

GEOLOGICKÉ PRÁCE

J
5800

SPRÁVY 58

7L



REDAKČNÁ RADA

RNDr. Augustín Began, CSc., RNDr. Edita Brestenská, prof. RNDr. Bohuslav Cambel, DrSc., RNDr. Oto Fusán, DrSc., RNDr. Jozef Gubač, CSc., Ing. Eugen Kullman, CSc., RNDr. Ondrej Samuel, CSc. (predseda redakčnej rady), Ing. Ján Slávik, CSc., RNDr. Laurenc Snopko, CSc.

VEDECKÝ REDAKTOR
RNDr. Ondrej Samuel, CSc.

Geologický ústav D. Štúra	
KNIŽNICA Bratislava	
Signatúra:	13196
kat. čis.	196/13
Kús kúpa:	31-
Kús vým.	
Kús dar:	

OBSAH — CONTENTS — INHALT

1. Balogh K.: Historical Review of Conceptions Referring to the Pannonian Mass	5
2. Špička V.: Příspěvek ke genezi a funkci zlomů v neogénu slovenské části vídenské pánve	29
3. Slávik J.: Pochované vulkanické pohorie na juhu východného Slovenska (Zemplínske vulkanické pohorie) — Buried Volcanic Mountains in the South of the East Slovakia	45
4. Planderová E.: A Contribution to Palynological Research of Lunz Beds in West-Carpathian Region	57
5. Koráb T. — Snopková P.: Palynologické a stratigrafické zhodnotenie lupkovských vrstiev a ich paleogeografická interpretácia — Palynological and lithological evaluation of the Lupkov beds and paleogeographical interpretation (Dukla unit, eastern Slovakia) (Summary of the slovak text)	79
6. Fejdiová O.: Geologická stavba podhalského paleogénu na Orave — Geological structure of the Podhalie Paleogene in Orava	103
7. Ďurkovič T.: Sedimentárno-petrografický výskum pročských vrstiev beňatinského flyšu na východnom Slovensku — Sedimentary-Petrographic Research of Proč Beds of Beňatina Flysch in Eastern Slovakia	119
8. Marková M. — Meier R.: Terciérne evapority v podloží neovulkanitov Krupinskej vrchoviny — Tertiary Evaporites in the basement of the Krupinská vrchovina Mts	125
9. Vaškovský I.: O litológii, genéze a veku spraší v doline Dunaja na úseku Komárno—Štúrovo — On the Lithology, Genesis and Age of Loesses in the Danube Valley in the Section Komárno—Štúrovo	149
10. Šajgalík J. — Letko V.: Geotechnické vlastnosti spraší dokumentované na profile Nitra—Čermán — Dependence of loess geotechnical properties on their genesis as illustrated on the Nitra—Čermán profile	169
11. Forgáč J.: Genéza alunitu a premenených hornín od Dekýša (Štiavnické pohorie) — Genesis of alunite and metamorphic rocks near Dekýš (Štiavnické pohorie mountains)	189
12. Forgáč J. — Karolusová E.: Poznámky k doterajšej terminológii mladých vulkanických hornín — Notes on terminology of young volcanic rocks	201
13. Rebro A. — Horváth G.: Nové výskyty sírovodíkových vôd v piešťanskej oblasti	215
14. Rebro A. — Began A.: Nové poznatky o minerálnych vodách v Beluškých Slatinách — New Information about Mineral Waters at Belušké Slatiny	219

W

Správy — diskusia — recenzie

15. Marschalko R.: Termín: Klastické žily — Clastic dikes	231
16. Kúšik R.: Onkolity z intraformačných brekeií triasového podložia neovulkanitov v Banskej Štiavnici	239
17. Polášek S.: Contribution à la géologie de la série hauttatrique	245
18. Polášková M — Polášek S. — Tužinský Á.: Sur la hydrogéologie du noyau cristallin de Malá Fatra	247
19. Kadlec E.: Geologická stavba oblasti Margecany—Kojšov—Košické Hámre	253
20. Krystek I.: Předběžná zpráva o nálezu spodno-střednokřídových vápenců v Kuřimi	256

K. BALOGH*

HISTORICAL REVIEW OF CONCEPTIONS REFERRING TO THE PANNONIAN MASS

(16 text-figures)

Approaching Hungary, the chains of the Alps split into two branches—the Carpathian arch and the Dinaride Range. Forming a wedge between these three orogenic belts, the enclave is occupied by the vast Pannonian Basin filled up by Tertiary and Quaternary sequences, thick and comparatively undisturbed.

The eastern part of the Basin, the Great Hungarian Plain, framed by the Danube, the Transylvanian border mountains and the northern members of the so-called Intra-Carpathian Volcanic Belt seems to be by its present-day morphology, a uniform major subbasin. However, its part lying west and south of the Danube has been disintegrated into several minor subbasins (the Little Plain or Győr Basin, Pannonia, Drava and Sava Graben) by a number of basement ridges forming Paleo-Mesozoic mountains of medium height (Transdanubian Central Mountains, Mecsek Mountains, Villány Mountains, the mountains of Croatia and the Fruška Gora) (Fig. 1).

Genetically, the Pannonian Basin is an intermotane basin in sense of Kossmat, that separates two orogenic branches of opposite vergency from each other. *The pre-Tertiary Pannonian Mass hidden below the younger basin-filling is an important and independent part of the multi-branched orogenic belt. Hence its crucial importance for the understanding of orogenic evolution.*

The Birth of the Term "Median Mass"

As early as the beginning of this century it was been recognized: *although the facies of the Mesozoic and pre-Mesozoic formations of the Pannonian Mass has an Alpine-Carpathian-Dinarian character, tectonically they show no trace of a nappic pattern at least on the surface.* After having been compressed in Middle to Late Cretaceous time, the Transdanubian and Croatian mountain ranges,

* Geologic Institute of the "József Attila" University, Szeged, Hungary. The manuscript received at 11.1970.



Fig. 1 Parts of the Pannonian Basin

B: Börzsöny – Visegrád Mts. *Ba:* Bakony Mts. *Bü:* Bükk Mts. *BP:* Buda – Pilis Mts. *C:* Cserhát Mts. *FG:* Fruška gora Mts. *G:* Gerecse Mts. *LC:* Little Carpathians. *M:* Mecsek Mts. *Ma:* Mátra Mts. *P:* Psunj Mts. *Pa:* Papuk Mts. *R:* Rosalie Mts. *T:* Tokaj Mts. *V:* Vértes Mts. *Ve:* Velence Mts. *Vi:* Villány Mts. *Z:* Zagrebačka gora Mts. *Crossed:* Tertiary volcanic mountains belonging to the internal volcanic garland of the Carpathians

consisting of broad folds and of thrust-sheets with alternately northward and southward vergencies, were heavily block-faulted in the Tertiary. Although block-faulting was occasionally replaced, in the Tertiary too, by compression, this latter could produce marginal thrust-sheets only. This is the reason why the basic, fold-and-sheet tectonics of the Mesozoic have been largely surpassed by the blocky Tertiary structure, particularly in the Transdanubian Central Mountains.

The first conclusions which can be deduced from the above were outlined by L. Lóczy Sr. in his oral teachings and his last, partly posthumous, publications (1918, 1924). Having generalized E. Mojsisovics' (1879) idea of a Liassic "Oriental Mainland", L. Lóczy Sr. considered the basement of the Pannonian Basin to be part of an ancient crystalline mass connecting the Central Alps with the Rhodope Massif on the Balkan Peninsula. According to him the rocks making up the mountains of the Pannonian Basin would have been deposited in sea troughs having no direct intercommunication among them-

selves. These troughs had sunk into the old mass during the Perm-Mesozoic after having branched off in various directions from the contemporaneous geosynclinals of the Alps. However, a considerable part of the crystalline massif was still emergent in Paleogene time and it began only since the Miocene to subside and develop into a basin. Its subsidence was accompanied by the eruptions of the "Intra-Carpathian Volcanic Belt, activities that culminated during the Miocene."

This concept, which was originally intended to be just a paleogeographic theory, was made known to K. Diener, E. Suess and V. Uhlig well before its publication. The successors soon extended it to the domain of their tectonic considerations. Thus it became the source of Kober's *Zwischengebirge* concept (Zwischenmasse, median mass, intermediate mass).

According to L. Kober (1921), the Pannonian Mass would be the model of the bulky massifs left over from earlier foldings within young orogenic belts, massifs which, *because of their rigidity, would passively control the running of the young folds surrounding them.* The characteristics of these masses are:

- a) they have a fainter intensity of folding;
- b) they tend to push the vergencies of the surrounding folds;
- c) starting from these masses, the folding process migrates to more external zones;
- d) during this outward migration the masses are strongly broken and submerged again.

The Telegdi Roth's "Tisia"

However great the difference in tectonic setting between the Hungarian and Croatian mountains on the one hand and the Carpathians on the other, to trace the outlines of the Pannonian Mass has been a matter of uncertainty from the very beginning.

After Gy. Prinz (1926) it includes the Vepor, the Spiš-Gemer Metalliferous Mountains, the Transylvanian Basin and its Western border mountains as well. K. Telegdi Roth (1929) extended the range of the Mass to the Klippen Belt in the Western and to the inner border of the Flysch Zone in the Eastern Carpathians. Afterwards its limits were narrowed down again, though in different ways.

This uncertainty is mainly due to the lack of any fundamental difference between the building materials of the Carpathians, respectively the Pannonian Mass up to the middle Cretaceous time. Essentially, both the autochthonous and allochthonous crystalline formations of the Carpathian folds and the superficial granite massifs of the Pannonian Basin (Velence Mountains and Mórág Range) were alike members of the South European Hercynides. From Early Triassic to Middle Cretaceous time the ruins of the Hercynides, considerable

rably devastated during the continental Permian, were inundated by the Tethys, and only isolated geanticlines remained emergent. The rocks of this archipelago, differently folded in the Upper Cretaceous, emerged then together by the end of the Cretaceous. However, this latest Cretaceous mainland, referred to as Tisia by K. Telegdi Roth (1929) after Gy. Prinz (1926), is uniform only from the paleogeographic point of view. Tectonically, it consists of two main parts:

1. the "median mass" proper which has been only a little affected by Alpidic compression because of its consolidation inherited from Hercynian time;

2. the Zone of Inner-Carpathian Nappes brought about by the intense squeezing out of the material of geosyncline portions which mostly have lost their Hercynian consolidation.

The Tisia stage came into being even by means that the area of the Inner-Carpathian nappes did re-join to the more consolidated inner core. Accordingly, the Tisia is the median mass of the External-Carpathian Flysch Zone. By its introduction the Pannonian Mass obtained a much broader interpretation as earlier. *However, the "rigid" median mass of the Inner-Carpathians has not been sharply bordered; moreover the gradual transition of the inner core into the surrounding folds has been emphasized.*

The Schmidt's Interpretation

In 1929 the Carpathian Flysch Belt still really seemed to be a suitable boundary for the latest Cretaceous Tisia block, because manifestations of a heavy post-Cretaceous compression were not observed in the more internal zones of the Carpathians. However, a pure interpretation of the median mass also required to revert to narrower boundaries. Therefore, starting from the basalt occurrences of the Graz Basin, E. R. Schmidt (1957) drew the boundary of the Mass along the "Inner Volcanic Belt." Of course, he thus made the Transylvanian Basin, too, a member of the median mass. Since yet the western border mountains of Transylvania (the Apuseni or Bihor mass) were already at that time firmly recognized to have a Carpathian character both in lithology and tectonics, the validity of this attempt was a priori doubtful. E. R. Schmidt tried to eliminate this contradiction by the following bold hypothesis. He declared the Bihor Group, together with its Lower Cretaceous in Flysch-facies and its Upper Cretaceous in Gosau-facies in the Transylvanian Metalliferous Mountains, to be a mass which would have thrust westwards, above the median mass, from the inner side of the sharp curvature of the Eastern and Southern Carpathians "affected by flexing".

Furthermore, accordingly to the fashionable tectonic theories of that time, E. R. Schmidt attempted to draw the geomechanic consequences of his concept on a "rigid and thick" Pannonian Mass in details, too.

Having sharply contraposed the *orogeosynclines* of labile crust to *median masses*, having a thick and rigid crust like the "kratogenic" continental platforms, but passive (Fig. 2), he felt compelled to introduce the term *kratogeosyncline* for the Permian-Mesozoic sedimentary basins developed on these masses.

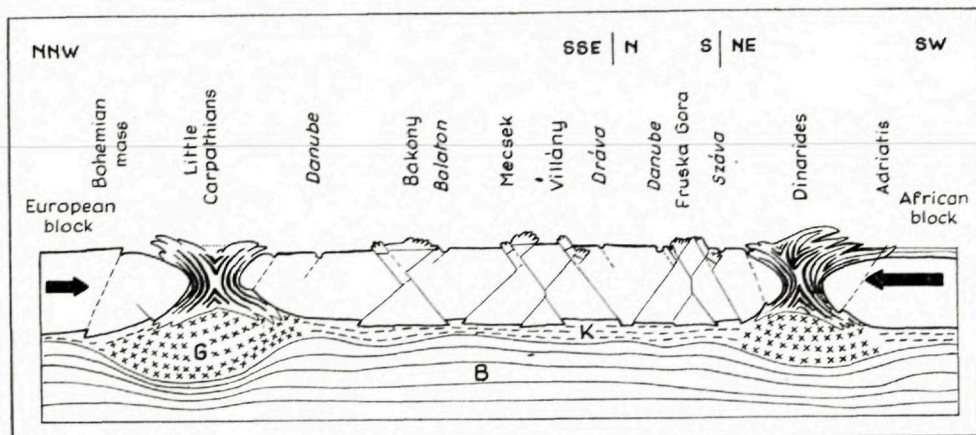


Fig. 2 Schematic section across the Carpathian and Dinarian Orogens and the Pannonian Intermediate Mass according to E. R. Schmidt (1957, p. 153). G: granitic magma ("Sial"). B: basaltic magma ("Sima"). K: mixed magma

Orogeosynclines are rapidly subsiding areas which would owe the reduced thickness of their crust to the suction effect of subcrustal magmatic currents. The *kratogeosynclines* of the median masses would be tectonic grabens developed along deep fractures. Their filling, too, would be dislocated by horizontal compressive stresses. However, because of the rigidity of their basement and the reduced thickness of their sediment they gain a germanotype tectonic structure along the shear surfaces running diagonally with respect to the prevailing compressive stresses (flat folds, fault-folds, thrust-sheets, slip-fault blocks). On the contrary, the orogeosynclines would be characterized by an Alpidic structure, and their principal lines run always parallel to compression.

According to E. R. Schmidt, the empirically established bilateral-symmetric tectonic pattern of the filling of all kinds of sedimentary basins would be a geomechanical necessity. In his deductions, however, he seems to have disregarded the fact that the limbs of the structures of this kind were not in all of the cases formed at one and the same time.

On the basis of data of deep drilling E. R. Schmidt has also sought to reconstruct the kratogeosynclines of Hungary in form of four Mesozoic zones among five Paleozoic ones (Fig. 3). In his opinion, the strictly SW-NE strike of these would obey the laws of the above-mentioned kratogenic geomechanics,

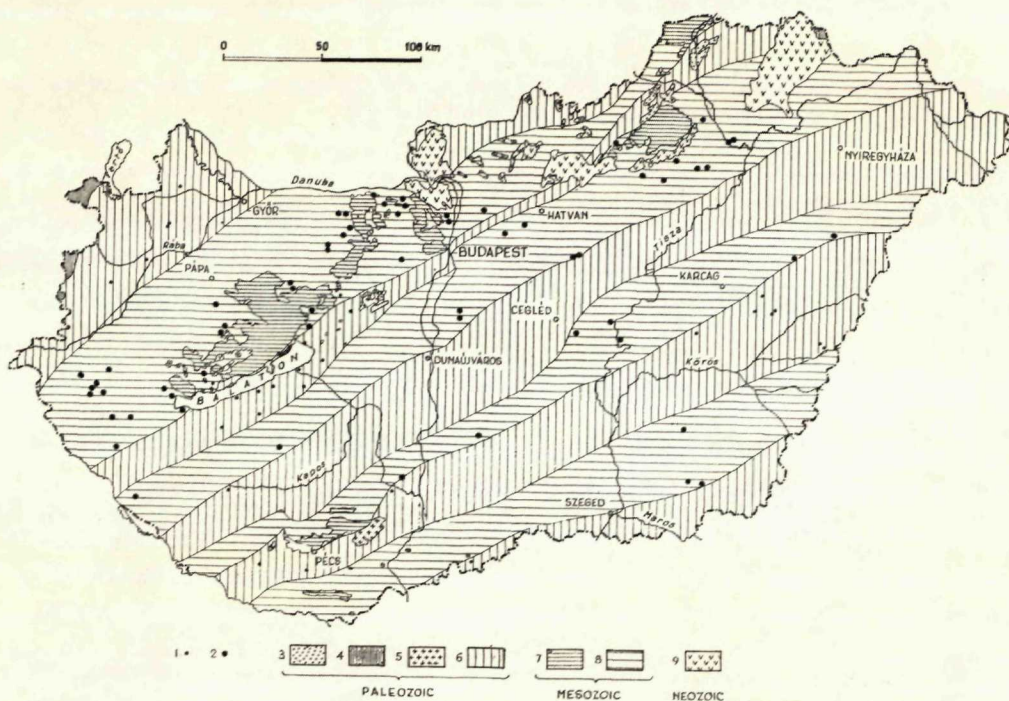


Fig. 3 Basin-floor map of Hungary according to E. R. Schmidt (1961. Table 16)

- 1 - Bore-holes pushing in Paleozoic, 2 - Bore-holes pushing in Mesozoic, 3 - Paleozoic sediments, 4 - Paleozoic crystalline rocks, 5 - Paleozoic plutonites, 6 - Paleozoic on the basin-floor, 7 - Mesozoic in outcrop, 8 - Mesozoic on the basin-floor, 9 - Neozoic eruptive rocks in outcrop

i. e. it would occupy a diagonal position with regard to the *hypothetical* directions of those stresses which, in accordance with the stages of geosynclinal evolution, are manifested first by tension and later by compression (Fig. 4).

However, any mechanical mapping and extrapolation of single boreholes, to account for the unexplored spaces between them, cannot be of lasting value unless stratigraphy and facies are analysed in detail. In addition, it should be taken into consideration that the reconstruction of the details of Mesozoic geosynclines is largely dependent on the rate of post-orogenic denudation.

"Orogenic" Interpretations

While E. R. Schmidt's geomechanics was making efforts to fit the chessboard tectonics of the rigid basement in the Alpine-Carpathian frame, the doubts raised against the purely faulting-based theory of the Pannonian Mass gave birth to a totally different interpretation. The development of this theory began with V. Uhlig's second synthesis of the Carpathians.

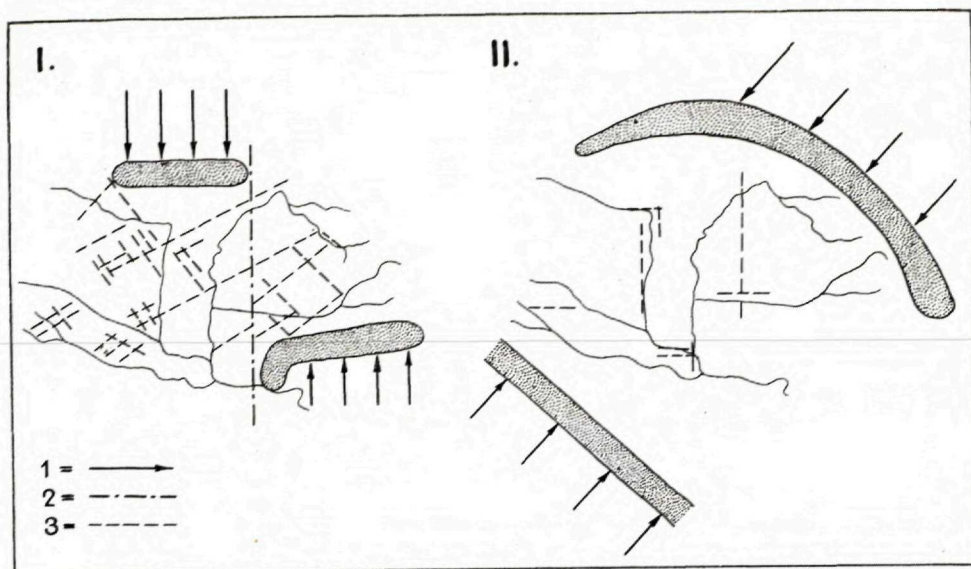


Fig. 4 The distribution of the tectonic forces and dislocations in the Pannonian Mass during the Cretaceous (I) and the Tertiary (II) according to E. R. Schmidt (1957 p. 88)

1 - Direction of the tectonic forces. 2 - Dislocations caused by shearing. 3 - Dislocations caused by compression

1. V. Uhlig's daring hypothesis (1907), which held the Transdanubian Central Mountains for the root zone of the nappes of the Western-Carpathians, gave rise to a passionate resistance among the Hungarian geologists. Thus it came into fashion to emphasize the structural individualism of the Pannonian Mass. These efforts were then exaggerated to such an extent that the fact of *compressive deformations* in the Cretaceous and in some post-Cretaceous phases was often totally ignorad. In the first three decades of our century was the chessboard-patterned block-faulting of the Hungarian basins and mountains emphasized.

2. Therefore the appearance of F. Pávai-Vajna (1931), the most extreme Hungarian advocate of the orogenic concept, should be considered as a reaction to the aforementioned exaggerations of disjunctive tectonics. Pávai sought to replace the concept of *rigid Pannonian Mass* by such a markedly dissected Mesozoic geosyncline *which would be quasi the third to join the North and South Alpine geosynclines and which would have been undergoing orogenic folding throughout the whole Tertiary until today.*

This hypothesis reflects the contemporaneous conditions of the prospecting for hydrocarbons, as people believed that all the occurrences of oil and natural gas must be connected with the crests of anticlines. Although Pávai's hypothesis can by no means be justified, the fact that he did detect a number of folds and of (in part really younger) imbrications in the Hungarian Mesozoic was undeniably of healthy influence upon the further development of the tectonic thinking in Hungary.

3. The orogenic concept of the Pannonian Mass was also manifested in the ideas of F. Horusitzky (1961), who considered the tectonical simplicity of the Pannonian Paleo-Mesozoic to be a *seeming phenomenon*. This would be due to the thick Tertiary

overcovering of the older formations in Hungary, to the high-grade fracturing of the rigid limestone and dolomite masses and to the resultant difficulties of stratigraphic orientation. Consequently, Horusitzky attempted to find true tectonic nappes even in the Pilis-Buda Mountains. And though large overthrusts cannot be found in any of the pre-Tertiary outcrops of the Transdanubian Central Mountains, the possibility, however, that the entire mountain range might be in an overthrust position cannot be precluded. This is suggested, among other things, by the shearing off of the — otherwise slightly — folded Triassic formations of the Gemerides from their Paleozoic basement: a hypothesis raised by H. Böckh as early as 1905 and later confirmed by the results of both the Slovak and Hungarian geologists. Nota bene, the southern limestone belt of

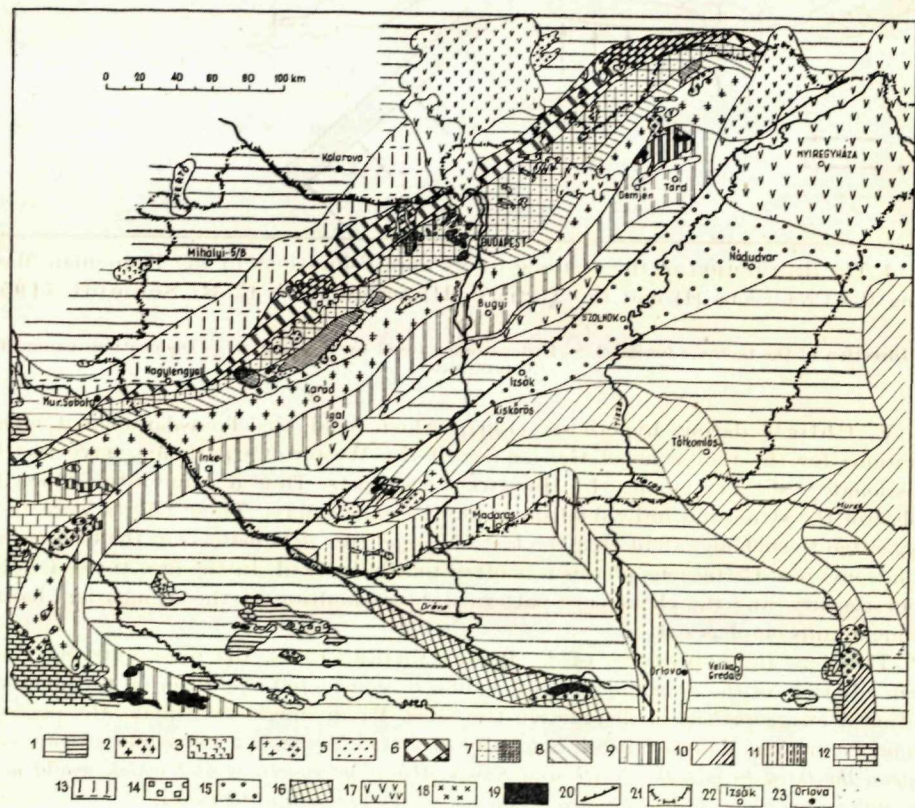


Fig. 5 The facies-zones in the basin-floor and the distribution of the magmatic rocks in Hungary and in the neighbouring countries according to F. Horusitzky (1961, table)

1 — Metamorphites. 2 — Less metamorphed sediments and marine Late-Paleozoic. 3 — Marine Lower Paleozoic. 4 — Greater granitic intrusions. 5 — Terrestrial Permian. 6 — Mesozoic of the northern unit of the Central Hungarian Mountains. 7 — Mesozoic of the middle unit of the Central Hungarian Mountains. 8 — Mesozoic of the southern unit of the Central Hungarian Mountains. 9 — The Mesozoic of the zone Bükk — Dinarian. 10 — Mesozoic of the zone Mecsek — Reshja. 11 — Mesozoic of the zone Villány. 12 — Mesozoic of the Yugoslavian Karst. 13 — The northern Cretaceous zone on the border of the Central Mountains. 14 — Cretaceous in general. 15 — "Flysch-zone" inside the Carpathian Basins. 16 — Northern "Radophit"-zone of Kober. 17 — Tertiary acidic volcanic rocks. 18 — Basaltes of Late-Tertiary age. 19 — Older basic and ultrabasic volcanites and plutonites. 20 — Lines of underrusths. 21 — Frontier of Hungary. 22 — Bore-holes. 23 — Towns.

the Gemerides is the southernmost Carpathian unit with which the Triassic range of the Transdanubian Central Mountains can be most directly linked up even on the basis of F. Horusitzky's "facies map" (Fig. 5).

Objections against the Uniformity of the Pannonian Mass

F. Pávai and F. Horusitzky were otherwise not alone to discredit L. Kober's orthodox interpretation of the median mass as a *rigid, foreign body* separating the Alpine and Carpathian ranges. To account for this, the Alpine facies and the zonal distribution of the Upper Paleozoic and Mesozoic formations must be considered. Therefore, it would be the most important question to decide what kind of Alpine and Carpathian elements are connected by these zones. However, because of the intra-basin position of these zones the answers that can be given are still entirely provisional (beside the above references, see also G. Pantó — Gy. Morvai 1965, K. Balogh — L. Körrössy 1968, V. Dank — J. Fülöp — I. Csalagovits — Á. Juhász — K. Szepesházy — G. Császár — Gy. Radócz 1967). This is why the majority of tectonists in Hungary have preferred to elude a tangible answer attacking the existence of the median mass by stressing of his chopping-up only in generality. At the same time, their opinion is a mean between the kratogenic and orogenic interpretations, as they consider that the mass which used to be held earlier for uniform is constituted partly by kratogenic, partly by orogenic elements. Unmistakably enough, this attitude is a reflection of K. Telegdi Roth's ideas. After Telegdi Roth, P. Rozložník (1936) was the first to state that "...the Alpine-Carpathian orogen developed in a territory of heterogenous composition, where within tectonically... mobile zones there were some rather rigid masses. Owing to the uneven structure of the pre-Permian formations of the Alpine-Carpathian Orogenic Belt, the development of the Alpine geosyncline in the various areas was also different." Consequently, „any attempt to keenly oppose the Carpathian chains to the ancient Hungarian Mass is out of date.“ Therefore the existence of a mass of uniform behaviour since Variscan time cannot be spoken of, the less so as the Varistide basement itself was disintegrated into parts of unequal mobility.

This idea is also reflected by the approaches of F. Szentes (1949), E. Vadász (1954), T. Szalai (1960) and others.

I. F. Szentes (1949) does not only subdivide the "median mass" into several parts, but he also declares the internal members of the Carpathian arch to form a chain consisting of units of different origin which would only at the end of Oligocene have been linked up into a morphological entity by the arch of the Flysch Carpathians. According to him, "not even this flysch chain is a continuous arch, but it is divisible into at least three parts and it penetrates deep into the older mountain arches; one of the flysch zones branches off the Magura Series by the Dunajec river, the other does so in the vicinity of San" (Fig. 6).

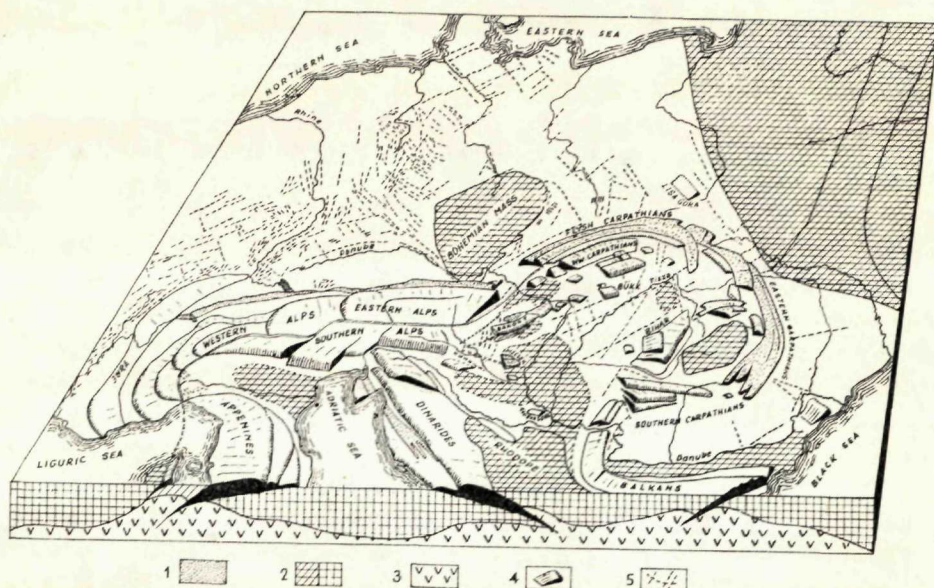


Fig. 6 The position of the Carpathians in the Alpine orogen system according to F. Szentes (1948, p. 90)

- 1 - Flysch. 2 - Rigid tables and masses. 3 - Magmatic belts. 4 - Strike and vergence of mountains.
5 - Faults

2. E. Vadász (1954) considers the nappe-free parts of the median mass (i. e. the "central mountains" of Hungary) to have mainly a *kratogenic* structure, while the other parts, e. g. the Bihar Group, would be *orogenic*. In a number of areas in Hungary the Hercynian basement immediately underlies the Tertiary sediments. The only exception to the rule is the southwest continuation of the Transdanubian Central Mountains - the Mecsek-Kiskörös and Villány-Tótkomlós belts (Fig. 7.).

He believes the Mesozoic of the Transdanubian Central Mountains to be chiefly of North-Alpine facies with southerly vergency, and with faint traces of basic volcanism of South-Alpine character.

Despite its being bounded by crystalline formations, he ranks the Mesozoic of the Mecsek Mountains with its southerly vergency among the eastern branches of the Southern Alps, disregarding the fact that the Gresten facies of the Lower Jurassic in the Mecsek seems to contradict this classification.

With the Southern Alps he connects the Villány Mesozoic, although the latter is much more incomplet and its imbrication tends to North.

In his opinion, the Mecsek and Villány Mesozoic would present relations with the Bihar (= Apuseni) Mountains lying farther east. He regards the latter to be a Hercynian element regenerated, exceptionally, up to assuming an Alpidic character. As for the Bükk Mountains, however, he takes it to be a transition into the western Carpathians.

From the above considerations, he has concluded that Kober's "Internide" is not uniform, its sharp discrimination from the "Centralide" thus being superfluous. With this statement he arrives at Telegdi Roth's concept of Tisia, even though he does not use this term.

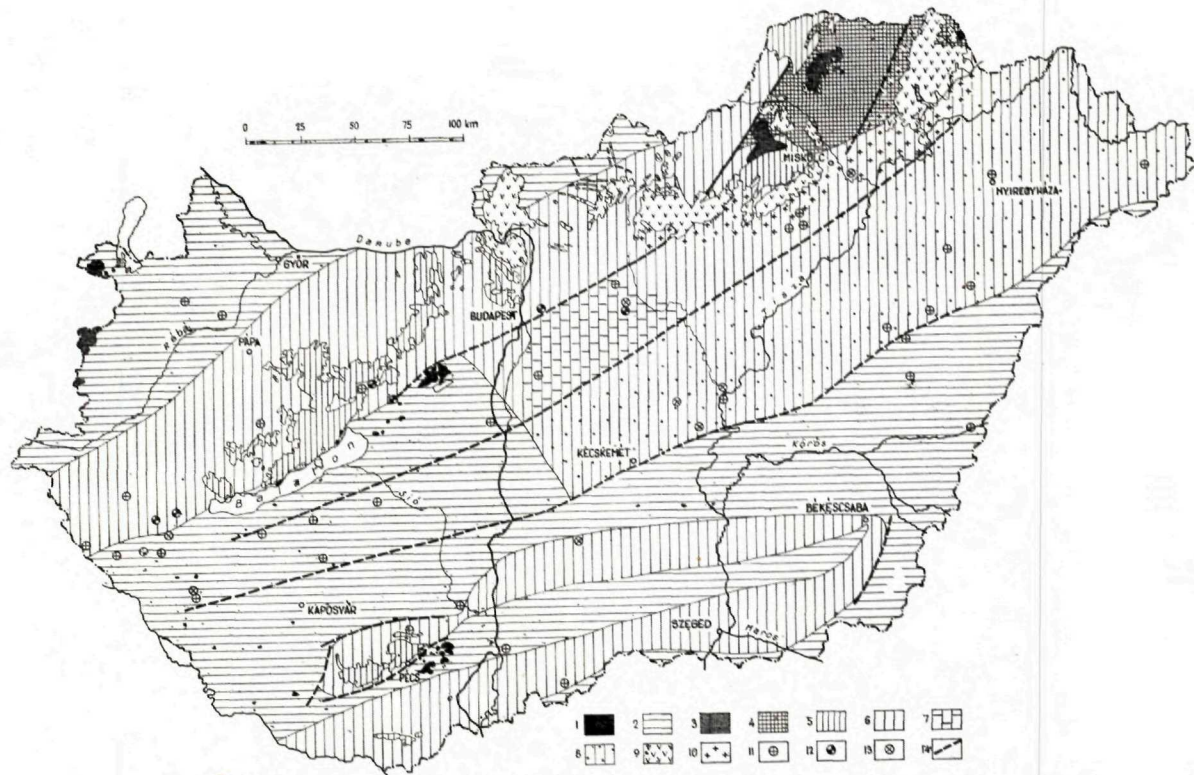


Fig. 7 Tectonic sketch of Hungary according to E. Vadász (1960, supplement).

1 - Caledonian-Hercynian crystalline schists, granites and other magmatites in outcrops. 2 - Buried Caledonian-Hercynian crystalline schists. 3 - Outcropped Later Paleozoic (marine Carboniferous and Permian). 4 - Buried Later Paleozoic (marine Carboniferous and Permian). 5 - Superficial Permian and Mesozoic range. 6 - Buried Permian and Mesozoic range. 7 - Lower Cretaceous on the basin-floor. 8 - Upper Cretaceous (Senonian) on the basin-floor. 9 - Superficial Tertiary volcanoes. 10 - Subsurface Tertiary volcanoes. 11 - Miocene volcanites in bore-hole. 13 - Mesozoic volcanites in bore-hole. 14 - Tectonic lines.

3. T. Szalai (1960) seeks to find out the ancient elements constituting the Carpathians and the areas bounded by them. He distinguished an "Erzgebirgian" geanticline trending northeastwards from the Central Alps as well as further two geanticlines one of which trends in a northwest-southeast, i. e. "Hercynian" direction, in the zone of the Western and Eastern Carpathians and the another in that of the Dinarides, respectively (Fig. 8.). As fourth geanticline he mentions the Lóczy-ridge. This trends west-east (i. e. in "Tethyan"-direction) from the Gailtal crystalline through the crystalline of the eastern Great Hungarian Plain towards the Eastern Carpathians. Having submerged several times during their Hercynian and Alpine history, these pre-Hercynian geanticlines are strongly altered. The most recognizable, though most ancient of them is the Lóczy-ridge forming the backbone of the present-day median mass. Fifth of the geanticlines distinguished by T. Szalai is the "Wallachian Spur" including the crystalline masses of the Southern Carpathians. Pointing out the effect produced by

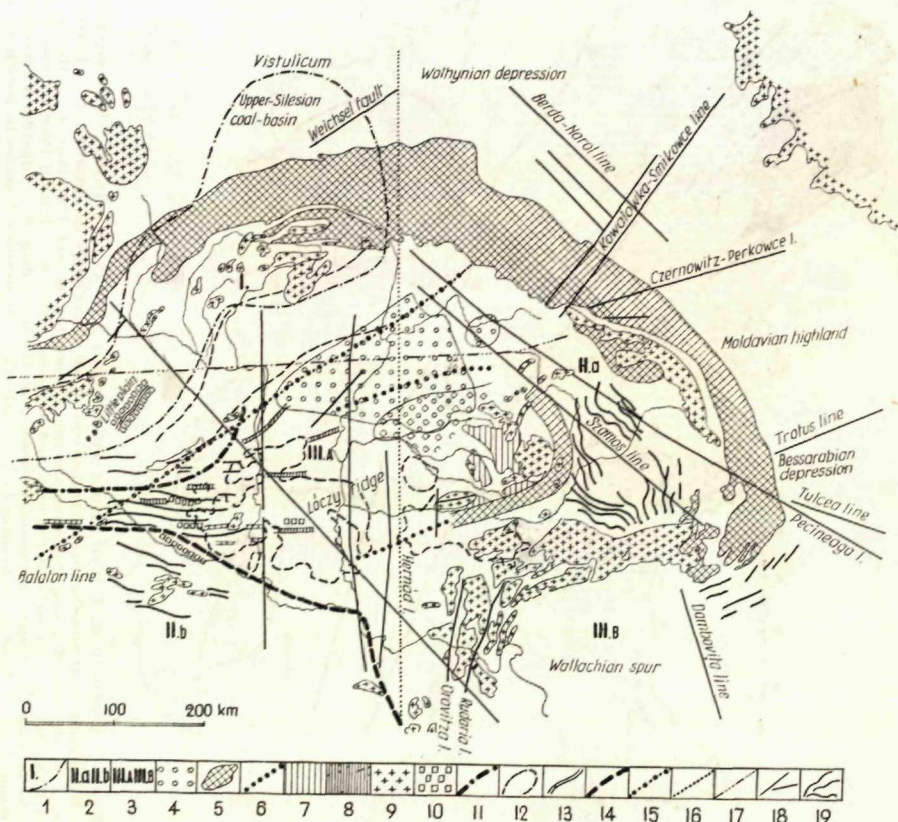


Fig. 8 Tectonic sketch of the Carpathian territory after T. Szalai (1957)

1 - Erzgebirgian geanticline. 2 - Hercynian geanticline. 3 - Tethyan geanticline. 4 - Neogene volcanites. 5 - Flysch. 6 - Flysch in bore-holes. 7 - Mesozoic of the Lóczy-ridge. 8 - The same, in bore-holes. 9 - Crystalline. 10 - The same, in bore-holes. 11 - Possible coastline of the Carboniferous in the environs of Balaton. 12 - Maximum of gravitation. 13 - Axis of the maxima of gravitation. 14 - "Narbe" separating here the Alps, Carpathians and Dinarides. 15 - Prehercynian Balaton-line. 16 - Prehercynian-Alpidian Hernád-line. 17 - Danube-line. 18 - Tectonic lines. 19 - Anticlines in Transdanubian, Croatia, Transylvania and Rumania.

these more ancient masses of different strike upon the Mesozoic subgeosynclines, he declares the heterogeneity of Prinz—Telegdi Roth's Tisia to be proven.

4. V. Scheffer (1958) and L. Bendefy (1964) have sought to point out the megatectonic connections some pre-Alpide elements of the Pannonian Mass may have with the Sudetes and the Kraistides. However, for lack of a detailed lithological analysis, these suggestions should for the time being be considered merely attempts at scouting potential combinations.

5. Gy. Wein (1969) holds the main tectonic lines of the Hungarian Mesozoic for a Variscan heritage. According to him, the basic tendency of tectonic evolution of the Pannonian Mass would consist in the gradual narrowing down of the Paleozoic geosyncline which was initially very broad here and in the gradual northward shifting of the Mesozoic geosyncline-branches brought about by the rejuvenation of major Hercynian lines. Accordingly, the Alpide tectogenesis would have initially been controlled by earlier tectonic elements. New tectonics appeared only in the Tertiary.

The Problem of the "Alföld Flysch Belt". Between Debrecen and Szolnok deep-borings for oil and gas explored an east-west striking zone of clastic sediments which seems to appear in the continuation of the the so-called Transcarpathian Flysch of the Eastern Carpathians. According to the present stage of knowledge, this "Alföld Flysch Belt" (i. e. the "flysch zone" of the Great Hungarian Plain) comprises two basins of different age, each of them just partly coincidence with other. Namely, a Paleogene (mainly Eocene) filling-up is present in every part of the Belt whereas the Upper Cretaceous (Senonian) sediments are known in a small part of the east-west striking stretch of the crescentshaped zone (between Debrecen and Nádudvar) only.

L. Kőrössy's "Alföld Flysch Belt" (1959) was already in itself a great blow to L. Kober's interpretation of the median mass. And the hypothesis that the Senonian and Paleogene formations of this belt are interconnected by continuous sedimentation seemed to be in contradiction with the Telegdi Roth's idea of a uniform emergent land at the latest Cretaceous time.

The existence of the "Alföld Flysch Belt" is, however, disputable because of two questions: 1. the flysch character and 2. the age of the sediment.

1. A part of the objections raised against the flysch *facies* are of *geophysical* nature. Namely, the pattern of gravimetric anomalies of the Belt does not show any particular difference as compared either to the Pannonian Mass or to the Inner-Carpathians characterized by Bouguer-anomalies from +10 to -10 milligals. Considerable differences can be observed, however, as compared to the anomalies of the Flysch Carpathians ranging from -50 to -100 milligals. Relying upon this observation, Gy. Szénás (1968, 1969) has thrown discredit upon the orogenic nature and the nappe structure of the "Alföld Flysch". *Lithologically*, it can be disapproved that the lithofacies of the "Alföld Flysch" has not yet been verified with due care. Therefore the "Alföld Flysch" is still referred to as "flyschoid" by many a worker.

2. The *question of age* has been modified by recent researches in two respects:

a) Some of the layers held earlier for Senonian have proved to have been redeposited

during the Paleogene. The known extension of the Senonian has thus decreased considerably as compared to the Paleogene (Á. Juhász 1968).

b) Instead of the earlier-supposed continuity it is an enormous break in sedimentation that is likely to have taken place between the Senonian and the deposition of the Lower Eocene (M. Sidó 1969). *This break fits exactly in the time-span of the emergence of Telegdi Foth's Tisia; on the other hand, it furnishes an additional argument against the probability of the presence of a genuine Flysch facies.* Besides, it renders superfluous Gy. Wein's statement (1969) that Tisia would have been emergent in the latest Oligocene, rather than in the latest Cretaceous—an opinion which Gy. Wein was compelled only to form on account of the earlier hypothesis of a continuous "Alföld Flysch" sedimentation.

Geophysical Parameters of the Pannonian Mass

Irrespective of the tentative of V. I. Slavin (1958) who still attempted to demonstrate the basement of the Pannonian Basin as a huge, the growth of informations from deep drilling has compelled the geologists of the neighbouring countries, too, to sketch the ways by which the connections between the Pannonian zones and the Alpine and Carpathian units can be imagined (W. Küpper 1960, P. Beck-Mannageta 1967, D. Andrusov 1968, A. Tollmann 1968, 1969). Because of the tectonical variability among the parts of the basin-floor it became inevitable to substitute the mechanism of development, relying upon the hypothesis of a thick and rigid crust, for a new one. Geophysics has come to help reach this goal.

The large-scale application of the deep-reflection method in the last 15 years has led to the conclusion that *the crust of the Pannonian Basin is much thinner than both that of the adjacent, "deep-rooted" orogenic ranges and the global average of continental crust thicknesses. Particularly thin is the basaltic crust enclosed between Conrad and Moho discontinuities. The granitoid crust, however, is of normal thickness.*

1. The relief of Moho discontinuity can be approximated by *gravimetric methods*, too. To this end, the contour map of the pre-Tertiary basement (L. Kőrössy 1963; Fig. 9.) is compared to the map of Bouger anomalies (Δg) (Fig. 10.) and corrections are made on the second in dependence on the degree of correlation between the two. The anomalies thus obtained (Fig. 11.) roughly correlate to Moho discontinuity, but it is the seismic methods that must be invoked for the quantitative assessment of Moho's depth.

2. Because of the relative aseismicity of the Pannonian Basin the weighed average of the depths of the hypocentres of its natural quakes is as low as 4 to 7 km. Owing to their low frequency and to the wide spacing of observation stations, the natural quakes are unsuitable for the investigation of the Basin's crust structure. Therefore induced deep reflection soundings have been conducted since 1954. In accordance with the principle of isostasy, *the resulting crust thicknesses roughly anti-correlate to the relief of the basin-floor: accordingly, under deep basin sectors the crust is thinner, under high-perched horsts, thicker.*

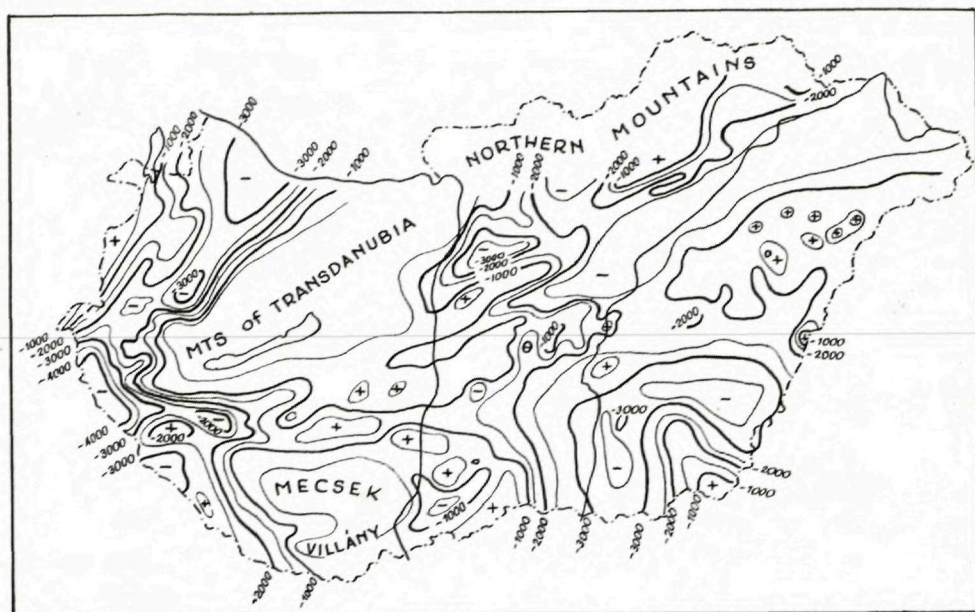


Fig. 9 Relief map of the Tertiary basin-floor in Hungary according to L. Körössy (1964). — Isoline interval: 500 m

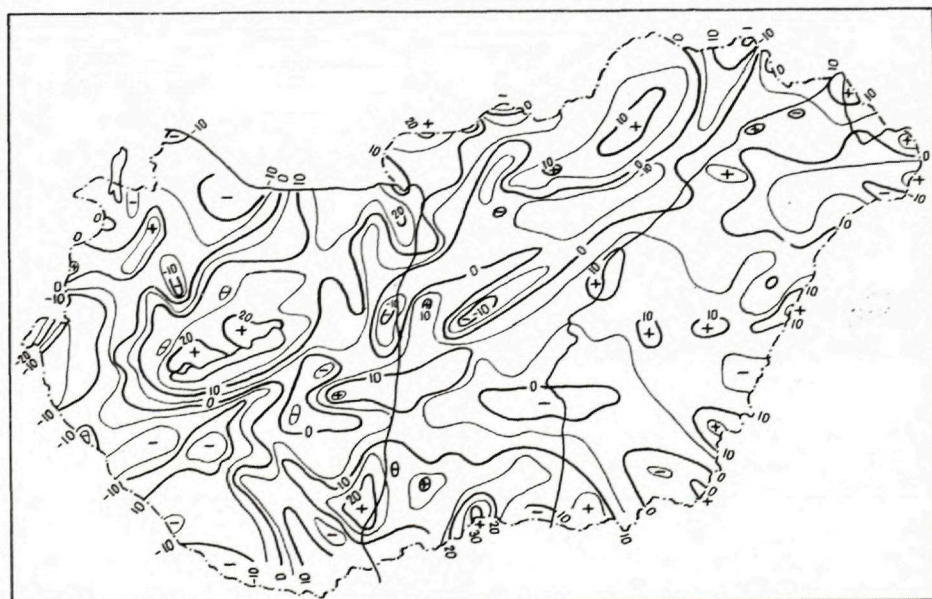


Fig. 10 The Bouguer-anomaly map of Hungary. Isoline interval: 5 milligals

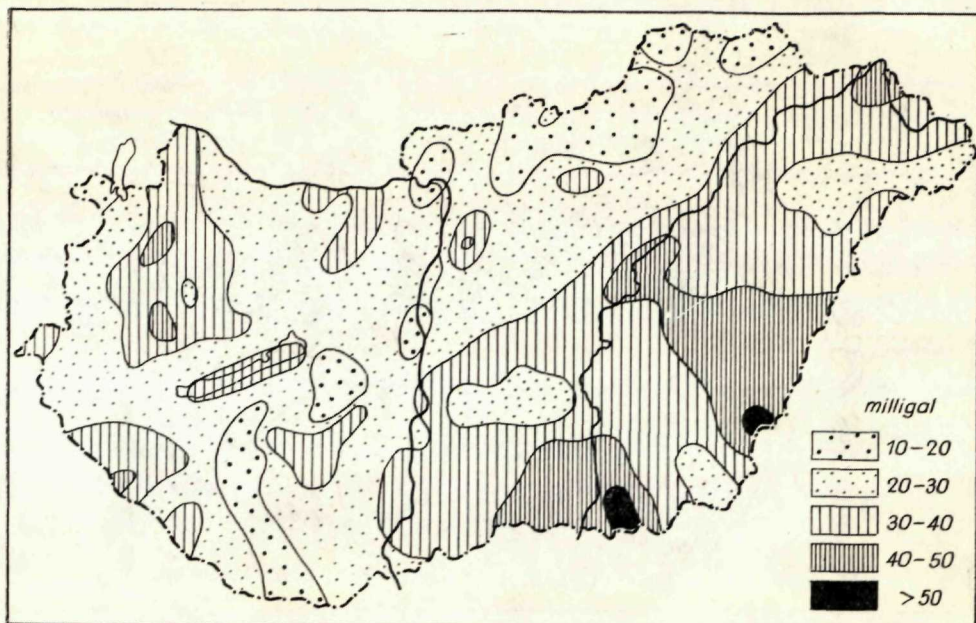


Fig. 11 Map of the corrected Bouguer-anomalies ($\Delta g''$) of Hungary after J. Renner and L. Stegena (1966, p. 112)

Having been conducted in an international cooperation since 1964, deep seismic soundings have produced results which now are developing into a sketch of Moho's contour map (Fig. 12). The combined Hungaro-Soviet profile (Fig. 13) readily shows that the depth of Moho discontinuity, sharply manifested by a limiting velocity of 8100 m/sec, "drops" from 25 km in Hungarian territory suddenly to 55 km or so in the Northeastern Carpathians, to re-attain then its normal value of about 40 km under the Russian Platform (E. Mituch 1968). The map also indicates the undulations of the upper mantle surface. Of greatest importance is, however, that in the Pannonian Basin faint records of Conrad discontinuity characterized by a velocity of 6900 m/sec, have shown this to lie only 7 km over Moho discontinuity a striking contrast as compared to the continental platforms where this distance arises to 25 km. *Consequently, in territory of the Pannonian Mass the basalt zone below the granitoid crust is of very limited thickness.*

3. *Magnetotelluric measuring* of subcrustal structures has shown the Gutenberg channel of the upper mantle — which retains well the shockwaves, but is of high magnetotelluric conductivity — to lie here at < 100 km depth. *Consequently, its position corresponds to that of the orogenic ranges and the oceans — a fact suggestive of affinities in deep structure between the Pannonian Mass and the last-mentioned territories (A. Ádám 1969).*

Accordingly, recent megatectonic theories generally agree in that *the comparatively thin crust of the Pannonian Mass covers a kind of mantle dome ("geotumor")*. *Since the low thickness of the crust is due to the thinness of its*

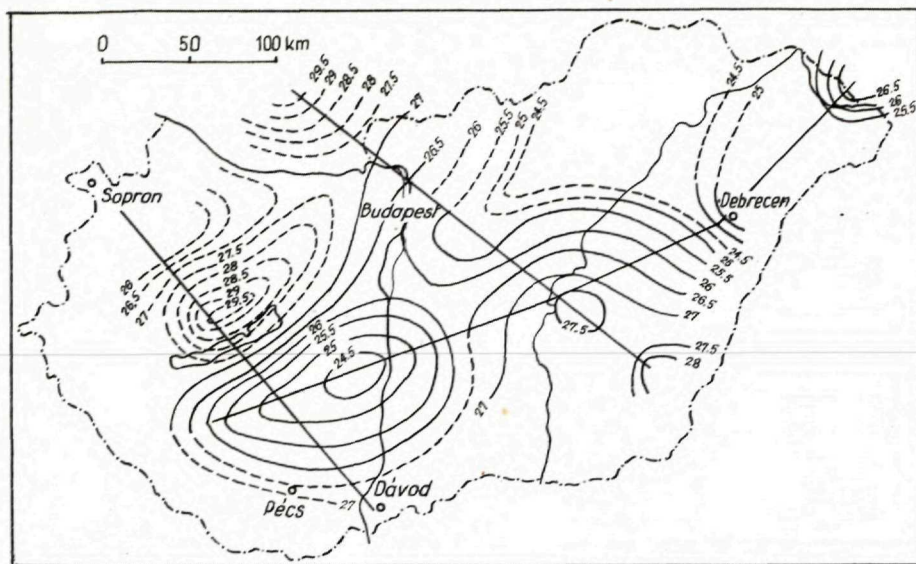


Fig. 12 The surface of the Moho-discontinuity (lower horizon) beneath the Pannonian basin after E. Mituch (1968, p. 10)

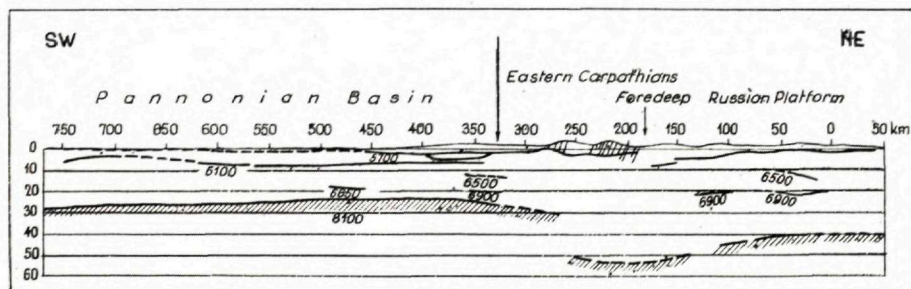


Fig. 13 Deep-profile across the Northeastern Carpathians according to E. Mituch (1968, p. 9)

lowermost, basaltic, zone, its destruction from below, i. e. from the direction of the mantle, is reckoned with. According to the principle of isostasy, the decrease of crust thickness, however, leads to basin formation and to large-scale accumulation of sediment, as really illustrated by the Tertiary filling of the Pannonian Basin.

Newest Ideas concerning the Development of the Pannonian Mass

a) According to L. Stegena (1964, pp. 428—429), the mechanism responsible for present-day structure of the Pannonian Mass can be explained by two magmatic currents of opposite trend.

Responsible for crust-thinning and, consequently, for the subsidence of the Carpathian geosyncline, the first *magmatic current* between the Late Paleozoic and the Cretaceous was flowing from the direction of the Carpathians to below the Pannonian Mass which was still dissected by several subbasins, but still had a thick crust underneath. During Cretaceous orogeny it turned in a reverse direction, whereas the second *magmatic current* did not only fold up the Carpathian Range, but it reduced the substrate of the Pannonian Mass as well (Fig. 14.). As for the causes of the inversion of the current, Stegena does not account for it.

b) Starting from *present-day* crust thicknesses and gravitational patterns, Gy. Szénás (1968, 1969) has come to the conclusion, very surprising for the geologists, that it is only the Flysch Zone of the Carpathians that forms a folded and nappic mountain range and it is only this zone that used to be an "eugeosyncline". All that which lies farther inwards (the Inner-Carpathian Range, the Bihar Mountains and the Pannonian Mass) would have belonged to the epicontinental, secondary, sea basin of the Alpine geosyncline only. According to him, *Late Cretaceous orogeny in this last-mentioned area would have produced just thrust-sheets of different size, but the formation of deep-rooted orogenic structures here would have been ended in the Caledonian phase already, or, at any rate, not later than the earliest Hercynian phase.*

Till Neogene time the kinetic the crustal blocks of the Pannonian Mass and the Inner-Carpathian Range was controlled by the subsidence of the External-Carpathian geosyncline, later on by its uplift giving rise to mountains. The heat released by plastic deformation was accumulated under the areas inside of the orogenic belt and it began to melt their crust. *Erupted in the form of volcanics, a part of the molten crustal base gave further impetus to the increasing rate of isostatic basin formation* which had begun on account of crust thinning. Because of the differentiation of melting off, some crust portions did preserve their original thickness and rose above portions of reduced thickness. Consequently, the former were attacked by destruction (erosion) from above, the latter from below. Since the products of Tertiary volcanism, estimated at 200 000 km³, can account for only one-third of the waste of volume due to 6—7 km crust thickness reduction, G. Szénás has been forced to admit some additional—still unspecified—crust-reducing agents to have been involved.

G. Szénás' hypothesis has a number of vulnerable points:

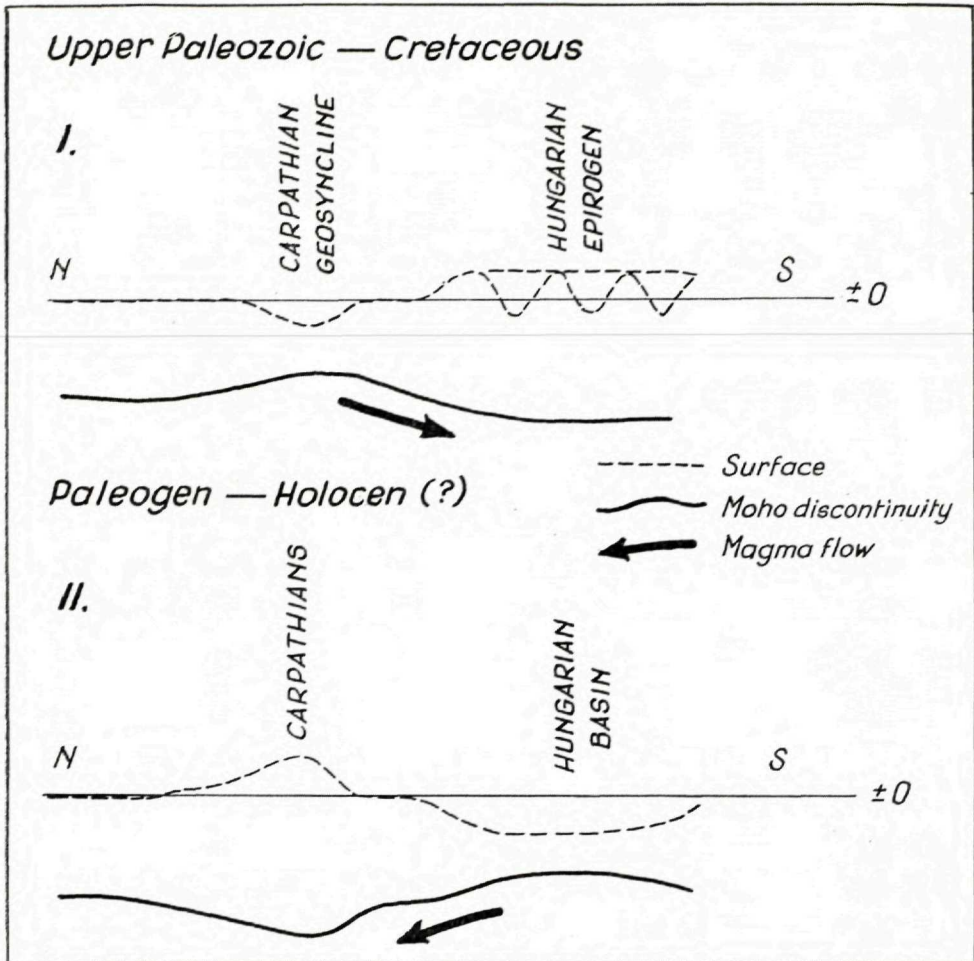


Fig. 14 The magma flows under the Pannonian Mass according to L. Stegena (1964, p. 428)

1. The Inner-Carpathian nappes can no longer be re-classified as representing large thrust-sheets. Between the visible tectonics of the Inner-Carpathian Range and the Hungarian "central mountains" there is a difference in rank.

2. What G. Szénás does not elucidate are the relationships of the kinetic mechanism of the Inner-Carpathian Range and the Pannonic mountains on the one hand and the Flysch Carpathians on the other. According to his opinion, the piling of "eugeosynclinal" sediments would have been crucial for the "gravitational" nappe structure of the Flysch Carpathians. He believes that this piling was the result of an isostatic uplift provoked by the cessation of the "suction effect" which had prevailed in the geosynclinal phase. However, the interpretation of fold forms by simply admitting this passive uplift and the subsequent gravitational sliding is not easily acceptable as a general law to

a geologist, since the very size of the nappes, a fact recorded empirically, would *in se* contradict this hypothesis. What cannot be doubted is the considerable size of the post-orogenic uplift of the mountains under consideration, but the size of uplift in the individual phases of orogeny is difficult to assess.

3. That it is the vertical stresses and movements that form the mind of the geophysicists (in contrast with the varied inventory of informations accumulated by geologists) is due to the fact that the current geophysical methods cannot record anything else except for paleomagnetism. The less suitable geophysics is for the recording of past conditions and movements, as its methods provide information merely on the present-day state of the Earth. Exception to the rule is again the paleomagnetic (and, occasionally, magnetic) method. Together with the geological disciplines, these testify to the fact that in the earth crust and its historical evolution vertical stresses were combined with such large-scale displacements which had their source outside the horizontal component of gravitation.

c) On the contrary, E. Szádeczky — Kardoss (1968, 1969) has developed a model which combines both geological and geophysical facts versatily with all useful elements of earlier theories and which is able to trace the history of the Pannonian Mass back to the Permian period.

Accordingly, the Pannonian Mass is a *mantle dome* which lies between a primary *Dinaric orogen* of eugeosynclinal type characterized by an intense, "sub-oceanic, ophiolitic initial" magmatism on the one hand and a secondary sub-continental *Carpathian orogen* of miogeosynclinal type characterized by poor "initial" magmatism on the other, and which has forged these into a geotectonic unit of higher rank. (The term "*eugeosyncline*" means, as understood here, a sedimentary basin containing among its sediments a high percentage of erosion products of volcanic islands. "*Miogeosynclines*", in turn, are accumulators of predominantly continental detritus [granites and gneisses].)

According to the above model, the selective *deep currents of the upper mantle are considered to have controlled tectonic evolution*. In addition, the following factors are supposed to have been involved:

1. gravitational nappe formation,
2. compressive effect of plastic sediments due to overburden,
- 3—4. isostatic movement due partly to the overburden of the crust, partly to changes in the thickness of the strata.

The selective deep currents do not mobilize the whole material of the affected mantle portion, but they only separate its more mobile components (alkaline-silicates and volatiles) from the less mobile materials (containing Fe, Mg and Ca). A current like this does not only change the chemical composition of the upper mantle, but it can also pass through interfaces of different physical phases and bring about some closed circuits ("current cells").

E. Szádeczky — Kardoss *supposes the suction effect of two opposite and deepward trending deep currents to prevail-one under the Carpathians and one*

under the Dinarides each. However, in the area between the two, under the Pannonian Mass, he reckons with the formation, consolidation and widening of two additional, smaller, confronted, "current cells" (Fig. 15).

Because of the dynamical character of the deep currents, these are *in se* extremely versatile tectonic agents. Changes in their composition, intensity, velocity, direction and obliquity are factors accounting for the various deformations of the crust. The ascending current-trunc may *initially* cause the crust overlapping to *rise* above its gravitational level and to deposit a lot of profound material at the base of the cold crust. *With increasing temperature, however*, the same current will melt down the basal layer of the crust and transmit the melted material by its "tributaries" at the base of adjacent geosynclines. Accordingly, subcrustal currents will increase the thickness of the crust of these geosynclines and thus provide the isostatical prerequisites for their orogenic uplift.

The diverging stretches of horizontal currents provoke *tensile stresses* in the crust weakened, as it has been, by magmatic assimilation. This process will first reduce the thickness of the crust and then disrupt it completely. Accordingly, above the ascending part of the current *sedimentary basins* will be brought about partly by tension, partly by magmatic assimilation and by the resulting isostatic subsidence of the crust. Naturally, the rate of subsidence will be lower than of the geosynclines produced by the suction effect of descending currents and subsiding more rapidly because of the great thickness of sediment accumulated in them.

With the displacement of the current, the central elevation and its internal basins as well as the surrounding geosynclines will migrate outwards. Changes in the intensity,

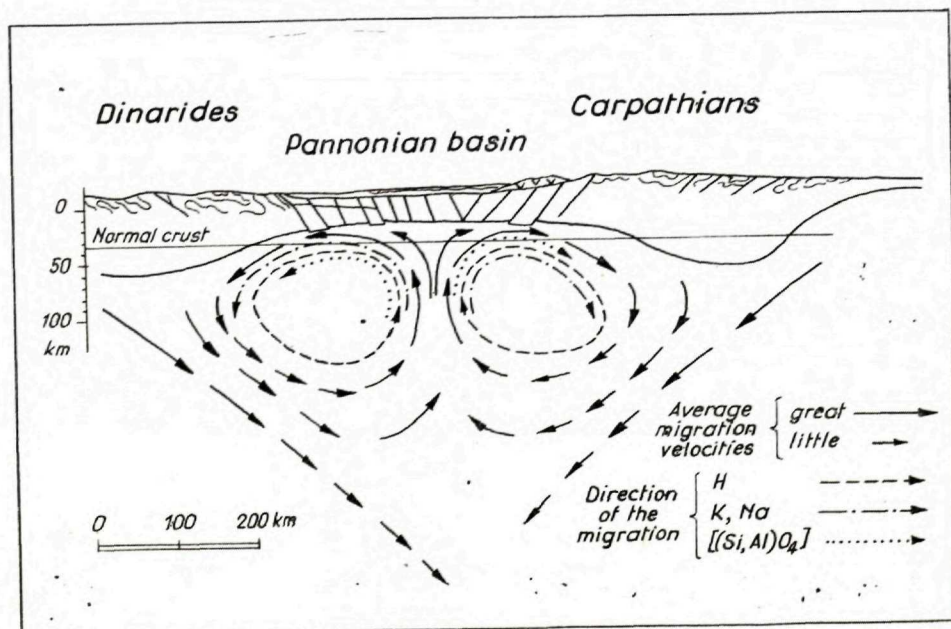


Fig. 15 The deep-current structure of the Pannonian Intermediate Mass according to E. Szádeczky - Kardoss (1968, p. 59)

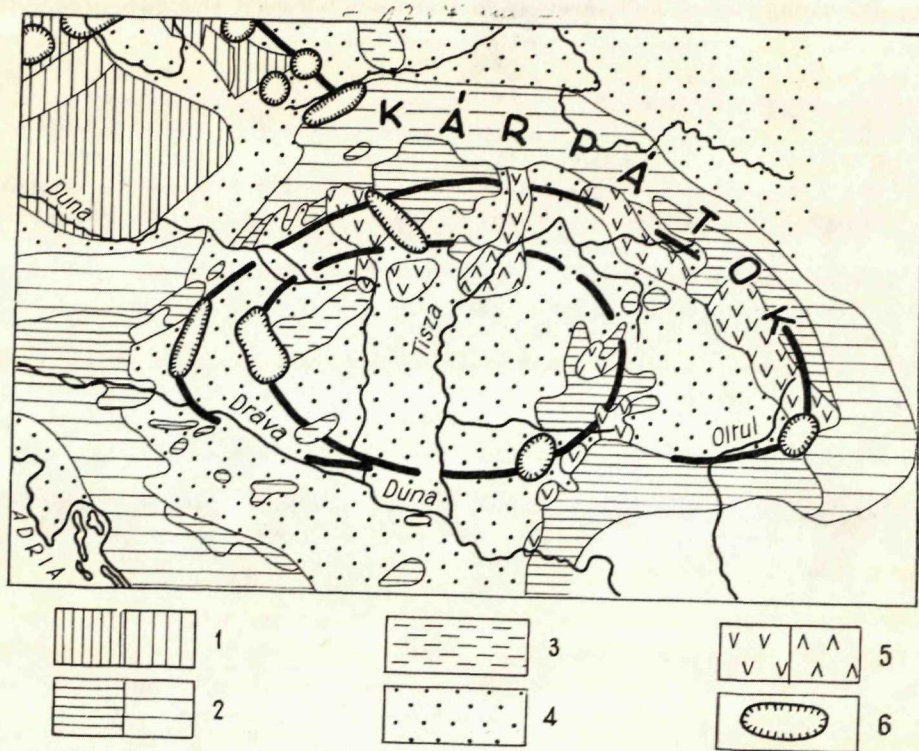


Fig. 16 Structure map of the basalt-phonolite volcanoes in the Carpathian area after E. Szádeczky - Kardoss (1968, p. 203)

- 1 - Old (hercynian) shields (crystalline and sedimentary rocks). 2 - Alpine orogen (crystalline and sedimentary rocks). 3 - Weakly folded Triassic and Jurassic. 4 - Weakly folded Cretaceous + Cenozoic. 5 - Tertiary andesitic and rhyolitic volcanoes. 6 - Tertiary basaltes and alkalites

position and volume of the ascending current will lead to a piling of blocks even within the "median mass" between the geosynclines and to a folding (imbrication) of the sediments filling the basins. The sediments of the geosyncline on their turn will move towards the external foreland first by surficial shear, then by subsurface shear and, at least partly, in form of "nappes de gravitation". Thus the geosynclines will be gradually displaced to the exterior. On their external side newer and newer fore-deeps will develop either because of the suction effect of continent-derived deep currents or because of the isostatic subsidence due to the nappes piled upon one another. This fact does not preclude, however, the ephemeral emergence above geosynclinal sea level of "cordilleras" of some piled crust segments. Accordingly, in the successive folding phases compression-induced landforms will predominate throughout the geosyncline. The tectonic pattern of the median mass, however, will show both an alternation of tensile and compressive stresses (B. Balkay 1960) and inversions of thrust-sheet movements.

According to E. Szádeczky-Kardoss, the above phenomena would be due partly to the recurring inversion of deep currents and partly to the "exogenic lateral compression" produced at the base of the sedimentary basins by the overburden. An isostatic response to the magmatic assimilation of the basal crust layers under the median mass,

largescale basin formation with heavy volcanism will set in here. Of course, the fracture planes intersecting the crust do not directly conduct to the surface the material of the subcrustal currents tapped by them. This material will undergo first a selection through the process of the, similarly selective, *magma-producing migration* and then stagnate for a long time in the secondary magmatic chambers formed under or within the crust. Its marked *secondary contamination* here accounts for the fact that the bulk of the Tertiary volcanics of this country are of much higher acidity (andesite, dacite, rhyolite) than the basalts. Also, the deflection of the axes of rotation of deep currents due to the Coriolis force does account for the clockwise shifts in time of volcanic activities.

The basicity of *final, basaltic, volcanism*, however, has been motivated by the ascent of its products via more or less vertical fissures or vents *without intervention of any secondary magmatic chamber*, unlike it was the case with the earlier, more acid, products which travelled via large and oblique seismo-tectonic planes. The deepderived basaltic magma thus could reach the surface almost unaltered, the more so, as the crust, which had dried out in the earlier volcanic phases, was no longer suitable for any contamination whatever.

The outlines of the mantle dome are likely to be indicated by the following three factors:

1. the more simple tectonics of the region bounded by the Inner-Carpathian Range,
2. the double ring of final basaltic volcanism (Fig. 16.), and
3. the extension of the *deep* basins filled by Pannonian and Quaternary sediments.

The *mean* of these factors would correspond to the boundaries drawn by Vadász (1954). However, it is the deep-current-control, rather than the relative rigidity, that has been responsible for the tectonic differences between the Inner-Carpathian Ranges the Pannonian Mass.

REFERENCES

- [1] Andrusov D., 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten, Bratislava. — [2] Ádám A., 1968: Über die Informationen der elektromagnetischen Messungen in Ungarn. — Geofizikai Közlemények. 17. 1—2. pp. 23—38, Budapest. — [3] Balkay B., 1960: Probleme der tektonischen Spannungsverteilung in Karpatenraum. — Geol. Rundschau. 50. pp. 396—403, Stuttgart. — [4] Balogh K. — Körössy L., 1968: Tektonische Karte Ungarns im Maßstabe 1:1 000 000. — Acta Geol. Ac. Sci. Hungaricae. 12. 1—4. pp. 255—262, Budapest. — [5] Beck-Mannagetta P., 1967: Über das Westende der Pannonischen Masse. — Mitteil. Geol. Ges. 59. 2. 1966, Wien. — [6] Bendefy L., 1964: The effect of the Skopje earthquake 1963, as observed in Hungary. — Földrajzi Értesítő. 13. 1, Budapest. — [7] Dank V. — Fülöp J. — Csalagovits I. — Juhász Á. — Szepesházy K. — Császár G. — Radócz Gy., 1967: Geological map of the Paleozoic and Mesozoic basement of Hungary. Edition of the Hungarian Geol. Inst., Budapest. — [8] Horusitzky F., 1961: Die triassischen Bildungen Ungarns im Spiegel der Grosstektonik. — Annales Inst. Geol. Publ. Hungarici. 49. 2, Budapest. — [9] Juhász Á., 1968: Le Flysch de Hongrie. — Földtani Közöny. 98. 3—4, Budapest. — [10] Kober L., 1933: Die Orogentheorie, Berlin. — [11] Kossmat F.,

1921: Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustande der Erdrinde. — Abhandl. mat.-phys. Kl. sächsisch. Akad. Wiss. 38. 2, Leipzig. — [12] Kőrössy L., 1959: The Flysch-like formation of the Great Hungarian Basin. — Földtani Közlöny. 89, Budapest. — [13] Kőrössy L., 1964: Tectonics of the Basin Areas of Hungary. — Acta Geologica. 8/1-4, Budapest. — [14] Küpper H., 1960: Neuere Probleme im Mesozoikum des ungarischen, slowakischen und österreichischen Raumes. — Annal. Inst. Geol. Publ. Hungarici. 49/1, Budapest. — [15] Lóczy L., sen., 1918: Magyarország földtani szerkezete. (Tectonics of Hungary.) In Hungarian. — A m. szt. Korona országainak leírása, Budapest. — [16] Lóczy L. sen., 1924: Geologische Studien im westlichen Serbien. — Ergebn. Orientcommission Ung. Akad. Wiss. org. Balkanforschungen. 2. Geologie. Berlin und Leipzig. — [17] Mituch E., 1968: The result of the Hungarian-Soviet DSS cooperation along the IIIth International profile. (In Hungarian.) — Geofizikai Közlemények. 17/4, Budapest. — [18] Mojsisovics E., 1880: West-Bosnien und Türkisch-Croatien. — Jahrbuch Geol. R.-A. 30, Wien. — [19] Morvai G. — Pantó G., 1967: Metallogenetic map of Hungary. — Annual Report Hung. Geol. Inst. of 1965, Budapest. — [20] Pávai Vajna F., 1931: Skizze des Baues der Gebirge Ungarns. — Földtani Közlöny. 60, Budapest. — [21] Prinz Gy., 1926: Magyarország földrajza. (Geography of Hungary) I. — Tudományos Gyűjtemény 15, Pécs. — [22] Rozlozsnik P., 1936: Die tektonische Stellung der Bihargebirgsgruppe (Mtii Apuseni) im Karpatensystem. — Math. und Naturwissenschaftlicher Anzeiger. 55, Budapest. — [23] Scheffer V., 1960: Über die Frage des „Zentralmassiv“-s des Karpatenbeckens. — Geofiz. Közlemények. 9/1-2, Budapest. — [24] Schmidt E. R., 1957: Geomechanika. (In Hungarian.) — Budapest. — [25] Sidó M., 1969: Les formations de passage crétacé-paléocène dans les sondages de la Grande Plaine Hongroise. — Földtani Közlöny. 99/2. — [26] Slavín V. I., 1958: O sredinnom Pannonskom Massive Karpat. — Geol. Sbornik Lvovskogo Geol. Obščestva 1958. No. 5-6, Lvov. — [27] Stegena L., 1964: The structure of the Earth's crust in Hungary. — Acta Geol. Acad. Sci. Hungaricae, 8, Budapest. — [28] Szalai T., 1958: Geotektonische Synthese der Karpaten. — Geofiz. Közlem. 7/2, Budapest. — [29] Szádeczky-Kardoss E., 1968: A Föld szerkezete és fejlődése. (Structure and evolution of the Earth.) In Hungarian, Budapest. — [30] Szádeczky-Kardoss E., 1969: Übersicht des geologischen Baues von Ungarn. — Karpato-Balkanische Assoziation IX. Kongress, Budapest. — [31] Szentes F., 1949: Die Lage des Karpathensystems im alpinen Orogen. — Földtani Közlöny. 79, Budapest. — [32] Szentes F., 1949: Die Tiefenstruktur Ungarns. — Recueil en l'honneur de l'academicien Iovtcho Smilov Iovtchev, Sofia. — [33] Szénás Gy., 1968: The crustal structure of the Carpathian Basin. — Geofizikai Közlem. 17/3, Budapest. — [34] Szénás G., 1969: The evolution and structure of the Carpathian Basin. — Special paper of the Hung. R. E. Geophys. Inst. for the IXth Session of the Carp.-Balkan Assoc., Budapest. — [35] Telegdi Roth K., 1929: Magyarország geológiája I. (Geology of Hungary I.) In Hungarian. Tudományos Gyűjtemény. 104, Pécs. — [36] Tollmann A., 1968: Bemerkungen zu faziellen und tektonischen Problemen des Alpen-Karpaten-Orogens. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 18. 1967. — [37] Tollmann A., 1969: Die tektonische Gliederung des Alpen-Karpaten-Bogens. — Geologie. 18/10, Berlin. — [38] Uhlig V., 1907: Über die Tektonik der Karpathen. — Sitz.-ber. k. Akad. Wiss. Math.-nat. w. Klasse. 96, Wien. — [39] Vadász E., 1955: Grosstektonische Grundlagen der Geologie Ungarns. — Acta Geol. Acad. Sci. Hungaricae. 3/1-3, Budapest. — [40] Wein Gy., 1969: Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary. — Acta Geol. Ac. Sci. Hung. 13, Budapest.

VÁCLAV ŠPIČKA*

**PŘÍSPĚVEK KE GENEZI A FUNKCI ZLOMŮ V NEOGÉNU
SLOVENSKÉ ČÁSTI VÍDEŇSKÉ PÁNVE**

(14 obr. v textu, německé résumé)

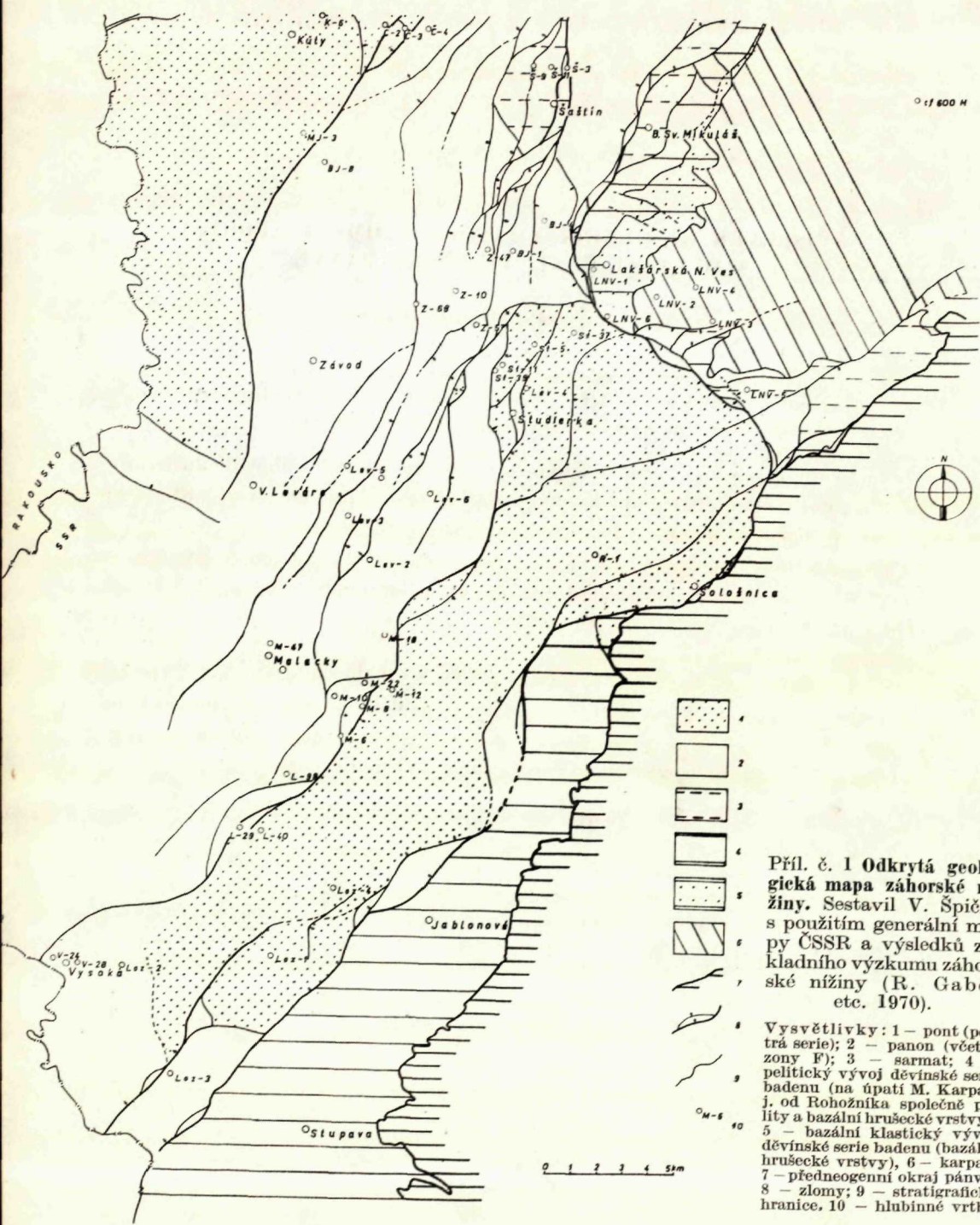
Abstrakt. Der Autor befasst sich in der Arbeit mit einer komplexen Auswertung und Analyse der ursprünglichen Funktion der Haupt-Brüche und Bruch-Systeme im slowakischen Teil des Wiener Beckens.

Neogenní zlomová tektonika vídeňské pánve je stále silně diskutovaným problémem v četných rukopisných a publikovaných pracích. Souvisí to především s významem geneze a funkce zlomů pro naftu a plyn.

Tektonické členění neogénu ve slovenské části vídeňské pánve bylo podrobeno nové revizi v rámci základního výzkumu záhorské nížiny (V. Špička 1970, R. Gabčo etc. 1970). Na podkladě komplexního zhodnocení celkového množství údajů, s využitím výsledků publikovaných a rukopisných prací velkého kolektivu pracovníků především ČND, SNZ, ÚGF, ÚÚG a GÚDŠ byly sestaveny jednotně nové mapy neogénu a geologické řezy v celé Záhorské nížině. Jsou výchozím podkladem pro možnost zpřesnění názorů na genezi a funkci neogenních zlomů. Prvé stručné výsledky předkládáme v této práci.

Poznatky o zlomové tektonice se zpřesnily především novými výsledky a zhodnocením výzkumu lakšárské elevace (včetně vrtů Lakšárská Nová Ves-1 až 6) a vrtů Čáry-3, 4, Šaštín -9, 11, Leváre-5, 6, Lozorno-3, 4 a Rohožník-1. Hlavním problémem při navázání na hodnocení výsledků vrtů v pracích četných autorů, zvláště K. Bílka, St. Lungy, R. Slavíka atd. bylo především sjednocení výsledků základního výzkumu, včetně cvrtů, hlubinných vrtů a geofyzikálního průzkumu. Při řešení dílčích oblastí a vyhodnocení hlubinných vrtů v dosavadních pracích nebylo totiž zatím jednotné pojetí mezi interpretací hlubinné stavby a tektonického členění napovrchu. Tento nedostatek jsme se snažili v novém zpracování odstranit. Kvalitativně nové poznatky k problematice zlomové tektoniky mohou být získány prováděným seismickým průzkumem metodou hlubinného bodu. Tento průzkum nebyl dosud zhodnocen a jeho výsledky jsme proto neměli k dispozici.

* Ústřední ústav geologický, Hradební 9, Praha



Příl. č. 1 Odkrytá geologická mapa záhorské nížiny. Sestavil V. Špička s použitím generální mapy ČSSR a výsledků základního výzkumu záhorské nížiny (R. Gabčo etc. 1970).

Vysvětlivky: 1 – pont (pestrá serie); 2 – panon (včetně zony F); 3 – sarmat; 4 – peltický vývoj děvinské serie badenu (na úpatí M. Karpat, j. od Rohožníka společně pelity a bazální hrúšecké vrstvy); 5 – bazální klastický vývoj děvinské serie badenu (bazální hrúšecké vrstvy), 6 – karpat; 7 – předneogenní okraj pánve; 8 – zlomy; 9 – stratigrafické hranice, 10 – hlubinné vrstvy



Obr. 1 Schematická mapa s vyznačením nejdůležitějších hlubinných vrstev a liniemi geologických řezů

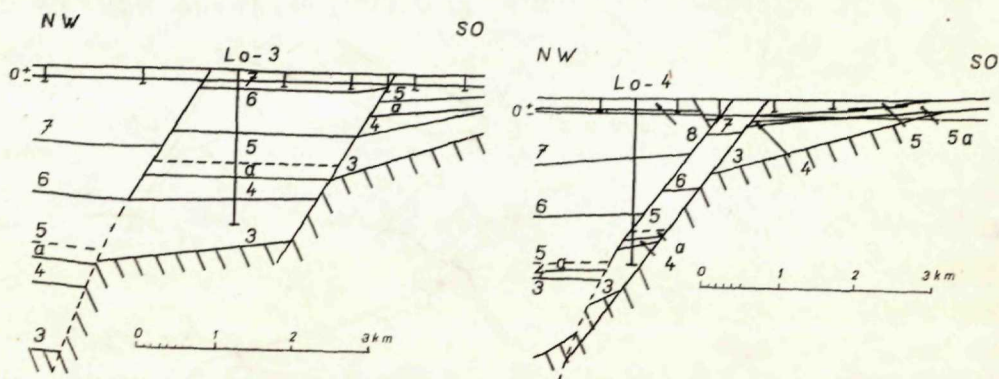
Vysvětlivky: a - předneogenní okraj pánve; b - schematické znázornění hlavních zlomových systémů pánve; 1 - svatojánský systém; 2 - šaštínský systém; 3 - lakšárský systém (s. od Lakš. N. Vsi kovalovské zlomy); 4 - okrajový systém (jz. od Jablonové se z. větví - zohorský zlom); c - linie geologických řezů A-L (obr. 2-13)

V detailním hodnocení výsledků starších prací odkazujeme především na práce K. Bílka (1970), T. Budaye s kol. (1967), M. Dlabače s kol. (1968) a V. Špičky (1966, 1967, 1969).

K rozboru geneze a funkce zlomů:

Hlavními zlomovými systémy v neogénu slovenské části vídeňské pánve jsou svatojánský, lábský, lakšárský a okrajový malokarpatský (litavský) systém.

Okrajový malokarpatský (litavský) systém (obr. 2,3):



Obr. 2 Příčný geologický řez A přes okrajový zlomový systém (zohorský zlom, v. od něho hlavní okrajový zlom) — přes vrt Lozorno — 3

Vysvětlivky k řezům 2-13

Předtercierní podklad je vyznačen šrafovou: 2 — mikulčická série (eggenburg — ottang) 3 — karpat, lábské ostrakodové vrstvy; 3a — lakšárské vrstvy karpatu; 3b — závodské vrstvy karpatu; 4 — lanzen-dorfská série, 4a — bazální kútské vrstvy; 5 — děvinská série badenu (torton, svrchní torton); 5a — bazální klastické vrstvy (hrušecké vrstvy včetně lábského obzoru); 6 — sarmat; 7 — panon, 8 — pont

Obr. 3 Příčný geologický řez B přes okrajový zlomový systém — přes vrt Lozorno — 4

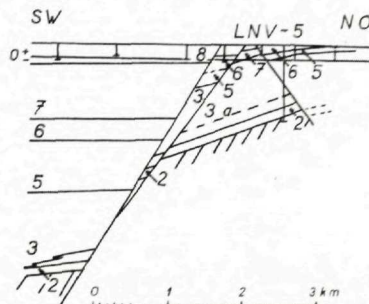
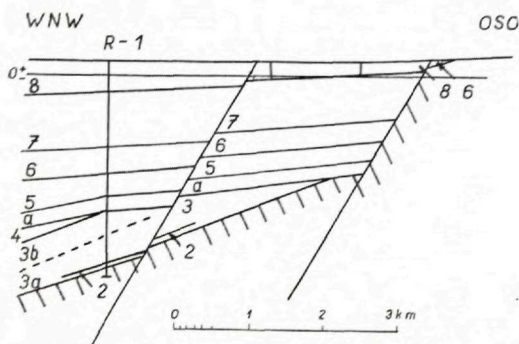
Z Rakouska přecházejí na naše území 2 paralelní zlomy, a to z. zlom (zá-horský — K. Bílek 1967) a hlavní okrajový zlom. Mezikru prozkoumal vrt Lozorno-3 v nekráceném profilu. Okrajový zlom omezuje vysokou kru s pelity děvinské série s maximální zjištěnou mocností 210 m (celkovou mocnost včetně bazálních klastik odhadujeme na cca 550 m). Podle srovnání vrtů L-3 a 4 není odštěpný v.-z. zlom, omezující na S panonskou záhorskou mezikru, pro hlubinnou stavbu významný (viz též K. Bílek 1967). Hlavní záhorský zlom se připojuje k okrajovému zlomu zřejmě až s. od Lozorna, jv. od vrtu Lozorno-4. Zjištěná úhrnná výška skoku celého systému činí na hranici:

	j. od Zohoru (vrt Lozorno-3)	s. Lozorna (vrt Lozorno-4)
panon-sarmat	1020 m	720 m
sarmat-torton	1750 m	1530 m
báze děvinské série	2050 m	2000 m

Na syngenezi systému v sarmatu svědčí prokázaná velká mocnost sarmatu na vrtu Lozorno-4 (viz St. Lunga 1968 — 750 m ve srovnání s 500—550 m v prostoru Lábu). V děvinské sérii se dá na syngenezi systému usuzovat podle výsledku vrtu Lozorno-3 v mezikře a nepřímo podle funkce některých zlomů lábského systému v prostoru Vysoké (mocnost činí kolem 600 m, ve srovnání s vysokou krou Lábu a Vysoké je tedy o 200 m vyšší).

Při posuzování funkce systému je nutno však vzít v úvahu, že na vysoké kře u zlomu jsou zastoupeny poměrně dosti mocné mořské pelity (cf-vrty, cihelna u Děvinské Nové Vsi) nebo mořské bazální vrstvy („Děvinská Kobyla“) děvinské série, přes nepochybnou intenzivní postsedimentární denudaci vrstev.

Zajímavé výsledky byly získány v tomto ohledu vrtem Rohožník-1 (obr. 4; zatím je k dispozici pouze předběžný profil podle ústního sdělení St. Lungy). Lze předpokládat, že profil vrtu není zlomově krácen. Pozoruhodné jsou malé mocnosti sarmatu (300 m) i děvinské série (500 m), při čemž lanzendorfská série není vůbec zastoupena. U Sološnice je za okrajovým zlomem vyvinut



Obr. 4 Příčný geologický řez C přes okrajový zlomový systém — přes vrt Rohožník — 1
Obr. 5 Příčný geologický řez D přes lakšárský zlomový systém — přes vrtbu Lakš. Nová Ves — 5

sarmat, u Rohožníka je vyvinuta mezi pontem příkopu a předneogenním okrajem až 3 km široká okrajová kra s děvinskou sérií. Východně od Rohožníka jsou na příčné rohožnické elevaci přímo na úpatí Malých Karpat vyvinuty pelity děvinské série. Výška skoku okrajového systému proti denudačním zbytkům sarmatu v Malých Karpatech činí podle výsledků vrtu R-1 na hranici panon-sarmat 1000 m, sarmat-baden 1300 m a na bázi děvinské série 1850 m.

Z rozboru funkce okrajového systému podle výše uvedených výsledků se dá soudit, že k hlavní orografické individualizaci Malých Karpat muselo dojít teprve v pliocénu, především v intrapliocenní orogenetické fázi a v postpliocenním období. Tektonické základy mohly být již položeny v mladoštýrské

fázi, jak o tom svědčí hojná klastika na bázi děvínské série a v děvínské sérii na úpatí Malých Karpat. Okrajový zlom nebyl však zřejmě zvlášť intenzivní a netvořil žádnou paleogeografickou a faciální hranici. Shodný faciální vývoj děvínské série ve vídeňské pánvi a podunajské pánvi svědčí na pravděpodobné paleogeografické propojení obou pánví v děvínské sérii, mimo vyčnívající ostrovy (viz též Vl. Homola — K. Slavíková 1954). Na intenzitu funkce okrajového systému v děvínské sérii lze usuzovat pouze nepřímo z analogie k lábskému systému, poněvadž nelze stanovit míru denudace vrstev na vysoké kře.

Vliv příčné rohožnické elevace, s příp. uplatněním příčných zlomů na mocnosti a vývoj vrstev nelze ani po výsledku R-1 stanovit. Nelze proto jednoznačně stanovit mocnosti vrstev směrem s. (s. od Sološnice), v sološnické depresi, pro řešení funkce lakšárského nebo okrajového systému (obr. 5).

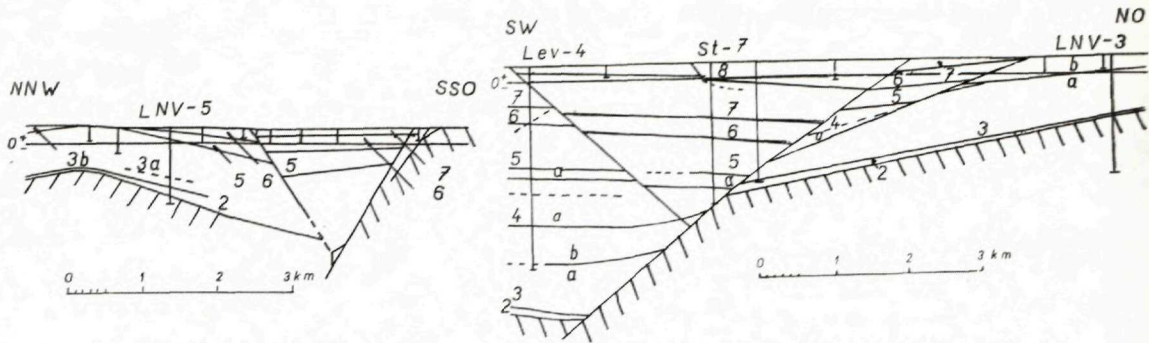
Západně od Plav. Mikuláše se stáčí hlavní větev okrajového systému do příčného lakšárského zlomu a jedna (podružná) větev pokračuje dále k SV a omezuje na V plaveckou depresi.

Mocnosti neogénu v plavecké depresi a tím genezi a funkci okrajového i plaveckého zlomu nelze jednoznačně stanovit. Podle výsledku vrtu Lakšárská Nová Ves-5 a cf-vrtů (maximální zjištění mocnosti panonu a sarmatu činí kolem 100 m, děvínské série mimo depresi 130 m) lze usuzovat na maximální výšku skoku kolem 600 m na bázi děvínské série, při čemž na vysoké kře je zastoupena děvínská série v mocnostech do 100 m (obr. 6).

Pro hodnocení synsedimentární funkce lakšárského systému v jednotlivých obdobích neogénu máme k dispozici na lakšárské elevaci pouze dnešní, post-sedimentární denudační silně druhotně zkreslené mocnosti vrstev, takže přímé údaje často scházejí. Podrobný rozbor systému bude vzhledem k jeho významu předmětem samostatné práce, uvedeme pouze stručně nejdůležitější poznatky.

Na lakšárské elevaci vycházejí v prostoru jv. Mikulášova na povrch sedimenty karpátu, obklopené na tzv. jablonické hrásti sarmatem a děvínskou sérii. I když tzv. jablonický a k němu protiklonný zlom jsou podřadné a zlomy dubnický a mikulášovský nebyly novými pracemi zjištěny, potvrdily vrtní výsledky předpokládaný význam mezozoika jablonické hrásti pro elevační stavbu (T. Buday — V. Špička 1959). Mocnost karpátu od elevace indikované vrty LNV-3 a 5 k SZ postupně narůstá, při čemž zhruba z. od linie spojující obce Mikulášov a Šajdíkové Humence lemuje svahy elevace děvínské série a sarmat. Pelity děvínské série dosahují mocnosti až 240 m a poměrně mocná jsou též bazální klastika (až kolem 100 m).

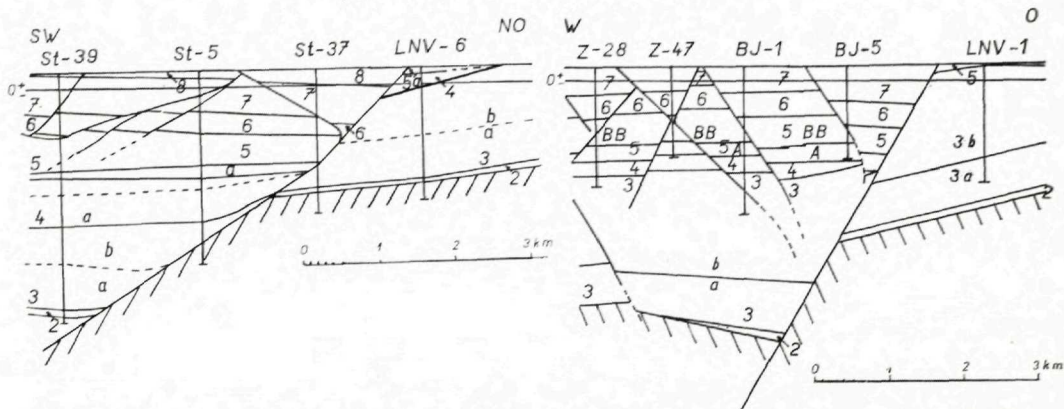
Podle provedené revize se zdá, že v karpátu nebyl lakšárský zlom činný, u lanzendorfské série je otázkou, zda velké mocnosti zjištěné v pokleslé kře u Studienky narůstají skokem, podle zlomu nebo dochází k postupnému bez-



Obr. 6 Příčný geologický řez E přes plavecký příkop a okrajový zlomový systém — přes vrtbu Lakšárská N. Ves — 5

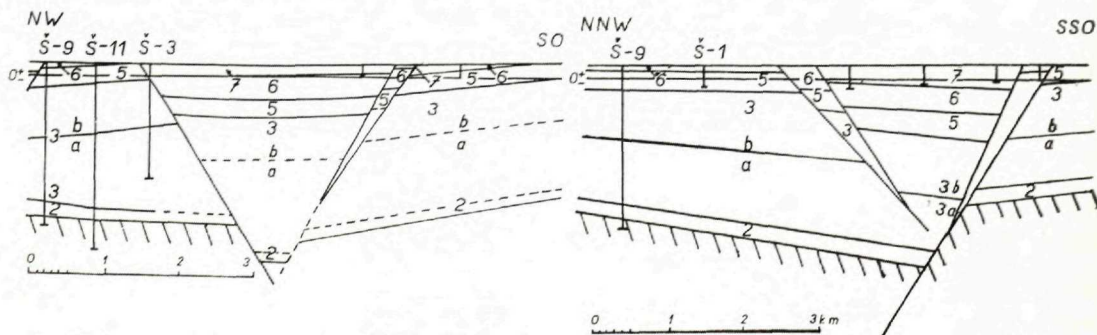
Vysvětlivky: Dtto obr. 2, při bazi lakšárských vrstev jsou jablonické slepence a pískovce (oddělené od vyšších pelitů přerušovanou čarou)

Obr. 7 Příčný geologický řez F přes lakšárský zlomový systém — přes vrty Leváre — 4, Studienka — 7 a Lakš. N. Ves — 3



Obr. 8 Příčný geologický řez G přes lakšárský zlomový systém — přes vrty Studienka — 39 až Lakš. N. Ves — 6

Obr. 9 Příčný geologický řez H přes lakšárský zlomový systém a kuklovské (úklon k Z) a šaštínské zlomy (úklon k V) z. od něho — přes vrty Závod — 28 až Lakš. N. Ves — 1



Obr. 10 Příčný geologický řez I přes šaštínské (úklon k V) a kovalovské zlomy (dnešní pokračování lakšárského zlomu) — přes vrt Šaštín — 9

Obr. 11 Příčný geologický řez J přes šaštínské (úklon k V) a kovalovské zlomy (úklon k Z) — přes vrty Šaštín — 9, 11 a 3

zlomovému vyklínění na úbočí lakšárské elevace. Z rekonstrukce vývoje reliéfu centrálně-karpatského podloží (V. Špička 1968) vyplývá, že ve spodním miocénu a karpatu se uplatňuje na vývoji elevace především vliv z.-v. tektoniky. Teprve počínaje 2. staroštýrskou fází koncem karpatu lze usuzovat na výraznější ohraničení lakšárské elevace v příčném i podélném jz.-ssv. nebo s.-j. směru, které je však pravděpodobně bezzlomové. Pro posouzení funkce počínaje děvínskou sérií scházejí vlivem postsedimentární denudace z vysoké kry často srovnatelné údaje. Pozoruhodné jsou však při tom velké mocnosti bazálních vrstev i pelitů děvínské série na z. úbočí lakšárské elevace (podle nových výsledků základního výzkumu — V. Špička 1970). Funkce zlomu je zřejmě v zásadě shodná s funkcí okrajového zlomu. Maximální intenzitu funkce pozorujeme v pliocénu, zatímco v hlubších vrstvách nemusí být synsedimentární funkce zvláště výrazná (otázkou je míra postsedimentární denudace vrstev na elevaci).

Zajímavé je srovnání výšky skoku lakšárského resp. kovalovského systému v prostoru, na jednotlivých stratigrafických úrovních (obr. 7—11):

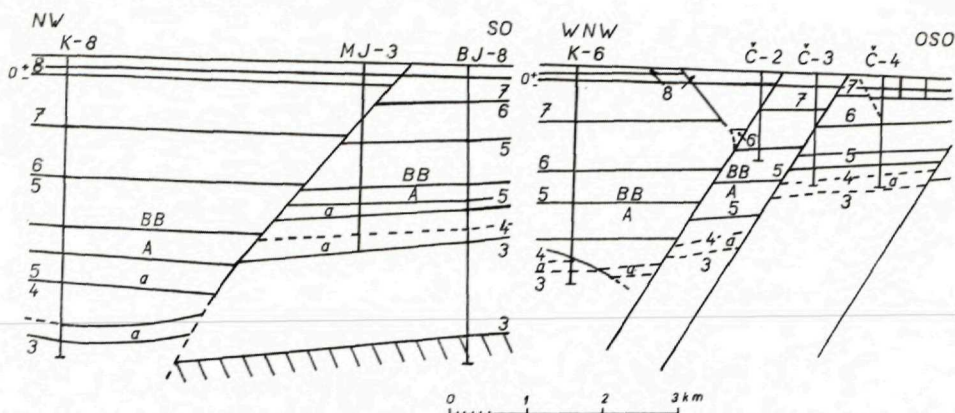
	jz. Mikulášova	z. Lakš. N. Vsi	zv. Šaštína	j. okraj Bor. Mikuláše
panon-sarmat sarmat-děvínská série	680— 750	520	320	130
báze děvínské série	950—1000	840	650	260
	1200—1600	1300	770	260

Podle geol. řezů vychází na lakšárské elevaci jz. Mikulášova a z. Lakšárské Nové Vsi jako nejmladší útvar děvínská série v mocnosti do 100 m a zv. od Šaštína v mocnosti asi 250 m a na j. okraji Borského Mikuláše sarmat mocný asi 130 m a pod ním děvínská série mocná asi 250 m.

Z rozboru vyplývá, že nejintenzivněji byl zlom činný v území s typickým příčným průběhem a j. od elevační jednotky lakšárské elevace vzniklé kombinací sz.-zv. a z.-v. tektoniky. Severně od Lakšárské Nové Vsi naznačuje genetické pokračování lakšárského zlomu k SZ odštěpný zlom v panonu (T. Buday — V. Špička 1959). Vliv příčné tektoniky je jinak zřejmý též z omezení sarmatu a zón panonu na j. a jz. úbočí šaštínské elevace.

Zlomy jz.-ssv. směru, které v dnešním členění tvoří hlavní pokračování lakšárského zlomu (z. omezení lakšárské elevace proti kovalovské depresi) a patří ke kovalovskému systému, jsou pouze pliocenní, jak o tom svědčí nejlépe poměry u Bor. Sv. Mikuláše.

Prudké stáčení lakšárského systému do s.-j. až jz.-ssv. směru kovalovského systému u Lakšárské Nové Vsi a strukturní stavba v pokleslé kře jsou přede-



Obr. 12 Příčný geologický řez K přes svatojánský zlomový systém — přes vrty Kúty — 8, Mor. Ján — 3, Bor. Jur — 8.

Vysvětlivky: Dtto obr. 2, BB — bolivino-bulimínová zona (studienské vrstvy), A — zona aglutinancií (jakubovské vrstvy)

Obr. 13 Příčný geologický řez L přes svatojánský zlomový systém — přes vrty Kúty — 6, Čary — 2, 3 a 4

vším výsledkem kombinovaného vlivu z.-v. (elevace Studienky vázané na z.-v. závodský zlom) a jjz.-ssv. až s.-j. tektoniky (nápadný s.-j. průběh zlomů šaštínského systému). Geneticky má na tektoniku neogénu vliv především mezozoikum „jablonické hrástě“ a svrchní křída a paleogén brezovské deprese v podloží. Z.-v. až zjz.-vsv. a s.-j. až jjz.-ssv. tektonika v prostoru Lakšárské Nové Vsi potlačují vliv příčné sz.-jv. tektoniky.

Z nového hodnocení okrajového a lakšárského systému vyplývá, že se jednalo pravděpodobně o zlomy, jejichž synsedimentární funkce v děvínské sérii nemusela být zvláště výrazná. Maximální výšku skoku lze odhadnout na 200—300 m.

Obdobné poměry lze pozorovat také u lábského systému, kde funkce zlomů v děvínské sérii a sarmatu je ve srovnání s funkcí systému (převážná část zlomů systému je pouze pliocenní) v pliocénu relativně podřadná.

Výrazným zlomem je v s. úseku svatojánský zlom (obr. 12, 13). U něho pozorujeme intenzivní synsedimentární funkci od počátku děvínské série, se zmírněním funkce v sarmatu a silnou činností v pliocénu. Zdá se, že tento zlom mohl být v celém jv. úseku pánve pro děvínskou sérii nejvýznamnější (u tohoto zlomu jsou přímé důkazy míry narůstání mocností vrstev skokem, podle zlomu).

Z nového rozboru průběhu a funkce všech dalších zlomů v jv. úseku pánve (zlomy studienské, malacké, kuklovské s úklonem k Z, zlomy šaštínské, závodský, z. lábský s úklonem k V atd.) vyplývá, že se jedná o zlomy pouze pliocenního stáří. Převážně se jedná o zlomy, které porušují i panon epigene-

tický, vznikly teprve v intrapliocenní orogenetické fázi a nenavazují na zlomy v hlubším neogénu. Vytvářejí složitou mozaiku a komplikované tektonické členění neogénu, které je pro cyklus panonu až děvínské série a hlubší neogén epigenetické. Problematika těchto zlomů (horizontální průběh, štěpení, vzájemné porušení) zasluhuje pozornosti v samostatné práci. Tyto zlomy spolu s výraznou funkcí zlomů hlavních systémů pánve v pliocénu prokazují, že v jv. úseku pánve dochází v intrapliocenní fázi k zásadní změně v míře konsolidace pánve. Nastává celkové oživení mobility pánve, s oživením a vznikem nových zlomů, které jsou intenzivně synsedimentárně činné.

Intenzitu funkce zlomových systémů v jv. úseku pánve v děvínské sérii a v sarmatu nelze vůbec ztotožnit a srovnat s funkcí zlomů v sz. části pánve s flyšovým podložím — steinberský, schrattenberský, lanžhotsko-hrušecký, hodonínsko-gbelský, farský, lužický systém. U těchto zlomů je funkce v děvínské sérii a sarmatu nejvýznamnější a v pliocénu naopak často relativně do značné míry až téměř úplně vyznívá (lanžhotsko-hrušecký zlom). Tyto rozdíly jsou zřejmě podmíněny rozdílnou mobilitou podloží v sz. a jv. úseku pánve. V jv. úseku pánve se v mladoštýrské pánvi reaktivovaly nebo vytvořily pouze nejvýznamnější linie, a to okrajový, lakšárský, lábský a svatojánský zlom. Funkce počínaje děvínskou sérií byla při tom pravděpodobně poměrně mírná, v souhlase s konsolidovaným podložím. Nejvýraznějším byl svatojánský zlom, který vznikl na rozhraní s mobilnější flyšovou zónou v podloží. S poměrně malou intenzitou funkce zlomů v jv. části pánve v děvínské sérii souvisí zřejmě též skutečnost, že regionální průběh zlomů je obtížné identifikovat. Teprve v pliocénu, v attické a interpliocenní fázi dochází v jv. úseku pánve ke vzniku složitého zlomového členění a ke zvýraznění hlavních systémů.

Co se týče geneze zlomů, významnější zlomy jsou zřejmě reaktivací starých mobilních linií zakotvených v předneogenním podloží resp. vznikají v souhlase s predisponovanou stavbou podkladu při dotváření stavby podloží v neogenních orogenetických fázích. Hluboké založení je zřejmé u z.-v. a sz.-jv. tektoniky.

U jz.-ssv. zlomů, které jsou ve vídeňské pánvi nejvýznamnější, je nápadnou shoda se směry v paleozoiku i mesozoiku na jv. okrajích Českého masívu. Vzhledem k tomu lze soudit, že také tektonické linie tohoto systému jsou oživením linií zakotvených v hlubokém podloží. K oživení resp. ke vzniku zlomů tohoto systému v neogénu vídeňské pánve dochází teprve v mladoštýrské fázi před děvínskou sérií. Proto se podélná jz.-ssv. tektonika považuje za nový stavební prvek záp. Karpat, vzniklý dotvářením stavby podloží v neogénu, včetně příp. směrové modifikace starých tektonických linií (V. Špička 1969). Hodnocení poměrů na jv. svazích Českého masívu však nasvědčuje tomu, že i jz.-ssv. tektonika je hlubokého založení.

J. Kapounek etc. (1967) uvádějí, že zlomy středněmiocenního až pliocenního stáří, vedoucí k poklesu vídeňské pánve a jejímu utváření, jsou reaktivací starých zlomů, se kterými mají shodný jz.-sv. průběh (schrattenberský, steinberský zlom atd.). F. Chmelík (1971) zdůrazňuje, že odlišný vývoj mezozoika podmiňuje jjz.-ssv. zlom (s průběhem od Malacek k Uh. Hradišti), který kromě jiného později ovlivnil osu vídeňské pánve. T. Buday — E. Menčík — V. Špička (1967) zdůrazňují naproti tomu pro objasnění rozdílů ve stavbě podkladu význam příčné tektoniky.

K otázce klasifikace zlomů:

Jako nejvhodnější se zatím jeví klasifikace zlomů podle jejich převládajícího směru a vztahu k vrstevní stavbě. Poněvadž zlomy jsou predisponovány různými tektonickými jednotkami a prvky v podloží, jedná se o genetickou klasifikaci. Podle toho lze rozlišit zlomy těchto systémů: 1. z.-v. až zjz.-vsv. systému, 2. sz.-jv. až ssz.-jjv. systému, 3. jjz.-ssv. systému a 4. s.-j. systému. Samostatné postavení a význam s.-j. tektoniky je nutno dále řešit.

Dále je vhodné členit zlomy jednak podle jejich stáří funkce (zjištěná funkce v nejstarších vrstvách, periodické obnovení v mladších obdobích, stratigrafické rozpětí zjištěné nebo předpokládané funkce), jednak podle intenzity funkce.

Podle stáří funkce v neogénu lze rozlišit ve vídeňské pánvi zlomy činné ve starším období, před děvínskou sérií badenu (zlomy v mikulčické sérii, karpatu — zlomy z.-v. a sz.-jv. systému), zlomy činné poprvé v děvínské sérii a v mladším období a zlomy pliocenní. Podle intenzity funkce ve vztahu k dílejší jednotce lze rozlišit ve vídeňské pánvi zásadní rozdíly mezi sz. mobilnější a jv. konsolidovanější částí pánve.

Pro další studie o zlomové tektonice vídeňské pánve jsou nezbytné detailní rozborů všech zlomových systémů a komplexní využití nových poznatků z prostoru jv. svahů Českého masívu. Řešení autochtonního podkladu jednak nejmodernějšími geofyzikálními metodami (metoda hlubinného bodu), jednak hlubinným průzkumem, může přinést kvalitativně nové poznatky. Především může být objasněna otázka identifikace důležitých hlubinných tektonických linií, jejichž existence a význam jsou předmětem častých diskusí. I když máme mnoho poznatků o zlomech a tektonickém členění v nejvyšších částech zemské kůry, patří právě problematika objasnění existence a významu velkých poruch určujících stavbu neogénu a podkladu, především v hlubokých pokleslých zónách nadále k nejdůležitějším úkolům dalšího výzkumu.

Do tlače doporučil J. Seněš

LITERATURA

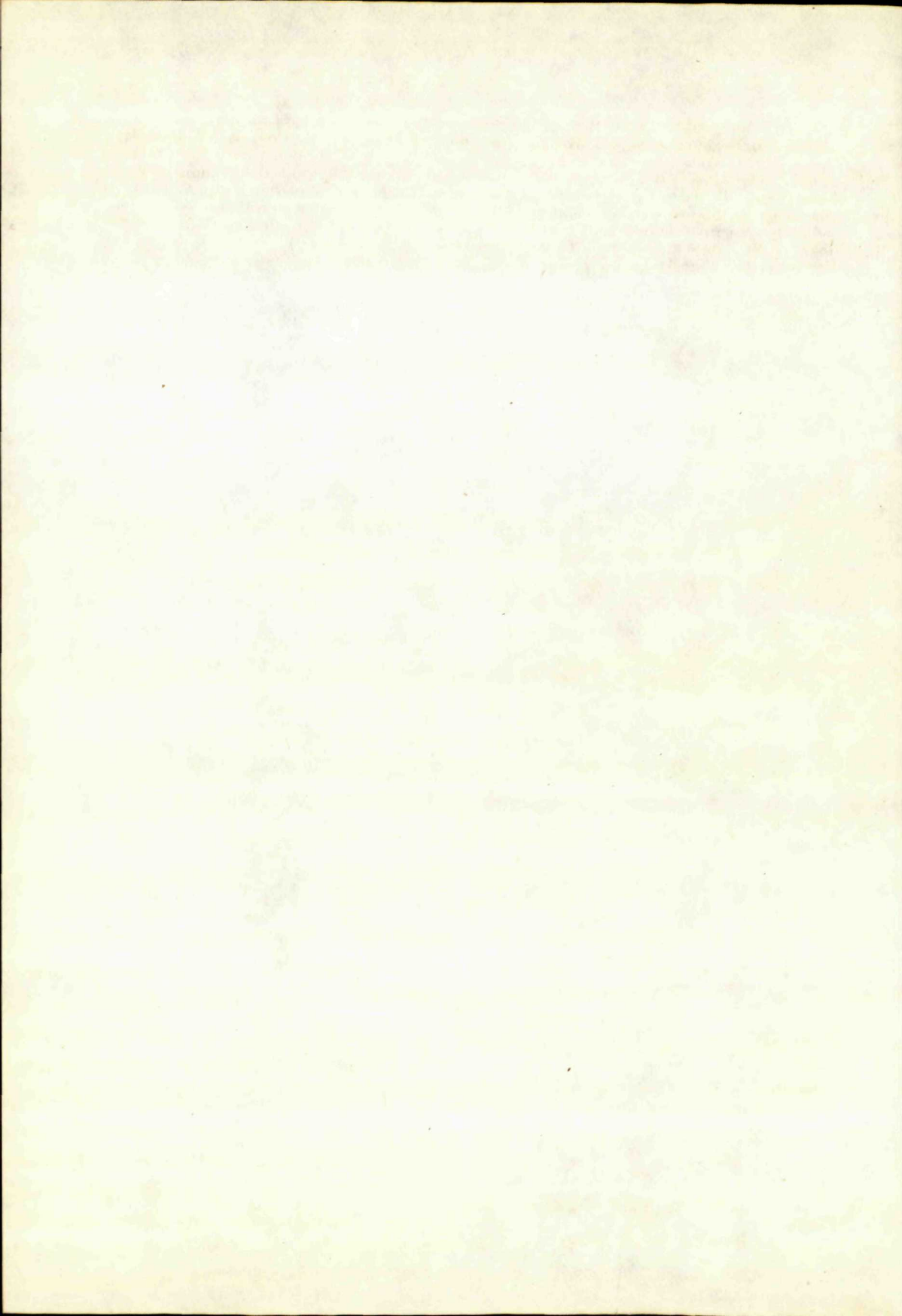
- [1] Bílek K., 1961: Ložisko Studienka. Výpočet zásob nafty a zemního plynu. MS FZ Praha. — [2] Bílek K., 1962: Výpočet zásob nafty a plynu ložiska Závod. MS FZ Praha. — [3] Bílek K., 1966: Stratigrafické postavení čupských šterků a pestrých vrstev v podloží lanzendorfské série. — Geol. práce, Zprávy 39, (105—118). Bratislava. — [4] Bílek K. a kol., 1966: Výpočet zásob nafty a plynu ložiska Studienka-severozápad k I. I. 1966. MS FZ Praha. — [5] Bílek K., 1967: Pionýrský průzkum naftoplynonosnosti sarmatu a tortonu strukturní poloklenby ulitavského zlomu v j. části zohorsko-plaveckého příkopu. MS Geofond Praha. — [6] Bílek K., 1968: Pionýrský průzkum neogénu levárských struktur ve vídeňské pánvi. MS, Geofond Praha. — [7] Bílek K., 1969: Pioniersky prieskum mezozoika centrálně-karpatského podložia neogénu viedenskej panvy. — Archiv SNZ Gbely. — [8] Bílek K., 1969: Výsledky a perspektivy průzkumu mezozoického podloží vídeňské pánve. — Geofond Praha. — [9] Bílek K., 1970: Perspektivy průzkumu neogénu vídeňské pánve. — Zemní plyn a nafta, roč. XV, č. 3, (321—333). Hodonín. — [10] Bílek K., 1970: Současný stav a perspektivy průzkumu živice v neogénu slovenské části vídeňské pánve. — Zemní plyn a nafta, roč. XV, č. 3, (305—319). Hodonín. — [11] Buday T. — Špička V., 1959: Geologický vývoj slovenských částí vídeňské pánve ve světle podrobných výzkumů lakšárské elevace. — Rozpravy ČSAV, ř. matem. přír. vědy r. 69, seš. 9. — [12] Buday T. — Menčík E. — Špička V., 1967: Tektonogeneze vnitrohorských depresí Karpat, z hlediska stavby a reliéfu podloží vídeňské pánve. — Rozpravy ČSAV, ř. matem. fyz. a přír. věd, r. 77, sv. 6, Praha. — [13] Buday T. — Cicha I. — Seneš J., 1965: Miozán der Westkarpaten. — Geol. Karp. GÜDŠ Bratislava. — [14] Buday T. a kol. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. Západní Karpaty, sv. 2. ČSAV Praha. — [15] Cicha I. — Seneš J., 1970: Stratigrafické členění mladšího terciéru Západních Karpat a jeho problematika. Sb. geol. věd, geologie, ř. 6, sv. 18, Praha. — [16] Dlabač M., 1958: Akumulace nafty a plynu v sarmatu a tortonu čl. části vnitroalpské vídeňské pánve. — Práce VÚN, XI., publ. 42. Brno. — [17] Dlabač M., 1961: Příspěvek k řešení některých otázek akumulace nafty a plynu ve starším miocénu na území vnitroalpské vídeňské pánve. — Geol. práce, Zprávy 22, Bratislava. — [18] Dlabač M. — Kullmanová A. — Maheľ M. — Michalíček M. — Šimánek V. — Špička V., 1969: Výzkum předneogenního podloží v jihovýchodní části vídeňské pánve. — MS Geofond Praha. — [19] Gabčo R. — Ivan L. — Janáček J. — Pulec M. — Špička V. — Vass D., 1970: Základný geologický výskum neogénu slovenskej časti Viedenskej pánvy. MS Geofond Bratislava. — [20] Holzknecht M. — Špička V., 1969: K problému hranice lanzendorfské série — karpat ve vídeňské pánvi. — Věstník ÚÚG, XLIV, 239—246. Praha. — [21] Homola V. — Slavíková K., 1954: Předběžná zpráva o neogénu severozápadní části Malé dunajské nížiny. Práce úst. pro naft. výzkum, publ. č. 1—3. Praha. — [22] Hrdlička M. — Kolman L. — Kocák A., 1969: Zpráva o refrakčním seismickém průzkumu v oblasti vídeňské pánve. — MS Geofond Praha. — [23] Hromec J., 1957: Správa o revíznom štruktúrnem prieskume v oblasti Mor. Sv. Ján — západ za r. 1956. MS Geofond Praha. — [24] Hromec J., 1958: Správa o štruktúrnem prieskume prevádzanom v oblasti Závod — dv. Nivky v r. 1958. — MS, Archiv MND Hodonín. — [25] Hromec J. — Zapletalová I., 1960: Zpráva o doplňujícím štruktúrním průzkumu na vrchnopanonské pokleslé kře v oblasti Mor. Sv. Ján. — MS Archiv MND Hodonín. — [26] Chmelík F., 1971: Geologie zdounecké tektonické jednotky a její postavení v alpsko-karpatské soustavě. Sb. geol. věd, ř. 6, geologie, sv. 19, Praha. — [27] Kapounek J. — Kröll A. — Papp A. — Turnovský K., 1965: Die Verbreitung von Oligozän Unter und

Mittelmiozän in Niederösterreich. — *Erdoel-Ergas-Zeitschr.* 81, H. 4, Wien—Hamburg.

— [28] Kapounek J., a kol. 1967: Der mesozoische Sedimentanteil des Festlandsockels der Böhmisches Masse. *Jb. Geol. B. A.*, Bd 110, Wien. — [29] Lunga S., 1966: Geologická zpráva o doplňkovém strukturním průzkumu z oblasti Čáry—Šaštín—Závod. MS Archiv MND Hodonín. — [30] Lunga St. 1968: Pioniersky prieskum zohorsko-plaveckej priekopy. MS, Geofond Praha. — [31] Maheľ M. — Began A. — Bílek K. — Němec B. — Pagáč I., 1970: Ideový projekt výzkumu živié Slovenska — Oblast Západ na r. 1971—1975. MS Geofond Bratislava. — [32] Mayer St. — Ciprys VI. — Pavel D. — Kocák A., 1968: Zpráva o reflexně seismickém průzkumu ve vídeňské pánvi (zohorsko plavecký příkop). MS Geofond Praha. — [33] Mořkovský M., 1956: Závěrečná zpráva strukturního průzkumu oblasti Láb — pokleslá kra — Vysoká—Zohor—Lozorno. MS Geofond Praha. — [34] Mořkovský M., 1959: Zpráva o doplňujícím mělkém strukturním průzkumu oblasti Zohor—Devínska Nová Ves. MS Geofond Praha. — [35] Papp A., Grill R., Janoschek R., Kapounek J., Kollmann K., Turnovsky K., 1968: Zur Nomenklatur des Neogens in Österreich. *Verh. d. Geol. B. A.*, H. 1/2, Wien. — [36] Slovák R., 1963: Geologická správa o hlbinnom prieskume kútskej priekopy v r. 1961—1962. MS Archiv MND Hodonín. — [37] Slovák R., 1966: Geologické pomery širšieho okolia šaštínskej elevácie. — MS, Archiv MND Hodonín. — [38] Špička V., 1965: Příspěvek ke zlomové tektonice vídeňské pánve. *Sborník geol. věd, č. G*, sv. 12, 149—179. Praha. — [39] Špička V., 1966: Paleogeografie a tektonogeneze vídeňské pánve a příspěvek k její naftové geologické problematice. — *Rozpravy ČSAV, ř. MPV*, r. 76, seš. 12, (117). Praha. — [40] Špička V., 1967: Zur Paläogeographie und Tektogeneze der Neogenbecken von Westkarpaten. — *Geol. práce, Správy* 42, (65—78), Bratislava. — [41] Špička V., 1968: K otázce diskordance mezi eggenburgskou a lužickou sérií v miocénu Záp. Karpat. — *Geol. práce, Správy* 46, (37—57), Bratislava. — [42] Špička V., 1969: K problému zlomové neogenní tektoniky Záp. Karpat na základě výzkumu ve vídeňské pánvi. — *Geol. práce, Správy* 47, (155—160), Bratislava. — [43] Špička V., 1969: Rozbor mocností, rozšíření a vývoje neogénu v oblasti vídeňské pánve. — *Zb. geol. věd, r. ZK*, sv. 11, (128—155). Bratislava. — [44] Špička V., 1970: Základní geologické mapy neogénu a geologické řezy přes záhorskou nížinu, listy 1:25.000 Jablonové, Kuchyňa, Kúty, Malacky, Plavecký Mikuláš, Sološnica, Studienka, Stupava, Šaštín a Šajdíkové Humence. MS Geofond Bratislava. — [45] Špička V., 1972: Paleogeografie neogénu čs. západních Karpat. *Sb. geol. věd, geologie, č. 6*, sv. 21, Praha. — [46] Špička V. — Zapletalová I., 1963: K problému korelace a členění tortonu v čsl. části vídeňské pánve. — *Sb. geol. věd, č. G*, sv. 8, (125—160). Praha. — [47] Špička V., 1963: Nástin korelace karpatu v čsl. části vídeňské pánve. — *Sborník geol. věd, ř. G*, sv. 5, (127—149). Praha. — [48] Thon A., 1968: Geologická interpretace geofyzikálního průzkumu v oblasti Lakšárská Nová Ves ve vídeňské pánvi. — *Geofond Praha*. — [49] Zapletalová I., 1960: Zpráva o mikropaleontologickém zpracování pionýrských vrtů Moravský Ján-1 a Mor. Ján-2. — *Archiv MND Hodonín*.

Die Detail-Analyse alter Bruch-Systeme des Beckens des Neogens und des Untergrundes in Beziehung zu den Brüchen ist eine wichtige Aufgabe der weiteren Untersuchungen. Bei den weiteren Arbeiten, welche sich vor allem auf den vortertiären Untergrund des Beckens beziehen (seismische Messungen durch die Methode des Common Reflection Point, die tieferen Bohrungen ist es notwendig weiterhin die Aufmerksamkeit vor allem der Identifizierung wichtiger tektonischer Tiefen-Linien zu widmen (es handelt sich um Linien, welche parallel mit der gegenwärtigen Beckenachse verlaufen, d. h. SSW—NNO, sowie auch querlaufende Linien von NW—SO oder W—O Richtung), deren Existenz und Bedeutung bis heute ein Gegenstand häufiger Diskussionen sind.

Preložil J. Pevný



JÁN SLÁVIK*

**POCHOVANÉ VULKANICKÉ POHORIE NA JUHU
VÝCHODNÉHO SLOVENSKA****(Zemplínske vulkanické pohorie)**

(3 obr. v texte, anglické resumé)

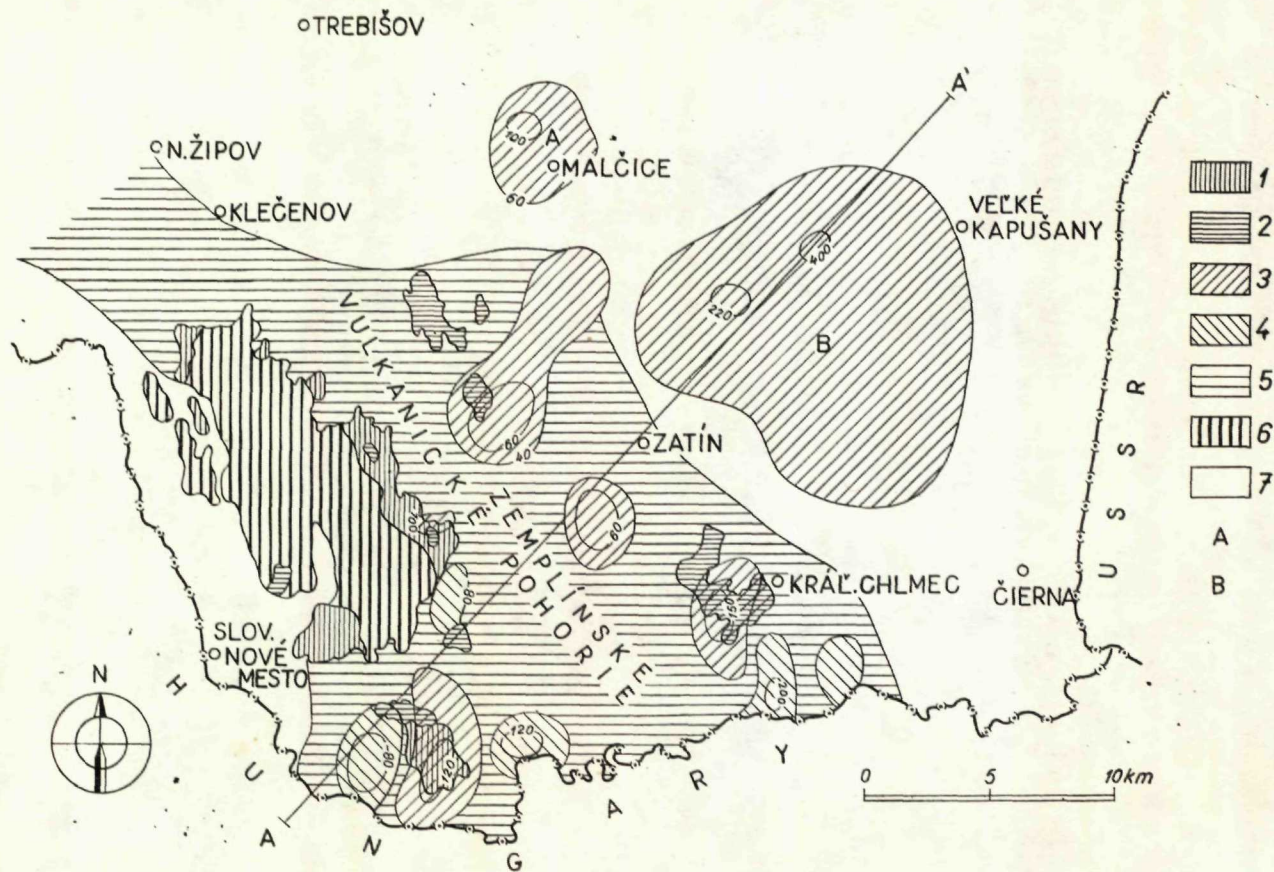
Abstract. The paper presents geophysical biostratigraphical and chronostratigraphical evidences of the succession and space distribution of volcanic activity of the buried volcanic mountains in the south of the Neogene East Slovakian Basin.

Na juhu Východoslovenskej nížiny medzi Trebišovom a Čiernou n/Tisou vystupuje na povrch niekoľko nevelkých izolovaných vulkanických telies rôzneho petrografického zloženia. Sú to najmä ryolitové telesá Viničky, Hrčel, Cejkov, Malý a Veľký Kamenec a andezitové telesá Sírnik, Hraň, Zemplínske Jastrabie, Brehov, Plešany, Kráľovský Chlmec, Streda n/Bodrogom, Pilishegy pri Veľkej Bare a Somotor.

Geologickú pozíciu i petrografické zloženie vulkanických telies, nachádzajúcich sa priamo na zemplínskom ostrove alebo v jeho tesnej blízkosti objasnili už starší autori (J. Ferenczi 1943; M. Kuthan in V. Čechovič 1963). Geologická pozícia izolovaných ostrovov vulkanických hornín, ako je Sírnik, Hraň, Brehov, Streda n/Bodrogom, Somotor a Kráľovský Chlmec, zostávala však dosť dlho nejasná. Až systematické práce, robené pri prieskume živíc a pri vyhľadávaní pevných nerastných surovín v tejto časti východného Slovenska, umožnili postupne dešifrovať charakter týchto vulkanických telies, ich stratigrafickú príslušnosť a presnejšie definovať ich geologickú pozíciu (J. Janáček 1959, D. Ďurica 1965). Geofyzikálne výskumy, a to najmä merania vertikálnej magnetickej intenzity (A. Šutor 1955), gravimetrické merania (M. Bližkovský 1961) priniesli nové poznatky, ktoré dnes umožňujú geologicky lepšie analyzovať oblasť.

Ako sa dalo očakávať, prehľadné merania vertikálnej intenzity magnetickeho poľa (A. Šutor 1954, 1955) ukázali výrazné magnetické anomálie až chaotický priebeh magnetického poľa v oblastiach budovaných povrchovými vulkanickými masívmi (Prešovsko-tokajské pohorie, Vihorlat). Okrem povrchových vulkanických masívov sa však na mape hodnôt vertikálnej zložky

* Slovenský geologický úrad, Prievozská 26, Bratislava



magnetickej intenzity objavilo v oblasti nevelkých izolovaných neovulkanických telies na j. okraji východného Slovenska výrazné pole kladných aj záporných anomálií. Odlišujú túto oblasť od pokojného priebehu magnetického poľa v centrálnej časti východoslovenskej neogénnej panvy. Podrobným magnetickým meraním (O. Mann 1961) sa údaje o priebehu magnetického poľa ešte viac spresnili.

Na zemplínskom ostrove a v jeho blízkosti existuje niekoľko pozitívnych gravimetrických anomálií, prevyšujúcich hodnoty pozadia o 5–15 mg. Z nich najvýznamnejšie sú anomálie Malčice, anomália Vojany—Beša, anomália Sírnik—Hraň, anomália Kráľovský Chlmec a niekoľko menších: Streda n/Bodrogom, Somotor a i. S anomáliami tiaže súvisia aj anomálie druhých derivácií tiaže, ktoré v miestach anomálií na pozadí pohybujúcim sa okolo nuly vykazujú hodnoty od +200 do +800 jednotiek. Pri posudzovaní príčiny týchto anomálií je dôležitá ich koincidencia s anomáliami vertikálnej magnetickej intenzity. Mapa magnetických meraní ukazuje významné anomálie v oblasti Malčice, kde na pozadí okolo 20 γ dosahuje vertikálna zložka magnetického poľa hodnoty 100 γ a v oblasti anomálie Beša—Vojany dokonca až 400 γ . Veľmi zložitá je pole vertikálnej magnetickej intenzity na trojuholníkovej ploche medzi Čiernou n/Tisou, Stredou n/Bodrogom a Hrčelom. Je to pole chaotického priebehu izočiar vertikálnej magnetickej intenzity, pričom priebeh je najkomplikovanejší v miestach, kde sa vulkanické telesá nachádzajú na povrchu, t. j. v oblasti Brehova, Stredy n/Bodrogom a Kráľovského Chlmca v rozsahu od +200 do -200 γ . Na základe toho predpokladáme, že chaotický priebeh poľa vertikálnej magnetickej intenzity a jeho koincidenciu s gravimetrickými anomáliami, zistenými podrobným gravimetrickým meraním, spôsobuje prítomnosť vulkanických telies, a že teda plocha chaotickej distribúcie sa kryje s plochou pochovaného vulkanického masívu. Tento predpoklad potvrdili hlboké vrty Malčice-1 (D. Ďurica 1965) a Zatin-1 (C. Tereska 1968 l. c.).

Obr. 1 Mapa predpokladaného rozsahu pochovaného zemplínskeho vulkanického masívu (z podkladov V. Čechoviča 1964, A. Šútora 1959, O. Manna 1961 upravil J. Slávik 1971)

1 — rhyolitické horniny na povrchu; 2 — andezitické horniny na povrchu; 3 — kladné výrazné anomálie vertikálnej magnetickej intenzity; 4 — záporné výrazné anomálie vertikálnej magnetickej intenzity; 5 — plocha chaotického priebehu poľa vertikálnej magnetickej intenzity; 6 — zemplínsky ostrov (paleozoikum a trias); 7 — neogén a kvartér;

A — pochovaný vulkanický masív Malčice, B — pochovaný vulkanický masív Beša—Vojany

Fig. 1 Map of Supposed Extension of the Buried Zemplín Volcanic Massif (from the Materials of V. Čechovič 1964, A. Šutura 1959, O. Mann 1961 adjusted by J. Slávik 1971)

1 — Rhyolite rocks at the surface; 2 — Andesite rocks at the surface; 3 — Positive distinct anomalies of vertical magnetic intensity; 4 — Negative distinct anomalies of vertical magnetic intensity; 5 — Plane of chaotic course of the field of vertical magnetic intensity; 6 — Zemplín "island" (Paleozoic and Triassic); 7 — Neogene and Quaternary;

A — Buried volcanic massif of Malčica, B — Buried volcanic massif of Beša—Vojany

Oddelene od chaotického poľa kladných a záporných magnetických anomálií sa nachádza významná kladná anomália v oblasti obcí Vojany a Beša situovaná severnejšie a kladná anomália v oblasti Malčíc.

Pochované vulkanické pohorie na J vých. Slovenska je dlhé viac ako 20 km a široké viac ako 10 km. Pokračuje však ďalej na územie MLR a domnievame sa, že viac-menej súvisle nadväzuje až na Beregovské kopce na území ZSSR. Izolované pochované vulkány majú menšie rozmery; malčický má pôdorysný priemer asi 5 km a dvojvulkán Beša—Vojany takmer 10 km. Vychádzajú z týchto plošných údajov možno konštatovať, že plocha vulkanického masívu na juhu Zemplína dosahuje 400 km², teda približne ako ostatné vulkanické pohoria východného Slovenska. O vertikálnych rozmeroch vulkanických telies možno usudzovať zatiaľ z údajov vrtoz Malčice-1 a Zátin-1. Vo vrte Malčice-1 (obr. 2) bolo prevrtané vulkanické súvrstvie v úseku 1003—2205 m, pričom vrt bol situovaný na svahu vulkánu. Vo vrte Zátin-1 vulkanogénne súvrstvie bolo prevrtané v rozmedzí 1620—3050 m, čo poukazuje na mocnosť vulkanogénneho súvrstvia (pravda, so sedimentárnymi vložkami) viac ako 1400 m. Z toho vyplýva, že ani vertikálnymi rozmermi zemplínske vulkanické pohorie nezaostáva za inými vulkanickými pohoriami Západných Karpát.

Stratigrafická postupnosť vulkanických udalostí

Striedanie vulkanitov so sedimentmi v oblasti zemplínskeho pochovaného pohoria nám umožňuje stanoviť postupnosť jeho vzniku.

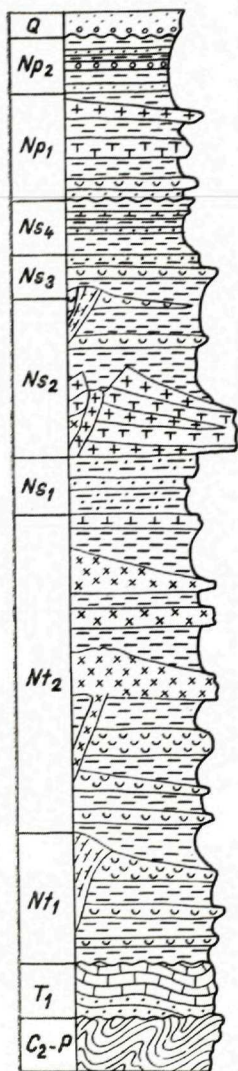
Ryolitový vulkanizmus badenu. Najstaršie známe vulkanické horniny v tejto oblasti, ktorých vek môžeme považovať za biostratigraficky datovaný, sú ryolitové pyroklastiká spodného badenu (baden a, b, lanzendorfská séria — spodný tortón s. l.). Sú to ryolitové (azda až ryodacitové) tuffy a nevelké telesá ryodacitov a ryolitov, uložené v súvrství so slabo doloženou faunou, hlboko pod bolivino-buliminovou zónou tortónu s. s. Keďže v južnej časti východoslovenskej miócéennej panvy sa nepodarilo vyčleniť uloženy

Obr. 2 Kumulatívny litostratigrafický profil zemplínskeho vulkanického pohoria (číslovanie I. stĺpca)

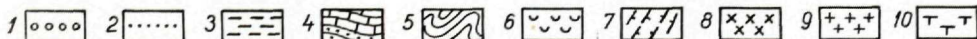
1 — kvartér; 2 — vrchný pliocén (pestrá séria — levant); 3 — spodný pliocén (panón); 4—7 sarmat; 4 — sarmat (zóna s Porosonion subgranosum (Orb.); 5 — pásmo s Elphidium hauerinum; 6 — pásmo s veľkými elfídiami; 7 — pásmo s Cibicides badensis; 8—9 baden b, c, d; 8 — baden c, d (zóna bolivino-buliminová s málo mocným vysladeným súvrstvom v apikálnej časti); 9 — baden b, lanzendorfská séria; 10 — spodný trias; 11 — vrchné paleozoikum

Fig. 2 Cumulative Lithostratigraphic Profile of the Zemplín Volcanic Mountains (Number of Ist column.)

1 — Quaternary; 2 — Upper Pliocene (variegated group-Levantian); 3 — Lower Pliocene (Pannonian); 4—7 badenian; 4 — Sarmatian (zone with Porosonion subgranosum (Orb.); 5 — Zone with Elphidium hauerinum; 6 — Zone with large Elphidia; 7 — Zone with Cibicides badensis; 8—9 Badenian b, c, d; 8 — Badenian c, d (Bolivina — Bulimina Zone with fresh water Badenian complex of little thickness in the apical part); 9 — Badenian b Lanzendorf Group; 10 — Lower Triassic; 11 — Upper Paleozoic



Stratigrafické rozdelenie	Mocnosť v m	Abs. vek v mil. rokoch	Petrografické zloženie hornín		Typické lokality vulkanitov					
			vulkanity	sedimenty						
Pliocen	1	< 50	—	štrky, piesky, hlíny						
	2	250	ryolitové a andezit. tufity preplavené	pestré íly, piesky, štrky						
	3	200	andezitové lávy brekcie, tufy ryolitové tufy	slienité piesčité íly štrky, piesky	vrtý v oblasti Kráľovského Chlmca					
	4	100	tufity	bentonitické íly, tufity, piesky						
	5	< 100	ignimbrity, pelity, ryolity	bentonitické íly, íly						
	6	400	$12 \pm 0,5$ $12,7 \pm 0,75$	andezitové stratovulkany	sivé íly jemné piesčité íly slienité íly	Viničky				
		1500	$14,0 \pm 1$			Maľčice (Ruskov)				
7	300		tufity tenké polohy tufov	piesky, íly						
Miocén	8	1000 — 1700	andezitové lávy - prúdy a diatremy ryolitové brekcie ryolitové tufy tufity	sivé ílovité bridlice ojedinele s pieskovicami	Brehov Kráľovský Chlmec, Plešany					
					9	400 — 700	$14,1 \pm 2$ $15,7 \pm 2,8$ $18,2 \pm 2$ $16,0 \pm 2$	ryolitové kupoly ryol. tufobrekcie ryolitové tufy	sivé pevné ílovité bridlice polohy pieskov	Cejkov, Hraň, Bara
								10	300	
11	1000		diabázy krem. porfýry a ich tufy	bridlice, piesk., arkózy	vrtý v okolí Ladmoviec a V. Trne					



zóny aglutinujúcich foraminifér (zóny so *Spiroplectamina carinata*), začleňujeme polohy ryolitových tufov pod horizontmi, obsahujúcimi zle zachovanú faunu (*Spirialis* sp., *Elphidium* sp., *Bulimina* sp., *Orbulina* sp.; K. Čopianová l. c.) do obdobia badenu a, b. K tomuto komplexu pričleňujeme pyroklastické polohy vrtu Zátin-1 z intervalov 3060–3100, 3190–3200, 3290–3320 m.

V podobnej pozícii boli navrátané ryolitové tufy vo vrtoch z oblasti Klečnov–Žipov. Nad nimi leží 250 m mocná vrstva hrubých ryolitových pyroklastík, ktorú považujeme za ekvivalent hraboveckého tufu (J. Čverčko – R. Rudinec – J. Slávik 1968). Nad ňou podľa analýz K. Čopianovej (l. c.) sa nachádzajú sedimenty s obsahom mikrofauny *Candorbulina universa* (K.), *Candorbulina bilobata* (Orb.), *Globigerinoides trilobus* (Rss.), ktoré takéto začleňovanie ryolitových pyroklastík umožňujú. Aj keď sa horizonty ryolitových tufov smerom do stredu panvy vyklňujú, ešte v oblasti j. od Sečoviec nachádzame tenké polohy ryolitových tufov a tufitov v súvrství s mikrofaunou: *Globorotalia mayeri* (Cush et Ellis), *Globorotalia scitula* (Brady), *Globigerinoides trilobus* (Rss.) a deformované schránky *Orbulin*.

Do badenského (tortónskeho) veku sú zaradované na základe mikrofauny aj ryolitové tufy na jz. svahoch zemplínskeho paleozoického ostrova vyskytujúce sa na povrchu (J. Ferenczi 1943). Pyroklastiká sú tvorené jemnozrnnými až strednozrnnými ryolitovými tufmi s lapilami ryolitov. V niektorých polohách sa často nachádzajú úlomky dolomitov a vápencov (Klečnov, Žipov, Zátin, Stretava), ktoré môžu mať pôvod vo fundamente vytvorenom v týchto miestach karbonátmi. Tuffy sú často premenené, kaolinizované, chloritizované, silicifikované. Relikty plagioklasov v úlomkoch svedčia o tendencii k ryodacitovému zloženiu.

Na severnej a sčasti aj na južnej periférii zemplínskeho paleozoického ostrova prenikajú niekde na povrch cez pyroklastické i paleozoické formácie ryolitové dómy Malá Bara, Hrčel, Cejkov. Boli podrobené chronostratigrafickému datovaniu a poskytli nasledujúce výsledky: Malá Bara kameňolom – $16,2 \pm 2,0$ mil. rokov; kameňolom Hrčel – $15,7 \pm 2,8$ mil. rokov (O. V. Coň – J. Slávik 1971). Tieto veky, poopravené o 10–20 % v dôsledku systematickej chyby ukazujú, že telesá sú zreteľne mladšie ako uvádzané ryolitové tufy, chronostratigrafické zaradenie je v súlade s biostratigrafickou predstavou o príslušnosti viacerých polôh ryolitových pyroklastík v období badenu a, b (lanzendorfskej série).

Túto predstavu potvrdzuje aj absolútne datovanie ryolitových pyroklastík z vrtu Žipov-1 (G. P. Bagdasarjan – J. Slávik – D. Vass 1971), kde jadro z hĺbky 950–955 m dokazuje absolútny vek $16,0 \pm 2,0$ mil. rokov. Tým sa dokazuje spolupatričnosť explozívneho a efúzneho vulkanizmu v období badenu a(?) b. Posledné epizódy ryolitového vulkanizmu podľa dnešných po-

znatkov zasahujú do badenu c, t. j. až do bolivino-buliminovej zóny tortónu s. s. Dnes zaraďujeme do tejto vekovej skupiny ryolitové pyroklastiká, ktoré lemujú sv. a jz. perifériu zemplínskeho peleozoika s výnimkou perlitických telies.

Andezitový vulkanizmus badenu a spodného sarmatu

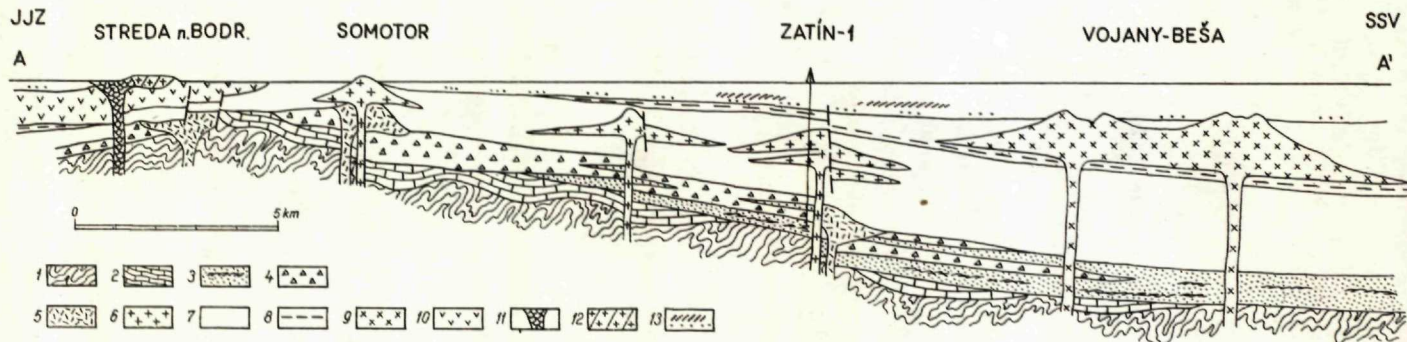
Dôležitou geologickou udalosťou tohto obdobia sú prejavy andezitového vulkanizmu. Prvým zisteným andezitovým telesom s badenskou stratigrafickou príslušnosťou bol lávový prúd, navŕtaný pri obci Nižný Žipov vo vrte Cf TR-62. V nadloží andezitov a ich pyroklastík prevŕtaných vo vrte Žipov-1 v hĺbke 900 m určila I. Zapletalová tortónsku (badenskú) mikrofaunu: *Bathysiphon filiformis* Gess., *Uvigerina hispidocostata* (Cush et Todd.), *Bulimina intonsa* Lивental, *Bulimina ovula* Orb. Badenský andezitový vulkanizmus patriaci do bolivino-buliminovej zóny je najlepšie preukázateľný vo vrte Zátin-1. Podľa C. Teresku (l. c.) sa presvedčivý andezitický materiál objavuje až v hĺbke 2450—2600 m. Sú to dve polohy andezitov bez pyroklastík, nachádzajúce sa v súvrství ryolitových tufov a tufitov prevrstvených sivými flocami, takže zatiaľ považujeme za najvhodnejšie interpretovať tieto polohy ako prírodné kanály.

Andezitický komplex, prevrstvený sedimentárnymi pelitmi, je vyvinutý v rozmedzí hĺbok 1620—2170 m. V jeho podloží (2150 m) sa nachádza táto mikrofauna: *Valvuneria* sp., *Bulimina insignis* (Luczkowska), *Melonis soldanii* (Orb.), *Haplophragmoides fragile* (Höglund), *Globigerina bulloides* (Orb.), *Cribrostomoides* sp., *Bathysiphon* sp., *Globigerina* sp., *Quinqueloculina* sp. (K. Čopianová l. c.).

Medzi andezitovými polohami v sedimentárných medzivrstvičkách sa nachádzajú: *Bulimina insignis* (Luczkowska), *Bulimina puppoides* (Orb.), *Pseudoglandulina laevigata* (Orb.), (Cush. et Todd).

V nadloží andezitového komplexu je bohatá bolivino-buliminová asociácia: *Bolivina dilatata maxima* (C + Z), *Bathysiphon filiformis* Sars., *Globigerina bulloides* (Orb.), *Pullenia bulloides* (Orb.), *Bulimina insignis* (Luczkowska), *Cassidulina crita* (Pischw.), *Cibicides dutemplei* Orb., *Sphaeroidina variabilis* Rss., *Valvulineria complanata* (Orb.), *Gyroidina neosoldanyi* Bralzen, *Uvigerina hispidocostata* (Cush et Todd). Táto fauna presvedčivo dokazuje, že andezitový vulkanizmus prebiehal počas badenu c (bolivino-buliminová zóna).

Krátkodobé vysladenie sedimentačného priestoru bolo sprevádzané utíšením vulkanickej aktivity. Stopy slabej pyroklastickej činnosti reprezentujú tufy asi 50 m mocnosti, zachované na báze sterilného súvrstvia, ktoré je pravdepodobne ekvivalentom rotaliovej zóny (baden d) v oblasti vrtu Zátin-1.



Obr. 3 Zjednodušený geologický profil pochovaným zemplínskym vulkanickým masívom

1 – paleozoikum zemplínskeho ostrova 2 – mezozoikum zemplínskeho ostrova; 3 – spodný baden – lagenidová zóna (lanzendorfská séria – baden a, b) s rhyolitovými tuftmi; 4 – rhyolitové pyroklastiká; 5 – rhyolitové dómy a kumulodómy (spodný baden b); 6 – andezitové vulkanické telesá (baden c); 7 – sedimentárny baden c, d; 8 – sedimentárny sarmat; 9 – andezitové telesá sarmatu; 10 – rhyolitové tufy sarmatu; 11 – perlitický rhyolit sarmatu; 12 – andezit – pliocén; 13 – sedimentárny pliocén

Fig. 3 Simplified Geological Profile of the Buried Zemplín Volcanic Massif

1 – Paleozoic of the Zemplín "island"; 2 – Mesozoic of the Zemplín "island"; 3 – Lower Badenian – Lagenid Zone (Lanzendorf Group – Badenian a, b) with rhyolite tuffites; 4 – Rhyolite pyroclastics; 5 – Rhyolite domes and cumulodomes (Lower Badenian b); 6 – Andesite volcanic bodies (Tortonian s. s., Badenian c); 7 – Sedimentary Badenian c, d); 8 – Sedimentary Sarmatian; 9 – Sarmatian andesite bodies; 10 – Sarmatian rhyolite tuffs; 11 – Sarmatian perlitic rhyolite; 12 – Andesite – Pliocene; 13 – Sedimentary Pliocene

Chronostratigrafické údaje sú v dobrom súlade s biostratigrafickými údajmi. Tak napr. vek lávového prúdu z vrhu Zátín-1 z hĺbky 1709—1714 je $16 \pm 0,8$ mil. rokov (G. P. Bagdasarjan — J. Slávik — D. Vass 1971). Príslušnosť homoly andezitu z okolia obce Brehov — $14,7 \pm 1,4$ mil. rokov — zostáva neurčitá. Podľa súčasných predstáv považujeme vznik dómu Brehov, Sírnik a i. za posledné prejavy tortónskeho andezitového vulkanizmu v tejto oblasti. Nasvedčuje tomu 1. neprítomnosť pyroklastík, 2. hodnota vertikálnej magnetickej intenzity ekvivalentná zatínskemu telesu a pozícia telesa na spojnici Kráľovský Chlmec—Zátín—Plešany, ktorá poukazuje na rovnakú tektonickú väzbu. Do vrchného badenu na základe chronostratigrafických dôkazov zaraďujeme aj andezity v okolí Kráľovského Chlmca. Vedie nás k tomu údaj o veku ($16,7 \pm 0,1$ mil. rokov) andezitu z lomu v obci Plešany (G. P. Bagdasarjan — J. Slávik — D. Vass 1971), čím dospievame k definovaniu pozdĺžneho systému andezitových vulkánov na línii Kráľovský Chlmec—Somotor—Zátín—Cejkov—Brehov—Sírnik—Hraň (vo vrte Hr-31 v podloží spodného sarmatu bol navrtaný andezit) — Žipov, odkiaľ ho môžeme sledovať na j. okraj slovenskej časti Prešovsko-tokajského pohoria, resp. na Tokajské pohorie. K týmto andezitom konvencionálne pričleňujeme dajky a necky andezitov, pretínajúce paleozoikum a spodné ryolitové súvrstvia na zemplínskom ostrove (V. Bara, Zemplín, Cejkov a i.).

Ďalšou významnou andezitovou vulkanickou aktivitou je spodnosarmatský vulkanizmus, ktorého biostratigrafickú pozíciu spoľahlivo dokumentujú faunistické analýzy tufov s makrofaunou (J. Švagrovský 1964 B. V. Merlič a i. 1967, J. Slávik 1968 — J. Čverčko — R. Rudinec — J. Slávik 1968). Tomuto významnému andezitovému vulkanizmu možno pričleniť pochovaný andezitový stratovulkán Malčice a pochovaný stratovulkán Beša—Vojany. Ich vek je definovaný na malčickom telese, kde máme v podloží dobre vyvinutý sarmatský horizont s *Cibicides badenensis* a na vulkanitoch plášť sedimentov zóny veľkých elfídií. Analogickú pozíciu pripisujeme andezitovému telesu pri obci Kalša, kde R. Lehotayová (1963) v podloží andezitu určila spodnosarmatskú mikrofaunu.

Potvrdením biostratigrafického veku je absolútne datovanie ruskovského andezitového telesa (G. P. Bagdasarjan — J. Slávik — D. Vass 1971), ktoré má 14 ± 1 mil. rokov.

Sarmatský ryolitový vulkanizmus (perlity, ignimbrity a bentonitizované tufy)

Pravdepodobne skoro po ukončení andezitového vulkanizmu spodného sarmatu, niekedy začiatkom zóny veľkých elfídií, sa znova objavuje ryolitový vulkanizmus. Za dôkaz tohto tvrdenia môžeme považovať absolútny vek

ryolitu z kameňolomu v Cejkove — $14 \pm 1,1$ mil. rokov a xenolitu z toho istého kameňolomu — $14,1 \pm 2$ mil. rokov (O. V. Coň — J. Slávik 1971). V dôsledku systematickej chyby treba analytické hodnoty znížiť o 10–20 %. Jeho vek biostratigraficky presvedčivo datuje makrofauna, určená J. Švagrovským (1954) v myšľanských vrstvách, v nami študovanej oblasti pretrvávajúca táto ryolitická aktivita až do obdobia zóny s *Elphidium hauerinum* (Orb.) a končí sa v spodnom pliocéne. Ryolitické horniny tejto skupiny boli prevrtané v oblasti Kráľovského Chlmca, ale aj na sz. okraji zemplínskeho paleozoického ostrova (Lastovce, Kuzmice, Michalany), kde po ich rozklade vznikli ložiská bentonitov. V tufoch, z ktorých vznikli bentonity, sa občas našli úlomky obsidiánov a perlitov, preto s touto aktivitou spájame aj perlitické horniny zemplínskeho ostrova a jeho okolia, t. j. lokality Viničky, Byšta, perlitické horniny pri Izre, ale aj mocnú polohu ryolitových tufov s obsidiánami pri Stredě n/Bodrogom. Túto koncepciu potvrdzuje aj absolútne datovanie perlitického ryolitu z Viničiek (G. P. Bagdasarjan — J. Slávik — D. Vass 1971), ktorého vek je $12 \pm 0,5$ mil. rokov. To je v súlade aj s výskytom ignimbritu vo vrte Komarovce-1 pri Košiciach, ktorého vek (M. Pulec — D. Vass 1969), určený G. P. Bagdasarjanom je $12,72 \pm 0,75$ mil. rokov. Ryolitový vulkanizmus uhasína v spodnom pliocéne. Jeho produkty podľa J. Čverčka sú známe z oblasti Čierna n/Tisou, Kráľovský Chlmec a považujeme ich sčasti za synchronne so vznikom spodných šedých vrstiev (J. Janáček 1959), ktorým sa pripisuje panónsky vek.

Pliocénny andezitový vulkanizmus

V oblasti Čiernej n/Tisou a v okolí Kráľovského Chlmca boli zistené v niekoľkých vrtoch (napr. Čierna n/Tisou-I, KGH-II) v nadloží ryolitových tufov spodných šedých vrstiev lávové prúdy a pyroklastiká amfibolických, ale hlavne pyroxenických andezitov, ktoré na základe tejto skutočnosti zaraďujeme do pliocénu. Za povrchový ekvivalent týchto andezitických hornín považujeme lávový prúd, ležiaci na erodovanom povrchu ryolitových tufov s úlomkami obsidiánu v. od Stredy n/Bodrogom. Podľa dnešných predstáv týmito horninami vulkanizmus v oblasti končí. Chronostratigrafickému datovaniu horniny neboli dosiaľ podrobené.

Vzťah tektoniky a vulkanickej činnosti

Jednou z najcharakteristickejších črt vulkanickej aktivity zemplínskeho (pochovaného) vulkanického masívu je jeho pozdĺžna orientácia voči hlavným tektonickým elementom Karpát, vynikne oveľa lepšie, ak ju ponímame historicky. Pri takomto ponímaní nám zreteľne vystupuje prvé výraznejšie vulka-

nické pásmo v spodnom badene. Jeho vulkanické centrá boli situované na hlavných zlomových systémoch, v tesnej blízkosti osi elevácie podložia, reprezentovanej zemplínskym paleozoickým ostrovom. Na túto skutočnosť poukazujú mapy izopach ryolitového pyroklastického materiálu (J. Čverčko — R. Rudinec — J. Slávik 1968), ale aj dómy, sledujúce zlomové pásma, oddeľujúce zemplínsky ostrov od neogénnej molasy. Pozdĺž paralelného, severnejšie situovaného zlomu došlo k prudkej subsidencii molasy v priebehu tortónu s. s. (baden c, d), čo umožnilo prenik veľkého množstva andezitovej magmy na dno sedimentačného priestoru. Pozdĺž preexistujúceho okrajového zlomu prenikli k povrchu drobné neckovité telesá andezitov, ktoré pretínajú ryolitové pyroklastiká na línii Somotor—Hrčel.

V spodnom sarmate sa andezitový vulkanizmus posunul ešte ďalej k severu na línii Vojany—Malčice—Ruskov a jeho produktom sa stali mohutné vulkány stratovulkanickej stavby, o čom presvedčivo hovorí prevŕtaná štruktúra vulkánu Malčice (D. Ďurica 1965).

Ryolitový vulkanizmus vo vyššom sarmate sa vracia na axiálnu časť elevácie (zemplínska elevácia), obmedzujúcej miocénnu molasu (Streda n/Bodrogom, Viničky, Michalany, Byšta) a uhasína v pliocéne rozptýlenou, objemove aj morfológicky nevýraznou aktivitou, hlavne v oblasti Čierna n/Tisou—Kráľovský Chlmec.

Vo vzťahu vulkanitov k tektonickým pohybom sa potvrdila predstava o synchronnosti vulkanických udalostí s obdobiami maximálnej subsidencie a s uhasínaním vulkanizmu v obdobiach stláčania sedimentačného priestoru (J. Čverčko — R. Rudinec — J. Slávik 1968).

Do tlače odporučil J. Seneš

Autor je hlboko zaviazaný pracovníkom závodu Slovenských naftových závodov v Michalovciach, hlavne R. Rudincovi, J. Čverčkovi, C. Tereskovi a K. Čopianovej za láskavé poskytnutie a zapožičanie geologickej dokumentácie a niektorých informácií, bez ktorých by nebolo možné túto prácu dostatočne doložiť.

LITERATÚRA

- [1] Bagdasarjan G. P. — Slávik J. — Vass D., 1971: Biostratigrafický a chronostratigrafický vek niektorých významných neovulkanitov východného Slovenska. Geologické práce, Správy 55, Bratislava. — [2] Bližkovský M., 1961: Záverečná zpráva o podrobném gravimetrickém průzkumu východoslovenského neogénu v r. 1960. Manuskrift-archív ČND, Hodonín. — [3] Coň O. V. — Slávik J., 1971: Vek ryolitov zemplínskeho ostrova. Geologické práce, Správy 55, Bratislava. — [4] Čechovič V. a kol., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Trebišov. Manuskrift-archív GÚDŠ, Bratislava. — [5] Čverčko J. — Rudinec R. — Slávik J., 1968: Geology of Neogene Volcanism in East Slovakia. Geologické práce, Správy 44—45, Bratislava. — [6] Ďurica D., 1965: Vulkanické štruktúry vo východoslovenskej

neogénnej panve a ich význam. Geologické práce, Správy 37, Bratislava. — [7] Ferenczi J., 1943: Geologische Verhältnisse des Zempléner Inselgebirges. Jahresberichte f. 1939—1940, Budapest. — [8] Janáček J., 1959: Stratigrafie, tektonika a paleogeografie neogénu východného Slovenska. Geologické práce, Zošit 52, Bratislava. — [9] Lehotayová R., 1963: Orientačné spracovanie mikrofauny východného Slovenska z niektorých plytších vrto. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [10] Mann O., 1961: Podrobné geomagnetické mērení na východnóm Slovensku v r. 1960. Manuskript-archív ČND, ÚGF, Brno. — [11] Merlič B. V. a i., 1968: Ser neogenovych pogrebenykh vulkanov v južnoj časti zakarpatskogo vnutrennego progiba. Geologičeskij sbornik Lvovskogo geol. obščestva No 11., Lvov. — [12] Slávik J., 1968: Chronology and Tectonic Background of Neogene Volcanism in East Slovakia. Geologické práce, Správy 44—45, Bratislava. — [13] Šutor A., 1954: Závěrečná zpráva o geomagnetickém průzkumu na východním Slovensku v r. 1954. Manuskript-archív ČND, Hodonín. — [14] Šutor A., 1955: Závěrečná zpráva o podrobném geomagnetickém průzkumu na východním Slovensku v r. 1955. Manuskript-archív ČND, ÚGF, Brno. — [15] Švagrovský J., 1964: Hranice tortón-sarmat v neogéne východného Slovenska. Geologický zborník XV/1, Bratislava.

JÁN SLÁVIK

BURIED VOLCANIC MOUNTAINS IN THE SOUTH OF THE EAST SLOVAKIA

(Summary of the Slovak text)

In the south of the East Slovakian Neogene Basin with combination of geophysical, geological and drilling investigation an extensive volcanic region was found, covered by Upper Miocene and Pliocene sediments. Its square extent is more than 400 km² and the determined thickness attains 1200 m.

The Zemplin volcanic massif continues in Hungary and we suppose that from there he reaches to the territory of USSR and the Beregovo Hills are a part of it.

The volcanism originated at a tectonic zone dividing the Miocene molasse from the Zemplin Elevation. In the Lower Tortonian (Lanzendorf Group, Baden a, b) mainly rhyolite pyroclastics appeared at the surface, chiefly concentrated around the elevation (Zemplin "island"). In the Tortonian s. s. (Baden c), Bolivina-Bulimina Zone, mighty extrusions of andesites were evident, displaced more northerly to the newly formed fault line, parallel to the former one (Kráľovský Chlmec, Zátin, Sírnik, Hraň, Žipov). This activity of andesite effusions persisted also as late as the Sarmatian (lower part of the zone of larger Elphidia), when the volcanism moved still more northerly (into the more inner part of the molasse) as far as the line Malčice—Vojany, from where it maybe traced to the Soviet Union territory as far as the environments of Beregovo.

New activity of rhyolite lava appeared in the Sarmatian and bodies of perlites, obsidians and pyroclastics are linked with it, from which the deposits of bentonite have formed (Viničky, Streda n/Bodrogom, Luhýňa, Michalany, Lastovce).

The volcanism was extinguishing with scattered stratovolcanic andesite activity in the Pliocene in the area of Čierna n/Tisou—Streda n/Bodrogom, however, which is less distinct in extent.

In the paper biostratigraphic and chronostratigraphic evidences of the succession of volcanic events are mentioned.

Preložil J. Pevný

EVA PLANDEROVÁ*

A CONTRIBUTION TO PALYNOLOGICAL RESEARCH OF LUNZ BEDS IN WEST-CARPATHIAN REGION

(2 obr. v texte, 17 tab. na kriede)

Abstrakt. Práca prináša palynologické vyhodnotenie lunzských vrstiev z oblasti Liptovského Hrádku. Na základe charakteru sporomorfného obrazu a korelácie s palynologickými výsledkami z alpského triasu a iných triasových lokalít autorka hodnotí skúmané sedimenty ako relatívne plytkovodné a zaraďuje ich do karnu.

I have palynologically examined some species of the Lunz beds from the exposure of Liptovský Hrádok. Owing to that I have got rich organic material. This represents the first paleontological proof of the Carnian age of the Lunz beds. Some of the sporomorphs were partially corroded. The majority were, however, well preserved and favourable for determination.

The method of laboratory examination of the samples was rather complicated. The samples were macerated by fluoric acid for six weeks. The separation of the organic part from the anorganic was followed by oxidation of the organic extract.

A brief geological sketch of the Lunz beds in the Carpathians mountains

According to D. Andrusov (1959) the Lunz beds are predominantly detritic Upper Triassic beds. It is a marine formation with flyschoid sedimentation of Carnian age. It is present in the Krížna and the Choč nappes. In the substratum of the Lunz beds are dolomites or Reinfling limestones, and limestones of the Wetterstein type. In the overlier, Upper Triassic dolomites, and in the Krížna nappe Carpathian Keuperian are present. The Lunz beds are predominantly composed of darkgrey and black splinting schists, most frequently clayey. D. Andrusov (1959) presented a profile of the Lunz beds

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

in the Choč nappe from Liptovský Hrádok. He described schists with rare sandstone intercalations.

The schists have also been pollen-analyzed. The samples have been taken from dark schistose claystones. The Lunz beds in this profile are referred to Carnian by D. Andrusov. Up to the present, on this locality no microfauna neither other fossil remains have been found. Consequently, the pollen analysis gives the first paleontological proof and evaluation of these beds from the area of the Choč nappe near Liptovský Hrádok. Palynological examination of these species is important for the correlation with Alpine Carnian as studied by W. Klaus (1960).

I have tried to correlate the sporomorph pattern of the locality Liptovský Hrádok with the results of O. Čorná (1969) who examined a Triassic locality Huty near Kvačany, and with the results of P. Snopková (1969) from the Lunz beds of the substratum of the Vienna basin Neogene.

Main Groups of Sporomorphs

Sporites

Triletes

Azonotriletes

Laevigati

Laevigatisporites

Calamospora

Leiotriletes

Retusotriletes

Paraconcavisporites

Toroisporites

Punctatisporites

Apiculati

Globulisporites

Osmundacites

Conosmundacites

Rugulatisporites

Lophotriletes

Apiculatisporites

Duplicisporites

Cyclotriletes

Partitisporites

Granulatisporites

Murornati

Lycopodiumsporites

Monoletes Ibrahim 1933
Azonomonoletes Luber 1935

Punctatosporites
Granulatosporites

Zonales
Zonotriletes
Auriculati

Triquitrites
Striatosporites
Simplicesporites
Thomsonisporites
Ischiosporites
Discisporites

Zonomonoletes

Saturnisporites

Pollenites

Praepollenites
Ovalipollis

Saccites
Monosaccites

Acualisporites

Disaccites

Chordasporites
Vesicaspora
Triadispora
Alisporites
Taeniaesporites

Lunzisporites

Plicates

Monocolpates

Ginkgocycadophytus

Cycadopites

Polypliates

Gnetaceaepollenites

Aletes
Azonales
Pilonapiti

Laricoidites

Porozes
Monoporines
Megamonoporites

SYSTEMATIC PART

My determinations were based upon the systematic study of Triassic sporomorphs by R. Potonié (1956, 1958), R. Kräusel and G. Leschik (1955), R. Potonié and R. Kremp (1955), W. Klaus (1960), H. Visscher (1966), J. Jansonius (1962) and R. Jain (1968). I have determined a new genus and two new species; I have described their typical morphological characteristics which are presented apart from the photographs. Photographs are $1000 \times$ magnified, except the Tab. XI, Fig. 3. 3 which is magnified $550 \times$. Some photographs are complemented with drawings emphasizing morphologically important parts of sporomorphs.

From the systematic point of view Sporites predominate over Pollenites

SPORITES H. Potonié 1893

TRILETES (Reinsch 1881) Pot. et Kremp 1954

AZONOTRILETES Luber 1935

Laevigati (Bennie et Kidst. 1886) R. Pot. 1956

Laevigatisporites (Bennie et Kidst. 1886) Ibrahim 1933

Laevigatisporites toralis Kräusel et Leschik 1955

Tab. I., Fig. 2-4

A trilete spore of triangular shape with slightly convex, almost straight walls. The Y-mark extends to the outline of spore and is slightly waved. On both sides of the Y-mark there are folds extending between the corners of the triangle, forming a fringe around the Y-mark.

Calamospore Schopf, Wilson et Bentall 1944

Calamospora cf. *astigosus* Kräusel et Leschik 1955

Tab. I., Fig. 5-6

Oval shape. Size: 40μ . Exine strong, 1μ thick. The Y-mark is dark, conspicuous, extending to $2/3$ of the spore body. The sculpture of the body is dark-punctate. The dots seem to form certain small yards, lighter than the rest of the exine. It is very frequent in the material examined.

A species similar to our one, is also presented by R. Kräusel (1955) from the Keuperian. It is called *Calamospora astigosus* R. Kräusel et G. Leschik (1955). The Y-mark is, however, different. While in our species the Y-mark extends to $2/3$ of the spore body, *C. astigosus* has only a small Y-mark, the size of the spore being $60 \times 30 \mu$. The size of our species is 40μ .

Leiotriletes (Naumova) Potonié et Kremp 1954

***Leiotriletes* f. sp. 1**

Tab. I., Fig. 7–11

The size of the spore is 40 μ . Shape trilete. The walls are slightly concave on the outline of the spore. Exine is slightly waved. Sculpture is punctate. The Y-mark extends to 4/5 of the spore body. Sometimes it is widely cracked. It is completely distinct. The whole spore is considerably damaged by corrosion. The spore is very frequent in the material examined. A similar species is presented by H. P. Singh (1964) under the name of *Leiotriletes* cf. *gracilis* R. Imgrund (1960). Our species differs from that by its position and by the form of the Y-mark (by its appearance).

***Leiotriletes* cf. *rarus* Singh 1964**

Tab. II., Fig. 1–3

A trilete spore; size: to 30 μ . In the outline the exine is slightly convex, smooth. Sculpture is punctate, the Y-mark extends to exine. The spore is secondary-deformed. Around the Y-mark is a dark fringe reminding of the species *Leiotriletes rarus* H. P. Singh (1964). Perhaps it is this species, only it cannot be said exactly because of considerably corroded exine of the spore.

Retusotriletes Naumova 1953

***Retusotriletes mesozoicus* Klaus 1960**

Tab. II., Fig. 4–6

A trilete spore with considerably convex walls; almost round. Size: 35 μ . Two-layered, rather thin exine. The Y-mark extends to exine, forking at the end. Scabrate sculpture. Frequent in the material examined.

W. Klaus (1960) found the species in the Carnian stage of the Lunz beds in the Alpine Triassic, presuming its botanical appurtenance to the genus *Lycospora* S. W. et B. and *Cadiospora* Kosanke.

Paraconavisporites Klaus 1960

***Paraconavisporites lunzensis* Klaus 1960**

Tab. II., Fig. 7, 8, 9, 12

A trilete spore; size: 25–35 μ . The Y-mark extends to 5/5 of the spore body. In the middle of the spore the Y-mark is not crossed, one branch being slightly shifted. There are foldings around the Y-mark. Exine is thin, smooth. Intrapunctate sculpture. Very frequent in the material examined. W. Klaus (1960) and O. Čorná (1968) found it in Carnian.

Toroisporis Krutsch 1959

Toroisporis f. sp.

Tab. III., Fig. 1—3

A trilete spore; size: 30—35 μ . The Y-mark extends to 5/5 of the spore body. A conspicuous dark torus around the Y-mark. Very frequent in the material examined.

Punctatisporites (Ibrahim) R. Pot. et Kremp 1954

Punctatisporites f. sp.

Tab. III., Fig. 13—15

A trilete spore of round shape. Layered exine. Punctate structure. The Y-mark extends to 3/3 of the spore body.

Apiculati (Bennie et Kidston) R. Pot. et Kremp 1954

Globulisporis Mädler 1964

Globulisporis cf. primus Mädler 1964

Tab. IV., Fig. 4—5

A trilete spore. Size: 30—35 μ . Irregular papilles dispersed over the exine. The Y-mark is dark, protruding in an angle into a thick dark tectum. K. Mädler found the spore in the oldest Keuperian. The spore described by K. Mädler (1964) is larger (58 μ) than our specimen. Sporadic presence in the material examined.

Osmundacites Couper 1953

Osmundacites f. sp.

Tab. IV., Fig. 7—8

A spore of round shape. Size: 52 μ . Baculate sculpture, with bacules to 1.5 μ high. Bacules are terminated with thickened heads. Bacules are densely irregularly dispersed over the spore body. Numerous foldings on the body. Resembling mostly to the species *Osmundacites cachentensis* R. Jain (1968). In the species examined bacules are longer.

Osmundacites cf. parvus Jersey 1962

Tab. IV., 9, 10

Owing to secondary compression the shape of the body is oval. Originally it was round. Size: 40 \times 35 μ . On exospore there are granulate and baculate elements. The Y-mark extends to 5/5 of the spore body. Very frequent in the

material examined. N. J. Jersey (1962) and R. Jain (1968) described such spores from Middle Triassic. The species examined and *O. parvus* N. J. Jersey (1962) differ only by shape, perhaps owing to secondary compression.

Conosmundasporites Klaus 1960

***Conosmundasporites othamari* Klaus 1960**

Tab. V., Fig. 1—2

Oval trilete spores, slightly affected by secondary compression. Size: $55 \times 45 \mu$. The spore corresponds completely to the species *C. othamari* W. Klaus (1960) from the Lunz beds. It is rather frequent in the material examined. Botanical appurtenance: perhaps the family *Osmundaceae*.

Rugulatisporites Thomson et Pflug 1953

***Rugulatisporites artimatus* Kräusel et Leschik 1955**

Tab. V., Fig. 3

A trilete spore; size: 30μ . Rugulate sculpture. A thin, inconspicuous Y-mark extends between poles. Sporadical presence in the material examined. Botanical appurtenance: according to P. W. Thomson and H. Pflug (1953) it belongs to the family *Osmundaceae*.

Apiculatisporites (Ibrahim 1933) R. Pot. et Kremp 1954

***Apiculatisporites parvispinosus* Kräusel et Leschik 1955**

Tab. V., Fig. 4

Oval shape. Size: $30 \times 23 \mu$. On exospore there are thorn-like projections fitted to exospore by a wider round base. They are strongly refractionable. The whole spore is crossed by a fold covering the inconspicuous Y-mark.

***Apiculatisporites* f. sp.**

Tab. V., Fig. 5—7

A-trilete spore of round shape. Size: $28-30 \mu$. Thin exine, of inconspicuous structure. Exine is dotted with small seta-like projections fitted to the exine by a wider round base. Their ends are pointed. According to that the species could be referred to the genus *Apiculatisporites*. Still the Y-mark is different, more-layered, wide, with a triangular area, of the average size of 3μ . Such characteristics were not found in any species of the genus *Apiculatisporites*. Perhaps it is a new species. Sporadical presence in the material examined.

Duplicisporites Leschik 1955

***Duplicisporites jansonius* Jain 1968**

Tab. V., Fig. 8-11

A trilete spore corresponding to the descriptions of *D. jansonius* by R. Jain (1968). Its Y-mark differs from that of *D. granulatus* R. Kräusel et G. Leschik (1955). The species examined is characterized by a wide Y-mark. Exine is granulate, its outline resembling baculate structure. Very frequent in the material examined. R. Jain (1968) found the spore in the Argentinian Middle Triassic. This one resembles the spore presented by J. Jansonius (1962), Tab. II, Fig. 8. Different is thickness of the Y-mark.

***Duplicisporites* f. sp.**

Tab. VI., Fig. 1-3

A trilete spore. Size: 25-30 μ . The walls of the triangle are straight, slightly convex. Below the exine is a dark band-like element crossed in corners. The Y-mark extends only to the dark lower fringe. Sculpture is intrapunctate: inside the spore and around the fringe. It is very frequent in the material examined.

cf. *Duplicisporites* Leschik 1955

Tab. VI., Fig. 4-5

A trilete spore. Aver. size: 33 μ . A conspicuous fringe of triangular shape is below the exine. The structure is not distinct enough owing to strong corrosion. Consequently, we cannot say unambiguously whether it is the genus *Duplicisporites* or *Paraconcavisporites*.

Granulatisporites Ibrahim 1933

***Granulatisporites* cf. *parvus* (Ibrahim) Potonié et Kremp 1955**

Tab. VII., Fig. 1

Size: 25 μ . The shape and characteristics of the spore correspond to the species *G. parvus* as described by R. Potonié and G. Kremp (1955). The size is different. The species examined is by 10 μ smaller than the smallest one by R. Potonié and G. Kremp (1955).

Cyclotriletes Mädler 1955

***Cyclotriletes* f. sp.**

Tab. VI., Fig. 8-9

The shape of the spore is round. Exine is two-layered. Over the whole exine papillate elements are dispersed. The Y-mark extends to $3/5$ of the spore body.

Size: 75 μ . It is resembling *Cyclotriletes microgranifer* K. Mädlér (1964). The species examined differs by its size from other species described. The species mentioned are mainly from the Lower or Middle Keuperian. Botanical appurtenance: *perhaps Osmundacea*.

Partitisorites Kräusel et Leschik 1955

Partitisorites novimundatus Kräusel et Leschik 1955

Tab. VI., Fig. 10–11

The spore consists of two parts of elliptical shape. Size: 35 \times 30 μ . Sculpture is punctate and papillate. R. Kräusel and G. Leschik (1955) found the spore abundant in Keuperian.

Murornati R. Pot. et Kr. 1954

Lycopodium sporites Thiery. 1938

Lycopodiumsporites cf. clavatooides Couper 1958

Tab. VI., Fig. 6, 7

A trilete spore with very fine reticulate structure. The Y-mark is corroded to a great extent, so it could not have been referred to this species with certainty. Rare occurrence. R. A. Couper (1958) found a Jurassic spore.

MONOLETES Ibrahim 1933

AZONOMONOLETES Lubert 1935

Punctatosporis Ibrahim 1933

Punctatosporites marattioides Singh 1964

Tab. III., Fig. 4–9

The shape of the spore is monolete. Size: 23–24 μ . Exine is thin, two-layered, brownish. The Y-mark is prolonged, open. Fine granulate sculpture. Abundant occurrence. H. P. Singh (1964) presented a Permian spore.

Punctatosporites cf. velatus Kräusel et Leschik 1955

Tab. III., Fig. 10–12

The shape of the spore is round, in our specimen slightly affected by secondary compression. Sculpture is strongly punctate. By its size it differs from the species described. The size of our specimen is 20 μ . R. Kräusel and G. Leschik (1955) presented a Keuperian spore.

Punctatosporites adunetus Kräusel et Leschik 1955

Tab. IV., Fig. 1—3

A kidney-shaped form. Exospore is two-layered. Size: 35 μ . Sculpture is strongly granulate. In our specimen the spore is characterized by secondary folds. The Y-mark has the form of a crevice extending from the margin of the exine to the middle of the spore. Yellow-brown in colour.

Granulatasporites Kräusel — Leschik 1955

Granulatasporites cf. ovaloides Kräusel et Leschik 1955

Tab. VI., Fig. 12

Its description is identic with that of the species *G. ovaloides* only its size is different. The spore is dark, with numerous foldings. The aver. size of our specimen is 45 \times 35 μ . It is very frequent in the material examined.

ZONALES (Bennie et Kidston 1886) R. Pot. 1956

ZONOTRILETES Waltz 1935

Auriculati Potonié et Kremp 1954

Auriculati Potonié et Kremp 1954

cf. Triquitrites f. sp.

Tab. VII., Fig. 2—4

The shape of the spore is concave. Size: 50 μ . The Y-mark extends to 5/5 of the spore body. In the corners of the spore, at the end of the Y-mark there are auricles. The Y-mark is wavy. Sculpture is strongly granulate. Its shape resembles the genus *Triquitrites* (Wilson et COe 1940). Potonié et Kremp (1954) present a Palaeozoic form. H. P. Singh, too, (1964) presented a Permian spore from Iraq. Only it is not certain whether it is the genus mentioned. According to the main morphological characteristics, the position of the Y-mark, it could be referred to the genus *Triquitrites*, yet its size is different. (The species described have the size of 30 μ).

Striatosporites Kräusel et Leschik 1955

Striatosporites cf. strictus Kräusel et Leschik 1955

Tab. VII., Fig. 5

A spore of triangular shape. The central body is dark, trilete, rounded on corners. Sculpture of the central part is granular. From the central part of the body echinae pass into the peripheral part. They are densely aligned side by side, forming a structure characteristic of the peripheral part. Its description resembles *S. strictus* Kräusel et Leschik (1955), its size being different.

The aver. size of our specimen is 38—40 μ . The ratio of the size of the central part and that of the peripheral part, and the structure of exine are common characteristics.

Simplicesporites Kräusel et Leschik 1955

***Simplicesporites hradensis* n. f. sp.**

Tab. VII., Fig. 6—9

Holotypus: *Simplicesporites hradensis* n. sp. Tab. VII, Fig. 6—9
cross-table 3/47, 4/124, Bratislava, D. Štúr's Geological Institute

Locus typicus: Liptovský Hrádok — Lunz beds

Derivatio nominis: according to the locality of Liptovský Hrádok

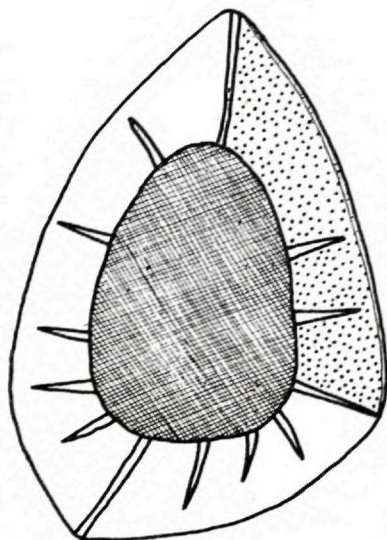
Diagnosis: A trilete spore consisting of the central part zonally divided from the peripheral part. The central part is dark, oval.

Size: 20 \times 12 μ .

The whole spore in diameter: 30 μ . Exine is smooth on the periphery.

Sculpture is intrapunctate and granulate also in the central part.

From the central part of the spore dark hair-like elements run to the peripheral part. The Y-mark is distinct on the light peripheral part and extends up to the exine. It differs from *Kräuselisporites* G. Leschik 1955 by sculpture of the central part and by conspicuous zone which is missing in our specimen. Its size and a comparatively distinct Y-mark are different from those of the species described by G. Leschik (1955).



Thomsonisporites Kräusel et Leschik 1955

***Thomsonisporites punctus* Kräusel et Leschik 1955**

Tab. VIII., Fig. 1—3

The spore consists of two parts: the central part zonally divided from the peripheral part, and the outer part. The central part is darker, brown, its size being 30 \times 30 μ . Its shape is convex-triangular. The outer part is 15—20 μ wide. The whole spore has 60—63 μ in diameter. The shape of the central part and of the whole spore is triangular, with its corners rounded. The outer part is light yellow, with numerous secondary foldings. Sporadic occurrence.

Botanical appurtenance is uncertain. R. Kräusel et G. Leschik (1955) found the spore in Keuperian.

Ischiosporites Balme 1967

Ischiosporites f. sp.

Tab. VIII., Fig. 4—7

A trilete spore. The walls of the spore are slightly convex. Exine is thick, zonally divided from the radial part of the spore. The outer part of the spore, the so-called cingulum is $5\ \mu$ wide, waved on the periphery. The Y-mark extends to the cingulum and is slightly concave, accompanied by subsidiary marks. Sculpture is foveolate — reticulate.

Discisporites Leschik 1955

Discisporites niger Leschik 1955

Tab. VII., Fig. 8—9

A darkbrown spore. Size: $35\ \mu$. Its central part is zonally separated, as dark as the peripheral part. The size of the central part of the spore body is $25\ \mu$. The structure of the body is intrapunctate. In the middle of the body is a small Y-mark. It is rare in the material examined. R. Kräusel and G. Leschik described such species from Keuperian.

Zonomonoletes Luber 1935

Aratrisporites (Leschik 1955) Klaus 1960

Aratrisporites scabratus Klaus 1960

Tab. X., Fig. 1, 2

The spore is monolete, of almost round shape, slightly secondary-deformed. It consists of a central part of the body and of a peripheral part. Both parts are separated by a lighter zone. There is no great difference in colour between the central and peripheral parts. Its description corresponds to that by W. Klaus (1960). Size: $65 \times 50\ \mu$. Sporadical occurrence in the material examined.

Saturnisporites Klaus 1960

Saturnisporites fischeri Klaus 1960

Tab. IX., Fig. 1, 2

An oval monolete spore. It consists of two parts: a central part — a darker one, of the size of $40\text{--}50\ \mu$, and a very wide outer part. Its size between the darker central part and the periphery is $15\text{--}20\ \mu$. The whole spore is of

95 × 65 μ size. Exine is smooth, intrabaculate inside the body, or punctate in the central and peripheral parts. W. Klaus (1960) found the spore in the Carnian stage of the Alps (in the Halobian beds).

Saturnisporites f. sp.

Tab. XI., Fig. 1—3

A monolete spore of oval shape, consisting of two parts. The central body is dark, coarse-granulate. The outer part is lighter, zonally separated from the central part. Exine passes into echinate elements in its outer part. Across the whole body a thick dark suture is running. Dimensions: the central part — 60 μ, the whole spore — 80 μ. The spore differs only by its size from *Saturnisporites fimbriatus* W. Klaus (1960). Our specimen is almost by a half larger than *S. fimbriatus*. It differs from the species *S. fischeri* Klaus (1960) by a larger central part. Sporadical occurrence in the material examined.

POLLENITES R. Pot. 1931

PRAEPOLLENITES (Pant 1954) emend. Klaus 1960

Ovalipollis Krutsch 1955

Ovalipollis lunzensis Klaus 1960

Tab. X., Fig. 3, 4

An elongated spore with two sacci fitted by a comparatively small base to the oval elongated body of the bisaccate spore. Across the whole body a suture is running. In our specimen it is connected with a secondary dark fold. The structure of exine is finely granulate. Its description corresponds to that by W. Klaus (1960), only our species is by 10 μ smaller in width and length. Our species is depicted from lateral view and compared with that described by W. Klaus (1960) on Tab. 37, Fig. 67.

SACCITES Erdtman 1947

Disaccites Cookson 1947

Chordasporites Klaus 1960

Chordasporites singulichorda Klaus 1960

Tab. XII., Fig. 1—6

It is a bisaccate spore with round sacci. The size of the whole spore is 60—70 μ. The central body has punctate structure, the sacs — reticulate. Typical is a wide folding on exine (chorda) running across the whole body of the spore. It is very frequent in the material examined. W. Klaus (1960) found it in the Alpine Carnian.

Vesicaspora Schemel 1951

***Vesicaspora obliqua* Singh 1964**

Tab. XIII., Fig. 1, 2

The size of the whole spore is $90 \times 45 \mu$. It is a bisaccate spore with round, slightly elongated central body. By its description it corresponds to the species *V. obliqua* H. P. Singh (1964).

Triadispora Klaus 1964

***Triadispora* f. sp.**

Tab. XIII., Fig. 3, 4

Our species is not quite well preserved. Central body is distinct. It is comparatively large, with four small sacci corresponding to the depicted species of *Triadispora muelleri* (Reihardt et Schmitz) H. Visscher (1968). Because of bad preservation it cannot be said with certainty that it is the same species. It is quite frequent in the material examined.

***Triadispora* cf. *crassa* Klaus 1964**

Tab. XV., Fig. 6

A bisaccate spore with large, round-shaped body. Sacci are small, fitted to the body by a wide base. In the middle of the spore body there is a small Y-mark indicating the species *T. crassa*. Another common characteristics is a dark, arcuate folding at the base of the sacci. Difference is in size: our species is smaller. The size of the body is 45μ . The width of the sacci is $10-12 \mu$. The whole spore has $45 \times 50 \mu$ in diameter. H. Visscher (1966) and W. Klaus (1964) found it in Triassic.

Alisporites Daugherty 1941

***Alisporites minutisaccus* Clarke 1965**

Tab. XIV., Fig. 1, 2

The spore body is round. Size: 28μ . Sculpture is fine-punctate. Sacci are small, round, with grana coarser than on the central body. Its description corresponds to that by R. F. A. Clark (1965) who found the spore in Keuperian. O. Čorná (1969) found the spore in the Carnian of the West Carpathians mountains.

Taeniaesporites Kräusel et Leschik 1955

***Taeniaesporites kräuseli* Leschik 1955**

Tab. XIV., Fig. 3-6

A bisaccate spore. Between sacci there are sutures running across the central body. They are 5-6 in number. Our specimen has rather dark central

part, so that the longitudinal sutures are inconspicuous. The size of the body is $50 \times 26 \mu$. Occurrence is quite frequent in the material examined. R. Kräusel and G. Leschik (1955) referred the species to the genus *Gnetales*. (It is only probable botanical appurtenance).

Taeniaesporites cf. jankeri Visscher 1966

Tab. XIV., Fig. 7—8

The spore is corresponding to the description by H. Visscher (1966). *Taeniae* are rather thick, 2—3 in number. The central body is large in comparison with sacci. Its size is different from that of the species *T. jankeri*. Our species is only 60μ in diameter. The species described by H. Visscher (1966) has the size $110 \times 95 \mu$. The structure of the body is distinct granulate. The structure of sacci is fine-granulate. It is very frequent in the material examined. H. Visscher (1966) found the species in Triassic.

Taeniaesporites f. sp.

Tab. XI., Fig. 4. 5

A bisaccate spore with small body and large sacci. Across the body longitudinal narrow sutures are running to the sacci (4—5 in number). In the central body of the spore there is a small Y-mark. Size: $70 \times 30 \mu$. Sacci: $30 \times 40 \mu$. Its size is different from that of the genus *Taeniaesporites*. Our species is smaller than the species described, its sacci being larger. It is quite frequent in the material examined.

Lunzisporites n. g.

A bisaccate microspore. Its body is round, smaller than the round sacci. From the lateral view a connecting channel between the sacci may be observed on the central spore body. The channel is widened into a funnel-like form at the connection of the sacci. This is different from the genus *Paravesica-sporites* W. Klaus (1963) and from the genus *Falcisporites* G. Leschik (1956) W. Klaus 1963.

Lunzisporites visscheri n. f. sp.

Tab. XV., Fig. 1, 2

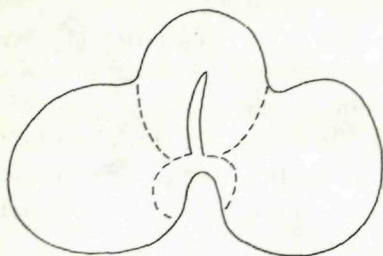
Holotypus: *Lunzisporites visscheri* n. sp. Tab. XV, Fig. 1, 2. Nr. of the cross-table 7/47, 7/105, D. Štúr's Geological Institute; Bratislava

Locus typicus: Liptovský Hrádok, the Lunz beds

Stratum typicum: Carnian stage, Lunz beds

Derivatio nominis: according to the Dutch palynologist H. Visscher who dealt with Triassic bisaccate spores.

It is a bisaccate spore with two large, round sacci. The exines of the body and of the sacci are equally thin. The spore is depicted from lateral view. On the bottom of the body there is a narrow connecting channel, extending to 1/3 of the spore body, widened into a funnel-like form at the connection



of the sacci. By this it differs from the species of the genus *Paravesicasporites* W. Klaus (1963) and *Falcisporites* G. Leschik (1956) and W. Klaus (1963). The structure of the body and of the sacci is almost the same, only the arrangement of nerves on the body is finer. The size of the sacci is 40–45 μ , of the body — 35 \times 35 μ .

PLICATES (Naumova 1939) Potonié 1960

PLICATES (Naumova 1939) Potonié 1960

Monocolpates Iversen and Troels-Smith 1950

Ginkgocycadophytus Samoilovitz 1953

Ginkgocycadophytus f. sp.

Tab. XV., Fig. 3

An oval pollen grain. Size: 55 \times 32 μ . Two folds of the exine run across the whole body. The structure of exine is intrapunctate or netlike. It is very frequent in the material examined.

Ginkgocycadophytus nitidus (Balme) De Jersey 1962

Tab. XV., Fig. 4, 5, 7, 8

The size of pollen grains: 40 μ . Shape oval, pointed on poles. Between poles is a distinct sulcus. O. Čorná (1969) found it in the Triassic of the West Carpathians mountains, in the locality Hutý.

Ginkgocycadophytus f. sp.

Tab. XVI., Fig. 1–3

An oval pollen grain, pointed on poles. Size: 42 μ . Structure is granulate. Between poles there is a thick sulcus. The species is very frequent in the material examined.

Cycadophytes (Woodehouse 1933) ex Wilson et Webster 1946

Cycadophytes cf. *typicus* (Maljavkina 1953) Stanley 1970

Tab. XVI., Fig. 4

The shape of pollen grain is elongated, oval, slightly pointed on poles. A sulcus is running between the poles. Structure is distinctly punctate or reticulate. A. Stanley and J. Popock (1970) found the species in the Jurassic sediments in Canada.

Polylicates Erdtman 1952

Gnetaceaepollenites (Thiergart 1938) Jansonius 1962

Gnetaceaepollenites steevesi Jansonius 1962

Tab. XVI., Fig. 5

An oval pollen grain with longitudinal sutures between poles. Exine is punctate among sutures. J. Jansonius (1962) found the species in the Lower Triassic of Western Canada.

Gnetaceaepollenites f. sp.

Tab. XVI., Fig. 6–8

An oval pollen grain pointed on poles. About 10 longitudinal sutures run between the poles. Size: 45–48 μ . They are slightly compressed in diameter. Structure of exine is punctate among ribs. The species is very frequent in the material examined.

Gnetaceaepollenites f. sp.

Tab. XVI., Fig. 9, 10

An oval pollen grain; size: 55 μ . Exine thin, smooth. Strong ribs extend between poles. Ribs are less numerous than on the species of the genus *Gnetaceaepollenites* according to J. Jansonius (1962).

ALETES Ibrahim 1933

AZONALES (Luber 1935) Potonié et Kremp 1954

Psilonapiti Erdtman 1947

Laricoidites Potonié, Thomson et Thierg. 1950

Laricoidites f. sp.

Tab. XVII., Fig. I

An inaperturate pollen grain. Size: to 80 μ . Numerous foldings on the whole body of the pollen grain. Sporadical occurrence in the material examined. O. Čorná (1969) found it in the Carpathian Triassic (Huty).

Monoporines (Monoporina Naumova 1939)

Megamonoporites Jain 1968

Megamonoporites f. sp.

Tab. XVII., Fig. 2-4

A monoporate spore of nearly round shape. A confined spore is at the margin of the central part. Exine is fine-punctate or intrareticulate. It is quite frequent in the material examined. R. Jain (1968) found the species of the genus *Megamonoporites* in Middle Triassic.

**Palynological Evaluation and Correlation with Palynological
Data of European Triassic**

The sporomorph pattern of the Lunz beds in the locality studied is characterized by abundant spores of Spermophyta with complete prevalence of the genera *Paraconcavisporites*, *Toroisporites*, *Duplicisporites*, *Laevigatisporites*, *Leiotriletes*, *Osmundacites* and *Punctatosporites*. Other groups occur sporadically. Among *Pollenites* most frequent are bisaccate types, especially *Taenia-sporites*, and among *Monocolpates* *Ginkgocycadophyta* predominate.

These sporomorphs are most frequent in Middle Triassic. The best comparative material is the sporomorph pattern of the Lunz beds in the Alpine geosyncline according to W. Klaus (1960), and the sporomorph pattern of the Carpathian Triassic according to O. Čorná (1969). The data of the Lunz beds indicate a kind of relationship to the Alpine Lunz beds, especially by the appearance of the species *Paraconcavisporites lunzensis* W. Klaus, (1960), *Duplici sporites* sp. *Retusotriletes mesozoicus* Klaus, (1960), *Conosmundasporites othamari* Klaus (1960), *Saturnisporites fimbriatus* Klaus (1960), *Saturnisporites fischeri* Klaus (1960), *Ovalipollis lunzensis* Klaus (1960), *Chordasporites singulichorda* Klaus (1960).

Conspicuous is resemblance between the plant pattern of the Lunz beds in Liptovský Hrádok and that of the Triassic from the locality Hutý (O. Čorná 1969); particularly in the occurrence of Spermophyta: *Paraconcavisporites*, *Toroisporites* and *Duplicisporites*. Different is less frequent occurrence of Conifera in the locality of Liptovský Hrádok. In the locality studied, the genus *Ovalipollis* is also poor when compared with both the Triassic localities. *Hystrichosphaeridae* are completely missing, while on the locality Hutý they are very frequent.

Generally, we may state that the pollen analysis shows common basal features of the flora in the Alpine Lunz beds (W. Klaus 1960) and in the Carpathians, and that slight differences are due to different local conditions.

The absence of Hystriochosphaeridae in the material examined may indicate shallowness of the sea. Predominating Spermophyta in the region studied may indicate humid tropical climate and nearness of the coast.

Such are also differences between our locality and the locality of Huty (O. Čorná 1969) with Conifera and *Hystriochosphaeridae* predominating in the pollen pattern.

P. Snopková (1969) found a sporomorph association in the Lunz beds of the substratum in the Vienna basin Neogene. The association is related to that found near Liptovský Hrádok. The association from the locality of Liptovský Hrádok comprises more species than the one from the Lunz beds of the Vienna basin.

The comparison of our Triassic pollen diagrams with the data concerning the rest of Europe (W. Klaus 1960, R. Kräusel and G. Leschik 1955, K. Mädlar 1964, R. Potonié 1956, H. Visscher 1966, M. Pautsch 1958, R. Potonié and G. Kremp 1955, R. A. Couper 1958, R. F. Clark 1965) show the common features affected by local climatic conditions and different distance from the sea. Flora of our country is closely related to the Carnian spore-pollen patterns of the Alpine-Carpathian geosyncline.

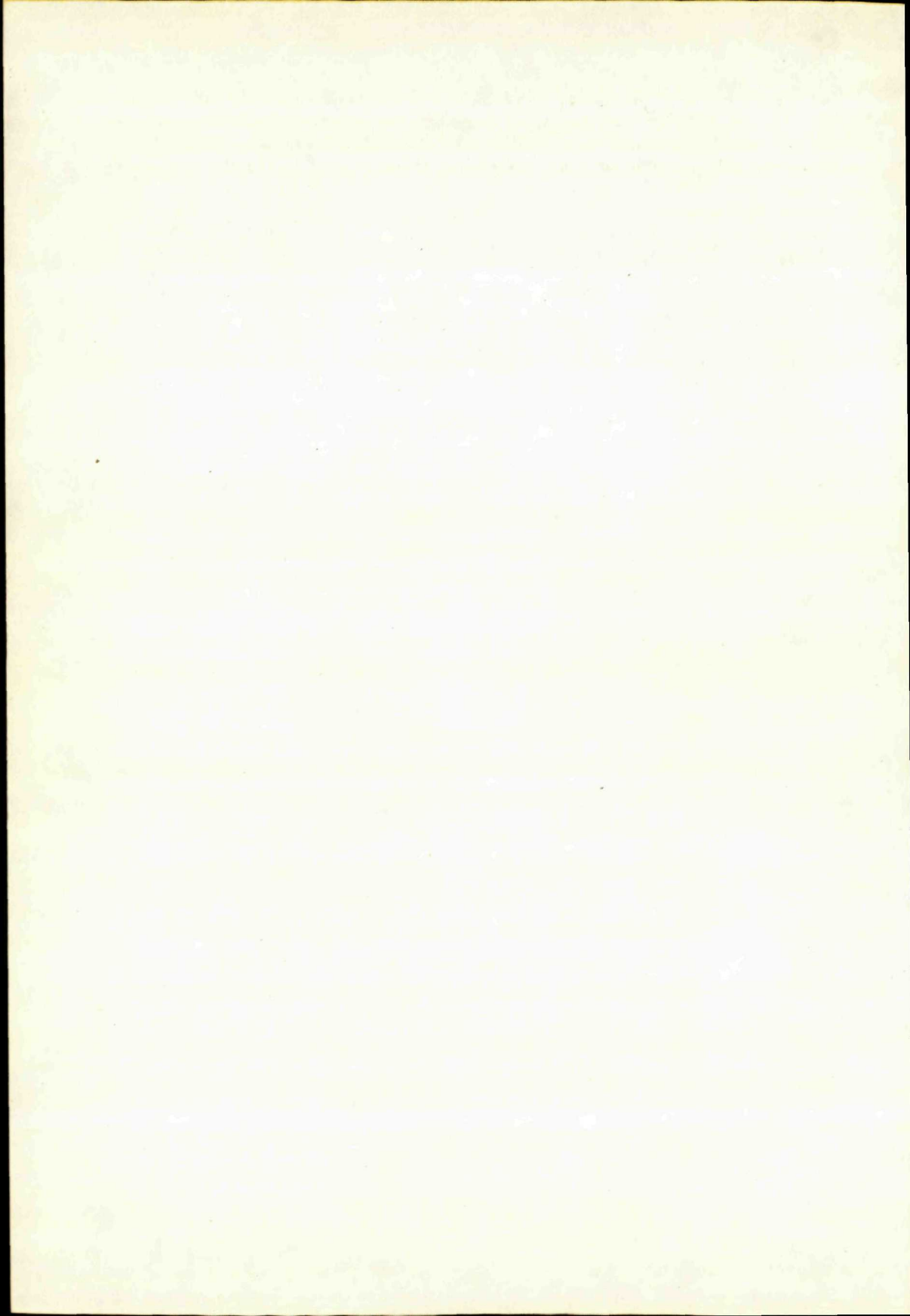
Do tlače odporučila P. Snopková
Preložila E. Jassingerová

REFERENCES

- [1] Andrusov D., 1959: Geológia Českoslov. Karpát, zv. 2. SAV, Bratislava. — [2] Balme B. E., 1963: Plant microfossils from the Lower Triassic of the Westen Australia, Paleontology 6/L, London. — [3] Balme B. E. and Playford G., 1967: Late Permian Plant Microfossils from the Prince Charles Mauteins Antarctica., Revue de Micropaleontologie Vol. 10, No. 3, Paris. — [4] Bharadwaj D. C. and Srivastava S. C., 1969: A triassic mioflóra from India. Paleontographica B. 125, abt. B. Lief 4—6 Stuttgart. — [5] Clarke R. F. A., 1965: Keuper Miospores from Worcestershire England Paleontology 8, London. — [6] Cookson J. C., 1947: Plant Mikrofossils the Lignites of Kerguelen Archipelago. B. A. N. Z. Antarctic Expedition 1929—1931. Reports-Series A/2, Adelaide. — [7] Couper R. A., 1958: British Mesozoic microspores and pollen grains. A systematic and stratigraphic study., Paleontographica B 103 Abt. B., Stuttgart. — [8] Čorná O., 1969: Some Triassic miospores from West Carpathians, Geolog. sborník (Geolog. Carpathica XX/1, Bratislava. — [9] Daugherty L. H., 1941: The Upper Triassic flora of Arizona. Carnegie Institut Publ. 526. — [10] Dybová S. and Jachowicz A., 1957: Das Alter des Zwickau-Lügauer Bogheands auf Grund der palynologischen Analyse. Geolog. Zeitschr. für Genet. Jahrg. 6/H. 5, Berlin. — [11] Erdtman G., 1947: Suggestions for the classification of fossil and recent pollen grains and spores. Sv. Bot. Tidshr. 41/H. 1, Uppsala. — [12] Erdtman G., 1952: Pollen morphology and plant taxonomy I. Angiosperms 539. S., Uppsala. — [13] Grebe H., 1957: Zur Microflora des niederrheinischen Zechsteins. Geolog. Jb. 73, Hannover. —

[14] Ibrahim A., 1933: Sporenformen des Aegirhorizonts des Ruhr-Reviers, Würzburg. — [15] Imgrund R., 1960: Sporae dispersae des Koipingbeckens, ihre paläontologische und stratigraphische Bearbeitung im Hinblick auf eine Parallelisierung mit dem Ruhrkarbon und dem Pennsylvanian von Illinois. Geol. H. 77, Hannover. — [16] Iversen J. et Trols-Smith J., 1950: Pollenmorphologische Definitionen und Typen. Danmarks Geol. Unders. IV, Kopenhagen. — [17] Jansonius J., 1962: Palynology of permian and triassic sediments Peace River area, Western Canada. Paleontographica B. 110/Abt. B, Stuttgart. — [18] Jansonius J., 1968: Spore Nomenclature and the Proposals of the Lille Palynologists. Pollen et Spores X/1, Paris. — [19] Jain R., 1968: Middle Triassic Pollen Grains and Spores from Minos. de petroleo Beds the Caucheta Formation, Argentina, Paleontographica B. 122/Abt. B. Lief. 1–3, Stuttgart. — [20] Jersey N. I., 1962: Triassic spores and pollen grains from the Iswich coalfield. Geol. Surv. Queensland. Publ. — [21] Jersey N. J., 1963: Jurassic Spores and Pollen Grains from the Marburg Sandstone. Publ. Geol. Surv. Queensland 313. — [22] Klaus W., 1960: Sporen der karnischen Stufe der ostalpinen Trias. Geol. Jb. Ba. S, Wien. — [23] Klaus W., 1964: Zur sporenstratigraphischen Einstufung von gipsführenden Schichten in Bohrungen Erdoel. Zschr. 4, Wien. — [24] Kräusel R. — Leschik G., 1955: Die Keuperflora von Neuwelt bei Basel. Schweizerische Paleontologie, Abt. B. 72 Basel. — [25] Krutzsch W., 1955: Über einige liassische „angiosperme“ Sporomorphem. Z. Geologie 4, Berlin. — [26] Krutzsch W., 1959: Mikropaläontologische Untersuchungen in der Braunkohle des Geiseltales Z. Geologie 8/Bsh. 21–22, Berlin. — [27] Kullmanová A. — Kochanová M. — Snopková P. — Samuel O., 1969: O dvojakom veku „lunzských vrstiev“ v podloží neogénu Viedenskej panvy. Geologické práce, Správy 50. GÚDŠ, Bratislava. — [28] Leschik G., 1955: Die Keuperflora von Neuwelt bei Basel, II. Iso- und Mikrosporen. Schweiz. Paläont. Abh. 72, Basel. — [29] Leschik G., 1956: Sporen aus dem Salzton des Zechsteins von Neuhof. Paleontographica B. 100/Abt. B, Stuttgart. — [30] Leschik G., 1956: Die Entstellung der Braunkohle der Wetterau und ihre Mikro- und Makroflora, Paleontographica B. 100/Abt. B, Stuttgart. — [31] Luber A. A., 1935: Les types petrographiques de charbons fossiles du Spitzbergen. Chimie combustible solide 5, Alma Ata. — [32] Mädler K., 1964: Die Geologische Verbreitung von Sporen und Pollen in der deutschen Trias. Beihefte zum Geologischen Jahrbuch H. 65, Hannover. — [33] Marschal A. E. — Smith A. H. V., 1964: Assemblages of Miospores from some upper Carboniferous Coals and their Associated Sediments in the Yorkshire Coalfield., Paleontology Vol. 7/P. 4, London. — [34] Naumova S. N., 1953: Sporen und Pollen Vergesellschaftungen des Ober-Devon der russischen Tafel und ihr stratigraphischer Werf. Trav. Inst. Sci. géol. 143. Sér. Géol. (No. 60), Moskva. — [35] Orłowska — Zvolinska T., 1962: Pierwsze znalezisko sporomorf Chechsztyńskich w Polsce. Kwartalnik Geolog. Tom. 6, Warszawa. — [36] Pautsch M., 1958: Keuper sporomorf from Swiezszyzna, Poland, Micropaleontology Vol. 4/No. 3. — [37] Pflug H., 1966: Stratigraphische Einordnung weiterer hessischer und ausserhessischer Tertiär-Vorkommen. N. Jahrbuch f. Geologie u. Paleontologie, Stuttgart. — [38] Potonié H., 1893: Die Flora des Rotliegenden von Thüringen — Kgl. Preuz. Geol. L.-A. Abh. N. F., Heft IX, Berlin. — [39] Potonie R., 1931: Pollenformen der miozänen Braunkohle (2 Mitt.) Jb. Preuss. Geol. L. A. 52, Berlin. — [40] Potonie R. — Kremp G., 1954: Die Gattungen der paläozoischen Sporae dispersae und ihre Stratigraphie. Geol. Jb. 69, Hannover. — [41] Potonie R. — Klaus W., 1954: Einige Sporengattungen des Alpenen Salzgebirges. Geolog. Jahrb. B. 68, Hannover. — [42] Potonie R. — Kremp G., 1955: Die Sporae Dispersae des Ruhrkarbons, ihre Morphographie und Stratigraphie mit Ausblicken auf Arten andere Gebiete und Zeit-

schriften, Teil I. *Paleontographica* B. 98/Abt. B. Lief. 1-3, Stuttgart. — [43] Potonie R. — Thomson P. W. — Thiery F., 1950: Zur Nomenclature und Klassifikation der neogenen Sporomorphae. *Geol. Jb.* 65, für das Jahr 1949, Hannover. — [44] Potonie R., 1956: Synopsis der Gattungen der Sporae Dispersae Teil I., Beihefte zum Geologischen Jahrbuch. Heft 23, Hannover. — [45] Potonie R., 1958: Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae Teil II., Beihefte zum Geolog. Jahrb. Heft 31, Hannover. — [46] Potonie R., 1960: Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae III. *Beih. Geol. Jb.* 39, Hannover. — [47] Playford G. — Mary E. — Dettmann V., 1965: Rhaetoliasic Plant Microfossils from the Leigh Creek Coal Measures South Australia. *Senckenb. l. eth.* 46. 2/3, Frankfurt. — [48] Samojlovič S. R., 1953: Pyľca i spory iz permskych otloženij Čerdynskogo i Aktjulinskogo Priuralia. *Trudy Vnigri Paleontologičeskij sbornik* 75, Leningrad. — [49] Singh H. P., 1964: A Miospore Assemblage from the Permian of Iraq. *Paleontology* Vol. 7, Part. 2, London. — [50] Spinner E., 1965: Westphalian D. Megaspores from the Forest of Dean Coalfield England. *Paleontology* Vol. 8. Part 1, London. — [51] Stanley A. J. — Popock H., 1970: Palynology of the Jurassic sediments of Western Canada. *Paleontographica* Abt. B. 130, Stuttgart. — [52] Schemel M. P., 1951: Small spores of the mystic coal of Ioxa. *Amer. Midl. Naturalist*, 46/3. Notre Dame, Ind. — [53] Schopf J. M. — Wilson L. R. — Bentall R., 1944: An annotated synopsis of paleozoic fossil spores and the definition of Generic groups. *Rep. Invest. Geol. Surv. Illinois* 91. — [54] Thomson P. W. — Pflug H., 1963: Pollen und Spores des mitteleuropäischen Tertiärs, *Paleontographica* Abt. B. 95, Stuttgart. — [55] Visscher H., 1966: Paleobotany of Mesophytic III. Plant microfossils from the upper Bunter of Hengelo, the Netherlands. *Acta Botanica Neerlandica* 15, Utrecht. — [56] Visscher H. — Commisaris A. L. T. M., 1968: Middle Triassic Pollen and Spores from the Lower Muschelkalk of Winterswijk. *Pollen et Spores* Vol. X/No. 1, Paris. — [57] Wilson L. R. — Webster R. M., 1946: Plant microfossils from a Fort Union coal of Motana. *Amer. J. Bot.* 33, Oklahoma.



TOMÁŠ KORÁB*—PAVLÍNA SNOPKOVÁ*

PALYNOLOGICKÉ A STRATIGRAFICKÉ ZHODNOTENIE LUPKOVSKÝCH VRSŤIEV A ICH PALEOGEOGRAFICKÁ INTERPRETÁCIA

(1 obr. v texte, 13 tab. na kriede, anglické resumé)

Abstract. The authors present the results of palynological study of the Lupkov beds (Turonian — Lower Senonian) in the Dukla unit (Eastern Slovakia).

Findings of resedimented Permian and Lower-Triassic sporomorphs in the beds, and the results of petrographical and palaeocurrent investigations have been exploited for palaeogeographical interpretation. Presented are photographic documentation and a brief systematic classification of spores and pollen grains.

Úvod

Štúdium spór a peľových zŕn lupkovských vrstiev dukelskej jednotky malo prispieť jednak k spresneniu ich vekového zaradenia, ktoré bolo na základe planktonických foraminifér (*Rotalipora* sp., *Globotruncana linneiana linneiana* d'Orb., *Globotruncana linneiana marginata* (Reuss) G. cf. *saratogensis* (Applin) a inocerámov stanovené za turón-senónske. J. Nemčok (1960), B. Leško, O. Samuel (1968), jednak za účelom aspoň približného stanovenia paleoekológie potrebnej pre uzávery paleogeografie. Opierame sa hlavne o vzorky z dvoch lokalít — j. od Nižnej Jablonky a profil Zbojského potoka j. od obce Zboj — kde sme získali najbohatší palynologický materiál.

Keďže na území Slovenska sedimenty vrchnej kriedy po palynologickej stránke ešte neboli študované, v práci predkladáme fotografickú dokumentáciu s krátkym systematickým zaradením a opisom spór a peľových zŕn.

Litologická charakteristika lupkovských vrstiev

Lupkovské vrstvy sú stratigraficky najstarším členom dukelskej jednotky na východ. Slovensku. V spodnej časti profilu vrstiev prevládajú ílovce. Smerom do nadložia pribúda pieskovecov a vzrastá i hrúbka lavíc. Pre lupkovské

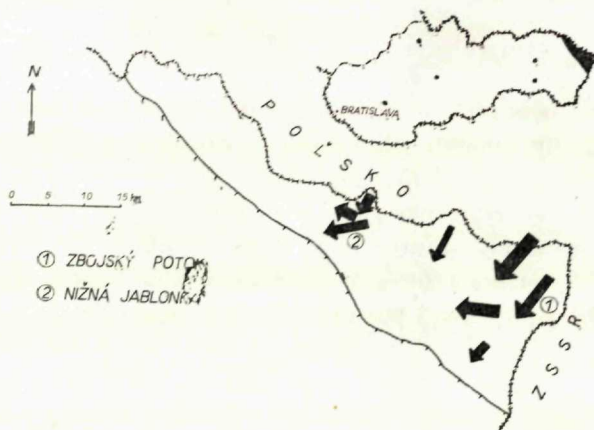
* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

vrstvy sú typické čierne, tmavosivé, tvrdé vápnité ílovce. Sporadicky vystupujú sivé slieňovce s fukoidami. Klastickú zložku súvrstvia tvoria siltovce, jemnozrnné a strednozrnné vápnité pieskovce, menej kremité pieskovce. Typickým znakom lavíc pieskovcov je konvolútna laminácia.

Výsledky podrobného petrografického štúdia lupkovských vrstiev podáva T. Ďurkovič (1965), ktorý z klastických hornín uvádza o. i. hojné úlomky kryštalických hornín a vysoký obsah granátu. Dá sa preto usudzovať, že zdrojová zóna, ktorá dodávala klastický materiál pieskovcov lupkovských vrstiev, bola tvorená metamorfovanými horninami. Tento predpoklad potvrdzujú aj hodnoty elongačného koeficientu kremenných zŕn, ktoré sa koncentrujú v rozmedzí 1,7–1,9 a podľa J. Bookmana (1952) svedčia o metamorfovanom pôvode kremeňa.

Podobný litologický vývoj i stratigrafickú pozíciu majú lupkovské vrstvy v poľskej časti dukelskej jednotky (L. Koszarski et al. 1961).

Výskumy v Ukrajinských Karpatoch (J. O. Kulčickij 1965, V. Danyš 1967) potvrdzujú, že lupkovské vrstvy, stratigraficky a litologicky zodpovedajú spodným bereznianskym vrstvám O. S. Vialova (1960).



Smery transportu v lupkovských vrstvách dukelskej jednotky
Palaeocurrents in the Lupkov beds (Dukla unit).

Prehľadný paleoprúdový výskum dukelskej jednotky (T. Koráb et al. 1962) i ďalšie podrobnejšie výskumy na našom území ukázali hlavný prúdový systém lupkovských vrstiev SV (V) na JZ (Z) obr. 1. Podobné prúdové systémy boli zistené v poľskej i ukrajinskej časti dukelskej jednotky (l. c.). Z výsledkov tohto výskumu vyplýva, že hlavná zdrojová oblasť lupkovských vrstiev ležala na SV (V) od sedimentačného priestoru dukelskej jednotky a os bazénu v období turón — spodný senón bola uklonená k JZ až Z.

Palynologická charakteristika lupkovských vrstiev

Metodika spracovania skúmaných vrstiev

Vzorky k palynologickému spracovaniu sme odoberali prevažne z čiernych, tmavosivých až sivomodrých ílovecov a slieňovecov.

Na maceráciu študovaných vzoriek sme použili kyselinu soľnú (HCl), aby sme z hor-
niny vylúčili vápnik a na rozrušenie iných anorganických látok (hlavne silikátov) zase
kyselinu fluorovodíkovú (40 %) za tepla. Na oddelenie anorganického zloženia od orga-
nickej pri flyšových sedimentoch sa nám najlepšie osvedčila ťažká kvapalina KJ + CdJ₂
o špecifickej váhe 2,2–2,3. Pri silne znečistených vzorkách sme po oddelení ťažkou
kvapalinou použili aj acetylózu podľa B. Zolyomiho (1952).

Preparáty sme zalievali do glycerínovej želatíny a rámečkovali kanadským balzamom.
Sú uložené v palynologickom laboratóriu GÚDŠ.

Najbohatšie na sporomorfy boli vzorky z profilu j. od Nižnej Jablonky
a z profilu Zbojský potok, ktoré sme mohli vyhodnotiť aj kvantitatívne. Vo
vzorkách z lokality Pčoline sporomorfy sa vyskytli len ojedinele. Hoci ide
o flyšové sedimenty, sporomorfy boli pomerne dobre zachované.

Charakteristickou črtou pelového spektra vzoriek z oboch lokalít je pre-
vaha pelových zŕn krytosemenných rastlín. Sú to predovšetkým zrná zo skupi-
ny *Normapolles* (H. Pflug, 1953), z ktorej niektoré rody a druhy najnovšie
spracovali F. Góczan, J. Groot, W. Krutzsch — B. Pacltová (1967).
V skúmaných vrstvách sa vyskytujú predovšetkým pelové zrná rodov *Oculo-*
pollis Pflug, *Semioculopollis* Góczán, W. Kr. et Paclt., *Pseudooculo-*
pollis Góczán, W. Kr. et Paclt., *Trudopollis* Pflug, *Nudopollis* Pflug,
Sporopollis Pflug, *Plicapollis* Pflug a pod. Stratigrafické rozšírenie uvede-
ných rodov podľa F. Góczan, J. J. Groot, W. Krutzscha a B.
Pacltovej (1967) je takéto: rod *Oculopollis* — koniak — santón — paleocén,
Semioculopollis — koniak — maastricht, *Pseudooculopollis* — stredný turón —
maastricht, *Trudopollis* — turón — spodný eocén(?), *Nudopollis* — maastricht
— stredný eocén(?), *Sporopollis* — cenoman — kampán, *Plicapollis* — turón
— koniak — santón — maastricht — pliocén(?).

Pomerne veľa pelových zŕn uvedených rodov bolo dobre zachovaných,
takže sme u nich určili aj druhy (pozri tab. 1); hojne sa vyskytujú vo vzor-
kách z lokality N. Jablonka.

Okrem pelových zŕn zo skupiny *Normapolles* pomerne hojne (hlavne vo
vzorkách z lokality j. od N. Jablonky) sa vyskytujú pelové zrná rodu *Tricol-*
poropollenites, ktoré pre dosť značnú koróziu bolo ťažko určiť. Prevláda druh
Tricolporopollenites cingulum R. Pot. so širokým stratigrafickým rozpätím.
Ďalšou bohatou skupinou pelových zŕn sú malé trojuholníkové pelové zrná
rodov *Triatriopollenites*, *Momipites* a pod. Prevládajú druhy *Triatriopollenites*
microcoryphaeus a *Momipites* cf. *punctatus*.

Spór výtrusných rastlín, ako aj peľových zrn ihličnatých rastlín sa na študovaných lokalitách vyskytuje percentuálne menej. Z papradorastov sú to hlavne spóry tropických čeladi a rodov *Gleicheniaceae*, *Schizeaceae* (*Aneimia*, *Lygodium*) a *Lycopodiaceae*. Ihličnaté rastliny sú zastúpené peľovými zrnami tropického rodu *Podocarpus* a rodu *Pinus*. Vo vzorkách na lokalite Zbojský potok sa vyskytujú aj inaperturátne peľové zrná čelade *Taxodiaceae-Cupressaceae*.

Popri sporomorfách, ktoré charakterizujú vrchnokriedové sedimenty, vo vzorkách z lupkovských vrstiev sme našli aj sporomorfy preplavené zo starších sedimentov. Pokiaľ sme ich mohli určiť, zodpovedajú peľovým zrnám, ktoré sa vyskytujú v mladšom paleozoiku a staršom mezozoiku. (*Illinites* cf. *unicus* Kosanke 1950, *Pityosporites* cf. *schaubergeri* R. Pot. et W. Klaus 1954, *Alisporites ovatus* (Balme et Henn) Jansonius 1962, *Platysaccus* cf. *papilionis* R. Pot. et W. Klaus 1954. *Taeniesporites* a pod.

tabuľka I

Priemerný percentuálny výskyt spór a peľových zrn v lupkovských vrstvách

Spóry a peľové zrná	Lokalita	
	Zbojský potok	J od N. Jablonky
Pteridophyta		
<i>Laevigatosporites haardti</i> (R. Pot. et Ven. 1934) Th. et Pf. 1953	+	—
<i>Gleicheniidites senonicus</i> Ross 1949	+	+
<i>Gleicheniidites</i> cf. <i>carinatus</i> (Bolchovitina) Bolchovitina 1966		—
<i>Cyathidites</i> fsp.		+
<i>Cyathidites</i> Couper 1953	0	—
<i>Leiotriletes</i> fsp.		0
cf. <i>Leiotriletes</i>		+
<i>Toripunctisporites</i> cf. <i>granuloides</i> W. Kr. 1959		—
<i>Baculatisporites</i> Th. et Pf. 1953		—
<i>Corrugatisporites</i> cf. <i>torratus</i> Weyl et Grief. 1953		0
<i>Corrugatisporites</i> Weyl. et Grief. 1953		=
<i>Ischyosporites</i> fsp.		0
<i>Cicatricosisporites hughesii</i> Dettmann 1963	—	
<i>Cicatricosisporites</i> fsp.		0
<i>Cicatricosisporites</i> cf. <i>dorogensis</i> Potonié et Gelletich 1933		+
<i>Appendicisporites</i> fsp.		—
<i>Lycopodiumsporites</i> cf. <i>clavatooides</i> Couper 1958		—
<i>Lycopodiumsporites</i> fsp.		—
<i>Calamospora</i> cf. <i>mesozoica</i> Couper 1958		—
Gymnospermae		
<i>Inaperturopollenites dubius</i> (R. Pot et Th. 1934) Th. et Pf. 1953	0	
<i>Cycadopites</i> f. sp.	+	

Spóry a peľové zrná	Lokalita	
	Zbojský potok	J od N. Jablonky
<i>Pityosporites microalatus</i> (R. Pot. 1934) Th. et Pf., 1953	0	+
<i>Pityosporites</i> cf. <i>cedroides</i> Th. et Pf. 1953		—
<i>Podocarpus</i> sp.		+
<i>Pityosporites</i> cf. <i>schaubergeri</i> R. Pot. et W. Klaus 1954 — preplavené peľ. zrno z permu		+
<i>Pityosporites</i> fsp. — preplavené		+
<i>Platyssacus</i> cf. <i>papilionis</i> R. Pot. et W. Klaus 1954 — preplavené perm-trias		+
<i>Alisporites</i> cf. <i>ovatus</i> (Balme et Henn) Jansonius 1962 — preplavené perm-trias	+	+
cf. <i>Taeniaesporites</i> — preplavené	+	
Angiospermae		
cf. <i>Sporopollis</i>		0
<i>Sporopollis</i> cf. <i>peneserta</i> H. Pflug 1953		+
<i>Oculopollis</i> aff. <i>baculotrudens</i> (Pflug) Zakl. 1963	+	
<i>Oculopollis</i> fsp.	0	0
<i>Pseudoculopollis principallis</i> Weyl. et Krg. (W. Kr. 1967)		+
cf. <i>Pseudoculopollis</i>		+
<i>Semioculopollis</i> cf. <i>minutus</i> W. Kr. et B. Paclt. 1967		+
<i>Trudopollis parvotrudens</i> H. Pflug 1953		0
<i>Trudopollis</i> cf. <i>pertrudens</i> (Pf. 1953)	+	
<i>Nudopollis terminalis</i> (Th. et Pf. 1953) Pf. 1953	+	
<i>Plicapollis</i> cf. <i>conserta</i> Pf. 1953		0
<i>Duplopollis</i> cf. <i>myrtoides</i> W. Kr. 1959		—
<i>Tenerina</i> cf. <i>tenera</i> W. Kr. 1959	—	
<i>Plicatopollis</i> fsp.	+	—
<i>Triatriopollenites</i> aff. <i>roboratus</i> H. Pflug 1953	+	
<i>Triatriopollenites coryphaeus</i> (R. Pot.) Th. et Pf. 1953	0	0
<i>Triatriopollenites microcoryphaeus</i> (R. Pot.) Sontag 1966	0	0
<i>Triatriopollenites</i> fsp. A		—
<i>Momipites</i> cf. <i>punctatus</i> (R. Pot. 1931) E. Nagy 1969	+	+
<i>Labrapollis</i> cf. <i>labraferus</i> (R. Pot. 1931) W. Kr. 1968		—
<i>Interoporopollenites proporus</i> Weyl. et Krg. 1953		—
<i>Tricolporopollenites</i> fsp.	+	+
<i>Tricolporopollenites cingulum</i> (R. Pot. 1931) Th. et Pf. 1953	0	0
<i>Tricolpopollenites</i> fsp.	0	0
<i>Tricolpites lilleii</i> Couper 1953		—
cf. <i>Tetracolporopollenites</i>		—
Iné organické zvyšky		
<i>Deflandreaceae</i>	0	+
<i>Hystrichosphaeraceae</i>	=	+

Výskyt: — zriedkavý (0–1 %); + mierny (1–5 %); 0 pravidelný (5–10 %); = hojný (nad 10 %)

Stratigrafická korelácia

Keďže vrchnokriedové sedimenty v Západných Karpatoch neboli ešte paly-nologicky spracované, zistené spoločenstvo sporomorf z lupkovských vrstiev dukelskej jednotky sme mohli korelovať s identickými peľovými spektrami susedných oblastí (hlavne Nemecka, Čiech a Maďarska), kde sú vrchnokriedové sedimenty už podrobne rozpracované (B. Pacltová 1961 — spodný senón, H. Weyland a W. Krieg 1953 — stredný senón, H. Pflug 1953, W. Krutzsch 1956, 57, 1960, 1963, 1966, turón — senón. E. Zaklinskaja 1963, — vrchná krieda — paleocén, F. Góczán 1961, 1964 kampán — maastricht, L. A. Portnjagina a V. M. Ščerba 1964, F. Góczán, J. J. Groot, W. Krutzsch, B. Pacltová 1967, H. Badoux a M. Weidmann 1963 — turón — senón v Alpách).

B. Pacltová (1961) opisuje sporomorfy zo sladkovodných sedimentov zlivsko-gmündskej série južných Čiech. Na základe získaných výsledkov zaraďuje túto sériu do vrchnej kriedy, bližšie k spodnému senónu. Autorka uvádza hojný výskyt peľových zŕn zo skupiny *Normapolles* a malý výskyt peľových zŕn konifér. Relatívne podobné pomery sme zistili v peľovom diagrame z lupkovských vrstiev. Rozdiely, ktoré vyplývajú z charakteru sedimentov, spočívajú v bohatšom druhovom zastúpení sporomorf a v ich lepšom zachovaní v sedimentoch zlivsko-gmündskej série než v lupkovských vrstvách.

Porovnaním našich výsledkov s výsledkami H. Weylanda a W. Kriega (1953) z Aachenu — stredný senón a H. Pfluga (1953) zisťujeme rozdiely hlavne vo veľkom výskyte zŕn zo skupiny *Normapolles*. H. Pflug (1953) uvádza zo skupiny *Normapolles* trinásť umelých rodov, z ktorých v lupkovských vrstvách sa vyskytlo len 7 s malým druhovým zastúpením.

H. Weyland — G. Greifeld (1953) udávajú sporomorfy zo spodného senónu Quedlinburgu. Peľové zrná zo skupiny *Normapolles* zaraďujú do 3 rodov — *Oculopollis*, *Sporopollis* a *Trudopollis*. Popri nich uvádzajú aj trikolpátne a trikolporátne peľové zrná. Na rozdiel od sporomorfného spoločenstva z lupkovských vrstiev je tu bohatšie zastúpenie spór papraďorastov.

W. Krutzsch (1957, 1962, 1963, 1965, 1966) skúmal morské sedimenty vrchnej kriedy Nemecka. Zdôraznil veľký význam peľových zŕn *Normapolles* pre stratigrafické členenie vrchnej kriedy. V práci z roku 1957 uvádza stratigrafickú tabuľku rozšírenia sporomorf v stredoeurópskom terciéri, pričom poukazuje na hojný výskyt peľových zŕn *Normapolles* v dan-paleocénnych sedimentoch Nemecka. (Hlavne *Trudopollis* a *Thiergarti-gruppe*). V ďalšej práci z roku 1966, autor uvádza stratigrafické členenie vrchnej kriedy sev. strednej Európy na základe spór a peľových zŕn, hlavne však na základe peľových zŕn zo skupiny *Normapolles*. Vo vrchnej kriede vyčleňuje asi 14—15 sporostratigrafických obrazov a 4 až 5 hlavných fáz vo vývoji mikroflory:

1. alb (cenoman) (perucký obraz);
2. turón (viac obrazov);
3. stredná — vrchná krieda (koniak — santón, spodný kampán);
4. maastricht;
5. prechod k starším trefohorám.

Z porovnávania získaných sporomorfných spoločenstiev študovaných vrstiev vyplýva, že ich nemôžeme celkom presne zaradiť k jednej z 5-tich hlavných fáz vo vývoji mikroflóry vrchnej kriedy.

F. Góczán 1961, 1964 uvádza členenie vrchnej kriedy Maďarska (Bakonské pohorie, santón — kampán — maastricht). Na základe podrobných palynologických štúdií vyčleňuje zóny A—H. Pri porovnaní našich výsledkov s jeho vidíme, že naše sa zhodujú so zónou A—B (santón), lenže sú oveľa chudobnejšie.

E. D. Zaklinskaja (1963) v práci o krytosemenných rastlinách vrchnej kriedy a paleocénu sa zaoberá peľovými zrnami zo skupiny *Normapolles*. Vrchnú kriedu (turón — senón) Západnej Sibíri a Kazachstanu autorka charakterizuje rozvojom krytosemenných rastlín s prevládáním peľových zrn zo skupiny *Normapolles*, ale v peľových spektrách už uvádza peľové zrná rodu *Pterocarya*, *Platycarya*, ktoré sa v našich spektrách objavujú až v paleogéne.

L. A. Portnjagina — V. M. Ščerba (1964), a L. A. Portnjagina (1966) uvádzajú peľové spektrum z vrchnej kriedy skibovej jednotky Východných Karpát. V stryjských vrstvách, ktoré na základe mikrofauny zodpovedajú danu(?), autori našli podobné rody zo skupiny *Normapolles*, ako sme zistili my v lupkovských vrstvách, ale uvádzajú aj rody *Quercus*, *Carya*, *Myrica*, ktoré sa v našom spektre nevyskytujú. K podobným záverom dochádzame pri korelácii peľových spektier z útesovej zóny (kampán — maastricht) a čiernohorskej zóny. Z porovnania vyplýva, že peľové spektrum z lupkovských vrstiev sa javí staršie ako z vyššie uvedených zón Východných Karpát.

H. Badoux a M. Weidmann (1963) študujú palynologicky helmintoidný flyš (vrchná krieda) v Alpách. Na základe korelácie prichádzajú k záveru, že sporomorfné spoločenstvo vo flyši je oveľa chudobnejšie na druhy ako v normálnych sedimentoch, že peľové zrná a spóry sú značne korodované, majú tenšie exiny a sú menej skulpturované. Uvádzajú tiež hojný výskyt mikroplanktónu zo skupiny *Dinoflagellata*. K podobným záverom prichádzame aj my pri štúdiu flyšových sedimentov.

Na základe korelácie s hore uvedenými prácami zisťujeme, že peľové spektrum z lupkovských vrstiev (výskytom peľových zrn zo skupiny *Normapolles* — *Oculopollis*, *Semioculopollis*, *Trudopollis*, *Nudopollis*, *Plicapollis* a pod.) patrí k senónu.

Paleoekologické zhodnotenie

O ekologických podmienkach rastlín zistených na základe peľových zŕn a spór môžeme povedať pomerne málo, lebo nevieme zistiť pre každú spóru alebo peľ pôvodnú materskú rastlinu. Uchýľujeme sa len k umelým morfológickým názvom, ktoré nám o ekológii nemôžu veľa povedať. Berieme preto do úvahy len tie sporomorfy, u ktorých poznáme aspoň približne botanickú príslušnosť k rodu alebo čeľadi.

Tak vlhkosť klímy v lupkovských vrstvách určujú tropické čeľade papradov rastov ako *Cyatheaceae*, *Gleicheniaceae*, *Schizeaceae* a z krytosemenných rastlín rod *Alnus*. Menej čeľad *Polypodiaceae*, *Taxodiaceae* a *Myricaceae*. O výskyte močiarnych porastov počas sedimentácie študovaných vrstiev nemôžeme hovoriť, lebo čeľaď *Taxodiaceae* je zastúpená málo. Predpokladáme, že v blízkosti brehov rástli vlhkomilné rastliny hore uvedených čeľadí, ďalej od brehov porasty prevažne ihličnatých rastlín. Na charakter klímy poukazujú zase peľové zrná rastlín, ktoré dnes rastú prevažne v trópoch. Sú to: rod *Podocarpus*, čeľaď *Schizeaceae*, *Gleicheniaceae* a rastliny z umelej skupiny *Normapolles*, do ktorej patria peľové zrná tropických rastlín (E. D. Zaklinskaja 1963) pravdepodobne čeľade *Myrtaceae*, *Olacaceae*. Dnes tieto rastliny sú rozšírené v trópoch Ameriky, Austrálie, Afriky. Väčšina rastlín skupiny *Normapolles* je už vyhynutá. Rastliny rastúce v subtropickom — miernom pásme sú percentuálne zastúpené menej. Teda klímu počas sedimentácie lupkovských vrstiev určujú tropické čeľade a rody.

Záver

Palynologickým štúdiom lupkovských vrstiev sme zistili:

a) Sporomorfné spoločenstvo s prevahou peľových zŕn krytosemenných rastlín, hlavne zo skupiny *Normapolles*. Spoločenstvo poukazuje na senónsky vek skúmaných vrstiev.

b) Výskyt peľových zŕn tropických rastlín (čeľad *Gleicheniaceae*, *Schizeaceae*, *Cyatheaceae*, *Myricaceae*, *Podocarpus*, niektoré druhy zo skupiny *Normapolles*) poukazuje na klímu vlhkú, tropickú.

c) Menší percentuálny výskyt peľových zŕn konifér so vzdušnými vakmi svedčí o málo členitom pobreží sedimentačnej oblasti.

d) Preplavené permské, resp. triasové sporomorfy (až nad 10 % na lokalite Zbojský potok) dopĺňujú výsledky petrografického a paleoprúdového výskumu a svedčia o tom, že kordiliera dodávajúca klastický materiál do lupkovských vrstiev ležala na SV (V) od sedimentačného priestoru dukelskej jednotky. Na základe petrografických výskumov predpokladáme na tejto kordilieri vý-

skyt metamorfovaných hornín. Preplavené sporomorfy svedčia o tom, že časť hornín zdrojovej zóny musela byť permského resp. spodnotriasového veku.

e) V systematickej časti sme opísali a systematicky zaradili spóry a peľové zrná, ktoré sa vyskytli v lupkovských vrstvách a ktoré boli dobre zachované.

SYSTEMATICKÁ ČASŤ

V systematickej časti bolo našou snahou opísať a systematicky zaradiť spóry, peľové zrná a mikroplanktón, ktoré sme našli v lupkovských vrstvách a ktoré boli dobre zachované. Spóry prevažne opisujeme podľa W. Krutzscha 1959, 1962—63) a peľové zrná *Normapolles* podľa E. D. Zaklinskej (1963) a F. Góczana — J. J. Groota — W. Krutzscha — B. Pacltovej (1966). Pri opisovaní ostatných peľových zŕn pridŕiavame sa systému P. Thomsona — H. Pfluga (1963) s prihliadnutím na emendované formy inými autormi (W. Krutzsch 1962, W. Krutzsch v tlači, E. Nagy 1969 a pod.).

Opisujeme a zobrazujeme aj niektoré druhy zo skupiny *Dinoflagellata*, ktoré sa v skúmaných vrstvách, hlavne na lokalite Zbojský potok, vyskytujú hojne (nad 10 %).

DEFLANDREACEAE Eisenack 1954

Deflandrea Eisenack 1938

***Deflandrea cf. bakeri* Deflandre et Cookson 1955**

tab. XXVIII, obr. 1, 2

Poznámka: Náš exemplár na obr. 2 sa morfológickými znakmi zhoduje s druhom, ktorý opisuje Deflandre et Cookson (1955) z paleocénu — spodného eocénu Austrálie.

(Tab. 4, obr. 1, 2). Líši sa len tmavým pruhom, ktorý sa tiahne od jedného vrcholu tela schránky k druhému; azda sekundárny jav. Exemplár na obr. 1 je väčší a apikálny vrchol má skorodovaný.

Výskyt: hojný; lokalita Zbojský potok

***Deflandrea cf. cooksonae* Alberti 1959**

tab. XXIX, obr. 1

Veľkosť panciera je 100 μ , šírka 54 μ . Pancier je sploštený, pozdĺžne pretiahnutý. Epitéka vytvára apikálny roh, ktorý je u nášho druhu ulomený. Na rozdiel od druhu, ktorý opisuje Alberti 1959 (tab. 9, obr. 1—6) je vyvinutá pozdĺžna brázda. Antapikálny roh je jeden. Povrch celej schránky je granulátny.

Výskyt: pravidelný; lokalita: Zbojský potok

Deflandrea spectabilis Alberti 1959

tab. XXIX, obr. 2

Dĺžka schránky je 82 μ , šírka 62 μ . Schránka je pozdĺžne pretiahnutá, podobne ako u druhu *Deflandrea cooksonae*. Má 1 krátky apikálny vrchol a 2 antapikálne vrcholy. Priečna brázda je silne vyvinutá.

Výskyt: mierny; lokalita: j. od Nižnej Jablonky

Deflandrea cf. diebeli Alberti 1959

tab. XXX, obr. 2

Pancier je pozdĺžno-pretiahnutý. Epitéka vybieha do dlhého rohovitého výbežku, ktorý je u nášho exempláru ulomený. Dva antapikálne rohy majú na povrchu jemné pozdĺžne pásy, ktoré sa tiahnu aj na oválne telo.

Výskyt: ojedinelý; lokalita: Zbojský potok

Rottnestia Cookson et Eisenack 1962

Rottnestia cf. borussica (Eisenack) Cookson et Hughes 1964

tab. XXX, obr. 3

Poznámka: Podobný druh opisujú J. C. Cookson a N. F. Hughes (1964) z Cambridge Green Sand (vrchný gault) a N. Baltes (1967) z Moesie platformy Rumunska.

Výskyt: ojedinelý; lokalita: Zbojský potok

HYSTRICHOSPHAERACEAE (Wetzel 1933) Evitt 1963

Tenua Eisenack 1958

Tenua hystericella Eisenack 1958

tab. XXVII, obr. 10

Výskyt: ojedinelý; lokalita: Zbojský potok,

HYSTRICHOSPHAERIDIACEAE Evitt 1963

Hystrichosphaeridium Cookson et Eisenack 1961

Hystrichosphaeridium ancoriferum Cookson et Eisenack 1961

tab. XXX, obr. 1

Výskyt: mierny; lokalita: Zbojský potok

FUNGI

V študovaných preparátoch sme našli ojedinele rôzne tvary (kruhovité, vretenovité, pospájané), ktoré patria azda rôznym druhom húb (tab. XVIII, obr. 1–3).

SPORITES H. Potonie 1893
TRILETES (Reinsch 1881) Imbrahim 1933
Calamospora Chopf — Wilson — Bentall 1944
***Calamospora* cf. *mesozoica* Couper 1958**
tab. XIX, obr. 1

Veľkosť spóry je 59—64 μ . Spóra je v ekvatoriálnom pohľade okrúhleho tvaru s množstvom sekundárnych záhybov. Jazva Y je malá, dobre viditeľná.

Poznámka: Spóry, ktoré sa vyskytujú v skúmaných vrstvách, sa zhodujú diagnostickými znakmi s druhom *Calamospora mesozoica* Couper 1958, iba že sú väčšie.

Výskyt: zriedkavý; lokalita: j. od Nižnej Jablonky

Cyathidites Couper 1953 (cf. *Cyatheaceae*),

***Cyathidites* f. sp.**

tab. XVIII, obr. 7

Veľkosť 30—32 μ . Spóra je trojuholníkového tvaru so zaokrúhlenými rohmi. Jazva Y siaha až do 2/3 tela spóry.

Výskyt: zriedkavý vo vzorkách lokality j. od Nižnej Jablonky, pravidelný na lokalite Zbojský potok.

Gleicheniidites (Ross 1949) Delcourt et Sprumont 1955 (*Gleicheniaceae*)

***Gleicheniidites* cf. *carinatus* (Bolchovitina) Bolchovitina 1966**

tab. XIX, obr. 2

Veľkosť 60 μ . Steny spóry sú slabo konkávne. Jazva Y siaha až k okrajom stien spóry. Je dobre viditeľná. Okraje sú slabo vlnovité.

Poznámka: Podobný typ spóry, ale menší uvádza O. Čorná (1968) z apt-albu bradlového pásma (lokalita Stupné).

Výskyt: mierny v skúmaných vrstvách

***Gleicheniidites senonicus* Ross 1949**

tab. XVIII, obr. 8—10

Výskyt: pravidelný; lokalita: j. od Nižnej Jablonky

***Gleicheniidites* cf. *senonicus* Ross 1949**

tab. XVIII, obr. 11

Poznámka: Spóra sa zhoduje morfológickými znakmi s druhom *Gleicheniidites senonicus* Ross 1949 na tab. 3, obr. 1, 2.

Výskyt: pravidelný na skúmaných lokalitách

Leiotriletes (Naumova 1937) R. Pot. et Krp. 1954 (*Schizeaceae?*)

***Leiotriletes* f. sp.**

tab. XVIII, obr. 4, 5

Velkosť prvej spóry je $48 \times 31 \mu$, druhej $41 \times 45 \mu$. Tvar spór je trilétny so zaokrúhlenými rohmi. Jazva Y siaha u spóry na obr. 4 do $3/4$ tela. Na koncoch je rozvetvená. Spóra je čiastočne skorodovaná. Druhá spóra (obr. 5) je viac stlačená a tvarom pripomína rod *Triplanosporites*.

Výskyt: pravidelný; lokalita: j. od Nižnej Jablonky

cf. *Leiotriletes*

tab. XVIII, obr. 6

Velkosť 40μ . Spóra má v dôsledku stlačenia vnútri tela veľa záhybov, takže nie je dobre viditeľná ani jazva Y.

Výskyt: mierny; lokalita: j. od Nižnej Jablonky

Toripunctisporis W. Krutzsch 1959a

***Toripunctisporis* cf. *granuloides* W. Krutzsch 1959a**

tab. XIX, obr. 4, 5

Velkosť $35-40 \mu$.

Poznámka: Spóry zobrazené na tabuľkách sa opisom zhodujú so spórmi, ktoré uvádza W. Krutzsch (1959a) na tab. 9, obr. 59-62 s tým rozdielom, že naše formy sú o niečo väčšie.

TRILITES Cookson 1947 ex Couper 1953

Corrugatisporites Weyland et Greifeld 1953

***Corrugatisporites toratus* Weyl. et Greif. 1953**

tab. XIX, obr. 3

Výskyt: pravidelný; lokalita: j. od Nižnej Jablonky

Ischyosporites Balme 1957

***Ischyosporites* f. sp.**

tab. XX, obr. 1

Velkosť 40μ . Tvar spóry je trojuholníkový. Steny sú konvexné. Skulptúra je viac foveátna ako korrugátna. Jazva Y je slabo viditeľná, málo rozštiepená.

Poznámka: Podobnú formu uvádza W. Krutzsch (1967) na tab. 21, obr. 1-6, S. 78 ako *Ischyosporites asolidus* (W. Kr. 1959a) W. Kr. 1967.

Výskyt: pravidelný; lokalita: j. od Nižnej Jablonky

Appendicisporites Weyland et Krieger 1953, (*Schizeaceae*)

Appendicisporites f. sp.

tab. XIX, obr. 7

Veľkosť 29 μ . Tvar spóry je viac okrúhly ako trojuholníkový. Rohy nevybiehajú navonok tak ako pri iných druhoch rodu *Appendicisporites*. Lamely prebiehajú kruhovite a radiálne. Jazva Y nie je viditeľná.

Poznámka: Tvarom, morfológickými znakmi, ako aj veľkosťou blíží sa náš druh k druhu *A. triceps* Weyl. et Krieg. 1953 z vrchnej kriedy Aachenu (tab. 3, obr. 16–17).

Výskyt: ojedinelý; lokalita: j. od N. Jablonky

Cicatricosisporites Potonie et Gelletich 1933 (*Schizeaceae*)

Cicatricosisporites hughesii Dettmann 1963

tab. XX, obr. 4

Výskyt: zriedkavý; lokalita: Zbojský potok

Cicatricosisporites f. sp.

tab. XX, obr. 6

Veľkosť 50 μ . Tvar spóry je viac okrúhly. Skulptúrne elementy (lamely) sú kruhovite usporiadané, asi 4 μ hrubé. Jazva Y je veľmi tenká, slabo viditeľná.

Výskyt: pravidelný; lokalita: j. od Nižnej Jablonky

Cicatricosisporites dorogensis Potonie et Gelletich 1933

tab. XXI, obr. 1

Výskyt: mierny; lokalita: j. od Nižnej Jablonky

Lycopodiumsporites Thiergart 1949 (*Lycopodiaceae*)

Lycopodiumsporites cf. clavatoides Couper 1958

tab. XX, obr. 2, 3

Veľkosť 35–45 μ . Spóry sú okrúhlo trojuholníkového tvaru. Majú výraznú sieťovú skulptúru. Jazva Y siaha až k okrajom tela spóry. Sieťky vybiehajú navonok v podobe paličiek.

Poznámka: V skúmanom materiáli zistené spóry sa zhodujú s druhom *L. clavatoides* Couper 1958, iba že sú viac okrúhle ako trojuholníkové.

Výskyt: ojedinelý; lokalita: j. od Nižnej Jablonky

Lycopodiumsporites f. sp.

tab. XX, obr. 5

Veľkosť 30—38 μ . Sieťovitá skulptúra nie je taká výrazná ako u spór na obr. 2, 3. Skulptúrne elementy vybiehajú k okrajom tela spóry v podobe paličiek, okolo ktorých je vytvorený lem asi 4 μ široký. Jazva Y nie je výrazná. Výskyt: ojedinelý; lokalita: j. od Nižnej Jablonky

MONOLETES Ibrahim 1933

Laevigatosporites Ibrahim 1933 (*Polypodiaceae*)

Laevigatosporites haardti (R. Pot. et Wen. 1934) Th et. Pf. 1953
tab. XIX, obr. 6

Výskyt: pravidelný v študovanom materiáli

GYMNOSPERMAE

POLLENITES R. Potonié 1931

Inaperturopollenites Thomson et Pflug 1953

Inaperturopollenites dubius (R. Pot. et Ven. 1934) Th. et Pf. 1953
(*Taxodiaceae-Cupresaceae*)
tab. XXI, obr. 1, 3, 5; tab. XX, obr. 7?

Výskyt: pravidelný; lokalita: Zbojský potok

Inaperturopollenites hiatus (R. Pot. 1931) Th. et Pf. 1953
tab. XXI, obr. 4, 5

Výskyt: mierny; lokalita: Zbojský potok a lokalita j. od Nižnej Jablonky

Ginkgocycadeophytus Samojlovič 1953

Ginkgocycadophytus f. sp.

tab. XXII, obr. 2, 4

Veľkosť 40—45 μ . Peľové zrná pretiahnutého tvaru so zahrotenými koncami. Sú značne korodované, takže sa ťažko dajú určiť druhove.

Výskyt: mierny; lokalita: Zbojský potok

SACCITES Erdtman 1947

Pityosporites (Seward 1914) R. Pot. et W. Klaus 1954

Pityosporites microalatus (R. Pot. 1934) Thomson et Pflug 1953
tab. XXI, obr. 6, tab. XXIII, obr. 1, 4?

Výskyt: pravidelný v skúmaných vrstvách

Pityosporites cf. cedroides Th. et Pf. 1953

tab. XXIII, obr. 3

Poznámka: Pelové zrno je silne korodované, ale tvarom, postavením vzdušných vakov k jeho telu a zjavne odlišnou skulptúrou tela a vzdušných vakov zodpovedá druhu *P. cedroides* Th. et Pf. 1953.

Výskyt: ojedinelý; lokalita: j. od Nižnej Jablonky

Pityosporites cf. schaubegeri R. Pot. et W. Klaus 1954

tab. XXII, obr. 6

Poznámka: Pelové zrno je menšie ako druh *P. schaubegeri* subekvatoriálnym postavením vzdušných vakov k telu pelového zrna a malými vzdušnými vakmi oproti telu pelového zrna sa zhodujú.

Výskyt: mierny; lokalita: j. od Nižnej Jablonky, preplavené pelové zrno z permu.

Pityosporites f.sp.

tab. XXII, obr. 7-9

Výskyt: pravidelný; lokalita: Zbojský potok, preplavené pelové zrná

Platysaccus (Naumova 1937) emend R. Pot. et W. Klaus 1954

Platysaccus cf. papilionis R. Pot. et W. Klaus 1954

tab. XXIII, obr. 2

Poznámka: Pelové zrno má skulptúru vzdušných vakov a tela skorodovanú. Väčšími vzdušnými vakmi ako telo zodpovedá druhu *P. papilionis*, ale je menšie.

Výskyt: pravidelný; lokalita: j. od Nižnej Jablonky, preplavené pelové zrno z permu

Alisporites (Daugh. 1941) Pot. et Kremp 1956

Alisporites cf. ovatus (Balme et Henn) Jansonius 1962

tab. XXII, obr. 10, 11

Výskyt: mierny v skúmaných sedimentoch. Preplavené pelové zrná

Illinites Kosanke 1950

Illinites cf. unicus Kosanke 1950

tab. XXI, obr. 2

Výskyt: mierny; lokalita: Zbojský potok, preplavené pelové zrno

Taeniaesporites Leschik 1955

cf. *Taeniaesporites*

tab. XXIII, obr. 5, 6

Velkosť 45 μ . Peľové zrno s dvoma vzdušnými vakmi, ktoré ho obklopujú. Na distálnej strane sa spájajú a vytvárajú lem. Taenie asi 4 μ hrubé, sú jasne viditeľné. Sčasti sú korodované.

Výskyt: mierny; lokalita: Zbojský potok, preplavená forma

ANGIOSPERMAE

NORMAPOLLES Pflug 1953

Tenerina W. Krutzsch 1959

***Tenerina* cf. *tenera* W. Kr. 1959**

tab. XXVI, obr. 8

Poznámka: Náš exemplár v hrubých črtách zodpovedá druhu *Tenerina tenera*, ktorý uvádza W. Krutzsch (1959 b) na tab. 31, obr. 35–38 z turónu Oberlautsitzer Bild, ale má silnejšie steny a veľmi viditeľné sekundárne záhyby.

Výskyt: ojedinelý; lokalita: Zbojský potok

Sporopollis Pflug 1953

***Sporopollis* cf. *peneserta* Pflug 1953**

tab. XXV, obr. 8; tab. XXVI, obr. 1

Výskyt: mierny; lokalita: j. od Nižnej Jablonky

cf. *Sporopollis*

tab. XXIV, obr. 1, 2, 5

Velkosť 25–30 μ . Spóry sú trojuholníkového tvaru. Exina je pomerne tenká. U rodu *Sporopollis* sú typické záhyby, ktoré prebiehajú od pórov k pórom a vytvárajú jazvu v tvare Y ako u spór. Tieto záhyby sú u uvedených spór sekundárne porušené.

Výskyt: pravidelný; lokalita: j. od Nižnej Jablonky

Oculopollis Pflug 1953

***Oculopollis* aff. *baculotrudens* (Pflug) Zaklinskaja 1963**

tab. XXV, obr. 2

Výskyt: mierny; lokalita: Zbojský potok

***Oculopollis* f.sp.**

tab. XXV, obr. 1

Velkosť peľového zrna je 20 μ . Tvar je trojuholníkový s konvexnými stenami. Okuli sú jasne ohraničené. Steny exiny sú slabo porušené. Povrch je silnejšie skulpturálny.

Poznámka: Naše pelové zrno sa zhruba zhoduje s druhom *O. praedicatus* Weyl. et Krieg 1953 na tab. 1, obr. 39–40. Líšia sa tým, že steny exiny pelového zrna z nášho materiálu sú tenšie, azda v dôsledku korózie.

Výskyt: pravidelný; lokalita: Zbojský potok a j. od N. Jablonky

Pseudooculopollis Góczán, W. Kr. et Paelt. 1967

Pseudooculopollis principalis (Weyl. et Krg.) W. Kr. 1967

tab. XXIV, obr. 7

Výskyt: mierny; lokalita: j. od N. Jablonky

cf. *Pseudooculopollis*

tab. XXIV, obr. 8

Poznámka: Pelové zrno morfológickými znakmi zodpovedá druhu *Pseudooculopollis principalis* (Weyl. et Krg.) W. Kr. 1967, ale je menšie a okuli sú slabo výrazné.

Výskyt: mierny; lokalita: j. od Nižnej Jablonky

Trudopollis (Pf. 1953) emend W. Kr. 1967

Trudopollis cf. parvotrudens Pflug 1953

tab. XXIV, obr. 9–10

Veľkosť pelových zrn sa pohybuje medzi 28–30 μ . Sú trojuholníkového tvaru s konvexnými stenami. Vnútorňý obrys je okrúhly. Okuli sú slabšie vyvinuté. Povrch exiny je viditeľne skulpturálny.

Poznámka: Tvarom, stavbou germinálneho aparátu sa blížia zobrazené pelové zrná druhu *Trudopollis parvotrudens* Pflug 1953, sú však väčšie.

Výskyt: pravidelný; lokalita: j. od Nižnej Jablonky

Trudopollis cf. pertrudens Pflug 1953

tab. XXV, obr. 6

Poznámka: Pelové zrno zo skúmaných vrstiev sa podobá druhu *Trudopollis parvotrudens* Pf. 1953, ktoré uvádzajú F. Góczán – J. J. Groot – W. Krutzsch – B. Paeltová (1964) na tab. 18, obr. 10–12, ale nie je tak dobre zachované.

Výskyt: mierny; lokalita: Zbojský potok

Nudopollis Pflug 1953

Nudopollis terminalis (Th. et Pf. 1953) Pflug 1953

tab. XXIV, obr. 11, 12?

Výskyt: pravidelný; lokalita: Zbojský potok

Plicapollis Pflug 1953

Plicapollis cf. conserta Pflug 1953

tab. XXIV, obr. 3, 4, 6; tab. XXV, obr. 3—4

Poznámka: Naše formy sa morfológickými znakmi zhodujú s druhom *Plicapollis conserta*, ktorý uvádza H. Pflug 1953 na tab. 19, obr. 7—9, 23—27. Líšia sa veľkosťou.

Výskyt: pravidelný; lokalita: j. od N. Jablonky

Plicatopollis W. Krutzsch 1962

Plicatopollis f.sp.

tab. XXVI, obr. 2—3

Veľkosť 20—25 μ . Tvar okrúhlotrojuholníkový s konvexnými stenami. Exina je tenká, dvojrstevná. Povrch je jemne bodkovaný. Charakteristické sú akoby plicae, ktoré sa tiahnu od pórov k pórom a vytvárajú v strede jazvu Y ako u spór.

Výskyt: mierny; lokalita: Zbojský potok a j. od Nižnej Jablonky

Interporopollenites Weyl. et Krg. 1953

Interporopollenites proporus Weyl. et Krg. 1953

tab. XXVI, obr. 7

Výskyt: zriedkavý; lokalita: j. od Nižnej Jablonky

Duplopollis W. Krutzsch 1959b

Duplopollis myrtoides W. Kr. 1959 b

tab. XXV, obr. 12

Výskyt: zriedkavý; lokalita: j. od Nižnej Jablonky

POSTNORMAPOLLES Pflug 1953

Triatriopollenites Pflug 1953

Triatriopollenites aff. roboratus Pflug 1953

tab. XXV, obr. 10; tab. XXVI, obr. 10, 11

Výskyt: pravidelný; lokalita: Zbojský potok

Triatriopollenites coryphaeus (R. Pot.) Th. et Pf. 1953

tab. XXVI, obr. 9, 12

Výskyt: pravidelný; lokalita: j. od N. Jablonky a Zbojský potok

Triatriopollenites microcoryphaeus (R. Pot.) E. Sontag 1966

tab. XXVII, obr. 1, 2, 3

Výskyt: pravidelný; lokalita: j. od Nižnej Jablonky a Zbojský potok

Triatriopollenites f.sp. A

tab. XXVII, obr. 4

Poznámka: Naša forma sa úplne zhoduje s druhom *Triatriopollenites f.sp. A*, ktorú uvádza M. Kedves (1969) zo stredného eocénu (Tatabánya, Várpalota, Dudar).

Momipites Wodehouse 1933

Momipites cf. punctatus (R. Pot. 1931) E. Nagy 1969

tab. XXV, obr. 11; tab. XXVI, obr. 4, 5–6

Veľkosť 16 μ . Peľové zrná sú triporátne, steny konvexné. Exína pomerne tenká, asi 1 μ hrubá. Povrch je chagrenátny. Átrium je slabé.

Výskyt: pravidelný v skúmaných vrstvách

Tricolporopollenites Th. et Pf. 1953

Tricolporopollenites cingulum (R. Pot. 1931) Th. et Pf. 1953

tab. XXVII, obr. 5

Výskyt: pravidelný v študovaných sedimentoch

Tricolporopollenites Th. et Pf. 1953

Tricolporopollenites f.sp.

tab. XXVII, obr. 6, 7, 8

Poznámka: V študovaných vrstvách trikolpátne zrná sú hojne rozšírené. Prevládajú formy od 20–25 μ veľké, hladké aj skulpturálne.

Tetracolporopollenites Pf. et Th. 1953

cf. Tetracolporopollenites

tab. XXVII, obr. 9

Veľkosť 36 μ . Peľové zrno má oválny tvar so štyrmi pórami. Okraj exiny je značne silný, asi 2 μ .

Výskyt: ojedinelý; lokalita: j. od Nižnej Jablonky

Do tlače odporučili E. Planderová a B. Leško

LITERATÚRA

- [1] Alberti G., 1959: Zur Kenntnis Deslandrea Eisenack (Dinofl) in der Kreide und im Alttertiär Nord- und Mitteldeutschlands-Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg 28, Hamburg. — [2] Baltes N., 1967: Albian microplaneton from the Moesic platform Rumania. Micropaleontol., USA. 13/3, New York. — [3] Balme B. E., 1957: Spores and pollen grains from the Mesozoic of Western Australia. — Phys. and Chem. Surv. National Coal

Resources, Commonwealth of Australia, ref. T. C. 25. s. 48. — [4] Badoux H. — Weidmann M., 1963: Sur l'âge du Flysch a Helminthoides des Préalpes romandes et chablaisiennes. *Ecl. geol. Helvetiae* 56/2, Lausanne. — [5] Bolchovitina N. A., 1966: The fossil spores of the ferns of the family Gleicheniaceae (Taxonomy and distribution). In: The importance of palynological analysis for the stratigraphic and paleo-floric investigations. *Izd. Nauka. Moskva.* — [6] Bokman J., 1952: Clastic quartz particles as indices of provenance. *J. Sediment. Petrol.*, v. 22, Moskva. — [7] Cookson I. C. — Eisenack A., 1961: Tertiary microplankton from the Rottneest Island Bore, Western Australia. — *Y. Roy. Soc. Western Australia*, 44, Perth. — [8] Cookson I. C. — Eisenack A., 1962: Some Cretaceous and Tertiary Microfossils from Australia. *Proc. Roy. Soc. Victoria*. 75, Melbourne. — [9] Cookson J. C. — Hughes N. F., 1964: Mikroplankton from the Cambridge greensand (Mid-Cretaceous). *Paleontology* 7, part. I, London. — [10] Couper R. A., 1953: Upper Mesozoic and Cainozoic Spores and Pollen grains from New Zealand. *N. Zealand Geol. Survey, Paleont. Bull.* 22, 77, Wellington. — [11] Couper R. A., 1958: British mesozoic microspores and pollen grains. — *Paleontographica*. B. 103, lief. 4–6, Stuttgart. — [12] Čorná O., 1968: Some Spores and Pollen from aptian-albian West Carpathians. *Geol. zbor.* — *Geol. Carpathica* XIX, Bratislava. — [13] Danyš V. V., 1967: K paleogeografii pozdnemelovogo bassejna zapadnoj časti Ukrajinskich Karpat. *Biul. mosk. obšč. ispyt. prirody*. XLII/2, Moskva. — [14] Daugherty L. H., 1941: The upper triassic flora of Arizona. — *Cornegia Inst. Washington.* — [15] Deflandre G. — Cookson I., 1955: Fossil microplancton from Australien late Mesozoic and Tertiary sediments. — *Austrian Journ. of Marine and Freshwater Research*. vol. 6. No 2, S. 242–313. — [16] Delcourt A. — Sprumont G., 1955: Les spores grains de pollen de Wealdien du Hainaut. — *Soc. Belge geol. paleont. et hydrolog.*, *Mem. nouv.*, ser. in 4, no. 5, Bruxelles. — [17] Dettmann M. E., 1963: Upper Mesozoic microfloras from southeastern Australia. — *Proc. Roy. Soc. Victoria*, 77/1, Guensland [18] Ďurkovič T., 1965: Clastic sediments of the Dukla Folds (Flysch of Eastern Slovakia). *Geol. práce, Správy* 23, GÚDŠ, Bratislava. — [19] Eisenack A., 1938: Hystrichosphaeriden und verwandte Formen in baltischen Sillur. — *Zeitschr. für Geschiebeforsch. und Flachlandsgeol.* Bd. 14, Berlin. — [20] Eisenack A., 1958: Mikroplankton aus dem norddeutschen Apt nebst einigen Bemerkungen über fossile Dinoflagellaten. *Neus Jb. Geol. u. Paläont. Abh.* 106/3, Stuttgart. — [21] Eisenack A., 1954: Mikrofossilien aus Phosphoriten des samländischen Unteroligozäns und über die Einheitlichkeit der Hystrichosphaeriden. — *Paleontographica* A, 105, Stuttgart. — [22] Eisenack A., 1969: Kritische Bemerkungen und Richtigstellungen im Gebiet der fossilen Dinoflagellaten und Acritarchen. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 134/2, Stuttgart. — [23] Evitt W. R., 1961: Observations on the Morfologi of fossil Dinoflagellates, *Micropaläontology*, 7/4, New York. — [24] Evitt W. R., 1963: A discussion and proposals concerning fossil Dinoflagellates, Hystrichospheres, and Acritarchs, I, II, *Proceedings of the Nat. Acad. of Sci.*, NOS. 2, 3, 49, Washington. — [25] Góczán F., 1961: A Bakonyi szenon palynologiai standardje. *A. M. Földtani Intézet évi jelentése az 1961. Evrol.* I, Budapest. — [26] Góczán F., 1964: Stratigraphic palynology of the Hungaria upper Cretaceous. — *Acta Geol.* 8, Budapest. — [27] Góczán F. — Groot J. J. — Krutzsch W. — Pacltová B., 1967: Neu-beschreibungen und Revision europäischer formen (Oberkreide bis Eozän). *Paläont. Abh.*, B. II, 3, Berlin. — [28] Ibrahim A. C., 1933: Sporenformen des Agirhorizontes des Ruhrreviers. — *Dissertation TH Berlin 1932*, S. 46, taf. 8, Konrad Triltsch, Würzburg. — [29] Jansonius J., 1962: Palynology of Permian and Triassic sediments, Peace River area, Western Canada. — *Paleontographica*, 110 B (1–4), Stuttgart. —

- [30] Kedves M., 1969: Palynological studies on Hungarian early tertiary deposits, Budapest. — [31] Kosanke R. M., 1950: Pennsylvanian spores of Illinois and their use in Correlation. — State Geol. Surv. Bull. 74, 1—128, Illinois. — [32] Krutzsch W., 1957 a: Sporenpaläontologische Untersuchungen in der sächsisch-böhmischen Kreide und die Gliederung der Oberkreide auf mikrobotanischer Grundlage. — Ber. geol. Ges. DDR, 2, Berlin. — [33] Krutzsch W., 1957 b: Sporen- und Pollengruppen aus der Oberkreide des Tertiär Mitteleuropas und ihre stratigraphische Verbreitung. — Z. angew. Geol. 3, Berlin. [34] Krutzsch W., 1959a: Mikropaläontologische Untersuchungen in der Braunkohle des Geiseltales. Geologie 3/21, 22, 1/425, Berlin. — [35] Krutzsch W., 1959 b: Einige neue Formgattungen und -arten von Sporen und Pollen aus der mitteleuropäischen Oberkreide und Tertiär. Paleontographica, B. 105, 125—157, Stuttgart. — [36] Krutzsch W., 1962: Stratigraphisch bzw. botanisch wichtige neue Sporen- und Pollenformen aus dem deutschen Tertiär. — Geologie, 11, 3, 265—308, Abh. 12, Berlin. — [37] Krutzsch W., 1962—1963: Atlas der mittel- und jungtertiären dispersen Sporen- und Pollen sowie der Mikroplanktonformen des nördlichen Mitteleuropas I-III, Berlin. — [38] Krutzsch W., 1965: Mikroflora und Stratigraphie im Grenzbereich Kreide (Tertiär der Bohrung Nauhausen 2 (vorläufige Mitteilung). — Abh. zentr. geol. Inst., H. I, 171—174, Berlin. — [39] Krutzsch W., 1966: Die Sporenstratigraphische Gliederung der Oberkreide im nördlichen Mitteleuropa. Abh. zentr. geol. Inst. H. 8, s. 79—111, Berlin. — [40] Koráb T. — Nemčok J. — Ďurkovič T. — Marschalko R., 1962: General Investigation of Oriented Sedimentary Structures in East-Slovakia Flysch. Geol. sbor. 13/2, Bratislava. — [41] Koszarski L. — Slaczka A. — Żytko K., 1961: Stratigraphy and Paleogeography of the Dukla Unit in the Brzeczady Mts. Kwart. geol. 5/3, Warszawa. — [42] Kulčickij J. D., 1965: Nekotoryje problemnyje voprosy geologičeskogo strojenija Vost. Karpat. Materialy VI. s'jazda Karp.-Balk. Geol. Assoc, Kijev. — [43] Leschik G., 1955: Die Keuperflora von Neuwelt bei Basel, II. Iso- und Mikrosporen Schweiz. Paläont. Abh. 72, Basel. — [44] Leško B. — Samuel O., 1968: Geológia východoslovenského flyšu. Vyd. SAV, Bratislava. — [45] Nagy E., 1969: A mecsék hegység miocén rétegeinek palynológiai vizsgálata. — Annales Inst. Geol. Publ. Hung. LII. No. 2, Budapest. — [46] Nemčok J., 1960: Vorkommen von oberkretazischen Inoceramen im Gebiet des Flusses Uh in der Ostslowakei. — Geol. práce, Správy 18. GÚDŠ, Bratislava. — [47] Pacltová B., 1957: Palynologický výzkum české křídly. Zprávy o geologických výzkumech v r. 1956, Praha. — [48] Pacltová B., 1961: Některé rostlinné mikrofossilie ze sladkovodních uložení svrchní křídly (senon) v jihočeských pánvích, část I. — Sbor. ústř. Úst. geol., odd. paleont., 26:47-102, Praha. — [49] Pflug H. P., 1953: Zur Entstehung und Entwicklung des angiospermiden Pollens in der Erdgeschichte. — Paleontographica, B 95, Stuttgart. — [50] Portnjagina L. A. — Ščerba V. M., 1965: Sporovopyleevije komplexy verchnemelových otloženij jugovostočnoj časti vostočnych Karpat. Lv. Gosud. Inst. im. Iv. Franka, séria geol., Lvov. — [51] Portnjagina L. A., 1966: Osobennosti ranne-paleogenovoj flory Karpat. Značenije palynologičeskogo analiza dlja stratigrafii i paleogeografii. An SSSR, Moskva. — [52] Potonié H., 1893: Die Flora des Rotliegenden von Thüringen. — Kgl. Preuz. Geol. L. A., Abh. N. F., Heft IX, Berlin. — [53] Potonié R., 1934: Zur Morphologie der fossilen Pollen und Sporen. — Arb. Inst. Paläobot. Bernst. 4-5-24, Berlin. — Hannover. — [54] Potonié R. — Gelletich J., 1933: Über die Pteridophytensporen einer eozänen Braunkohle aus Dorog in Ungarn. — Sitz. Ber. nat. urf., Berlin. — [55] Potonié R. — Klaus W., 1954: Einige Sporengattungen des Alpenen Salzgebirges. — Geol. Jahrb., 68, Hannover. — [56] Potonié R. — Kremp G., 1954: Die Gattungen der paläozoischen Sporae dispersae und ihre Stratigraphie.

Geol. Jb. 69, 3, 194, Hannover. — [57] Potonié R. — Venitz H., 1934: Zur Mikrobiologie des miozänen Humodils der Niederrheinischen Bucht. Arb. Inst. Paläobot. u. Petr. Brennst. 5, Preuss. Geol. L. A. S. 5—53, Berlin. — [58] Ross N. E., 1949: On a Cretaceous pollen and spore bearing clay of Scania. — Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala. 34, Uppsala. — [59] Samojlovič S. R., 1953: Pollen and spores from Permian deposits of Cherdyn and Aktubinsk of Geologo-Razv. Inst. VNIGRI nov. ser. 75, Leningrad. — [60] Samuel O., 1959: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie povrchových vzoriek z dukelsko-užockých vrás. Geofond, Bratislava. — [61] Salaj J. — Samuel O., 1966: Foraminifera der Westkarpaten-Kreide, GÚDŠ, Bratislava. — [62] Seward A. C., 1914: Antaretic fossil plants. — Nat. Hist. Report British Antarctic ("Terra Nova") Exped. 1910. Geol. I, No. 1, 1—49. — [63] Schoff J. M. — Wilson L. R. — Benthall R., 1944: An annotated synopsis of Paleozoic fossil spores and the definition of generic groups. — III. Geol. Surv. report of Investigation No. 91:66 p. — [64] Sontag E., 1966: Mikrobiologische (palynologische) Untersuchungen an 2. Niederlausitzer Flözhorizont. Geol. Zeitschr. 54, Berlin. — [65] Snopková P., 1967: Závěrečná správa o palynologickom výskume dukelskej jednotky, manuskript — archív GÚDŠ, Bratislava. — [66] Thiery F., 1949: Der Stratigraphische Wert mesozoischer Pollen und Sporen. — Paleontographica B. 89, Stuttgart. — [67] Thomson P. W. — Pflug H., 1953: Pollen und Sporen des mitteleuropäischen Tertiärs. — Paleontographica (Paleophytol) 95:1, 138, Stuttgart. — [68] Vialov O. S., 1960: Peresečeniye Karpat. Nat. Karp. — Balk. Geol. Assoc. 1960, No 3, Kijev. — [69] Wetzel O., 1933: Die in organischer Substanz erhaltenen Mikrofossilien des baltischen Kreide. — Feuersteins. — Paleontographica, A, 77/78, S. 141—186 und 1—110, Stuttgart. — [70] Weyland H. — Greifeld G., 1953: Über strukturbietende Blätter und pflanzliche Mikrofossilien aus den unteren Tonen der Gegend von Quedlinburg. — Paleontographica, B, 95, Lief. 1—3, 30—52, Stuttgart. — [71] Weyland H. — Krieger W., 1953: Die sporen und Pollen der Aachener Kreide und ihre Bedeutung für die Charakterisierung des Mittleren Senons. — Paleontographica B, 95, Lief. 1—3, Stuttgart. — [72] Wodehouse, R. P., 1933: Tertiary Pollen II. The oil shales of the Eocene Green River formation. — Bull. of the Torrey Bot. Club. 60. 7. Torrey. — [73] Zaklinskaja E. D., 1963: Pylca pokrytosemjannyh i jejo značeniye dlja obosnovaniya stratigrafii verhnego mela i paleogena. Trudy geol. Inst. Akad. Nauk SSSR, 74, Moskva. — [74] Zolyomi B., 1952: Magyarország növénytakarójának fejlődés története az utolsó jégkorszaktól. Biológiai közlöny, Budapest.

T. KORÁB—P. SNOPKOVÁ

PALYNOLOGICAL AND LITHOLOGICAL EVALUATION OF THE LUPKOV BEDS AND PALEOGRAPHICAL INTERPRETATION

(Dukla unit, eastern Slovakia)

(Summary of the slovak text)

The Lupkov beds of the Dukla unit in Eastern Slovakia (Turonian — Lower Senonian) are characterized by black, dark-grey calcareous claystones alternating with siltstones, fine-grained and medium-grained greywacke — less quartz sandstones.

According to Ďurkovič T. (1965) in elastic rocks of the beds fragments of crystalline rocks and high garnet contents are frequent. Consequently, we may suppose that the source zone of elastic material for the sandstones of the Lupkov beds was formed by metamorphosed rocks. The idea is supported by the values of elongation coefficient of

quartz grains, concentrating within 1.7–1.9. According to J. Brokman (1952) they indicate quartz originating in metamorphosed rocks.

By palaeocurrent investigations in the Dukla unit (T. Koráb et al. 1962) and further detail research in adjacent areas (cf. L. Koszarski et al. 1961, J. O. Kulčíckij 1965, V. V. Danyš 1967) the main current system of the Lupkov beds striking from NE (E) to SW (W) has been determined.

The results of the research indicate that the main source area of the Lupkov beds was to the NE (E) of the sedimentation basin with its axis dipping to SW–W during the Turonian – Lower Senonian period.

By palynological study of the Lupkov beds a sporomorph assemblage with pollen grains of Angiospermae – especially Normapolles – has been found. The assemblage indicates Senonian age of the beds studied. The presence of pollen tropical plants (families *Gleicheniaceae*, *Schizeaceae*, *Cyatheaceae*, *Myricaceae*, *Podocarpus*, and some species of the *Normapolles* group) indicates a humid tropical climate. Less frequent are pollen grains of *Coniferae* with air sacs, indicating the slightly dissected coast of the sedimentation area.

We have found resedimented Permian or Triassic sporomorphs (*Illinites* cf. *Unicus* Kosanka 1950, *Alisporites ovatus* (Balme et Hemr) Jansonius 1962, *Platysaccus* cf. *papilionis* R. Pot. et W. Klaus 1954, *Taeniosporites*, etc.)

The resedimented sporomorphs support the results of petrographical and palaeocurrent research, and prove that a part of the source zone must be of Permian or Lower-Triassic age.

In the systematic part spores and pollen grains well preserved in the Lupkov beds have been described and systematicall classified.

Preložila E. Jassingerová



OEGA FEJDIOVÁ*

GEOLOGICKÁ STAVBA PODHALSKÉHO PALEOGÉNU NA ORAVE

(7 obr. v texte, 1 tab. na kriede, anglické resumé)

Abstract. Presented are the results of the geological mapping of the Central-Carpathian Palaeogene in Orava, in the northeastern part of a basin between Zábiedovo and Oravice. Additional measurements of oriented current structures in the southwestern part of the basin around Dolný Kubín and Chlebnice have been done to make the paleogeographic pattern of the whole Flysch basin more accurate. Petrography of sandstones and granulometrical characteristics were paid a considerable attention.

Stratigrafia

Centrálno-karpatský paleogén na Orave patrí do jz. časti Podhalskej panvy, ktorá sa väčšou časťou rozprestiera na poľskom území. Stratigrafické členenie poľských geológov nie je celkom totožné s členením na našom území. Členenie J. Gołąba (1959)

1. bazálny komplex
2. flyšový komplex: a) zakopanské vrstvy; b) chocholowské vrstvy; c) ostrzyšké vrstvy

Novšie členenie podhalského paleogénu podáva F. Pícha (1964), ktorý delí paleogén na 4 súvrstvia:

1. bazálne súvrstvie;
2. ílovcové súvrstvie;
3. pieskocovo-ílovcové súvrstvie;
4. pieskocové súvrstvie.

Pretože vo vývine paleogénu na našom území nie je možné spoľahlivo odlíšiť ostrzyšké a chocholowské vrstvy, pridrižiam sa v práci stratigrafického členenia D. Andrusova (1965):

* Geologický ústav SAV, Štefánikova 41, Bratislava

1. bazálne (súlovské) súvrstvie — vrchný lutét; 2. zakopanské súvrstvie,
3. bielopotocké súvrstvie (chochołowské a ostryszké vrstvy).

Bielopotocké a zakopanské súvrstvie patrí do vrchného eocénu.

Bazálne súvrstvie

a) *Brekcie sivé*, zložené z úlomkov dolomitov a vápencov maximálne 16 cm veľkých, zriedkavo sa nachádzajú úlomky ílovcov. Tmel je žltý, sivožltý, vápnitý.

b) *Drobnozrnné dolomitické zlepenca a pieskovce* sivej farby so sivožltým dolomitickým tmelom. Valúniky sú maximálne 8 mm veľké, veľmi dobre opracované. V jemnozrnejších dolomitických pieskovcoch (bazálne súvrstvie na s. svahu Osobitej) sa našla fauna veľkých foraminifér. Podľa E. Köhlera ide o nasledovnú vrchnopriabónsku faunu: *Grzybowskiia multifida* Bieda, *Discocyclina nummulitica* (Gümbel), *Discocyclina cf. varians* (Kaufman), *Actinocyclina radians* (d'Archiac), *Asterocyclina* sp.

c) *Nummulitové vápence* svetlohnedé s náznakom vrstevnatosti alebo slabovrstevnaté. Obsahujú veľké foraminifery. Z bazálneho komplexu na s. svahu Prosečného pri Veľkom Borovom z voľne vyzbieraných exemplárov určil E. Köhler druhy *Nummulites perforatus perforatus* (Montf.) forma A i B, *Assilina exponens* (Sowerby) forma A i B. Tieto vápence patria do vrchného lutétu.

Flyšové súvrstvie

a) *Zakopanské vrstvy* sa vyznačujú prevahou pelitických hornín nad psamitickými. Možno v nich vyčleniť niekoľko horizontov v zmysle S. Sokołowského (1959):

1. *Horizont spodných slienitých ílovcov* s vložkami tmavých bridlic so šupinami rýb a lavicami pelokarbonátov. Ílovce so šupinami rýb, podobné menilitovým bridliciam, boli nájdené len v jz. časti panvy pri Veľkom Borovom, v sv. časti sa nevyskytujú. Naproti tomu v sv. časti sa často vyskytujú lavice pelokarbonátov, ktoré sa v jz. časti panvy nenachádzajú. Tento obzor zaraďuje D. Andrusov (1931) k vrchnému lutétu.

2. *Horizont pieskovcov a zlepenčov*, zlepenca obsahujú exotické horniny: fylity, vápence, rohovce (lydity), dobre opracované valúny kremeňa a kryštalických hornín. Horizont je priabónskeho veku (D. Andrusov 1931).

3. *Horizont flyšu s karbonatickými zlepencami a brekciami*, ktoré tvoria vložky s nummulitovou faunou v ílovcoch a pieskovcoch. Faunu z výbrusov určil E. Köhler ako *Assilina exponens* (Sowerby), *Nummulites striatus* Brug. var. minor Rozl., *Nummulites cf. perforatus sismondai* d'Archiac, *Nummulites cf. chavanesi de la Harpe*, *Discocyclina aspera* (Gümbel). Ide o zmiešanú faunu vrchného lutétu a priabónu. Tento obzor má premenlivú mocnosť a často vykliňuje.

4. *Horizont strednolavicovitých pieskovcov* so sivými slienitými ílovcami. Vo vrchných áastiach, na rozhraní zakopanského a bielopotockého súvrstvia majú pieskovce niekoľkometrovú mocnosť.

V ílovcach zakopanských vrstiev bola nájdená mikrofauna, ktorú určil O. Samuel: *Globigerina inflata* Subb. non d'Orbigny, *Globigerina* cf. *ouachitaensis* Howe et Wallace, *Globorotalia* sp., *Astigerina* cf. *rogalai* Mjatliuk. Táto mikrofauna indikuje vrchnoeocénny vek.

Z výbrusu pieskovca O. Samuel určil tieto rody: *Eponides*, *Globigerina*, *Heterohelix*, *Dentalina*, *Nodosaria*, *Sigalia*, *Textularia*, *Globigerina* *variante* Subb.. Mikrofauna je vrchnokriedová až paleocénna, pravdepodobne preplavená z bradlového pásma.

b) *Bielopotocké vrstvy* sa vyznačujú prevahou psamitických hornín nad pelitickými. V zmysle S. Sokołowského (1959) možno v nich vyčleniť tieto horizonty:

1. Horizont bazálnych pieskovcov, prevažne jednoducho zvrstvených;
2. horizont spodných ílovcov s áastými polohami pelokarbonátov v jz. áasti panvy (J. Jablonský 1961), v sv. áasti neboli nájdené;
3. spodný horizont pieskovcový, pieskovce sú len zriedkavo oddelené tenučkými polohami piesčitých slienitých ílovcov;
4. spodný horizont bridličnato-pieskovcový;
5. stredný horizont pieskovcový, má malú mocnosť a pieskovce sú jednoducho alebo neusporiadané zvrstvené;
6. horný horizont bridličnato-pieskovcový;
7. horný horizont pieskovcový, pieskovce sú niekoľko m hrubé, sú v nich áasté závalky, kusy ílovcov a opracované bloky pelokarbonátov.

Horizonty 1–6 patria podľa D. Andrusova (1931) priabónu až spodnému oligocénu, horizont 7 je považovaný už za oligocénny.

V ílovcach bielopotockých vrstiev bola nájdená mikrofauna, ktorú určil O. Samuel: *Globigerina ouachitaensis* Howe et Wallace, *Globigerina inflata* Subb. non d'Orbigny, *Globorotalia centralis* Cushman et Bermudez, *Lenticulina* div. sp., *Bulimina* sp., pyritizované jadrá chlostomell, *Anomalina* aff. *grosserugosa* (Gümbel), *Cancris subconicus* (Terquem), *Lagena* sp., *Cibicides* aff. *lopjanicus* Mjatliuk, *Cystamina pauciloculata* (Brady), *Globigerina eocaena* Gümbel, *Globigerina* cf. *danvilensis* Howe et Wallace. Mikrofauna je v stratigrafickom rozpätí vrchného eocénu až spodného oligocénu (cf. O. Samuel – J. Salaj 1968).

Pieskovce zakopanských vrstiev sú jemno až hrubozrnné, vápnité, sľudnaté. Tenšie lavice majú premenlivú mocnosť, sú laminované alebo konvolutne zvrstvené. Prúdové a tlakové stopy na spodných plochách vrstiev sú menej áasté ako v bielopotockých pieskovcoch. Áasto obsahujú veľké množstvo rastlinnej sečky. Vývin zakopanských vrstiev v študovanej oblasti je podobný vývoju na poľskom území s niekoľkými odlišnosťami medzi jz. a jv. áastou panvy. Tak v sv. áasti sa nenachádzajú bridlice so šupinami rýb, podobné menilitovým bridliciam, kým v jz. áasti panvy sa bežne vyskytujú (J. Jab-

lonský 1961, O. Fejdiová 1967). Ďalej v sv. časti je hojný výskyt pelokarbonátových hornín, ich vrstvy majú premenlivú mocnosť a často sa vykliňujú. Naproti tomu v južnej časti panvy sú pelokarbonátové horniny len slabo vyvinuté, alebo sa vôbec nevyskytujú.

V jz. časti panvy pri Veľkom Borovom bolo nájdené blízko bázy v spodnej časti zakopanských vrstiev zlepencové teleso zosuvného charakteru. Sú to jemnozrnné pieskovcové vrstvy s roztrúsenými valúnmi mezozoických karbonátových hornín, ktoré sa hromadia na vrstevnej ploche. Nad nimi sú ílovce s rovnakými valúnmi; túto vrstvu možno skôr považovať za parakonglomeráty. Zrejme karbonatický materiál, hromadiaci sa na pobreží panvy a tvoriaci bazálne-brekie, bol zosunutý v nespevnenom stave do hlbšej časti panvy, kde prebiehala flyšová sedimentácia, a bol usadený v ílovcovej základnej hmote. Zosuvné teleso sa nachádza nad súvrstvím s netypickými menilitovými bridlicami.

Pieskovce bielopotockých vrstiev sú jemnozrnné až drobnozlepencovité, svetlosivé, vápnité, sľudnaté. Hrubšie vrstvy mávajú nepravidelné šmuhy drobných valúnikov. Bežné je gradačné zvrstvenie. Na spodných vrstevných plochách pieskovcov sa vyskytujú hojné prúdové stopy a bioglyfy. Za typický jav pre bielopotocké vrstvy pokladám výskyt stôp po lezení označované ako *Subphyllochorda* a *Palaeobullia*.

V spodnej časti bielopotockých vrstiev sa vyskytujú polohy zlepencov s exotickým materiálom. Tieto výskyty tvoria pruhy tiahnuce sa vo dvoch približne rovnobežných pásoch smerom Z—V. Severný pruh prebieha takmer paralelne so severným obmedzením panvy (lokality Trsteník, Brezovica). Južný pruh sa tiahne pozdĺž hranice so zakopanskými vrstvami (lokality Zábidočík, Oslí vrch). Valúnový materiál je rôznorodý (pozri M. Mišík — O. Fejdiová — E. Köhler 1968).

Ílovce zakopanských a bielopotockých vrstiev sú celistvé alebo slabo vrstevnaté, tmavosivé, niekedy s fialovým, hnedým alebo zeleným odtieňom. Obsahujú značnú prímes klastického kremeňa, akcesoricky sludy, pyrit, glaukonit. Podľa F. Píchu (1964) predstavujú zmes illitu a montmorillonitu, menej je zastúpený kaolinit. Niektoré ílovce z bielopotockých vrstiev majú zvláštne fyzikálno-mechanické vlastnosti — vo vode rýchle napučia a rozpadávajú sa. Materiál však nebol podrobnejšie skúmaný z tohto hľadiska. Na poľskom území v chochołowských vrstvách našiel a opísal podobné horniny A. Michalik (1959), ktorý ich charakterizuje ako polohy bentonitických tufitov.

Ílovce zakopanských a bielopotockých vrstiev obsahujú okrem mikrofauny foraminifér aj hojnú mikrofaunu Coccolithophoríd, ktorú opísala H. Bystričková (1968).

Tektonika

Mapovaná oblasť zaberá jz. a sz. časť podhalskej synklinály, ktorej os má spočiatku smer JZ—SV (pri Oravskom Bielom Potoku), potom sa postupne stáča na ZJZ—VSV (pri Zábiedove, hrebeň Javorinky—Skorušiná). V južnom krídle synklinály paleogén transgreduje na severné svahy Západných Tatier a Chočsko-prosečnianskeho pohoria, v severnom krídle sa tektonicky stýka s bradlovým pásmom, ktoré je naň prešmyknuté. Stred flyšovej synklinály je dobre odkrytý v údolí Studeného potoka pri Oravskom Bielom Potoku. Bielopotocké vrstvy sú tu uložené vodorovne v dĺžke asi 1 km. Synklinálna stavba je porušená zlomovou tektonikou. Zlomové línie tvoria dva systémy, prvý systém sú poruchy približne rovnobežné s osou synklinály. Druhý systém porúch je kolmý na predchádzajúci, teda kolmý na os synklinály, pričom poruchy nie sú také výrazné ako u predchádzajúceho systému.

Textúry

K textúram flyšových sedimentov patria rôzne typy zvrstvení, prúdovo orientované textúry a nerovnosti na vrstevných plochách (hieroglyfy a bioglyfy). Zvrstvenie sa delí na dve kategórie v závislosti od času ich vzniku a pomeru k vzniku vrstvy. *Zvrstvenie prvotné* (syndepozičné) je spojené so samotným aktom tvorby laminy, vrstvy alebo lavice. *Zvrstvenie druhotné* (epidepozičné) vzniká v dôsledku deformácie prvotného uloženia vrstiev alebo lamín pôsobením hydroplastických zmien, diagenézy a tektoniky. Typy zvrstvení najpodrobnejšie spracoval K. Birkenmajer (1959), jeho systematiky sa pridrižiam pri opisovaní jednotlivých typov.

Zvrstvenie prvotné

Patria sem jednoduché typy zvrstvení, ako zvrstvenie neusporiadané, šošovkovité, šikmé, laminované a gradačné. Kombináciou jednoduchých zvrstvení v rámci jednej vrstvy vzniká zvrstvenie zložené. Z pieskovcov a ílovcov zakopanských a bielopotockých vrstiev opisujem tieto typy jednoduchých zvrstvení:

1. Zvrstvenie neusporiadané sa predovšetkým vyskytuje v pieskovcoch bielopotockých vrstiev. Sú to vrstevné štruktúry, v ktorých nie je smerové usporiadanie jednotlivých stavebných zložiek.

2. Zvrstvenie šikmé sa často nachádza v piesčitých ílovcoch až ílovitých pieskovcoch zakopanských vrstiev. Laminy sú uložené jedným smerom pod stálym, obyčajne nevelkým uhlom vzhľadom k povrchu vrstvy.

3. Zvrstvenie laminované je charakterizované striedaním svetlých a tmavých vrstvičiek — lamín maximálne 1 cm hrubých. Tmavé laminy sú

obyčajne jemnozrnnejšie ako svetlé, obsahujú rastlinnú sečku, ílové minerály, sludy, ťažké minerály (granát, pyrit) a pod. Svetlé laminy sú hrubozrnnejšie. Vznik laminovaného zvrstvenia je bezprostredne spojený s turbiditnými prúdmi (M. Książkiewicz 1952, S. Dzułyński — A. Radomski 1955). Každý súbor dvoch lamín (tmavej a svetlej) predstavuje určitú sedimentačnú epizódu a môže mať svoju vnútornú štruktúru, napr. gradačnú. V mapovanej oblasti sa vyskytujú tieto typy laminovaného zvrstvenia:

a) zvrstvenie laminované negradačné, laminy sú rôznej mocnosti a nevykazujú žiadnu pravidelnosť vo vertikálnom smere;

b) zvrstvenie laminované negradačné, rovnolaminované neúplné, hrúbka tmavých aj svetlých lamín je jednotná, ale nie rovnaká, svetlé laminy sú hrubšie ako tmavé;

c) zvrstvenie laminované gradačné, hrúbka lamín sa vo vertikálnom smere mení. Boli pozorované tieto druhy:

— zvrstvenie laminované gradačné asymetrické viacnásobné normálne;

— zvrstvenie laminované gradačné asymetrické jednonásobné normálne, svetlé laminy sú najhrubšie v spodnej časti vrstvy, smerom nahor sa postupne stenčujú.

4. Zvrstvenie gradačné sa vyznačuje tým, že sa veľkosť zrna vo vrstve mení. Delí sa na gradačné zvrstvenie monofrakcionálne — zrná sú rovnakej veľkosti, a zvrstvenie gradačné polyfrakcionálne — dochádza ku zmene veľkosti zrna vo vrstve. Vo flyšových pieskovcoch a ílovcoch sa vyskytujú tieto typy gradačného polyfrakcionálneho zvrstvenia:

a) zvrstvenie gradačné polyfrakcionálne asymetrické jednonásobné úplné normálne, frakcie sa menia postupne a rovnomerne, pieskovce vo vrchnej časti vrstvy prechádzajú do ílovitého pieskovca až ílovca;

b) zvrstvenie gradačné, polyfrakcionálne asymetrické jednonásobné úplné obrátené, najjemnejšia frakcia sa nachádza v spodnej časti vrstvy a smerom nahor sa veľkosť zrna postupne a rovnomerne zväčšuje;

c) zvrstvenie gradačné polyfrakcionálne asymetrické viacnásobné úplné normálne, vzniklo znásobeným opakovaním tohto typu jednonásobného.

5. Zvrstvenie konvolútne je spojené so vznikom jednej vrstvy a je výsledkom primárneho synsedimentárneho procesu. Pozorovali sme ich aj v študovanej oblasti (tab. XXXI, obr. 1, 2).

Zvrstvenie druhotné

Vzniká tým, že prvotná textúra, jednoduchá, alebo zložená, podlieha ďalším zmenám pod vplyvom dodatočných činiteľov, pôsobiacich v sedimente. Vo flyšových pieskovcoch sú to rozličné hydroplastické deformácie. Takéto textúry sú veľmi časté v zakopanských vrstvách.

Nerovnosti na vrstevných plochách

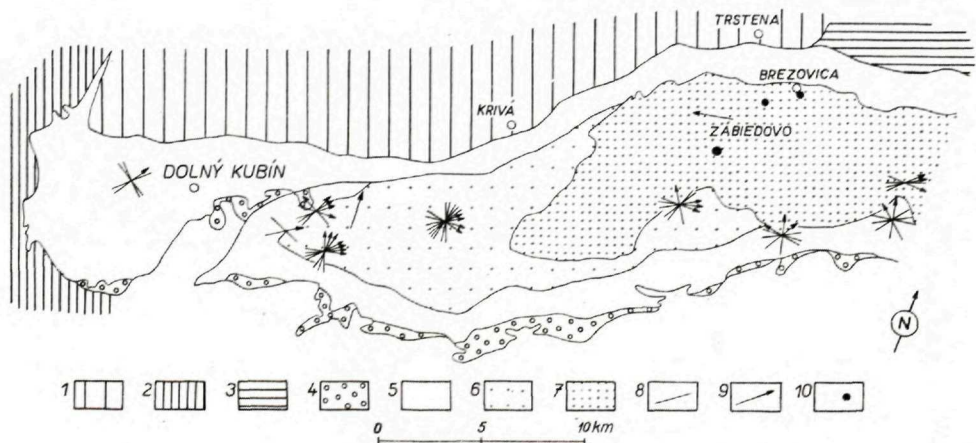
V bielopotockých vrstvách sa vyskytujú stopy po lezení pravdepodobne gastropód typu *Subphyllochora* (tab. XXXIII, obr. 3). Našli sa aj stopy po lezení červov *Palaeobullia* a stopy po vlečení.

Žliabkové stopy, alebo rozmyvové stopy ("flute casts") sa nachádzajú na spodnej vrstevnej ploche ako valčeky predĺžené jedným smerom (tab. XXXIII, obr. 4).

Erozívne ryhy a kanály, často sa vyskytujúce v oblasti Chlebníc a Oravskej Poruby, vznikli súčasne so vznikom samotnej vrstvy, erodujúci prúd zároveň uložil na to isté miesto hrubozrnný klastický materiál.

Z textúr na vrchnom povrchu vrstiev v mapovanom území sa našli iba drobné paralelné čeriny rádove asi 1 cm veľké, hlavne v ílovitých pieskovcoch a piesčitých ílovcoch zakopanských vrstiev.

Orientované prúdové textúry vznikali prínosom materiálu unášaného kaloými prúdmi. Odrážajú smer transportu materiálu v panve a poskytujú tak dôležité údaje o hydrodynamických pomeroch v panve a o zdrojových oblastiach detritického materiálu. Pribeh smeru prúdov v študovanej oblasti ukazuje obr. 1. Merania sú zanesené do mapky v mierke 1:200 000. Ako podklad som použila geologickú mapu 1:200 000 list Banská Bystrica a Trstená (oblasť Dolného Kubína a Chlebníc som totiž nemapovala). V tejto mape sú ešte odlišované chochoľovské a ostryszské vrstvy, ktoré v práci opisujem ako bielopotocké vrstvy.



Obr. 1 Mapa orientácie prúdových stôp. Merítko 1:200 000
Fig. 1 The map of the oriented flow structures orientation: 1:200 000

Mineralógia a granulometria flyšových pieskovecov

Najpočetnejšou stavebnou zložkou flyšových pieskovecov je *kremeň*. Jeho priemerný obsah v mapovanej oblasti je 81,4 %, v oblasti Dolný Kubín—Chlebnice 66,7 %. Zrná sú spravidla izometrické, niekedy s undulóznym zhášaním. Častý je jav korózie kremenných zŕn vápniťým tmelom, až vznikajú skeletové formy.

Ďalšou zložkou sú *živce* draselné aj plagioklasy, bázicity albit—oligoklas až andezín. Ich priemerný obsah v mapovanej oblasti je 5,75 %, v oblasti D. Kubín—Chlebnice 5,95 %. Zrná sú slabo opracované, sericitizácia nie je bežná.

Z akcesorických minerálov je zastúpený zirkón, rutil, turmalín, apatit a granát, ktorý spolu s pyritom tvorí v laminovaných pieskovecoch tmavé laminy. Častý je pyrit v kryštalickej forme i ako výplň schránok foraminifér.

Bežne sa vyskytujú *sludy*, muskovit častejšie ako biotit. Biotit je slabo pleochroický, obyčajne vybielený s odmiešaninami Fe.

Úlomky foraminifér sa nachádzajú v pieskovecoch z oboch oblastí, pričom v oblasti D. Kubín—Chlebnice sú častejšie. Nedajú sa určiť ani rodovo, až na jeden už uvedený výskyt.

Horninové úlomky tvoria horniny vyvrelé, metamorfované (fylity), efuzívne, kremence, rohovce a karbonátové horniny (najmä vápence a dolomity).

Zuholnatené úlomky rastlín sú nazhromaždené hlavne na vrstevných plochách jemnozrnnejších typov pieskovecov, najmä v pieskovecoch zakopanských vrstiev.

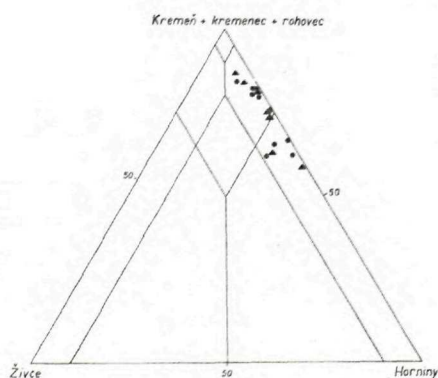
Základnú hmotu tvorí jemnozrnny klastický materiál s ílovými minerálmi. Jej priemerný obsah v mapovanej oblasti je 13,95 %, v oblasti D. Kubín—Chlebnice 11,18 %.

Cement je chemický, karbonátový, pórový, jeho priemerný obsah v mapovanej oblasti je 15,8 %, v oblasti D. Kubín—Chlebnice 22,65 %.

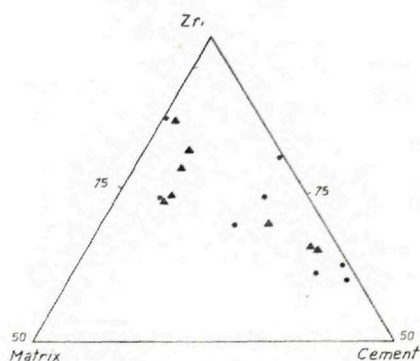
Výsledky planimetrických analýz uvádza tabuľka 1. Na klasifikáciu pieskovecov bol použitý trojuholníkový diagram podľa E. McBrida (1963). Na základe ich mineralogického zloženia spadajú do poľa sublitických a litických pieskovecov (obr. 2). Pomer obsahu zŕn, základnej hmoty a cementu ukazuje obr. 3.

Dôležité genetické údaje poskytujú zrnitostné analýzy pieskovecov. Zrnitostné analýzy boli zhotovené z výbrusov, v každom výbruse bolo zmeraných 500 zŕn. Z nameraných údajov boli zostrojené zrnitostné krivky (obr. 4, 5, 6, 7) a z nich ďalej vypočítané základné štatistické štruktúrne parametre: stredný rozmer zrna M_z , koeficient vytriedenia σ_I , koeficient asymetrie Sk_I a koeficient zahrotenia K_G podľa vzorcov R. L. Folka a W. C. Warda (1957), a tiež parametre So_s ("simple sorting measure"), α_s ("simple skewness measure")

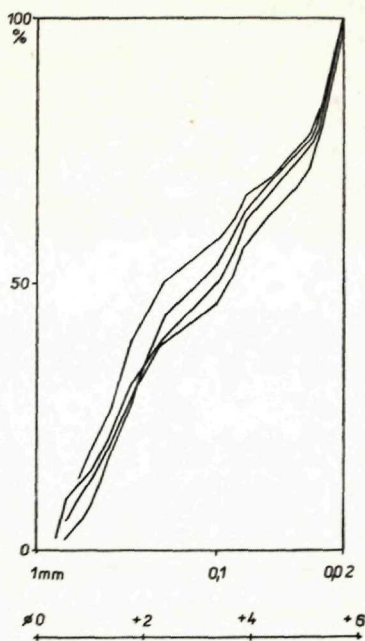
vz.		min.	kremeň kremeneč rohovec	horniny	živce	základná hmota	cement	zrná	
Mapovaná oblasť	zakopanské v.	11/65 Blatná	80,0	17,1	3,15	13,3	0,4	86,4	
		12/65 Blatná	80,9	7,9	11,2	10,25	18,63	85,90	
		14/65 Blatná	79,5	18,7	1,7	20,0	9,6	70,40	
		15/65 Blatná	83,0	15,2	1,6	11,75	18,85	69,40	
		16/65							
		Habovka 17/65	75,8	23,9	0,3	7,3	27,6	65,15	
	bielopotocké v.	Orav. B. Potok 19/65	83,6	15,2	1,2	12,0	6,65	81,35	
		Orav. B. Potok 7/65	84,5	12,8	2,3	14,5	7,05	78,45	
		Orav. Poruba 9/65	61,6	30,6	8,8	6,5	18,8	74,7	
		Srňacie 10/65	62,0	36,2	1,8	1,1	36,45	62,45	
		Srňacie 2/65	66,5	32,2	1,3	1,95	38,5	60,0	
		Pokryvác 3/65	73,2	25,7	1,1	7,05	24,15	68,8	
		Pokr. — Puc. 5/65	58,7	40,0	1,3	2,5	32,5	65,0	
		Chlebnice 6/65	75,4	23,2	1,4	21,25	6,8	74,95	
		Chlebnice	62,7	30,0	7,3	18,2	7,1	74,7	



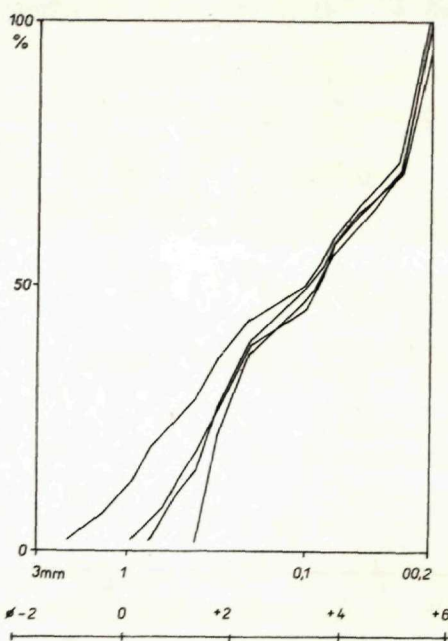
Obr. 2 Trojuholníkový diagram podľa McBride (1963) pre klasifikáciu pieskovcov. ● — zakopianske vrstvy; ▲ — bielopotocké vrstvy
Fig. 2 Triangle diagram according to McBride (1963) for the classification of sandstones. ● — the Zakopane beds; ▲ — the Biely Potok beds



Obr. 3 Diagram pomeru obsahu zrn, základnej hmoty a cementu
Fig. 3 Diagram of the grain-matrix-cement ratio



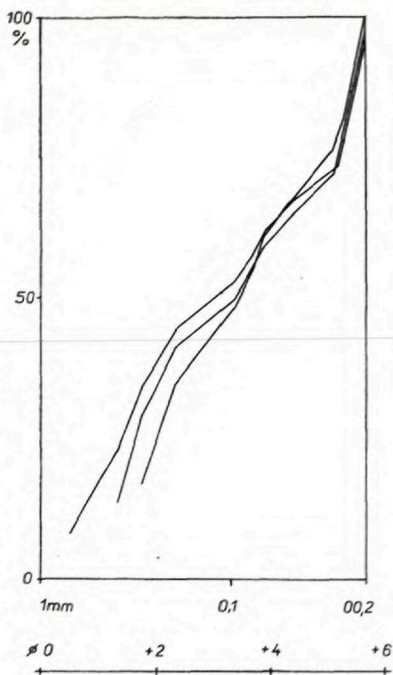
Obr. 4 Kumulatívne distribučné krivky pieskovcov, zakopanské vrstvy, oblasť Zábiedovo—Oravice
 Fig. 4 Cumulative distribution curves of sandstones, the Zakopane beds, Zábiedovo—Oravice region



Obr. 5 Kumulatívne distribučné krivky pieskovcov, zakopanské vrstvy, oblasť D. Kubín—Chlebnice
 Fig. 5 Cumulative distribution curves of sandstones, the Zakopane beds, D. Kubín—Chlebnice region

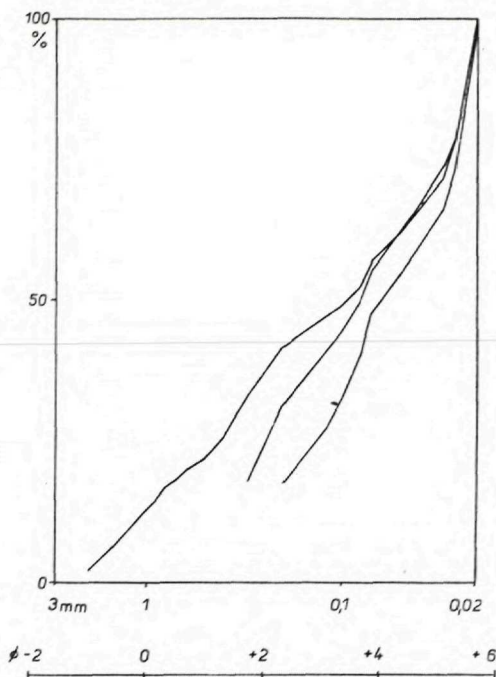
a α_M ("simple skewness measure (mode)") podľa vzorcov G. M. Friedmana (1967). Hodnoty jednotlivých parametrov v jednotkách uvádza tabuľka 2.

Zakopanské pieskovce sú jemnozrnné, s hodnotami stredného rozmeru zrna $2,5 \varphi - 4,2 \varphi$. Koeficient vytriedenia kolíše v medziach $0,82 \varphi - 1,35 \varphi$, čo znamená, že pieskovce sú mierne až slabo vytriedené (R. L. Folk — W. C. Ward 1957, G. M. Friedman 1962). Koeficient asymetrie SK_I má krajné hodnoty $-0,1 \varphi$ až $+0,16 \varphi$. Tieto hodnoty sú blízke nule, čo znamená, že distribúcia je takmer symetrická, s približne rovnakým zastúpením hrubej aj jemnej frakcie. Koeficient špicatosti má hodnoty v rozmedzí $0,78 \varphi - 1,26 \varphi$, čo znamená, že distribúcia je viac-menej normálna ($K_G = 1$), bez prevahy jemnej či hrubej frakcie. Parameter So_S má krajné hodnoty $1,2 \varphi - 1,9 \varphi$, parameter α_S $-0,6 \varphi$ až $+1,8 \varphi$, parameter α_M $-1,8 \varphi$ až $+2,0 \varphi$. Posledné tri parametre sa počítajú z hodnôt 5. a 95. percentilu. Hodnoty najmä 95. percentilu sú pomerne skreslené, pretože zakopanské pieskovce obsahujú až 20,6 % základnej hmoty, ktorá predstavuje najjemnejšiu frakciu, nemerateľnú vo výbrusovej granulometrickej analýze. Preto je krivka v jej jemnozrnej



Obr. 6 Kumulatívne distribučné krivky pieskovcov, bielopotocké vrstvy, oblasť Zábiedovo—Oravice

Fig. 6 Cummulative distribution curves of sandstones, the Biely Potok beds, Zábiedovo—Oravice region



Obr. 7 Kumulatívne distribučné krivky pieskovcov, bielopotocké vrstvy, oblasť D. Kubín—Chlebnice

Fig. 7 Cummulative distribution curves of sandstones, the Biely potok beds, D. Kubín—Chlebnice region

časti nepresná, a tým sú hodnoty 95. percentilu a parametrov $S_{0.95}$, α_S a α_M skreslené. Uvádzam ich kvôli úplnosti údajov.

Hodnoty štatistických štruktúrnych parametrov pieskovcov z oboch študovaných oblastí nevykazujú odlišnosti (pozri tab. 2).

Bielopotocké pieskovce sú jemnozrné, krajné hodnoty stredného rozmeru zrna sú $3,0 \varphi$ — $3,5 \varphi$. Koeficient vytriedenia sa pohybuje v medziach $0,92\varphi$ — $1,38 \varphi$, to znamená, že pieskovce sú podľa stupnice R. L. Folk a W. C. Warda (1957) a G. M. Friedmana (1962) mierne až slabo vytriedené. Tak isto ako zakopanské, aj bielopotocké pieskovce majú takmer symetrickú distribúciu, hodnoty Sk_I sú blízke nule, od $-0,15 \varphi$ do $0,0 \varphi$. Distribúcia je mierne asymetrická smerom k hrubozrnej frakcii. Hodnoty K_G sú v medziach $0,75 \varphi$ — $1,16 \varphi$, distribúcia sa blíži k normálnej. Parameter $S_{0.95}$ má krajné hodnoty $1,6 \varphi$ — $2,2 \varphi$, α_S $-0,6 \varphi$ do $+0,5 \varphi$, α_M $-0,6 \varphi$ do $+1,9 \varphi$. Hodnoty štatistických štruktúrnych parametrov v mapovanej oblasti a v oblasti Dolný Kubín—Chlebnice nevykazujú rozdiely.

par.		M _Z	σ _I	Sk _I	K _G	So _S	α _S	α _M	
									vz.
Oblasť D. Kubín – Chlebnice	Mapovaná oblasť	11/65 Blatná	2,5	1,07	0,04	0,78	1,9	1,8	1,6
		12/65 Blatná	3,1	1,1	0,06	1,2	1,85	0,1	-0,1
		14/65 Blatná	3,4	1,27	-0,08	1,0	1,17	-0,2	0,2
		15/65 Blatná	3,0	1,05	0,16	0,90	1,75	0,9	2,0
		16/65 Habovka	3,3	0,92	-0,04	1,10	1,6	0,2	0,4
		17/65 Orav. B. Potok	3,0	1,1	0,0	0,90	1,85	0,5	1,9
		19/65 Orav. B. Potok	3,3	1,18	-0,05	0,86	1,85	0,1	0,3
		7/65 Oravská Poruba	3,4	1,35	-0,14	0,80	2,1	-0,6	-0,2
		9/65 Srňacie	3,6	0,95	-0,1	1,26	1,65	-0,1	0,7
	bielopotocké v. zakopanské v.	10/65 Srňacie	4,2	0,82	0,14	0,90	1,2	0,0	-1,8
		2/65 Pokryváč	3,1	1,38	-0,15	0,86	2,2	-0,6	-0,6
		3/65 Pokr. – Puc.	3,3	1,19	-0,02	0,75	1,8	0,0	0,2
		5/65 Chlebnice	3,4	1,19	-0,08	0,82	1,9	-0,2	1,2
		6/65 Chlebnice	3,5	1,20	-0,03	0,76	1,75	-0,1	0,3

Grafické závislosti medzi jednotlivými parametrami nevykazujú žiaden významný trend a vzťahy (pravdepodobne pre nízky počet meraní) nie sú štatisticky významné.

Záver

Bazálne súvrstvie v mapovanom území tvorí neúplný vrstevný sled vrchného lutétu až priabónu. Materiál tohto súvrstvia pochádza z mezozoického podkladu, na ktorý bazálne súvrstvie transgredovalo. Prechod z bazálneho súvrstvia do flyšového je pozvoľný, prejavuje sa pribúdaním pelitických hornín vo vrchnej časti bazálneho súvrstvia. Zakopianske vrstvy sa vyznačujú prevahou pelitických hornín nad psamitickými. Ich stratigrafický rozsah je vrchný lutét až vrchný eocén. Vývoj zakopanských vrstiev je príbuzný vývoju v poľskej časti Podhalskej panvy. Aj prechod medzi zakopanskými a bielopotockými vrstvami je pozvoľný. Stratigrafický obsah bielopotockých vrstiev je vrchný eocén.

V modálnom a granulometrickom zložení pieskovcov neboli zistené podstatnejšie rozdiely ani medzi zakopanskými a bielopotockými vrstvami, ani medzi mapovanou oblasťou a oblasťou Dolný Kubín—Chlebnice. Väčší rozdiel je iba v obsahu úlomkov hornín a v obsahu kremeňa. Taktiež fauna foraminifér je hojnejšia v bielopotockých pieskovcoch z oblasti D. Kubín—Chlebnice ako z mapovanej oblasti. Pieskovce sú jemnozrnné, mierne až slabo vytriedené, bez výraznejšej prevahy jemnozrnnnej alebo hrubozrnnnej frakcie.

Po faciálnej stránke sa sv. časť panvy líši od jz. tým, že v jz. časti panvy sa vyskytujú bridlice menilitového typu so šupinami rýb a nevyskytujú sa pelokarbonátové horniny v zakopanských vrstvách. V sv. časti panvy sú pelokarbonátové horniny bežné.

Flyšové vrstvy sa vyznačujú prítomnosťou orientovaných prúdových textúr. Výsledky meraní orientovaných prúdových textúr a smeru sklonu dlhých osí valúnov indikujú smer transportu materiálu od JZ pozdĺžnym (longitudinálnym) smerom vzhľadom k terajšiemu tvaru panvy. Merania, ktoré robili R. Marschalko a A. Radomski (1960), lokalizujú zdrojovú zónu na S a SZ od Dolného Kubína. Petrografické zloženie valúnov (M. Mišík — O. Fejdiová — E. Köhler 1968) nasvedčujú tomu, že najväčšia časť materiálu pochádza zo západu, prípadne zo severozápadu z oblasti bradlového pásma. Z uvedených faktov vyplýva, že zdrojová oblasť bola situovaná na S a SZ v priestore bradlového pásma. Okrajové časti panvy, v ktorých by sa nachádzali prúdové textúry kolmé na smer meraných textúr, sú buď erodované, alebo prekryté bradlovým pásmom. Prúdy, nesúce materiál zo zdrojovej zóny, sa v centrálnej časti panvy stáčali do smeru paralelného s osou panvy a materiál transportovali pozdĺžnym smerom.

Do tlače odporučil R. Marschalko

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1931: Stratigrafia podhalského flyše v jeho JZ zakončení. Věstník SGÚ VII/2, Praha. — [2] Andrusov D., 1965: Geológia čs. Karpát III. Vydav. SAV, Bratislava. — [3] Birkenmajer K., 1959: Systematyka warstwowań w utworach fliszowych i podobnych. Studia geol. Pol. VIII, Warszawa. — [4] Bystrická H., 1968: Le Discoasteridae du Paléogène des Carpates Occidentales. Acta geol. et geogr. Univ. Comeniana, Geol. 17, Bratislava. — [5] Džułyński S. — Ślęcka A., 1959: Przykład erozji dna basenu fliszowego. Roczn. pol. Tow. geol. XXIX/4, Warszawa. — [6] Džułyński S. — Radomski A., 1955: Pochodzenie śladów wleczenia na tle teorii prądów zawieszinowych. Acta geol. pol. V/1, Warszawa. — [7] Fejdiová O., 1967: Geologický vývoj podhalského paleogénu na Orave. Manuskript — archív PFUK, Bratislava. — [8] Folk R. L., Ward, W. C. 1957: Brazos River bar: a study in the significance of grain-size parameters. J. Sediment. Petrol. 27, Tulsa. — [9] Friedman G. M., 1962: On sorting, sorting coefficients and the lognormality of the grain-size distribution

of sandstones. *J. Geol.* 70/6, Chicago. — [10] Friedman G. M., 1967: Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. *J. Sediment. Petrol.* 37/2, Tulsa. — [11] Gołab J., 1959: Zarys stosunków geologicznych fliszu zachodniego Podhala. *Biul. Inst. geol.* 149, Warszawa. — [12] Jablonský J., 1961: Geologický výskum podhalského paleogénu medzi Hutami a Studenou dolinou. Manuskript — archív PFUK, Bratislava. — [13] Marschalko R. — Radomski A., 1960: Wstępne wyniki badań nad kierunkami transportu materiału w basenie fliszowym centralnych Karpat. *Rocz. pol. Tow. geol.* XXX, Warszawa. — [14] McBride E. F., 1963: A classification of common sandstones. *J. Sediment. Petrol.* 33/3, Tulsa. — [15] Michalik A., 1959: Tufity we fliszu podhalańskim. *Kwart. geol.* 3/2, Warszawa. — [16] Mišík M. — Fejdiová O. — Köhler E., 1968: Parakonglomeráty s exotickým materiálom z vyšších súvrství podhalského paleogénu Oravy. *Geol. práce, Správy* 46, GÚDŠ, Bratislava. — [17] Książkiewicz M., 1952: Uwarstwienie frakcyjne i laminowane we fliszu karpackim. *Rocz. pol. Tow. geol.* XXII/4, Warszawa. — [18] Radomski A., 1958: Charakterystyka sedimentologiczna fliszu podhalańskiego. *Acta geol. pol.* VIII, Warszawa. — [19] Samuel O. — Salaj J., 1968: Microbiostratigraphy and Foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. GÚDŠ, Bratislava. — [20] Sokolowski S., 1959: Zdjęcie geologiczne strefy eocenu nummulitowego wzdłuż polnocnego brzegu Tatr Polskich. *Biul. Inst. geol.* 149, Warszawa. — [21] Pícha F., 1964: Výsledky sedimentologického výzkumu v paleogénu centrálních Karpat. *Záp. Karpaty* 2, GÚDŠ, Bratislava.

O. FEJDIOVÁ

GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE PODHALIE PALEOGENE IN ORAVA

(Summary of the Slovak text)

The Central Carpathian Paleogene in Orava was mapped by the author in the NE region (between Zábiedovo and Oravice). The additional measurements of oriented flow structures were taken from the SW region (Dolný Kubín—Chlebnice). Paleogene is formed by Basal formation, Zakopane beds and Biely Potok beds in the studied area.

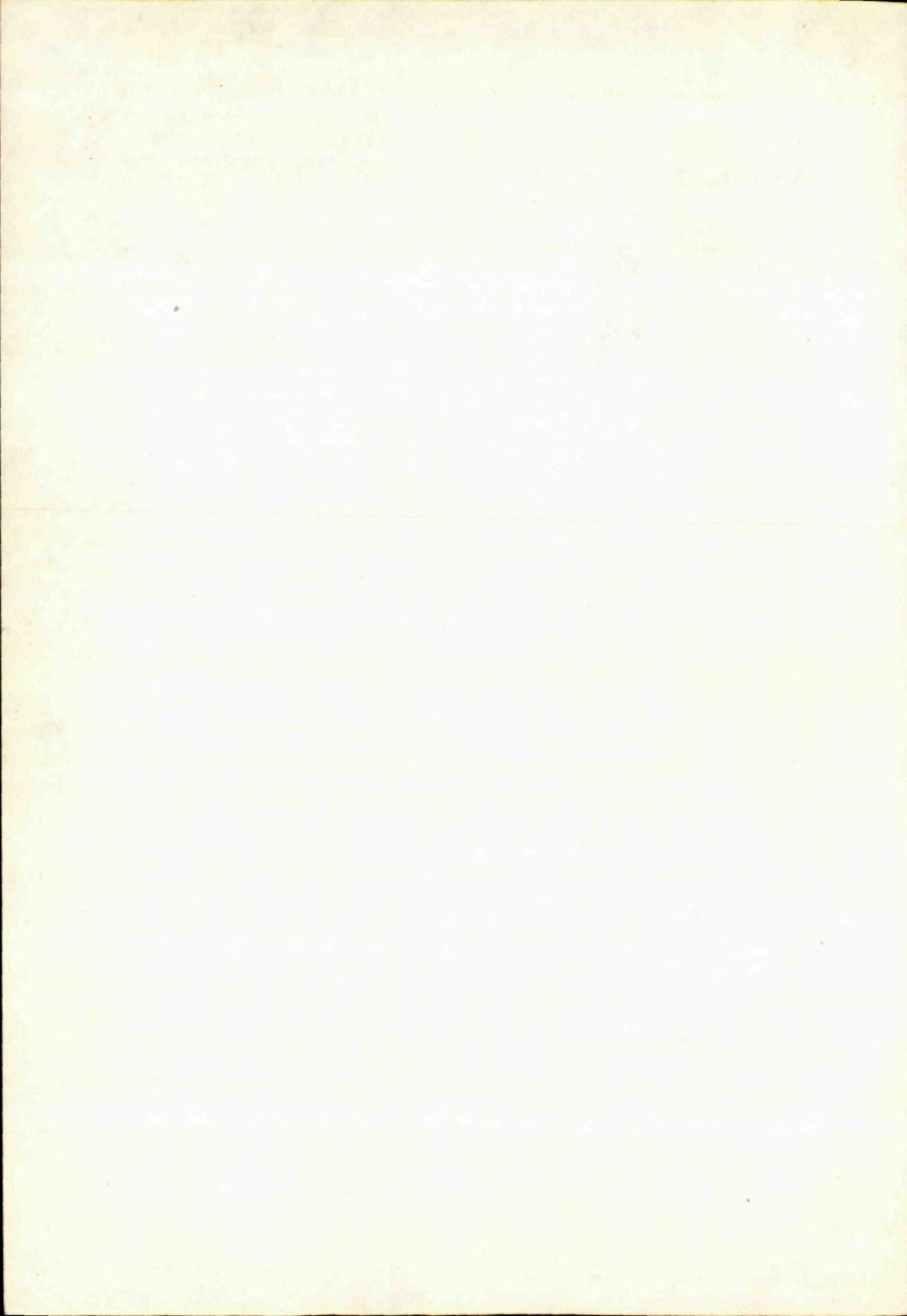
The Basal formation is presented by an uncomplete bed sequence, the stratigraphic content of which includes the upper part of Middle Eocene up to Upper Eocene. Detrital material of the Basal formation was derived from the Mesozoic basement, over which this formation transgressed. The transition between Basal formation and Flysch is gradual, manifested with the increase of pelitic sediments in the upper part of the formation. The Zakopane beds have the predominance of pelitic over psammitic sediments. Their stratigraphic content includes Upper Lutetian up to Upper Eocene. The development of Zakopane beds is analogous to the development in the Polish part of Podhale basin. Transition between Zakopane beds and Biely Potok beds is gradual too. Stratigraphically they present Upper Eocene and have the predominance of psammitic material.

No important differences in the modal and granulometric composition of Flysch sandstones have been found, either between the studied regions, or between Zakopane and Biely Potok beds. There is more significant difference only in the content of rock fragments and quartz. Also shells of Foraminifera are more abundant in sandstones of Biely Potok beds in the region of Dolný Kubín—Chlebnice than in the mapped region. Sandstones are fine-grained, moderately up to poorly sorted, without any significant excess of fine or coarse-grained particles.

NE part differs from SW part of the basin in the facial aspect. Atypical menilite beds with the fish scales occur in the Zakopane beds and do not occur pelocarbonate rocks. On the other hand, pelocarbonate rocks are common in the NE part of the basin.

The oriented flow structures are a valuable source of data about the transport direction and situation of the source area of elastic material. On the basis of pebble orientation from the exotic conglomerates, elastic material can be derived from the source area situated to the N and NW, in the space of the Klippen Belt. Currents transporting material have changed their direction in the basin as to be parallel to basin axis (SW—NE) and material was spread along it.

Preložila autorka



TIBOR ĎURKOVIČ*

**SEDIMENTÁRNO-PETROGRAFICKÝ VÝSKUM PROČSKÝCH VRSTIEV
BEŇATÍNSKEHO FLYŠU NA VÝCHODNOM SLOVENSKU**

(4 obr. v texte, 2 tab. na kriede, anglické resumé)

Abstract. In the present work the results of the lithologic and sedimentary petrographic investigation of Proč beds (Beňatina Flysch) in East Slovakia are given.

Na základe genetického vývinu bradlového paleogénu, jeho stratigrafického objemu, litologickej charakteristiky a tektonickej spätosti s predpaleogénnym podkladom vyčlenili B. Leško — O. Samuel (1968) paleogénne súvrstvie bradlového pásma tak z magurskej flyšovej skupiny, ako aj z centrálnokarpatského flyšu ako paleogénnu jednotku bradlového pásma pod názvom *beňatínsky flyš*.

Pretože sa tento flyš po laramských vrásnivých pohyboch vyvíjal v podmienkach členitého bradlového priestoru a v priebehu morskej transgresie v rôznych zónach paleocénu až spodného oligocénu, odlíšili cit. autori v ňom vývin severný — inovecký a vývin južný — centrálnokarpatský. Stratigrafický objem inoveckého vývinu zahrnuje podľa B. Leška — O. Samuela (l. c.) vyšší spodný paleocén až oligocén.

Pročské vrstvy

Najspodnejším členom vrstevného sledu inoveckého vývinu je pročské súvrstvie, zložené zo strednorytmického až hruborytmického flyšu. Stratigrafický rozsah pročských vrstiev určili B. Leško — O. Samuel (l. c.) v rozpätí spodný paleocén — spodný eocén.

Sedimentologický výskum pročských vrstiev sme robili na lokalite Domaša (defilé pri priehradnom múre). Pročské vrstvy na študovanej lokalite sú tvorené flyšovými rytmickými postupnosťami, kde sa v podstate striedajú dva litologické typy, a to drobnorytmický a hruborytmický flyš (obr. 1).

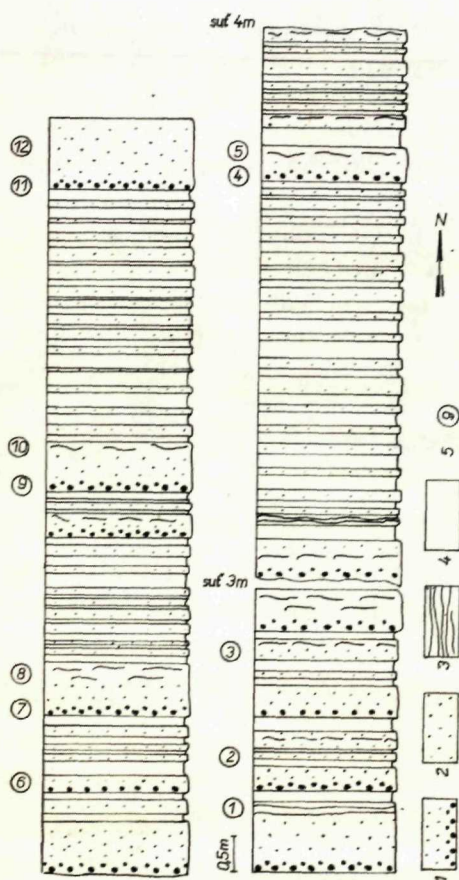
* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

Mocnosť klastických sedimentov sa pohybuje v rozmedzí 5–100 cm. Maximálna mocnosť flovcov je 50–60 cm. Pre lavice detritických vápencov mocnejších ako 30 cm je charakteristické gradačné zvrstvenie (obr. 1).

Medián zrnitosti pre spodnú a vrchnú časť gradačne zvrstvených lavíc ukazuje tieto rozdiely:

	č. vz.	Md	č. vz.	Md	č. vz.	Md
vrchná časť vrstvy	5	0,13mm	8	0,12mm	11	0,17mm
spodná časť vrstvy	4	0,38mm	7	0,32mm	12	0,30mm

Gradačné zvrstvenie vo vrchnej časti lavice prechádza obyčajne do laminácie. Vrstvičky detritických vápencov 10–20 cm mocné sú homogénne zvrstvené, resp. laminované.



Granulometrické zloženie detritických vápencov pročských vrstiev sa pohybuje v rozpätí 0,12–0,38 mm (tab. 1). Základná hmota študovaných sedimentov je karbonátová. Ide o primárnu zložku horniny, zreteľne jemnozrnejšiu ako hrubšie častice, ktoré sú v nej uzatvorené. Tvorí ju jemný karbonátový kal, viac alebo menej rekrytalizovaný. V študovaných horninách bola zistená bazálna základná hmota (prevláda nad hrubšími časticami, ktoré sú v nej uzatvorené) a pórová základná hmota (vypĺňa póry medzi dotýkajúcimi sa hrubšími zrnami). Obsahy základnej hmoty v % pre jednotlivé vzorky sú v tabuľke 1.

Obr. 1 Litologický profil pročskými vrstvami pri Domaši. 1 – gradačne zvrstvené detritické vápence; 2 – homogénne zvrstvenie; 3 – laminácia; 4 – ílovec; 5 – odobraté vzorky

Fig. 1 Lithological cross-section through the Proč beds near the Domaša dam. 1 – Graded-bedded calcarenites; 2 – Homogeneous bedding; 3 – Lamination; 4 – Claystones; 5 – Sampled probes

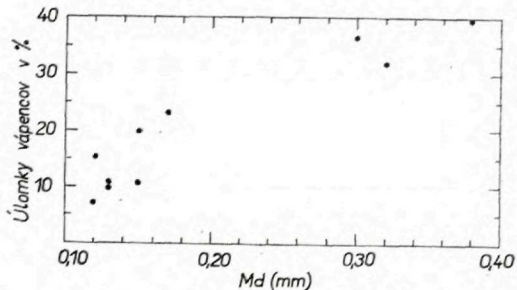
Modálne zloženie detritických vápencov pročských vrstiev

číslo vzorky	1	2	3	4	5	7	8	9	11	12
Medián zrnitosti (mm)	0,12	0,15	0,13	0,38	0,13	0,32	0,12	0,15	0,30	0,17
Karbonátová základná hmota	58,5 %	56,5 %	68,5 %	33,6 %	55,6 %	43,4 %	76,0 %	50,7 %	35,9 %	50,7 %
Úlomky vápencov	15,4	20,0	10,8	40,4	10,0	31,9	7,1	10,8	34,2	23,4
Kremeň + kremenec	11,1	22,9	18,4	18,0	14,9	17,0	15,6	36,0	19,8	23,4
Živce	0,5		2,0	3,4		1,6	0,6	1,5	5,4	2,4
Úlomky bázik				1,8		1,3	0,1	0,6	0,9	
Rohovce		0,6	0,3	2,8		4,0	0,6	0,4	2,8	0,1
Zvyšky organizmov	14,2				19,5	0,8			1,0	

Úlomky vápencov. Zastúpenie vápencového detritu v študovaných horninách je premenlivé a kolíše v rozmedzí 7,1–40,4 % (tab. 1). Úlomky vápencov sú v porovnaní s kremennými zrnami pomerne lepšie opracované. Prevládajú zrnité vápence nad kalovými, ojedinele kalpionelovými vápencami. Vzťah medzi Md zrnitosti a % zastúpením vápencových úlomkov v študovaných horninách graficky znázorňuje obr. 2. Ako vidieť z diagramu na obr. 2 so vzrastajúcim Md zrnitosti vzrastá aj obsah vápencových úlomkov.

Obr. 2 Vzťah medzi mediánom zrnitosti detritických vápencov a percentuálnym zastúpením vápencového detritu v pročských vrstvách

Fig. 2 Relationship between Md diameter of calcarenites and percentual content of carbonate detritus in the Proč beds



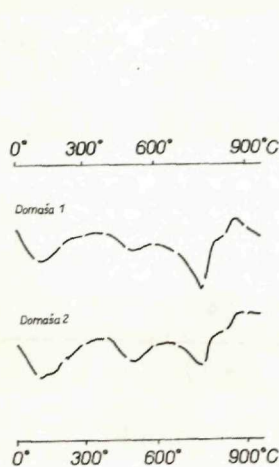
Kremeň + kremenec sa tu vyskytujú v rozmedzí 11,1–36,0 % (tab. 1). Dominuje kremeň, väčšinou subangulárneho tvaru. Obsah rohovcov v detritických vápencoch pročských vrstiev sa pohybuje v rozmedzí 0,1–4,0 %. Sú tu zastúpené mikrokryštalické variety, tvorené kremeňom a ojedinele chalcédonom. Obsah živcov sa pohybuje v rozmedzí 0,5–5,4 %. Prevládajú kyslé plagioklasy nad ortoklasom a sporadickým mikroklínom. Častá je kalcifikácia ortoklasov a plagioklasov. Úlomky bázických hornín sa vyskytujú sporadicky. Ide o úlomky bázik melafýrového, resp. diabázového typu bližšie neurčiteľných.

Zvyšky organizmov sú zastúpené premenlivo (1,0–19,5 %). Pri zvýšenom obsahu organogénnej zložky možno v niektorých prípadoch hovoriť o organogénno-detritických vápencoch. Zvyšky organizmov sú reprezentované hlavne

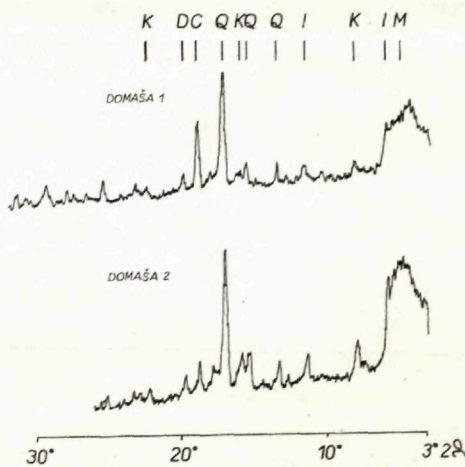
koralinnými riasami, diskocyklínami, úlomkami globigerín, ojedinele globotrunkán.

Akcesoricky sa vyskytuje zirkón, muskovit, úlomky fylitov a glaukonit.

Ílovce pročských vrstiev majú svetlosivú farbu. Mineralogický rozbor ílovcov sme robili metódami DTA a RTG (obr. 3, 4) s týmito výsledkami: kremeň, kaolinit, montmorillonit, illit, kalcit a dolomit.



Obr. 3 DTA krivky z ílovcov pročských vrstiev
Fig. 3 DTA curves of claystones from the Proč beds



Obr. 4 RTG záznamy z ílovcov pročských vrstiev.
K — kaolinit, D — dolomit, C — kalcit, Q — kremeň, I — illit, M — montmorillonit
Fig. 4 X-ray records on claystones of the Proč beds.
K — kaolinite, D — dolomite, C — calcite, Q — quartz, I — illite, M — montmorillonite

tabuľka 2

Chemické analýzy ílovcov pročských vrstiev

	1.	2.	3.
SiO ₂	50,90 %	54,08 %	48,27 %
Al ₂ O ₃	13,64	15,57	14,67
Fe ₂ O ₃	4,34	2,81	1,88
FeO	0,58	2,39	2,94
MnO	0,02	0,09	0,15
TiO ₂	0,30	0,74	0,67
P ₂ O ₅	0,09	0,20	0,11
CaO	10,31	5,90	10,25
MgO	1,34	2,64	2,75
Na ₂ O	0,72	0,69	1,18
K ₂ O	2,56	2,05	2,06

1. Chemické zloženie ílovcov pročských vrstiev, aritmetický priemer z dvoch analýz.
2. Priemerné chemické zloženie ílovcov dukelskej jednotky (141) analýz, T. Ďurkovič 1969.
3. Priemerné chemické zloženie ílovcov centrálnokarpatského paleogénu (21 analýz), T. Ďurkovič. 1970

Chemické zloženie ílovcov a porovnanie ich výsledkov s chemickým zložením ílovcov dukelskej jednotky a centrálnokarpatského paleogénu je obsiahnuté v tabuľke 2. Ílovce pročských vrstiev v porovnaní s horeuvedenými ílovcami majú vyšší priemerný obsah Fe_2O_3 , CaO , K_2O . U ostatných oxidov boli zistené nižšie obsahy ako v porovnávacom materiáli. Zaujímavý je približne rovnaký obsah CaO v študovaných ílovcoch a v ílovcoch centrálnokarpatského paleogénu.

Záver

Klastické sedimenty pročských vrstiev sú tvorené detritickými vápencami, ktoré sú tu dominujúcim litotypom. Je to podstatný rozdiel porovnaní s ostatnými sedimentmi flyšového pásma na východnom Slovensku, kde sa detritické, resp. organogénno-detritické vápence vyskytujú sporadicky a z klastických sedimentov dominujú drobové pieskovce a droby (T. Ďurkovič 1966). Za zdroj vápencového detritu treba s najväčšou pravdepodobnosťou považovať karbonátové sedimenty mezozoika bradlového pásma. Pročské vrstvy majú štruktúrne a textúrne znaky turbiditných formácií.

Do tlače odporučil R. Marschalko

LITERATÚRA

[1] Ďurkovič T., 1966: East Slovakian Flysch Sediments. ZGV — Západné Karpaty 6, Bratislava. — [2] Ďurkovič T., 1969: Mineralogický a geochemický výskum ílovcov dukelskej jednotky. Geol. práce, Správy 49, Bratislava. — [3] Ďurkovič T., 1970: Sedimentárno-petrografický výskum centrálnokarpatského paleogénu širšieho okolia Bojníc. Geol. práce, Správy 52, Bratislava. — [4] Leško B. — Samuel O., 1968: Geológia východoslovenského flyšu. SAV, Bratislava.

TIBOR ĎURKOVIČ

SEDIMENTARY-PETROGRAPHIC RESEARCH OF PROČ BEDS OF BEŇATINA FLYSCH IN EASTERN SLOVAKIA

(Summary of the Slovak text)

The Proč beds composed of medium and coarse-rhythmical flysch represent the lowest constituent of the bed sequence of the Inovce formation. Stratigraphic diapason of the Proč beds have been determined by B. Leško — O. Samuel (1968) to Lower Palaeocene — Lower Eocene. The Proč beds were sedimentologically investigated on the locality of Domaša dam. Here the Proč beds consist of flysch rhythmical sequences, where two lithological types alternate, i. e. fine and coarse-rhythmical flysch in vertical sense. (Fig. 1.).

Thickness of elastic sediments moves within 5—100 cm. The max. thickness of claystones is 50—60 cm. Beds of calcarenites exceeding 30 cm in thickness are characterized by graded bedding (Fig. 1). In the top part of a bed the graded bedding usually passes

into lamination. Minor beds of calcarenites, 10–20 cm thick are homogenous or laminated.

Granulometric composition of calcarenites in the Proč beds moves within 0,12–0,38 mm. (Tab. 1). The matrix of sediments studied is carbonate. It is the primary component of the rock, evidently finer-grained than the coarser parts enclosed in the matrix. It is composed of fine carbonate mud, more or less recrystallized. In the rocks studied basal and porous matrix have been found. Percentual contents of matrix in the separate samples are presented in Tab. 1.

Fragments of limestones. The amount of limestone fragments in the rocks studied is variable, fluctuating within 7,1–40,4 %. (Tab. 1). Limestone fragments are better rounded when compared with quartz grains. Granular limestones prevail over muddy, or *Calpionella* limestones. Graphically (Fig. 2.) the relation between Md of granulometry and percentual representation of limestone fragments has been illustrated for the rocks studied. The diagram on Fig. 2. shows that with the increasing Md, the amount of limestone fragments increases as well.

In the rocks studied, quartz and quartzites occur in amounts within 11,1–36,0 % (Tab. 1). Quartz of subangular shape predominates. The chert contents in calcarenites of the Proč beds move within 0,1–4,0 %. Present are microcrystalline varieties formed of quartz, rarely of chalcedony. The feldspar contents move within 0,5–5,4 %. Acid plagioclases prevail over orthoclases and sporadic microclines. Frequent is calcification of feldspars. Fragments of basic rocks display sporadic occurrences. Such are fragments of basic rocks of melaphyry or diabase type that cannot be examined more closely.

Organic remains show variable representation (1,0–19,5 %). Sometimes the content of organogene component is increased – this is the case of organo-detritic limestones. Organic remains are mainly represented by discocyclines, globigerines, rarely globotruncanes. Occurrences of zircon, muscovite, fragments of phyllites and galuconite are accessory.

Claystones of the Proč beds are light-grey in colour. Mineralogical analyses of claystones have been done by DTA and X-ray methods (Fig. 3, 4), with the following results: quartz, kaolinite, montmorillonite, illite, calcite, dolomite. Chemical composition of claystones is presented in Tab. 2. The results of chemical analyses have been compared with the chemical composition in Dukla Unit and in Central-Carpathian Paleogene (Tab. 2). In comparison with the latter, claystones of the Proč beds display increased average contents of Fe_2O_3 , CaO, K_2O . In other oxides the contents were lower than in the comparative material. Interesting is almost equal content of CaO in the claystones studied and in the claystones of Central-Carpathian Paleogene.

Conclusion

Clastic sediments of the Proč beds are composed of calcarenites representing a dominant lithotype here. It is substantial difference in comparison with other sediments of the Flysch Belt in Eastern Slovakia, where the occurrences of calcarenites or organogene-detritic limestones are sporadic, and among elastic sediments subgreywackes and greywackes predominate in the Magura Flysch Zone, as well as in Dukla Unit. (T. Ďurkovič 1966). In the separate bed sequences of the Magura Flysch and in Dukla Unit the transport of carbonate detritus was episodic, while in the Proč beds it was predominant. Most probably carbonate sediments of the Mesozoic of the Klippen Belt should be considered the source of carbonate detritus.

Preložila E. Jassingerová

MAGDA MARKOVÁ*—RUDOLF MEIER**

TERCIÉRNE EVAPORITY V PODLOŽÍ NEOVULKANITOV KRUPINSKEJ VRCHOVINY

(2 obr. v texte, 10 tab. na kriede, anglické resumé)

Abstract. The facies of carbonate-sulphate evaporites of the Oligocene age as proved by palynology has been found by drilling in the south western part of the inner West Carpathians Mts. Cryptocrystalline, well ordered dolomite is the substantial component. Anhydrite pseudomorphoses replaced gypsum or filled cavities and pores or formed fine layers. The beds of volcanic ash have been also dolomitized. The strontium content is $10 \times$ higher than in underlying or overlying sediment and is mostly restricted to celestine identified microscopically or by electron probe microanalyser. The Sr volume decreases with the growing volume of the terrigene component and boron content.

V rámci úlohy „Výskum hlbokého podložia neovulkanitov stredného Slovenska“ situoval M. Kuthan hlboký vrt GK-IV pri obci Bzovík na s. úpätí Krupinskej vrchoviny. Terciérne podložie neovulkanitov dosiahol vrt v hĺbke 790—1155,4 m a pokračoval až do hĺbky 2018 m v horninách pestrého, prevažne zlepcového vývoja prislúchajúcich paleogénu a vrchnej kriede (E. Planderová 1970).

Profil terciéru možno rozdeliť do 7 faciálnych skupín:

- 790— 882 m ílovitý aleurit slienitý — šlír*) — karpat;
- 882— 890 m aleuritický pieskovec — mangánové piesky*) — karpat;
- 890— 941 m piesčitý aleurit slienitý — onkoforové piesky*) — ottngang;
- 941— 987,80 m aleuritický íl — nadložné íly*) — ottngang;
- 987,80—1006 m dolomiticko-ílovitý vápenec so zvyškami uhlia*) — oligo—miocén;
- 1006—1130 m anhydritovo-dolomitové súvrstvie s vložkami klastických sedimentov terigénnych i vulkanogénnych — oligocén-miocén;
- 1130—1155,4 m slienité ílovec, aleurolity a pieskovec s makrofaunou a zuhoľnatými zvyškami rastlín — eocén

V terciérnych sedimentoch V. Kantorová (1970) na základe mikropaleontológie preukázala karpat a ottngang, ktoré potvrdila i E. Planderová (1970) palynologickými analýzami. Na základe peľových analýz označila pod

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

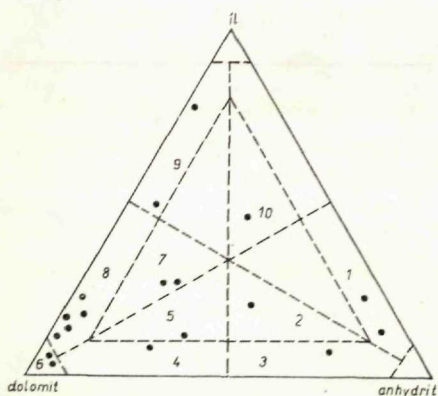
** Deutsche Akademie der Wissenschaften zu Berlin, DDR

*) faciálne členenie helvéty (s. l.) v modrokamenskej uhoľnej panve

nimi ležiace súvrstvie evaporitov ako prechodné oligo-miocénne. P. Snopková (nepubl. údaj) a E. Planderová (1970) pelovými analýzami identifikovali v jeho podloží eocén.

Anhydritovo-dolomitové, evaporitové súvrstvie

Evaporitové súvrstvie má s vložkami klastických sedimentov celkovú mocnosť 124 m (1006,0–1130,0 m). Geneticky k nemu prislúcha i nadložné, 8,2 m mocné súvrstvie dolomiticko-ílovitých vápencov. Evaporitové súvrstvie sa skladá z karbonátovej a síranovej zložky sprevádzanej rozdielnym 8–90 % podielom terigénnej frakcie. Tvoria ho 5 hlavných komponentov: dolomit, kalcit, anhydrit a celestín, íl a kremeň. Ich kombináciou vzniká 10 základných petrografických typov hornín, určených z kvantitatívneho klasifikačného dia-



Obr. 1 Kvantitatívny klasifikačný diagram podľa J. Kontu

Vysvetlivky: 1 – ílový anhydrit; 2 – ílovito dolomitický anhydrit; 3 – dolomitický anhydrit; 4 – anhydritický dolomit; 5 – ílovito-anhydritický dolomit; 6 – dolomit; 7 – anhydriticko-ílovitý dolomit; 8 – ílovitý dolomit; 9 – dolomitický íl; 10 – anhydriticko-dolomitický íl; 10 – ílovitý dolomitický vápenec

gramu podľa J. Kontu (1969), ktorý sme upravili v tom zmysle, že v dolomite sú započítané karbonáty, v anhydrite sírany a v íle klastická zložka. Percentuálne zastúpenie bolo vypočítané z chemických analýz a kontrolované planimetrickou analýzou a čiastočne i RTG analýzou. Okrem týchto hlavných komponentov, ktoré reprezentujú chemogénnu a terigénnu zložku sedimentu, je v evaporitoch zastúpená i biogénna a vulkanogénna zložka.

Litologický profil evaporitového súvrstvia

- 987,80–1006,00 m sivý, modrastý dolomitizovaný íl s nepravidelnými vrstvičkami a porfyroblastmi kalcitu, s polohami uhoľného detritu, uhoľného ílu, až slojkami uhlia o mocnosti 2 mm až 5 cm;
- 1006,00–1008,50 m sivý, svetloškvrnitý, dolomitizovaný aleurolit;
- 1008,50–1012,00 m sivý dolomit, v spodnej časti kavernózný s polohami dolomitizovaného ílovca;

- 1012,00—1016,00 m sivý, dolomitizovaný aleurolit s polohami dolomitu;
 1016,00—1017,00 m sivý, zelenkastý dolomitizovaný aleurolit s porfýroblastami anhydritu;
 1017,00—1017,50 m svetlosivý dolomit;
 1017,50—1025,60 m sivý, dolomitizovaný aleurolit s polohami dolomitu, so žilkami a porfýroblastami anhydritu;
 1025,60—1026,50 m svetlosivý dolomit s anhydritom;
 1026,50—1027,00 m tmavosivý a sivý dolomitizovaný flovec s porfýroblastami anhydritu;
 1027,00—1029,30 m svetlosivý dolomit s porfýroblastami a žilkami anhydritu;
 1029,30—1030,10 m tmavosivý dolomitizovaný flovec s kryštálkami anhydritu;
 1030,10—1032,00 m svetlosivý dolomit s porfýroblastami anhydritu;
 1032,00—1035,00 m tmavosivý dolomitizovaný flovec s nepravidelnými vrstvičkami anhydritu; v hĺbke 1034,10 m je lavica svetlosivého dolomitu;
 1035,00—1037,30 m svetlosivá, ľahká tmavopruhovaná (tuftická?) hornina s vrstvičkami anhydritu o mocnosti až 1,5 cm;
 1037,30—1039,50 m tmavosivý až čierny flovec s nepravidelnými vrstvičkami anhydritu (2 cm), lokálne vrásčitého priebehu;
 1039,50—1040,00 m svetlosivý dolomit;
 1040,00—1041,00 m tmavosivý flovec s vrstvičkami anhydritu;
 1041,00—1058,40 m karbonátovo-anhydritové súvrstvie, tvorené polohami bielo dolomitu (tuftického?) a čierneho flovca s nepravidelnými vrstvami anhydritu; v hĺbke 1052,70 m zuhoľnatené rastlinné zvyšky;
 1058,40—1062,50 m biely až modrosivý dolomit ostrohranného lomu s porfýroblastami a žilkami anhydritu;
 1062,50—1067,30 m ako poloha do 1058,40 m;
 1067,30—1069,00 m svetlé, biele a modrosivé dolomity s ojedinelými porfýroblastami anhydritu;
 1069,00—1087,00 m ako poloha do 1058,40; v hĺbke 1072,40—1075,00 m je modrosivý dolomitizovaný flovec;
 1087,00—1091,00 m modrosivý dolomitizovaný flovec s horizontálnymi vrstvičkami anhydritu;
 1091,00—1092,00 m vrstevnatý anhydrit s jemnými lamelkami bielosivého karbonátu a sivočierneho flovca;
 1092,00—1102,00 m ako poloha do 1058,40 m;
 1102,00—1108,60 m sivý, modrastý bieloškvrnitý, slaboslienitý dolomit ostrohranného lomu;
 1108,60—1127,00 m pleťovosivý, tmavosivoškvrnitý, veľmi slabo slienitý dolomit, ostrohranného lomu;
 1127,00—1130,00 m ružovohnedý dolomit

Karbonáty

Z karbonátov sa v anhydritovo-dolomitovom súvrství nachádza dolomit a kalcit. Hlavným minerálom karbonátovej zložky je dolomit. Iba v bazálnej a terminálnej časti súvrstvia tvorí kalcit výraznejšiu prímes, identifikovateľnú RTG analýzou. V bazálnej časti sa nachádzajú kalcitové schránky a úlomky organizmov v dolomitovom tmeli (tab. XLI, obr. 1, 3, 4), v terminálnej časti

Chemické a RTG analýzy anhydritovo-dolomitového a prechodného

hĺbka v m	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO	MgO	MnO	P ₂ O ₅	K ₂ O	Na ₂ O	CO ₂
992,5	12,13	4,32	2,39		0,24	35,0	7,99	0,05	0,05	1,34	0,16	33,81
1004,1												
1010,5	9,21	5,66 ²				27,81	16,21					39,82 ¹
1016,4	45,26	16,84 ²								3,80	0,33	
1024,0	5,65	0,44	0,84	0,16	st	33,04	11,05	0,06	st	0,24	0,04	22,16
1025,0												
1034,5	6,68	8,04 ²				28,32	14,56					29,34 ¹
1047,5	20,5	0,38 ²				31,05	1,17					
1047,8			1,83 ³									
1059,5	11,93	5,00	5,46	2,03	0,22	24,72	11,28	0,05	0,06	1,32	0,25	25,40 ¹
1067,7	6,56 ⁵					29,94	18,94					42,56 ¹
1072,3a	27,57 ⁵	3,94 ²				35,01	1,13					5,35 ¹
1072,3b			3,11 ³									
1076,8	2,41	2,79	st	0,18	st	28,46	18,02	0,04	0,02	0,10	0,08	41,65
1081,5	24,60									2,26	0,29	
1084,5	4,56	5,03 ²										
1087,5	29,59	16,72 ²				16,0	9,67					21,86 ¹
1091,5	6,35	1,49	0,36	1,48	0,08	35,81	4,31	0,01	0,04	0,36	0,15	10,42 ¹
1095,5	11,01	7,55 ²				28,46	10,90					21,40 ¹
1100,6	10,57	7,09 ²				30,86	6,35			0,17	0,82	18,35 ¹
1105,8	50,43	17,03	2,99	1,48	0,61	5,25	4,56	0,01	0,11	4,28	0,26	11,99 ¹
1106,6	9,68					26,90	16,08					37,74 ¹
1110,3						25,63	17,92					
1114,4												
1115,0												
1116,0												
1120,0	1,21	1,35 ²				31,3	19,86					43,19
1121,9												
1124,0												
1128,0												22,06
1128,8	3,78	1,24	0,26	0,59	0,11	29,02	18,95	0,03	0,13	0,40		44,83 ¹
1132,2 ⁸												
1139,0 ⁸												11,9
1144,0 ⁸												

Vysvetlivky k tabuľke 1. Indexy: 1 — strata žíhaním, 2 — R₂O₃, 3 — Fe, 4 — <450 °C, 5 — nerozpustný zvyšok, 6 — frakcia <5 μ, 7 — celestín, 8 — eocénny sediment. C kalcit, D dolomit, (Q) kremeň — malé množ-

SO ₃	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	C org.	Sr	B g/t	A	D	C	obj. v	analytik	RTG
1,25	1,10	—		0,02	30	2,13	36,54	41,09	2,23	GÚDŠ Dvoné	C D D C Q
1,24	0,5	0,5		0,74	13	2,11	77,14	7,85	2,21	GPSNV	D Q C
3,99	0,91	2,3		0,02	100	6,78			2,47	GPSNV GÚDŠ	I D K H Q ⁵
25,60	0,24	0,96				43,52	50,56	-0,44		Dvoné GÚDŠ	D A A D
15,75	0,67	2,01		0,56	15	26,77	66,61	-5,28	2,41	Chudačíková GÚDŠ	D A
42,24	0,15	2,57	2,47	0,45	8	71,81	5,35		2,96	Šaturová GPSNV	A
12,05	0,49	2,45		0,17	27	20,48	51,61	1,05	2,47	GPSNV GÚDŠ	D A (Q)
1,18	0,49 ⁴	0,63		0,10	15	2,01	86,66	4,92	2,20	Chudačíková	D A Q ³
47,36	1,43 ⁴	2,61	3,53	0,22	13	80,51	5,16	0,52	2,78	GPSNV GPSNV	A
				0,23	73					GÚDŠ	
1,60	0,25	3,55		0,15	14	2,72	82,43	4,06	1,76	Chudačíková	
	1,35 ⁴	2,14		0,20	54				2,57	GPSNV	D I K ⁶
	0,63 ⁴	0,88		0,90	11				2,11	GPSNV	D
										GÚDŠ	
4,83	0,71 ⁴	1,78		0,10	79	8,21	44,23	-1,40	2,52	Chudačíková	D Q A K
40,65	0,16	0,16		0,50	10	69,11	19,71	2,61	2,85	GPSNV	A Q
										GÚDŠ	
19,16	1,66 ⁴			0,15	19	32,57	49,86	-0,20	2,47	Chudačíková	A D (Q)
27,11				0,13	13	46,09	29,48	5,01	2,59	GPSNV	
1,25	0,31	4,59		0,05	135	2,33	20,92	-3,97	2,30	GPSNV	I D K Q ⁶
										GÚDŠ	
2,88	0,51 ⁴	1,25		0,44		4,9	73,57	4,48	2,30	Chudačíková	D (Q)
										GÚDŠ	
0,62						1,05	81,97	0,49		Chudačíková	D (Q) Q D D Q D
				0,27							
3,08	0,15	st		3,31		5,24 ⁷	90,85	2,62		GÚDŠ Dvoné	D Cl D
			7,43	0,15							
	0,23	0,23		0,62							
				0,15			86,69	4,75		GP Ostrava GPSNV	D C D Q C
				0,03							
				0,06			32,10				
				0,03							

stvo, K kaolinit, A anhydrit, Cl celestín, a analýza anhydritovej vrstvy, b analýza čiernej bridlice. GÚDŠ-Geologický ústav D. Štúra, GPSNV-Geologický prieskum Spišská Nová Ves, GP Ostrava-Geologický prúzkum Ostrava.

Planimetrické analýzy výbrusov

hĺbka v m	992,5	1010,5	1024,0	1047,5	1095,5	1120,0
anhydrit			49,6	80,4	14,0	
dolomit	34,6	92,3	31,8		83,9	67,9
kalcit	37,9					
kremeň	8,2	4,5	4,4	3,7	0,9	1,2
chalcedón	1,7	1,2	1,9	3,7	0,8	
celestín						15,8
pyrit	5,4					
póry	12,6	2,0	12,3			15,1
čierna fľová hmota				12,2		
organické zvyšky					0,3	

kalcit tvorí pseudomorfózy po sadrovcí, obklopené mikrokryštalickým dolomitom alebo dolomitizovanou íľovitou základnou hmotou (tab. XXXVIII, obr. 2; tab. XL, obr. 1—4). Medzi spodnou a vrchnou polohou vápnitých dolomitov karbonáty zastupuje dolomit. Je kryptokryštalický. až mikrokryštalický. Usporiadaný je v guľôčkovitých agregátoch o priemere 2—7, resp. 20 mikróv, ktoré sú zložené z klencov dolomitu, obrastených dolomitovou kôrkou do teliesok šesťuholníkového prierezu pripomínajúceho včelí plást (tab. XLII). Elektrónové mikrofotografie uhlíkových replík ukazujú popri klencových kryštáloch i niektoré, zatiaľ neurčené textúry pravdepodobne organického pôvodu V mikrokryštalických dolomitoch sa častice dotýkajú len čiastočne, hornina je pórovitá a má nízku objemovú váhu 1,76. Objemová váha dolomitov evaporitového súvrstvia je nižšia ako u dolomitov metasomatického pôvodu a pohybuje sa od 2,1—2,3, v zmiešaných anhydrit-dolomitických horninách stúpa podľa obsahu anhydritu na 2,6, vo vrstevnatých anhydritoch dosahuje 2,9.

RTG analýza nezaznamenala medzi vrchnou a spodnou polohou vápnitých dolomitov voľný kalcit a prebytky CaCO_3 zistené prepočtom chemickej analýzy boli nižšie ako citlivosť RTG aparatury, t. j. menej ako 5 % (tab. 1). Pritom v niektorých analýzach sa pri prepočtoch ukázal i nedostatok CaCO_3 až do -5 %. Je to predovšetkým vinou neúplnosti chemickej analýzy, ktorá nerozlišuje síranovú a sírnikovú síru. Podobne nebol od CaO odpočítaný podiel viazaný na živce a MgO na íľovú zložku a treba tu počítať i s chybami stanovení v týchto komplikovaných silikátovo-síranovo-uhlíčanových horninách.

Keďže je otázka existencie tzv. protodolomitu vo fosílnych karbonátoch aktuálna, pokúsili sme sa prispieť k tejto problematike RTG analýzami a orientačnými kvantitatívnymi analýzami Ca a Mg vyhotovenými na elektrónovom mikroanalýzátore Microscan 5 fy Cambridge Scientific Instruments vo Výskumnom ústave hutníctva železa v Prahe. Analýzy robil J. Kollman.

Ako štandard bol použitý amfibol obsahujúci z Ca 8,58 %, Mg 9,89 %. Porovnaním výsledkov prepočtov chemických, resp. bodových analýz na mikrosonde a RTG analýz (posun reflexu (211) — J. R. Goldsmith — D. L. Graf — O. I. Joensuu 1955) sme zistili dosť dobre porovnateľné výsledky (tab. 3).

tabuľka 3

hĺbka v m	chemická analýza	bodová analýza	RTG analýza
1010,5			Ca ₅₁ Mg ₄₉
1016,40			Ca ₅₀ Mg ₅₀
1024,0			Ca ₅₀ Mg ₅₀
1034,5*	Ca ₅₀ Mg ₅₀	Ca ₅₀ Mg ₅₀	Ca ₅₁ Mg ₄₉
1034,5**		Ca ₅₂ Mg ₄₈	Ca ₅₁ Mg ₄₉
1059,5	Ca ₅₁ Mg ₄₉		
1067,7	Ca ₅₂ Mg ₄₈		Ca ₅₃ Mg ₄₇
1076,8	Ca ₅₂ Mg ₄₈		
1084,5			Ca ₅₀ Mg ₅₀
1087,5			Ca ₅₁ Mg ₄₉
1095,5		Ca ₅₃ Mg ₄₇	Ca ₅₂ Mg ₄₈
1100,6	Ca ₅₂ Mg ₄₈		
1106,6	Ca ₅₃ Mg ₄₇		Ca ₅₃ Mg ₄₇
1110,3	Ca ₅₀ Mg ₅₀		Ca ₅₁ Mg ₄₉
1114,4			Ca ₅₀ Mg ₅₀
1115,0			Ca ₅₁ Mg ₄₉
1120,0		Ca ₅₁ Mg ₄₉	
1121,0			Ca ₅₀ Mg ₅₀
1128,8			Ca ₅₀ Mg ₅₀
1132,2			Ca ₅₂ Mg ₄₈

* analýza dolomitu základnej hmoty

** analýza radiálne lúčovitého karbonátu organickej schránky

Vo väčšine analýz je reflex (211) v rozmedzí d 2,88—2,895 čo zodpovedá dolomitu Ca₅₀Mg₅₀ — Ca₅₃Mg₄₇. Iba v jednej vzorke bol molárny pomer CaCO₃ a MgCO₃ na rozhraní medzi dolomitom a protodolomitom.

Pomocou RTG analýzy bola skúmaná usporiadanosť štruktúry dolomitu. Výsledky merania (rozvedené v ďalšej kapitole) ukázali, že ide o dobre usporiadaný dolomit.

Sírany

Zo síranov sa v evaporitovom súvrství vyskytuje anhydrit a celestín. Ich vystupovanie v hornine prežrádza diagenetický až epigenetický pôvod.

Anhydrit tvorí hľuzky, často pseudomorfy po sadrovcí zložené z listových kryštálov plstnatej textúry, prevažne neorientovaných, niekedy s náznakom tvorby aferololitov. Porfýroblasty sú buď izolované (tab. XXXVIII, obr. 1), niekedy spojené v nepravidelných žilkách (tab. XXXIV, obr. 1). Zriedkavej-

ší je vrstevnatý anhydrit (tab. XXXVIII, obr. 4). Ojedinele anhydrit tvorí epigenetickú výplň dutín a pórov (tab. XXXIV, obr. 3). Celková mocnosť výskytu anhydritu je 94 m, začína sa objavovať v hĺbke cca 1110 m a vytráca sa v hĺbke 1016 m. Koncentrácia CaSO_4 tu podľa chemických údajov kolíše od 2 do 80,51 % a stúpa od dolomitických ťlov (2–15 %) cez dolomity (2–43,5 %) k vrstevnatým anhydritom (—80,51 %). Vrstevnatý anhydrit (výbrus 1047,50 m) je zložený z paralelných vrstvičiek anhydritu hrúbky 3–5 mm, oddelených tmavou cca 1–2 mm hrubou laminou, zloženou z ťlu, aleuritu, karbonátu a organickej hmoty. V mikroskope majú laminy vlnovitý „stylolitický“ tvar, paralelný s orientáciou prizmatických lištovitých kryštálov anhydritu. Štruktúra anhydritu je nerovnomerne zrnitá. Vidno striedanie vrstvičiek zložených z lištovitých, rôzne orientovaných kryštálov, niekedy s náznakom tvorby sférolitov, s vrstvičkami zloženými prevažne z izometrických mikrokryštálov. Pomerne hojné sú sférolity chalcedónu, ktoré niekedy dosahujú priemer 0,16 mm (tab. XXXIV, obr. 2, 4; tab. XXXV). Kremeň sa okrem toho vyskytuje v podobe hľuziek zložených z niekoľkých kremenných zrn. Hľuzky majú zaoblený tvar o priemere až 1,5 mm. Mocnosť vrstevnatých anhydritov je väčšinou iba niekoľko cm, iba v hĺbke 1091–1092 m je súvislá poloha anhydritu s laminami ťlu.

Porfýroblastický anhydrit sa vyskytuje v dolomitoch, ťlovitých dolomitoch a v dolomitických ťloch. Má podobu izolovaných polyedrov o hrúbke 1–4 mm a dĺžke 5–20 mm pretiahnutých, najčastejšie v smere horizontálne, kolmom na tlak nadložných hornín. Inokedy vytvára šošovky a žilky zložené z polyedrov oddelených malým množstvom karbonátového tmelu. Niekedy obsahujú hľuzky kremeňa o priemere cca 0,4 mm a sférolity chalcedónu, ktoré majú často uzavreniny anhydritu, sú teda mladšie ako anhydrit. Indexy lomu anhydritu merané bivariačnou metódou sú: $\gamma = <1,6190$, $\alpha = >1,5696$, $\beta = 1,5696/\pm 0,002$. Vo výbruse z hĺbky 1034 m anhydrit vypĺňa okrúhle a oválne dutiny pravdepodobne rastlinných zvyškov o priemere až 2,25 mm lemovaných kôrkou radiálne-lúčovitého dolomitu o hrúbke 0,03 mm.

Celestín. Kvantitatívne stanovenia obsahu stroncia v anhydritovo-dolomitovom súvrství, zisťované na atómovom absorbčnom spektrometri Unicam (V. Streško a E. Sůrová) zaznamenali rozpätie 0,02–3,3 %, priemer 0,41 % Sr. Najvyššie obsahy Sr sú v dolomitoch a anhydritových dolomitoch, najnižšie sú v horninách s vysokým podielom ťlu. V horninách z nadložia a podložia evaporitov je obsah Sr 0,02–0,06 %. Mikroskopicky bol celestín zistený iba vo vzorke z hĺbky 1120 m, kde tvorí polykryštalickú výplň pórov v dolomite (tab. XXXVI a tab. XXXVII). Hľuzky o priemere 0,09 až 3,14 mm, zložené z niekoľkých zrn výbornej pravouhlejštiepatelnosti, nízkeho dvojlomu boli opticky, farbiacimi skůškami a RTG analýzou koncentráty identifikované ako celestín. Chemický a planimetrický bol stanovený

5,2 % obsah celestínu. Iné sírany sa v hornine nevyskytujú. Poloha dolomitov s celestínom leží 10 m nižšie, ako je spodná hranica výskytu anhydritu a 10 m nad bázou dolomitov evaporitového súvrstvia. Pri skúmaní vzoriek elektrónovým mikroanalýzátorom (J. Kolman, Z. Kotrba, J. Storek) sa vo viacerých preparátoch zistili drobné kryštálky cca 10 μ celestínu v dolomitovej a anhydritovej hmote. Semikvantitatívna analýza stanovila cca 0,4 % Sr diadochicky vstavaného v dolomite a cca 0,2 % Sr vstavaného v anhydrite.

tabuľka 4

RTG analýza celestínového koncentráту z hĺbky 1120 m

skúmaný minerál		celestín*		skúmaný minerál		celestín*	
dm	Im	dt	I	dm	Im	dt	I
3,76	3	3,781	3	2,004	7	1,999	10
3,44	5	3,435	4	1,900	3	1,942	5
3,30	3	3,298	7	1,859	4	1,853	4
3,186	5	3,181	5	1,797	3	1,765	7
2,97	6	2,963	7	1,72	2	1,711	5
2,74	6	2,734	6	1,68	3	1,676	6
2,67	6	2,668	6	1,63	3	1,637	3
2,366	3	2,373	4	1,587	4	1,595	8
2,249	4	2,259	4	1,54	4	1,535	4
2,146	4	2,139	5	1,47	5	1,472	8
2,043	8	2,042	10	1,439	4	1,444	4

* Michejev 462, Hiller

Podmienky: Antikatóda Fe, filter Mn, napätie 40 KV, intenzita 12 mA, clony 10', 3', posuv 2° (min., posuv papiera 600 mm/hod., citlivosť zapisovača 100 imp/s, T = 2, Prístroj GON 3, analytik R. Gavenda.

Ílové minerály a kremeň

V profile anhydritovo-dolomitového súvrstvia boli analyzované iba 3 vzorky s prevahou terigénnej zložky, zastúpenej ílom resp. aleurtiom a 1 vzorka s významným podielom tejto zložky. RTG analýza frakcie pod 2 mikróny zistila polyminerálnu zmes illitu, kaolinitu a v 1 vzorke i montmorillonitu. V aleuritovej frakcii sú hojné sludy o priemere 47 mikrónov a kremeň o priemere 33 mikrónov. Vo vzorke z vrchnej časti evaporitov, v hĺbke 1016,4 m našli sa i úlomky karbonátov a anhydritu pravdepodobne resedimentované z vysychajúcich častí sedimentačného prostredia. Kremeň sa vyskytuje v rôznych formách. Okrem zŕn kategórie aleuritu vytvára hľuzky z izometrických zŕn mozaikovej štruktúry alebo sférolity chalcedónu nepravidelne rozložené v karbonátoch i síranoch. Vo výbruse z hĺbky 1110,3 m kremeň vyplňa trh-

liny a póry v dolomite, pričom okraj tvorí kremeň mikrokryštalický a stred kremeň vláknitý. Tieto formy výskytu kremeňa treba pripísať diagenetickým premenám. Sekundárnym produktom je aj nahromadenie tmavej ílovej hmoty oddeľujúce vrstvičky alebo lemujúce porfýroblasty anhydritu. Ide pravdepodobne o nerozpustný zvyšok karbonátového sedimentu nahradeného síranom.

Pri porovnaní obsahu ílovej zložky s obsahom spektrálne stanoveného bóru vidieť priamu závislosť. Vo vzorkách s vyšším podielom ílovej zložky je obsah bóru 79–135 g/t, v ostatných vzorkách sa jeho obsah úmerne znižuje (od 54–8 g/t) so znižujúcou hodnotou R_2O_3 a SiO_2 . Priama závislosť je zrejmá aj medzi obsahom bóru a draslíka. Vo vzorke s obsahom bóru 135 g/t je obsah K_2O 4,28 % a klesá na 0,18 % K_2O pri obsahu bóru 14 g/t. Bór je viazaný na illitovú zložku.

Zmiešané ílovito-karbonátové horniny majú sivomodrú farbu, štruktúru aleuropelitickú s mikrokryštalickým karbonátovým tmelom. Anhydrit v nich vytvára porfýroblasty podobného tvaru ako v dolomitoch.

Biogénna zložka

je zastúpená organickou hmotou, ktorá sfarbuje ílovcové laminy medzi vrstvičkami anhydritu a ostro ohraničené ostrovčeky a vrstvičky v anhydritových dolomitoch a ílovito-anhydritových dolomitoch. Anhydritové porfýroblasty sa vyskytujú na styku svetlej karbonátovej a tmavej ílovej hmoty. Chemické analýzy organického uhlíka z troch polôh čiernych ílovcov majú tieto hodnoty:

hĺbka v m	C org
1128	7,43
1072	3,53
1047,8	2,47

Podiel organického uhlíka je podstatne vyšší, ako býva v normálnych ílovito-aleuritických sedimentoch. Predpokladáme, že analyzované vzorky predstavujú diagenicky koncentrovanú organickú hmotu pôvodne rozptýlenú v hornine — nerozpustný zvyšok po karbonáte zatlačenom anhydritom.

Zreteľné a určovateľné reliktory organických zvyškov sa vo výbrusoch ne našli. Prierezy rastlinných zvyškov sú časté (tab. XLI, obr. 1, 2). Hojné sú tiež tenkostenné prierezy ostrakód, ojedinelé sú problematické prierezy foraminifér. V. Kantorová (1970) uvádza iba výskyty preplavenej kriedovej mikrofauny.

Vulkanogénna zložka

je temer úplne zastretá karbonatizáciou. Pôvodnú horninu, t. j. sklovitý tuf, ktorý mal až niekoľkokmetrovú mocnosť pripomína iba nízka váha (objemová váha 1,76), pórovitosť, rovnomerne zrnitá štruktúra a granulometrické zloženie, ktoré je napriek dolomitizácii blízke eolicky transportovaným sklovitým tufom. Vo vzorke z hĺbky 1065 m zodpovedá ílu (54,4) aleuritickému (44,0) s prímiesou piesku (1,6 %). Traskove koeficienty $Md = 0,009$, $So = 1,04$. Obsah ťažkých minerálov je stopový. V asociácii ťažkých minerálov 99,2 % prináleží karbonátu, zvyšok limonitu, hypersténu a sľudovému minerálu. Vulkanogénny hyperstén a amfibol boli zistené i vo vzorke z hĺbky 1076 m. V nerozpuštnom zvyšku vzorky z hĺbky 1004,10 m boli zistené plagioklasy, augulárny kremeň, sľudy, amfibol, epidot, granát a pomerne hojné svetlé bublinaté vulkanické sklo. Dolomitizáciou nadobudla hornina pleťovosivú farbu a mikrokryštalickú štruktúru (pozri str. 130). Niekedy v nich možno rozoznať rastlinné zvyšky.

Pyrit je v celom profile anhydritovo-dolomitového súvrstvia prítomný v podobe veľmi drobných guľôčok o priemere 6—10 mikrónov. Viac-menej rovnomerne impregnuje karbonátový tmel, niekedy vytvára zhluky podobné výplni pórov alebo rôzne vetvičkovité a stromčekovité útvary. Pokiaľ sú prítomné porfýroblasty celestínu, anhydritu alebo sférolity, chalcedónu väčšinou obsahujú zhluky väčších indivíduí pyritu na vonkajšom leme výrastlíc. Avšak sú prípady, že pyrit chýba v karbonátovej hmote a vyskytuje sa len v chalcedóne. Vo vrstevnatých anhydritoch je pyrit koncentrovaný v laminách ílu.

Diskusia doterajších poznatkov

Paragenéza minerálov zistených v anhydritovo-dolomitovom súvrství — dolomit, kalcit, anhydrit, celestín zodpovedá paragenézam známym z evaporitov rozličného veku, až z recentu. Ešte nedávno sa viedli diskusie o primárnom alebo sekundárnom pôvode dolomitu v evaporitoch. Dolomit sprevádza anhydrit iba v niektorých recentných výskytoch, alebo má v nich len malý podiel v relácii k aragonitu resp. kalcitu (zvyčajne kalcitu so zvýšeným podielom Mg — vysokomagneziálny kalcit), je však dominantnou zložkou v evaporitoch neogénneho a staršieho veku. Dnes sa všeobecne prijíma názor o ranodiagenetickom vzniku dolomitu po aragonite alebo kalcite (H. E. Usdowski 1967, N. M. Strachov 1951, 1970, E. T. Degens 1967), a to bezprostredne po uložení. Recentné dolomity sú známe z viacerých výskytov v okolí polostrova Katar v Perzskom zálive (A. J. Wells a L. V. Illing 1963, G. P. Butler 1967) z bahamských ostrovov a Floridy, (F. B. Stehli — J. Hower 1961, G. M. Friedman 1964) z ostrova Bonaire v An-

tilách alebo v južnej Austrálii v známej lagúne Coorong, ktorú podrobne opísali A. R. Alderman a H. C. W. Skinner (1957), Skinner H. C. (1963) a C. von der Borch (1965). V kontinentálnych podmienkach je známy subrecentný dolomit a magnezit v usadeninách jazera Bonneville, Utah (D. L. Graf, A. J. Eardley a N. F. Shimp 1961, H. J. Bissel — G. V. Chillingar 1962). Jeho vek, meraný metódou ^{14}C je 11 300 rokov. Prvý opísal výskyt recentných dolomitov D. G. Sapožnikov (1942) v jazere Balchaš. Ich genézu riešil v r. 1945 N. M. Strachov a zistil, že dolomit vzniká iba v tých jazerách aridnej zóny, ktoré prináležia nátriovému a karbonátovo-horečnatému typu. Roku 1951 vyslovil názor, že vzniká v celkom ranej diagenéze v geologickom zmysle okamžite.

Určenie veku z niektorých recentných výskytov metódou ^{14}C , ktoré cituje H. E. Usdowski (1967), sa pohybujú od 290 rokov na povrchu, do 3000 rokov v 50 cm hĺbke.

Pozoruhodné dôkazy o metasomatickej zámene kalcitu dolomitom priniesol výskum izotopov kyslíka (S. Epstein) — D. I. Graf — E. T. Degens 1964 in E. T. Degens 1967). Experimenty ukázali, že dolomit usadzujúci sa z roztoku pri teplote $20\text{ }^{\circ}\text{C}$ má pomer $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ vyšší ako je u aragonitu a kalcitu. Izotopové zloženie recentných dolomitov z rôznych lokalít ukázalo, že hodnoty vzťahu $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ sú v nich zhodné s kalcitom. Znamená to, že premena vápniteho ílu v dolomit nastala bez chemického vplyvu na anióny CO_3^{2-} . Dolomit sa tvoril z kryštalického kalcitu v pevnom stave. Štruktúrou odlišný aragonit sa musí najprv premeniť v kalcit až potom nastáva dolomitizácia.

Názory na pôvod Mg sú dosiaľ nejednotné. Mnohí autori sa domnievajú, že zdrojom Mg pri dolomitizácii nie je morská voda (E. T. Degens 1967, N. M. Strachov 1970), ale organizmy so schránkami tvorenými Mg-kalcitom a kontinentálne vody povrchové alebo spodné s vysokým pomerom $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ ovplyvňujúce zloženie lagún zátok a jazier. H. E. Usdowski (1967) vychádzajúc z hmotovej bilancie Mg dochádza k záveru, že dolomity sa v priebehu ranej diagenézy tvoria pod vplyvom koncentrovanej morskej vody.

Cenné výsledky geochemických meraní na miestach recentnej tvorby dolomitov a anhydritov prináša práca G. P. Butlera (1967), z oblasti Abu Dabi v Perzskom zálive. V horúcej suchej klíme dochádza odparovaním solaniek postupujúcich z lagúny na pevninu vystupujúcej niekoľko metrov nad hladinu (Sabcha) k takej koncentrácii roztoku, pri ktorej z neho-vypadávajú postupne karbonáty, sírany a chloridy.

Prvé vypadávajú karbonáty vo forme aragonitu pri koncentrácii nad 19,35 %. Pri koncentrácii $3,35 \times$ vyššej začína vypadávať sadrovec, pri koncentrácii $7,5 \times 19,35$ začína vypadávať anhydrit, N a Cl pri koncentrácii $8,3 \times 19,35$. Keď G. P. Butler porovnal úbytok Ca, Mg a SO_4 iónov z roz-

toku, zistil, že strata Ca pri vyzrážaní CaCO_3 je taká vysoká, že zvyšné Ca nemohlo stačiť pokryť Ca viazané na sírany.

	× 5	× 7	strata	× 5 a × 7 násobok
Mg^{2+}	100,5	86,0	14,5	počiatočnej koncentrácie
SO_4^{2-}	43,5	25,0	18,5	19,35 %
Ca^{2+}	11,75	7,25	4,5	

Z tabuľky je zrejmé, že strata SO_4 sa rovná kombinovanej strate Mg a Ca, čiže došlo k nahradeniu časti vylúčeného CaCO_3 s MgCO_3 , premenou aragonitu na dolomit. Uvoľnené Ca ióny sa viazali na sírany.

Dolomitizácia aragonitu prebieha ešte v štádiu synsedimentárnom a tento proces nezávisí od pomeru $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$, ale od pomeru $\text{SO}_4^{2-}/\text{Ca}^{2+}$ v solankách.

Autor skúmal zloženie vôd postupujúcich do sabchy z kontinentu. Pochádzajú z terciérnych hornín. Ich zloženie je celkom odlišné. Obsahujú mnoho Ca^{2+} a SO_4^{2-} , ktorých pomer je 2 (v morskej vode 0,36) ale málo Mg^{2+} . Prítok týchto vôd do sedimentu spôsobuje, že časť prv utvoreného anhydritu sa mení na sadrovec.

Recentné dolomity majú prebytok Ca zložky, ktorý podľa údajov H. E. Usdowského (1967) a N. M. Strachova (1970) kolíše na rôznych lokalitách od $\text{Ca}_{60} - \text{Mg}_{40}$ k $\text{Ca}_{54} - \text{Mg}_{46}$. S pribúdajúcim vekom pribúda Mg zložka. Mineralogické zloženie starších, geneticky ekvivalentných karbonátových hornín, napr. karbonátov severonemeckého zechsteinu pozostáva z dolomitu, kalcitu, síranov a chloridov. Dolomity s prebytkom Ca zložky — protodolomity — majú zle usporiadanú mriežku. Podľa J. R. Goldsmitha a D. L. Grafa (1958) je hodnota pomeru výšok línii 2 θ (CuK_α) $37,3^\circ/35,3^\circ$ najcitlivejším parametrom stupňa usporiadania dolomitu a pohybuje sa od 1—5. H. Füchtbauer (1962) zo zechsteinu uvádza hodnotu 1—2. Z priemeru 14 meraní pomeru výšok línii (FeK_α) 47,40/44,80, ktorý je 1,93 (max. 2,92, min. 1,0) vyplýva, že nami študované dolomity evaporitového súvrstvia patria k dolomitom dobre usporiadaným. Prebytok CaCO_3 sa v bazálnej a terminálnej časti súvrstvia viaže na RTG a opticky stanovený kalcit. Štruktúra dolomitu, veľmi malé rozmery dolomitových zŕn (priemerne 2—3 mikróny) naznačujú analogický pôvod s recentnými výskytmi, t. j. v štádiu ranej diagenézy premenou aragonitu (cez kalcit) a vysokomagneziálneho kalcitu na dolomit pri súčasnom vzniku sadrovca. Po spevnení sedimentu došlo počas neskorej diagenézy účinkom pórových roztokov k záménam medzi karbonátmi — aj medzi karbonátmi a síranmi — záména sadrovca kalcitom — dolomitu sadrovcom, sadrovca anhydritom.

Pozorovanie recentnej tvorby anhydritu v rajóne Abu Dabi pri Perzskom zálive, ktoré opísal G. P. Butler (1967), je v literatúre ojedinelé. L. Ogniben (1955) opísal jemné vrstvičky primárneho anhydritu v sadrovci sarmat-

ského veku na Sicílii (12 — 15 . 10⁶ rokov). N. M. Strachov (1962), O. Braitsch (1962), R. F. Conley — V. M. Bundy (1958), H. E. Usdowski (1967) považujú sadrovec za prvotnú formu sulfátu Ca vypadávajúceho z roztoku. E. T. Degens (1967) uvádza, že sadrovec je stálou fázou sulfátu kalcia pri teplotách nižších ako 42 °C, anhydrit pri teplotách vyšších ako 42 °C. Niektoré elektrolyty, napr. solné roztoky, znižujú rozpustnosť anhydritu, takže sa stáva stálou fázou pri teplotách značne nižších. Vplyv váhy a teploty pri dlho trvajúcom pochovaní vyvoláva premenu sadrovca v anhydrit. Za neprítomnosti elektrolytov sadrovec môže byť stály do hĺbky 800 m. O. Braitsch (1962) považuje vyššie spomínaný anhydrit zo sarmatu na Sicílii za produkt premeny sadrovca a zdôrazňuje jeho spätosť s výskytom kamennej soli. A. J. Wels (1962) a D. J. J. Kinsmann (1964) (in H. E. Usdowski 1967) medzi minerálmi recentných sedimentov v oblasti polostrova Katar uvádzajú iba sadrovec, bez anhydritu. H. E. Usdowski (1967) tvorbu anhydritu v sedimente kladie do štádia ranej až neskorej diagenézy, kedy je proces tvorby anhydritu ukončený. Ďalší vplyv na paragenézu evaporitných facií majú reakcie medzi minerálmi a roztokmi, ktoré si vyžadujú komunikačný pórový priestor s voľne sa pohybujúcimi roztokmi. Takéto reakcie boli opísané zo severonemeckého zechsteinu (A. Okrajek 1965). H. Quester (1962) výskyt anhydritu v zechsteine 2 medzi Weserou a Emsom vysvetľuje ako jav epigenetický, spadajúci pod pojem „anhydritizácia“ — z „migrujúcich (vagabundierenden)“ anhydritových roztokov, z ktorých sa anhydrit vylučuje v póroch alebo dutinách, často organického pôvodu. Dochádza tiež k zámene dolomitu anhydritom, pričom nerozpustný zvyšok dolomitu vytvára stylolitické povlaky zložené z organickej hmoty a ílu.

Naše výskumy ukazujú, že anhydrit evaporitového súvrstvia vo vrte GK-IV má podobné znaky ako anhydrit zechsteinu. Anhydritové porfýroblasty sú pseudomorfózami po sadrovci, ktorý je v najvyššej časti súvrstvia nahradený kalcitom. Čierne laminy ílovej hmoty s vysokým obsahom organického uhlíka, sprehýbané paralelne s orientáciou prizmatických kryštálov anhydritu, považujeme za nerozpustný zvyšok karbonátu nahradeného síranom (v zmysle H. Questera 1962). Rovnaký pôvod pripisujeme sférolitom chalcedónu, umiestneným často na vonkajšom leme výrastlíc. Chalcedónové sférolity opticky veľmi pripomínajú radiálne lúčovitý sadrovec. Ich prítomnosť preukázala analýza na mikrosonde (tab. II). Otázku, či v tzv. vrstevnatých anhydritoch alebo porfýroblastických agregátoch anhydritu bol karbonát premenený na sadrovec alebo až na anhydrit, nie je možné riešiť. Rovnako nemožno určiť, či anhydrit v dutinách a póroch vznikol priamo vyžrážaním z pórových roztokov alebo premenou sadrovca. Prítomnosť alebo neprítomnosť tmavých ílovitých povlakov okolo pseudomorfóz anhydritu po sadrovci môže riešiť otázku primárneho alebo diagenetického pôvodu sadrovca. V našich vzorkách

sa vyskytujú oba typy porfýroblastov, z čoho vyplýva, že idiomorfne vyrastlice sadrovca vznikali syngeneticky v nespevnenom sedimente i premenou karbonátu účinkom pórových roztokov v neskorších štádiách diagenézy.

Pri vylučovaní CaSO_4 z morskej vody je do sadrovca diadochicky vstavaný Sr. C. W. Correns (in O. Braitch 1962) zistil v sadrovci z umelých solných odparovadiel v Trapani (Sicília) 0,28 % Sr. Ak sa mení sadrovec v anhydrit, do novej fázy vstupuje len časť Sr, zvyšok ostáva v roztoku (H. E. Usdowski 1967). Ďalší zdroj Sr tvoria Ca a Ca—Mg karbonáty, ktoré strácajú časť izomorfne vstavaného Sr pri premene aragonitu a organogénneho magnezialného kalcitu na stabilnejšie formy a reakciou minerálov s pórovými roztokmi (H. E. Usdowski 1962). Oba pochody by museli prebiehať už v ranej diagenéze, ako o tom svedčia recentné nálezy celestínu na pobreží Perzského zálivu v lagúnach južnej Austrálie, kde H. Skinnerová (1960) našla až 3 % celestínu v protodolomitoch. (Okrem N. M. Strachova 1962, ktorý predpokladá primárne vylučovanie celestínu z koncentrovaných roztokov morského pôvodu prevláda totiž názor, že celestín vzniká druhotne).

Počas neskorších štádií diagenézy za faktor ovplyvňujúci pohyb Sr v karbonátoch považujú J. Veizer — R. Demovič — J. Turan (1971) priepustnosť horniny. Jemnozrnné, viac stlačiteľné a menej priepustné karbonáty, ktoré vznikli napr. premenou aragonitu anorganického pôvodu, zadržujú viac Sr uvoľneného pri premene nestabilných foriem karbonátov v stabilné (hoci Sr nemusí byť súčasťou kalcitovej alebo dolomitovej kryštálovej mriežky) ako karbonáty organodetritické. Sám obsah Sr v roztokoch závisí podľa cit. autorov od typu komunikačného systému — uzavrený alebo otvorený — pričom otvorený môže byť spojený so sladkými alebo morskými vodami. Na základe týchto kritérií uvedení autori zdôvodnili rozdiely v priemernom obsahu Sr v siedmich vekove, litologicky a geneticky odlišných karbonátových fáciách v mezozoiku centrálnych Západných Karpát a obsah Sr považujú za jednu z možností odlišiť pôvodné chemogénne aragonitové fácie s priemerným obsahom Sr >700 p. p. m. od organodetritických, kalcitových s obsahom Sr >150 p. p. m.

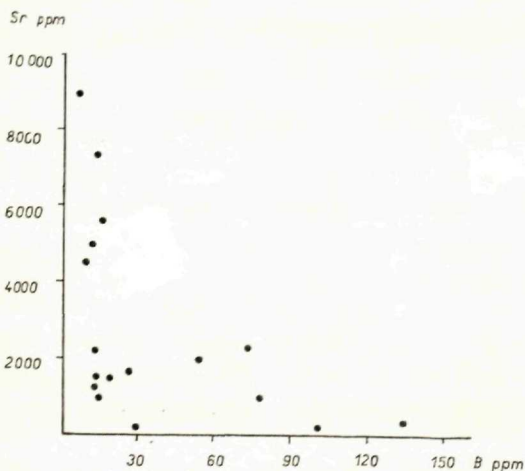
Naše výskumy sú príspevkom k poznaniu tejto problematiky. Analýzy obsahu Sr v profile evaporitového súvrstvia vykazujú priemer 4100 p. p. m. s extrémnymi hodnotami 200 až 33 000 p. p. m. Orientačné analýzy z podložného eocénu a nadložného ottnangu majú obsah 200—600 p. p. m. Sr. Celestín bol mikroskopicky zistený iba v jednej vzorke, na rozhraní dolomitovej a anhydritovo-dolomitovej fácie v množstve 5,2 %. Podobnú polohu celestínu v evaporitových súvrstviach uvádza N. M. Strachov (1962). Na základe teoretických výpočtov G. Müllera a H. Puchelta 1961 (in O. Braitch 1962) by pri tejto koncentrácii roztoku (cca 15 Mol NaCl_2 /1000 Mol H_2O) mohlo nastať primárne vylučovanie celestínu. Konštantný, relatívne nízky

obsah diadochického Sr bol zistený semikvantitatívnou analýzou na elektrónovom mikroanalyzátoze (Z. Kotrba) tak v dolomite (0,4 ‰), ako aj v anhydrite (0,2 ‰). Drobné submikroskopické kryštáliky celestínu sa našli vo viacerých vzorkách v karbonátovej i síranovej hmote.

Nálezky celestínu vo fosílnych evaporitových súvrstviach sú známe najmä zo ZSSR (kambrium, devón) a zo severonemeckého zechsteinu. N. M. Strachov (1962) uvádza až 19,9 ‰ obsahu Sr v morských sulfatizovaných dolomitoch. F. Theilig — G. Pensold (1962, 1964) opísali štruktúry celestínu v hauptdolomite zechsteinu. Vyskytuje sa tam iba v póroch, trhlinách a úlomkoch fosílií ako sekundárny minerál. Koncentrácia Sr dosahuje podobné hodnoty ako náš výskyt. Stredné hodnoty rozličných lokalít sú 0,08—0,43 ‰, lokálne sa vyskytujú akumulácie až 5 ‰.

Obsah stroncia sa v evaporitovom súvrství znižuje so zvyšujúcim sa obsahom terigénnej zložky. Vo vzorkách s vyšším podielom ílu zvyšuje sa i obsah bóru. Medzi Sr a B je nepriama závislosť. Prepočtom B na obsah illitu podľa C. T. Walkera (1962), ktorý vychádza z predpokladu, že obsah K_2O v illite je konštantný a rovná sa 8,5 ‰ a pomer B/illit (adjusted boron) určuje zo vzorca obsah $\frac{B \times 8,5}{\% K_2O}$, sme získali zaujímavé údaje o paleosalinite evaporitov a nadložných ottnangských sedimentov (pozri tab. 5).

C. D. Curtis (1963) udáva pre morské sedimenty množstvo „upraveného B“ od 200 do 350. C. T. Walker in H. Harder (1970) uvádza pre zvýšenú morskú salinitu hodnotu upraveného bóru vo vápencoch 652—728, v dolomitoch slabo evaporitových 692—769. V našich vzorkách sú 2 extrémne vysoké údaje. Prvý v spodnej časti evaporitov, vo vzorke silne dolomitizovaného ílu



Obr. 2 Vzťah obsahu stroncia a bóru v ppm

s porfýroblastmi anhydritu, druhý v hĺbke 1076,8 m, vo vzorke považovanej za dolomitizovaný tuf. Obsah bóru a hodnoty upraveného bóru sú stálejšie v separovanej ílovej frakcii pod 5 mikrónov, odobranej z dolomitizovaných ílov, ktoré majú iba malý podiel dolomitu. Množstvo upraveného bóru je v evaporitovom súvrství podstatne vyššie ako v nadložných sladkovodných a brakických sedimentoch a je o niečo vyššie ako udáva C. D. Curtis (1963) pre sedimenty usadené v mori normálnej morskej salinity.

pôvodná hornina				
fácia	hornina	hlbka	B g/t	B upravený
evaporitové súvrstvie	I D	1105,8	135	269,0
	I D A	1100,6	13	650,0
	A	1091,5	10	236,1
	D	1081,5	54	203,1
	D T	1076,8	14	1190,0
	D A	1059,5	27	173,7
	I D C	1016,4	100	223,1
	C D	992,5	30	190,0
separovaný fl < 5 μ				
evaporitové súvrstvie	I D	1141,2	156	394,4
	I D	1115,5	224	396,1
	I D	1108,5	255	392,7
	I D	1074,5	140	367,2
	I D	1055,7	226	432,7
	I D	1026,6	194	389,3
	I D	1016,5	166	306,7
	I D	1012,5	172	357,5
	I D	986,8	113	255,4
	separovaný fl < 5 μ			
nadložný fl	I	986,5	107	302,5
	I	976,5	72	231,4
	I	966,5	56	171,2
	I	956,5	63	94,2
	I	946,5	63	98,1
	I	936,5	62	224,3
onkofoforové piesky	Al	926,5	29	120,8
	Al	916,5	38	184,4
	Al	908,8	46	173,0
	Al	908,8	46	173,0

Vysvetlivky: I fl; D dolomit; A anhydrit; D T dolomitizovaný tuf; C kalcit; Al aleurit

Názory na vznik a vek evaporitového súvrstvia

Recentné chemogénne sedimenty vznikajú v kontinentálnych a morských podmienkach. V kontinentálnych podmienkach aridnej zóny sú to jazerá so silne mineralizovanou vodou veľmi rôznorodého chemizmu, ktoré podrobne vyhodnotil N. M. Strachov (1962). Recentné chemogénne sedimenty morského pôvodu s asociáciou minerálov podobnou nami študovanému súvrstviu

vznikajú na príbrežnej rovine ležiacej nad úrovňou prílivovej zóny v horúcich suchých oblastiach (pobrežie Perzského zálivu medzi polostrovom Katar a Oman, Bahamské ostrovy, Florida) odparovaním soľaniek morského pôvodu privádzaných kapilárnou cestou k povrchu pórovitých sedimentov príbrežnej zóny. Podľa G. M. Friedmana a J. H. Sandersa (in N. M. Strachov (1970) sa týmto spôsobom za 5000 rokov usadila 150 centimetrová vrstva recentných dolomitov. Recentné karbonáty v asociácii so síranmi vznikajú i v lagúnach morského pôvodu, kde však v dôsledku ich dlhodobého odpojenia od mora alebo iba občasného spojenia s ním (napr. lagúna Coorong v juhovýchodnej Austrálii, ostrov Bonaire — Holandské Antily) môže dochádzať vplyvom povrchových alebo spodných vôd kontinentálneho pôvodu k značným zmenám chemizmu s charakterom kontinentálnych jazier s recentnou tvorbou dolomitu — Balchaš (N. M. Strachov 1970). Podľa citovaného autora i ďalších ani v recentných moriach s vodou uhličitanovo-vápenatého typu, ani na ich príbrežných plošinách a lagúnach nedochádza k priamemu vylučovaniu dolomitu. Ten vzniká v štádiu ranej diagenézy.

Evaporitové súvrstvie vo vrte GK-IV považujeme za sediment morského pôvodu azda reliktného, a to na základe obsahu bóru a stroncia. V riečnych vodách sa stroncium vyskytuje iba akcesoricky (podľa Vernadského $1,3 \times 10^{-5} \%$), kým v mori je jeho obsah $70 \times$ vyšší. Asociácia dolomit—sadrovec—celestín \pm anhydrit bola zistená na viacerých recentných lokalitách morského pôvodu. Bližšia charakteristika procesu vzniku nie je predbežne možná, avšak nízka objemová váha karbonátov a vysoká pórovitosť pripomínajú uloženiny na príbrežných plošinách, ktoré vznikli odparovaním kapilárnou cestou privádzaných soľaniek. Chemickú tvorbu karbonátov a síranov občas prerušovalo usadzovanie fľovitých aleuritov. Usadzovanie terigénnej zložky by mohlo zodpovedať dočasným štádiám vyššej hladiny vody, ktorá pokrývala príbrežnú plošinu. Na tieto štádiá by bolo možné viazať i výskyt rastlinných a živočíšnych zvyškov. Na potvrdenie tejto teórie nie je zatiaľ dosť konkrétnych podkladov, bude najmä potrebné získať porovnávajúce údaje o petrografii fosílnych evaporitov podobnej genézy.

Ďalším problémom je otázka stratigrafického začlenenia evaporitového súvrstvia a jeho paleogeografická interpretácia. Oporné stratigrafické body sú iba v jeho podloží — eocén a nadloží — ottnang. Na slienitých zelených íloch eocénneho veku ležia bez zjavného hiátu dolomity bazálnej časti evaporitov. Styk evaporitového súvrstvia s nadložným ottnangom je nejasný. V jeho najvyššej časti sa objavujú hojné zuhoľnatené rastlinné zvyšky, čo zvädzalo interpretovať tieto sedimenty ako produktívne súvrstvie ottnangu. Styk s vyšším členom ottnangu, s fáciou nadložných ílov, je tektonicky porušený v hĺbke 987—988 m a naznačuje tektonickú pozíciu nadložných ílov na evaporitoch. Účinkom migrujúcich roztokov sa tieto stratigraficky i geneticky

odlišné sedimenty mineralogickým zložením zblížili, sadrovec uvoľnený z podložných hornín sa usadzuje v puklinách a póroch ílovcov ottnangu a v najvyššej časti evaporitov pseudomorfózy po sadrovcí vytvára kalcit.

Po zohľadnení výsledkov palynológie, ktorá na základe novších analýz (M. Marková — E. Planderová 1971) predpokladá eocénno-oligocénny vek súvrstvia, zdá sa najpravdepodobnejšie, že evapority sa usadzovali v príbrežnej časti vodnej nádrže, čiastočne alebo úplne oddelenej od sedimentačného priestoru centrálnokarpatského paleogénu. Mocnosť súvrstvia, prepočítaná na recentnú rýchlosť evaporitovej sedimentácie zodpovedá cca 500 000 rokom. Zvýšený prínos rastlinného detritu v najvyššej časti evaporitového súvrstvia znamená prinajmenej zmenu klímy a pravdepodobne i zánik evaporitovej sedimentácie.

Záver

Hlboký vrt GK-IV situovaný pri obci Bzovík do badenských neovulkanitov Krupinskej vrchoviny prevrtal v hĺbke 790—1155,4 m ich terciérne podložie. Toto prislúcha karpátu, ottnangu, evaporitovému súvrstviu a eocénu. Vrt potom pokračoval v pestrých zlepenoch a pieskovcoch paleocénneho a kriedového veku do hĺbky 2018 m.

Predložený článok sa zaoberá petrografiou evaporitového súvrstvia, ktoré v podobnom vývoji, t. j. vo vývoji anhydritovo-dolomitovom dosiaľ z terciéru centrálnych Západných Karpát nebolo známe. Neboli známe ani výskyty celestínu v evaporitových faciách Slovenska. Jeho vek bol určený palynologickým výskumom ako vrchnoeocénno-oligocénny, klíma subtropická, suchá, s ustupujúcou vegetáciou močiarného typu.

Evaporitové súvrstvie je zložené z karbonátovej a síranovej zložky sprevádzanej rozdielnym, 8—90 % podielom terigénnej frakcie (illit, kaolinit, montmorillonit, kremeň, sludy, kategórie ílu a siltu). Hlavným minerálom karbonátovej zložky je dolomit. Kalcit tvorí výraznejšiu prímes, identifikovateľnú RTG analýzou iba v bazálnej a terminálnej časti súvrstvia. V bazálnej časti sa nachádzajú kalcitové schránky a úlomky organizmov v dolomitovom tmeli, v terminálnej časti kalcit tvorí pseudomorfózy po sadrovcí (tab. XLI, obr. 1, 3, 4). V strednej časti vrtu sa nachádzajú i dolomitizované organické schránky s radiálne lúčovitými lemami okolo pórov a problematických organických zvyškov (tab. XLI, obr. 2). Dolomit je kryptokryštalický a mikrokryštalický. Je usporiadaný v guľôčkovitých agregátoch o priemeru 2—7, resp. 20 mikróv, ktoré sú zložené z klencov dolomitu (tab. XLII), obrastených dolomitovou kôrkou do teliesok šesťuholníkového prierezu, prisadajúcich k sebe formou včelieho plástu. (Mikrofotografie z hĺbky 1039,70 a 1004,10 m). V nerozpust-

nom zvyšku dolomitov mikrokryštalickej štruktúry sa našli minerály vulkanogénneho pôvodu (hyperstén, amfibol, vulkanické sklo), ktoré naznačujú, že ide o dolomitizované sklovité tufy.

Pomer CaCO_3 ku MgCO_3 v dolomite sa pohybuje v rozpätí 50 : 50 až 54 : 46 molárnych percent. Štruktúra a textúra dolomitu je zhodná s fosílnymi dolomitmi evaporitových facií.

Sulfáty sú zastúpené anhydritom a celestínom. Anhydrit tvorí hruzky, často pseudomorfózy po sadrovci, zložené z lištovitých kryštálov plstnatej textúry prevažne neorientovaných, niekedy s náznakom tvorby sférolitov. Anhydrit taktiež vyplňa póry praskliny a dutiny alebo vytvára paralelné vrstvičky o hrúbke 3—5 mm, zložené striedavo z prizmatických a izometrických kryštálov, oddelené tmavou 1—2 mm hrubou, ílovitosiltovou laminou so zvýšeným podielom organickej hmoty (C_{org} 2,47—7,43 %) (tab. XXXIV). Okolo vyrastlíc anhydritu (tab. XXXIX, obr. 4) dochádza k väčšiemu nahromadeniu ílovej hmoty, podobne ako okolo vyrastlíc chalcedonu, ktorý je hojný v evaporitovom súvrství (tab. XXXV, obr. 4) čo svedčí o tom, že pri raste kryštálov boli nečistoty vytlačené na okraj novotvarov. Koncentrácia anhydritu stúpa od dolomitických ílov, kde je 2—15 % cez dolomity na 43,5 % k vrstevnatým anhydritom na 80,5 %.

Kvantitatívne stanovenia obsahu stroncia v anhydritovodolomitovom súvrství, prevedené na atómovom absorpčnom spektrometri Unicam zaznamenali koncentráciu v rozpätí 0,02—3,3 %, priemerne 0,41 % Sr, čo je rádovo $10 \times$ vyššie ako v podložných a nadložných sedimentoch. Množstvo Sr klesá so zvýšeným obsahom terigénneho komponentu a nepriama závislosť je medzi obsahom bóru a stroncia (graf 2). Mikroskopicky pozorovateľný celestín bol pozorovaný na rozhraní dolomitovej a anhydritovej sedimentácie v spodnej časti súvrstvia. Vyplňa póry a dutiny v dolomite (tab. XXXVI a XXXVII). Pri skúmaní vzoriek elektrónovým mikroanalýzátorom sa vo viacerých preparátoch zistili v karbonátovej a síranovej hmote drobné kryštálky celestínu, cca 10 mikrónov. Malý podiel Sr je vstavaný i v dolomite (cca 0,4 %) a v anhydrite (cca 0,2 %).

Predpokladáme, že vznik evaporitového súvrstvia je analogický s recentnými evaporitmi, tvoriacimi sa na pobrežnej plochej rovine v suchej horúcej klíme odparovaním soľanek privádzaných kapilárnou cestou k povrchu pórovitých sedimentov. Dolomit vznikol v štádiu ranej diagenézy zámenou aragonitu cez kalcit pri tvorbe sadrovca, v zmysle L. V. Illinga — A. J. Wellsa — C. M. Taylora (1965) D. Butlera (1967). Anhydrit vznikol diageneticky zámenou za sadrovec, vytvárajúci idiomorfne kryštály alebo vrstvičky, alebo sekundárnu výplň dutín a puklín.

Genetickú spätosť evaporitového súvrstvia so soľankami morského pôvodu predpokladáme len na základe zvýšeného obsahu stroncia a bóru. Organické

zvyšky neposkytli dôkazy o ich morskom pôvode. Množstvo „upraveného bóru“ podľa C. T. Walkera (1962) sa pohybuje v rozpätí 173,7—1190, vo väčšine vzoriek zodpovedá množstvám uvádzaným v sedimentoch v morskej vode vyššej salinity.

Do tlače odporučil M. Mišík

LITERATÚRA

- [1] Alderman A. R. — Skinner H. C. W., 1957: Dolomite sedimentation in the South East of South Australia. *Amer. Journ. of Sci.*, 255/8, New Haven. — [2] Bernard J. H. a kol., 1969: Mineralogia Československa. Academia, Praha. — [3] Borch C. von der, 1965: The distribution and preliminary geochemistry of modern carbonate sediments of the Coorong area South Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 29, Pergamon Press, London. — [4] Braitsch O., 1962: Entstehung und Stoffbestand der Salzlagestätten. *Mineral. und Petrogr. in Einzeldarstellungen*, Band III, Springer-Verlag, Berlin. — [5] Chillingar V. G. — Bissel J. H. — Wolf H. K., 1967: Diagenesis of carbonate rocks. *Diagenesis in sediments. Developments in Sedimentology* 8. Elsevier, Amsterdam. — [6] Conley R. F. — Bundy W. M., 1958: Mechanism of gypsification. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 15. Pergamon Press, London. — [7] Curtis C. D., 1964: Studies on the use of boron as a paleoenvironmental indicator. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 28, London. — [8] Deffeyes K. S. — Lucia J. F. — Weyl P. K., 1965: Dolomitization of recent and Plio-Pleistocene sediments by marine evaporite waters on Bonaire, Netherlands Antilles. *Dolomitization and Limestone Diagenesis. Soc. of Econ. Paleontol. and Mineral. Special Publication No. 13*, 1965. Tulsa, Oklahoma. — [9] Degens E. T., 1967: Geochimija osadočných obrazovanij. Mir, Moskva. — [10] Friedman G. M., 1964: Early diagenesis and lithification in carbonate sediments. *Journ. of Sediment. Petrol.* 34/4. — [11] Fusán O. — Kuthan M. — Ďuratný S. — Plančár J. — Zbořil L., 1969: Geologická stavba podložia stredoslovenských neovulkanitov. *Zborník geolog. vied Západné Karpaty*, zv. 10, GÚDŠ, Bratislava. — [12] Füchtbauer H., 1962: Fazies, Porosität und Gasinhalt der Karbonatgesteine des norddeutschen Zechsteins. *Zeitschrift der deutsch. geol. Gesellschaft* 114, Hannover. — [13] Füchtbauer H. — Müller G., 1970: Sedimente und Sedimentgesteine. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. — [14] Goldsmith J. R. — Graf D. L., 1958: Structural and compositional variations in some natural dolomites. *Journ. of Geology*, 66. — [15] Graf D. L. — Eardley A. J. — Shimp N. F., 1961: A preliminary report on magnesium carbonate formation in glacial lake Bonneville. *Journ. of Geology* 69/2, Chicago. — [16] Harder H., 1970: Boron content of sediments as a tool in facies analysis. *Sedimentary Geology* 4/2, Elsevier. — [17] Illing L. V. — Wells A. J. — Taylor C. M., 1965: Penecontemporary dolomite in the Persian Gulf. *Dolomitization and Limestone Diagenesis. Soc. of Econ. Paleontol. and Mineral. Special Publication No 13*, 1965. Tulsa, Oklahoma. — [18] Jung W., 1958: Zur Feinstratigraphie der Werraanhydrite (Zechstein I) im Bereich der Sangehäuser und Mansfelder Mulde. Beiheft zur *Zeitsch. Geol.* 24, Berlin. — [19] Kantorová V., 1970: Foraminifery a ich sprievodné mikrofosílie z podložia tortónskych vulkanitov Krupin-

skej vrchoviny z vrtu GK-IV pri Bzovíku. Manuskript-Geofond Bratislava. — [20] Konečný V., 1970: Závěrečná zpráva štruktúrneho geologického vrtu GK-IV. Bzovík. Manuskript-Geofond, Bratislava. — [21] Konečný V. — Marková M. — Vass D., 1966: Predbežná správa o náleze síranov vo vrte GK-IV. Manuskript-Geofond, Bratislava. — [22] Konta J., 1969: Quantitative analytical petrological classification of sedimentary rocks. Acta Universitatis Carolinae-Geologica. No 3, Praha. — [23] Marková M., 1970: Petrografia, mineralogia a geochémia evaporitov a sedimentov otnangieniu a karpatienu vo vrte GK-IV Bzovík (882—1155,4 m) Manuskript-Geofond, Bratislava. — [24] Marková M. — Planderová E., 1971: Petrography of Tertiary carbonates and sulphates in Central Slovakia. Abstracts VIII International Sedimentological Congress 1971. Heidelberg. — [25] Mišík M., 1968: Some aspects of diagenetic recrystallisation in limestones. XXIII Internat. Geol. Congress. Vol. 8, Praha. — [26] Ogniben L., 1955: Inverse graded bedding in primary gypsum of chemical deposition. Journal of Sediment. Petrol. 25/4, Tulsa. — [27] Okrajek A., 1965: Sedimentpetrographische Untersuchung toniger und sandiger Lagen des Mittleren Buntsandsteins in Bohrungen und Tagesaufschlüssen Süd-Niedersachsens. Beitr. zur Miner. und Petrogr. 11, Berlin. — [28] Planderová E., 1970: Čiastková záverečná správa z palynologického zhodnotenia vrtu GK-IV. Manuskript-Geofond, Bratislava. — [29] Quester H., 1962: Petrographie des erdgashöffiger Hauptdolomits im Zechstein 2 zwischen Weser und Ems. Zeitschrift der deutsch. geol. Ges. 114, Hannover. — [30] Richter-Bernburg G., 1955: Über saline Sedimentation. Zeitschrift der deutsch. geol. Ges. 105, Hannover. — [31] Sapožnikov D. G., 1942: Izvestkovo-dolomitovij il oz. Balchaš. Dokl. AN SSSR 36/4—5, Moskva. — [32] Skinner H. C. W., 1963: Precipitation of calcian dolomites and magnesian calcites in the South East of South Australia. Amer. Journ. of Sci. 261. New Haven. — [33] Stehli F. G. — Hower J., 1961: Mineralogy and early diagenesis of carbonate sediments. Journ. of Sediment. Petrol. 31/3, Menasha Wisconsin. — [34] Strachov N. M., 1945: Dolomitovyje osadki i geologija oz. Balchaš i ich značeniija dlja poznaniija processov dolomitoobrazovanija. Sov. geol. 4, Moskva. — [35] Strachov N. M., 1951: Izvestkovo-dolomitovyje facii sovremennyh i drevnich vodojemov. Trudy instituta geol. nauk. Vyp. 124, Moskva. — [36] Strachov N. M., 1962: Osnovy teorii litogeneza. T. III. Izd. AN SSSR, Moskva. — [37] Strachov N. M., 1970: Zarubežnyje issledovanija sovremennyh dolomitovyh osadkov v morskich vodojemach. Litologija i polez. iskop. 4, Moskva. — [38] Theilig F. — Pensold G., 1964: Über das Vorkommen von Cölestin im Hauptdolomit des norddeutschen Zechsteins. Chemie der Erde 23/3, Jena. — [39] Usdowski H. E., 1967: Die genese von Dolomit in Sedimenten. Mineralogie und Petrographie in Einzeldarstellungen. B. IV. Springer-Verlag, Berlin. — [40] Vass D. — Tomášek B., 1963: Elevácia predterciérneho podložia pri Šahách a jej vplyv na paleogeografický a tektonický vývoj západnej časti juhoslovenskej uhoľnej panvy. Geologické práce, Správy 27, GÚDŠ, Bratislava. — [41] Veizer J. — Demovič R. — Turan J., 1971: Possible use of strontium in sedimentary carbonate rocks as a paleoenvironmental indicator. Sedimentary Geology 5/1, Elsevier. — [42] Walker C. T. — Price N. B., 1963: Departure curves for computing paleosalinity from boron in illites and shales. Bull. of Amer. Ass. of Petrol. Geol. 47/5. — [43] Wells A. J. — Illing L. V., 1963: Present day precipitation of calcium carbonate in the Persian Gulf. 6th Int. Congress of Sedimentology.

TERTIARY EVAPORITES IN THE BASEMENT OF THE KRUPINSKÁ VRCHOVINA MTS.

(Summary of the Slovak text)

The deep bore-hole GK-IV situated near the village of Bzovík in the Badenian neovolcanites of Krupinská vrchovina Mts. penetrated their Tertiary basement at a depth of 790—1155,4 m. The basement is referred to Karpatian, Ottangian, to evaporite beds and Eocene. The bore-hole continued then in coloured conglomerates and sandstones of Paleocene and Cretaceous age to a depth of 2018 m.

The present article deals with the petrography of the evaporite beds. So far such beds have not been found in the analogous formation in the Tertiary of Central West Carpathians Mts, neither was the occurrence of celestine in evaporite facies of Slovakia known. The beds have been palynologically dated as Upper Eocene — Oligocene, climate subtropical, dry, with decreasing swamp vegetation.

The evaporite bed sequence consists of carbonate and sulphate with different proportions (between 8 and 90 %) of terrigenic components) illite, kaolinite, montmorillonite, quartz, mica — categories of clay and silt). Dolomite is the principal mineral of the carbonate component. Calcite forms a distinct admixture, identifiable by X-ray analyses only in the basal and terminal parts of the bed sequence. In the basal part there are calcite fragments of organisms in a dolomite matrix; in the terminal part calcite forms pseudomorphoses after gypsum (Pl. XLI, fig. 1, 3, 4, Pl. XXXVIII, fig. 1, Pl. XL).

In the middle part of the bore-hole there are also dolomitized organic shells, radiating fringes around pores and around problematic organic remains (Pl. XLI, fig. 2). Dolomite consistence was proved by electron probe microanalyser. Dolomite is crypto and microcrystalline, arranged in spheroidal aggregates with 2, 7 or 20 μ diameter (Pl. XLII). The aggregates consist of dolomite rhombohedrons covered with a dolomite crust, forming small bodies of hexagonal cross section, fitted together sometimes in the form of a honeycomb. An insoluble residue of microcrystalline dolomite includes minerals of volcanic origin (hyperthene, amphibole, volcanic glass) indicating previous vitreous tuff.

Carbon replica electron photographs show rhombohedrons crystals in cryptocrystalline dolomite (Pl. XLIII).

23 X-ray analyses of dolomite showed ordering lines (211) between 2,88 and 2,895, the ordering line (221) was distinct in 50 % of analyses, (111) in 39 % and the ordering line (100) appeared only in one sample. The average value of the ratio of the line heights (221) / (101) 2θ Fe K 44,80/47,40 in dolomite is 0,54 (max. 1,0 — min. 0,3). This result, which according to Goldsmith and Graf (1958) represent a sensitive parameter, indicate a favourable ordering of the crystal lattice.

The $MgCO_3$ content in dolomite is between 50 and 46 % mole %. Calculations of chemical analysis and the mean figures of spot analysis by electron probe microanalyser gave identical results. (tab. 3).

Sulphate are represented by anhydrite and celestine. Anhydrite forms nodules consisting of felted network of lamellar crystals differently oriented, sometimes with indications of spherulites. In dolomite or dolomitized clay anhydrite forms pseudomorphs after gypsum or fills pores and cracks and vesicles, or forms parallel layers 3—5 mm thick (Pl. XXXIV) composed of alternating crystals separated by a dark, 1—2 mm thick clayey-silty lamina with an increased proportion of organic matter (C_{org} 2,5—7,4 %). Around the anhydrite nodule and also around the chert nodules that are abundant in the evaporite sequence, a relatively high content of clayey component is concentrated.

The clayey impurities were squeezed out to the periphery of new phenocrystals (Pl. XXXV, fig. 4; pl. XXXIX, fig. 4). Anhydrite concentration increased from dolomitic clays, through dolomites to stratified anhydrites from 15–43 to 80 %.

Quantitative determinations of Sr content in the anhydrite — dolomite bed sequence, by atomic absorption spectrometer Unicam showed a concentration between 0,02–3,3 % of Sr. As for the order it is 10 × higher than in underlying and overlying sediments. The Sr content decreases with the increasing content of the terrigenous component. There seems to be an indirect dependence between the content of boron and strontium, but the number of analyses, is still not sufficient to say it definitely. Microscopically observable mineral celestine has been found on the border between dolomite and anhydrite sedimentation in the lower part of the bed sequence. It fills pores and cracks in dolomite (Pl. XXXVI; pl. XXXVII).

Using electron probe microanalyser, minor crystals (approx. 10 μ) of celestine were found in carbonate and sulphate matter in several samples. A low amount of Sr is diadachically built into dolomite (approx. 0,4 %) and even less in anhydrite (approx. 0,2 %).

Perhaps the genesis of the evaporite bed sequence is analogous with recent evaporites arising on pericoastal flat plain in a dry warm climate, owing to evaporation of brines ascending through capillaries to the surface of porous sediments. Dolomite arose in the stage of early diagenesis by the substitution of aragonite by calcite during the formation of gypsum, in the sense of L. V. Illing — A. J. Wells — C. M. Taylor (1965), O. Butler (1967) and other. Anhydrite arose diagenetically by substitution of gypsum, forming idiomorphic crystals or layers or secondary filling of the cracks and vesicles.

A genetical relation between the evaporite bed sequence and the brines of marine origin may be presumed on the basis of the increased Sr and B content. The amount of "adjusted boron" according to C. T. Walker (1968) is 173–1190; and in the majority of samples corresponds to the amounts included in sediments deposited in sea water of higher salinity.

Preložila E. Jassingerová

IMRICH VAŠKOVSKÝ*

**O LITOLÓGII, GENÉZE A VEKU SPRAŠÍ V DOLINE DUNAJA
NA ÚSEKU KOMÁRNO—ŠTÚROVO**

(6 obr. v texte, 1 tab. na kriede, anglické resumé)

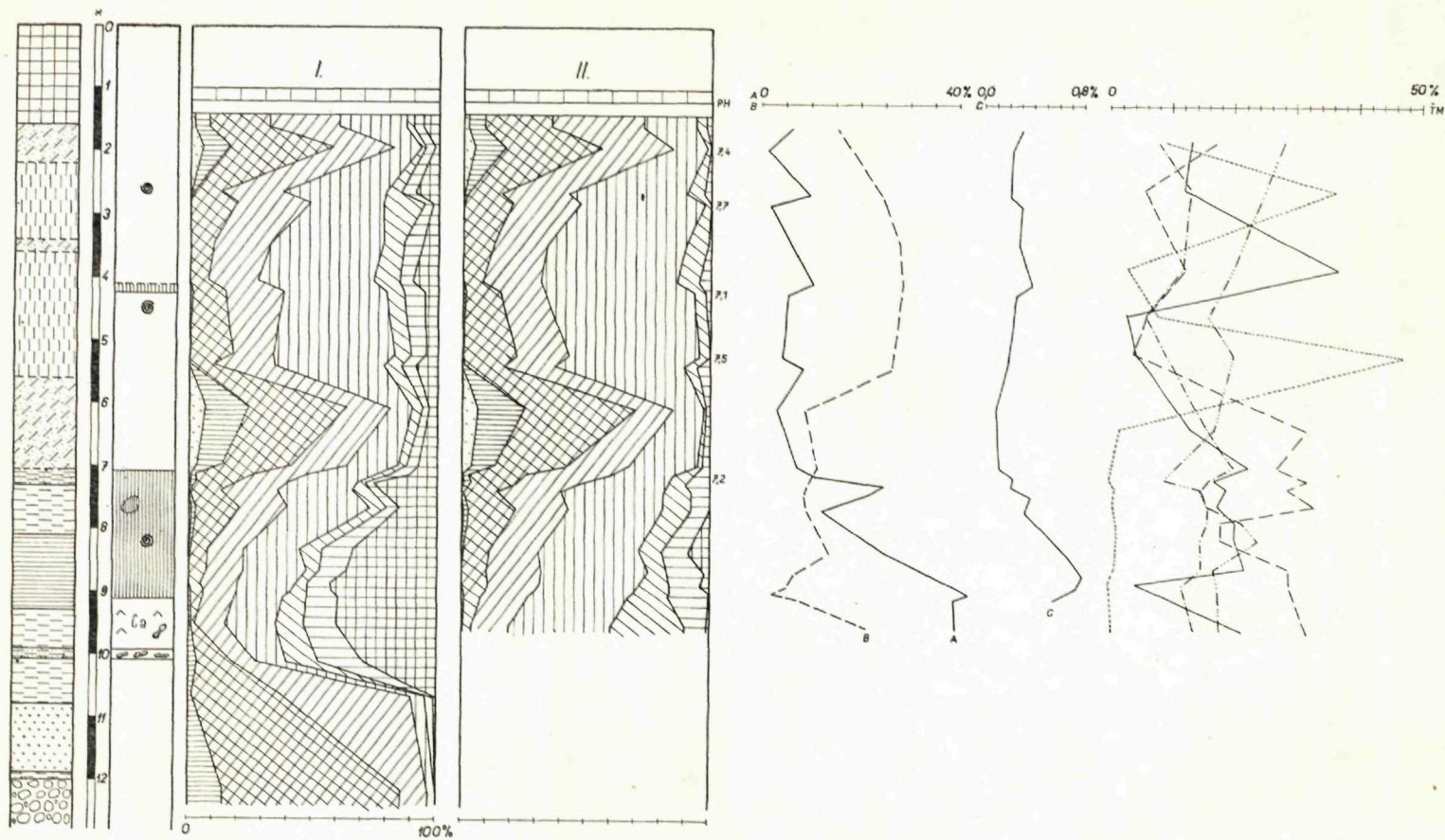
Abstrakt. Die Arbeit befasst sich zusammenfassend mit den Lössen im Donau-Tal des Abschnittes Komárno—Štúrovo. Die Arbeit nimmt in Betracht die älteren Angaben und widergibt eine verschiedene Charakteristik der Löss-Decken, wobei auf ihre Beschreibung, paläontologische und lithologische Zusammensetzung grösserer Nachdruck gelegt wird.

Značné plochy ľavej strany doliny Dunaja v úseku Komárno—Štúrovo pokrývajú spraše, ktoré sa tu nachádzajú popri kvartérnych fluvialných sedimentoch. Vyskytujú sa prevažne na j. svahoch Hronskej pahorkatiny, Belanských kopcov, ktoré v tomto úseku doliny tvoria jej s. ohraničenie, a tiež i na niektorých terasových stupňoch priamo v doline Dunaja. O priestorovom rozšírení sprašových sedimentov na študovanom území, resp. o ich niektorých vlastnostiach, obsahu fauny a pod., nachádzame zmienky u viacerých autorov (B. Inkey 1896, H. Horusitzky 1896—1916, I. Timkó 1901—1904, J. Petrbock 1924, M. Lukniš — Š. Bučko 1953, V. Ložek 1952, 1955, 1964, L. Kalaš 1964, J. Hraško — D. Minařiková — J. Šajgalík 1968, M. Matula 1964 a ďalší).

Hoci výskumy predchádzajúcich autorov znamenali značný prínos pre štúdium zloženia, veku a genézy spraší na sledovanom území, mnohé otázky neboli dostatočne objasnené. Viacročné terénne výskumy sprašových pokryvov doplnené laboratórnym výskumom nám umožňujú bližšie objasniť niektoré ich zvláštnosti. Súhrnný pohľad na tieto zvláštnosti z historicko-geologického aspektu umožňuje do značnej miery rekonštruovať podmienky formovania sprašových sedimentov. Získané údaje nám okrem toho umožňujú vzájomne porovnať sprašové profily a vyčlenené genetické typy sedimentov.

Schematické znázornenie rozšírenia sprašových sedimentov na predmetnom území je na prílohe (obr. 1). Pri zovšeobecňovaní regionálnej charakteristiky niektorých vlastností spraší (sprašových pokryvov) vychádzame predovšetkým

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava



Obr. 2 Litologické zloženie sedimentov odkryvu Búč — turecký cintorín
 Fig. 2 Lithological Composition of Sediments at the Outcrop Búč-Turkish Cemetery

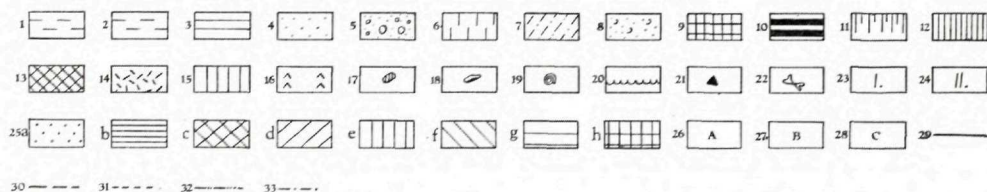
zo zistených vlastností v nasledujúcich profiloch: Búč — turecký cintorín (obr. 2), Búč — ihrisko, Jurský Chlm (obr. 3), Mužla — pri cigánskej osade, Obid — pri hrádzi, Štúrovo — tehelňa (obr. 4), Štúrovo v km² 13 (obr. 5), Vojnice — pri cigánskej osade, Modrany (obr. 6), vrty PV-2, PV-3, PV-4, PV-5, atď.

Hrúbka sprašových pokryvov na študovanom území nie je rovnaká. Vzhľadom na morfológickú pozíciu ich podložia pozorujeme, že najväčšiu hrúbku dosahujú pokryvy v priúpätných častiach svahov Hronskej pahorkatiny s terasovými stupňami (napr. vrt PV-5, do 25 m) v priestore medzi Šrobárovou a Vojnicami, na svahoch a v údoliach Hronskej pahorkatiny (napr. odkryvy Modrany do 16 m, obr. 6). Východne od Šrobárovej na strednom terasovom stupni je čo do mocnosti vyrovnaný sprašový pokryv).

Stavbu sprašových pokryvov na sledovanom území tvoria spraše rôznej mocnosti horizontov, ktoré nemajú makroskopické znaky zvrstvenia (tzv. nevrstevné spraše). Popri nich sa tu nachádzajú aj polohy rytmicky zvrstvených pieskov s polohami hĺn (obraz 2, 4, 6) a fosílnych pôd, ktoré sú fosilizované v rôznych štádiách vývoja (obr. 3, 4).

Vysvetlivky k litologickému zloženiu sedimentov odkryvov: Búč — turecký cintorín, Jurský Chlm-1, Štúrovo — tehelňa, Štúrovo km² — 13, Modrany — I:

Explanations to Lithological Composition of Sediments at the Outcrops: Búč — Turkish cemetery, Jurský Chlm-1, Štúrovo — brickyard, Štúrovo km² — 13, Modrany — I:

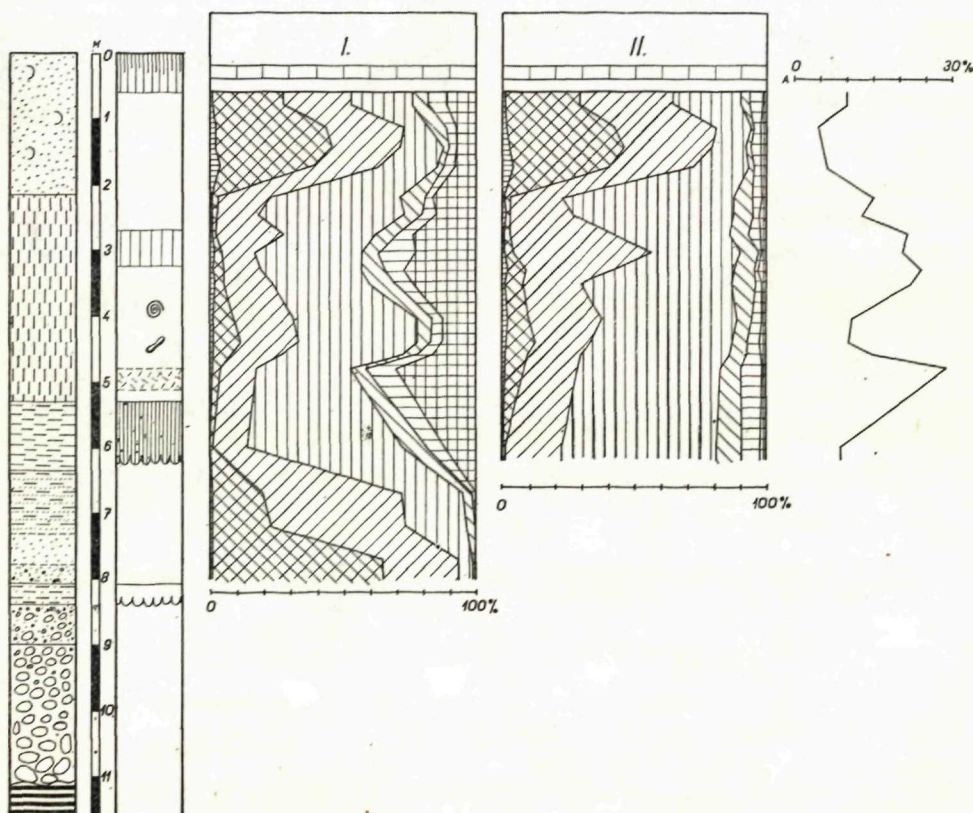


1 — fluvialne hliny prachovité; 2 — fluvialne hliny piesčité; 3 — hlina fľovitá až fl; 4 — fluvialne piesky; 5 — fluvialne piesky so štrkom; 6 — eolické spraše; 7 — eolicko-deluvialne sedimenty; 8 — viate piesky; 9 — kultúrna vrstva; 10 — terciér; 11 — recentná černoziem; 12 — fosilná černoziem; 13 — fosilná hneodozem (Parabraunerde); 14 — zóna oglejenia; 15 — slabé zahľinenie; 16 — Ca-horizont; 17 — krotoviny; 18 — konkrécie CaCO₃; 19 — výskyt fauny; 20 — kryoturbačia; 21 — artefakty; 22 — osteologické nálezy; 23 — zrnitostné zloženie s dispergátorom Na₄P₂O₇; 24 — prirodzený stav mikroagregátov; 25 — rozmer frakcií v mm: a) 1–0,5 mm; b) 0,5–0,25 mm; c) 0,25–0,1 mm; d) 0,1–0,05 mm; e) 0,05–0,01 mm; f) 0,01–0,005 mm; g) 0,005–0,002 mm; h) < 0,002 mm; 26 — stupeň mikroagregácie; 27 — CaCO₃; 28 — humus; 29 — granát; 30 — amfibol; 31 — hyperstén + augit; 32 — opakné minerály; 33 — epidot + zoisit

1 — Fluvial loams, aleuritic; 2 — Fluvial loams, sandy; 3 — Clay loam to clay; 4 — Fluvial sands; 5 — Fluvial sands with gravel; 6 — Eolian loesses; 7 — Eolian-deluvial sediments; 8 — Drift sands; 9 — Cultural horizon; 10 — Tertiary; 11 — Recent black earth; 12 — Fossil black earth; 13 — Fossil brownearth (Parabraunerde); 14 — Gley zone; 15 — Slight loamification; 16 — Ca-horizon; 17 — Mole-hills; 18 — CaCO₃ concretions; 19 — Occurrences of fauna; 20 — Cryoturbation; 21 — Artifacts; 22 — Osteological findings; 23 — Grain size composition with dispergator Na₄P₂O₇; 24 — Natural state of microaggregates; 25 — Dimension of fractions in mm: a) 1–0,5 mm; b) 0,5–0,25 mm; c) 0,25–0,1 mm; d) 0,1–0,05 mm; e) 0,05–0,01 mm; f) 0,01–0,005 mm; g) 0,005–0,002 mm; h) < 0,002 mm; 26 — Degree of microaggregation; 27 — CaCO₃; 28 — Humus; 29 — Garnet; 30 — Amphibole; 31 — Hypersthene + augite; 32 — Opaque minerals; 33 — Epidote + zoisite

Heterogénnosť stavby sprašových pokryvov, spôsobená prítomnosťou rytmičky zvrstvených horizontov spraší, striedajúcich sa pieskov a fosílnych pôd, sa odráža aj v ich zrnitostnom zložení a v ďalších vlastnostiach.

Jedným z dôležitých znakov skúmaných sprašových horizontov, resp. vrstiev je ich zrnitostné zloženie. Ich vzájomné porovnanie názorne ukazuje, že dominujúce postavenie v ich zrnitostnom zložení majú prachovité častice (frakcia 0,05—0,002 mm) — do 68 %. Takéto zastúpenie uvedenej frakcie však nie je u všetkých profilov rovnaké: zaznamenáva sa značné výskyt vo vertikálnom aj horizontálnom smere. Najväčší obsah a zároveň aj najmenší rozptyl zastúpenia tejto frakcie majú spráše vrchného podhorizontu (hĺbka 2,2—2,8 m) v odkryve Jurský Chlm — 60,8—67,7 % (obr. 3), v profile štúrovskej tehelne do hĺbky 5,5 m 58,5—67 % (obr. 4), v Modranoch v hĺbke 7,1—9,9 m 52—68 % (obr. 6). Najnižší obsah a pomerne najväčší rozptyl pracho-



Obr. 3 Litologické zloženie sedimentov odkryvu Jurský Chlm-1
(Vysvetlivky pozri na obr. 2)

Fig. 3 Lithological Composition of Sediments at the Outcrop Jurský Chlm-1 (Explanations see fig. 2)

vitých častíc zistujeme v odkryve Modrany v hĺbke 2,25 m 37,5–54 % (obr. 6). V ostatných profiloch ich obsah kolíše v rozmedzí 50–65 %. Najsilnejšia je frakcia hrubého prachu (0,05–0,01 mm).

Podobné rozdiely sú aj v ďalších zrnitostných zložkách spraší, vo frakciách piesčitých a ílovitých. Ich obsah je však v porovnaní s celkovým obsahom častíc všeobecne nižší.

Frakcie piesku (nad 0,05 mm) sú v skúmaných sprašiach zastúpené od 18–51 %. Najväčší obsah týchto častíc má sprašový horizont v hĺbke 2,25–5,0 m (obr. 6), PV-5 v hĺbke 2–4 m (40–46 %) a najnižší obsah má vrchný sprašový podhorizont v Jurskom Chlme v hĺbke 2,2–2,8 m 18,2–22,4 % (obr. 3). Takmer podobný obsah má aj sprašový horizont v štúrovskej tehelni do 5,5 m (do 25 %).

Ďalšou dôležitou zložkou zrnitostného zloženia skúmaných spraší je prítomnosť fyzikálneho ílu (menej ako 0,002 mm), ktorý je zastúpený od 4,5 do 20 %. Jeho najvyššie zastúpenie pozorujeme v sprašovom horizonte do hĺbky 5,5 m v štúrovskej tehelni (obr. 4) a v profile v Modranoch (obr. 6).

Napriek rozdielnym lokálnym hodnotám v obsahu a zastúpení zrnitostných frakcií vidno určitú zhodu v ich obsahu, ktorá sa navymkyna z rámca zrnitostnej klasifikácie J. Pelíška (1968) pre spraše ČSSR.

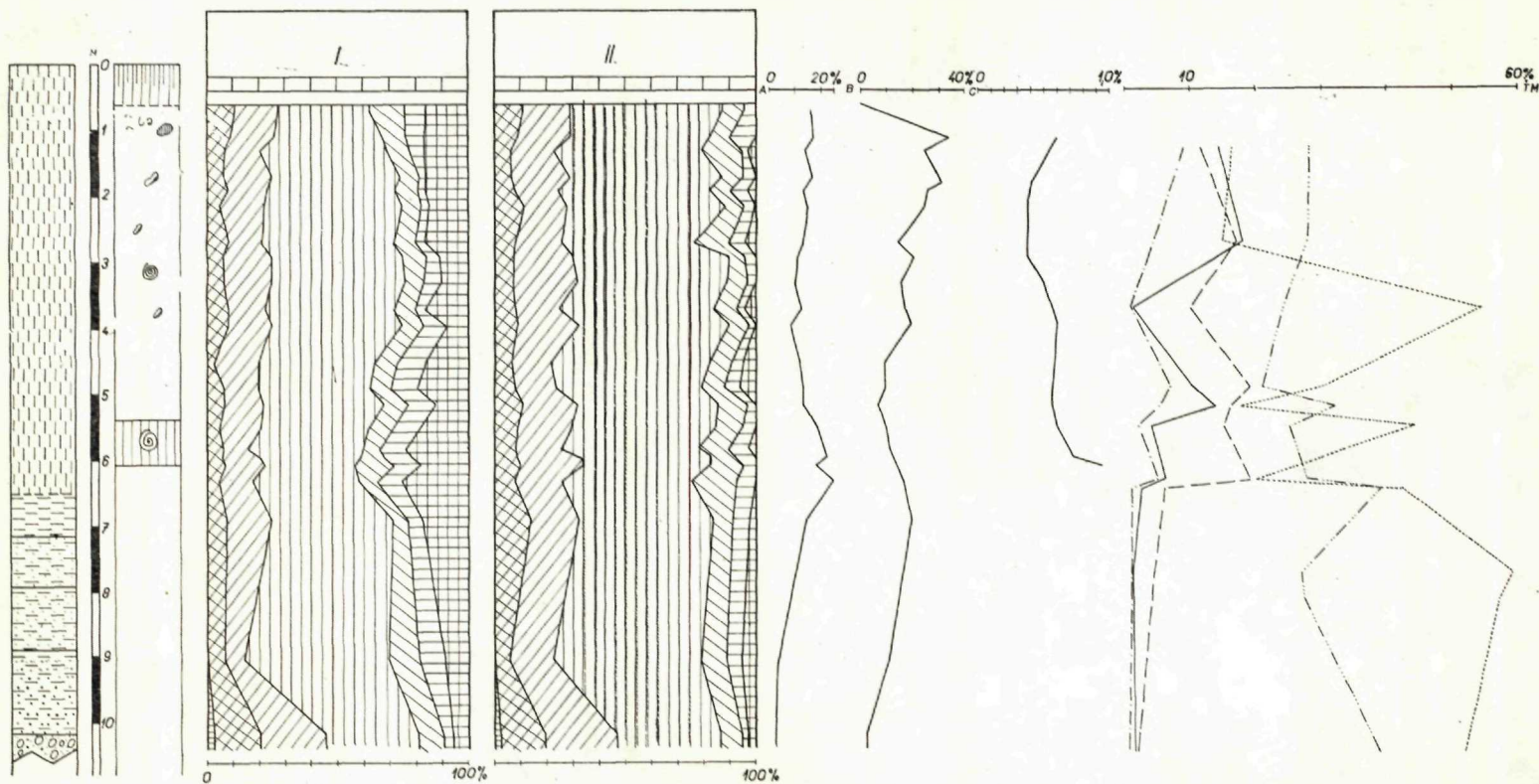
tabuľka 1

Zastúpenie vysokodisperzných minerálov vo frakcii <0,001 mm
(Representation of Highly Dispersive Minerals in Fraction <0,001 mm)

Pora- dové číslo	Hĺbka	Metóda stanovenia	
		R T G	D T A
1	1,8–2,0	montmorillonit, illit, kaolinit, kalcit, dolomit, náznak živea	
2	2,7–2,9	montmorillonit, kalcit, dolomit, illit, kaolinit, kremeň, náznak živea	
3	4,1–4,3	montmorillonit, illit, kaolinit, kalcit, málo dolomitu, kremeň	
4	5,1–5,5	montmorillonit, illit, kaolinit, kalcit, dolomit, kremeň	
5	7,05–7,2	montmorillonit, illit, kaolinit, kalcit, dolomit, kremeň	
			organické látky, kalcit, kaolinit kalcit, kaolinit organické látky kaolinit, kremeň kaolinit, kalcit montmorillonit, kalcit

Prirodzené mikroagregáty v skúmaných sprašových horizontoch sú zväčša sústredené v prachovitých, menej v piesčitých a len ojedinele v ílovitých frakciách. V prachovitých frakciách (0,05–0,002 mm) sa koncentrujú v rozmedzí 57–76 %, v piesčitých frakciách (nad 0,05 mm) od 22–44 % (obr. 2, 3, 4, 6).

Sprašové horizonty sa vyznačujú nízkym a stredným stupňom mikroagregácie (obr. 2, 3, 4, 6). Medián zrnitosti je od 0,011–0,089 a sú dobre, stredne až zle vytriedené ($So = 1,7–4,0$); obsah humusu 0,18–0,38. Karbo-



Obr. 4 Litologické zloženie sedimentov Štúrovo — tehelná
 (Vysvetlivky pozri na obr. 2)

Fig. 4 Lithological Composition of Sediments at the Outerop Štúrovo-Brickyard (Explanations see fig. 2)

náty (CaCO_3) v sledovaných sprašových horizontoch sa nachádzajú v rôznych formách, napr. drobné biele pseudomycely, malé kryštálky vystielajú stienky pórov. Sekundárne formy CaCO_3 existujú ako karbonátové konkrécie, cicváry, a i. Vo väčšine prípadov konkrécie nepresahujú veľkosť fazule; bývajú rozptýlené. Zvýšený obsah CaCO_3 je obyčajne vo vrcholových častiach sprašových horizontov (karbonátových horizontov, podpôdnych stykoch, resp. pôdach). Takéto obsahové zvýšenie (do 36 %) pozorujeme napr. v štúrovskej tehelni a v odkryve Búč — ihrisko. Všeobecne obsah CaCO_3 v horizontoch spraší kolíše od 6 do 28 %.

Zrnitostnými rozbormi zaílovaných polôh v sprašových profiloch Jurský Chlm v hĺbke 2,8—3,3 m (obr. 3), v štúrovskej tehelni v hĺbke 4,5—6,1 m (obr. 4) sme zistili bohaté zloženie. V porovnaní so sprašovými horizontmi, ktoré poslúžili ako substrát pre ich tvorbu, zachovávajú si prevládajúce postavenie prachovité častice (0,05—0,002 mm) s obsahom 48—56 %. Rozdiel pozorujeme v znížení piesčitých častíc (nad 0,05 mm); ich obsah kolíše v úzkom rozmedzí 22—27 %. Na druhej strane môžeme pozorovať zvýšený obsah ílovitých častíc (pod 0,002 mm) — do 25 %. Určitá zhoda je aj v prirodzenej koncentrácii mikroagregátov. Podobne ako pri spraši, aj v týchto polohách sa predovšetkým sústreďujú v prachovitých frakciách (55—78 %), v menšej miere v piesčitých frakciách (21—41 %) a len málo (do 2 %) v ílovitých frakciách. Zaílené polohy majú stredný a vysoký stupeň mikroagregácie (18—25 %). Je to vyšší stupeň, než majú samotné spraše. Medián zrnitosti 0,014—0,017; sú zle vytriedené až nevytriedené ($\text{So} = 4,0—5,8$), karbonátne ($\text{CaCO}_3 = 10—16$ %). Pravdepodobne tu ide o sekundárne obohatenie vápnom. Obsah humusu je 0,61—0,93; jeho vyšší obsah, najmä v zaílenej polohe štúrovskej tehelne možno vysvetliť aj prítomnosťou kolísania hladiny podzemných vôd.

Z predchádzajúcej charakteristiky sme videli, že medzi monolitnými (bezvrstevnými) horizontmi spraši v niektorých skúmaných profiloch (Modrany obr. 6, Búč — turecký cintorín obr. 2, Štúrovo km^2 — 13 (obr. 5, vrt PV-5) sa nachádzajú striedajúce sa polohy pieskov. Tieto polohy nemajú rovnaké zrnitostné zloženie; striedajú sa v nich hrubšie a jemnejšie vložky (tab. XLIV). Mocnosti hrubších a jemnejších polôh sú rôzne (obr. 6). Polohy sa navzájom vykliňujú a nasadzujú. Ich spodný kontakt s podložnými sprašami je ostrý. V zrnitostnom zložení piesčitejších polôh prevláda piesčitá frakcia (nad 0,05 mm). Jej zastúpenie však v jednotlivých polohách dosť kolíše (23—90 %). Obsah prachovitých častíc (0,05—0,002 mm) tiež kolíše (od 10—62 %) a obsah ílovitých častíc nepresahuje 8 %. Prirodzený stav mikroagregátov je sústredený hlavne v piesčitej frakcii. V porovnaní s ostatnými časťami sprašových pokryvov sa tieto polohy vyrovnajú nízkym stupňom mikroagregácie; sú vytriedené veľmi dobre, dobre, zle až nevytriedené ($\text{So} = 1,4—$

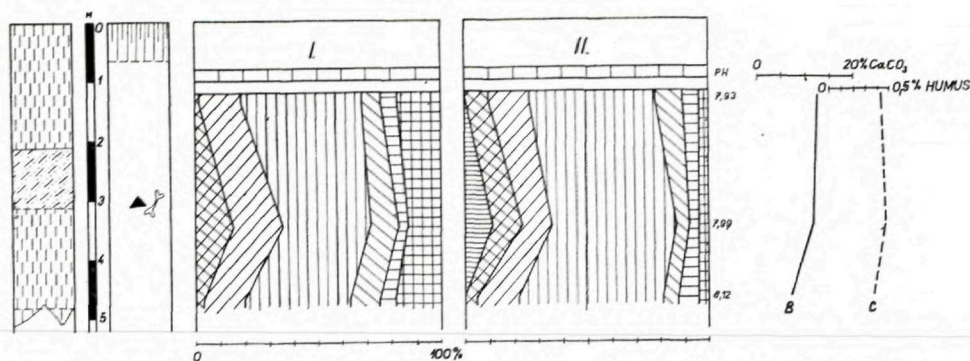
5,8); sú vápnité, majú 2—16 % CaCO_3 ; pH je 6,7—8,1; obsah humusu 0,13 % (odkryv Búč — turecký cintorín — obr. 2).

Okrem zašleňých polôh, o ktorých predpokladáme, že predstavujú iniciálne štádiá vývoja fosílnych pôdnych horizontov buď priamo v sprašových pokryvoch (vrt PV-5 v hĺbke 19—21 m), alebo v ich podloží (odkryv Modrany v hĺbke 14,1 m, obr. 6), nachádzajú sa na sledovanom území fosílné pôdne komplexy, pozostávajúce z viacerých pôdnych horizontov. Spomínané pôdne komplexy, vyvinuté na sprašiach, sú si makroskopicky veľmi podobné. Typologicky sa líšia od fosílnych horizontov vyvinutých na strednom terasovom stupni (lužné černoze). Celé jadro z pôdneho komplexu vrtu PV-5 bolo nedopatrením odobrané na vyplavenie fauny, preto pri litologickej charakteristike jednotlivých pôdnych horizontov používame modranský odkryv (obr. 6).

Vrchný horizont fosílny pôdy (hĺbka 14,1—15,3 m) tvorí tmavočierna fosílna pôda hrudkovitej štruktúry (černoze). V zrnitostnom zložení pôdneho horizontu prevládajú prachovité častice (0,05—0,002 mm), v rozmedzí 44—57 %. Pomerne vyrovnaný obsah majú piesčité častice (nad 0,05 mm) — asi 24—32 % a ílovité častice (pod 0,002 mm), ktoré dosahujú 25 %. Tak ako u spraší, aj v tomto fosílnom pôdnom horizonte sa prirodzené mikroagregáty sústreďujú v prachovitých frakciách (65,5 %) a v piesčitých frakciách (do 33 %); veľmi nízka (do 1,5 %) je ich koncentrácia v ílovitých frakciách. Všeobecne sa horizont vyznačuje vysokým stupňom mikroagregácie (22 %); medián zrnitosti je 0,008—0,18; je zle vytriedený až nevytriedený ($S_o = 3,0—5,3$). Obsah karbonátov (obr. 6) smerom do hĺbky sa postupne zvyšuje z 1 na 26 %. Obsah humusu má opačnú tendenciu — z 1,18 klesá na 0,20 %. Chemické zloženie horizontu: SiO_2 (66—75 %), Al_2O_3 (10,2—12,5 %), Fe_2O_3 (2,0—3,6 %), FeO (1,4—1,6 %), TiO_2 (0,7—0,9 %), MnO (1,6—1,8 %), P_2O_5 (0,02 %), CaO (1,1—1,2 %), MgO (1,8—1,9 %), K_2O (1,6—1,8 %), Na_2O (1,2—1,4 %), CO_2 (0,39—0,57 %).

V hĺbkovom rozmedzí 15,3—15,6 m medzi vrchným a spodným pôdnym horizontom sa nachádza tenká medzivrstva s týmto zrnitostným zložením: prachovitých častíc 30—40 %, piesčitých 36—43 % a ílovitých častíc 19,5—27 %. Medián zrnitosti 0,025—0,029; vrstva je nevytriedená ($S_o =$ viac ako 5); obsah CaCO_3 je 7—13 % a humus nachádzame len v stopách.

Druhý fosílny horizont je reprezentovaný taktiež černoze. V jeho zrnitostnom zložení, na rozdiel od predchádzajúceho, majú väčšie zastúpenie piesčité častice (nad 0,05 mm), ktorých obsah kolíše v rozmedzí 45—53,3 %. Menšie zastúpenie majú prachovité častice (0,05—0,002 mm) v rozmedzí 11,5—23 %. O niečo vyšší obsah než prachovité častice majú ílovité častice 18,5—26 %. Medián zrnitosti je 0,059—0,107; horizont je zle vytriedený až nevytriedený. Pre tento horizont je charakteristické postupné znižovanie ob-



Obr. 5 Litologické zloženie sedimentov odkryvu Štúrovo km² - 13
(Vysvetlivky pozri na obr. 2)

Fig. 5 Lithological Composition of Sediments from the Outcrop Štúrovo km² - 13
(Explanations see fig. 2)

sahu CaCO_3 z 3,0 na 0,3 %. Podobne je tomu aj pri obsahu humusu (obr. 6). Chemické zloženie horizontu: SiO_2 (69,8–74,5 %), Al_2O_3 (10,4–12,1 %), Fe_2O_3 (4,7–5,3 %), FeO (0,7–1,4 %), TiO_2 (0,5–0,6 %), MnO (0,06 %), K_2O a Na_2O dosahuje až 1,28 %.

Fosílny pôdny horizont je bez prerušenia uložený na podložnom horizonte, ktorý predstavuje fosílnu pôdu typu hnedozeme. Vyznačuje sa kockovitou polyedrickou rozpadavosťou. Hĺbkový dosah je cca 1,2 m, žiaľ, pre značné zasatenie nebolo možné tento horizont študovať.

Sfarbenie sprašových súvrství na skúmanom území sa značne mení. Domiňuje svetložltá farba s odtieňmi do svetlohnedá až tmavohnedá. Svetlejšie farebné odtiene sú vo vrchnejších polohách, tmavšie v spodných polohách. Na svahoch a v jv. časti stredného terasového stupňa prevláda sivozelená a modrá farba s flakatými hrdzavými šmuhami. S týmto typom sfarbenia sa stretávame v močiarnych sprašiach v bazálnej časti pokryvu na strednom terasovom stupni. Spraše hlavne vo vyšších častiach profilov sú makropórovité. Všeobecne sa spraše vyznačujú vertikálnou odlučnosťou.

Zastúpenie ťažkých minerálov vo frakcii (0,25–0,05 mm), ako uvádza D. Minaříková (1966) v skúmaných sprašových profiloch (sprašiach, zvrstvených polohách a zaílovaných polohách), poukazuje na určité zoskupenie ich asociácií a tiež na vzťah k deflačnému priestoru. Zatiaľ čo v odkryvoch Modrany (obr. 6) obsah asociácie ťažkých minerálov poukazuje na zvýšený obsah hyperstén-augitu (11–46 %), vyrovnanejšie zastúpenie v celom profile majú opakové minerály (asi 25 %), pomerne nízky je obsah granátov (2–11 %) a amfibolu (do 5 %). Podobným zastúpením asociácie ťažkých minerálov sa vyznačuje aj odkryv Vojnice pri cigánskej osade, kde taktiež prevládajú minerály hyperstén-augit (do 28 %), opakované minerály (29–31 %), granáty

Malakozoologické nálezy z vrtu PV-5
(Malacozoological Findings from Borehole PV-5)

Zoznam druhov	Hĺbka v m 24,5 - 24,9	24,0 - 24,5	23,7 - 24,0	23,5 - 23,7	23,0 - 23,5	22,5 - 23,0	22,0 - 22,5	21,6 - 22,0	21,6 - 21,8	21,3 - 21,6
1 <i>Discus rudcratus</i> (Hart.)	-	-	-	-	-	-	-	1z	-	o
2 <i>Arianta arbustorum</i> (L.)	-	-	-	1z	-	-	-	oo/z	+z	++/z
<i>Vitrea crystallina</i> (Müll.)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3 <i>Perforatella bidentata</i> (Gm.)	-	-	-	-	-	1z	-	-	o	-
<i>Abida frumentum</i> (Drap.)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
4 <i>Helicopsis striata</i> (Müll.)	-	-	-	-	o/z?	-	-	-	-	-
<i>Chondrula tridens</i> (Müll.)	-	-	-	-	1z	-	-	-	-	-
<i>Pupilla sterri</i> (Voith)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Columella columella</i> (Mart.)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Pupilla loessica</i> Ložek	-	-	o	oo	-	-	-	-	-	-
<i>Pupilla muscorum</i> (L.)	-	++	+++	-	-	-	-	-	-	o
5 <i>Pupilla muscorum densegyrata</i> Lžk.	-	++	++	1j?	-	-	-	oo	++	oo
<i>Vallonia costata</i> (Müller)	-	-	-	-	-	o	-	oo	+	oo
<i>Vallonia pulchella</i> (Müller)	-	-	-	-	-	-	-	oo	+	oo
<i>Vallonia tenuilabris</i> (A. Br.)	-	+	++	-	-	-	-	-	-	-
<i>Vertigo pygmaea</i> (Drap.)	-	-	-	-	-	-	-	oo	oo	-
<i>Cochlicopa lubrica</i> (Müller)	-	-	-	-	-	-	-	o/z	-	-
7 <i>Perpolita hammonis</i> (Ström)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	o
<i>Trichia hispida</i> (L.)	-	-	-	-	o?	o	1z	oo	o	o?
8 <i>Succinea oblonga</i> Drap.	+	++	+++	+	oo	oo	1z?	++	o	oo
<i>Vertigo substriata</i> (Jeffer.)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
<i>Succinea putris</i> (L.)	-	-	-	-	-	-	-	o?	-	-
<i>Vertigo angustior</i> Jeffer.	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-
9 <i>Vertigo antivertigo</i> (Drap.)	-	-	-	-	-	-	-	oo	-	-
<i>Vertigo genesii</i> (Grd.)	-	-	-	-	-	-	-	o	-	-
<i>Vertigo geyeri</i> Lindholm	-	-	-	-	-	-	-	oo	-	-
<i>Vallonia enniensis</i> Gredler	-	-	-	-	-	-	T	o	-	-
<i>Anisus vortex</i> (L.)	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Lymnaea stagnalis</i> (L.)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Gyraulus acronicus</i> (Férr.)	-	-	-	-	-	-	-	o	-	-
<i>Anisus septemgyratus</i> (Rossm.)	oo	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Bilhyia leachi</i> (Shep.)	-	-	-	-	-	1op.	-	o	-	-
10 <i>Lymnaea occulta</i> Jackiewicz	o	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Planorbis planorbis</i> (L.)	++	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Segmentina nitida</i> (Müller)	o	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Anisus laucostomus</i> (Millet)	-	-	-	1	-	-	-	-	oo	-
<i>Anisus spirorbis</i> (L.)	++	2j	-	-	-	-	-	oo	-	o
<i>Valvata pulchella</i> (Studer)	-	-	-	-	-	-	?	o	-	-
<i>Pisidium obtusale</i> (Lam.)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Podiel: o - ojedinele, oo - zriedka, + - dosť hojne, ++ - hojne, +++ - veľmi hojne; pri vzácných nálezo-
ch je uvedený priamo počet kusov; j - juvenilný (mladý) exemplár, z - iba úlomky, ? - určenie prí-
bližné, op. - operkulum, L - lastúra u lastúrníkov

pri Šrobárovej (podľa V. Ložeka 1970).
near Šrobárová (According to V. Ložek 1970))

21,0-21,3	17,5-18,0	17,0-17,5	11,5-12,0	11,0-11,5	10,5-11,0	10,0-10,5	9,5-10,0	9,0-9,5	8,5-9,0	8,0-8,5	7,5-8,0	7,0-7,5	5,5-6,0	5,0-5,5	4,5-5,0	4,0-4,5
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
+z	+z	oo/z	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1z	-	-	-	-
-	o	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	1ú	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1z	-	-	-	+
-	-	-	+++	+++	3	oo	+++	+++	o	-	+	-	++	++	+++	++
-	-	-	o	++	-	-	?o	-	-	-	o	-	-	-	-	o
-	-	-	o	o	-	-	-	o	-	-	+	o	o	o	++	+++
-	oj	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	o
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	o	++	-	o?	+	+	1j	-	+	-	o	-	++	o
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	o	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
+	+z	+	1z?	-	o/z	-	-	-	-	1z?	-	o/z	-	o/z	-	-
-	oo	-	o	++	o/z	o	++	+	o/z	1z	1	o/z	1z	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
o?	o?	oo	-	-	-	-	-	-	-	1z?	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
o	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
o	o	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	o	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	o	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	o	-	1L	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

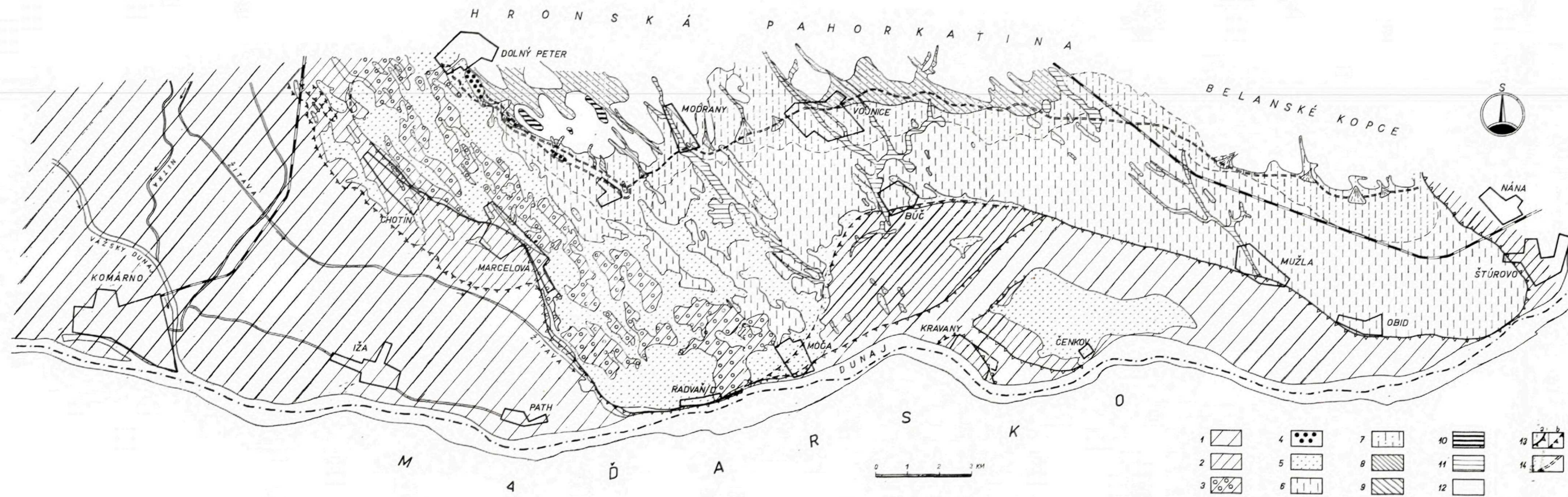
(Representation: o - scarcely, oo - rarely, + - quite abundantly, ++ - abundantly, +++ - very abundantly; in the case of rare findings the number of specimens mentioned, j - juvenile specimen, z - only fragments, ? - approximate determination, op. - operculum, L - lamellibranch test)

(12–19 %), amfibol (do 19 %). To isté zastúpenie majú aj vyššie polohy vo vrte PV-5 a vrt PV-4. Rozdielne zastúpenie asociácie ťažkých minerálov má odkryv Búč — turecký cintorín (obr. 2), Búč — ihrisko, Mužla a vrt PV-2. V odkryve Búč — turecký cintorín z grafického znázornenia na obr. 2 vidieť, že v sprašových horizontoch je iné zastúpenie ťažkých minerálov než v rytmicky zvrstvených pieskoch. Zatiaľ čo v sprašových horizontoch je obsah granátu od 12–36 %, amfibolu 12–17 %, epidot-zoizitu 8–13 %, hyperstén-augitu do 9 %, vo zvrstvených polohách pieskov klesá obsah granátov (4–10 %) a amfibolov (nepresahuje 5 %); obsah epidot-zoizitov je takmer vyrovnaný (okolo 13 %); ani obsah opakových minerálov nevykazuje podstatnejšie zmeny. K výrazným zmenám dochádza v zastúpení skupiny hyperstén-augit; jej obsah vzrastá až na 48 %. Rovnaké zastúpenie ťažkých minerálov majú sprašové horizonty v profile pri Mužli. V polohách zvrstvených pieskov klesá obsah granátov a amfibolu a zvyšuje sa obsah hyperstén-augitu (asi 24 %). V sprašovom odkryve Búč — ihrisko a vo vrte PV-2 pozorujeme v celej mocnosti rovnaké zastúpenie asociácie ťažkých minerálov, v ktorých prevláda granát, amfibol, opakované minerály, zoizit-epidot a len malá prímes hyperstén-augitu.

Iným zastúpením ťažkých minerálov sa vyznačuje profil štúrovskej tehelne. V jeho vrchnej časti do hĺbky 2,6 m (obr. 4) zreteľne prevládajú ťažké minerály dunajskej asociácie (granát 14–18, amfibol 11–17 % a ďalšie). V hlbších polohách tieto minerály ubúdajú a nahrádza ich asociácia hyperstén-augitová (30–57 %); zastúpenie ostatných minerálov zostáva približne rovnaké ako v predchádzajúcej časti. V spodnom podhorizonte spraší sa opäť mierne zvyšuje obsah granátov a amfibolov (na 25 %) a obsah hyperstén-augitov klesá na 18 %.

Podľa zastúpenia ťažkých minerálov v jednotlivých profiloch pozorujeme istú zonálnosť ich výskytu. Zatiaľ čo v profiloch na svahoch Hronskej pahorkatiny a v príúpatných častiach svahov prevládajú asociácie pripomínajúce zastúpenie ťažkých minerálov vo fluviálnych sedimentoch žitavsko-nitrianskych (D. Minaříková 1960), v profiloch na strednom terasovom stupni, najmä na jeho hrane, v podstate prevládajú minerály zodpovedajúce asociácii dunajských fluviálnych sedimentov. Iba v polohách zvrstvených pieskov prevládajú asociácie ťažkých minerálov, ktoré sú zhodné s profilmi svahu Hronskej pahorkatiny a jej príúpatnej časti, čo dokazuje, že tieto polohy boli vlastne premiestnené. Rozdielne zastúpenie v profiloch štúrovskej tehelne spôsobilo pravdepodobne navievanie materiálu z hronských fluviálnych sedimentov.

Zastúpenie vysokodisperzných minerálov vo frakcii menšej ako 0,001 mm v sprašiach a horizontálne zvrstvených pieskoch (obr. 8, tab. XLIV) ukazuje, že prevládajúce postavenie má illit, montmorillonit, kaolinit, kalcit,

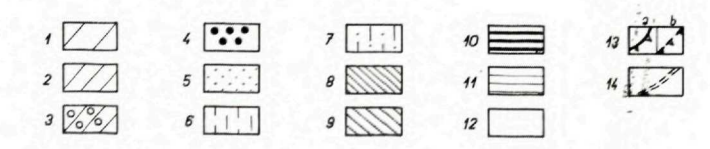


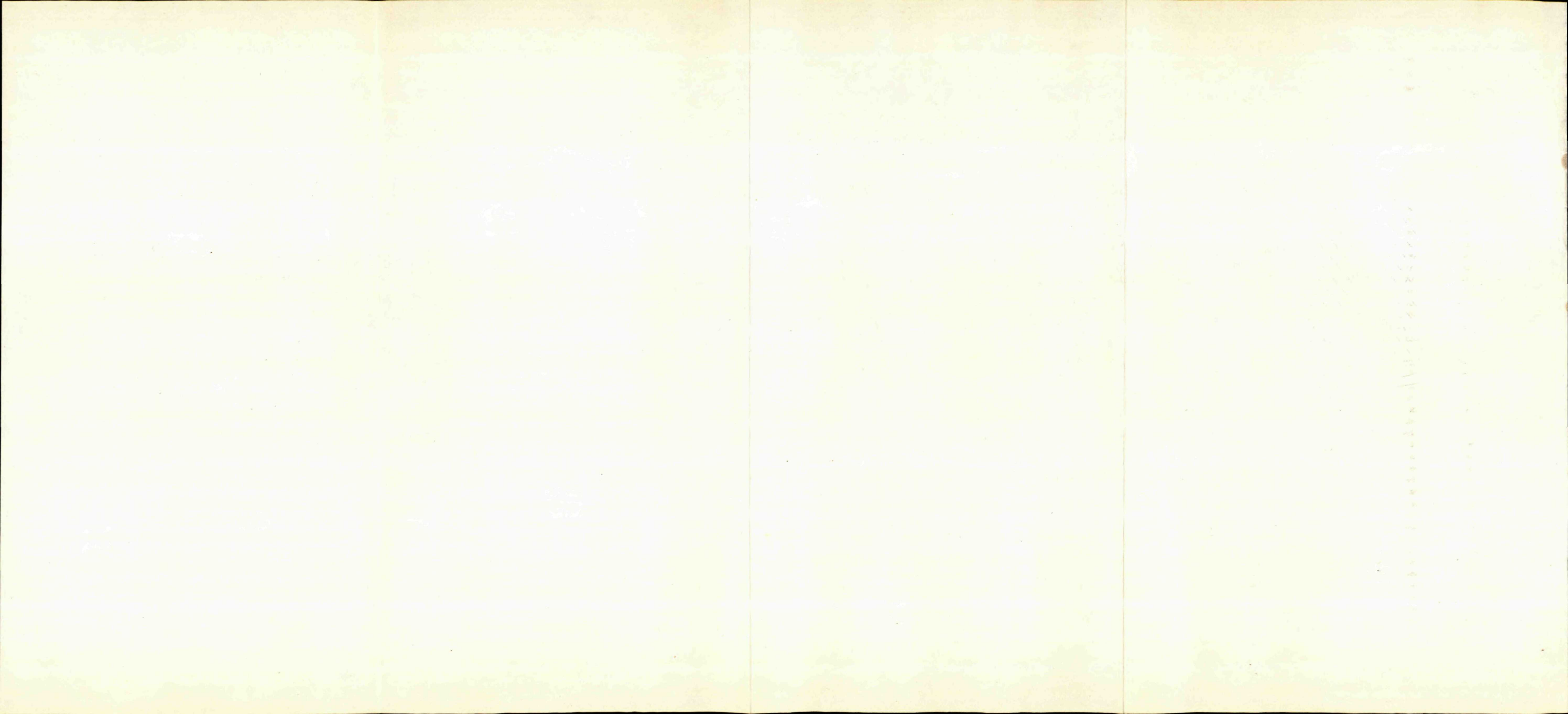
Obr. 1 Mapa rozšírenia spraší v doline Dunaja v úseku Komárno—Štúrovo (Zostavil I. Vaškovský) 1970

1 — poriečna niva Dunaja (Podunajská rovina); 2 — nižší terasový stupeň; 3 — stredný terasový stupeň; 4 — vyšší terasový stupeň; 5 — viate piesky; 6 — spraš; 7 — eolicko-deluviálna spraš; 8 — deluviálno-fluviálne piesčité hliny; 9 — eluviálno-deluviálne sedimenty; 10 — červenozem; 11 — holocénne poriečne nivy tokov; 12 — neogénne sedimenty; 13 — hrany terasových stupňov: a) zreteľné, b) nezreteľné; 14 — ohraničenie terasových stupňov

Fig. 1 Map of Extension of Loess in the Danube Valley in the Section Komárno—Štúrovo (Compiled by I. Vaškovský) 1970

Explanations: 1 — Danube flood-plain (Danube Plain); 2 — Lower terrace bench; 3 — Middle terrace bench; 4 — Upper terrace bench; 5 — Drift sands; 6 — Loess; 7 — Eolian-deluvial loess; 8 — Deluvial-fluvial sandy loam; 9 — Eluvial-deluvial sediments; 10 — Red earth; 11 — Holocene flood-plains of streams; 12 — Neogene sediments; 13 — Terrace bench edges: a) distinct, b) indistinct; 14 — De limitation of terrace benches





dolomit, kremeň, náznaky živočov. Okrem toho v tejto frakcii pozorujeme aj prítomnosť organických látok.

Dôležitým indikátorom genézy sprašových minerálov na skúmanom území je aj spoločenstvo fauny. Z priložených tabuliek č. 2, 3 (zo správ L. Kalaša 1963 a Z. Schmidta 1965) z publikovaných prác V. Ložeka (1952, 1955, 1964) vyplýva, že spoločenstvo fauny je veľmi rozdielne podľa druhového zastúpenia v rôznych profiloch i z hľadiska nárokov na prostredie, vlhkosť, sucho a pod. Stretávame sa s typicky močiarnymi, aerofilnými, prípadne i miešanými spoločenstvami.

Z hľadiska paleozoologického obsahu fauny je najzaujímavejší vrt PV-5 (tab. 2). V jeho profile je veľmi nápadný horizont v hĺbke 21–22 mm, ktorý obsahuje močiarnu faunu neskoroglaciálneho charakteru s typickými druhmi: *Discus ruderratus* (Htm.), *Vertigo genesii* (Grd.), *Vertigo geyeri* (Lind.) a dokonca aj *Vertigo substriata* (Jfr.), ktorá podľa V. Ložeka (1964) patrí v sprašových profiloch k vzácnostiam. Aj ostatná fauna, ako to vidieť z tabuľky v tomto horizonte, má takýto charakter. Ide tu teda o koniec glaciálu, po ňom bezprostredne nasleduje už vlastný interglaciál. Dokazuje to aj *Vallonia enniensis* (Grd.), ktorá sa skôr sústreďuje v teplom prostredí. Spodnejšie časti tohto horizontu sedimentovali v chladnejšom prostredí. Potvrďuje to peľové spektrum, pozostávajúce z chladnej lesnej flóry: *Pinus typi silvetris*, *Pinus typ haploxyton*, *Abies*, *Betula*, *Alnus*, *Poaceae*, *Cyperaceae*, *Sparganium*, *Podocarpus*, *Tilia*, *Artemisia*, stanovené E. Krippelom (1963). Bohatšie sa vyskytujú nestromové peľové zrná (64 : 36).

Fauna z polohy 17–18 v tomto vrte je mierne atypická. Má síce väčší podiel močiarnych a vodných prvkov, ale nie je ju možné označiť ako výrazné spoločenstvo sprašové, aj keď má glaciálny charakter. Vrstvy nad 12 m vyššie sa vyznačujú typickou pupillovou faunou spraši, ktorú charakterizuje prevaha druhov *Pupilla sterri* (Vth.). Tým sa výrazne odlišuje od bazálnych vrstiev, kde udáva tón *Pupilla muscorum* (L.) a *Pupilla muscorum densegyrata* (Lžk.). *Columella columella* (Mart.) a *Helicopsis striata* (Müll.) sa objavujú až v najvyššom horizonte.

V spodnom podhorizonte spraši v odkryve Búč — turecký cintorín (obr. 2) L. Kalaš (1963) a Z. Schmidt (1965) určili močiarné druhy: *Lymnaea glabra* (Müll.), *Lymnaea palustris* (Müll.) a *Gyraulus acronicus* (Fér.); zároveň sa objavujú aj chladnomilné mäkkýše, ktoré sú smerom vyššie v typicky subaerickej spraši reprezentované jednotvárnym suchozemským spoločenstvom: *Columella columella* (Mart.) a *Vallonia tenuilabris* (A. Br.). Vyššie týchto spoločenstiev ubúda. Podobné zastúpenie spoločenstva fauny zaznamenáva L. Kalaš (1963) aj v ostatných profiloch — Mužľa, Obid ap.

V štúrovskej tehelni (tab. 3) sa v sprašových vrstvách nachádza typická periglaciálna sprašová fauna columellového typu. Rozdiely môžeme vidieť len

Malakozoologické nálezy z odkryvu Štúrovo – tehelňa 1 (podľa V. Ložeka 1970)
 (Malacozoological Findings from the Outcrop Štúrovo – Brickyard¹
 According to V. Ložek 1970).

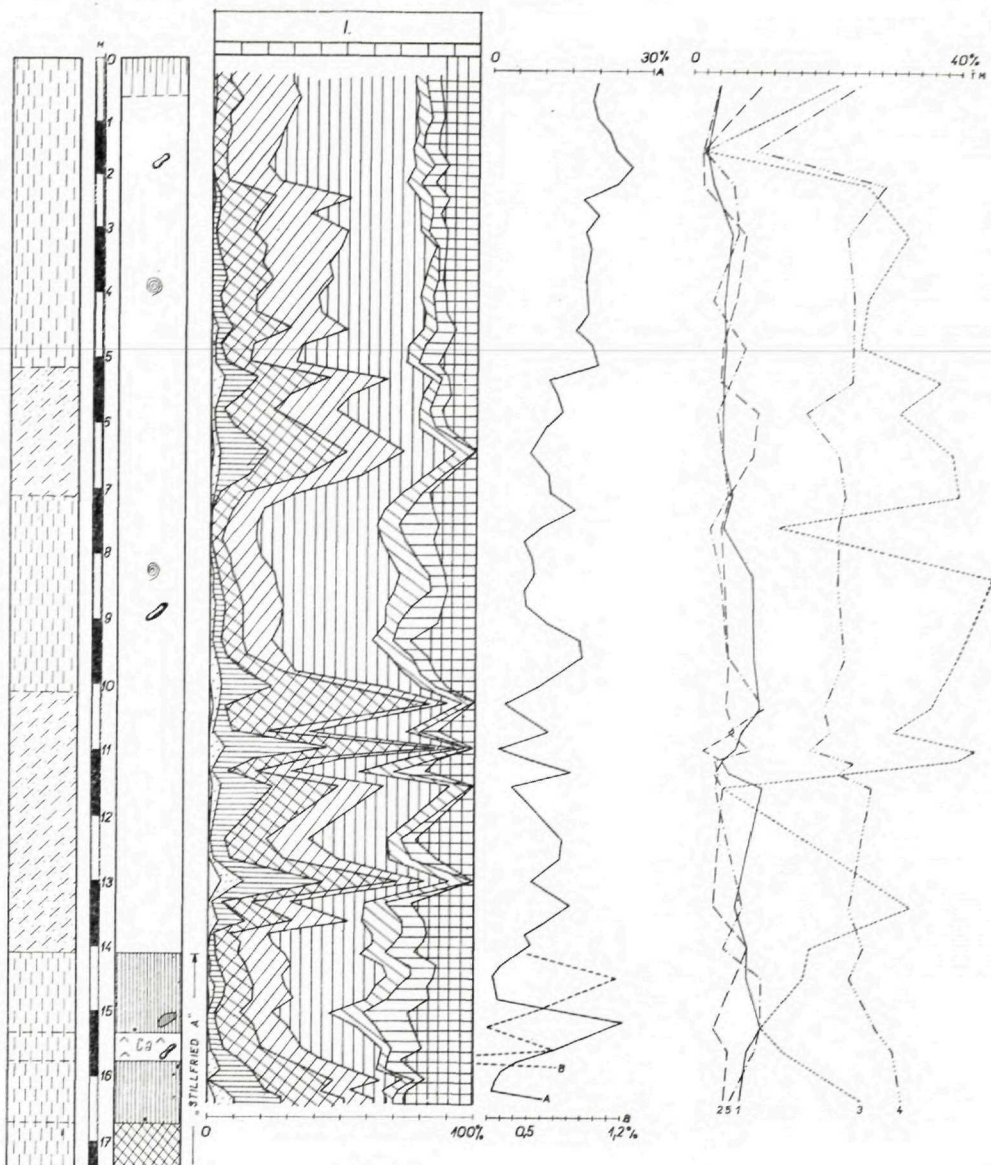
tabuľka 3

Zoznam druhov	H í b k a v m.		
	5,5 – 6,0	4,8 – 5,2	1,8 – 2,5
2 <i>Arianta arbustorum</i> (L.)	+ / z	—	—
<i>Chondrula tridens</i> (Müll.)	—	0	—
4 <i>Pupilla sterri</i> (Voith)	o	—	++
<i>Pupilla triplicata</i> (Stud.)	—	o	—
<i>Columella columella</i> (Mart.)	o	o	o
<i>Pupillaloessica</i> Ložek	—	—	o
5 <i>Pupilla muscorum</i> (L.)	oo	o	—
<i>Pupilla densegyrata</i> Lžk.	++	++	—
<i>Vallonia costata</i> (Müller)	o	o	—
<i>Vallonia tenuilabris</i> (A. Br.)	o	—	oo
<i>Cochlicopa lubrica</i> (Müller)	oo	o	—
<i>Perpolita hammonis</i> (Ström)	o	o	—
7 <i>Punctum pygmaeum</i> (Drap.)	o	—	—
<i>Trichia hispida</i> (L.)	+	++	+
<i>Clausilia dubia</i> Drap.	o	+	+
8 <i>Succinea oblonga</i> Drap.	++	++	oo
9 <i>Monachoides rubiginosa</i> (A. Sch.)	o	—	—

Podiel: o — ojedinele, oo — zriedkavo, + dosť hojne, ++ hojne, z — úlomky
 (Representation: o — scarcely, oo — rarely, + — quite abundantly, ++ — abundantly,
 z — only fragments)

v nárokoch na vlhkosť. Zatiaľ čo v najspodnejších vzorkách prevláda druhovo pomerne bohaté spoločenstvo s vlhkomilnejšími prvkami, v prostrednej vrstve sa prejavuje tendencia smerom k stepným striatovým faunám: *Chondrula tridens* (Müll.), *Pupilla triplicata* (Stud.). Vrchná fauna predstavuje bežné sprašové spoločenstvo. Možno predpokladať, že celá séria spraší patrí do vrcholicej časti würmského glaciálu a len spodná časť pravdepodobne do interštádiálu W₂₋₃ (reprezentuje PK-I).

Komplexným štúdiom uložených podmienok, charakteru zloženia celkového habitu, či už pomocou terénnych pozorovaní, alebo laboratórnych rozborov možno dokázať, že na študovanom území ide o spraše, ktoré sa vyznačujú polygenetickým vývojom. Podľa všeobecne prevládajúcich genetických charakteristík sme na študovanom území vyčlenili spraše eolické, eolicko-deluviálne a spraše močiarnie. Spraše močiarnie nachádzame vo východnej časti stredného terasového stupňa, najmä v bazálnych častiach sprašového pokryvu. Eolické spraše sú väčšinou sústredené na jv. časti stredného terasového stupňa. Eolicko-deluviálne sprašové pokryvy sa nachádzajú najmä v priúpätných častiach svahov Hronskej pahorkatiny a Belanských kopcov. Ich ohraničenie od eolických spraší na geologickej mape je konvenčné, skôr ide o predpokladanú hranicu.



Obr. 6 Litologické zloženie sedimentov odkryvu Modrany I.
(Vysvetlivky pozri na obr. 2)

Fig. 6 Lithological Composition of Sediments from the Outerop Modrany I. (Explanations see fig. 2)

Za najstarší sprašový horizont považujeme močiarnu spraše, ktoré sa nachádzajú vo vrte PV-5 v hĺbke 21—26 m a zaraďujeme ich do risského glaciálu (pričom nevyklúčujeme ani starší vek). Vek stanovujeme podľa pozície tohto sprašového pokryvu — je uložený na vyššom terasovom stupni (mindel) — a podľa fauny a flóry, ktorá poukazuje na výrazne chladnú klímu. Komplex fosílnych pôd v nadloží tohto sprašového horizontu v hĺbke 19—21 m, pedokomplex v podloží pokryvu v odkryve Modrany I (obr. 6) v hĺbke 14 m má zreteľný B-horizont parahnedozeme, ktorá je v podloží autochtónnej čiernozemej fosílnaj pôdy. Prítomnosť B-horizontu parahnedozeme potvrdzuje interglaciálne klimatické podmienky vzniku tohto komplexu. Preto ho zaraďujeme do interglaciálu riss/würmského. V nadloží interglaciálneho pôdneho komplexu leží ešte ďalší pôdny komplex, vytvorený autochtónnou čiernozomou. Možno ho porovnať so všeobecnou charakteristikou PK II J. Kuklu a V. Ložeka (1961) a zaradiť do staršieho würmského interštadiálu. Zodpovedá to aj stratigrafickému zaradeniu pôdneho komplexu na strednom terasovom stupni, najmä v jeho v. časti, ktorý sme podľa obsahu fauny zaradili do Stillfriedu A. Do mladšieho interštadiálu patria polohy zašlenia, ktoré majú charakter iniciálnych pôd a tiež poloha zvrstvenia v odkryve Štúrovo — km² 13 (obr. 5) v hĺbke 3 m, odkiaľ pochádza industria, ktorá podľa vyjadrenia J. Bártu patrí do okruhu gravettien. Sprašové horizonty okrem spomínaného horizontu vo vrte PV-5 radíme do würmského glaciálu.

Do tlače odporučil V. Ložek

LITERATÚRA

- [1] Gašparík J., 1959: Geologická stavba východnej časti Podunajskej nížiny Geol. práce k 15. výročiu SNP a oslobodenia ČSR, Bratislava. — [2] Halouzk a R. 1967: Čiastková správa za rok 1966. Základný geologický výskum kvartéru Podunajskej nížiny na dolnom Pohroní a Ipelskej pahorkatine. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [3] Harčár J., 1967: Čiastková záverečná správa za rok 1960—1967. Geologický výskum kvartéru Hronskej pahorkatiny a údolie Žitavy. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [4] Horusitzky H., 1896: 12. Jelentés az 1896-ik évi felvételről. A Magyar kr. Földtani intézet évi jelentése, Budapest. — [5] Horusitzky H., 1898: Löss telepek Magyarországon. Földtani közlöny, Budapest. — [6] Horusitzky H., 1900: Die agrogeologischen Verhältnisse der Gemeinde Kőbölkül, Bátorkesz und Duna Mőcs im Comitate Esztergom. J. der. kgl. ung. geol. Anstalt für 1889, Budapest. — [7] Hraško J., Minaříková D., Šajgalík J., 1968: Zloženie a vlastnosti spraše veľkých nížinných riek. VPL Pôdoznavectva 3, Bratislava. — [8] Inkey B., 1896: 10. Jelentés az 1896, évbén Párkány vidékén eszközölt földtani felvételről. A Magyar. kir. Földt. intézet évi jelentése, Budapest. — [9] Jakubec L. a kol., 1960: Vodné dielo Nagymaros. GPN. p., Žilina. — [10] Kalaš L., 1964: Správa o paleomalakozoologických výskumoch kvar-

téru. Správy o geol. výsk. GÚDŠ, Bratislava. — [11] Krippel E., 1964: Postglaciálny vývoj vegetácie severnej časti Podunajskej nížiny. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [12] Kukla J., Ložek V., Macoun J., Opravil E., 1968: Lössovie serii Československa. I. G. ČSAV, Brno. — [13] Ložek V., 1952: Správa o paleontologickém výskumu kvartéru u Štúrova. Věstník ÚÚG XXVII, 3–4, Praha. — [14] Ložek V., 1955: Měkkýši československého kvartéru. Rozpravy ÚÚG XVII, 510 strán, 3 přílohy, tab. I–XII, Praha. — [15] Ložek V., 1964: Quartärmollusken der Tschechoslowakei. Rozprava ÚÚG, ČSAV, Praha. — [16] Ložek V., 1970: Sběr fauny odkryv Búč. Rukopis, Praha. — [17] Lukniš M., Bučko Š., 1953: Geomorfologické pomery Podunajskej nížiny v oblasti medzi Novými Zámkami a Komárnom. Geogr. časopis 5, Bratislava. — [18] Matula M. 1964: Faciálna analýza v inžiniersko-geologickom výskume riečnych náplavov. Sborník geol. věd, řada HIG, 1, Praha. — [19] Minaříková D., 1967: Čiastková záverečná správa za rok 1959–1966. Sedimentárno-petrografický výskum kvartérnych sedimentov medzi Komárnom a Štúrovom. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [20] Mišík M., 1956: I. Použitie ťažkých minerálov pre paleogeografický a stratigrafický výskum so zreteľom na neogén a kvartér Slovenska. Geol. práce, Zošit 43, SAV, Bratislava. — [21] Petrbock J., 1924: Stratigrafie a měkkýši pleistocenní terasy Dunaje u Parkáně. Rozpravy Čes. akad. věd. a um., Praha. — [22] Schmidt Z., 1966: Čiastková správa za rok 1965. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [23] Timkó I., 1900: Udvard, Perbete, Bogota, Imely, Neszvad, Bejes (Komárom megye) községek és Érsekújvár város (Nyitra megye) határanak részletes agogeológiai fölvétele. A. m. k. földt. int. évi jel., Budapest. — [24] Timkó I., 1904: Agogeologische Verhältnisse in der Umgebung der Gemeinden, Keszegfalva, Nemesolca, Aranyos, Marczelház, Martos (Comitát Komárom). Jahr. der. kgl. ung. geol. Anstalt für 1902, Budapest. — [25] Vaškovská E., 1965: Správa o litologickom výskume spráší Západných Karpát. Správy o geol. výsk. GÚDŠ, 2, Bratislava. — [26] Vaškovský I., 1964: Správa o kvartérno-geologickom výskume Podunajskej nížiny. Správy o geol. výskumoch v r. 1963, Bratislava. — [27] Vaškovský I., 1964: Ročná správa za úkol 03-A-II. Geologické mapovanie kvartéru na liste Štúrovo 1:50 000 (západná časť). Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [28] Vaškovský I., 1965: Správa o kvartérno-geologickom výskume Podunajskej nížiny. Správy o geol. výskumoch GÚDŠ — 2, Bratislava. — [29] Vaškovský I., 1967: Über das Quartär der Donauniederung. Geol. práce, Správy 42, Bratislava. — [30] Vaškovský I., 1970: O stavbe a veku stredného terasového stupňa na ľavej strane doliny Dunaja na úseku Komárno–Štúrovo (v tlači). Geol. práce, Zošit 53, Bratislava. — [31] Vaškovský I., Žebera K., 1967: Regionálna geologie ČSSR. Díl II. Západní Karpaty. Kvartér Západních Karpát. ČSAV, Praha. — [32] Žebera K., 1958: Československo ve starší době kamenné, Praha.

IMRICH VAŠKOVSKÝ

ON THE LITHOLOGY, GENESIS AND AGE OF LOESSES IN THE DANUBE VALLEY IN THE SECTION KOMÁRNO–ŠTÚROVO

(Summary of the Slovak text)

Beside Quaternary fluvial sediments and drift sands large areas on the left side of the Danube Valley in the section Komárno–Štúrovo are covered with loess, forming continuous covers. Generalized presentation of extension of loess sediments in the area under study is given in the text-figure (fig. 1). In generalizing of regional characterization

of some properties of loesses (loess covers) we set out from properties found out in the following profiles; Búč-Turkish cemetery (fig. 2), Búč-playground, Jurský Chlm (fig. 3), Mužla-near the gipsy settlement, Obid-near the dam, Štúrovo-brickyard (fig. 4), Štúrovo at km² 13 (fig. 5), Vojnice-near the gipsy settlement, Modrany (fig. 6), boreholes PV-2, PV-3, PV-4, PV-5, etc.

Regarding to morphological position of the underlier of loesses their thickness is various; greatest thickness they attain in near-foothill parts of slopes of the Hron Upland with terrace benches, in the area between Šrobárová nad Vojnice (up to 25 m), equalized thickness (up to 10 m) is on the middle terrace bench easterly of Šrobárová. Beside various thickness of loess without macroscopic signs of stratification also layers of stratified sands with layers of loams (fig. 2, 4, 6) and horizons of fossil soils are found in loess covers. Heterogeneity of the structure of loess covers is also reflected in their various properties. Dominant position in grain size composition of unstratified horizons of loesses have aleuritic particles (fraction 0,05–0,002 mm) up to 68 %. However, representation of this fraction is not equal in all profiles (fig. 3, 4, 6). From the total content of aleuritic particles the fraction of coarse aleurite (0,05–0,01 mm) appears highly in the foreground. Similar oscillations are also in sandy and clay fractions, however, their content is generally lower (from the total content of particles). The fraction of sand (more than 0,05 mm) is represented from 18 to 51 %) and the fraction less than 0,002 mm is from 4,5 to 20 %. As naturally, in the studied loess horizons microaggregates are mostly concentrated in aleuritic, less in sandy and only seldom also in clay fractions. Loess horizons are distinct by low and medium microaggregation coefficient (fig. 2, 3, 4, 6). The median of grain size is 0,011–0,089, they are well, medium to badly sorted ($S_o = 1,7–4,0$); humus content 0,18–0,38. The content of $CaCO_3$ in loess generally varies from 6 to 28 %.

In argillitized layers in loess covers (fig. 3, 4) aleuritic particles 48–56 % keep predominating position in grain size composition; the content of sandy particles is lower 22–27 %; slightly increased is the content of clay particles up to 25 %. Similary as in the loess, also in these layers natural microaggregates are concentrated in aleuritic fractions 55–78 %, to a lesser degree in sandy fractions 21–41 % and only little (up to 2 %) in clayey ones. The degree of microaggregation in argillitized layers is medium and high (18–25 %), i. e. higher than in loess. The median of grain size is 0,014–0,017; they are badly sorted to unsorted ($S_o = 4,0–5,8$), carbonates ($CaCO_3 = 10–18$ %); humus content is 0,61–0,93.

Stratified layers of sands (fig. 2, 5, 6 = borehole PV-5 etc!) have not equal grain size composition; coarser and finer intercalations alternate in them. Representation of sandy fraction in these layers reaches up to 90 %. The content of aleuritic particles (0,05–0,002 mm) also varies (10–62 %) and that of clayey ones does not exceed 8 %. Natural state of microaggregates is mainly concentrated in sandy fraction; they are distinct by low degree of microaggregation; they are very well, well, badly sorted to unsorted ($S_o = 1,4–5,8$); $CaCO_3$ from 2 to 16 %; pH is 6,7–8,1 and humus content 0,13 %.

Fossil soil complexes consists of several soil horizons (fig. 6, borehole PV-5). The upper horizon of fossil soil (Modrany – fig. 6) is represented by dark-black fossil soil of lumpy structure. The second fossil horizon is also represented by black earth, deposited on underlying horizon of fossil soil of parabrownearth type, characterized by cubic, polyhedral disintegration.

In mineralogical content of heavy minerals certain zonality of their representation is to be observed in individual profiles. In the profiles on the slopes of the Hron Upland and near-foothill parts of slopes an association predominates, resembling in composition representation of heavy minerals in fluvial sediments of the Žitava–Nitra; in profiles at

the middle terrace bench, mainly its southern edge, minerals corresponding to the association of Danube fluvial sediments predominate. Only in stratified layers heavy minerals predominate, which are identical with those of profiles at the slopes of the Hron Upland.

Representation of highly dispersive minerals in the fraction less than 0,001 mm from loesses and sands with horizontal stratification (Pl. XLIV, fig. A) indicates predominating position of illite, then of montmorillonite, kaolinite, calcite, dolomite, quartz, indications of feldspars. Beside that we observe also the presence of organic substance in this fraction.

An important indicator of the genesis of loess sediments in the area under study is also the assemblage of fauna, found in them. From the attached tables 2 and 3 (from the reports by L. Kalaš 1963 and Z. Schmidt 1965), published works by V. Ložek (1952, 1955, 1964) it is evident that the assemblage of fauna is much varied in representation of species in various profiles from the standpoint of pretension to the environment, humidity, aridity etc. We meet assemblages typical of swamps as well as xerophilous respectively mixed assemblages.

From the standpoint of paleozoological content of fauna borehole PV-5 is most interesting (table 2). In its profile the horizon in the depth of 21–22 cm is very conspicuous including fauna of swamps of distinctly late glacial character with index species: *Discus ruderratus* (Htm.), *Vertigo genesii* (Grd.), *Vertigo geyeri* (Lind.) and even also *Vertigo substriata* (Jor.), which is rare in loess profiles according to V. Ložek (1964). The remaining fauna in this horizon also keeps this character, as visible from the table. The end of the glacial is concerned there, immediately followed by the proper interglacial as also the occurrence of *Vallonia enniensis* (Grd.) testifies, which is rather concentrated in warmer oscillations. Description of the lower parts of this horizon in colder environment is also confirmed by the pollen spectrum, consisting of cold forest flora: *Pinus typi silvestris*, *Pinus typ haploxyton*, *Abies*, *Betula*, *Alnus*, *Poaceae*, *Cyperaceae*, *Sparganium*, *Podocarpus*, *Tilia*, *Artemisia*, determined by E. Krippel. The ratio of tree pollen grains to not-tree-ones is unfavourable for tree ones 64:36.

The fauna from the layer 17–18 in this borehole is slightly atypical. Although it has greater portion of swamp and water elements, however, it cannot be designated as distinct loess assemblage, when also of glacial character. The beds higher up from 12 are characterized by typical *Pupilla* fauna of loesses, distinct by the predominating species *Pupilla sterri* (Vth.). This way it is distinctly different from the basal beds, where *Pupilla muscorum* (L.) and *Pupilla muscorum densegyrata* (Lžk.) are significant. *Columella columella* (Mart.) and *Helicopsis striata* (Müll.) appear in the uppermost horizons.

In the brickyard of Štúrovo (table 3) a typical periglacial loess fauna of *Columella* type is found in loess beds. We can see the differences in pretension to humidity only. While in the lowermost samples an assemblage relatively rich in species with many humidophilous elements predominates, in the middle bed a certain tendency towards steppe *Striata* faunas is evident: *Chondrulla tridens* (Müll.), *Pupilla triplicata* (Stud.), however, which is quite insignificant. The upper fauna represents common assemblages of loess. It may be supposed that the whole series of loesses corresponds to the top part of the Würm Glacial and only the lower part probably to the interstadial W₂₋₃ (i. e. represents PK-I).

Complex study of conditions of stratification, of the character of composition of total habit by aid of field observations or laboratory analyses shows loesses to be concerned in the area under study, distinct by polygenetic development. According to generally

predominating genetical characterizations we have distinguished eolian, eolian-deluvial and swamp loesses in the area under study.

As oldest loess horizon we consider swamp loesses, found in borehole PV-5 in the depth of 21–26 m and we range them to the Riss Glacial (whereat we do not exclude also earlier age). The complex of fossil soils, found in the overlier of this loess horizon is in the depth of 19–21 m, then the pedocomplex in the underlier of the loess cover at the outcrop Modrany I (fig. 6) is in the depth of 14 m. This fossil soil complex we range to the interglacial Riss/Würm. In the overlier of the interglacial soil complex lies another soil complex, formed by autochthonous black earth. This may be compared with general characterization of PK II by J. Kukla and V. Ložek and ranged to the Earlier Würm Interstadial. This range of the fossil complex also corresponds to stratigraphic range of the soil complex developed on the middle terrace bench, mainly in its eastern part, ranged by us to the Stillfried A on the basis of the fauna content. To later Interstadial layers of argillitization correspond, being of the character of initial soils and also the layer of stratification at the outcrop Štúrovo — km² 13 (fig. 5) in the depth of 3 m, where an industry was found, which belongs to the group of Gravettian according to communication by J. Bárta. Beside the already mentioned horizon in borehole PV-5 we range the loess horizons to the Würm Glacial.

Preložil J. Pevný

JÁN ŠAJGALÍK*—VLADIMÍR LETKO**

**GEOTECHNICKÉ VLASTNOSTI SPRAŠÍ DOKUMENTOVANÉ NA PROFILE
NITRA—ČERMÁŇ**

(11 obr. v texte, 2 tab. na kriede, anglické a francúzske resumé)

Abstract. The authors deal with the interesting problem of the dependence of the geotechnical properties of loess sediments upon their genesis. The results of the research are not only of theoretical value, but represent a contribution to data important for the engineeringgeological practice.

Úvod

Najnovšie výskumy sprašových sedimentov ukazujú, že ich fyzikálno-mechanické vlastnosti bezprostredne závisia od genézy sedimentov, od prostredia a klimatických pomerov, v ktorých sediment vznikal, resp. po svojom vzniku podliehal. Variácie geotechnických vlastností sedimentov, viazané na ten-ktorý litologicko-genetický typ, nie sú však známe. Nie sú zatiaľ dostatočne zodpovedané otázky napr. vzťahu presadavosti ku genéze, geomorfológii, stratigrafii, mineralógii a pod. Táto problematika je v začiatočnom štádiu výskumu a v predložennom článku sa chceme dotknúť aspoň niektorých jej aspektov.

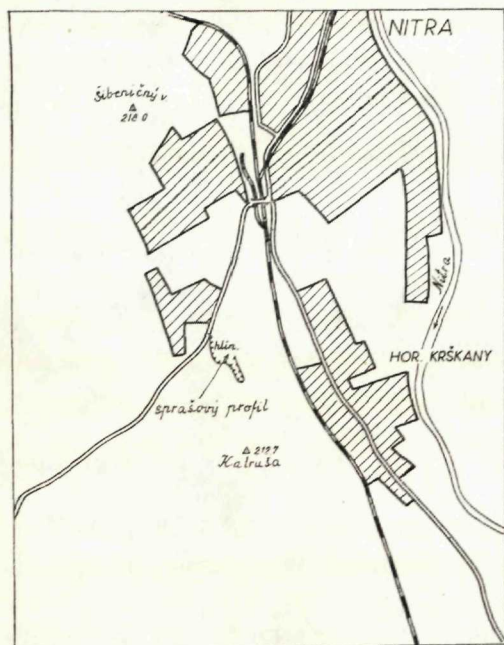
Pre tento cieľ sme si vybrali sprašový profil Nitra-Čermáň predovšetkým z toho dôvodu, že sa v profile striedajú horizonty rôznych litologicko-genetických typov rôzneho veku, či už v priamej superpozícii alebo oddelene. Výber profilu ovplyvnila ešte i tá skutočnosť, že zásluhou V. Ložeka (1964) J. Bártu (1966), J. Košťáliku (1967), I. Vaškovského (1967) a i. bola vyriešená jeho stratigrafia, geomorfologický vývoj, ako i petrograficko-mineralogické zloženie. Poloha profilu je na obr. 1.

Sprašové sedimenty patria k sedimentom periglaciálnym. Klíma v období pleistocénu sa vyznačovala veľkou osciláciou či už vcelku, alebo uprostred jednotlivých štádií, interštádií, resp. interglacií. Je prirodzené, že táto oscilácia klímy vtlačá pečať i sprašovým sedimentom, ktoré vtedy vznikajú.

* Katedra geotechniky stavebnej fakulty SVŠT, Bratislava

** Katedra inžinierskej geológie a hydrogeológie PF UK, Bratislava

kali. Štádiálne spraše, prevažne eolické, sú premodelované, pretvárané pôdotvornými procesmi, soliflukčnou činnosťou, pôsobením povrchovej i podzemnej vody, tlakom nadložia a pod. Intenzita týchto procesov závisí od toho, ako je to-ktoré územie vystavené pôsobeniu exogénnych a endogénnych činiteľov.



Obr. 1 Situácia sprašového profilu Nitra-
Čermáň 1:25 000

pórovitosti sú však spojené s atmosférou a účinkom biochemických procesov, dochádza k rýchlej strate humusu a k zmenám jeho komponentov. Tlakom nadložia sa mení makroštruktúra. Tvorbu pôd často prerušovali aj iné fyzicko-geografické procesy — často sa stretávame s polycyklickými pôdnymi komplexmi — takže pochované pôdne horizonty možno rozčleniť na niekoľko pôd. V sprašovom profile teda sa môžeme stretnúť s mohutnými pôdotvornými procesmi, ktoré zmenili pôvodný habitus a vlastnosti spraší, inde zas len s náznakmi pôdneho pretvárania sprašového substrátu s čiastočnou zmenou spraší, prejavujúcou sa len čiastočnou zmenou makroštruktúry. Aj zo štúdia výbrusov sprašových zemín, ktoré podľahli pedogenetickým procesom, vidno rozdielnu mikroštruktúru minerálneho skeletu, pôdnej plazmy a celkového usporiadania novotvarov jednotlivých pôd. Čo sa prirodzene ešte zvyrazňuje pri porovnávaní s mikroštruktúrou vlastných spraší.

Najčastejším procesom, ktorý sa odohrával pri oteplení klímy, bola tvorba pôdy na sprašovom substráte. Tieto, v súčasnosti pochované fosílné pôdy, predstavujú spomalenie alebo prestávku vo vytváraní sedimentov. Sú dobrým ukazovateľom geografických pomerov v dobe ich vzniku. Tieto pôdy podľahli diagenetickým zmenám (tlak nadložných vrstiev, prekryštalizácia, vnútro pôdný metamorfizmus atď.). Na rozdiel od spraší obsahujú organické látky zastúpené kyselinami, humínmi alebo fulvokyselinami a pod. Pri prechode pôdy zo živého stavu do stavu „pochovanej“ pôdy sa niektoré prvky rýchlo menia. Roztoky cirkulujúce cez pôdu premieňajú oxidačno-redukčný potenciál; mení sa zloženie iónov, tepelné podmienky a i. Pochované fosílné pôdy podliehajú tlaku nadložných vrstiev, prostredníctvom kapilárnej

Za priaznivých geomorfologických podmienok sa na sprašových územiach odohrávali aj ronové, soliflukčné a i. procesy, ktorých litologická charakteristika, makro- i mikrotextúra bude odrážať podmienky vzniku a bude sa líšiť od eolických sprašových horizontov. Je preto pochopiteľné, že v rôznych litologicko-genetických typoch budú i rôzne fyzikálno-mechanické vlastnosti.

Inžiniersko-geologický výskum sprašového profilu Nitra-Čermáň sme zamerali na odlišné litologicko-genetické typy spraší. Naše výsledky treba považovať za základné a v budúcnosti ich bude treba doplniť štúdiom ďalších litologicko-genetických typov a komplexne ich štatisticky spracovať.

Úložné a stratigrafické pomery

Za najstarší člen sprašových zemín študovaného profilu sa považuje fosilný pôdny komplex (porov. J. Košťálik 1967) o mocnosti 1–3 m. J. Košťálik ho považuje za M/R interglaciál, pričom nevylučuje i jeho starší vek. Tieto pochované fosilné pôdy z pedologického hľadiska môžeme zaradiť k fosilnému pôdnemu komplexu *rubifikovaných parahnedozemí* (Parabrauenerde), čiastočne postihnutých soliflukčnými procesmi. Predstavujú ílovité hliny tmavej, červenohnedej až hrdzavej farby s polyedrickou štruktúrou. Sú slabo humózne, veľmi slabo vápnnité. Na čiastočnú soliflukciu v týchto zeminách poukazuje nielen zvýšený obsah piesčitej frakcie, ale i polohy slabo opracovaných valúnov kremeňa do veľkosti 0,7 cm a sekundárnych karbonátov vo forme konkrécií do veľkosti 0,5 cm, prevažne sedimentovaných poležato.

Sekundárne karbonáty sú vyzrážané aj v hlbokých mrazových puklinách (až 50 cm) opisovaného horizontu. Pozorované boli i mangánové konkrécie vo forme zrn, brokov o veľkosti 0,1–0,3 cm, prípadne nepravidelných šmúh a stopy po koreňoch rastlín niekdajšieho vegetačného krytu. Opisované sprašové hliny vznikli za teplej a vlhkej klímy, prerušovanej teplými a suchými obdobiami (J. Košťálik 1967).

V nadloží opísaných horizontov po citelnom ochladení vznikali prevažne eolickou cestou spraše. Takáto spraš je v profile zachovaná len rudimentárne v sv. časti hliniska približne v 1-metrovej mocnosti. Má piesčitý charakter so slabými náznakmi pedogenetického procesu, preto je jej vlhkosť väčšia. Obsahuje primárne rozptýlené karbonáty i sekundárne, vo forme ojedinelých konkrécií. Hydroxidy Fe a Mn sú vyzrážané vo forme bročkov veľkosti 0,2–0,3 cm. Podľa J. Košťálika (1967) je to relikť risských spraší. Potom na lokalite nastali výrazné paleogeografické zmeny. Tektonickými pohybmi vznikla asymetrická depresia, ktorú v priebehu stredného a mladého pleistocénu zaplnili sprašové uloženiny a deluviálno-soliflukčné sedimenty. V interglaciáli R/W a interštadiáli W 1/2 vznikli na nich polycyklické fosilné pôdne komplexy, ktoré sú v tomto teréne dosť ojedinelé. Na báze tohto pôdneho

komplexu je pseudoglejový horizont — silne fľovitá červenohnedá hľina s tmavými povlakmi Mn a vyzrážanými oxidmi a hydroxidmi Fe. Granulometricky zodpovedajú fľovitej hľine.

V nadloží sedimentoval mohutný komplex deluviálno-soliflukčného charakteru, ohraničený voči podložným i andložným sedimentom. Materiál i úložné pomery sú rôznorodé. Striedajú sa tu vrstvičky tmavej, hnedej, sivej až svetlej farby. Makrotextúra, mikrotextúra i charakter uloženia kolíšu v horizontálnom i vertikálnom smere. Svetlejšie polohy granulometricky zodpovedajú sprašiam, tmavšie humusové polohy fľovitým hľinám. Tieto sa ešte striedajú s vrstvičkami hrubozrnnejšieho slaboopracovaného materiálu. Tieto tri zrnitostné frakcie sa striedajú v pravidelných intervaloch 3—7—12 cm. Pri detailnom štúdiu možno jasne rozoznať zvrstvenie predovšetkým vo väčších zrnitostných frakciách. Poloha sekundárnych karbonátov v horizontálnych vrstvách tiež potvrdzuje soliflukčný charakter súvrstvia. Primárne eolické polohy sa v tomto horizonte nenachádzajú. Zemina je vlhká, drobivá, s konkréciami Mn a šmuhami Fe. Celý vývoj polycyklických pôdnych komplexov patrí interglaciálu R/W (J. Košťálik 1967).

V nadloží tohto komplexu je poloha žltohnedej škrvnitej hľiny, polyedrickej až hranolovitej štruktúry, s karbonátmi vyzrážanými vo forme žíliet a pseudomycélií s vertikálne translokovanými polohami Mn a Fe. Je mierne oglejená. J. Košťálik (1967) predpokladá jej vznik v plytkej depresii, príp. úvaline, zaraďujeme ju do interštadiálu W 1/2. Predstavuje hlboký pseudoglejový pôdny horizont. Hľina leží priamo na pôdach R/W interglaciálu. J. Košťálikom (1967) opisovanú 1 m mocnú polohu karbonátovej spraše sme pre zmenu pomerov v fažbe na hľinisku nezistili.

V jej nadloží je zachovaný mohutný eolický sprašový komplex, rozdelený dosť výraznou interštadiálnou fosílnou pôdou. Našli sa v nej kosti mamuta a ohnisko s polohami uhlíkov, ktoré boli nálezom industrie grawettieny a metódou C₁₄ datované na 24 200 ± 640 rokov (J. Bárta 1966). Hnedozeme stratigraficky zodpovedajú W 2/3. Nadložné spraše silne vápnité, kypré, svetlohnedej farby, patria do W 3. Spraš je značne piesčitá. V hĺbke 1,5 m bol pozorovaný súvislý horizont sekundárnych uhličitanov o priemere 3,5—4 cm (tab. XLV, obr. 2,3).

Fyzikálno-mechanické vlastnosti sprašových sedimentov

Z dôležitých ukazovateľov inžiniersko-geologických vlastností sprašových sedimentov opíšeme tieto: mineralogické zloženie; granulometrické zloženie; obsah solí a humusu; mernú a objemovú hmotu; vlhkosť; plastické vlastnosti; deformačné vlastnosti; pevnosť; priepustnosť.

Mineralogické zloženie bolo študované na niektorých horizontoch (typoch) iba orientačne, bez využitia všetkých metód, pretože sú ťažko dostupné. Pri štúdiu preberáme výsledky predchádzajúcich prác (J. Košťálik 1967).

tabuľka 1

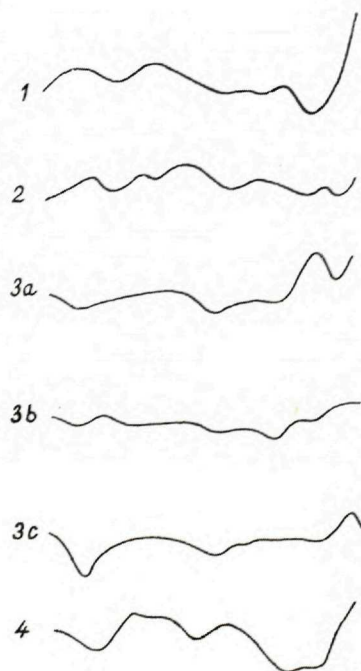
Prvky zistené kvalitatívnou spektrálnou analýzou vzoriek

sprašový sediment	hlavné kompon. konc. 100 – 1 %	vedľajšie kompon. konc. 1 – 0,01 %	stopové kompon. konc. pod 0,01 %
interglaciálna parahnedozem deluviálno-soliflukčná	Si, Ca, Mg	Fe, Al	Ti, Ba, Br, Mn
sprašová hlina	Si, Al, Ca	Fe, Mg, Mn	Ti, Ba, Ni, B, Se
sprašová hlina W 1/2	Si, Ca, Al	Fe, Mg, Mn	Ba, Ti, Se, Ni
spraš W 3 hl. 0,8 – 1,5 m	Ca, Si, Al	Fe, Mg, Mn	Ti, Ba, B, Ni, Se?
1,5 – 2,1 m	Si, Ca, Al	Fe, Mg, Mn	Ba, Ti, Se, B, Ni

Podľa kriviek DTA z neupravenej, prirodzenej zeminy (bez separácie ťoivých minerálov) možno usudzovať (obr. 2), že sú tu prítomné illitické, čiastočne montmorillonitické ťlovité minerály.

Štúdium obsahu ťažkých minerálov poukazuje na monotónnu asociáciu: opakné minerály + pyroxén + hyperstén + zakaťené minerály + granát + rutil + zirkón + epidot + turmalín + distén + staurolit. Hlavným zdrojom sprašového materiálu boli oblasti neovulkanitov a riečne náplavy Nitry a Žitavy (pyroxén + hyperstén), horniny Podunajskej nížiny a priľahlých pahorkatín (opakné minerály), ale tiež kryštalinikum Inovca a Tríbča (granát + rutil + turmalín – J. Košťálik 1967).

Granulometrické zloženie. Sprašové sedimenty sa vyznačujú osobitným zrnitým zložením. Nachádza sa v nich prevažne 30–55 % prachovitých zrn o rozmeroch



Obr. 2 Krivky DTA prírodných vzoriek spraš. sedimentov

1 – spraš W₁; 2 – sprašová hlina W_{1/2}; 3a, b, c – deluviálno-soliflukčná sprašová hlina; 4 – interglaciálna parahnedozem

0,01 až 0,05 mm. Krivka zrnitosti sa vyznačuje typickým strmým úsekom v oblasti prachu a miernymi úsekmi v oblasti ílovitých a piesčitých zrn. Na obr. 3 uvádzame obalové krivky zrnitosti pre jednotlivé sprašové sedimenty.

Typickej krivke zrnitosti spraší sa najviac približujú krivky zrnitosti spraší W 3. Obsahujú 15–30 % ílovitých zrn menších ako 0,005 mm, asi 60 % prachovitých zrn, 8–20 % zrn piesčitých, z ktorých asi 2–6 % pripadá na strednozrnný piesok nad 0,25 mm. Podobný priebeh vykazujú aj spraše staršie, ktoré však majú väčší podiel (28–35 %) zrn ílovitých. Ílovitosť týchto spraší, zvýraznenú i väčšou vlhkosťou, je možné v niektorých polohách pozorovať i makroskopicky (tab. XLV, obr. 2). Zrnitostne oba sedimenty patria do oblasti hĺn.

Pôdotvornými interštadiálnymi procesmi, vplyvom kolísania fyzikálno-geografických podmienok s intenzívnym rozvojom biogénnych a fyzikálno-chemických procesov sa mení i disperzita sprašových zrn. Vznikajú koloidné a organické látky, ktoré sa odzrkadľujú i v zmene granulometrického zloženia.

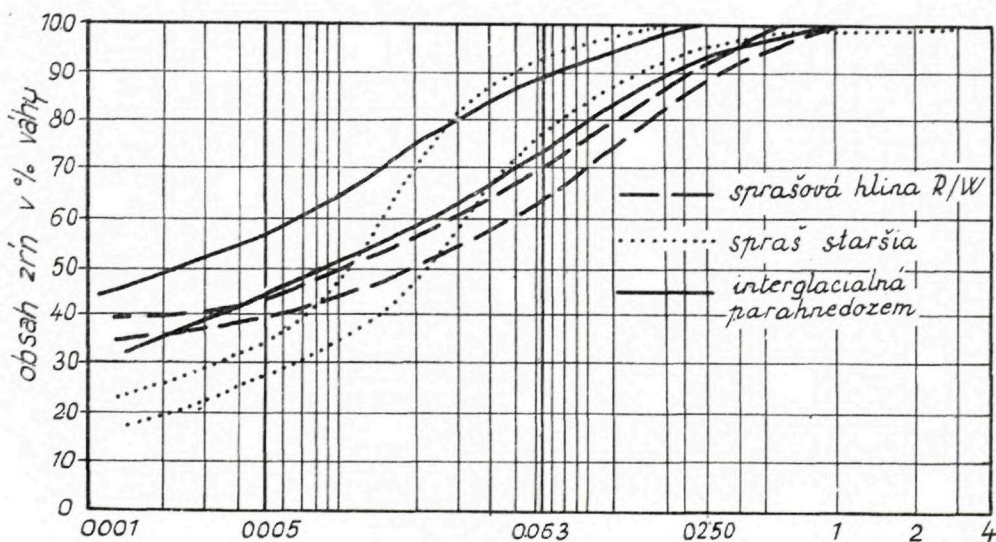
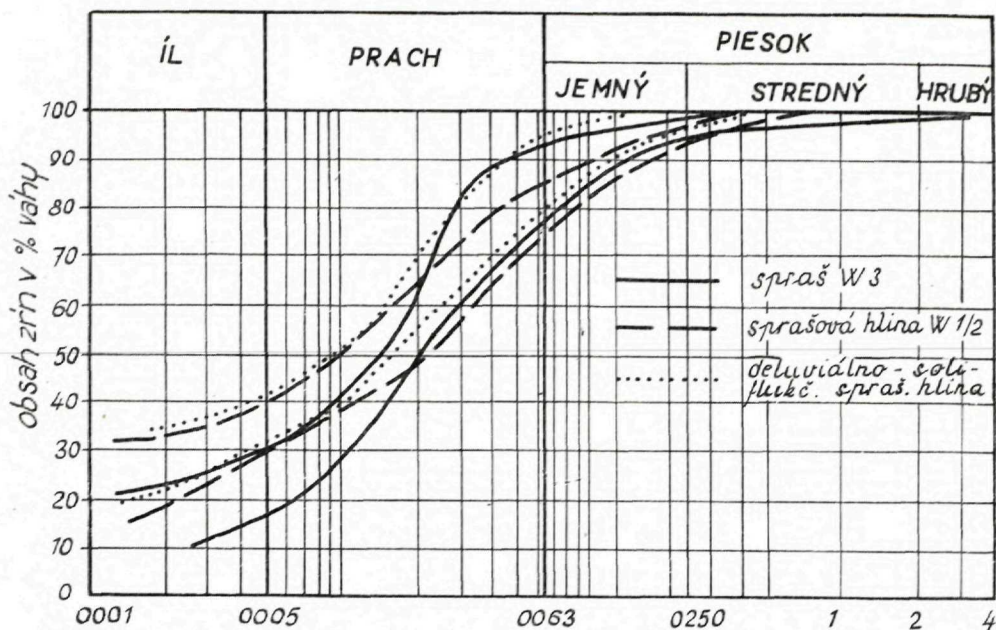
tabuľka 2

Mineralogické zloženie ťažkých minerálov v %

sprašový sediment	granát	zirkón	rutil	tur-maín	opa-kové mine-rály	zaka-lené mine-rály	pyro-xén	hyper-stén	epidot	stau-rolit	distén
inter-glaciálna para-hnedozem sprašová hĺna W 1/2	1,21	0,61	1,21	0,30	76,71	++	15,21	2,43		0,30	
spraš W 3 hl.	6,44	0,24	+	+	53,47		15,35	21,54	0,74	0,24	0,24
0,8–1,5 m	3,19	0,64	0,95			34,82		19,17	0,64		
1,5–2,1 m	1,30		0,26		39,63		44,15	14,15			

Zvyšuje sa podiel ílovitých zrn (30–45 %), podiel piesčitých zrn zložených prevažne z kremeňa ostáva však zachovaný. Zrnitostne zasahujú tieto zeminy do oblasti hĺn ílovito-piesčitých až ílovitých. Podobný charakter majú sprašové hliny premiestnené soliflukciou, u ktorých možno pozorovať tiež celkové zvýšenie disperzity. Na rozdiel od sedimentov zmenených pedogenetickými procesmi je tu disperzita zonálna – od hĺn piesčitých až po ílovité.

Najväčšiu disperzitu nachádzame u zemín postihnutých interglaciálnym mindel-risským pedogenetickým procesom, ku ktorému pristupujú i vplyvy zvetrávania. Sprašové sedimenty sa menia na ílovité hliny až íly s vysokým obsahom koloidov (obsah ílovitých zrn 45–55 %) a zachovaným obsa-



Obr. 3 Obalové krivky zrnitosti

hom piesčitých kremenných zrn. Granulometrické zloženie je postupné, s vyrovnanou plochou krivkou zrnitosti v jej celom priebehu.

Obsah solí a humusu. Z rozpustných solí sa v sprašovom súvrství nachádza hlavne uhličitan vápenatý, buď dispergovaný po celom prostredí zemín,

najmä na povrchu makropórov a na plochách štruktúrnej odľučnosti, alebo vyzrážaný vo forme konkrécií. Pri stanovovaní obsahu karbonátov sú určité chyby spôsobené tým, že nie je započítaný obsah konkrécií. Na zmene plastických vlastností a na cementačnom spojení zrn sa však zúčastňuje predovšetkým jemne dispergovaná zložka, ktorej obsah je uvedený v tab. 3.

tabuľka 3

sprašový sediment	obsah CaCO_3 % váhy suchej zeminy	obsah humusu % váhy suchej zeminy	
		J. Košťálik	Š. Poláček
interglaciálna parahnedozem spraš	0,00—0,65	0,02—0,03	0,25—1,72
sprašová hlina R/W	0,11—0,65	0,28	0,83—2,15
deluviálnosoliflukčná sprašová hlina	0,19—0,72	0,32	0,50—1,54
sprašová hlina W 1/2	0,00—3,40	0,40—0,46	1,50—1,54
spraš W 3	0,51—2,80	0,72—1,57	3,96—4,54
	1,10—6,80	0,17—0,48	0,83—2,78

Sprašové hliny postihnuté pôdotvornými procesmi sú veľmi slabo vápnité, okrem sprašovej hliny R/W nedosahuje obsah karbonátov 1 %. Vápnitosť deluviálno-soliflukčných sprašových hĺn je nepravidelná, dosahuje 3,4 %. Staršie spraše ako wümské sú odvápnené (obsah CaCO_3 nedosahuje 1 %), väčší obsah vápna (6,8 %) je iba u najmladších spraší. V porovnaní s ostatnými lokalitami Karpát je to všeobecne malý obsah karbonátov.

Obsah humusu tak podľa výsledkov J. Košťálika (1967), ako i z výsledkov chemických titračných skúšok (Š. Poláček 1970) je najväčší u sprašovej hliny W 1/2. U ostatných typov zemín je podstatne menší, spravidla dosahuje tretinu hodnôt černoze. Pomerne rozdielne výsledky u oboch autorov sú zapríčinené rozdielnou laboratórnou metodikou.

Merná a objemová hmota. Merná hmota závisí od mineralogického zloženia a vzhľadom na jeho značnú monotónnosť mení sa iba v malom rozmedzí $\rho_s = 2,66—2,73 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$. Najväčšiu mernú hmotu dosahujú eolické spraše $\rho_s = 2,70—2,73 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, s pribúdaním flovitých súčastí, alumosilikátov, pri pedogenetických procesoch sa merná hmota znižuje na $\rho_s = 2,68—2,69 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ a najmenšia merná hmota $\rho_s = 2,66 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ u sprašovej hliny W 1/2 — černoze je pravdepodobne spôsobená obsahom humusových látok.

Spraše sa všeobecne vyznačujú kyprým uložením, charakterizovaným veľkou pórovitosťou, ktorá je daná vlastnou pórovitosťou medzi stavebnými časticami, a tiež prítomnosťou makropórov rozličného tvaru a pôvodu. Kyprá štruktúra spraší sa môže vytvárať tak v procese sedimentácie v podmienkach suchej klímy, ako i pri striedavom zvlhčovaní a vysychaní v procese diagenézy (J. M. Abelev 1968). Kyprým uložením a výraznou makropórovitosťou sa

vyznačujú najmladšie spraše W 3 (tab. XLV, obr. 3), ktorých objemová hmotnosť po vysušení je $\rho_d = 1,47-1,56 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, pri vysokej pórovitosti $p = 43-47 \%$. Staršia spraš vplyvom diagenézy (zhtnutie vlastnou váhou a váhou nadložia, tlakom presakujúcich vôd, odvápnenia a pod.) má kyprú štruktúru čiastočne degradovanú, objemová hmotnosť suchej zeminy $\rho_d = 1,60-1,67 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, pórovitosť $p = 38-41 \%$. V spraši sú zachované makropóry.

Pomerne kyprým uložením sa vyznačuje tiež najmladšia interštadiálna pôda — sprašová hlina W 2/3, u ktorej pôvodné uloženie porušil vegetačný kryt bez dostatočného času na konsolidáciu. Objemová hmotnosť $\rho_d = 1,49-1,56 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ pri pórovitosti $p = 42-44 \%$.

Staršie sprašové hliny postihnuté pôdotvornými procesmi (tlak presakujúcich vôd, intenzívna biochemická činnosť) majú uľahnutú štruktúru. Objemová hmotnosť u interštadiálnej pôdy W 1/2 je vysoká $\rho_d = 1,76-1,84 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, pórovitosť $p = 32-35 \%$, čo svedčí o dobre uľahnutej zemine. Na uľahnutosť interglaciálnej parahnedozeme M/R nepriaznivo pôsobilo zvetrávanie, čo sa prejavilo menšou konsolidáciou $\rho_d = 1,68-1,72 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, pórovitosť $p = 36-37 \%$.

Uľahnutosť deluviálno-soliflukčnej sprašovej hliny je spôsobená procesom jej prerušovanej sedimentácie, vyznačuje sa zonálnosťou, celkove však kypré uloženie je degradované. Objemová hmotnosť $\rho_d = 1,68-1,75 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, pórovitosť $p = 34-37 \%$.

Vlhkosť. Jedným z charakteristických znakov územia so sprašovými sedimentmi je neprítomnosť podzemných vôd. Ich hladina je spravidla hlboko, takže jej vplyv na sprašové sedimenty je minimálny alebo nijaký.

Vlhkosť spraši určuje nielen ich zloženie a stavba, ale i vonkajšie faktory: množstvo zrážok, charakter a sklon povrchu a i. Spraše sa nachádzajú spravidla v oblastiach, kde ročný úhrn zrážok je 100–200 mm a chýbajú tam, kde ich úhrn presahuje 1000 mm (Kolektív aut. 1966). Vlhkosť sprašových sedimentov teda závisí od ich zloženia (najmä od obsahu hydrofilných ílovitých minerálov), množstva zrážok (ročný úhrn na tomto území je 600–650 mm), od sezónnych výkyvov teploty a výmeny vzduchu. Vlhkosť, pri ktorej sa sprašové sedimenty nachádzajú v tvrdej konzistencii, je normálna, alebo podľa J. M. Abeleva (1968) optimálna. Celkove možno konštatovať, že sprašové sedimenty na profile Nitra—Čermáň majú vlhkosť blízku optimálnej, pretože ich konzistencia je tvrdá ($K = 1,25$) až pevná ($K = 0,98$), okrem černozemnej sprašovej hliny W 1/2 ($K = 0,82$).

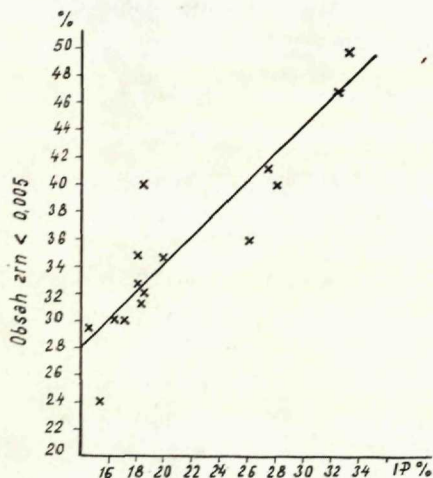
Najmenšou vlhkosťou sa vyznačujú spraše mladowürmské $w_n = 13-15 \%$, staršie spraše $w_n = 13-19 \%$, deluviálno-soliflukčné sprašové hliny majú $w_n = 15 \%$, sprašové hliny postihnuté pedogenetickými procesmi, ktoré sa vyznačujú tiež väčším obsahom ílovitých častíc, majú vlhkosť $w_n = 15-$

19 %; najvyššiu vlhkosť majú interglaciálne černozy, kde sa prejavuje i vplyv humusu, ktorý je veľmi hydrofilný.

Stupeň nasýtenia sprašových sedimentov je nízky. Pohybuje sa od hodnot $S = 44-55\%$ u spraší až po hodnoty $S = 62-86\%$ u sprašových hĺn.

Plastické vlastnosti sú dané obsahom fľovitých prímies, ich mineralogickým zložením, ale i prítomnosťou solí a humusovitých látok. Plastické vlastnosti sprašových hĺn na skúmanom profile sa líšia od plastických vlastností typických eolických spraší, ktorých plasticita spravidla nepresahuje hodnotu 14 %. Tejto hodnote sa najviac približujú horizonty wümských i starších spraší ($I_p = 14-20$), ďalej nasledujú sprašové hliny deluviálno-soliflukčné a postihnuté pedogenetickými procesmi ($I_p = 22-31\%$). Najplastickejšie sú interglaciálne parahnedozeme M/R ($I_p = 26-38\%$), ktoré i disperzitou patria do oblasti fľovitých hĺn až fľov.

Závislosť čísla plasticity od obsahu fľovitých častíc udáva obr. 4.



Obr. 4 Závislosť obsahu fľovitých častíc a čísla plasticity

Deformačné vlastnosti. Z ukazovateľov inžiniersko-geologických vlastností sprašových zemín, ktoré sú dôležité pre stavebníctvo, sú najdôležitejšie ich deformačné vlastnosti pod vplyvom zaťaženia. Pre kypré makropórovité zeminy, vyznačujúce sa nestálym cementačným spojením medzi zrnami, je charakteristická veľká stlačiteľnosť. Zvláštnosti deformácie týchto zemín sú dané špecifikou ich štruktúry (J. M. Abelev 1968).

Štúdium závislosti deformačných charakteristík zemín od ich vlhkosti ukazuje, že pri zaťaženiach asi $0,5 \text{ kp} \cdot \text{cm}^{-2}$ vlhkosť nemá podstatný vplyv na hodnotu deformácie; štruktúrna pevnosť je väčšia ako táto hodnota (J. M. Abelev 1968). Na veľkosť deformácie má veľký vplyv spôsob zaťažovania. Rýchle zaťažovanie obyčajne vyvoláva veľké deformácie, ale v oblasti veľkých napätí môže nastať dilatantné spevnenie zemín a zmenšenie ich deformačnej schopnosti (J. M. Gorkovová 1966). Sprašové sedimenty pri výskumoch v oedometrických prístrojoch sa nechovajú rovnako, ich moduly deformácie sú rozdielne podľa typu zemín a mineralogického zloženia ich fľovitých častíc. Hodnoty modulu deformácie (Kolektív aut. 1966) sa pohybujú pre jednotlivé prifaženia spravidla v týchto rozmedziach:

Moduly deformácie sprašových sedimentov

sprašový sediment	E_0 kp . cm ⁻²	
	pre zaťaženie 1,0 kp . cm ⁻²	pre zaťaženie 2,0 kp . cm ⁻²
spraše	10—50	25—50
sprašové hliny	25—50	25—65

tabuľka 5

Rozmedzenie modulov deformácie sprašových sedimentov na profile Nitra—Čermáň, zistených pri oedometrických skúškach na vzorkách s prirodzenou vlhkosťou

modul deformácie pre zaťaženie	E_0 kp . cm ⁻²					
	0,5 kp . cm ⁻²		1,0 kp . cm ⁻²		2,0 kp . cm ⁻²	
	hranice	priemer	hranice	priemer	hranice	priemer
spraše	26—79	50	18—66	42	39—89	64
sprašové hliny	10—49	32	11—68	26		21

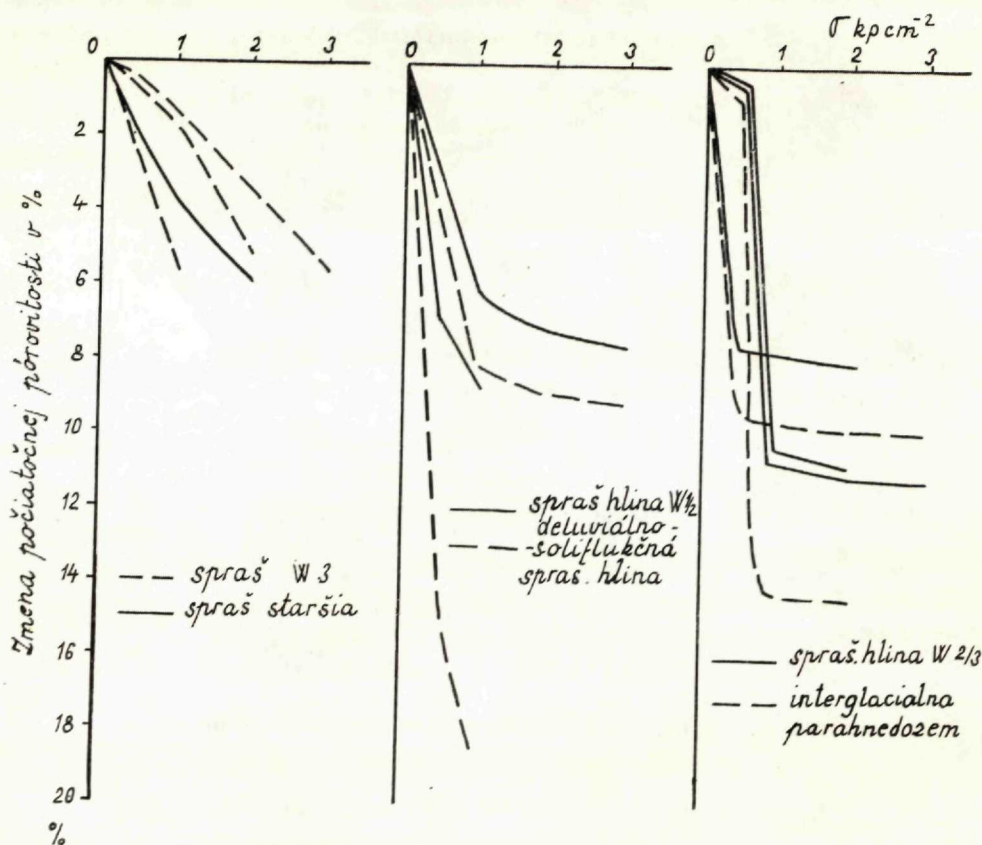
tabuľka 6

Moduly deformácie zisťované na vzorkách s možnosťou saturácie pri prístupe vody

modul deformácie pre zaťaženie	E_0 kp . cm ⁻²					
	0,5 kp . cm ⁻²		1,0 kp . cm ⁻²		2,0 kp . cm ⁻²	
	hranice	priemer	hranice	priemer	hranice	priemer
spraše	13—69	43	17—57	38	30—39	37
sprašové hliny	26—54	40	51—76	62	34—86	67

Priebeh zmien pórovitosti sprašových sedimentov pri zaťaženi súvisí s ich prirodzenou vlhkosťou. Pri vlhkosti menšej ako maximálna molekulová vlhkosť je zmena postupná, alebo vytvára pri určitom zaťaženi nevelké skoky. Pri vlhkosti väčšej je zmena najprv pozvoľná, potom vytvára veľký skok a ďalej prebieha opäť pozvoľne. Priebeh zmeny pórovitosti v % ukazuje obr. 5.

Dôležitou vlastnosťou sprašových sedimentov je ich presadavosť pri zväčšení vlhkosti (zavlhčení) počas pôsobenia zaťaženia. Presadavosť sa prejavuje vtedy, keď má zemina v dôsledku prítomnosti makropórov kypré uloženie, sily vyvolávajúce presadavosť sú schopné narušiť vzájomné spojenie medzi zrnami a tangenciálne sily na kontaktoch častíc v napätostnom stave zeminy sú



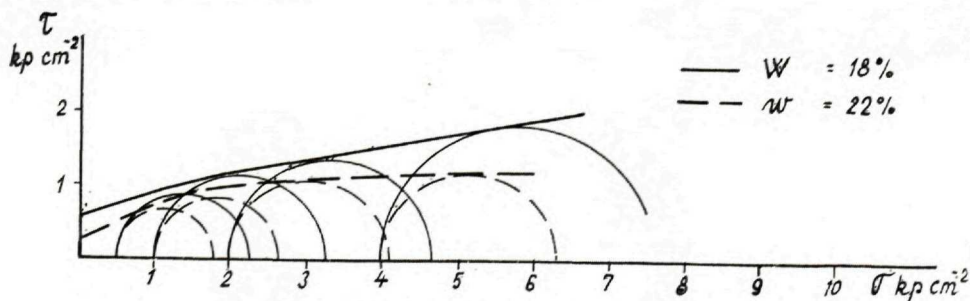
Obr. 5 Zníženie počiatočnej pórovitosti pri zatažení

väčšie ako štruktúrna pevnosť po zavlhčení (J. M. Abelev 1968). Presadavosť sa prejavuje obyčajne vtedy, ak zeminy obsahujú malé množstvo ílovitých častíc a ich vzájomná súdržnosť je daná prevažne vodno-koloidnými zväzkami. Pri väčšom obsahu ílovitých častíc nastávajú súčasne dva procesy: zhutňovanie zeminy pri preskupení častíc a znižovanie makropórovitosti a napučíavanie koloidných ílovitých častíc. Podľa prevládajúceho procesu môže nastať celkovo zmenšenie objemu — presadavosť, alebo zväčšenie objemu — napučíavanie. Presadavosť súvisí s hutnosťou zeminy; pri objemovej hmotnosti suchej zeminy okolo $\rho_d = 1,60 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ je presadavosť minimálna (J. M. Abelev 1968). Všeobecné rozdelenie sprašových sedimentov na presadavé a nepresadavé nie je možné, pretože presadavosť sa môže objaviť pri jednom zatažení a pri inom sa zemina chová ako nepresadavá (J. M. Gorkovová 1966).

Ukazovateľom presadavosti, laboratórne zisťovaným v oedometroch, je najčastejšie súčiniteľ pomernej presadavosti I_{pr} . Podľa jeho hodnoty sú najviac presadavé sprašové hliny W 2/3 zmenené interštadiálnym pôdotvorným procesom ($I_{pr} = 2,82 - 3,06 \%$), ďalej nasledujú najmladšie spraše ($I_{pr} = 0,46 - 3,06 \%$) a deluviálno-soliflukčné sprašové hliny ($I_{pr} = 1,73 \%$). Sprašové hliny W 1/2 sú veľmi málo presadavé ($I_{pr} = 0,08 - 0,45 \%$); staršie spraše a interglaciálna parahnedozem M/R presadavosť neprejavili, a pri zavlhčení naopak napučovali. Napúčanie bolo pozorované tiež pri niektorých vzorkách deluviálno-soliflukčných sprašových hĺn.

V zmysle rozdelenia J. M. Gorkovovej (1966) možno hliny interštadiálu W 2/3, deluviálno-soliflukčné sprašové hliny a najmladšie spraše zaradiť medzi stredne až málo presadavé, pre ktoré je charakteristické ich prachovité zrnitostné zloženie, objemová hmotnosť suchej zeminy $1,22 - 1,49 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, prirodzená vlhkosť $13 - 17 \%$. Ostatné typy sprašových zemín na lokalite patria skôr do skupiny nepresadavých sprašových hĺn, so zmiešaným zrnitostným zložením a zmiešanou štruktúrou, stredne uľahnuté s objemovou hmotnosťou suchej zeminy nad $1,40 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ a vlhkosťou do 22% .

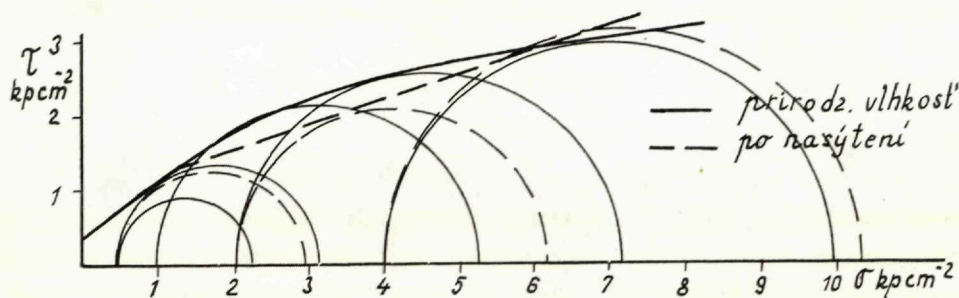
Pevnosť sprašových sedimentov závisí od mnohých činiteľov (doteraz nie sú spoľahlivo vyriešené všetky otázky týkajúce sa procesov prebiehajúcich pri šmyku). Pevnosť spraší v prirodzenom uložení závisí najmä od vlhkosti, uľahnutosti a stupňa cementačných väzieb medzi zrnami a kolíše v širokých medziach (od $1,0$ do $13,0 \text{ kp} \cdot \text{cm}^{-2}$ — J. M. Gorkovová 1966). Veľké rozdiely v pevnosti sa prejavujú pri kapilárnom nasýtení sedimentov. U spraší, ktoré sa pomerne rýchlo zavlhčujú, znižuje sa pevnosť na stotiny až desatiny $\text{kp} \cdot \text{cm}^{-2}$ (J. M. Gorkovová 1966); zníženie pevnosti sa prejavuje aj pri procese presadavosti, keď sa pevnosť znižuje na hodnoty od $0,5 - 0,7 \text{ kp} \cdot \text{cm}^{-2}$ až do nuly (J. M. Abelev 1968). U sprašových hĺn, ktoré i pri zavlhčení zostávajú horninami so stredným stupňom litifikácie, sa pevnosť znižuje, no i tak dosahuje hodnoty okolo $1 \text{ kp} \cdot \text{cm}^{-2}$ (J. M. Gorkovová 1966). Sprašové hliny, ktorých štruktúrna pevnosť počas ich formovania (zvetrávanie,



Obr. 6 Zmena pevnosti starších spraší

cementácia, pedogenéza) je daná i zväzkami medzi vznikajúcimi ílovitými časticami, podliehajú zmene pevnosti pri zavlhčení omnoho menej ako sprae. Zmena uhla vnútorného trenia nie je dostatočne vyriešená.

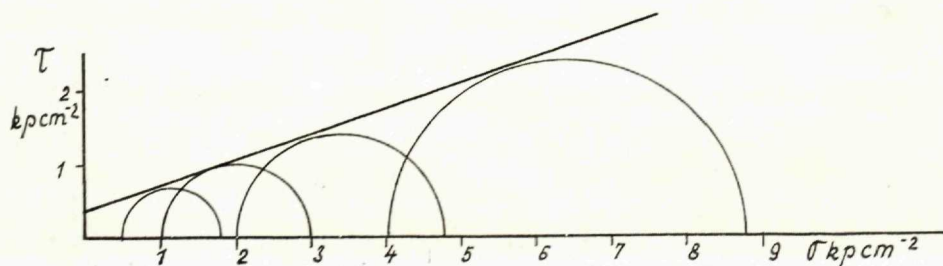
Pri zisťovaní pevnosti sprášových sedimentov v triaxiálnom prístroji bolo pozorované u spráší pri zmene vlhkosti z 18 % na 22 % zníženie pevnosti asi na polovicu hodnoty súdržnosti, pričom uhol vnútorného trenia sa zmenil len nepatrne (pozri obr. 6). Pevnosť interštadiálnej sprásovej hliny W 2/3 sa pri zavlhčení — nasýtení zmenila oproti pevnosti prirodzenej vlhkosti iba nepatrne — obr. 7.



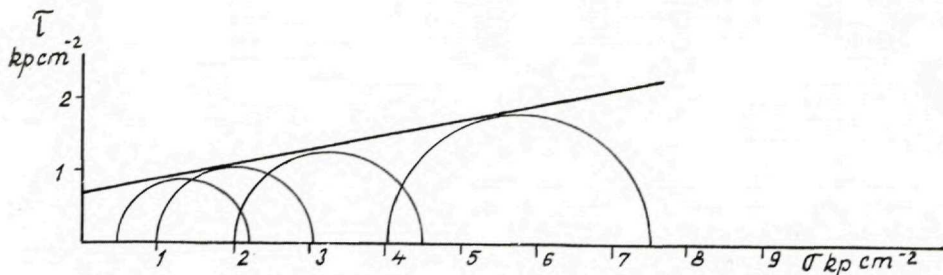
Obr. 7 Zmena pevnosti sprásovej hliny W^{2/3}

Výsledky triaxiálnych skúšok pevnosti u ostatných typov sprášových sedimentov na vzorkách s prirodzenou vlhkosťou sú znázornené na obr. 8, 9, 10. Porušenie skúšobných valčekov pri skúškach ukazuje tab. XLVI, obr. 1—3. Sprášová zemina pri znížení vlhkosti (vysušení) až na hodnotu cca 3 % váhy sušiny sa chovala ako krehká hmota. Napätia stúpali rýchlo až do porušenia, nastala rýchla deformácia sprevádzaná podstatným poklesom šmykového napätia.

Priepustnosť. Pohyb vody cez sprášové sedimenty charakterizujú dve zvláštnosti: anizotropnosť a nerovnomernosť filtrácie. Určuje ich makropórovitá stavba sedimentov, najmä prítomnosť makrokapilár rôzneho druhu, ktoré



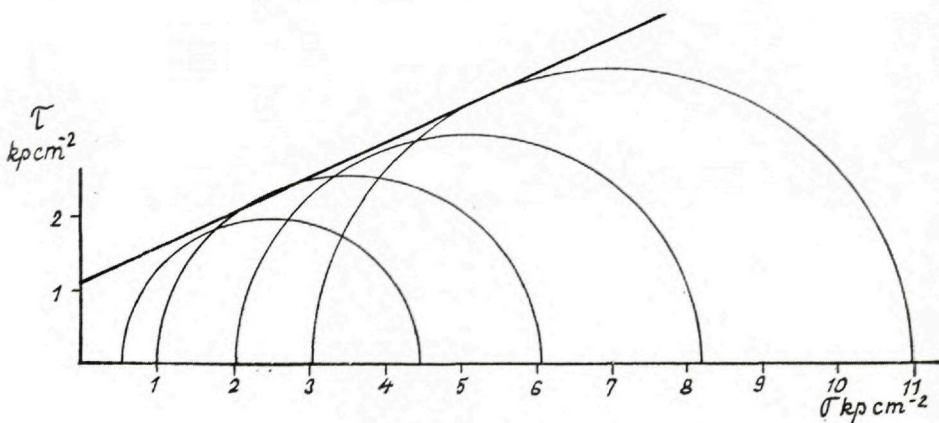
Obr. 8 Pevnosť sprae W₃



Obr. 9 Pevnosť spraš. hlíny $W^{1/2}$

sú orientované prevažne vertikálne. Mnohí autori udávajú anizotropiu — pomer súčiniteľa filtrácie vo vertikálnom a horizontálnom smere v hraniciach asi od 2,5 do 6. Nerovnomernosť filtrácie sa prejavuje pri zisťovaní súčiniteľa filtrácie poľnými skúškami veľkým počiatočným úbytkom vody, veľkým prítokom, ktorý sa postupne znižuje, najčastejšie podľa paraboly až do ustáleného prítoku. Zmenšenie ustáleného prítoku oproti počiatočnému stavu jednotliví autori udávajú v hraniciach od 2,5 do 10 — podľa sprašového sedimentu.

V súčasnom štádiu výskumu stanovujeme orientačne na sprašovom profile súčiniteľa filtrácie poľnými i laboratórnymi skúškami. Doteraz sú ukončené iba poľné nalievacie skúšky podľa metódy Nesterova na stanovenie vertikálnej filtrácie; stanovenie vertikálnej a horizontálnej filtrácie v laboratóriu sa pripravuje. Podľa výsledkov poľných skúšok, ktoré robil M. Cuninka v rámci diplomovej práce, spraše sa javia ako najpriepustnejšie, zmenšenú priepustnosť badať u sprašových hĺn deluviálno-soliflukčných a interštadiálnych a najmenšiu priepustnosť majú interglaciálne parahnedozeme, ktoré majú



Obr. 10 Pevnosť deluviálno-soliflukčnej spraš. hlíny

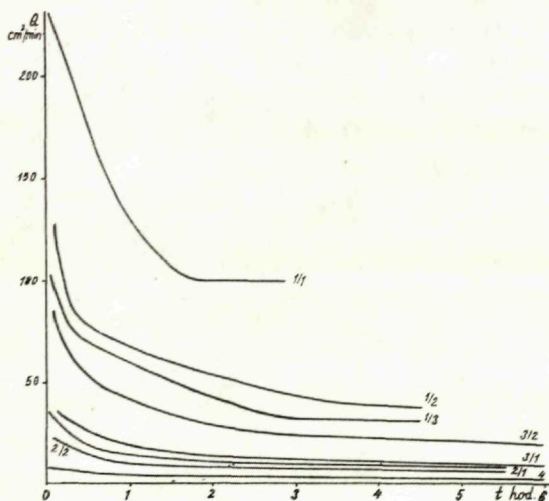
tiež najmenšiu pórovitosť a najväčší obsah fľovitých prímiesí. V tabuľke 7 udávame súčinitele filtrácie z nalievacích skúšok podľa Nesterova, vypočítané podľa vzorca upraveného N. N. Bindemanom (in Maksimov a kol. 1967):

$$k = \frac{\beta V}{F \cdot t}$$

tabuľka 7

Súčiniteľ filtrácie sprašových sedimentov

sprašový sediment	skúška	súčiniteľ filtrácie m . s ⁻¹
spraš	1. sk.	2,0 . 10 ⁻⁵
	2. sk.	1,1 . 10 ⁻⁵
	3. sk.	5,5 . 10 ⁻⁶
deluviálnosoliflukčná sprašová hľina	1. sk.	2,4 . 10 ⁻⁶
	2. sk.	1,3 . 10 ⁻⁶
sprašová hľina W 2/3	1. sk.	1,3 . 10 ⁻⁶
	2. sk.	3,8 . 10 ⁻⁶
interglaciálna parahnedozem	1. sk.	6,6 . 10 ⁻⁷



Priebeh skúšok ukazuje tiež vplyv makropórovitej štruktúry na rozdiely počiatočného a ustáleného prietochného množstva (obr. 11). Najväčšie rozdiely sú u spraší a mladowürmských sprašových hĺn, kde počiatočné prietochné množstvo presahuje ustálený prietok 3 až 4, 4-krát, u sprašových interglaciálnych parahnedozemí iba 2-krát.

Obr. 11 Priebeh nalievacích skúšok 1/1, 1/2, 1/3 — spraš W-3; 3/1, 3/2 — sprašová hľina W²/3; 2/1, 2/2 — deluviálno-soliflukčná spraš. hľina; 4 — interglaciálna parahnedozem

Záver

Medzi stavebnými inžiniermi prevláda názor, že spraše sú homogénne usadeniny s nemeniacimi sa špecifickými stavebnými vlastnosťami prevažne negatívneho charakteru (makropórovitosť, malá pevnosť a predovšetkým presadavosť). Na sprašovom profile Nitra—Čermán sme sa snažili dokázať mylnosť

tohto názoru. V sprašovom profile v rôznej hĺbke zakladania môže sa stavebný inžinier stretnúť s rôznymi litologicko-genetickými typmi, ktoré majú odlišné geotechnické vlastnosti.

Táto rozdielnosť litologicko-genetických typov nie je viazaná len na zmenu hĺbky, ale v dôsledku fyzicko-geografických procesov, tektoniky a pod., sa mení aj horizontálne už pomerne na malej ploche. Znamená to, že na jednom stavenisku v tej istej hĺbke zakladania a v pomerne malej vzdialenosti môžeme sa stretnúť s rôznymi geotechnickými vlastnosťami spraší. Ich geotechnické vlastnosti odrážajú predovšetkým osciláciu pleistocénnej klímy. Jej vplyv ako aj pedogenetické procesy, soliflukčná činnosť, pôsobenie vody, tlak nadložia a pod. pretvárali eolické spraše. Pôsobením týchto procesov sa menilo aj granulometrické zloženie spraší. Na profile Nitra—Čermáň napr. spraše granulometricky patria do oblasti hĺn, deluviálno-soliflukčné horizonty a niektoré interštadiálne pôdy do oblasti ílovito-piesčitých až ílovitých hĺn, interglaciálne pôdy predstavujú ílovité hliny až íly. Granulometrické zloženie vplýva prirodzene aj na mernú hmotu, ktorá klesá so stúpajúcim podielom ílovitých častíc. Pohybuje sa v rozmedzí $2,66-2,73 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$. Pôdotvorné procesy ovplyvňujú aj deformačné vlastnosti zeminy. Prejavuje sa to predovšetkým na presadavosti. Podľa súčiniteľa pomernej presadavosti patria sprašové horizonty medzi stredne až málo presadavé, ostatné litologicko-genetické typy medzi nepresadavé.

Makropórovitá stavba spraší určuje anizotropiu a nerovnorodosť filtrácie vody. Súčiniteľ filtrácie sa rádovo pohybuje u spraší $10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, u sprašových hĺn $10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, a u interglaciálnej pôdy $10^{-7} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

Hoci dosiahnuté výsledky majú len základný charakter a v budúcnosti ich bude treba doplniť a rozšíriť o ďalšie litologicko-genetické typy, predsa už teraz môžeme povedať, že vplyv genézy má podstatný podiel na inžiniersko-geologických vlastnostiach sprašových sedimentov.

Do tlače odporučil I. Vaškovský

LITERATÚRA

- [1] Abelev J. M. — Abelev M. J., 1968: Osnovy projektirovania i strojitelstva na prosadočnych makroporistych gruntach. Izd. lit. po stroit., Moskva. — [2] Bárta J., 1966: Einige beachtenswerte paläolithische Fundstellen in der Westslowakei. VII. Congres International des Sciences Préhistoriques et Protohistoriques Tschéchoslovaquie. Excursion en Slovaquie, Nitra — [3] Gorhan H., 1968: Untersuchungen über die Festigkeitseigenschaften des Lösses an Beispielen in Österreich, Wien. — [4] Gorkova J. M., 1966: Teoretičeskije osnovy ocenki osadočnych porod v inženerno-geologičeskich celach. Izd. Nauka, Moskva. — [5] Kolektív autorov, 1966: Inženerno-geologičeskije

svojstva lessových porod. *Izd. Nauka, Moskva.* — [6] Košťálik J., 1967: Paleopedologické a stratigrafické pomery na sprašovom profile Nitra—Čermáň. *Geografický časopis SAV XIX/4, Bratislava.* — [7] Ložek V., 1964: Eine Lösserie mit roten fossilen Bodenbildungen bei Milanovce im Nitra-Tal. *Sborník geol. věd Anthropozoikum, řada A sv. 2, Praha.* — [8] Maksimov V. M. a kol., 1967: *Spravočnoje rukovodstvo gidrogeologa. Tom. I. Nedra, Leningrad.* — [9] Poláček Š., 1970: Porovnanie niektorých inžiniersko geologických vlastností vybratých typov spraší. *Diplomová práca. Manuskript-archív Katedry inž. geológie a hydrogeológie, Bratislava.* — [10] Sokolovskij I. L., 1958: *Lessovyje porodny zapadnoj časti USSR. Izd. AN, Kijev.* — [11] Vaškovský I., 1967: *Über das Quartär der Donauniederung. Geol. práce, Správy 42, GÚDŠ Bratislava.*

J. ŠAJGALÍK—V. LETKO

DEPENDENCE OF LOESS GEOTECHNICAL PROPERTIES ON THEIR GENESIS AS ILLUSTRATED ON THE NITRA—ČERMÁŇ PROFILE

(Summary of the Slovak text)

The investigations of loess sediments show that their physical and mechanical properties are dependent on the genesis of sediments. However, this dependence has not yet been sufficiently investigated. Periglacial loess sediments on the Nitra—Čermáň profile are of varied lithologic and genetic types. Oldest are the clayey loess-loams of polyhedral structure, indicated as interglacial M/R Para-Brown Podzolic soils. They contain granite pebbles and secondary carbonates. The overlying bed comprises the Rissian loess of eolian origin with slight indices of pedogenesis. Polycyclic fossil soils of R/W and R 1/2 interglacials were formed on the loess sediments during the Middle and Young Pleistocene. A complex of solifluction character with varied materials is overlying them. Thin layers of dark humus clayey loam and light powdery loam are alternating with cross-bedding. The overlying bed contains loess-loam which succumbed to the pedogenetic process in the W 1/2 interstadial. The youngest loess sediments are represented by the eolian loess whose age is determined to 24 000 ± 640 years by the C₁₄ method. It contains horizons of precipitated carbonates. The stratigraphic and geomorphologic development as well as the mineralogic-petrographic composition were studied by Ložek (1964), Bárta (1966), Košťálik (1967), Vaškovský (1967).

According to mineralogic composition the loess sediments belong to the illitic, partially montmorillonitic, soils. The source of the loess material were the neovolcanic regions, the Nitra and Žitava alluvii, the rocks of the Danube plain and partially the Tribeč and Inovec crystalline rocks.

According to granulometric composition the loesses belong to the group of loams, the solifluction and pedogenetically affected loess-loams to the group of clayey-sandy to clayey loams, the interglacial Para-Brown Podzolic soils to the group of clayey loams to clays.

The carbonates are finely dispersed all over the environment, or are found in the form of concretions; humus is mainly in the W 1/2 loess-loam.

The specific gravity ranges between 2,66—2,73 g. cm⁻³ and decreases with the increasing portion of clayey parts. The mellow position of the loesses is degraded by pedogenetic processes. The youngest loesses have the smallest unit weight, increasing with the loess-loams. The humidity of the loess complex is influenced by the quantity of

precipitations, temperature fluctuation, absence of ground water and clayey component parts. The natural humidity ranges between 13—19 %, saturation 44—86 %, consistency hard to solid. According to the degree of plasticity the loesses are classified into soils with medium plasticity, loess-loams into soils with medium to high plasticity.

The deformation properties of sediments are influenced by pedogenetic processes, their macroporous structure is degraded. The loess sediments are little compressible, the loesses and the solifluction loess-loams, according to their coefficient of relative subsidence fall, belong to medium-little subsiding ones, the remaining types to nonsubsiding ones.

The strength of loess sediments depends on many factors and no satisfactory solution concerning it has been reached yet. In triaxial tests the strength of loesses was substantially decreased when moistened, with loess-loams the decrease was negligible. By drying the soils to about 3 % of moisture, they behaved as brittle matters.

The macroporous structure of loesses is determining the anisotropy and the unequal water filtration. It was possible up to now to establish only an orientation vertical permeability in field tests according to Nesterov on a loess section. The filtration coefficient in loesses is of the order of $10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, in loess-loams $10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, in interglacial Para-Brown Podzolic soils $10^{-7} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. The inequality of filtration is given by the relation of initial and steady filtration which amounts to about 3—4,4 in loesses and loess-loams, and approx. 2 in Para-Brown Podzolic soil.

The results of the study of the loess section are of an orientation and basic character, they require to be complexly completed in the future by a study of all lithological-genetical types followed by a possible statistical evaluation.

Preložil E. Bleho

LES PROPRIÉTÉS GÉOTÉCHNIQUES DES LOESS DANS LA RÉGION NITRA—ČERMÁNĚ

(Résumé du texte slovaque)

Les sédiments de loess ne sont pas homogènes, leur composition varie avant tout verticalement, mais aussi horizontalement. On rencontre plusieurs types lithologico-génétiques dans les terrains de loess. Les types individuels reflètent principalement l'oscillation du climat Pléistocène, de la tectonique et d'autres procédés physico-géographiques. Sous l'influence de ces facteurs les loess furent transformés par les procédés pédogénétiques, l'activité de la solifluction, de l'oued, de l'eau, la pression du toit, etc. Les auteurs se basant sur les essais de laboratoire montrent que les divers types lithologico-génétiques de la couverture de loess possèdent aussi diverses propriétés géotechniques. Les différences marquantes sont par ex.: dans la porosité, la perméabilité, la résistance et dans les autres propriétés physicomécaniques, par ex. parmi les loess éoliens d'un côté et les horizons pédogénétiques, de la solifluction et de l'oued de l'autre côté.

Preložil E. Bleho

Photographic Illustrations

Plate XLV

Fig. 1 A sample of loess W 3 — macroporous texture (porosity 44—46 %) visible on the section, concretions of Mn and CaCO₃

Fig. 2 A sample of loess prepared for the triaxial shear test. On the walls of the minute cylinder macroporous texture and moisture, Mn concretions, and light dispersed carbonates may be observed. — Fig. 3 A sample of loess W 3. Macropores — dark spots of a circular cross-section, traces of Mn and CaCO₃ concretions observable on the section

Plate XLVI

Fig. 1 Destruction of samples from deluvial-solifluction loess-loam during triaxial tests (well-developed shear planes)

Fig. 2 Destruction of loess samples during triaxial tests. Owing to low moisture, vertical parting, or concretions, the samples disintegrated.

Fig 3 Destruction of samples from interstadial loess-loam W 1/2 during triaxial tests. Because of the cohesion among the clayey particles the samples deform vertically and laterally

Photographs by: Š. Poláček — Plate XLV; L. Osvald — Plate XLVI

JOZEF FORGÁČ*

**GENÉZA ALUNITU A PREMENENÝCH HORNÍN OD DEKÝŠA
(ŠTIAVNICKÉ POHORIE)**

(4 obr. v texte, anglické resumé)

Abstract. The author is treating the problem of the genesis of alunite near Dekýš and its relation to hydroquartzites containing the alunite. The character of the metamorphic rocks, genetic relation among the metamorphose from the view of chronology, and thier relation to the formation of alunite are also presented.

Výskyt alunitu na území Slovenska je známy iba z posledných rokov. Prvý výskyt uvádza M. Kuthan (1956) z Kalinky a jeho vznik kladie do súvisu s fumarolo-solfatárovou činnosťou. O rok neskôr S. Polák (1957) uvádza výskyt alunitu zo s. časti Kremnického pohoria, od Horného Turčeka, kde kryštáliky alunitu sú uzatvorené v opále, a považuje alunit za hypogénny minerál. Neskôr alunit opísal M. Böhmer (1961) z rudného ložiska v Kremnici ako drobné jedince v intenzívne hydrotermálne premenených horninách. Posledný výskyt alunitu bol identifikovaný v Štiavnickom pohorí pri Dekýši (K. Karolus — E. Karolusová 1969) v úlomkoch suťového materiálu. Jeho genézu však doteraz nikto neskúmal, preto sa v predkladanej práci pokúsim o jej objasnenie.

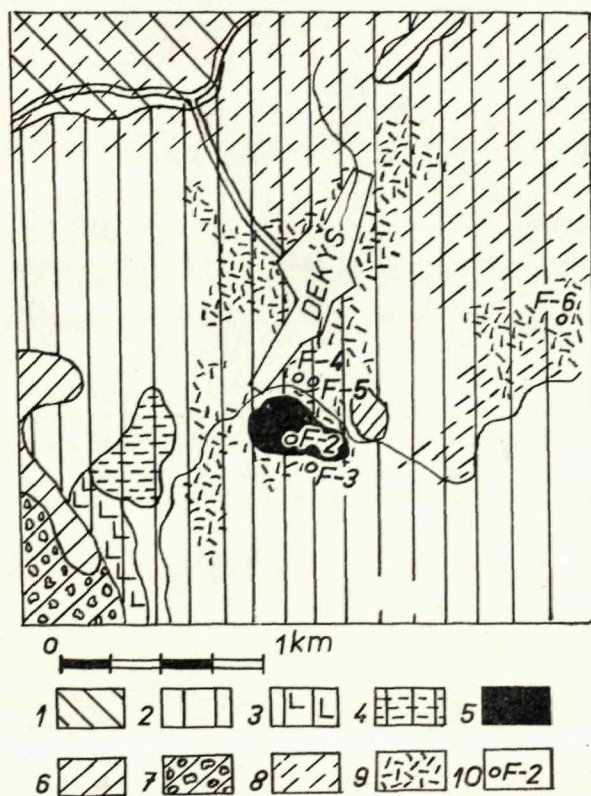
Výskyty alunitu sa najčastejšie viažu na intenzívne premenené horniny. Alunit sa v svetovej literatúre najčastejšie považuje za charakteristický minerál pre silno premenené hydrotermálne zóny. Ako epitermálny až mezotermálny minerál sa niekedy vyskytuje v blízkosti rudných telies (N. J. Nakovnik 1947, E. K. Lazarenko a kol. 1963, G. G. Sasin 1966 a i.). Vo vulkanických oblastiach je jeho tvorba spätá s pôsobením fumarolo-solfatárovou činnosťou (B. Lányi 1943, V. S. Sobolev a kol. 1955, S. I. Naboko 1959, S. I. Naboko — E. P. Rjabičkina 1962, G. G. Sasin 1966 a i.). Zriedkavejšie sa jeho vznik uvádza ako výsledok zvetrávania hornín (G. M. Schwartz 1930 a i.).

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

Geologická charakteristika okolia výskytu alunitu

Študovaný výskyt alunitu sa nachádza na j. okraji obce Dekýš, asi 14 km jz. od Banskej Štiavnice na plochom hrebenku, ktorý predstavuje ssz. ukončenie hrebeňa kóty 669,3 nad Dekýšskym potokom. Najstaršie vulkanické horniny v okolí Dekýša sú zastúpené pyroxenickými andezitmi a vulkanoklastickým materiálom a sú zaradované do 2. andezitovej fázy (podľa M. Kuthana 1963). Blízke okolie výskytu alunitu je budované prevažne amfibolicko-biotitickým andezitom a v malej miere jeho klastickými členmi (obr. 1).

Amfibolicko-biotitický andezit vytvára extruzívne formy, ktoré sa vyznačujú nakošením láv na povrchu vo forme rôznych kupolovitých tvarov. Andezit predstavuje hruboporfyrickú horninu sivej, svetlosivej až ružovkastej farby. Porfyrické výrastlice dosahujú max. veľkosť 6–8 mm. Najbohatšie zastúpeným minerálom je plagioklas v tabuľkovitom vývoji, zodpovedá andezín-labradoritu ($Ab_{58}An_{42}$ až $Ab_{44}An_{56}$). Z tmavých minerálov sa v hornine nachádza amfibol stĺpčekovitého tvaru, hnedej farby, s časťami opacitovými lemmami tvorenými zhlukmi magnetitu a hematitu. Pleochroizmus v smere α = žltohnedý a v smere β = hnedý. Uhol zhášania $7-11^\circ$, prináleží obecnému



Obr. 1 Schéma geologickej stavby okolia Dekýša

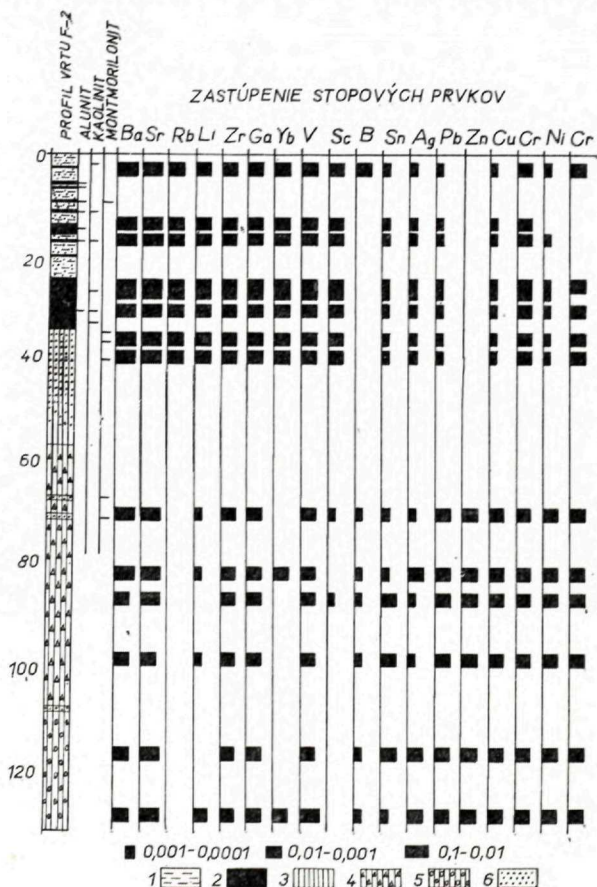
1 – pyroxenický andezit (II. andezitová fáza); 2 – amfibolicko-biotitický andezit (III. andezitová fáza); 3 – aglomerát amfibolicko-biotického andezitu; 4 – tufty amfibolicko-biotického andezitu; 5 – hydrokvarcit s obsahom alunitu; 6 – pyroxenický andezit (IV. andezitová fáza); 7 – aglomerát pyroxenického andezitu; 8 – chloritizácia, 9 – vybielenie a argilitizácia hornín; 10 – lokalizácia vrtov

Fig. 1 The scheme of the geological structure around Dekýš

1 – pyroxene andesite (IIrd andesite phase); 2 – amphibole-biotite andesite (IIIrd andesite phase); 3 – an agglomerate of amphibole-biotite andesite; 4 – tuffites of amphibole-biotite andesite; 5 – hydroquartzite containing alunite; 6 – pyroxene andesite (IVth andesite phase); 7 – an agglomerate of pyroxene andesite; 8 – chloritization; 9 – leaching and argillitization of rocks; 10 – localization of boreholes

amfibolu. Pomerne častým minerálom je aj biotit vyvinutý vo forme lupienkov alebo krátkych pseudohexagonálnych stĺpcikov. Miestami sú na jeho periférii zhluky magnetitu a ojedinele sú v ňom odmiešaniny sagenitu. Ojedinelými minerálmi sú pyroxény v allotriomorfnom až krátkostĺpcikovom vývoji, prináležia hypersténu a augitu. Ich rozmery obvykle nepresahujú ani polovičnú veľkosť amfibolu a biotitu. Základná hmota horniny má menlivý vývoj, najčastejšie vitrofyrický až hyalopilitický.

Na okrajoch extruzívnych telies sú vyvinuté *lávové brekcie*, ktoré boli zachytené vrtom F-2 (obr. 2). Sú to horniny tvorené ostrohrannými úlomkami amfibolicko-biotitického andezitu a tmelené jeho lávou. Štruktúra a minerálne zloženie fragmentov a tmeliacej lávy sú zhodné. Veľkosť fragmentov sa pohybuje od 3 do 10 cm. Ďalším typom vulkanoklastického materiálu sú *aglomeráty v chaotickom vývoji*. Nachádzajú sa na východnom svahu kóty Roháčov a vo vrte F-3. Fragmentsy sú ostrohranné až polozaočlenené o veľkosti 5 až 12 cm, sú tmelené tufovým materiálom s drobnými úlomkami andezitu. Fragmentsy celkove prevládajú nad tmeliacou hmotou. Aglomeráty sa vyznačujú nepravi-



Obr. 2 Profil vrtu F-2

1 – tuft amfibolicko-biotitického andezitu; 2 – hydrokvartc s obsahom alunitu; 3 – amfibolicko-biotitický andezit; 4 – lávová breccia amfibolicko-biotitického andezitu; 5 – aglomerát amfibolicko-biotitického andezitu; 6 – vybielenie a argilitizácia hornín

Fig. 2 A profile of the borehole F-2

1 – tuftite of amphibole-biotite andesite; 2 – hydroquartzite containing alunite 3 – amphibole-biotite andesite 4 – lava breccia of amphibole-biotite andesite 5 – agglomerate of amphibole-biotite andesite 6 – leaching and argillitization of rocks

delným rozmiestnením fragmentov a iba v malej miere sú v nich slabé znaky triedenia materiálu (vrt F-3). Popri týchto horninách v tesnej blízkosti Dekýša sú vyvinuté *tufity*. Nachádzajú sa v starom lome z. od dekýšskeho mlyna a boli zachytené aj v horných častiach vrtu F-2. Tufy sú zvrstvené. Striedajú sa v nich polohy pelitického až psamitického charakteru s polohami úlomkov pemzí, veľkých 1 až 8 cm. Ojedinele sa v nich nachádzajú úlomky amfibolicko-biotitického andezitu. Charakter triedenia materiálu poukazuje na ich ukladanie vo vodnom prostredí. Tufity sú uložené na amfibolicko-biotitickom andezite.

Na j. okraji Dekýša sa s polohami tuftov amfibolicko-biotitických andezitov striedajú *hydrokvarcity*. Na povrch nevystupujú v prirodzených odkryvoch, ale iba vo forme úlomkov v sutí. Ich úložné pomery a väzba s tuftmi bola zistená vrtom F-2 (obr. 2). Majú malé plošné rozšírenie (cca 40 × 200 m v niekoľkých polohách nad sebou o mocnosti od niekoľkých decimetrov do 10 metrov) a dnes predstavujú erozívny zvyšok pôvodne väčšieho telesa. Najspodnejšia poloha hydrokvarcitov leží na silno bentonizovanom andezite. Hydrokvarcit je hornina svetlej farby s hnedastými škvrnkami, prípadne je celá hnedastá. Má celistvý vzhľad so slabými znakmi pórovitosti. Často sú v nej uzavreté minerály tabulkovitého a stĺpčekovitého tvaru, ktoré sú dnes úplne premenené, alebo uzatvárajú polozaoblené až ostrohranné úlomky tufového materiálu. Pod mikroskopom boli identifikované v hydrokvarcitoch drobné jedince alunitu.

Najmladším členom viazaným na vulkanickú činnosť v tesnej blízkosti Dekýša (hrebeň kóty Roháčovo a v. strana obce pri kóte 494,5) sú *pyroxenické andezity*, ktoré v posledných rokoch V. Konečný — A. Brlay (1967) začlenili do 4. andezitovej fázy. Okrem lávových prúdov je zastúpený aj vulkanoklastický materiál vo vývoji aglomerátov bez triedenia materiálu. Ležia na amfibolicko-biotitickom andezite a jeho klastickom materiáli. Majú porfyrickú štruktúru. Z minerálov sú v nich najviac zastúpené plagioklasy o báziците andezín-labradorit ($Ab_{58}An_{42}$ — $Ab_{41}An_{59}$). Z tmavých minerálov je v hornine prítomný hyperstén a augit vo forme nepravidelných zŕn a krátkych stĺpčekov. Ojedinele je možné nájsť v andezite biotit a amfibol. Základná hmota horniny má menlivý vývoj, najčastejšie vitrofyricko-mikrolitický až hyalopilitický.

Genéza alunitu

Alunit pri Dekýši sa nachádza vo forme drobných jedincov roztrúsených v hydrokvarcitoch. Pod mikroskopom je vidieť, že hydrokvarcity sú tvorené opálom a submikroskopickým agregátom kremeňa v premenlivom množstve.

Na okrajoch dutiniek sú miestami úzke lemy (0,04 mm) chalcedónu. Uzavreté kryštály minerálov a úlomky tufového materiálu sú úplne premenené v jemný submikroskopický agregát, čo v mikroskope sťažuje ich pôvodnú identifikáciu. Alunit sa tu nachádza vo forme roztrúsených lupienkov až chumáčikov, ojedinele tabuliek alebo vo forme kosoštvorcových tvarov. Optické vlastnosti sú Chm +, Chz —. Identifikovali ho K. Karolus — E. Karolusová (1969) v úlomkoch materiálu zo sutí. Z tohto materiálu nebolo však možné stanoviť jeho genézu ani úložné pomery hornín, v ktorých sa nachádza, preto som túto otázku riešil pomocou technických prác.

Tvorba alunitu a hydrokvarcitov je vzájomne spätá, a pri riešení otázky vzniku alunitu treba brať do úvahy aj tvorbu hydrokvarcitov. Polohy hydrokvarcitov sa striedajú s polohami tufitov sedimentovaných vo vodnom prostredí, čo svedčí o tom, že aj hydrokvarcity sa tvorili vo vodnom prostredí v intravulkanickej depresii, ktorá sa pravdepodobne nachádzala v oblasti dnešného Dekýša. Podľa údajov G. Bardossyho (1959) a K. G. Krauskopfa (1959) rozpustnosť kremíka je najintenzívnejšia v roztokoch pri pH 9, kde prudko vzrastá, kým pri inom pH (v rozsahu prirodzeného pH) je jeho rozpustnosť podstatne menšia, až nepatrná. Z toho je možné usudzovať, že aj v našom prípade roztoky s vysokým obsahom kyseliny kremičitej, ktoré sa vlievali do vodného bazénu, mali hodnotu pH asi 9. Pri ich zmiešaní s roztokmi v bazéne došlo jednak k ich ochladeniu, a jednak k zmene koncentrácií vodíkových iónov pH na cca 6—7. pH termálnych roztokov obohatených o kremík sa buď vyrovnal s pH roztokmi v intravulkanickej depresii, alebo sa pH vo vodnom bazéne nepatrne zmenilo. Pri tomto procese došlo k rýchlemu vypadávaní kremíka z roztokov a k tvorbe hydrokvarcitov. Súčasne s vlievaním termálnych roztokov obohatených o kyselinu kremičitú do vodného bazénu dochádzalo aj k znosu vulkanoklastického materiálu z okolitých svahov, ktorý sa usadzoval vo forme tufitov. Tým možno vysvetliť prítomnosť uzavretých úlomkov vulkanického materiálu v hydrokvarcitoch.

Vznik alunitu pôsobením termálnych vôd a jeho spätosť s tvorbou sekundárneho kremeňa je známy z oblastí recentných vulkánov. Z Kamčatky S. I. Naboko (1959) uvádza tvorbu alunitu zo sírno-sulfátno-amonnohorečnatých roztokov za súčasnej tvorby opálu. Tvorba alunitu a malého množstva pyritu je známa z termálnych vôd na Novom Zélande (S. H. Wilson 1953). Podobným spôsobom vznikla aj alunitizácia v období neogénneho vulkanizmu napr. v Zakarpatskej Ukrajine v oblasti Beregova, kde je alunit viazaný prevažne na sekundárne kvarcity. Sekundárne kvarcity s obsahom alunitu tvoria polohy v ryolitových tufoch a vznikli pôsobením fumarolo-sulfátarovej činnosti (G. G. Sasin 1966).

Roztoky, z ktorých vznikli hydrokvarcity pri Dekýši, obsahovali popri značnom obsahu kyseliny kremičitej, aj sírovodíkové a síranové ióny. Síranové ióny

sa pravdepodobne pri výstupe vody blízko povrchu, resp. na povrchu oxidáciou sírovodíkových iónov, podobne ako uvádzajú S. I. Naboko — B. I. Pijp (1961) z Paužetských termálnych prameňov na Kamčatke. V našom prípade došlo iba k čiastočnému prechodu sírovodíkových iónov na síranové, z ktorých súčasne s vypadávaním kremíka z roztokov došlo aj k tvorbe alunitu a pyritu. O množstve alunitu v hydrokvarcite od Dekýša si možno urobiť obraz z chemického zloženia hydrokvarcitov (tab. 1), najmä z obsahu síry. Z analýz vyplýva, že jeho obsah je malý. Ani zo štúdia stopových prvkov stanovovaných metódou kvalitatívnej spektrálnej analýzy nevyplynuli markantnejšie rozdiely v koncentrácii stopových prvkov v hydrokvarcitoch s obsahom alunitu a v okolitých premenených horninách (tab. 2).

Charakter a genéza premenených hornín

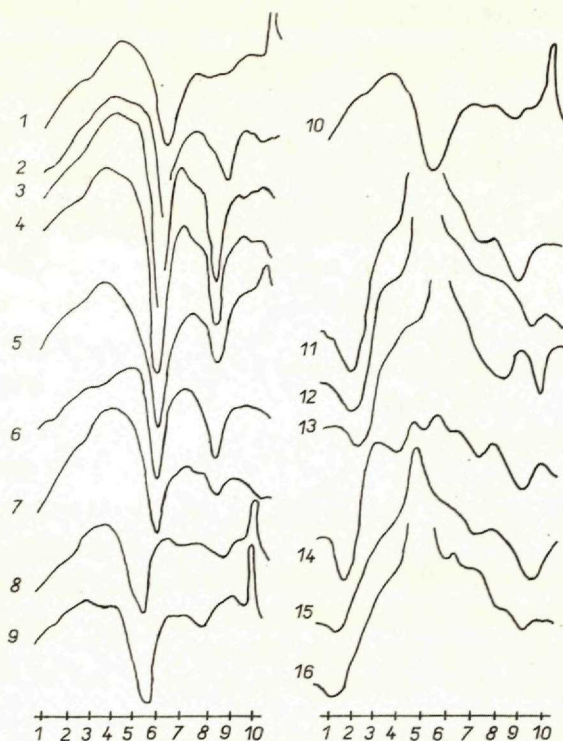
Premeny, ktorými sú postihnuté horniny v oblasti Dekýša, je možné rozdeliť do dvoch skupín:

1. *Premeny vyvolané pôsobením postvulkanických roztokov na horniny.* Tento druh premien v Štiavnickom pohorí má značné plošné i vertikálne rozšírenie. Vyvinuté sú hlavne s. a v. od Dekýša, kde sú premenené pyroxenické andezity (2. andezitová fáza) a amfibolicko-biotitické andezity (3. andezitová fáza). V horninách sa uplatnila intenzívna chloritizácia tmavých minerálov, najmä pyroxénov, ktoré sú prevažne zatlačené chloritom. U amfibolu a biotitu sú časté relikty ešte nepremenených minerálov. Plagioklasy sú pomerne čerstvé, iba v malej miere sú postihnuté sericitizáciou. Zo sekundárnych minerálov je v horninách popri chlorite prítomný uhličitan, ojedinelé drobné zhluky kremeňa, pyrit a epidot-zoizit. Tento druh premien bol vyčlenený (J. Forgáč 1966) ako chloritizácia, ktorá sa uplatnila pred výstupom rudo-tvorných roztokov v oblasti Banskej Štiavnice. Pyroxenické andezity na jv. okraji Dekýša (4. andezitová fáza) sa vyznačujú čerstvosťou (V. Konečný 1968). To znamená, že chloritizácia hornín v oblasti Dekýša sa uskutočnila pred erupciami 4. andezitovej fázy.

2. *Intenzívnejší stupeň premeny hornín.* V tomto štádiu sa horniny postupne vybielujú, dochádza v nich k rozpadu primárnych i sekundárnych minerálov, napokon k úplnej dekompozícii a k tvorbe ílových minerálov. Najmohutnejší vývoj takto premenených hornín je v miestach rozšírenia hydrokvarcitov, kde sú horniny intenzívne premenené až argilitizované od povrchu do hĺbky 50 m (obr. 2), t. j. na úroveň Dekýšskeho potoka pretekajúceho pomimo. Na iných miestach v blízkosti Dekýša táto premena nedosahuje väčšie hĺbky, najčastejšie niekoľko decimetrov, ojedinele metrov. Pri štúdiu vertikálneho profilu premien vo vrte F-2 bolo zistené, že ílové minerály tvoria zonálnosť spočívajú-

júcu v tom, že vo vrchných častiach do hĺbky 30 m dominuje kaolinit (krivky DTA — obr. 3), kým v hlbších častiach ho nahrádza montmorillonit. V miestach vzdialenejších od hydrokvarcitov (vo vrtoch alebo na povrchu) bol z ílových minerálov identifikovaný montmorillonit, bez prítomnosti kaolinitu (obr. 4). Podobné rozmiestnenie kaolinitu a montmorillonitu zistili J. Vachtl — J. Žemlička (1959) na j. okraji mosteckej hnedouhoľnej panvy pri zvetrávaní olivínického čadiča. I. Kraus (1967) ho zistil v žiarskej kotline vo vrte ŽP-2 lokalizovanom s. od Žiaru n/Hr. (kóta Podháj), kde smerom do hĺbky vzrastá obsah montmorillonitu na úkor kaolinitu R. E. Grim — F. G. Loughnam (1962) pri štúdiu primárnych zón zvetrávania došli k záveru, že smerom k povrchu dochádza postupne k zmene montmorillonitu na kaolinit podľa intenzity cirkulácie povrchových vôd. Pri zvetrávaní andezitu (J. Forgáč 1960) v Brezinách (Neresnícka dolina) vo vrchných častiach je vyvinutý montmorillonit a kaolinit, kým v hlbších častiach len montmorillonit. Pri štúdiu chemizmu bolo zistené, že smerom k povrchu sa zvyšuje koeficient vyluhovania a k najintenzívnejšiemu prechodu Ca a Mg do presakujúcich roztokov dochádzalo v prvých štádiách premeny horniny. I. I. Ginzburg (1958) považuje kaolinit za konečný produkt zvetrávania materských hornín.

Pri riešení vzniku zonálneho rozmiestnenia kaolinitu a montmorillonitu v oblasti Dekýša vychádzam z prostredia, v ktorom sa tvorili hydrokvarcity. Roztoky, ktoré boli nositeľom kremíka, mali pri výstupe na zemský povrch pH asi 9, čiže boli zásaditého charakteru, a pri vyliatí do sladkovodného intravulkanického bazénu sa ich pH podstatne znížil ba až vyrovnal s pH vo vodnom bazéne, kde sa vyzrážal kremík. Intenzívna tvorba kaolinitu, ako je vyvinutý medzi polohami hydrokvarcitu, vyžaduje kyslé prostredie. Z tohto hľadiska je málo pravdepodobné, že by súčasne so vznikom hydrokvarcitov dochádzalo k intenzívnej tvorbe kaolinitu. Pravdepodobnejšie azda bude, že tento proces premeny vulkanických hornín, t. j. argilitizácia spojená s vybieľovaním a tvorbou ílových minerálov, nasledoval až po vzniku hydrokvarcitov v dôsledku prestupovania roztokov z povrchu. V prvých štádiách premeny horniny dochádzalo k tvorbe montmorillonitu tým, že časť Ca, Mg a Fe prechádzala do roztokov, čím sa zvyšoval ich pH. Postupom času vplyvom roztokov bola časť týchto prvkov z horniny odnesená a časť vstúpila do štruktúrnej mriežky montmorillonitu, a tak sa zóna intenzívneho vyluhovania Ca, Mg a Fe posúvala hlbšie a v najvrchnejších častiach dochádzalo k zmene montmorillonitu na kaolinit. V dôsledku tohto dlhého pôsobenia presakujúcich roztokov, ktorým hydrokvarcity robili drenáž, vytvorila sa mocná kaolinitová zóna a v hlbšej časti zóna montmorillonitová. V miestach vzdialenejších od dnešného rozšírenia hydrokvarcitov v intenzívne premenených horninách je vyvinutý montmorillonit. Tento jav možno vysvetliť dvojako. Buď



Obr. 3 Krivky DTA z vrtu F-2

1 - kaolinit, hĺbka 2,00 m; 2 - alunit, hĺbka 6,40 m; 3 - alunit, hĺbka 6,50 m; 4 - alunit, málo montmorillonitu, hĺbka 9,30 m; 5 - alunit, kaolinit, hĺbka 10,70 m; 6 - alunit, hĺbka 14,00 m; 7 - alunit, málo kaolinitu, hĺbka 16,50 m; 8 - kaolinit, hĺbka 26,00 m; 9 - kaolinit, alunit, hĺbka 30,15 m; 10 - kaolinit, hĺbka 32,00 m; 11 - montmorillonit, hĺbka 34,50 m; 12 - montmorillonit, hĺbka 36,50 m; 13 - montmorillonit, hĺbka 38,70 m; 14 - montmorillonit, hĺbka 39,00 m; 15 - montmorillonit, hĺbka 66,20 m; 16 - montmorillonit, hĺbka 69,90 m. Vzorky číslo 4, 5, 7, 11, 12, 13, 14 a 16 boli určované aj metódou RTG. (Analyzoval M. Ďuriš, GÚDŠ, Bratislava.)

Fig. 3 DTA curves of the bore hole F-2

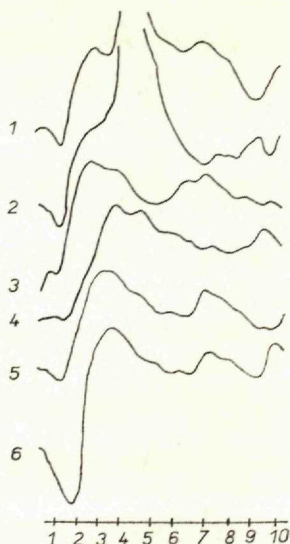
1 - kaolinite, depth of 2.00 m; 2 - alunite, depth of 6.40 m; 3 - alunite, 6.50 m; 4 - alunite, a small amount of montmorillonite, depth of 9.30 m; 5 - alunite, a small amount of kaolinite, 10.70 m; 6 - alunite, 14.00 m; 7 - alunite, a small amount of kaolinite, 16.50 m; 8 - kaolinite, 26.00 m; 9 - kaolinite, alunite, 30.15 m; 10 - kaolinite, 32.00 m; 11 - montmorillonite, 34.50 m; 12 - montmorillonite, 36.50 m; 13 - montmorillonite, 38.70 m; 14 - montmorillonite, 39.00 m; 15 - montmorillonite, 66.20 m; 16 - montmorillonite, 69.90 m; The samples Nr. 4, 5, 7, 11, 12, 13, 14, 16 have been determined also by X-ray method. (Analyzed by M. Ďuriš, GÚDŠ, Bratislava)

Obr. 4 Krivky DTA z vrtov F-4, F-5 a povrchových vzoriek

1 - montmorillonit, vrt F-4, hĺbka 9,5 m; 2 - montmorillonit, vrt F-4, hĺbka 12,00 m; 3 - montmorillonit, vrt F-5, hĺbka 3,5 m; 4 - montmorillonit, vrt F-5, hĺbka 5,5 m; 5 - montmorillonit, lokalita - Medzi vršky, povrchová vzorka; 6 - montmorillonit, jv. od Dekýša pri vodárni, povrchová vzorka. Vzorky číslo 1, 2 a 4, boli určované aj metódou RTG (Analyzoval M. Ďuriš, GÚDŠ, Bratislava.)

Fig. 4 DTA curves of boreholes F-4, F-5, and of surficial samples

1 - montmorillonite, borehole F-4, depth of 9.5 m; 2 - montmorillonite, borehole F-4, 12.00 m; 3 - montmorillonite, F-5, 3.5 m; 4 - montmorillonite, F-5, 5.5 m; 5 - montmorillonite, locality Medzi vršky, surficial sample; 6 - montmorillonite, SE of Dekýš - water supply station, surficial sample. The samples Nr. 1, 2, 4 have been determined also by X-ray method. (Analyzed by M. Ďuriš, GÚDŠ, Bratislava.)



boli pôvodne rozšírené hydrokvarcity denudované a s nimi aj zóna s vysokým obsahom kaolinitu, alebo sa kaolinitová zóna v týchto miestach vôbec nevytvorila.

Záver

Alunitizácia pri Dekýši je geneticky spätá s tvorbou hydrokvarcitov, ktoré vznikli spolu s alunitom z roztokov solfatároveho charakteru ich vyliatím do sladkovodného intravulkanického bazénu. V okolí Dekýša sa uplatnili dva genetické druhy premien. Staršiu premenu hornín spôsobili postvulkanické roztoky pred erupciami 4. andezitovej fázy. Premenené horniny sa vyznačujú chloritizáciou tmavých minerálov a rozšírením presahujú oblasť Dekýša. Mladšie premeny nastali po vzniku hydrokvarcitov a alunitu v dôsledku presakujúcich roztokov do hĺbky, ktoré vyvolali vybielenie a argilitizáciu hornín a vznik ílových minerálov. Pri tejto premene vo vrchných častiach sa vyvinula zóna kaolinitová a v hlbších častiach zóna montmorillonitová.

Do tlače odporučila M. Šimová

Váhové % chemických analýz z vrtu F-2

	1	2	3	4	5
SiO ₂	61,76	66,00	64,39	52,26	51,55
TiO ₂	0,62	0,67	0,67	0,67	0,46
Al ₂ O ₃	14,79	19,71	21,82	13,05	15,31
Fe ₂ O ₃	0,65	2,31	1,51	5,73	5,23
FeO	0,22	0,33	0,33	0,45	0,65
MnO	stopy	stopy	stopy	0,07	0,04
MgO	0,49	0,30	0,28	2,46	2,42
CaO	0,37	0,80	0,70	4,20	4,20
Na ₂ O	0,24	0,05	0,04	0,50	0,36
K ₂ O	2,12	stopy	0,10	1,76	1,68
P ₂ O ₅	0,07	0,02	0,03	stopy	stopy
H ₂ O (110°)	2,34	2,98	1,66	10,83	11,16
H ₂ O (900°)	11,67	7,05	8,33	2,68	2,68
S	4,21	stopy	0,22	3,39	3,37
CO ₂	stopy	stopy	stopy	1,56	2,01
Spolu	99,55	100,22	100,08	99,62	99,52

Analýzoval: V. Dvonč, GÚDŠ, Bratislava

1 — Hydrokvareit s obsahom alunitu (hĺbka 14,00 m). 2 — Hydrokvareit s obsahom alunitu (hĺbka 27,00 m). 3 — Hydrokvareit s obsahom alunitu (hĺbka 28,80 m). 4 — Silno bentonitizovaný amfibolicko-biotitický andezit (hĺbka 35,50 m). 5 — Silno bentonitizovaný amfibolicko-biotitický andezit (hĺbka 38,70 m).

LITERATÚRA

- [1] Bardossy G., 1959: The geochemistry of Hungarina bauxites. *Acta Geol. Acad. Scient Hungaria*, 6, Budapest. — [2] Böhmer M., 1961: Relations between potassium trachytes, rhyolites and mineralization in the Kremnica ore-field. *Geol. práce Zošit 60*, Bratislava. — [3] Forgáč J., 1966: Petrografia a geochémia premenených hornín v štiavnicko-hodrušskom rudnom obvode. *Zborník geol. vied, rad Západné Karpaty*, 5, Bratislava. — [4] Forgáč J., 1969: Geochemistry of andesites weathering. *Geol. zborník — geologica carpathica XX/2*, Bratislava. — [5] Ginzburg I. I., 1958: Nekotoryje fiziko-chimičeskije momenty v obrazovaniji glin. *Isledovanija i ispolzovanije glin*, Lvov. — [6] Grim R. E. — Loughnam G. F., 1962: Clay minerals in sediments from Sydney Harbour. *Austr. Journ. of Sed. Petrology*, 32. — [7] Karolus K. — Karolusová E., 1969: Prvý nález alunitu v Štiavnickom pohorí. *Geol. práce, Správy 49*, Bratislava. — [8] Konečný V. — Brlay A., 1967: Základný geologický výskum a mapovanie na liste Uhliská (M-34-122-D-c) Manuskript-Geofond, Bratislava. — [9] Konečný V., 1968: Geologické mapovanie a základný geologický výskum na liste Uhliská, M-34-122-D-c. Manuskript, Geofond, Bratislava. — [10] Kuthan M., 1956: Postvulkanická činnosť v okolí Víglaškej Huty (predtým Kalinka). *Geol. práce, Správy 5*, Bratislava. — [11] Kuthan M., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR, 1:200.000, M-34-XXXI-Nitra, Bratislava. — [12] Kraus I., 1967: Petrograficko-mineralogické pomery a genéza fľových sedimentov Žiarskej kotliny. *Geol. práce, Správy 43*, Bratislava. — [13] Krauskopf K. B., 1959: The geochemistry of silica in sedimentary environments. *Silica in Sediments, Soc. Econ. palae and Min., Symp. 7*. — [14] Lányi B., 1943: A beregszázi alunitokrál. *Földtany közlöny 73*, Budapest. — [15] Lazarenko E. K. — Lazarenko E. A. — Barišnikov E. K. — Malygina O. A., 1963: Mineralogija Zekarpatja. *Izd. Lvovskogo universiteta, USSR, Lvov*. — [16] Naboko S. I., 1959: Vulkaničeskije cksgalacii i produkty ich reakcij. *Trudy laboratorii vulkanologii, 16*, Moskva. — [17] Naboko S. I. — Pijp B. I., 1961: Sovremennyy metamorfizm vulkaničeskich porod v rajone Paužetskich gidroterm. *Trudy laboratorii vulkanologii 19*, Moskva. — [18] Naboko S. I. — Rjabičkina E. P., 1962: Uslovija alunitizacii v vulkaničeskich oblastiach na primere vulkana Ebeko. *Bjuletěn vulkanolostancii 32*, Moskva. — [19] Nakovnik N. I. a kol. 1947: Vtoričnyje kvarcity, ich mineralogičeskije facii, genezis i praktičeskoe značenie. *Izd. AN SSSR, ser. geol. vyp. 1*, Moskva. — [20] Polák S., 1957: O alunite a alunitizácii z okolia Horného Turčeka v Kremnickom pohorí. *Věstník ÚÚG, Praha*. — [21] Sasin G. G., 1966: Genetičeskije typy alunitovoj mineralizacii Beregovo — Begaňskogo rajona Zakarpatja. *Problémy geologii rudoznosti neogena Zakarpatja. Izd. Lvovskogo universiteta, Lvov*. — [22] Schwartz G. M., 1930: Hydrothermal alteration of igneous rocks. *Buletin of geol. soc. of America*. — [23] Sobolev S. V. — Kostjuk V. P. — Bobrievič A. P. — Gorbačevskaja O. A. — Spitkovskaja S. M. — Fiškin M. I., 1955: Petrografia neogenovych vulkaničeskich i gipoabisalnych porod sovetskich Karpat. *Izd. AN. USSR, Kijev*. — [24] Vachtl J. — Žemlička J., 1959: K charakteristike fõsilného větrání na jižním okraji Mostecké hnedouholné pánve. *Sborník ÚÚG, odd. geol. 25*, Praha. — [25] Wilson S. H., 1953: The chemical investigation of the hot springs of the New Zealand thermal region. In *proceed of the Pacific science congress 2*, Wellington.

JOZEF FORGÁČ

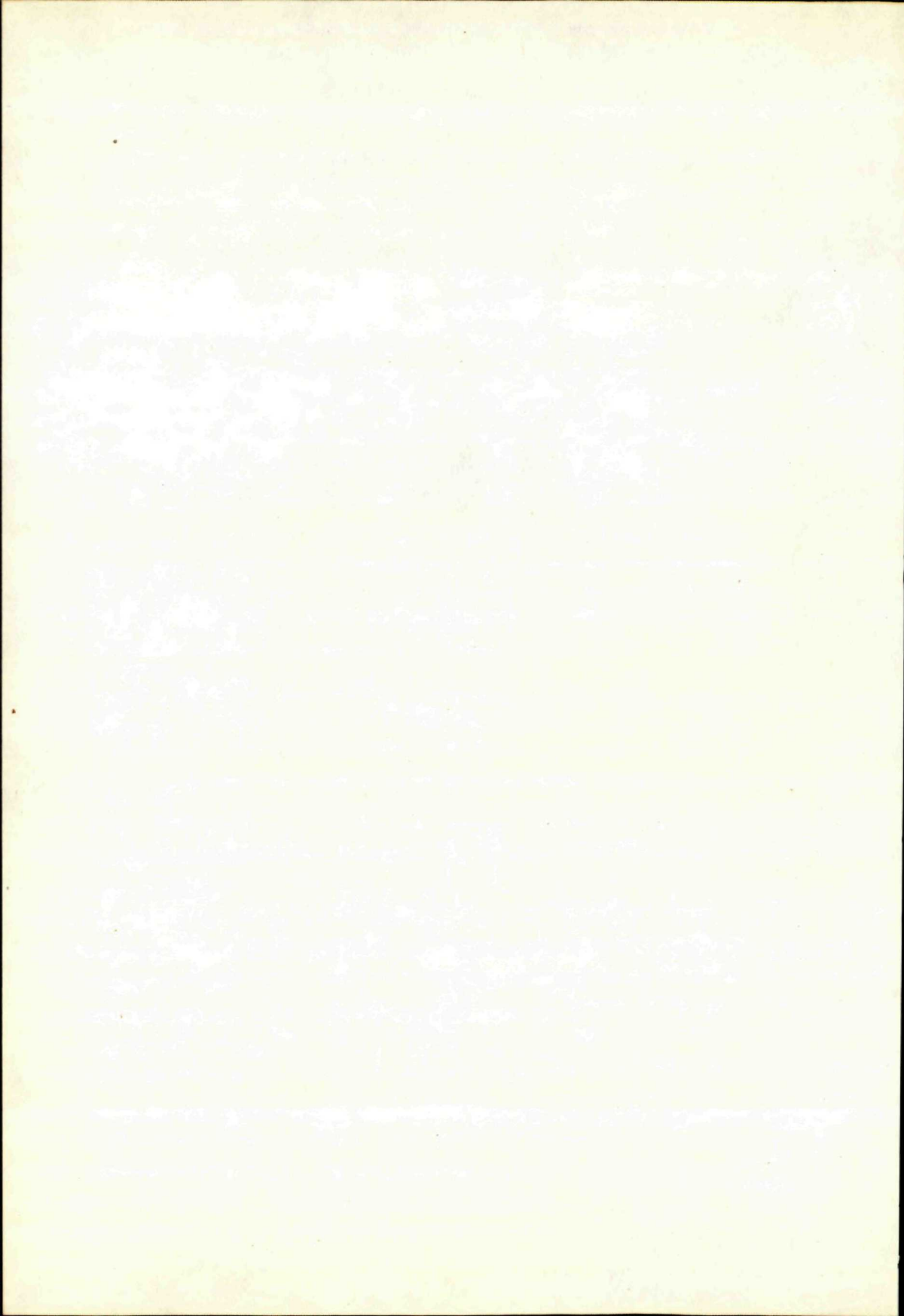
**GENESIS OF ALUNITE AND METAMORPHIC ROCKS NEAR DEKÝŠ
(ŠTIAVNICKÉ POHORIE MOUNTAINS)**

(Summary of the Slovak text)

The author deals with the genesis of alunite in Central Slovakia in the Štiavnické pohorie mountains on the locality Dekýš; with the relation of alunite and hydroquartzites, and presents the characteristics of metamorphic rocks, and the relation of the latter to alunitization and to hydroquartzites. Treating the problem, the author came to the following conclusions:

Alunitization near Dekýš is genetically connected with hydroquartzites which have been formed with alunite from the solutions of a solfatara character, owing to their effusion into a freshwater intravolcanic basin. Near Dekýš, two genetic sorts of metamorphosis took place. The older one was evoked by postvolcanic solutions before the eruptions of the IVth andesite phase. The resulting metamorphic rocks are characterized by chloritization of dark minerals, and their distribution is widely surpassing the Dekýš area. Younger metamorphoses passed after the formation of hydroquartzites and alunite due to the deep infiltration of the solutions. These solutions caused the leaching of the rocks, argillitization and the formation of clay minerals. Owing to this metamorphosis, a kaolinite zone has been formed in the top parts, and a montmorillonite zone in the deeper parts, due to the alterations of pH solutions in the course of their penetration from the surface to depth.

Preložila E. Jassingerová



JOZEF FORGÁČ*—EVA KAROLUSOVÁ*

POZNÁMKY K DOTERAJŠEJ TERMINOLÓGII MLADÝCH VULKANICKÝCH HORNÍN

(5 obr. v texte, anglické resumé)

Abstract. The authors are critically treating the differences between petrographical and chemical classifications of effusive neoid rocks. The problem is illustrated by the example of two different rocks: rhyolite and andesite.

Produkty mladej vulkanickej činnosti predstavujú najčastejšie horniny s porfyrickou štruktúrou a so základnou hmotou s nízkym stupňom kryštalizácie, často s obsahom skla. Minerály v základnej hmote sú často vyvinuté vo veľmi drobných mikrolitoch a pri bežnom petrografickom hodnotení horniny ich možno len ťažko presne určiť. Pri petrografickom určovaní horniny je všeobecne zaužívaná taká prax, že sa berú za základ minerály väčšie (porfyrické výrastlice, ktoré vykryštalizovali v intratelurickom štádiu, t. j. pred vystúpením lávy na zemský povrch), zastúpené v menšine v neogénnych efuzívnych horninách západných Karpát (od 5 do 30 %) a prevažná časť základnej hmoty zostáva bez hodnotenia.

Úplnejší obraz o zložení celej horniny dáva chemická analýza. Podľa obsahu minerálov v neovulkanických efuzívnych horninách by sa dalo prísť k úvahe, že chemické zloženie týchto hornín zodpovedá chemizmu, aký by sa dal predpokladať z pomerného zastúpenia minerálov. V skutočnosti takýto predpoklad vždy neobstojí.

Tento problém demoštrujeme na príklade dvoch odlišných typoch efuzívnych hornín — na rhyolite a andezite. Popri petrografickej charakteristike hornín sme sledovali aj chemické zloženie jednotlivých minerálov a chemizmus základnej hmoty zvlášť, a to u rhyolitu (makroprvky) metódou silikátovej chemickej analýzy a mikroprvky metódou kvantitatívnej spektrálnej analýzy. Pri zisťovaní makroprvkov v andezite sme použili metódu mikroanalýzy. Chemickou analýzou minerálov sme zistili, aký chemizmus by mala hornina zložená iba z minerálov vykryštalizovaných v intratelurickom štádiu, a aké zloženie by mala, keby ju tvorila iba základná hmota. Pre každý typ horniny

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

sme prepočítali chemizmus minerálov podľa ich pomerného zastúpenia zisteného priemernými planimetrickými analýzami (priemer z piatich výbrusov pre každú horninu) na objem celej horniny bez základnej hmoty, čím sme získali chemizmus, aký by mala hornina, keby bola tvorená iba minerálmi bez základnej hmoty (pozri číselnú tab. 3/6, tab. 5/6).

V práci ďalej predkladáme petrografickú a chemickú charakteristiku študovaných hornín, ich porovnanie s poukázaním na rozdiely medzi chemizmom minerálov a chemizmom základnej hmoty.

Petrografická charakteristika študovaných hornín

Pre štúdium sme vybrali ryolit z pohoria Vtáčnik z lokality cca 2 km z. od Novej Lehoty a cca 5,5 km sz. od Handlovej. Je to hornina svetlosivej farby, miestami so slabým ružovkastým odtieňom. Štruktúru má výrazne porfyrickú a základná hmota je na vzhľad celistvá. Hornina je tvorená prevažne základnou hmotou (tab. 1/1) vitrofyricko-skrytokryštalického vývoja. Chemické zloženie horniny obsahuje tabuľka 3/1 a stopové prvky tabuľka 4/1.

Zastúpenie minerálov v ryolite

tab. 1

	1	2
základná hmota	75,22	
plagioklas	10,19	41,13
sanidín	5,53	22,32
kremeň	6,28	25,35
biotit	2,77	11,18
s p o l u	99,99	99,98

1 — modálne zloženie ryolitu

(priemer z 5 výbrusov)

2 — váhové percentá minerálov prepočítané na objem celej horniny

Zastúpenie minerálov v andezite

tab. 2

	1	2
základná hmota	66,8	
plagioklas	19,2	60,00
amfibol	12,7	39,68
granát	0,1	0,31
apatit	0,1	
magnetit	0,7	
póry	0,4	
s p o l u	100,0	99,99

1 — modálne zloženie andezitu

(priemer z 5 výbrusov)

2 — váhové percentá študovaných minerálov prepočítané na objem celej horniny

Z minerálov, ktoré tvoria porfyrické výrastlice, je v hornine prítomný kremeň s ružovkastým odtieňom, miestami až 3 mm veľký. Tvorí najčastejšie bipyramidálne tvary, alebo zrná zaoblené magmatickou koróziou. Často je korodovaná vo forme rôznych zálivovitých tvarov. Obsah stopových prvkov v porfyrických výrastliciach kremeňa uvádza tabuľka 4/3. Jedinice plagioklasu dosahujú veľkosti 3 mm, ojedinele až 4 mm. Sú prevažne tabuľkovitého tvaru, zriedkavejšie vo forme líšt. Zrastajú vo forme lamiel a ojedinele v nich badať

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	72,28	75,91	59,26	62,58	33,28	66,82
TiO ₂	0,19	0,02	stopy	stopy	3,65	0,46
Al ₂ O ₃	13,49	11,98	24,09	21,93	12,11	16,03
Fe ₂ O ₃	1,71	2,27	0,78	0,17	10,06	1,62
FeO	1,50	0,22	stopy	stopy	18,97	2,44
MnO	0,03	0,01	stopy	stopy	0,23	0,02
MgO	0,69	0,64	1,15	0,97	8,04	1,69
CaO	1,47	1,09	4,83	0,60	0,84	2,19
Na ₂ O	2,40	2,36	5,08	2,92	0,38	2,72
K ₂ O	4,54	4,36	3,52	9,44	8,64	4,52
P ₂ O ₅	stopy	stopy	stopy	stopy	0,27	0,03
str. suš.	0,17	0,27	0,11	0,17	0,37	0,11
str. žih.	1,63	0,81	0,77	0,33	3,17	0,77
spolu :	100,10	99,94	99,59	99,13	100,11	99,32

1 — ryolit (analyzoval V. Dvonč, GÚDŠ, Bratislava); 2 — základná hmota ryolitu (analyzoval V. Dvonč, GÚDŠ, Bratislava); 3 — plagioklas z ryolitu (analyzoval V. Dvonč, GÚDŠ, Bratislava); 4 — draselný živec z ryolitu (analyzoval V. Dvonč, GÚDŠ, Bratislava); 5 — biotit z ryolitu (analyzoval V. Dvonč, GÚDŠ, Bratislava); 6 — chemizmus minerálov prepočítaný podľa ich pomerného zastúpenia v ryolite na objem celej horniny

zonálne narastanie. Obsah anortitovej zložky je 14—28 %, $2V = 78^\circ$, čo zodpovedá oligoklasu. Chemické zloženie plagioklasu obsahuje tabuľka 3/3, a stopové prvky tabuľka 4/4. Draselný živec má tabuľkovité až oválne tvary s ojedinelými zrastami podľa karlovarského zákona. Chm —, index lomu má nižší ako kanadský balzam. Z porfyrických výrastlíc je v hornine najzriedkavejší biotit, vo forme krátkych pseudohexagonálnych priziem a lupienkov o veľkosti do 2 mm. Má tmavohnedú farbu, s priamym zhášaním, výrazným pleochroizmom v smere $\alpha =$ žltohnedý, $\gamma =$ hnedý až tmavohnedý. Jeho chemické zloženie sa nachádza v tabuľke 3/5 a obsah stopových prvkov v tabuľke 4/6. Akcesoricky je v hornine prítomný zirkón a magnetit. Tieto minerály neboli zvlášť separované a pri štúdiu boli zahrnuté do základnej hmoty horniny. Chemické zloženie základnej hmoty obsahuje tabuľka 3/2 a zastúpenie stopových prvkov tabuľka 4/2.

Hornina podľa bázcitivity živcov a pomeru plagioklasu a draselného živca pri-náleží ryodacitu.

Andezitovú horninu pre toto štúdium sme odobrali z v. časti Štiavnického pohoria z kameňolomu Breziny. Lokalita sa nachádza na ľavej strane Neresnickej doliny, 18 km s. od Krupiny. Andezit má tmavosivú farbu s nepravi-

Zastúpenie stopových prvkov v g/t

tabuľka 4

	1	2	3	4	5	6
Ga	10	10	—	10	10	36
Cr	—	—	—	—	—	25
V	12	30	—	—	—	295
Li	30	pod lim.	—	—	—	35
Ni	10	—	10	—	—	17
Zr	129	154	—	—	—	479
Sr	113	63	—	219	210	43
Pb	40	35	—	10	10	—
Ba	1013	676	15	1000	1000	3162
Rb	304	331	—	—	—	501
Co	10	—	—	—	—	40
Zn	—	—	—	—	—	—
Cu	—	—	10	—	—	46
Cs	—	—	—	—	—	30

1 — ryolit vcelku (priemer z 10 analýz); 2 — základná hmota ryolitu; 3 — kremeň z ryolitu; 4 — plagioklas z ryolitu; 5 — draselný živec z ryolitu; 6 — biotit z ryolitu; Analyzovala M. Klinčeková, GÚDŠ, Bratislava

č. 1 analyzoval G. Kupčo, GÚDŠ, Bratislava

Váhové percento kyslíčkov

tabuľka 5

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	58,92	55,50	52,85	42,05	37,00	48,15
TiO ₂	0,35	0,20	—	2,01	0,25	0,88
Al ₂ O ₃	17,88	18,87	29,89	7,85	13,62	20,21
Fe ₂ O ₃	5,50	7,66	—	12,08	10,97	5,34
FeO	3,04	2,61	0,78	10,14	12,60	4,99
MnO	0,10	0,02	—	0,40	2,12	0,19
MgO	2,08	0,91	1,36	15,11	3,80	7,41
CaO	4,53	6,51	10,55	4,01	6,51	7,69
Na ₂ O	2,75	2,85	2,50	1,75	0,45	2,18
K ₂ O	2,05	2,10	0,50	0,40	0,20	0,46
P ₂ O ₅	0,40	0,25	0,08	0,52	0,75	0,28
str. suš.	1,08	1,10	0,09	0,08	—	0,09
str. žih.	2,05	1,99	1,46	2,95	2,29	2,13
spolu	100,83	100,57				

1 — andezit (analyzovala E. Súrová, GÚDŠ, Bratislava); 2 — základná hmota andezitu (analyzovala E. Súrová, GÚDŠ, Bratislava); 3 — plagioklas z andezitu (analyzovala Súrová, GÚDŠ, Bratislava); 4 — amfibol z andezitu (analyzovala E. Súrová, GÚDŠ, Bratislava); 5 — granát z andezitu (analyzovala E. Súrová, GÚDŠ, Bratislava); 6 — chemizmus minerálov prepočítaný podľa pomerného zastúpenia v andezite na objem celej horniny

delnými svetlejšími pruhmi, porfyrickú štruktúru. Modálne zloženie andezitu je obsiahnuté v tabuľke 2/1, a chemické zloženie v tabuľke 5/1.

Z minerálov je v hornine najhojnejší plagioklas, prevažne hypidiomorfného vývoja o veľkosti cca 2 mm. Tvorí zrasty podľa albitového a karlovarského zákona. Niektoré jedince obsahujú drobné uzavreniny základnej hmoty. Obsah anortitovej zložky sa pohybuje od 32 do 63 %, prevažne 52 až 63 %, $2V = 84^\circ$, $N_g - N_p = 0,0052 - 0,0066$, $N_g - N_m = 0,0031 - 0,0052$. Chemické zloženie plagioklasu je obsiahnuté v tabuľke 5/3. Ďalším hojným minerálom je amfibol stĺpčekovitého vývoja s výrazným pleochroizmom, α svetložltkastá, β zelenohnedá, γ tmavozelenohnedá, $c/\gamma = 26^\circ$, $2V$ sa pohybuje pri 85° . Amfibol často vytvára dvojčatné zrasty a ojedinele uzatvára apatit; na okrajoch je opacitizovaný. Podľa optických vlastností patrí do skupiny obecného amfibolu. Jeho chemické zloženie sa nachádza v tabuľke 5/4. Medzi ojedinelé minerály patrí granát, biotit a diopsid. Granát tvorí jedince o veľkosti cca 2 mm, ojedinele i väčšie, so zaobelnými hranami; má ružovkastú farbu a podľa chemického zloženia prináleží almandínu. Chemizmus granátu je obsiahnutý v tabuľke 5/5. Biotit je temer úplne opacitizovaný a bol identifikovaný len podľa reliktovej a typických obrysov. Veľmi ojedinele sa vyskytuje diopsid, ktorý obvykle nedosahuje ani polovičnú veľkosť amfibolu. U biotitu a diopsidu pre ich malý obsah v hornine a silnú premenu sme nerobili chemickú analýzu. Základná hmota horniny je hyalopilitického až mikrolitického vývoja. Mikrolity tvoria plagioklasy, úplne opacitizované tmavé minerály, amfibol a drobné zrníčka magnetitu, ktorý je dnes poväčšine zmenený na hematit.

Sklovitá časť základnej hmoty má vyšší index lomu ako kanadský balzam. Miestami je jemne pórovitá s nerovným a sklovitým okrajom pórov. Chemické zloženie základnej hmoty obsahuje tabuľka 5/2.

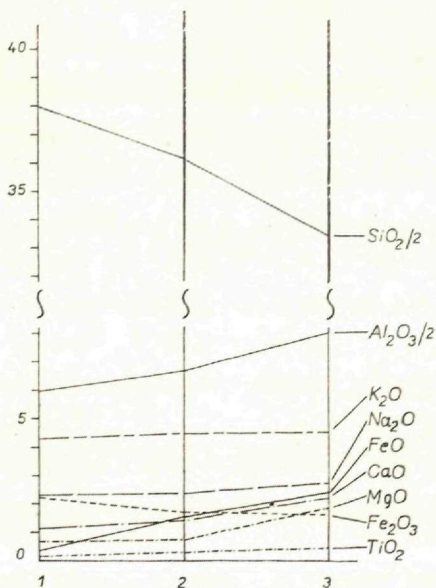
Hornina podľa bázicity živcov patrí na rozhranie andezitu a bazaltu.

Chemizmus hornín

V priebehu kryštalizácie magmy dochádza k oddeľovaniu vykryštalizovaných minerálov od taveniny. Pri tomto procese môže dôjsť k odlišnému chemickému zloženiu vykryštalizovaných minerálov a tekutej časti magmy (T. F. Barth 1959, L. R. Wager 1956, A. A. Kadik 1963 a i.). Skutočný rozdiel medzi chemizmom minerálov a chemizmom základnej hmoty horniny sme získali prepočítaním chemického zloženia jednotlivých minerálov pre ryolit (tab. 3) a andezit (tab. 4) za použitia váhových percent minerálov (tab. 1 a tab. 2) tak, akoby celá hornina bola tvorená iba z minerálov bez základnej hmoty s ich pomerným zastúpením v zmysle modálneho zloženia študovaných hornín. Takto získané chemické zloženie minerálov pre ryolit

obsahuje tabuľka 3/6 a pre andezit tabuľka 5/6. Z chemických rozborov minerálov a základnej hmoty vyplýva, že rozdiely v chemizme minerálov a základnej hmoty sú u niektorých prvkov dosť značné. V prvých štádiách kryštalizácie kyslej magmy v intratelurickom štádiu sa niektoré prvky koncentrovali v takej miere, že ich obsah v základnej hmote je značne nižší, kým časť prvkov javí výraznú tendenciu hromadiť sa pri kryštalizácii v tavenine, t. j. v základnej hmote. Takýmito prvkami, ktorých obsah je vyšší v mineráloch, sú napr. TiO_2 , ktorý je viazaný v biotite. Vyšší obsah bol zaznamenaný aj u Al_2O_3 , ktorý je viazaný prevažne v živcoch. Veľké zvýšenie je u železa dvojmocného, horčíka, ktorých prevažná časť je viazaná v biotite, vápnika je dvakrát toľko v mineráloch ako v základnej hmote a je viazaný prevažne v plagioklase. Obsah alkálií je takmer rovnaký v mineráloch ako v základnej hmote. Základná hmota oproti minerálom je značne bohatšia na SiO_2 , pretože sa v nej kremík hromadí pri kryštalizácii magmy. Základná hmota je bohatšia na železo trojmocné, pričom obsahuje veľmi málo železa dvojmocného. Predpokladáme, že v základnej hmote došlo po jej utunutí k oxidácii železa dvojmocného na trojmocné, ktoré bolo viazané v jemne rozptýlenom rudnom pigmente (magnetite). Rozdiely medzi vypočítaným chemizmom porfyrických výrastlíc (tab. 3/6) a chemizmom základnej hmoty (tab. 3/2) je názorne vidieť na obraze 1.

Podobné rozdiely ako u ryolitu sa prejavili aj u študovaného andezitu. V mineráloch je zvýšený obsah TiO_2 zhruba o štvornásobok, ktorý je viazaný hlavne v amfibole. Zvýšenie sa prejavilo aj u hliníka. Skoro dvojnásobne je



Obr. 1 Grafické znázornenie zmeny chemizmu medzi minerálmi a základnou hmotou v ryolite

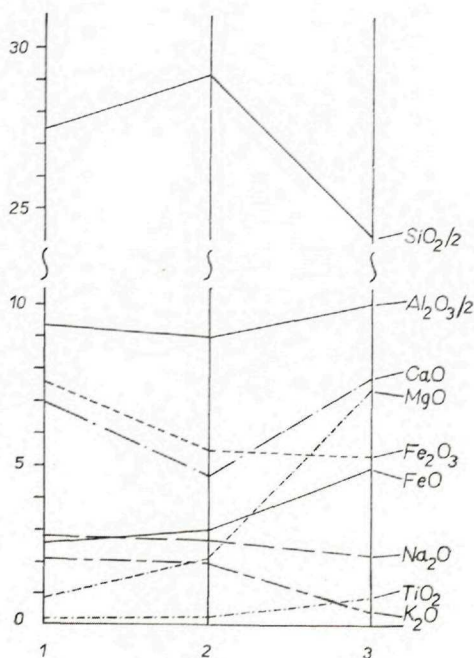
1 - základná hmota ryolitu; 2 - ryolit; 3 - chemizmus minerálov prepočítaný podľa ich pomerného zastúpenia v ryolite na objem celej horniny

Fig. 1 Graphic presentation of the change of chemism between the minerals and groundmass in rhyolite

1 - Groundmass of rhyolite; 2 - Rhyolite; 3 - Chemism of minerals recalculated according to their relative representation in rhyolite on the volume of the whole rock

vyšší obsah železa dvojmocného v dôsledku jeho väzby na tmavé minerály. Značne vysoké zastúpenie horčíka sa prejavilo v mineráloch (7,41 — MgO) oproti jeho obsahu v základnej hmote (0,91 — MgO). Zvýšený obsah sa prejavil aj u vápnika zhruba o 1 % CaO. V priebehu kryštalizácie magmy došlo k obohateniu taveniny (dnes základnej hmoty) o značnú časť kremíka. Zvýšený obsah železa trojmocného v základnej hmote možno vysvetliť oxidáciou železa dvojmocného na trojmocné v rudnom pigmente a v opacitizovaných mikrolitoch tmavých minerálov. Z alkálií draslík bol pri kryštalizácii minerálov v ich štruktúrnych mriežkach zachytávaný iba v malej miere a jeho prevažná časť sa hromadila v základnej hmote, kým u obsahu sodíka je to opačne. Rozdiely medzi chemizmom minerálov (tab. 5/6) a chemizmom základnej hmoty (tab. 5/2) názorne vidieť na obraze 2.

Z rozboru vyplýva, že v prvých štádiách kryštalizácie acidnej a intermediálnej magmy najintenzívnejšie vstupuje do minerálov, t. j. do štruktúrnych mriežok tmavých minerálov horčík a železo, a vápnik do štruktúrnych mriežok plagioklasov, kým sodík a draslík javia tendenciu hromadiť sa v zvyškovej magme, t. j. v základnej hmote. Tento jav sa výrazne prejavil v projekcii pomeru železa a horčíka $\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO}}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO}}$ v protiklade s felzickým indexom $\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$



Obr. 2 Grafické znázornenie zmeny chemizmu medzi minerálmi a základnou hmotou v andezite

1 — základná hmota andezitu; 2 — andezit; 3 — chemizmus minerálov prepočítaný podľa ich pomerneho zastúpenia v andezite na objem celej horniny

Fig. 2 Graphic presentation of the change of chemism between the minerals and groundmass in andesite

1 — Groundmass of andesite; 2 — Andesite; 3 — Chemism of minerals recalculated according to their relative representation in andesite on the volume of the whole rock

Z rozmiestnenia projekčných bodov minerálov a základnej hmoty na obraze 3 je zjavné, že s postupom kryštalizácie magmy sa zväčšuje tak pomer železa k horčíku ako aj felzitický index u ryolitu i u andezitu. Priamky vedené medzi týmito bodmi predstavujú smer diferenciacie magmy. Z porovnania priamky pre ryolit a andezit vidno, že diferenciacia kyslej aj intermediálnej magmy mala od začiatku kryštalizácie v intratelurickom štádiu až po jej utuhnutie po výstupe na zemský povrch rovnaký trend.

Chemizmus minerálov a základnej hmoty v Niggliho a Zavarického systéme

Z petrografickej charakteristiky študovaných hornín vyplýva, že efuzívne neovulkanické horniny tvorí prevažne základná hmota, ktorej množstvo ovplyvňuje celkový chemizmus horniny. Čím je porfyrických výrastlíc v hornine viac, tým sú väčšie rozdiely medzi chemickým zložením celej horniny a základnej hmoty. Opačný stav nastáva vtedy, ak v magme od vykryštalizovania minerálov v intratelurickom štádiu po jej výstup na zemský povrch a utuhnutie nedošlo v tekutej magme k podstatnejšej asimilácii.

Z porovnania hlavných hodnôt chemického zloženia ryolitu v Niggliho petrochemickom systéme vyplývajú medzi chemizmom minerálov a chemizmom základnej hmoty tieto rozdiely. Hodnota *al* u ryolitu je 43,28 a u základnej hmoty 43,70, kým hodnota *al* u minerálov sa znižuje na 41,09. Väčšie rozdiely sú v hodnote *fm*. Základná hmota má hodnotu *fm* 17,41, ryolit 19,67 a minerály až 24,86. Podobné rozdiely sú aj u hodnoty *c*, ktorá u základnej hmoty je 7,41, u ryolitu 8,52 a u minerálov 10,2. Hodnota *alk* sa vo vývoji magmy postupne zvyšuje: minerály 23,56, základná hmota 31,48 a ryolit 28,53. Podobne sa zvyšuje aj hodnota *si*: minerály 291, základná hmota až 468,11 a ryolit 394,44. Hodnota *mg* je vyššia u minerálov (0,44) ako u základnej hmoty (0,34), kým hodnota *k* je u minerálov 0,52 a u základnej hmoty 0,55. Zmena hlavných hodnôt Niggliho systému v priebehu kryštalizácie ryolitovej magmy je zachytená na obr. 4. Podľa Niggliho systému základná hmota ryolitu patrí leukogranitovej magme, minerály ryolitu granodioritovej magme a ryolit vcelku magme trondhjemitovej.

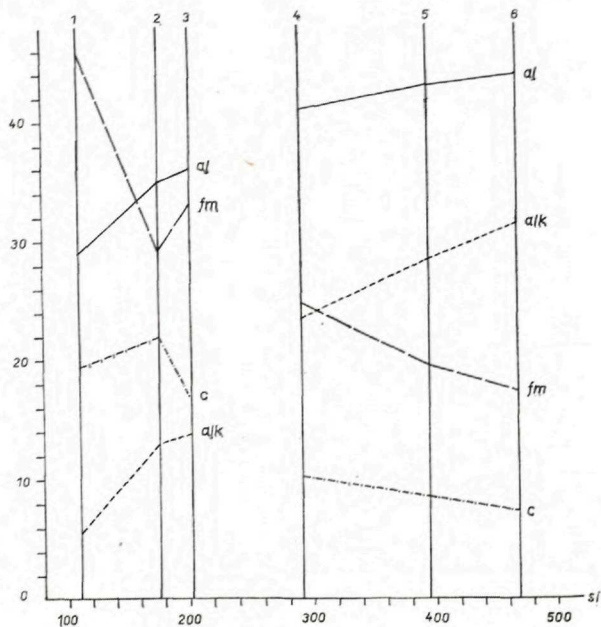
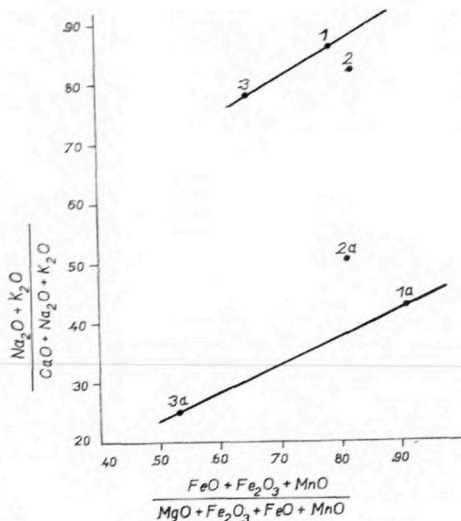
Pri štúdiu chemického zloženia andezitu v Niggliho systéme medzi chemizmom minerálov a chemizmom základnej hmoty sa prejavili taktiež značné rozdiely. Hodnota *al* u minerálov je 29,08, u základnej hmoty 35,8. Hodnota *al* základnej hmoty a andezitu je veľmi blízka. Podobne sa mení aj hodnota *c*, ktorá je u minerálov 19,48 a u základnej hmoty 22,30. Zvyšuje sa aj hodnota *alk*, ktorá u minerálov je 5,44 a u základnej hmoty 13,07. Opačne sa chová hodnota *fm*; pre chemizmus minerálov je 45,98 a pre chemizmus základnej

Obr. 3 Grafické znázornenie trendu kryštalizácie magmy

1 – základná hmota ryolitu; 2 – ryolit; 3 – chemizmus minerálov prepočítaný podľa ich pomerného zastúpenia v ryolite na objem celej horniny; 1a – základná hmota andezitu; 2a – andezit; 3a – chemizmus minerálov prepočítaný podľa ich pomerného zastúpenia v andezite na objem celej horniny

Fig. 3 Graphic presentation of the trend of magma crystallization

1 – Groundmass of rhyolite; 2 – Rhyolite; 3 – Chemism of the minerals recalculated according to their relative representation in rhyolite on the volume of the whole rock; 1a – Groundmass of andesite; 2a – Andesite; 3a – Chemism of the minerals recalculated according to their relative representation in andesite on the volume of the whole rock



Obr. 4 Diferenciačný diagram

1 – chemizmus minerálov prepočítaný podľa ich pomerného zastúpenia v andezite na objem celej horniny; 2 – základná hmota andezitu; 3 – andezit; 4 – chemizmus minerálov prepočítaný podľa ich pomerného zastúpenia v ryolite na objem celej horniny; 5 – ryolit; 6 – základná hmota ryolitu

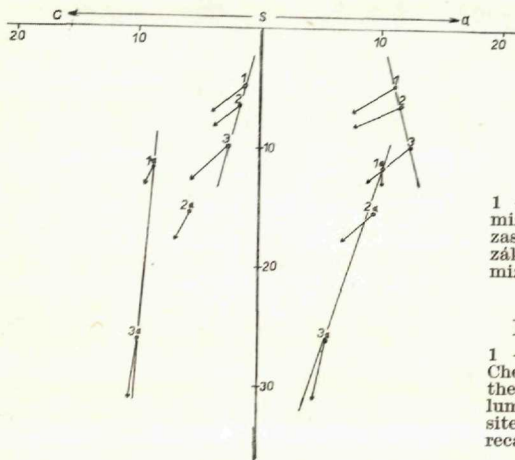
Fig. 4 Differentiation diagram

1 – Chemism of the minerals recalculated according to their relative representation in andesite on the volume of the whole rock; 2 – Groundmass of andesite; 3 – Andesite; 4 – Chemism of the minerals recalculated according to their relative representation in rhyolite on the volume of the whole rock; 5 – Rhyolite; 6 – Groundmass of rhyolite

hmoty sa znižuje na 29,23. Výrazné zvýšenie bolo zaznamenané aj u hodnoty si — u minerálov 114,75, u základnej hmoty 177,69. Temer trojnásobne sa zvyšuje hodnota k : u minerálov 0,10, u základnej hmoty 0,32. Hodnota mg sa zas viac ako trojnásobne znižuje — u minerálov 0,57 základnej hmoty 0,14. Uvedené zmeny graficky znázorňuje obr. 4. Chemizmus základnej hmoty je dosť blízky chemizmu andezitu, čo sa prejavilo aj pri ich zaradovaní k typu magmy. Základná hmota andezitu a andezit patria kremennodioritovej magme, kým minerály andezitu podľa ich chemického zloženia patria magme dioritovej až granodioritovej.

Pri sledovaní uvádzaných hornín v Zavarického systéme sa taktiež prejavili v hlavných hodnotách ryolitu výrazné rozdiely medzi chemizmom minerálov a základnej hmoty ryolitu. Hodnota s podľa chemizmu minerálov zodpovedá hodnote 75,01 a hodnota s chemizmu základnej hmoty sa zvyšuje na 82,78. Hodnota a pre minerály je 12,22 a pre základnú hmotu 11,13. Podobný trend zmenšovania má aj hodnota b ; u m minerálov 10,14, u základnej hmoty 4,78. Menšie rozdiely ako u hodnoty b sú u hodnoty c , ktorá je u minerálov 2,61, u základnej hmoty 1,31. Uvedené hodnoty pre ryolit spadajú medzi minerály a základnú hmotu, sú však bližšie k základnej hmote. Podľa Zavarického zaradovania hornín ryolit spadá do 2. triedy, 4. skupiny a predstavuje horninu presýtenú SiO_2 , mierne bohatú na alkálie. Základná hmota ryolitu spadá do 2. triedy, 3. skupiny a predstavuje horninu presýtenú SiO_2 , bohatú na alkálie. Minerály ryolitu patria taktiež do 2. triedy, 4. skupiny a predstavujú horninu presýtenú SiO_2 ; spadajú temer na rozhranie mierne bohatej až chudobnej horniny na alkálie. Zmena hodnôt v Zavarického systéme je znázornená vektormi na obr. 5.

V chemizme andezitu v Zavarického systéme sa prejavili zmeny v hlavných hodnotách medzi chemizmom základnej hmoty a minerálmi takto: Hodnota s



Obr. 5 Diagram podľa Zavarického

1 — základná hmota ryolitu; 2 — ryolit; 3 — chemizmus minerálov prepočítaný podľa ich pomerného zastúpenia v ryolite na objem celej horniny; 1a — základná hmota andezitu; 2a — andezit; 3a — chemizmus minerálov prepočítaný podľa ich pomerného zastúpenia v andezite na objem celej horniny

Fig. 5 Diagram according to Zavaricki

1 — Groundmass of rhyolite; 2 — Rhyolite; 3 — Chemism of the minerals recalculated according to their relative representation in rhyolite on the volume of the whole rock; 1a — Groundmass of andesite; 2a — Andesite; 3a — Chemism of the minerals recalculated according to their relative representation in andesite on the volume of the whole rock

pre minerály je 61,96 a pre základnú hmotu 69,23. Podobne sa zvyšuje aj hodnota c a hodnota a . Hodnota a u minerálov je 2,61, u základnej hmoty 10,19. Menšie zvýšenie je u hodnoty c z 9,35 u minerálov na 8,69 u základnej hmoty. Hodnota b sa prejavuje opačne. U porfyrických výrastlíc je 26,66 a u základnej hmoty 11,68 (pozri obr. 5). Podľa Zavarického systému základná hmota andezitu spadá do 3. triedy, 10. skupiny a predstavuje horninu slabo presýtenú SiO_2 , veľmi chudobnú na alkálie, kým minerály spadajú do 3. triedy, 9. skupiny ako hornina slabo presýtená SiO_2 a veľmi chudobná na alkálie.

Záver

Produkty neovulkanickej efuzívnej činnosti predstavujú horniny porfyrickej textúry, v ktorých prevažná časť je tvorená základnou hmotou s nízkym stupňom kryštalizácie v dôsledku rýchleho tuhnutia lávy. Základná hmota z celkového objemu neogénnych vulkanických hornín Západných Karpát tvorí najčastejšie 70 až 95 %. Minerály v týchto horninách tvoria menšiu až nepatrnú časť z celej horniny (5–30 %) a prevažná časť z nich vykryštalizovala v intratelurickom štádiu. Z prevedeného štúdia vyplynulo, že ryolit, ktorý sme podrobili analýze na základe bázicity plagioklasov a pomeru plagioklasu a draselného živca, patrí ryodacitu a podľa chemizmu minerálov v ryolite v Niggliho petrochemickom systéme zodpovedá granodioritovej magme, čo je v súlade s petrografickým zaradovaním horniny. Podľa Zavarického systému chemizmus minerálov patrí do 2. triedy, 4. skupiny ako hornina presýtená SiO_2 a spadá temer na rozhranie mierne bohatej až chudobnej horniny na alkálie. Základná hmota ryolitu s veľmi nízkym stupňom kryštalizácie v Niggliho systéme patrí leukogranitovej magme, čiže kyslejšej, ako je chemizmus minerálov a v Zavarického systéme táto základná hmota spadá do 2. triedy, 3. skupiny, kde predstavuje horninu presýtenú SiO_2 a bohatú na alkálie.

Z rozboru andezitu vyplynulo, že hornina na základe bázicity živcov spadá na rozhranie andezitu a bazaltu a podľa chemického zloženia minerálov v Niggliho systéme patrí do dioritovej až granodioritovej magmy. V Zavarického systéme chemizmus minerálov v andezite patrí do 3. triedy, 9. skupiny a predstavuje horninu slabo presýtenú SiO_2 , veľmi chudobnú na alkálie. Rozdiely sú v Niggliho systéme, kde pri zaradovaní základnej hmoty zodpovedá kremenno-dioritovej magme a v Zavarického systéme patrí do 3. triedy, 10. skupiny ako hornina slabo presýtená SiO_2 a chudobná na alkálie.

Celkove možno konštatovať, že neovulkanické efuzívne horniny zaradované do systematiky sa javia podľa obsahu minerálov bázickejšie, než sú v skutočnosti, pretože sa hodnotia na základe produktov prvých štádií kryštalizácie magmy, ktoré predstavujú iba značne menšiu časť celého objemu horniny,

kým základná hmota hornín je kyslejšia a predstavuje kyslejší produkt diferenciácie magmy. To sú hlavné príčiny, prečo sa petrografická terminológia v Európe najčastejšie užívaná vždy nezhoduje so zaradovaním podľa chemického zloženia, ktoré vyjadruje zloženie celej horniny, a nie len jej časť.

Do tlače odporučila M. Šimová

LITERATÚRA

- [1] Barth T. F., 1959: *Theoretical Petrology*, preklad, Moskva. — [2] Forgáč J., 1970: *Geochemia rhyolitov Slovenska*. Zborník geol. vied Západné Karpaty, zv. 12. GÚDŠ, Bratislava. — [3] Karolusová E., 1968: *Petrografia a petrochemia niektorých andezitov*. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [4] Kadík A. A., 1963: Evaluation of the role of gravitation in the differentiation of homogenous magmas. *Khimiya Zemnoi Kory*. Vol. I/20, Moskva. — [5] Kravčenko S. M., 1968: *K geochemii differencirovannykh bazaltoidnykh serij*. Petrografia i metalogenija basitov, Moskva. — [6] Schilling J. G. — Winchester J. W., 1967: Rare — earth fractionation and magmatic processes. *Mantles Earth and Terrestrial Planets*. — [7] Wager L. R., 1956: A chemical definition of fractionation stages as a basis for comparison of Hawaiian, Hebridean and other basic lavas. *Geochim. et cosmochim.*, Acta 9, London.

JOZEF FORGÁČ—EVA KAROLUSOVÁ

NOTES ON TERMINOLOGY OF YOUNG VOLCANIC ROCKS

(Summary of the Slovak text)

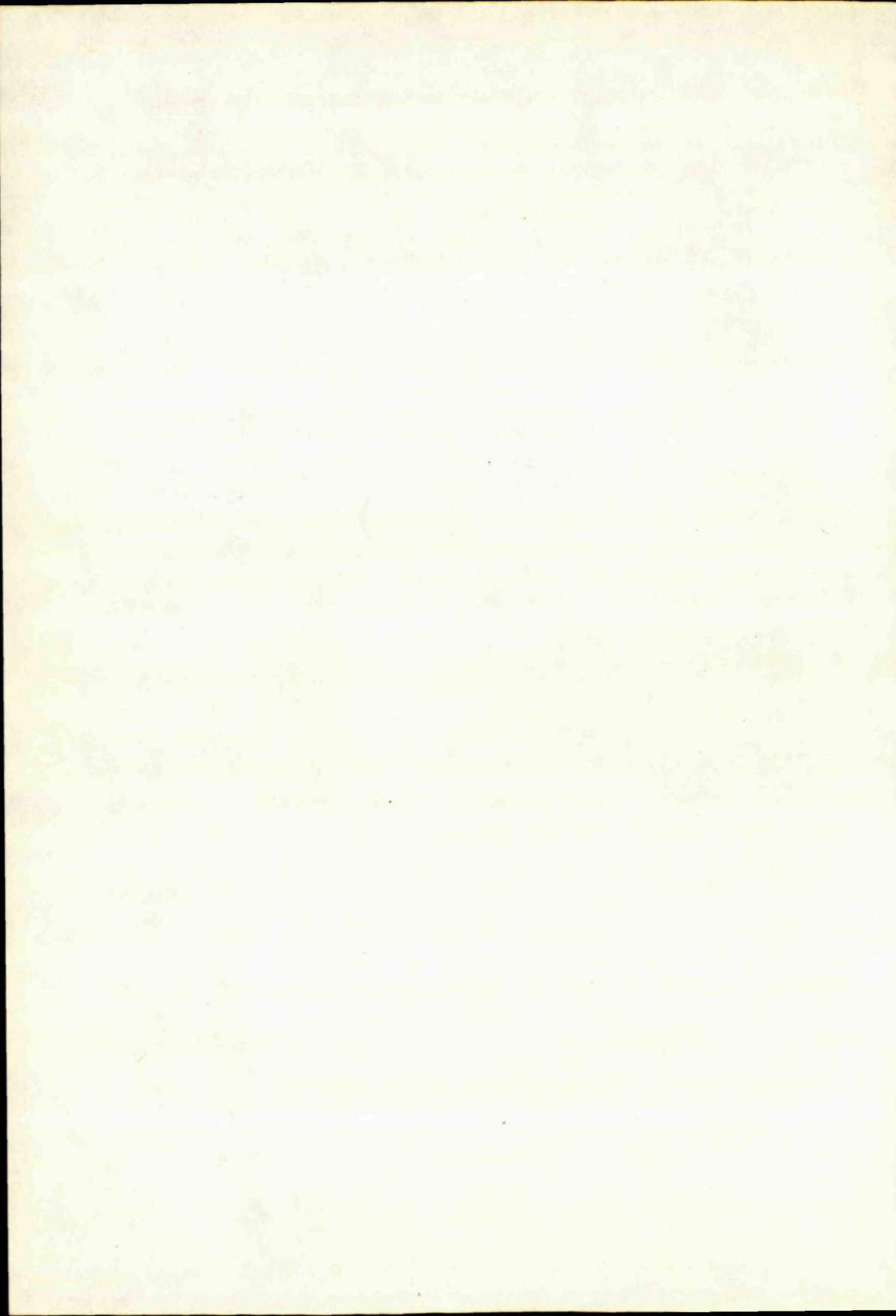
The authors point out to the differences between petrographical and chemical classifications of effusive neoid rocks. The problem is illustrated by two different rocks: rhyolite and andesite. Presented is petrographical and chemical characteristics of the rocks, a comparison of petrographical and chemical classifications of the rocks with the emphasis on the differences between the chemism of minerals and the main mass of the rocks.

The product of neovolcanic effusive activity are the rocks with porphyric structure, with their predominant part composed of the main mass with a lower degree of crystallization due to rapid cooling of lava on the earth surface. The main mass of the entire volume of the Neogene volcanic rocks in West Carpathians covers most frequently 70—95 %. In these rocks minerals represent the lesser part of the entire rock (5—30 %) and the predominant part crystallized in the intratelluric stage. Rhyolite, analyzed on the basis of basicity of plagioclases and the ratio plagioclase/K-feldspar, belongs to rhyodacite, and according to the chemism of minerals in rhyolite in the Niggli's petrochemical system it corresponds to granodiorite magma. This is in accordance with the petrographical classification of the rock. According to the Zavaritzky's system the chemism of the minerals is that of the 2nd class, the 4th group, as a rock oversaturated by SiO_2 , almost on the contact of moderately rich and poor rocks, as for the alkali content. The main mass of rhyolite with lower degree of crystallization belongs to leucocratic magma in the Niggli's system, and in the Zavaritzky's system — into the 2nd class, 3rd group, representing thus rocks oversaturated by SiO_2 , rich in alkalies.

The analysis of andesite shows that on the basis of the basicity of feldspars the rock is on the contact between andesite and basalt, and according to its chemical composition of minerals it belongs to diorite or granodiorite magma in the Niggli's system. As for the Zavaritzky's system, the chemism of minerals in andesite belongs to the 3rd class, the 9th group, and it is a rock slightly saturated by SiO_2 , very poor in alkalies. Differences occur in the Niggli's system, in the classification of the main mass of andesite, corresponding to quartz-diorite magma. In the Zavaritzky's system it belongs to the 3rd class, the 10th group — as a rock slightly saturated by SiO_2 , poor in alkalies.

Generally, we may assume, that neovolcanic effusive rocks systematically classified according to their mineral contents, have higher basicity, only they are classified on the basis of the products of the initial stages of magma crystallization. The products represent only a smaller part of the entire volume of the rock, while the main mass of the rock is rather more acid product of the differentiation of magma. This is why the most frequently used terminology concerning petrographical classification of the effusive rocks in Europe is not always in accordance with the classification according to chemical composition representing the composition of the whole rock and not only that of its part.

Preložila E. Jassingerová



AUGUSTÍN REBRO*—GEJZA HORVÁTH**

NOVÉ VÝSKYTY SÍROVODÍKOVÝCH VÔD V PIEŠŤANSKEJ OBLASTI

Abstract. The authors point to new occurrences of hydrogen sulphide waters in the wider environment of Piešťany which have hydrogen sulphide content similar to that of the thermal waters of Piešťany, however, total mineralization is lower.

Hydrogeologický prieskum v termálnej oblasti Piešťan sa v celom svojom priebehu obmedzoval na pomerne úzky priestor výskytu termálnych vôd (Kúpeľný ostrov a ľavý breh Obtokového ramena) a v menšej miere sa týkal aj predpokladanej infiltračnej oblasti — juhozápadných svahov Považského Inovca.

V spojitosti s výskytom piešťanských termálnych vôd sa v literatúre už tradične uvádza aj výskyt podobných vôd v Koptovciach. Táto oblasť bola zahrnutá v r. 1968 do tretieho ochranného pásma teriem. Ochranné pásma druhého a tretieho stupňa zaujímajú aj rozsiahlu časť územia na pravom brehu Váhu. Ani v Koptovciach ani na pravom brehu Váhu sa dosiaľ nerobil hydrogeologický prieskum z hľadiska možnosti výskytu termálnych či minerálnych vôd.

V r. 1967 sme pri výskume objavili minerálne vody v intraviláne Piešťan (Školská ulica), dokonca aj s výskytom sírovodíka. Sú to vody chladné s mineralizáciou od 950 do 1296 mg/l. Typ vody je približne zhodný s piešťanskými termálnymi vodami. Rozdiel je vo vyššom zastúpení hydrouhličitanovej zložky. Obsah sírovodíka dosiahol hodnotu 1,15 mg/l. Genéza tohto plynu nie je dosiaľ objasnená. Je pravdepodobne veľmi plytkého pôvodu (staré riečište potoka Dubová). Pri predbežnom skúmaní v obci Drahovce sme zistili, že v štyroch domových studniach (hĺbka cca 7 m), razených vo vážskom alúviu, na Železničnej ulici (č. 358 Baračka Ján a č. 359 Manas Anton) sa nachádza sírovodíková voda s obsahom H_2S 5,9 až 7,6 mg/l. To je približne ten istý obsah, aký

* IGHP, Žilina

** Československé štátne kúpele, Liečebný dom Jalta, Piešťany

poznáme v piešťanských termálnych vodách. Celková mineralizácia je však nižšia ako v Piešťanoch. Pohybuje sa od 701 do 985 mg/l. Teplota vody je 11,0 °C.

Sírovodík má tu pravdepodobne hlbinný pôvod. Vody sa však v náplavových vrstvách miešajú s podpovrchovými vodami. Je predpoklad, že pôvodné, „nemiešané“ minerálne vody majú tu vyššiu mineralizáciu i vyšší obsah H_2S .

Výskyt sírovodíkových vôd v Drahovciach má podľa doterajších poznatkov obmedzené priestorové rozšírenie. Hranice ich rozptylu ani kapacitu zatiaľ nepoznáme.

Neogénna výplň považskej prepadliny je v blízkosti Drahoviec ešte mocenejšia (cca 500 m) ako v okolí Piešťan (cca 300 m) a priamo v piešťanskej žriedlovej oblasti (cca 50 m). Prevažnú časť neogénnych sedimentov tvoria tu však nepriepustné pelity, ktoré obmedzujú výstupové, resp. obehové cesty minerálnych vôd v neogéne a preto aj ich prejav v kvartéri nevzbudil doteraz pozornosť.

Pre informáciu uvádzame chemické rozborý vôd jednotlivých skúmaných studní v porovnaní s chemizmom vôd v Koptovciach a v Piešťanoch.

Ochranné pásma, navrhnuté r. 1966 kolektívom prof. O. Hynieho a schválené uznesením SNR 5. 8. 1968 (č. 134) zahrňujú pomerne veľký priestor najmä v južnom smere od žriedlovej oblasti Piešťan. Orientované boli predovšetkým na predpokladanú infiltračnú oblasť (juhozápadné svahy Považského Inovca) a na priebeh a prípadne doznievanie zlomových línií karpatského smeru. V tejto časti ochranného pásma druhého stupňa sa nachádza nová oblasť výskytu sírovodíkových vôd. Zdá sa však, že hranice tohto ochranného pásma bude treba posunúť ešte južnejšie až po Madunice, pretože je predpoklad výskytu týchto vôd i v južnej časti obce Drahovce. Podrobný prieskum domových studní v tejto časti obce sa dosiaľ nerobil.

Na ľavej strane Váhu pri Koptovciach sa už tradične uvádza prameň „termálnej vody rovnakého typu ako vody piešťanské“. Pri dlhoročnom prieskume piešťanskej termálnej oblasti sme sledovali aj prameň v Koptovciach. Na základe výsledkov treba opraviť niektoré doteraz nesprávne uvádzané režimné hodnoty tohto prameňa.

Treba pripomenúť, že výverová zóna sa podstatne zúžila po zásahu vlastníka pozemku a dnes existuje iba jeden prameň, upravený skružovou výstužou. Výdatnosť tohto prameňa je minimálna (0,01 l/s) a teplota v letných mesiacoch dosahuje iba 20 °C. Teda nedosahuje 24 °C, ako sa bežne uvádza. V porovnaní s piešťanskými vodami má však dvojnásobnú hodnotu celkovej mineralizácie (cca 2500 mg/l). Rozdiel je predovšetkým vo vyššom obsahu bikarbonátov (1019 mg/l) a síranov (830 mg/l) — pozri tab. chemických rozborov. Z pomerného zastúpenia iónov a katiónov je zhoda iba pri vápniku.

Rozbor vody

Studne	I.	II.	III.	IV.	Koplotovce	Piešťany
	č. d. 358	č. d. 359	č. d. 359	č. d. 359		
Dátum odberu	5. 9. 68	5. 9. 68	26. 11. 68	26. 11. 68	23. 1. 64	5. 12. 69
Teplota vody	11,0	11,0	11,0	11,0	8,0	67,0
Teplota vzduchu	16,5	16,5	10,0	10,0	2,0	2,0
pH	6,9	7,1	6,9	7,0	6,3	6,4
Špecifická váha	1,0004	1,0003	1,0004	1,0010	1,0024	1,0007
Mineralizácia	985,54	747,99	701,12	916,85	2.602,5	1.384,9
Li·	1,6	1,6	1,0	1,2	—	4,8
Na·	26,0	14,6	11,2	18,0	121,61	82,4
K·	6,8	6,8	2,4	2,6	—	17,1
NH ₄ ·	—	—	0,05	stopy	—	1,10
Ca··	160,32	117,84	112,22	163,53	402,40	226,05
Mg··	49,61	36,48	35,02	41,83	123,54	46,69
Fe··	0,40	1,22	0,69	0,17	0,07	0,16
Mn··	0,58	0,51	0	0	0,0	0,0
Cl'	89,0	23,0	15,4	48,2	54,20	113,8
J'	stopy	stopy	—	—	—	stopy
SO ₄ '	84,36	84,77	62,54	151,84	837,81	570,34
NO ₂ '	0,02	0,00	0,03	—	—	0,05
NO ₃ '	stopy	stopy	stopy	—	stopy	stopy
PO ₄ '	0,03	stopy	0,09	0,35	—	—
HCO ₃ '	549,2	445,4	445,4	475,9	1019,0	262,3
H ₂ SiO ₃	16,22	14,93	12,98	11,03	36,34	54,52
HBO ₂	1,40	1,20	2,1	2,2	7,6	5,6
voľný Co ₂	88,0	44,0	30,36	29,04	420,0	88,0
voľný H ₂ S	5,9	6,1	7,6	6,4	0,36	7,8

Z plynovej zložky bol zistený zvýšený obsah CO₂ (342 mg/l) a minimálny obsah titrovateľnej síry (0,36 mg/l).

Z uvedeného je jasné, že charakter vody v Koplotovciach je odlišný od piešťanských teriem, čo je vysvetliteľné aj inou hydrogeologickou pozíciou, ako má piešťanské termálne žriedlo.

Do tlače odporučil O. Franko

AUGUSTÍN REBRO*—AUGUSTÍN BEGAN**

**NOVÉ POZNATKY O MINERÁLNYCH VODÁCH
V BELUŠSKÝCH SLATINÁCH**

(1 obr. v texte, anglické resumé)

Abstract. In the paper the authors deal with the characterization of mineral waters at Belušké Slatiny and their division into structural-geological conditions of the environments. Karst, hydrogen sulphide gypsum earthy mineral waters and mineral waters mixed with shallow common waters are present here.

O kúpeľoch Belušké Slatiny jestvujú zmienky už v druhej polovici 18. storočia. Ich rozvoj však možno datovať iba od konca minulého storočia. Vo všetkých písaných dokumentoch sa spomínajú dva pramene minerálnych vôd, tzv. Kúpeľný prameň, využívaný na kúpeľné účely (vane, bazény) a prameň Mária, pôvodne nazývaný Šťavica, na pitné kúry.

J. Henzel (1951) a O. Hynie (1963) klasifikujú vody z týchto prameňov ako sírovodíkové teplice, sadrovcové zemité s teplotou do 22 °C a mineralizáciou 1700 mg/l.

J. Knett (1902) zaradil minerálne sírne vody Beluškých Slatín do spoločnej žriedlovej línie (považská termálna línia) podobne ako termálne vody sírovodíkové v Trenčianskych Tepliciach, Piešťanoch a v Juri pri Bratislave. Neskôr M. Maheľ (1952) predpokladá pre jednotlivé žriedlové oblasti samostatný termosifónový hydromechanizmus. O Beluškých Slatinách sa domnieva, že výstup minerálnej vody tu umožňuje vrásová štruktúra a vynorenie zvodnených súvrství na povrch.

V rokoch 1969 a 1970 bolo okolie Beluškých Slatín predmetom hydrogeologického a hydrotechnického štúdia s cieľom využiť tieto minerálne vody pre balneoterapeutické a rekreačné ciele. Získané poznatky predkladáme v tomto článku.

* Inžiniersko-geologický a hydrogeologický prieskum, n. p., Rajecká cesta, Žilina

** Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

Geologické pomery okolia Beluškých Slatín

Štúdiom geologickej stavby okolia Beluškých Slatín sa zaoberalo v minulosti viac geológov. Z novších prác treba uviesť podrobný litologický profil manínskou sériou z tohto územia vypracovaný A. Kullmanovou (1961). M. Rakús (1962) tu upresnil stratigrafiu spodného liasu, doggeru a malmu.

Predmetné územie je budované útvarmi manínskej série. Spodný lias je tu zastúpený fáciou sivých piesčitých krinoidových vápencov s asi 2 m polohou červených krinoidových vápencov s *Gryphaea cf. obliqua* Gold. V najvyšších častiach krinoidových vápencov je tenká poloha piesčitých vápencov obohatených hematitom, ktoré na základe analógie s inými lokalitami možno považovať za vrchný lias (toark).

Uprostred lavíc vápencov sú nepravidelné hluzy sivohnedých rohovcov, ktorých smerom do nadložja ubúda.

Stratigrafia súvrstvia krinoidových vápencov je doložená hojnou lamelibranchiátovou a brachiopódovou faunou. Z Butkova M. Rakús (1963) v týchto vápencoch našiel *Gryphaea obliqua* Gold., *Gryphaea cymbium* Gold., *Chlamys (Aequipecten) acutiradiatus* (Münst.), *Spiriferina tumida* v. Buch.

Mikroskopicky piesčito-krinoidové vápence majú organodetritickú štruktúru. Z organogénnych úlomkov prevládajú články echinodermát, zriedkavejšie sú úlomky schránok lamelibranchiát a brachiopód. Vo vrchnej časti súvrstvia liasu sú prierezy neurčiteľných lagenidných foraminifér. Klastické prímes tvoria zrná ostrohranného kremeňa; rohovcové hluzy majú organogénnu štruktúru, prevládajú v nich rádiolárie a zriedkavejšie aj silicifikované ihlice húb.

V nadloží krinoidových vápencov vystupujú pestré rádiolarity a rádioláriové vápence s organogénnou štruktúrou. Z organizmov prevládajú rádiolárie vyplnené prevažne radiálne lúčovitým chalcedónom. Toto súvrstvie zastupuje dogger.

Malm reprezentujú červené hľuznaté vápence, v ktorých sa pri Beluškých Slatinách našla bohatá fauna amonitov (M. Rakús 1962): *Phylloceras* sp., *Holcophylloceras mediterraneum* (Neum.), *Lytoceras polycyclum* Neum., *Lytoceras cf. polycyclum* Neum., *Perisphinctes orbigny* de Loriol, *Perisphinctes ex gr. martelli* (Opp.), *Properisphinctes* sp., *Ataxioceras ex gr. polyolcum* (Rein), *Lamellaptychus* sp.

Mikroskopicky hľuznaté vápence majú organogénnu štruktúru, základnú hmotu tvorí mikrokryštalický až kalový uhlíčan. Z mikroorganizmov sú hojné *Globochaete alpina* Lomb., menej hojné sú rádiolárie, zriedkavé sú pseudoglobigeríny, aptychy, úlomky echinodermát a lamelibranchiát.

Súvrstvie titón-neokómu sa vyvíja pozvoľne z podložného kimmeridžu. V spodnejších polohách sú to sivohnedé doskovité vápence s kalpionelovou

mikrofáciou s *Calpionella alpina* Lor., *Calpionella eliptica* Cad., *Globochaete alpina* Lom. Smerom do nadložia pribúda ešte *Tintinopsella carpatica* Murg. et Filip (A. Kullmanová 1961).

Neokóm zastupujú slienité vápence a sliene, ktoré sú bohaté na rádiolárie, ihlice húb, vyššie sú globochéty a nanokony s polohami a šošovkami rohovcov. Telegdi — Roth (1915) uvádzajú z Butkova *Neocomites* cf. *neocomiensis* (d'Orb.).

Barrém a apt tu zastupuje fácia urgónskych vápencov. Spodnú časť tvoria nelavicovité a mikroklastické gravelové vápence s foraminiferami a ojedinelými úlomkami brachiopód. Vo vyššej časti sú vápence svetlé, hrubogravelové s hojným druhotným kalcitom. Miestami sa vyskytujú rohovce. Vo vápencoch sú úlomky rudistov, orbitolín a rias.

Vrchný alb a spodný cenoman tu tvoria tzv. sférosideritové vrstvy. Zastupujú ich sivé, zelenosivé a žltosivé sliene s bridličnatým alebo tyčinkovitým rozpadom. Uprostred nich sú lavice jemnozrnných pieskocov. Typickým znakom tohto súvrstvia je výskyt konkrécií pelosideritov v slienoch. Na základe foraminifér vek tohto súvrstvia je vrchný alb a len najvyššie polohy patria už spodnému cenomanu. Vrchnoalbská mikrofauna je zastúpená druhmi: *Thalmaninella ticinensis* (Gandolfi), *Hedbergella globigerinellinoides* (Subbotina), *Planomalina buxtorfi* (Gandolfi), vzácné sa vyskytuje *Thalmaninella evoluta* Sigal.

Vrchný alb až stredný cenoman je zastúpený tenkolavicovitými vápnitými jemnozrnnými pieskocami a sivozelenými slienmi. Mikrofauna z tohto súvrstvia je bohatá a zastúpená hlavne druhmi *Thalmaninella ticinensis* (Gandolfi) a vo vyšších polohách pristupuje *Thalmaninella evoluta* Sigal a *Planomalina buxtorfi* (Gandolfi). Do tohto súvrstvia sme zaradili aj pieskovce typu orlovských s *Exogyra columba* Lam.

Vrchný cenoman je vyvinutý vo fácií slienov s polohami pieskocov. Vrchnocenomanskú mikrofaunu reprezentujú druhy *Thalmaninella reicheli* Mornod, *Rotalipora cushmani* (Morrow), *Praeglobotruncana gibba* Klauss, *Praeglobotruncana oraviensis* Scheibnerová a *Praeglobotruncana oraviensis trigona* Scheibnerová.

Tektonická stavba predmetného územia je pomerne jednoduchá. Súvrstvia, ktoré budujú manínsku sériu, sú zvrásnené do antiklinál a synklinál. Butkovská antiklinála je prevrátená k severozápadu až k severu. Jej jadro tvoria súvrstvia jury a spodnej kriedy prevalené na mladšie členy vrstevného sledu, najčastejšie vrchný alb — cenoman. Prešmyková plocha, po ktorej došlo k presunutiu jadra antiklinály na mladšie členy, je mierne uklonená k JV. Antiklinála Butkova, i keď je prevalená hlavne vo svojej z. časti, celkovým charakterom je symetrická. Smerom k východu je periklinálne uzavretá a ponára sa pod strednokriedové súvrstvia. Severne od antiklinály Butkova vy-

stupuje úzky nesúvislý pruh bradiel manínskej série. Tento pruh je prerušovaný priečnymi zlomami, pozdĺž ktorých došlo k priečnemu posunu i k poklesom alebo zdvihom.

Hydrogeologická charakteristika

V rámci prieskumu boli vybudované dva nové záchytné objekty BS-1 a BS-2. Situované boli tak, aby v prípade možnosti ďalšieho prieskumu mohli poslúžiť ako východiskové body profilu pozdĺž údolia Slatinského potoka.

Výsledky prieskumu, ktorý bol zameraný aj na celkové sledovanie režimu podzemných vôd v žriedlovej oblasti a jej blízkeho okolia, tvoria podstatnú časť všetkých doterajších poznatkov o režime vôd v tejto oblasti.

Vrt *BS-1* bol umiestnený asi 8 m sz. od Kúpeľného prameňa. Podľa geologických a hydrologických výsledkov bolo jeho umiestnenie veľmi vhodné.

Ak pri exploatacii neberieme do úvahy hladinu podzemnej vody zistenú v hĺbke 4,16 m, prvá čerpacia skúška z urgónskych vápencov v hĺbke 8,0–10,30 m ukázala, že tieto vápence sú veľmi málo zvodnené a okrem toho vody z nich nie sú minerálne.

Pre exploataciu sú veľmi výhodné bledosivé organogénne vápence, v celej svojej mocnosti (od 18,50 m do 50,00 m) silne porušené. Korelácie prítokov minerálnej vody v BS-1 a v Kúpeľnom prameni sú tu evidentné. Na prioritu prítokov do objektu BS-1 poukazuje predovšetkým kvantita a vyššia výtlačná výška.

Spoločná čerpacia skúška na objekte BS-1 a v Kúpeľnom prameni po krenotechnickej adaptácii ukázala kvantitatívnu výhodnosť vrtu BS-1. Pri rovnakom znížení hladiny vody v oboch objektoch (279,30 m n. m.) sa z vrtu BS-1 dosiahla výdatnosť 6,77 l/s a z Kúpeľného prameňa iba 2,10 l/s. Pritom vedľajšie vývery v bazéne (prirodzené dno) poklesli vo výdatnosti z 3,14 l/s na 0,54 l/s. Podľa priebehu čiar výdatnosti z informatívnych čerpacích skúšok i zo skúšky spoločnej musíme konštatovať, že exploatačné možnosti sú limitované. Ukazuje sa vhodnosť využitia jednotkovej špecifickej výdatnosti pri znížení pôvodnej hladiny o 1 m. Ďalšie znižovanie nie je hydraulicky únosné (tab. 1). Fyzikálne i chemické parametre poukazujú na veľmi kvalitnú minerálnu vodu s mineralizáciou cca 1780 mg/l, CO₂ — 690–820 mg/l a H₂S 3–4 mg/l. Teplota vody dosahuje 21,2–21,5 °C.

Vrt *BS-2* bol umiestnený do odlišného geologického prostredia. Jediným indikátorom minerálnych vôd bol prirodzený výver na dne kúpaliska. Geologický predpoklad pre výstup minerálnych vôd tvoril styk odlišných vápencových facií.

Podpovrchovú vodu sme navŕtali v hĺbke 1,52 m. Táto hladina bola a je ovplyvňovaná stavom hladiny vody v rekreačnom kúpalisku s prirodzeným dnom. Počas vrtných prác hladina vystúpila do výšky 0,90 m pod povrch (278,75 m n. m.).

Čerpacie skúšky ukázali, že z exploatačného hľadiska je zaujímavý úsek vrtu v hĺbke od 12,0 do 14,0 m a od 22,0 m do 30,0 m (ukončenie vrtu) v prostredí veľmi piesčitých krinoidových vápencov až pieskovcov. Fyzikálno-chemické rozborý poukázali na vyššiu mineralizáciu, ako majú dosiaľ známe minerálne vody v Belušských Slatinách. Tieto vody majú aj vyššiu tvrdosť (53° nem.), nižšiu teplotu (15,6 °C), nižší obsah H₂S (1,2 mg/l) a pomerne vysoký obsah CO₂ (745 mg/l).

Ak berieme do úvahy skutočnosť, že už podpovrchová voda má v týchto miestach celkovú mineralizáciu zhodnú s objektmi BS-1, Kúpeľný prameň, prameň Mária a v hlbších polohách sa objavuje mineralizácia vyššia, musíme predpokladať výstup minerálnej vody s ešte vyššou mineralizáciou. Nevýhodou je jej pomerne nízka výdatnosť (cca 1,0 l/s). Výstup minerálnej vody sa pravdepodobne viaže na zlom SV—JZ, ktorý bol v týchto miestach zistený pri starších mapovacích prácach.

Kúpeľný prameň nevyhovoval z hľadiska technického požiadavkám modernej krenotechniky, preto sme ho prehĺbili do hĺbky 6,00 m od dna bazéna.

tabuľka I

Spoločná čerpacia skúška na vrte BS-1 a Kúpeľnom prameni
16. VII. — 4. VIII. 1970

	V r t B S - 1						Kúpeľný prameň						BS-1 K.p. Q v l/s	Ba- zén Vý- very Q
	Hlad.	Nadm. výška	C°	H ₂ S mg/l	CO ₂ mg/l	Q l/s	Hlad.	Nadm. výška	C°	H ₂ S mg/l	CO ₂ mg/l	Q l/s		
Pred čerpaním	346	280,66	16,7	—	—	—	205	280,05	21,5	4,59	821	8,25	8,25	—
I. zníženie	388	280,24	21,2	3,26	759	2,95	205	280,05	21,2	3,08	766	1,30	4,25	3,17
II. zníženie	434	279,78	21,2	3,23	691	6,15	230	279,80	21,1	2,89	698	1,86	8,01	0,68

Ukázalo sa, že v tejto polohe sa nachádzajú bledosivé organogénne vápence, a nie tmavosivé urgónske vápence ako vo vrte BS-1.

Minerálnu vodu z Kúpeľného prameňa bude možné využívať voľne cez prelivnú hranu na výške 280,00 m. Exploatačným ukazovateľom bude výsledok spoločnej čerpacej skúšky na objektoch BS-1 a Kúpeľnom prameni. Počas exploatacie vrtu BS-1 cca 5,0 l/s na vaňové kúpele a kúpeľný bazén bude sa

voľný preliv z Kúpeľného prameňa a z vedľajších výverov využívať na rekreačné ciele.

Hydrogeologické i geologické pomery okolia Beluškých Slatín sú veľmi komplikované. Nachádza sa tu niekoľko príbuzných typov vôd. Najrozšírenejšie sú vody krasové. Reprezentujú ich pramene pri kameňolome a pri vile Brixii. Ich mineralizácia je cca 500 mg/l. Sú to vody čisto hydrouhličitanovo-vápenaté.

Ďalším typom sú sírovodíkové minerálne vody sadrové zemité s teplotou do 21, 6 °C. Mineralizácia je cca 1750 mg/l, obsah H_2S 2,5–5,0 mg/l a obsah CO_2 500–900 mg/l. Reprezentuje ich Kúpeľný prameň, prameň Mária, vrt BS-1, Skružová studňa a opustený vrt. Genéza týchto vôd ešte nie je objasnená.

Tretí typ minerálnych vôd, doteraz v tejto žriedlovej oblasti neznámy, sme zistili v studniach súkromných domov v Beluškých Slatinách. Je to v domoch č. 93, 102, 913 a v základových jamách dvoch novostavieb. Vody majú nižšiu mineralizáciu (1208–1572 mg/l), podstatne vyššiu horčíkovú zložku a obsah CO_2 930–1100 mg/l. Vôbec nebol v nich zistený sírovodík. Geologická pozícia výstupu týchto vôd je odlišná od predchádzajúcich. Skúmané vody z domových studní nie sú originálne minerálne vody, ale sú zmiešané s plytkými obyčajnými vodami náplavových vrstiev.

Samostatný typ tvoria minerálne vody vo vrte BS-2. Majú najvyššiu mineralizáciu (1843 mg/l), nižšiu teplotu (15,5 °C), obsah CO_2 cca 700–800 mg/l a nižší obsah H_2S (1,3 mg/l). Geologická pozícia má čiastočne rozdielne znaky.

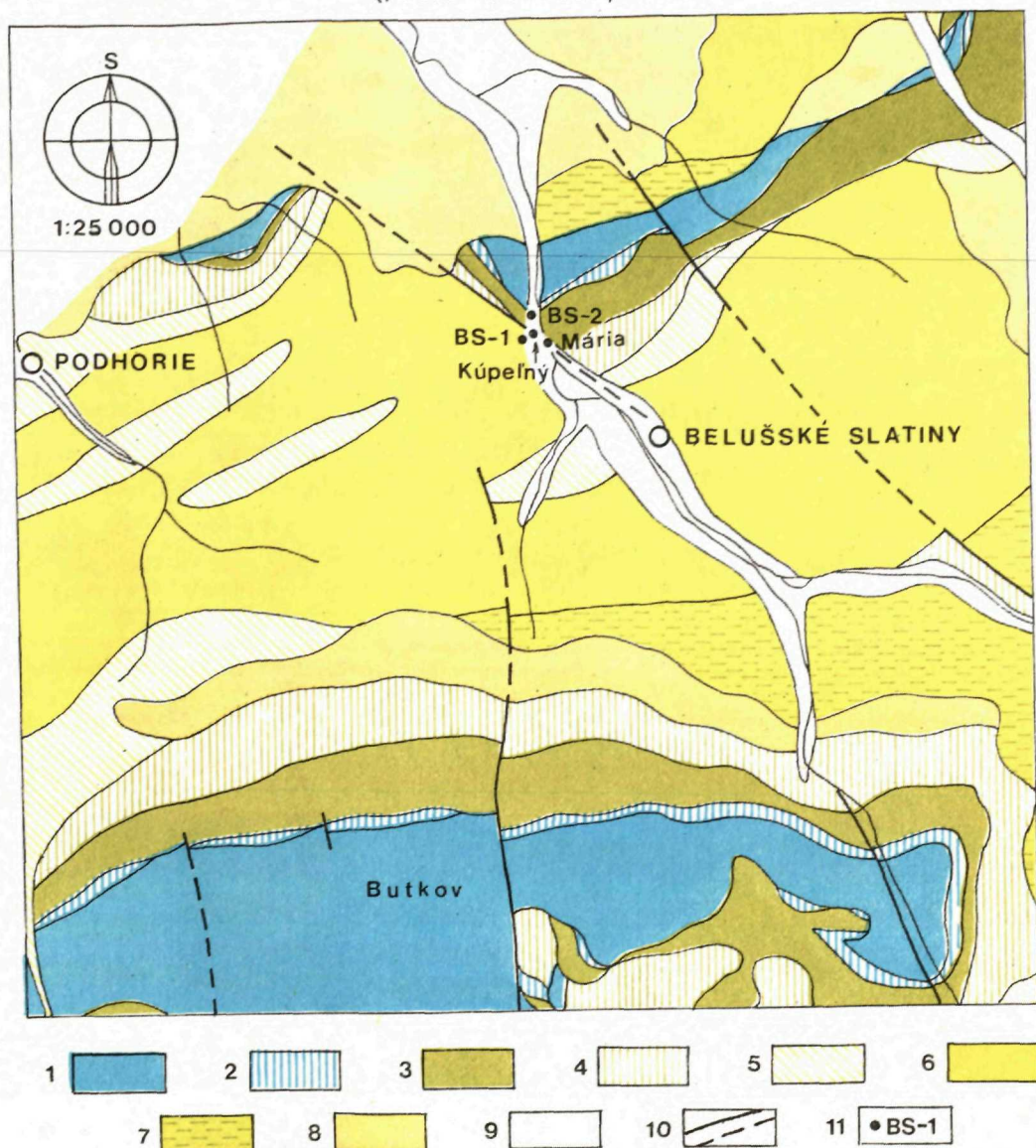
Veľká menlivosť parametrov vôd skúmanej oblasti svedčí o tom, že základný typ minerálnej vody sa doteraz nezachytil. Jej výstupové cesty sú vzájomne hydrologicky a pravdepodobne aj hydraulicky späté a je tu aj spojitost s vodami krasovými.

Režim podzemných vôd v žriedlovej oblasti

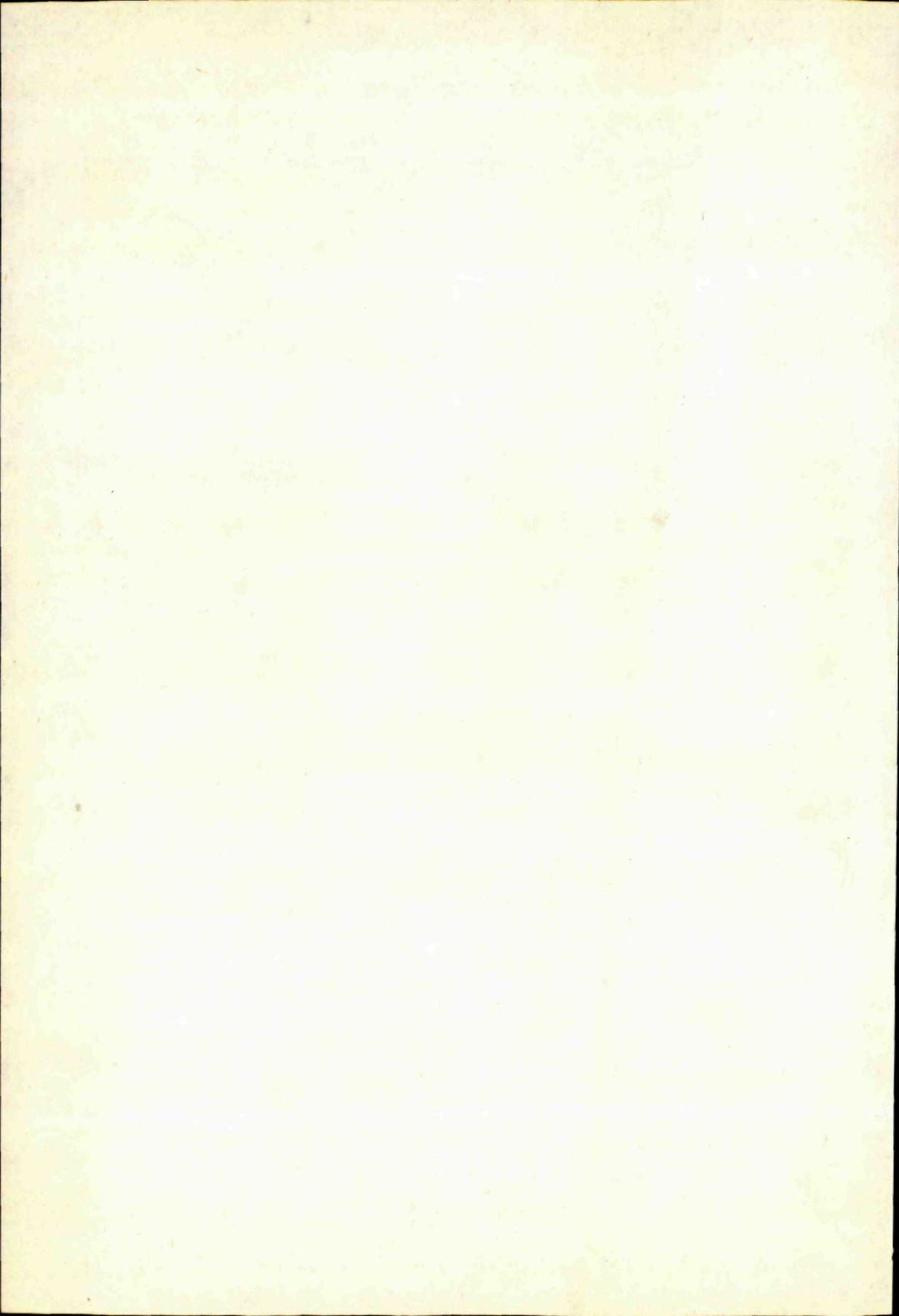
Pre hodnotenie režimových parametrov podzemných vôd žriedlovej oblasti máme k dispozícii hodnoty systematického pozorovania len z obdobia vrtného hydrogeologického prieskumu. Teda ani nie z jedného hydrologického roku. Z predchádzajúceho obdobia sú známe iba niektoré bodové hodnoty, aj to nie vždy hodnoverné. Preto aj hodnotenie režimu vôd v tejto oblasti nemôže byť vyčerpávajúce.

Hranice minerálnych a obyčajných vôd nie sú presnejšie vymedzené. Pôvodne sa predpokladal pomerne obmedzený priestor výstupu minerálnych vôd. V priebehu prieskumu sa ukázalo, že minerálne vody sa nenachádzajú v mies-

GEOLOGICKÁ MAPA OKOLIA BELUŠSKÝCH SLATÍN
(podľa M. Rakúsa, 1962)



MANÍNSKA SÉRIA 1. lias: piesčito-krinoidové vápence, 2. dogger-malm: radioláριοvé vápence a radiolarity, hlúznaté vápence, 3. titón-neokom: celistvé slienité i rohovcové vápence, 4. barém-apt: organogénne vápence (urgón), 5. vrchný alb-sp. cenoman: sliene, 6. vrchný alb-str. cenoman: flyš, 7. vrchný cenoman: sliene, 8. kvartér: hliny a sutiny, 9. alúvium, 10. zlomy zistené a predpokladané, 11. minerálne pramene



tach medzi prameňom Mária a travertínovou kopou pred kúpeľnou budovou, ale že sa nachádzajú aj ďalej na sever.

Výškové rozpätie hladiny minerálnej vody v známej oblasti je pomerne veľké. Najvyšší výtlak dosahuje hladina vody vo vrte BS-1 281,82 m n. m. pri uzavretom prelive z Kúpeľného prameňa. Kúpeľný prameň mal v tom istom čase hladinu vo výške 281,35 m n. m. Opustený vrt mal vtedy hladinu vody vo výške 280,15 m n. m., prameň Mária 280,37 m n. m. a Skružová studňa 280,03 m n. m. Z oboch posledných zdrojov bol pritom voľný preliv.

Veľmi dobrú spojitosť majú zdroje BS-1 a Kúpeľný prameň a oba čiastočne vplyvajú na hladinu opusteného vrtu. Vplyv zdrojov BS-1 a Kúpeľný prameň na prameň Mária a Skružovú studňu nebol doteraz presnejšie vymedzený, pretože krátkodobé čerpacie skúšky neposkytujú dostatočný dôkazový materiál. Z ich výsledkov však vidno, že kvantitatívne hodnoty režimu hlavných zdrojov minerálnej vody sú veľmi citlivé. Presné vystihnutie ich korelácií vyžaduje kontinuálnu registráciu kvantitatívnych hodnôt hladinomerami a pokiaľ možno aj prietokomerami.

Vo vrte BS-2 je hladina vody podstatne nižšia ako v predchádzajúcich objektoch. Dosahuje výšku 278,75 m n. m. a pri naplnenom bazéne aj výšku 279,06 m n. m. Nižšiu hladinu vody možno vysvetliť tým, že sa vrtom nezaistila priama výstupová cesta.

Tretia oblasť minerálnych vôd sa nachádza severnejšie (domové studne). O ich kvantitatívnych hodnotách nemáme údaje.

Teplota minerálnych vôd v Belušských Slatinách dosahuje 21,6 °C (r. 1970). V priebehu prieskumných prác neboli zistené teplejšie vody. Prameň Mária má pri vlastnom prelive teplotu 20,6 °C, Skružová studňa 20,5 °C, Opustený vrt 17,0 °C. Vrt BS-1 mal pri čerpaní teplotu 21,5 °C a vrt BS-2 15,6 °C (neustalené). Teplotu vôd vytekajúcich na povrch, prípadne s hladinou blízko pod povrchom ovplyvňujú klimatické podmienky.

Ďalším režimovým parametrom je *celková mineralizácia vôd*. Jej zmeny často naznačujú prítomnosť alebo neprítomnosť iných vôd. Zväčša ide o priemiešanie obyčajných vôd pozorovateľné najmä v Kúpeľnom prameni, vo vedľajších výveroch minerálnej vody v kúpeľnom bazéne č. 1, v Skružovej studni a v prameni Mária počas dlhšie trvajúcich zrážok a na jar. Známa minerálna voda Kúpeľného prameňa a prameňa Mária má mineralizáciu cca 1780 mg/l. Vplyv obyčajných vôd na celkový chemizmus je evidentný najmä v jarných mesiacoch. V r. 1970 bol pokles až na 890 mg/l.

Veľmi citlivým parametrom režimu minerálnych vôd v Belušských Slatinách je ich *plynná zložka*, a to H₂S a CO₂. Kým sírovodík prejavuje veľmi kolísavé hodnoty, kyslíčnik uhličitý je pomerne stály a prípadná zmena jeho obsahu sa prejavuje dlhodobejšie. Podľa starších údajov (Š. Sitaj 1942, P. Tkáčik 1962) obsah H₂S, resp. titrovateľnej síry v Kúpeľnom prameni

a v prameni Mária dosahoval 2,0 mg/l. Počas prieskumných prác nastal vzostup tejto zložky najprv v Kúpeľnom prameni a neskôr aj v prameni Mária a v prameni Skružová studňa. Ich priemerná hodnota bola 4,0 mg/l. Pritom sporadicky sa objavoval obsah titrovateľnej síry aj cca 2,0 mg/l a 5,4 mg/l. Obsah CO₂ sa pôvodne pohyboval cca 650 mg/l. Počas prieskumných prác v januári a vo februári 1970 pri veľmi malej výdatnosti Kúpeľného prameňa (cca 0,5 l/s) sa znížil až na 200 mg/l a v marci a v apríli sa zvýšil až na 930 mg/l. Ukazuje sa, že pohyblivosť plynnej zložky sa tu viaže na kvantitatívne hodnoty. Zákonitosť týchto zmien bude však treba overiť sledovaním v dlhšom časovom úseku.

Jednou zo zložiek režimu minerálnych vôd je aj *rádioaktivita*. Aj keď rozborý nie sú kompletne, získané hodnoty možno predsa považovať za prínos. Stanovovaný bol iba uran naturalis a rádium. Podľa koncentrácie uranu nat. sú vody z vrtov BS-1, BS-2 a z prameňa Mária slabo rádioaktívne ($6 \cdot 10^{-7}$ mg/l) a voda z Kúpeľného prameňa stredne rádioaktívna ($2 \cdot 10^{-6}$ mg/l). Najvyšší obsah Ra 226 bol zistený v prameni Mária $1,96 \cdot 10^{-12}$ c/l a v Kúpeľnom prameni $1,63 \cdot 10^{-12}$ c/l. Vo vrtoch BS-1 a BS-2 bol obsah $1,2 \cdot 10^{-12}$ c/l.

Jednou z hlavných zložiek režimu minerálnych vôd je ich *výdatnosť*. V tomto ohľade je žriedlová oblasť v Beluškých Slatinách veľmi komplikovaná. Už z minulosti je známe, že v tejto oblasti nastáva občasný pokles výdatnosti. Doteraz však nie je zistený interval ani faktor týchto zmien. K dispozícii máme iba niekoľko starších rozdielných údajov o výdatnosti a naše údaje od septembra 1969. Do tohto obdobia sa v prístupnej literatúre uvádza najvyššia výdatnosť Kúpeľného prameňa 2,00 l/s a výdatnosť prameňa Mária 10 l/min (L. Fabian 1947 — osobná informácia). V registrácii minerálnych prameňov Slovenska (P. Tkáčik a kol. 1962) sa uvádza výdatnosť Kúpeľného prameňa 40 l/m.

Podľa našich meraní v septembri 1969 mal Kúpeľný prameň výdatnosť 3,33 l/s (aj s vedľajšími vývermi v bazéne č. 1) na prelive vo výške 279,90 m n. m. a prameň Mária 6,0 l/s. Pri začatí prieskumných prác v januári 1970 bola výdatnosť Kúpeľného prameňa iba 0,90 l/s a prameň Mária mal negatívnu hladinu. Do polovice marca výdatnosť Kúpeľného prameňa klesala na 0,46 l/s. Prameň Mária mal v tomto čase stále negatívnu hladinu a minimum dosiahla 11. III. 1970 — 279,98 m n. m. Potom nastal vzostup hladiny. Preliv vo výške 280,33 m n. m. nastal 1. IV. 1970. V druhej májovej dekáde dosiahol tento zdroj výdatnosť 0,46 l/s a túto hodnotu si udržal až do konca júna. Potom nastal pokles. V auguste dosiahla výdatnosť hodnotu 0,30 l/s. V septembri výdatnosť opäť stúpila a dosiahla 0,40 l/s. Do konca roku opäť pomaly klesala až na 0,29 l/s. V Kúpeľnom prameni začala stúpať výdatnosť v tom istom čase. V máji dosiahla sumárnu výdatnosť 9,3 l/s (pri čerpaní až 15,3 l/s zníženie o 3 m). Potom nastal pokles výdatnosti a v auguste bola 8,50 l/s. V sep-

tembri nastal mierny vzostup výdatnosti 8,75 l/s a do konca roka klesla výdatnosť na 8,12 l/s.

Vzostup i pokles výdatnosti súvisia s klimatickými podmienkami širšieho okolia žriedlovej oblasti, ale túto spojitosť i retardáciu nemožno presnejšie vymedziť, pretože nám chýbajú patričné merania. Z uvedeného vidieť, že výdatnosť je vlastne najpohyblivejšou zložkou režimu minerálnych vôd v Beluškých Slatinách.

Chemizmus vôd

V žriedlovej oblasti Beluškých Slatín sa vyskytuje viac typov vôd. Sú to predovšetkým vody obyčajné (prameň pri vile Brixí, pri kameňolome a viacero drobnejších prameňov) — typické vody z vápencovo-dolomitických hornín. Ich mineralizácia je od 475 mg/l do 538 mg/l. Celková tvrdosť je 16,04—17,94° nem. Teplota sa pohybuje od 9,0 do 11,0 °C. Z aniónov v nich prevládajú hydrouhličitaný a z kationov vápnik.

Známe minerálne vody tejto oblasti, reprezentované zdrojmi Kúpeľný prameň, Mária, BS-1, Skružová studňa i opustený vrt, majú celkovú mineralizáciu cca 1780 mg/l, celkovú tvrdosť 49° nem, teplotu 17,0—21,6 °C, obsah

tabuľka 2

	Kúpeľný prameň	Prameň Mária	BS-1	BS-2	dom. stud. č. 102	Prameň pri kameňolome
Teplota vody	21,6	20,6	21,5	15,5	10,5	11,3
pH	6,4	6,5	6,5	6,5	6,4	7,1
mineralizácia mg/l	1780,4	1762,5	1761,0	1861,3	1572,0	475,2
celková tvrdosť °nem.	49,46	49,12	49,35	53,83	54,83	16,04
Li	2,6	2,3	1,8	3,6	0,0	0,0
Na	130,8	125,2	122,8	129,2	21,6	5,2
K	23,2	24,8	25,6	24,0	2,0	1,2
NH ₄	0	0	0	0	0	0
Ca ²⁺	278,96	278,95	283,76	294,18	240,48	105,0
Mg ²⁺	45,23	43,78	41,83	54,96	91,44	5,84
Fe ²⁺	0,13	0,04	0,11	0,17	0,11	0,11
Mn ²⁺	0	stopy	0	0	0	0
Cl	114,6	114,4	114,6	128,8	32,0	2,6
Br	0	0	stopy	0	0	0
J	0,10	stopy	0,10	0,10	0	0
SO ₄ ²⁻	304,92	306,15	302,04	317,26	49,38	32,5
NO ₃	stopy	stopy	stopy	stopy	15,0	15,0
PO ₄ ³⁻	0,07	0,14	0	0,07	0	0
HCO ₃	860,35	848,18	848,18	872,56	1104,46	299,0
CO ₃	0	0	0	0	0	0
H ₂ SiO ₃	14,28	16,22	15,58	14,93	15,58	7,79
HBO ₂	5,2	2,4	4,6	3,4	0	1,0
voľný CO ₂	821	640	759	745	1035	30,8
H ₂ S	3,08	3,86	3,91	1,27	0	0

Označenie zdroja: Dát. odb.	Zistené prvky – koncentrácia v moll odhadom podľa intenzity spektrálnych čiar:						
	nad 100	10 – 100	1,0 – 10	0,1 – 1,0	0,01 – 0,1	0,001 – 0,01	pod 0,001 a problemat.
Kúpeľný prameň 15. 9. 1970	Ca, Na	Mg, K, Sr	Si, Li	Fe, B, Al, Ba	Bi, Mn, Ti, Cu	Zn, Hf	Ni, Zr, Cd, In, Ag, Ge, Y, Tl, Tm, Rb
Vrť BS-1 15. 9. 1970	Ca, Na	Mg, K, Sr	Si, Li, B	Al, Fe, Ba	Mn, Cu, Bi, Ti	Zn, Hg, Ni, Hf	Cd, Zr, In, Ru, Ag, Cr, Tl, Mm, Y, As, R, Rb
Studňa Mária 15. 9. 1970	Ca, Na	Mg, K, Sr	Si, Li, B	Al, Ba	Fe, Cu, Mn, Ti	Zn, Hf	Pb, Cd, Ni, Co, Hg, In, As, Ag, Cr, Ge, Tl, Y, Tm, Rb
Skružová studňa 15. 9. 1970	Ca, Na	Mg, K, Sr	Si, Fe, Mn, Li, B	Al, Ba	Cu, Bi, Ti	Zn, Hf, Ta	Cs, Zr, Hg, Ni, Be, In, Cd, Tl, In, As, Ge, Y, Tm, Cr, Rb
Studňa v dome č. 102 4. 8. 1970	Ca	Mg	Na, K, Si	Si, Fe, Cr, Cu	B, Ba, Mn	Ni, Cd, Zn, Bi, Pb, Hf, Sn, Ti, As	Ag, Ge, Co, V, Li, Y, Tm, Zr, Cs, Pt
Prameň pri ka- meholome 4. 8. 1970	Ca	Mg, Si	Na, K	Sr, Fe	Cu, Cr, B	Mn, Pb, Cu, As, V, Be, Al, Ba	Zn, Ge, Bi, Cd, Sn, Co, Li, Zr, Hg, Pt

Vysvetlivky: V skupinách od 0,001 moll vyššie prvok 1 × podčiarknutý je koncentračne cca v strednom rozmedzí skupiny, 2 × podčiarknutý je na hranici príslušnej a najbližšej vyššej skupiny. V skupine pod 0,001 moll podčiarknuté prvky boli bezpečne určené, nepodčiarknuté sú problematické.

plynov CO_2 200–930 mg/l, obsah titrovateľnej síry 1,5–5,4 mg/l. Vody majú okrem vyššieho obsahu hydrouhličitanov a vápnika podstatne vyšší obsah síranov (860 mg/l) a chloridovo-sodnej zložky. *Tieto vody klasifikujeme ako vody sírne sadrové zemité teplice.* Podľa ČSN 86 800 sú to prírodné liečivé, slabo mineralizované, hydrouhličitanovo-síranové, vápenato-sodné vody, sírne, hypotonické studené. Vody z vrťu BS-2 majú vyššiu mineralizáciu 1861 mg/l, celkovú tvrdosť 53,83° nem. teplotu 15,6 °C (neustálená), obsah CO_2 745 mg/l a obsah titr. síry 1,27 mg/l. Obsahom hlavných kationov a aniónov sa od predchádzajúcich vôd nelíšia. Klasifikujeme ich rovnako ako predošlé vody.

V ďalšej skupine vôd, v razených studniach domov je charakteristický vysoký obsah hydrouhličitanov (cca 1.100 mg/l). Celková mineralizácia je cca 1580 mg/l, celková tvrdosť dosahuje 55° nem., obsah CO_2 sa pohybuje cca 930–1100 mg/l. Sírovodík nie je prítomný. *Tieto vody klasifikujeme ako zemité kyselky.* Podľa ČSN 86 8000 je to prírodná, slabo mineralizovaná hydrouhličitanová, vápenato-horečnatá kyselka, hypotonická studená. *Železité vody* uvádzané staršími autormi sme v žriedlovej oblasti nenašli. Kvôli porovnaniu uvádzame najnovšie výsledky fyzikálno-chemických rozborov vôd z tejto oblasti. (Rozbory robilo chemické laboratórium IGHP n. p., závod Žilina; tab. 2 – ing. V. Drobáň).

Záver

Sírne sadrové zemité teplice v Beluškých Slatinách neboli doteraz systematickejšie skúmané. Výsledky predbežného hydrogeologického prieskumu z roku 1970 signalizujú, že hlbšie poznanie hydromechanizmu a rozšírenia týchto vôd, ako aj ich exploatačných možností vyžaduje ešte dôsledné geologické, a hlavne hydrogeologické štúdium. Jedným z hlavných problémov (okrem ich genézy), ktorý treba riešiť pravdepodobne v spojitosti s krasovými vodami, sú veľké výkyvy vo výdatnosti v neurčitých časových intervaloch. Taktiež bude treba riešiť otázku pôvodu a rozšírenia doteraz neznámych zemitých kyseliek v blízkosti pôvodných minerálnych vôd.

Zo starších záznamov sa z tejto oblasti uvádza chemický rozbor vôd V. Lengyela z r. 1907 s celkovou mineralizáciou 2565 mg/l. Dnes takáto voda v Beluškých Slatinách nie je známa, ale podľa výsledkov z vrtu BS-2 ju nemožno úplne vylúčiť.

Nové poznatky o minerálnych vodách v Beluškých Slatinách nestačia na vyčerpávajúce zhodnotenie ich režimu. Sú iba prvým systematickejším súborom údajov a hodnôt, ktorý treba doplniť, ak sa má pristúpiť k serióznemu využitiu žriedlovej bázy, či už pre ciele terapeutické alebo rekreačné.

Do tlače odporučil O. Franko

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch. Práce Št. geolog. ústavu — zošit 13, Bratislava. — [2] Andrusov D. — Scheibner E., 1960: Prehľad súčasného stavu poznatkov v geológii bradlového pásma medzi Vlárrou a Tvrdošínom. Geol. sborn. SAV 11/2, Bratislava. — [3] Began A., 1969: Geologické pomery bradlového pásma na strednom Považí. Zborník geolog. vied Západné Karpaty, zv. 11, Bratislava. — [4] Franko O., 1962: Minerálne vody in Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape 1:200 000 list Žilina. Bratislava. — [5] Henzel J., 1951: Balneografia Slovenska, Bratislava. — [6] Hynie O., 1963: Hydrogeológia ČSSR — II; minerálne vody, Praha. — [7] Knett J., 1902: Die geologisch-balneotechnischen Verhältnisse von Trensin-Teplitz. Jahrbuch des Trenschiner Naturwissenschaftlichen Vereines, Trenčín. — [8] Kullmanová A., 1961: Litologický profil manínskou sériou z okolia Beluškých Slatín. Geolog. práce, Správy 21, Bratislava. — [9] Kullmanová A., 1968: Litologicko-petrografický výskum jurských a spodnokriedových vápencov v manínskej jednotke. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [10] Maheľ M., 1962: Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu. Práce ŠGÚ — zošit 27, Bratislava. — [11] Rakús M., 1962: Správa o biostratigrafickom výskume na listoch Beluša, Pružina, Považská Bystrica. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [12] Rakús M., 1963: In Vysvetlivky k listu Pov. Bystrica 1:50 000. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [13] Rebro A., 1969: Minerálne

vody v Beluškých Slatinách. Hydrogeologická štúdia. Manuskript-archív IGHP, Žilina. — [14] Salaj J., 1962: Správa o stratigrafii kriedových sedimentov manínskej série na liste Pov. Bystrica. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [15] Salaj J., 1963: In Vysvetlivky k listu Pov. Bystrica. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [16] Sítaň Š., 1942: Balneologický význam sírnych prameňov a ich výskum na Slovensku, Trenč. Teplice. — [17] Tkáčik P., 1957—69: Registrácia minerálnych vôd Slovenska. Manuskript-archív IGHP, Žilina.

A. REBRO—A. BEGAN

NEW INFORMATION ABOUT MINERAL WATERS AT BELUŠSKÉ SLATINY

(Summary of the Slovak text)

The mineral waters at Belušké Slatiny were known to the professional public already in the 18th century. They started to be utilized balneologically at the end of the 19th century only. Hydrogeological investigation of the spring system structure of these waters started in the years 1969—1970 only. According to the results of this investigation the hydromechanism of this structure is very complicated. From the geological standpoint the area under study is build up of Jurassic to Middle Cretaceous complexes of the Manín unit, which is of complicated geological structure there. From the standpoint of hydrogeology the ascent of mineral waters in this area is not concentrated as assumed formerly. There are several ascending ways and according to them also various types of mineral waters may be distinguished. They are the known hydrogen sulphide gypsum earthy warm waters mineralization of which is about 1700 mg/l, H₂S content 2,5—5,0 mg/l, CO₂ content about 800 mg/l and the temperature 21,6 °C. Further there are also earthy acidulous waters, not investigated more in details up to now. Beside that there are common waters with mineralization about 500 mg/l and mixed waters. The hydrogen sulphide warm waters (the springs Kúpeľný prameň, Mária, boreholes BS-1 and BS-2, the well Skružová studňa) have been so far utilized in natural issues only. According to the results of investigation from the aspect of their quality and quantity it is more suitable to catch them deeper in organogenic light-grey (Neocomian?) limestones, intensely crushed, which besides the ascent make also accumulation of these waters possible. Hydrogeological investigation was orienting only and has to be completed, mainly because the regime of mineral waters is fixed neither in quality nor in quantity.

The occurrence of earthy acidulous waters northerly of the well known area of springs (in house wells) makes possible to assume the presence of independent ascending ways as well as the own regime. The hydromechanism of the ascent has not been known and is probably bound to a proper fault. Detailed investigation of the spring system structure of these waters may also provide for a source of mineral table water of good quality as its result.

ROBERT MARSCHALKO*

TERMÍN: KLASTICKÉ ŽILY

Klastické žily sú častá forma uloženia sedimentov. Vystupujú zvyčajne ako tabuľovité intruzívne telesá kolmo alebo šikmo na pôvodnú vrstevnatosť hostovských hornín. Zvlášť dobre zachované sú v ílovcoch horninách, kde tvoria súvislé steny alebo hradby, ktoré sa dajú sledovať povrchovým geologickým mapovaním alebo leteckou fotografiou na rozsiahlych areáloch. Od intruzívnych žíl zaplnených magmatickým materiálom sa líšia tým, že pukliny s viac-menej pravidelnými plochami ohraničenia sú vyplnené sedimentárnym materiálom v mobilnom štádiu. Tento rozdiel už dávnejšie vyzdvihol A. P. Pavlov (1896) tým, že klastické žily nazval *neptunické*, t. j. zaplnené zhora, na rozdiel od plutonických (magmatických žíl). Toto pomenovanie nezahrňuje všetky spôsoby vzniku klastických žíl.

Z rozsiahlej geologickej literatúry o vzniku žíl vyplýva, že najrozšírenejšie sú v klastických sedimentárných formáciách, nie sú však výnimkou ani vo vulkanických efuzívnych formáciách alebo v kryštalinických či žulových masívoch. Podľa materiálu, z ktorého sú zložené, opisujú sa v literatúre ako žily pieskovcové, zlepencové, ílovcové alebo vápencové. Prevažná väčšina žíl je zložená z jemnozrnných, strednozrnných pieskovcov, dobre spevnených kalcitovým cementom. Pieskovce sú beztextúrne, hoci posledné štúdiá H. P. Laubschera (1961) a G. L. Petersona (1968) preukázali v pieskovcových žilách paralelnú a šikmú lamináciu a prúdové stopy na stenách. Zmienení autori predpokladajú, že intrudujúce piesky boli prudko turbulentné alebo mali laminárny tok. Prijíma sa názor, že zdrojové vrstvy, z ktorých intrúzie vznikli, boli zle utesené, citlivé na spontánne stekutenie a pri vyvolanom impulze tiekli do puklín, alebo injikovali pukliny súčasne s ich vznikom. Dve podmienky boli nutné k utvoreniu klastických žíl: vznik puklín a vodou alebo plynom nasýtený sedimentárny materiál schopný mobilizácie. Tieto procesy mohli prebiehať súčasne, ale aj nezávisle na sebe. Zdôrazňuje sa vzťah puklín

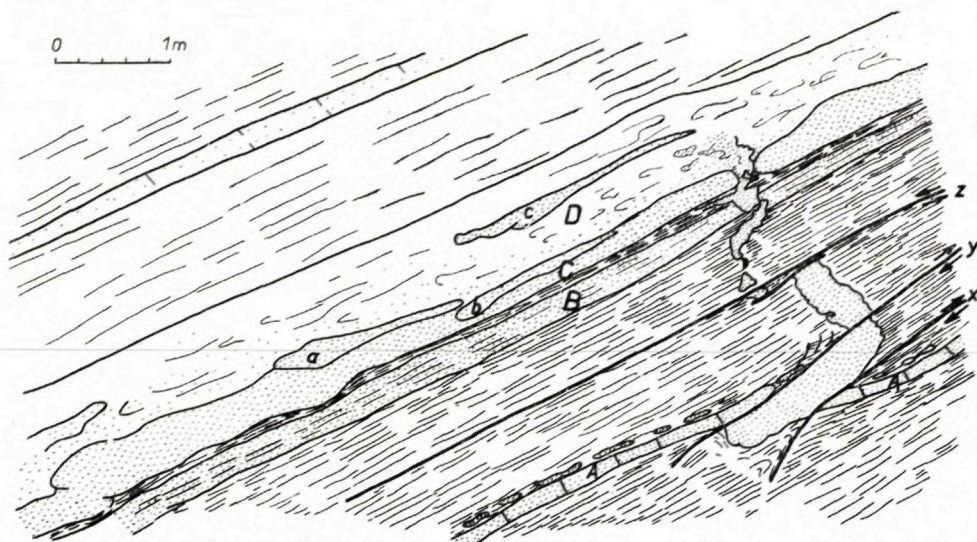
* Geologický ústav SAV, Bratislava, Štefánikova 41

ku gravitačným sklzovým procesom, ako i k tektonickým procesom. Najnovšie výskumy naznačujú, že veľké a dlhé žily resp. žilné roje sú v úzkom vzťahu s lokálnou alebo regionálnou štruktúrou sedimentárneho bazénu a zdajú sa byť kľúčom k poznaniu mechanizmu deformácií.

Častý prípad synchrónneho vzniku puklín a intrúzií mobilného sedimentu (piesku) bol pozorovaný vo vrstvách, ktoré boli gravitačne deformované počas procesu sedimentácie. Takéto pieskové žily možno priradiť k hydroplastickým deformáciám. Rozšírené sú najmä v ílovcovo-pieskovcových sekvenciách a zvlášť pekné príklady boli opísané z flyšových formácií (S. Dzulynski — A. Radomski 1956) alebo z flyšu podobných formácií (H. P. Laubscher 1961). Podľa týchto autorov pukanie ílovcových vrstiev a ťahové deformácie, a tým aj predispozíciu na utváranie pieskových intrúzií, spôsobili pohybujúce sa submarinné zosuvy. Vrstvy ílovcov sa pod vplyvom ich zataženia roztrhli a stekutený piesok si razil cestu v podobe intrúzie odspodu nahor (obr. 1) do nepriepustných ílovcov. Nepravidelnosť priebehu žíl a ich deformovanie v ílovcoch poukazuje na to, že prvé priamočiare fraktúry v ílovcoch boli v štádiu následných sklzových pohybov a ďalšej diagenézy deformované. Toto tiež dokazuje spojitosť žíl so sklzmi a ich vznik v nevelkej hĺbke pod povrchom dna. Žily tohto typu preto nedosahovali veľké rozmery, avšak ich rozsah závisel od veľkosti zdrojovej vrstvy piesku citlivej na stekutenie. Táto už pri malých otrasoch poskytla vhodný injekčný materiál. Podobnú závislosť vzniku pieskových žíl od gravitačných sklzových deformácií v tektonicky nestabilných geosynklinálnych pásmach už dávnejšie zdôraznil R. W. Fairbridge (1946).

Odlišný prípad vzniku synsedimentárnych klastických žíl menších rozmerov opísal N. N. Verzilin (1963) z kriedy Fergany. Ide o kratšie max. 5 m dospodu sa vyklíňujúce žily zložené z pieskovcov, zlepcov a vápencov. Niekedy vytvárali paralelne uložené roje vyklíňujúce sa od zdrojovej vrstvy nadol (obr. 2). Podľa tohto autora vznik puklín a ich zaplnenie prebiehali súčasne. Pukliny v spevnených sedimentoch vznikali vo chvíli seizmickej vibrácie a pod zvodneným pohyblivým sedimentom, ktorý ich zaplnil. N. N. Verzilin sledujúc stratigrafické rozšírenie klastických žíl dokázal, že hoci boli klastické žily a podvodné gravitačné sklzy na jednej stratigrafickej úrovni, hlavnou príčinou vzniku žíl nebol faktor sklonu dna ale seizmické otrasy. Zdôrazňuje, že tam, kde chýbali väčšie úklony, zvýšená seizmicita spôsobila vznik klastických žíl a drobenie sedimentov, kým pri vysokých úklonoch otrasy spôsobili vznik sklzov bez vytvorenia klastických žíl.

Vzťah orientácie pieskových žíl ku gravitačným deformáciám na sklone študoval v eocénnom flyši Karpát R. Marschalko (1965). Zistil, že rozsiahle žily nie sú vo vzťahu s malými sklzovými deformáciami na uklonenom svahu. Žily nesledovali rotačné plochy sklzov, ale boli orientované paralelne

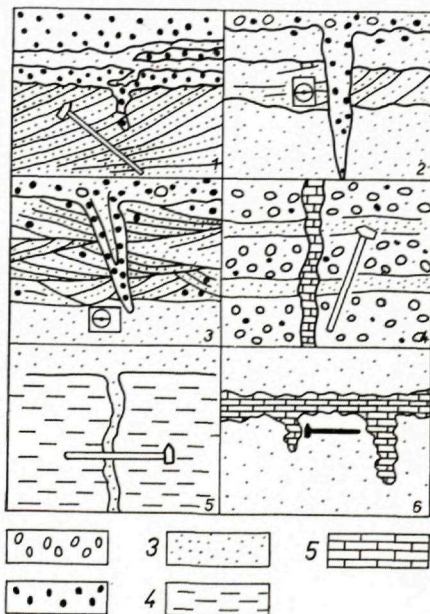


Obr. 1 Piesková injekcia preniká zospodu do pohybujúceho sa sklzu a rozplynie sa v ňom. V laminovanej vrstve B sa zachovala pôvodná štruktúra (podľa S. Dzulyňského — A. Radomského 1956)

Fig. 1 The sand injection penetrates from the bottom into the mobile slump and disperses in the former. In the laminated B bed the original structure has been preserved. (According to S. Dzulyński and A. Radomski, 1956)

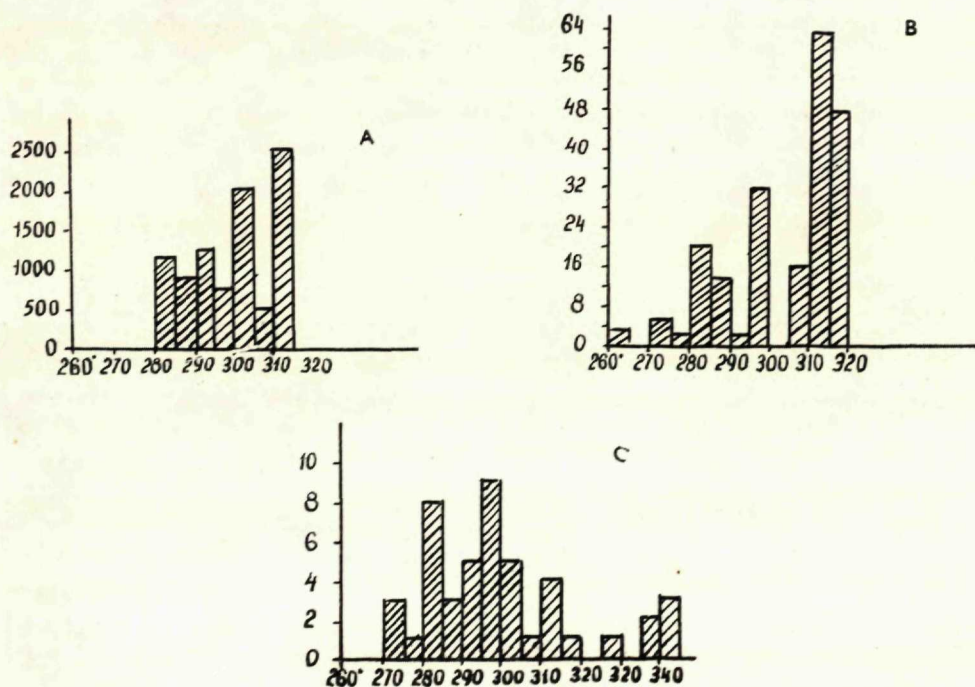
Obr. 2 Pieskovcové, zlepenkové a vápencové žily klinovitej formy. Vo väčšine prípadov materiál žily pochádza z vrstvy bezprostredne ležiacej v nadloží. Žily sú orientované kolmo alebo slabo naklonené k vrstevnému povrchu. Niektoré žily sú v inciálnom štádiu (1). Vápencové žily v pestrých fľovcoch (6) sú spojené prechodmi so sklzmi. Vysvetlivky: 1 — zlepence; 2 — drobnozrnné zlepence; 3 — pieskovce a siltovce; 4 — fľovce pestrých farieb; 5 — vápence. (Podľa N. N. Verzilina 1963)

Fig. 2 The sandy, conglomerate and limestone dikes of wedge form. In majority of cases the material composing the dikes originates in the immediately overlying bed. The dikes are oriented perpendicular or slightly inclined to the surface of beds. Some dikes are still in the initial stage (1). The limestone dikes in variegated claystones (6) are connected with the slumps by means of transition. Explanations: 1. Conglomerates, 2. Finegrained conglomerates, 3. Sandstones and siltstones, 4. Manycoloured claystones, 5. Limestones. (According to N. N. Verzilina 1963)



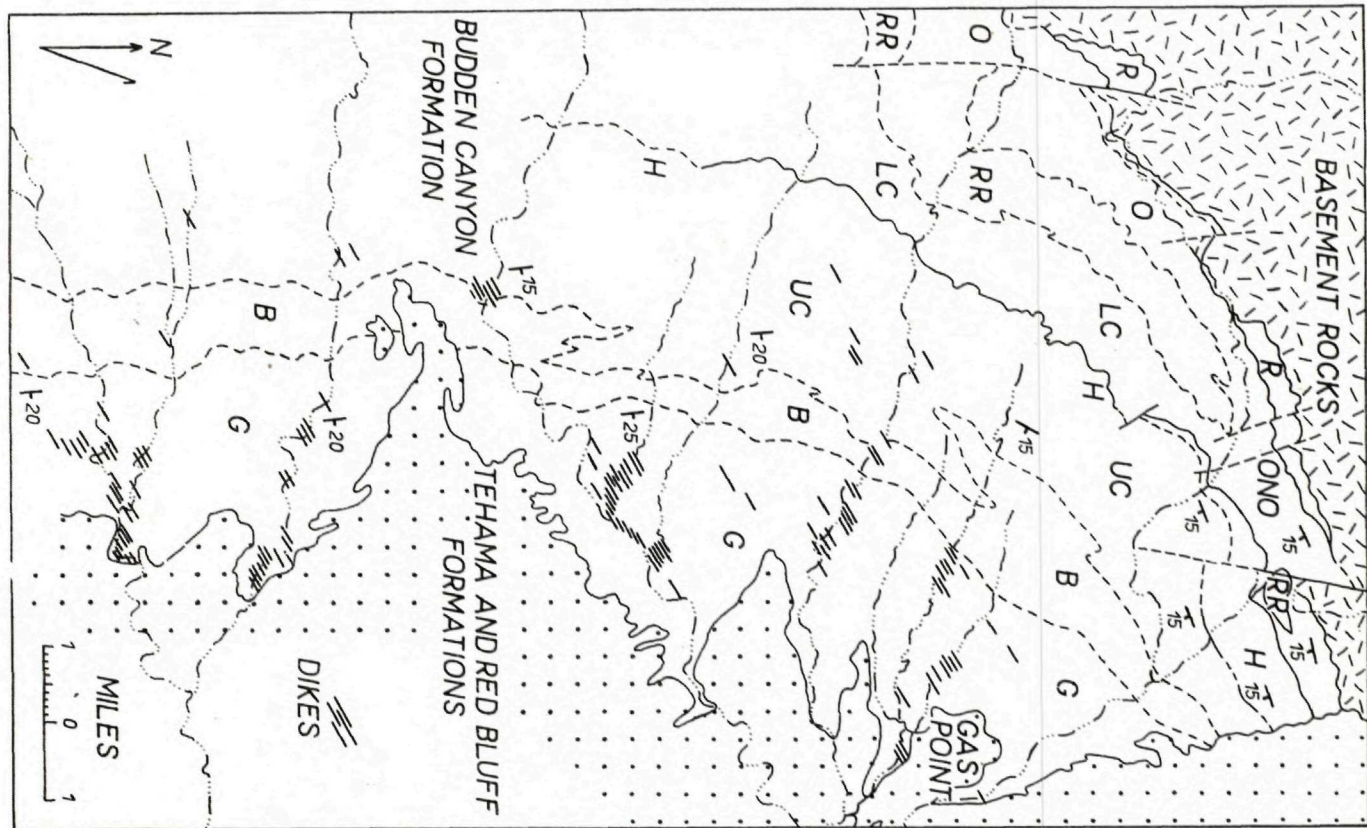
so smerom sklzávania, teda so smerom maximálneho sklonu. Vznik puklín teda neovplyvňovala váha nadložných sedimentov, žily sledovali paralelne prešmyky založené na starých tektonických štruktúrach v podloží flyšového bazénu. Takéto žily boli vyvolané vibráciami rigidného podkladu na starých štruktúrnych zónach (napr. hlbinných zlomoch, na líniách násunu príkrovov) počas vývoja bazénu. Synsedimentárne pohyby na týchto prešmykoch ovplyvňovali smer depozície klastického materiálu (obr. 3).

Podobne J. C. Harms (1965) študujúc pozdĺžne pásma žíl v okrajových zónach prekambriického kryštalickeho masívu Front Range v Colorado dokázal, že pieskové žily sú štruktúrne kontrolované. Využil ich na stanovenie tlakových pomerov v čase žilných intrúzií. Poukázal na to, že žily sa koncentrujú v nadložných blokoch prešmykov, ktoré sledujú. Zdôraznil, že rozťahovanie stien nadložných blokov nastáva iba v zónach s prešmykmi nahor konvexnými a žily sú dôkazom vertikálnych zdvihov a nie horizontálneho skrátania tejto tektonickej štruktúry. Hustú sieť žíl opísal R. G. Gareckij



Obr. 3 Distribúcia azimutov poukazuje na paralelný smer plôch prešmykov (A), klastických žíl (B), a turbiditných prúdov (stanovené na základe interných a externých smerových textúr). (R. Marschalko 1965)

Fig. 3 Azimuthal distribution indicating parallel direction of the reversed fault planes (A), clastic dikes (B), and downslope turbidity currents (based on internal and external structures) According to R. Marschalko 1965



Obr. 4 Paralelne bežiaci roj klastických žíl vznikajúci zaplnením série ťahových puklín, vytvorených počas štruktúrnej deformácie oblasti. (Podľa G. L. Petersona 1966) Captions to figures

Fig. 4 Parallel-running swarm of clastic dikes, arising due to the filling of the series of pinate tension joints formed in the course of the structural deformation of the area (According to G. L. Peterson 1966)

(1956) z kriedy severného priaralia. Pieskové žily tvoria tu zložité, často križujúce sa systémy a koncentrácie v krídlach megaantiklinál a sú podľa neho spojené s rastom antiklinálnych štruktúr.

Ak sedimentárne žily režu naprieč staršie tektonické štruktúry napr. synklinály, sú mladšie a zvyčajne odrážajú mechanické napätia, ktoré nesúvisia priamo so vznikom týchto starších štruktúr. Dobrým príkladom je svetoznámy roj pieskových žíl v kriede Sacramento Valley v Kalifornii opísaný J. S. Dillerom (1890) a novšie podrobnejšie G. L. Petersonom (1966). Žily tohto roja vznikli zaplnením šmykových puklín alebo šmykových trhlín, ktoré bez zmeny smeru sekajú synklinálu. Sú teda mladšie ako táto štruktúra a zrejme postdepozičné (obr. 4). Z tohto krátkeho prehľadu príkladov vyplýva, že klastické žily vznikajú vo všetkých štádiách formovania sedimentárneho bazénu a citlivo zaznamenávajú jeho dynamický rozvoj. Ich podrobnou analýzou môžeme prispieť k riešeniu problému hydroplastických deformácií, paleoseismicity a paleotektoniky.

LITERATÚRA

- [1] Diller J. S., 1890: Sandstone dikes. Geol. Soc. America Bull., v. 1. — [2] Dzulynski S. — Radomski A., 1965: Clastic dikes in the Carpathian flysch. Ann. Soc. Geol. Pologne, 1956, 26/3. — [3] Faibridge R. W., 1946: Submarine slumping and location of oil bodies. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists 30, — [4] Gareckij R. G., 1956: Klastičeskije dajky. Izvestija Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol. No. 3, Moskva. — [5] Harms J. C., 1965, Sandstone Dikes in Relation to Laramide Faults and Stress Distribution in the Southern Front Range, Colorado. Geol. Soc. America Bull., v. 76. — [6] Laubscher H. P., 1961: Die Mobilisierung klastischer Massen. I. Teil: Die Sandsteingänge in der San Antonio — Formation (Senon) des Rio Querecual, Ostvenezuela. II. Teil: Die Mobilisierung klastischer Massen und ihre geologische Dokumentation: Eclogae Geologicae Helvetiae, v. 54. (2). — [7] Marschalko R., 1965: Clastic dikes and their relations to synsedimentary movements (Flysch of Central Carpathians.) Geol. práce, Správy 36. GÚDŠ, Bratislava. — [8] Pavlov A. P., 1896: On dikes of oligocene sandstone in the Neocomian clays of the district of Alatyr in Russia: Geol. Mag. v. 3. — [9] Peterson G. L., 1966: Structural Interpretation of Sandstone Dikes, Northwest Sacramento Valley, California. Geol. Soc. America Bull. v. 77. — [10] Peterson G. L., 1968: Flow structures in Sandstone Dikes: Sediment. Geol., 2. — [11] Verzilín N. N., 1963: Melovyje otloženiye severa ferganskoj vpadiny i ich neftenosnost: Trudy Leningrad. Obšč. Estest. LXX/2, Leningrad.

R. MARSCHALKO

CLASTIC DIKES

(Summary of the Slovak text)

Clastic dikes represent a frequent form of the deposition of sediments. They use to appear as tabular-shaped intrusive bodies, perpendicular or oblique to the original stratification of the host rocks. They are particularly well-preserved in claystone rocks, forming

uninterrupted walls or wall-like ramparts that may be followed by means of the surface geological mapping or by aerial photography on extensive areas. The clastic dikes are different from intrusive ones by the fact, that the fissures with more or less regular surfaces of boundary are filled with sedimentary material in the mobile stage. Earlier the difference was pointed out by A. P. Pawlow (1896), who called the clastic dikes neptunic i. e., filled from the top in difference from the plutonic (magmatic dikes). Yet the name does not include all the manners of the rise of clastic dikes.

The rich geological literature on the genesis of the dikes evokes the supposition that they are most frequent in clastic sedimentary formations, but they are no exclusion in volcanic effusive formations, neither in the crystalline or granite massifs. In literature they are described according to the material they are composed of, as the sandstone, conglomerate, claystone or limestone dikes. The predominant portion of the dikes consist of fine-grained, medium-grained sandstones, well-solidified by calcite cement. The sandstones are structureless, although the latest research by H. P. Laubscher (1961) and G. L. Peterson (1968) pointed out to the parallel lamination and lamination resembling to the cross-bedding and the current marks on the walls, in the sand dikes. The above authors supposed that the intruding sands were abrupt turbulent or had laminar flow. We may accept the fact that the source beds from which the intrusions arose, had a loose packing, and were particularly susceptible to spontaneous liquefaction, and at the impulse evoked they flowed into fissures, or the fissures were injected contemporaneously with their rise.

Two conditions were necessary for the forming of clastic dikes. 1. The rise of the fissures, 2. their filling with water or gas saturated sedimentary material able of mobilization. These processes might have been passing simultaneously or independently of each other. The relation of the fissures to the gravitational slump processes and to tectonic processes is stressed here. The latest research indicates that large and long dikes or dike swarms have a close relation to the local or regional structure of the sedimentation basin, and therefore they may be looked at as a key to the knowledge of the deformation mechanism.

The synchronous rise of fissures and intrusions of a mobile sediment (sand) was frequently observed in beds, that were gravity-deformed in the course of the sedimentation process. Such sand dikes may be ordered to the hydroplastic deformations. They are especially frequent in sandstone shale sequences, and particularly interesting cases were found in flysch formations (S. Dżulyński — A. Radomski 1956) or in formations flysch-like (H. P. Laubscher 1961). According to these authors, the fracturing of claystone beds and opened tension fractures as well as the predisposition for the formation of sand intrusions were caused by the mobile submarine slumps. Due to this overload, the claystone beds were broken, and the liquified sand ran from the bottom upwards in a form of intrusion (Fig. 1) into the open fractures in the impermeable claystones. The irregular course of dikes and their crumpling points out to the fact, that the initial linear fractures in claystones were deformed in the stage of the consequent slump movements and further diagenesis. This also indicates the connection between the slumps and dikes and their rise in smaller depth below the bottom surface. The dikes of this type were not too large then, but their extent was dependent upon the size of the source area of sand, susceptible to liquefaction. The source sand bed offered favourable injection material already due to slighter shakes. Similar dependence of the genesis of sand dikes with gravity slump deformations in tectonically unstable geosynclinal zones had already been emphasized earlier by R. W. Fairbridge (1946).

A different case of the genesis of synsedimentary clastic dikes of smaller size was described by N. N. Verzhilin (1963) from the Cretaceous in Fergana. These are shorter, maximally to 5 m deep wedging out dikes composed of sandstones, conglomerates and limestones. Sometimes they formed parallel-running swarms, wedging out off the source bed downwards (Fig. 2). The author judged that the genesis of the fissures and their filling were simultaneous. In solidified sediments the fissures arose in the moment of seismic vibration, below the watery flowing sediment, by which the fissures were filled. The sediment following stratigraphic distribution of clastic dikes indicated the fact, that although clastic dikes and subaqueous gravity slumps had the same stratigraphic level, still the earthquake shocks were the cause of the rise of the dikes, and not the dip of slope. The author emphasizes that in the absence of greater slopes, the increased seismicity caused the rise of clastic dikes and crumpling of sediments, while at higher slopes the earthquake shocks evoked the rise of slumps that were accompanied by no clastic dikes.

The relation of the sand dikes orientation to gravitational deformations of the slope were studied by R. Marschalko (1965) in the Carpathian Eocene Flysch. The author proved that the extensive dikes had no relations to the small slump deformations on a slope. The dikes did not follow the rotational slip planes of slumps, but were oriented parallel to the direction of slumping, i. e. to the direction of the maximum dip of slope. Thus the genesis of fissures was not affected by the weight of the overlying sediments. The dikes were following the parallel reverse faults based on earlier tectonic structures in the basement of the Flysch basin. Such dikes were evoked by vibrations of the rigid basement on older structures zones (e. g. on deep faults, on the cut-off lines of the nappe-overthrusts) in the course of the basin evolution. The direction of the deposition of clastic material was affected by synsedimentary movements on the older structures in the basement. (Fig. 3).

J. C. Harms (1965) in his study of the longitudinal dike zones in the southeastern flanks of the Pre-Cambrian crystalline massif Front Range in Colorado, proved that the sand dikes were structurally controlled. The same author used the sand dikes to the prediction of the stress conditions in the period of intrusions of dikes, and emphasized that the dikes were concentrated in the hanging-wall blocks of the reversed faults followed by the former, and that the extension of zones in the hanging-wall blocks took place only in the zones with convex upward reverse faults, the dikes being the proof of the vertical uplift rather than horizontal shortening of this tectonic structure. A dense net of dikes was described by R. G. Gareckij (1956) from the Cretaceous in the northern Transaralia. The sand dikes formed complicated, frequently crossing systems and concentrations in the branches of megaanticlines. According to the author, they are connected with the growth of anticlinal structures.

When the sedimentary dikes are running across older tectonic structures, then e. g. synclines are younger and usually reflect mechanical stress that are not directly connected with the rise of the older structures. A nice example is offered by the worldknown swarm of sand dikes in the Cretaceous of the Sacramento Valley in California described by J. S. Diller (1890), and later on more detailly by G. L. Peterson (1966). The dikes of this swarm were evoked by the filling of tension joints of dash fractures or of the shear cracks, cutting the syncline without alteration of their direction. (fig. 4). Thus they may be considered younger than the structure, and they are evidently postdepositional.

The brief survey of the examples may show that the clastic dikes arise in all stages of the forming of sedimentary basin, and sensitively record the dynamic evolution of the basin. The detail analysis of the former may contribute to the problems of hydroplastic deformations as well as to paleoseismicity and paleotectonics.

RUDOLF KÚŠIK*

ONKOLITY Z INTRAFORMAČNÝCH BREKCIÍ TRIASOVÉHO PODLOŽIA
NEOVULKANITOV V BANSKEJ ŠTIAVNICI

(1 obr. v texte, 1 tab na kriede)

Pod pojmom onkolity sa uvádza, že ide o rastové formy vápencov štruktúrou podobné stromatolitom, nie sú však narastené plošne na pevnom podklade, ale tvoria guľovité alebo hľuzovité útvary vo vápencových horninách. Často obklopujú malé cudzie telieska. Tieto formy sú zrejme minerálnymi útvarmi, ktoré vznikli biochemickou činnosťou nižších organizmov. Najznámejší je umelý rod *Pycnostroma*.

D. Andrusov (1950) zahrnuje gen. *Pycnostroma* Gürich k fam. Spongiostromata Pia a uvádza, že pod týmto menom označuje Pia hľuzovité útvary, zložené z koncentrických vápencových obalov, podobné vonkajším vzhľadom Girvanellám, ktoré však neukazujú ani stopy po trubiciach viditeľných u zástupcov čelade *Porostromata*. Zrejme však je, že ide o útvary organického pôvodu, ktoré vznikli pravdepodobne zrážaním uhlíkatu vápenatého nejakými zástupcami siných rias mimo buniek.

R. Radwański — M. Szulczewski (1966) tiež uvádzajú spätosť onkolitov so stĺpcovitými stromatolitmi vo villánye a ich identická mikroštruktúra ukazuje, že onkolity sú skutočne len jedným zo stromatolitových typov a tvoria sa za podmienok, aké predpokladal O. Pia a súčasne potvrdil I. I. Ginzburg a iní. Fosílné onkolity sa vyskytujú samostatne, bez spojenia so stromatolitmi.

Ďalej D. Andrusov (l. c.) uvádza rozpätie „rodu“ *Pycnostroma* sp. (?) trias až vrchná jura. Uvádza zvyšky bezpečne rastového pôvodu z valúnov fytoogénnych vápencov v trefohorách od Čachtíc, organogénne útvary s koncentrickou stavbou vo výbrusoch vrchojurských vápencov z bradiel pod Pietrošom.

Podobné útvary opisuje J. Hanáček (1954) zo stredného triasu Nedzovského pohoria a M. Mišík (1964) ako cyanofytové hľuzky zo sinemuru.

J. Obrhel (1968) uvádza, že riasové stromatolity sú spravidla laminované (najnovšie sa ukazuje, že môžu byť tiež nelaminované, alebo vertikálne laminované) karbonátové útvary, ktoré vznikli zachytávaním sedimentárneho detritu na tenkú vrstvu rias, ktoré ich tmelia (prerastaním sedimentu a tvorbou ďalšej súvislej vrstvy na povrchu a taktiež aktívnym zrážaním kalcitu). Sú to teda organosedimentárne štruktúry, tvorené aktívnou súčinnosťou rias nielen mechanicky (zachytávanie sedimentárnych partikulí v slize a ich obrastanie), ale aj fyziologicky (aktívne vylučovanie karbonátových vločiek). Ďalej uvá-

* Geologický prieskum n. p., Banská Bystrica — Kyncelová

dza, že podľa vzťahu k podložíu môžeme rozdeliť stromatolity (sensu lato) na dve základné skupiny:

1. telesá narastajúce na podklade (stromatolity sensu stricto) a
2. voľné hľuzky (onkolity, tiež onkoidy alebo sféroidy). Táto pestrosť stromatolitov je výsledkom vzájomného pôsobenia riasovej vrstvy, sedimentárneho detritu a fyzikálnych faktorov prostredia (typ pobrežia, výškové rozdiely medzi hladinou za prílivu a odlivu, salinita, riasová asociácia, mikroklíma atď.)

Riasové stromatolity sa tvoria v sladkých i slaných vodách.

Klasifikáciu onkolitov vypracovali v r. 1964 D. Logan — D. Rezak — G. Ginzburg (in M. Szulczewski 1966), ktorí ich označili symbolom SS (spheroidal structures) a pričleňujú ich k stromatolitom. Vyčleňujú v nich tieto modifikácie:

- SS — I: Inverted stacked hemispheroids
C: Concentrically stacked spheroids
R: Randomly stacked hemispheroids

Rozmery onkolitov určili V. Kutek — V. Radwański (1965) takto: makroonkolity, presahujúce v priemere 1 cm, menšie v rozmeroch (priemer 1—0,2 cm) označujú ako pizoonkolity a najmenšie (pod 0,2 cm) ako mikroonkolity.

V tomto zmysle možno študované onkolity označiť ako SS—C. Makroonkolit sa našiel len v jednom prípade, všetky ostatné možno označiť ako mikroonkolity. Pizoonkolity sa nenašli. U prierezov o veľkosti 0,1—0,5 mm pozorovať obyčajne v mikroskope peknú vnútornú stavbu. Skladá sa z koncentrických vrstvičiek. Obyčajne sú to 3 vrstvičky číreho kalcitu. Priestor medzi týmito vrstvičkami je vyplnený tmavopigmentovanou jemnou (kalovou) hmotou, podobne ako aj jadro. Teda jadro nie je cudzorodé. Organické zvyšky neboli v jadre vôbec zistené. U mnohých onkolitov (najmä menších rozmerov) vnútornú stavbu obyčajne nepozorovať v dôsledku rekryštalizácie. (Niekedy u nich badať prejavy silicifikácie, čím onkolit stráca vnútornú stavbu.)

Intraformačné brekcie. Materskou horninou onkolitov sú intraformačné brekcie. Výskyt onkolitov, najmä s peknou vnútornou stavbou sa viaže na intraklasty. V základnej hmote sú menej časté a v dôsledku čiastočnej rekryštalizácie slabšie zachované. Dôležitým faktorom pre genetické uzávery je, že mikritické intraklasty obsahujú onkolity s mikritickým jadrom i koncentrickými vrstvičkami, striedajúcimi sa s vrstvičkami číreho kalcitu. Vyplýva z toho poznatok, že onkolity sa nachádzajú vo svojom pôvodnom prostredí, teda nie sú preplavené.

Petrografická charakteristika intraformačných brekcií

V zmysle klasifikácie R. L. Folka (1962) možno tieto horniny všeobecne označiť ako intrasparit, čo znamená, že intraklasty sú tmelené „sparry“ kalцитom. Veľkosť študovaných intraklastov je od mikroskopických rozmerov až po 5 cm. Sú to všeobecne ostrohranné brekcie, až typické doštičkovité útvary, no nájdu sa aj oválne prierezy. V drvivej väčšine ich tvorí rôznofarebný vápenec s fľovitou zložkou; ojedinele sa nájdu aj dolomitové intraklasty, ktorých prítomnosť je zaujímavá z hľadiska genetického.

Intraklasty sú jemnozrné, až kryptokryštalické, ich základnú hmotu možno označiť ako mikrit. Niektoré brekcie majú pelletovú štruktúru (Pelmi-krity). Podľa R. L. Folka (1962) ide pravdepodobne o výkalové hľuzky Invertebrát pre ich konštantnú veľkosť, tvar a zvlášť vysoký obsah organickej hmoty. Poslednou vlastnosťou a nedostatkom koncentrickej stavby sa líšia od študovaných onkolitov. Veľkosť pelletov podľa R. L. Folka (l. c.) je 0,15–0,2 mm. Opisované pellety sa pohybujú v hornej hranici Folkovej škály.

Dolomitické intraklasty sú tiež jemnozrné, až kryptokryštalické. Ich prítomnosť svedčí o diagenetickej dolomitizácii, ktorá nastala pred rozrušením pôvodného sedimentu.

Tmel intraklastov („sparry“ kalцит) je čiastočne rekryštalizovaný kalцит s podielom fľovitej zložky. Na rozdiel od intraklastov sa v ňom častejšie vyskytujú rekryštalizované organické zvyšky a pelletové štruktúry. Na rozdiel od intraklastov tmel nie je nikdy dolomitový.

Chemické zloženie intraformačných brekcií sa osobitne nesledovalo, pretože súvisí so zastúpením intraklastov. Podstata väzí teda v silnej menlivosti charakteru sedimentu. Užitočné je, že sa z chemickej analýzy dá vypočítať zastúpenie fľovitej zložky: SiO_2 — 14,03; Al_2O_3 — 3,74; Fe_2O_3 — 0,68; CaO — 32,14; MgO — 12,47; TiO_2 — 0,12; P_2O_5 — 0,08; MnO — 0,20; K_2O — 0,22; Na_2O — 0,28; H_2O^+ — 4,27; H_2O^- — 0,43; FeO — 0,70; (CO_2 nebolo stanovené).

Analýza bola robená z atypickej vzorky, v ktorej intraklasty tvoril dolomit. Intraformačné brekcie sú v drvivej väčšine vápňité, vždy s podielom fľovitej zložky.

Výsledky chemickej analýzy ukazujú, že je silne zastúpená dolomitová zložka. Z mikroskopického štúdia vyplýva, že intraklasty sú tvorené dolomitom, kým tmel je „sparry“ kalцит. Intraklasty majú kalovú štruktúru, v jednom prípade bola zistená štruktúra pelletová, nejasne zachovaná.

Tmelom preniká po puklinách a odtiaľ do horniny chlorit leuchtenbergit. Z mikroskopického opisu a z chemickej analýzy vyplýva označenie vzorky ako „brekciovitý slaboslienitý dolomit silnovápnitý“ — klasifikácia M. Mišića (1959). Pomer medzi SiO_2 a Al_2O_3 je blízky kritickému pomeru 4:1, ktorý je rozhodujúci pre zaradenie horniny k typu slienitému alebo kremennému.

Z mikroskopického štúdia vyplýva, že klastický kremeň chýba, takže posledný termín neprichádza do úvahy.

Ľovitá zložka intraformačných brekcií. Podľa mikroskopického pozorovania je ľovitá zložka jemne dispergovaná v hornine. U prevažnej väčšiny vzoriek spolu s bitumenom pigmentuje intraklasty, ktoré pôsobia v mikroskope tmavšie ako tmel. Oxid Fe zas pôsobuje červenkasté odtiene.

Minerálne zloženie ľovitej zložky sa analyzovalo len u jednej vzorky. V mikroskope ukazovala vzorka podobné charakteristiky ako väčšina brekcií. Intraklasty mikritické (chýbanie onkolitov a pelletov), tmel menej vykryštalizovaný ako u ostatných vzoriek, sčasti kalový. Intraklasty tmavšie pigmentované ako tmel, v poslednom prítomný aj limonit. Výraznejšie premeny ľovitej zložky nepozorovať.

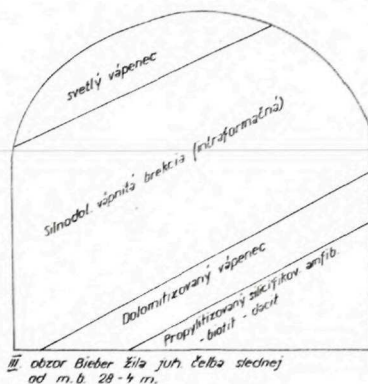
I	d	I	d	I	d	I	d
10	16,36	3	16,99	1	5,52	1	5,7
2	14,00			1	4,73	1	4,61
8	11,63	2	11,8	3	3,56	1	3,55
		10	10,40	3	3,35	3	3,42
2	8,3	1	8,34			1	3,14
3	7,13	1	7,06	2	3,02	1	3,02

Rtg. údaje sú zo vzorky prírodnej (prvý stĺpec) a vzorky sýtenej glycerínom (druhý stĺpec).

Z obidvoch záznamov vyplýva komplikované zloženie vzorky. Zo sekundárnych minerálov je prítomný chlorit, prejavujúci sa reflexiou pri 14 Å u prírodnej vzorky. Táto sa prejavila aj u sýtenej vzorky, ale menej výrazne, takže nebola zmeraná. Z primárnych minerálov možno zaznamenať prítomnosť montmorillonitu a zmiešanej I—M štruktúry s reflexiou 11,63 Å a intenzitou 8. Po sýtení sa rozpadla na tieto hodnoty: 10,4 Å — zodpovedajúca illitu, ktorý v tejto zmiešanej štruktúre prevláda. Montmorillonit z tejto zmiešanej štruktúry ovplyvnil reflexiu pri 16,99 Å a to smerom dole, pretože u čistého montmorillonitu by sa táto hodnota pohybovala okolo 17,7 Å. Reflexia pri 11,8 Å u vzorky sýtenej glycerínom predstavuje pravdepodobne zvyšok pôvodnej I—M štruktúry. Z ostatných reflexií hodnota 7 Å patrí najskôr chloritu. Kalcit sa prejavil reflexiou pri 3,02 Å.

Stratigrafické postavenie intraformačných brekcií. V. Michalenko — V. Pástor — V. Koděra (1967) opisujú tieto horniny ako brekciovitý vápenec s polymiktným materiálom úlomkov v stati venovanej strednému triasu. J. Burian a kol. (1968) ich označuje ako intraformačné brekcie, ale zaraďuje ich do kampilu.

Z regionálneho hľadiska nie sú tieto brekcie až také vzácne. Napr. J. Bystrický (1959) uvádza zo Slovenského krasu, teda z juhogemeridného mezozoika v anise, guttensteinské vápence, ktoré sú na báze brekciovité. V práci z r. 1964 uvádza zo severnej časti Plešivskej planiny, Silickej planiny, sv. od Silice hrubé vápencové brekcie, zložené z nepracovaných úlomkov tmavých a sivých vápencov kampilu a dolomitov. Tieto brekcie tvoria spodnú hranicu guttensteinských vápencov, inokedy je zas daná žltými bunkovitými vápencami (rauwakmi). J. Bystrický (1959) uvádza brekciovité dolomity bez presnejšej špecifikácie aj z muránskeho mezozoika z anisu (hydaps). Trochu vzdialenejšie je vystupovanie endostratických brekcií v tomanovskej sérii Vysokých Tatier (Kominy Tylkowe), ktoré tvoria asi prechod z kampilu do stredného triasu (D. Andrusov 1959).



III. obzor Bieber Žilja juh Čelba strednej od m. b. 28-4 m.

Študované intraformačné brekcie sú blízke kampilu výskytom krinoidov, na druhej strane sa od neho líšia výskytom onkolitov, ďalej prítomnosťou problematických zvyškov rias, ako aj otázných rekryštalizovaných ostrakód. V jednom prípade sa v nich našiel neurčiteľný brachiopód. Ílovitá zložka je príbuzná kampilu prítomnosťou montmorillonitu, ale výrazným zastúpením ílitu je bližšia anisu.

Výskyt intraformačných brekcií v banských dielach je viazaný na prítomnosť strednotriasových (aniských) karbonátov (obr. 1).

Z uvedeného vyplýva, že brekcie znamenajú prechod kampilu v stredný trias, no môžu sa vyskytovať aj v bazálnych súvrstviach anisu.

Do tlače odporučil K. Borza

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1950: Skameneliny karpatských druhohôr. I. Rastliny a prvoky. Práce Štát. geol. ústavu, Zošit 25, Bratislava. — [2] Andrusov D., 1955: O pôvode slovenských dolomitov a dolomitických „pieskov“. Geol. sborník č. 3—4, Bratislava. — [3] Andrusov D., 1959: Geológia československých Karpát. II. Vyd. SAV, Bratislava. — [4] Burian J. a kol., 1968: Regionálny ložiskový výskum neovulkanitov, oblasť Banská Štiavnica. Geofond, Bratislava. — [5] Bystrický J., 1959: Príspevok k stratigrafii muránskeho mezozoika (Muránska plošina). Geol. práce, Zošit 56, Bratislava. — [6] Bystrický J., 1964: Slovenský kras. Vyd. ÚÚG, red. Bratislava. — [7] Flügel

D. — Kirchmayer V., 1962: Zur Terminologie der Ooide, Onkoide und Pseudooide. Neues Jahrbuch f. Geol. u. Paläontologie, Monatshefte, Stuttgart. — [8] Folk R. L., 1962: Spectral Subdivision of Limestone Types. Symposium, Classification of carbonate rocks. Memoir I, Warszawa. — [9] Glazek J., 1965: Współczesne onkolity w potokach Północnego Wietnamu i Tatr polskich. Roczn. pol. tow. geol. XXXV/2, Kraków. — [10] Hanáček J., 1954: Geológia Nedzovského pohoria. Geolog. sbor. 1—4, Bratislava. — [11] Kutek K. — Radwański B., 1965: Upper Jurassic Onkolites of the Holy Cross Mts. (Central Poland). Bull. l' Acad. Pol. des Sc. XIII/2, Warszawa. — [12] Kúšik R., 1969: Príspevok k poznaniu fľovitých horninotvorných minerálov mezozoika centrálnej časti banskoštiavnického rudného revíru. Mineralia slovaca č. 3—4, Bratislava. — [13] Michalenko J. — Pástor J. — Koděra M., 1967: Geologická správa o vyhľadávacom prieskume žilného metasomatického Pb—Zn—Cu (S—Au—Ag) zrudnenia na ložisku B. Štiavnica — I. etapa, za obdobie od 1. I. 1965—1. 7. 1967. Geofond, Bratislava. — [14] Mišík M., 1959: Návrh na jednotnú klasifikáciu a terminológiu zmiešaných karbonatických hornín. Geol. práce, Správy 16, Bratislava. — [15] Mišík M., 1964: Lithofazielles Studium des Lias der Grossen Fatra und des Westteils der Niederen Tatra. Sbor. geol. vied, Západné Karpaty zv. 1, Bratislava. — [16] Obrhel J., 1968: Řasové stromatolity. Časopis pro min. a geol. 13/2, Praha. — [17] Radwański S. — Szulczewski M., 1966: Jurassic stromatolites of the Villány mountains (Southern Hungary). Anales Univ. Sc. Budapest Sectio geol. Tom IX, Kraków. — [18] Szulczewski M., 1966: Klasyfikacja onkolitów. Anales de la Soc. géol. de Pologne. XXXV/3, Kraków.

STANISLAV POLÁŠEK*

CONTRIBUTION Á LA GÉOLOGIE DE LA SÉRIE HAUTTATRIQUE

Au bord ouest du massif tatrique, dans le groupe de Mnich, il y a une écaille de la série hauttatrique (voir fig. 1) dont la géologie est déclarée (conf. D. Štúr 1860, V. Uhlig 1900, F. Rabowski 1925, A. Gorek 1953, D. Andrusov 1959) comme étant formée, de bas en haut, de schistes marneux de l'Albien, ceux-ci s'étendant directement sur le noyau cristallin, et de calcaires organogènes rosés du Malmien et puis gris clairs de l'Urgonien. Il s'agirait donc d'une superposition stratigraphique inverse. Au surjacent de cet écaille, la nappe de Križná est à voir, qui commencerait par des dolomies du Triassique moyen.

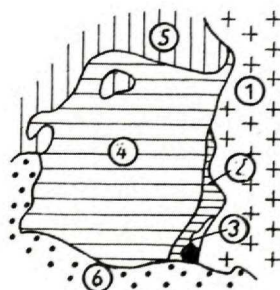


Fig. 1 Schéma de la géologie de l'endroit en question (d'après la carte géologique 1:200 000).

1 – noyau cristallin de Haute Tatra; 2–3 série hauttatrique; 2 – calcaires du Malmien et de l'urgonien; 3 – schistes de l'Albien; 4 – nappe de Križná; 5 – nappe de Choč; 6 – paleogène du Bassin de Liptov; endroit recherché

Des forages de prospection (voir fig. 2) ont fait ressortir, contrairement à ce que l'on vient de dire plus haut, la séquence géologique de cet endroit donné comme suit: roches du noyau cristallin, calcaires organogènes gris clairs de l'Urgonien, schistes marneux de l'Albien et puis de calcaires compacts gris foncés alternant avec des calcaires dolomitisés et, plus rarement, des dolomies.

Il est hors de doute, en comparaison avec d'autres régions, que les formations de calcaires organogènes et de schistes marneux appartiennent à la série

* Geologický průzkum, Ostrava-Hrabová

hauttatrique, tandis que la position stratigraphique et tectonique de celle de calcaires gris foncés reste, au moins pour ce moment, ouverte.

Pour la classer, on peut se servir de trois faits importants: leur lithologie, ceux-ci étant gris foncés et pénétrés d'un réseau épais de veinules de calcite secondaire, est identique ou très proche aux calcaires du type de Guttenstein d'âge de l'Anisien; la nappe de Křižná s'y manifeste, d'après l'opinion des

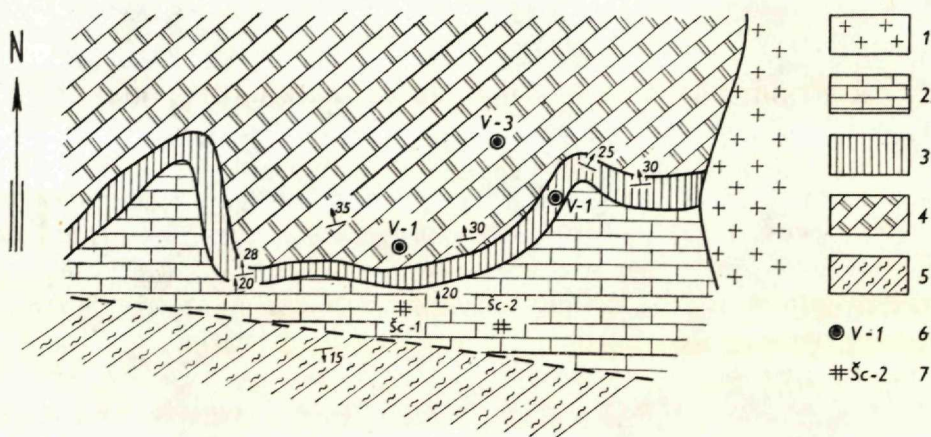


Fig. 2 Esquisse géologique du groupe de Mnich.

1 - noyau cristallin de Haute Tatra; 2-3 série hauttatrique; 2 - calcaires de l'Urgonien; 3 - schistes de l'Albien; 4 - calcaires de l'Anisien de la nappe de Křižná; 5 - Paléogène; 6 - forages de prospection; 7 - puits de prospection

auteurs cités plus haut, par un manque presque général de calcaires de ce type; les niveaux les plus supérieurs des schistes marneux de l'Albien (le soujacent des calcaires discutés à savoir) montrent des signes de déformations qui correspondent bien à ceux qui accompagnent les plans de chevauchement de différentes nappes. Nous sommes ainsi amenés à affirmer, que cette formation de calcaires présente la partie la plus inférieure de la nappe de Křižná.

Il en résulte que l'écaille de la série hauttatrique dans le groupe de Mnich présente, contrairement à l'opinion actuelle, la *superposition normale* et qu'elle ne consiste qu'en *deux formations*: de calcaires organogènes gris clairs de l'Urgonien, reposant directement sur le noyau cristallin, et de schistes marneux de l'Albien. La partie substantielle du complexe de calcaires, intégrée jusqu'ici à cette écaille de la série hauttatrique, doit être mise à la nappe de Křižná.

Do tlače odporučil O. Fusán
Preložil autor

BIBLIOGRAPHIE

- [1] Andrusov D., 1959: Prehľad stratigrafie a tektoniky druhohorného pásma masívu Vysokých Tatier na území Slovenska. Geol. sbor., 10, Bratislava. — [2] Gorek A., 1953: Geologická štúdia na juhozápadnom svahu Vysokých Tatier. Geol. sbor., 4, Bratislava. — [3] Polášek S., 1961: Vysokoprocentní vápence malm-urgonu vysokotatranské série. Geol. průzkum III/8. — [4] Rabowski F., 1925: Budowa Tatr. Budowa pasma wiechowego. Spraw. Pol. inst. geol. 3, Warszawa. — [5] Štúr D., 1860: Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jb. Geol. Reichsanst., Wien. — [6] Uhlig V. 1900: Die Geologie des Tatragebirges. Denkschr. Akad. Wiss., Wien.

MARIE POLÁŠKOVÁ* — STANISLAV POLÁŠEK* — ÁBEL TUŽINSKÝ**

SUR LA HYDROGÉOLOGIE DU NOYAU CRISTALLIN DE MALÁ FATRA

Au cours des années 1967—68, des recherches géotechniques ont été exécutées dans le secteur du barrage de retenue de Šútovo, lequel présente la partie composante d'une usine d'accumulation par pompage reliée à la retenue du barrage de Krpelany (fig. 1). Ces recherches ont fait ressortir des faits intéressants qui nous ont permis d'approfondir l'état actuel de la connaissance des conditions hydrogéologiques du noyau cristallin de Malá Fatra et de son importance du point de vue du bilan régional des eaux souterraines.

En ce qui concerne la géologie, elle est, à tout prendre, assez simple, parce que le terrain en question n'est formé que de granodiorites à biotites du type de Ďumbier, roche la plus fréquente dans tout le noyau cristallin de Malá Fatra (Ivanov M. — Kamenický L., 1957). En effet, ce sont, si l'on a ses conditions hydrogéologiques en vue, les zones mylonitisées, celles-ci consistant en alternance de roches plus ou moins fissurées et mylonitisées, et les zones de failles, qui paraissent d'être plus importantes. Dues probablement aux phases orogéniques du Crétacé supérieur, les zones mylonitisées, qui tronçonnent cette partie du noyau cristallin dans la direction W—E et montrent les pendages assez élevés au S, lui imposent le caractère d'une structure quasi écailleuse parallèle à la ligne de chevauchement, sur le noyau cristallin, des nappes subtatiques et à leurs structures tectoniques. Par contre, les zones de failles qui sont incontestablement plus jeunes, probablement post-paléogènes, coupent le noyau cristallin, également que les zones mylonitisées, dans la direction N—S en s'identifiant, le plus souvent, avec les fonds de différents ruisseaux.

* Geologický průzkum Ostrava-Hrabová

** Inžiniersko-geologický a hydrogeologický prieskum, Žilina

Il en est de même sur l'endroit, duquel nous donnons ci-après un aperçu plus détaillé du régime hydrogéologique (fig. 2 et 3). Celui-ci, l'inséré entre les vallées profondément défoncées de la rivière Váh et de Šutovka, se trouve dans la partie sud de la Malá Fatra, à l'est du village de Šútovo. Son axe morphologique est présenté par la vallée du ruisseau de Suchý, affluent droit de Váh.

Dans cette vallée du ruisseau de Suchý, de nombreux horizons des eaux souterraines, lors de l'exécution de certains forages de prospection (fig. 2), ont été traversés, remarquables par une surpression plus ou moins positive (artésienne) au-dessus du niveau du terrain naturel et par un rendement inaccoutumé pour un milieu semblable. Pour information, nous en indiquons ci-après les paramètres élémentaires fixés au moment de leur perforage.

Dans le forage J-2, l'horizon des eaux souterraines a été enregistré dans une profondeur de 81 m avec une surpression de 1,5 m au-dessus du terrain et un rendement de 0,28—0,65 l/sec à l'état du déversoir libre. Le forage J-5 a traversé les deux horizons: l'un dans une profondeur de 17,5 m — surpression 6,6 m, déversoir libre 1,1 l/sec, l'autre

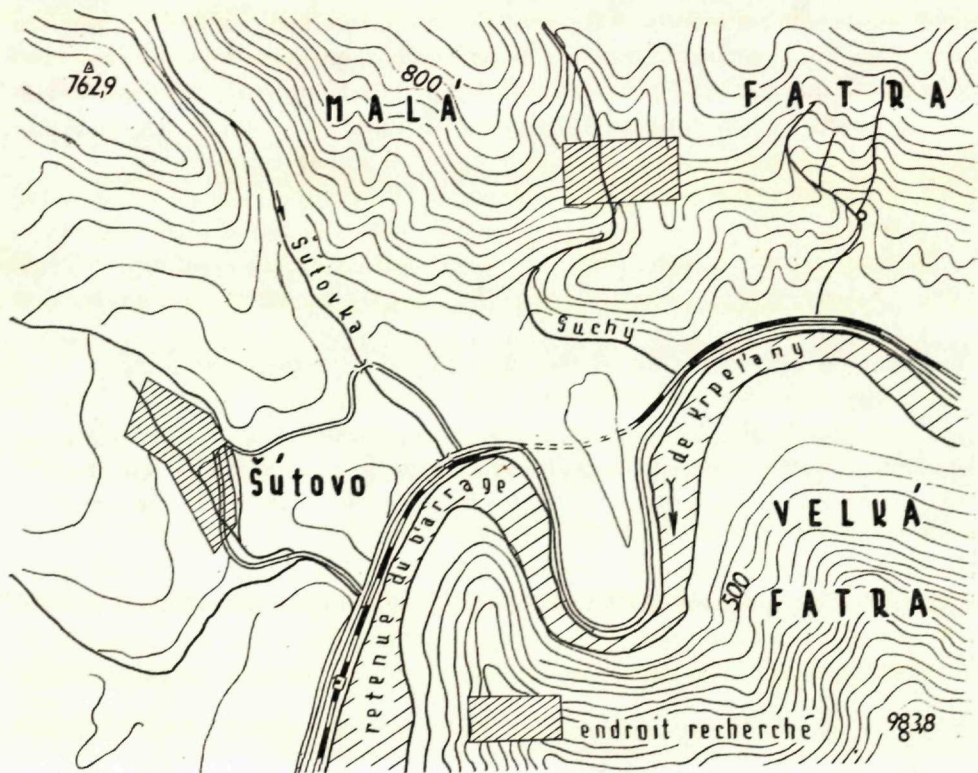


Fig. 1 La situation de l'endroit recherché

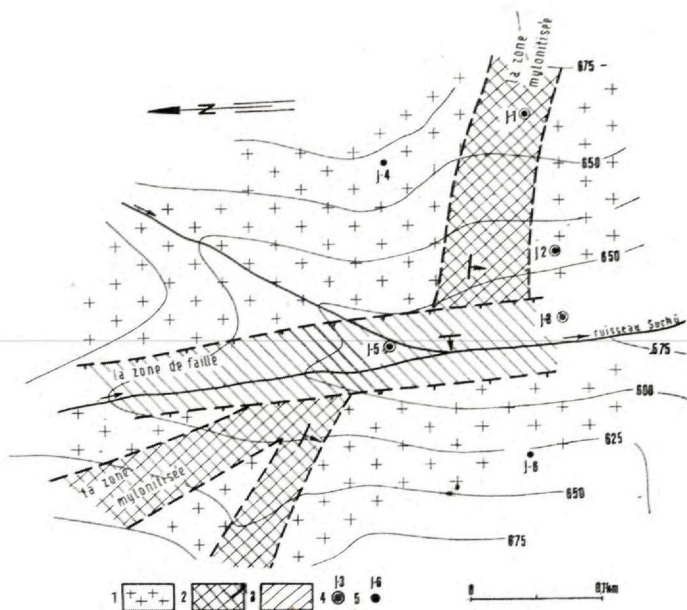


Fig. 2 Esquisse géologique de l'endroit recherché. 1 — granodiorites du noyau cristallin de Malá Fatra, 2 — zone mylonitisée, 3 — zone de faille, 4 — forages avec les horizons des eaux souterraines, 5 — autres forages

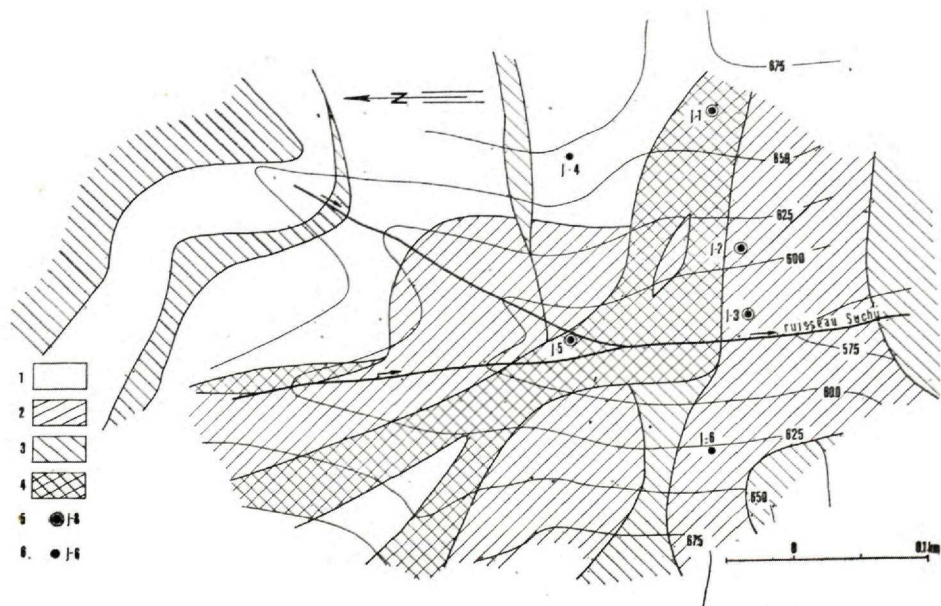


Fig. 3 L'interprétation des mesures géophysiques (d'après V. Kátlovský). 1-4 — zones à la résistance spécifique apparente; 1 — relativement la plus forte; 2 — forte; 3 — faible; 4 — relativement la plus faible; 5 — forages avec les horizons des eaux souterraines; 6 — autres forages

dans une profondeur de 69 m — surpression 26 m, déversoir libre 11,1 l/sec, pression au fond du forage 9,5 atmosphères. Dans le forage J-3 on a pris note du nombre maximum des horizons: profondeur 47,5 m — l'eau a monté au niveau du terrain naturel; profondeur 56,3 m — surpression 8 m, déversoir libre 0,4 l/sec; profondeur 109 m — surpression 8 m, déversoir libre 1,6 l/sec; profondeur 134 m — surpression 14 m, déversoir libre 8,3 l/sec. Dans le forage J-1 le niveau d'eau a été également trouvé, toutefois des difficultés techniques n'ont pas permis des observations étendues.

En se basant sur les résultats des travaux de forages et sur les essais hydrogéologiques à long terme, des corrélations suivantes sont, pour l'interprétation du régime hydrogéologique de cet endroit, à déterminer:

- Les horizons artésiens des eaux souterraines sont exclusivement attachés à la zone mylonitisées ou à la zone de faille (fig. 2).
- Sur le toit de tous les horizons, il y a des roches fortement mylonitisées.
- Il existe une corrélation hydrogéologique incontestable de certains horizons entre les différents forages; celle des horizons des forages J-5 — profondeur 69 m, J-2 — profondeur 81 m et du forage J-3 — profondeur 134 m peut servir d'exemple (fig. 4): l'obturation ou l'ouverture alternative des ces horizons, dans n'importe quel forage mentionné, a toujours signifié une modification relativement rapide du rendement (à l'état du déversoir libre) en même temps que de la surpressions dans les deux forages restants; une ouverture simultanée plus longue de ces horizons dans tous les forages s'est traduite au contraire, proportionnellement à leur altitude au-dessus du niveau du terrain, par une compensation de la surpression, dans le cas des forages J-3 et J-5 de même du rendement (probablement par suite de leur localisation dans la zone de faille).
- Les différents horizons dans chacun des forages sont, les uns des autres, réciproquement isolés.
- Le rendement des horizons dépend d'une part de la quantité des précipitations atmosphériques et du débit du ruisseau de Suchý, mais d'autre part l'ouverture d'une plus

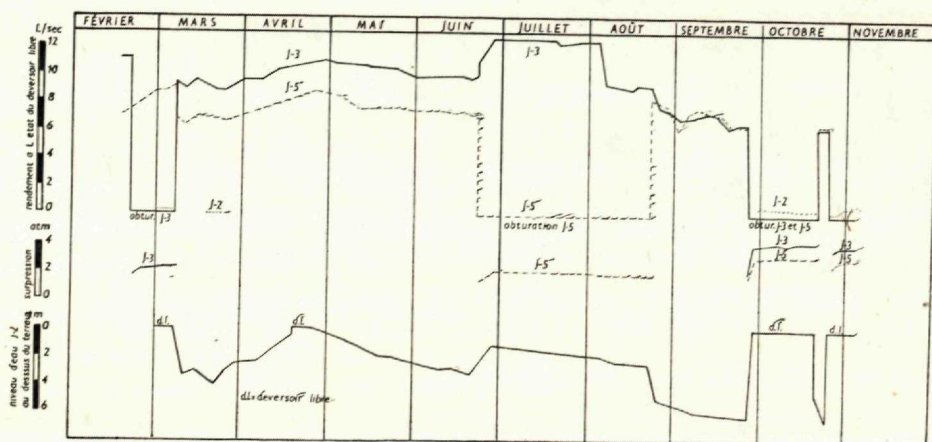


Fig. 4 Corrélations hydrogéologiques des forages J-2, J-3 et J-5

longue durée des horizons des forages J-5 et J-3 a toujours provoqué une diminution, tandis que l'obturation de ces forages une augmentation progressive du débit du ruisseau de Suchý.

- La composition chimique des eaux souterraines — minéralisation totale 102—108 mg/l, Ca 15,6—17,6 mg/l, bicarbonates 42,7—61,0 mg/l, dureté totale 2,5—2,8°, pH 7,1—8,1 — est caractéristique pour les eaux des roches cristallines.

Ainsi, les indications fondamentales étant données, la genèse des eaux souterraines de l'endroit en question peut-être établie comme suit.

En premier lieu, il est nécessaire de chercher leur origine dans les précipitations atmosphériques correspondant à la région d'infiltration du ruisseau de Suchý, exclusivement formée par les roches cristallines du noyau de Malá Fatra. C'est notamment la composition chimique, à savoir, qui exclut toute possibilité sur la participation éventuelle, à leur formation, d'autres unités plus importantes au point de vue hydrogéologique (p. ex. de complexes carbonatés du Mésozoïque des alentours proches). La transition des eaux superficielles dans la circulation plus profonde est due à un degré plus élevé de la discontinuité mécanique du milieu rocheux de la zone de faille, cette dernière étant identique à la base érosive locale de la région d'infiltration donnée. Ensuite, les eaux déjà souterraines avancent dans la direction du cours du ruisseau de Suchý, le long de la zone de faille, jusqu'à la zone mylonitisée, raidement inclinée dans la même direction. Par suite de sa composition rocheuse et de sa position, cette zone mylonitisée accomplit, dans le régime hydrogéologique donné, les deux fonctions: d'une part elle forme une barrière aux eaux souterraines pénétrant dans la zone de faille; d'autre part, grâce à ses parties plus perméables, elle rend possible la descente plus profonde des eaux en même temps que, le long de son allongement, leur passage latéral. Une accumulation plus ou moins riche d'eaux souterraines et, c'est ce qui est à accentuer, leur charge artésienne sont les résultats des faits précités. Seule une telle explication permet p. ex. de comprendre la réaction réciproque des forages J-3 et J-5) croisement de la zone mylonitisée et de celle de faille) et leur corrélation au forage J-2 (la zone mylonitisée).

Contrairement à l'opinion prédominante actuelle (voir p. ex. Explications sur la carte géologique, feuilles Žilina, Banská Bystrica et Vysoké Tatry) ces notions donc démontrent, que des accumulations assez importantes des eaux souterraines, au surplus d'un caractère artésien, pourraient être à supposer non seulement dans le noyau cristallin de la Malá Fatra, mais aussi, d'une façon analogue, dans les autres noyaux cristallins des Carpathes centrales. La coexistence de trois facteurs, c'est ce qui conditionne en principe la formation de telles accumulations des eaux souterraines: la possibilité de la descente des eaux superficielles dans des milieux rocheux à un degré élevé de la discontinuité mécanique (ce qui correspond surtout aux zones de failles jeunes);

la coincidence de la direction et de l'étendue des éléments hydrographiques (la base érosive locale) et morphologiques (la forme des vallées) avec les zones de failles, ces dernières donnant lieu à une circulation plus profonde des eaux; la présence de zones mylonitisées susceptibles de créer une certaine barrière aux eaux pénétrant le long de la zone de faille.

Do tlače odporučil O. Fusán
Preložil autor

BIBLIOGRAPHIE

- [1] Ivanov M. — Kamenický L., (1957): Poznámky ku geológii a petrografii i kryštalínika Malej Fatry. Geol. Práce, Zošit 45, Bratislava. — [2] Kátlovský V., (1967): PVE Šútovo — výsledky geofyzikálneho merania. Geofond IGHP, Žilina. — [3] Polášková M. — Tužinský Á. — Peterková M., (1967): Prečerpávacía vodná elektrárň Šútovo, orientačný prieskum. Geofond IGHP, Žilina.

GEOLOGICKÁ STAVBA OBLASTI MARGECANY—KOJŠOV—KOŠICKÉ HÁMRE

V letech 1961—1968 jsem se zúčastnil geofyzikálních měření ve SGR a ve své diplomové práci jsem se zaměřil na podrobné geologické studium sv. úseku Slovenského rudohoří. Práce se soustřeďuje především na geologickou stavbu oblasti Margecany—Kojšov—Košícké Hámre, podél tektonického styku gemerid s pásmem Čierné hory, ale v určitých aspektech se dotýká regionu širšího. Její součástí je petrografická a hustotní charakteristika hornin, zčásti doplněná chemickými analýzami. Tato závěrečná studijní práce byla dokončena ještě před interpretací geofyzikálních měření ve Spišsko-gemerském rudohoří a jejich výsledků bylo k ní možno dobře využít.

Při podrobném geologickém mapování se dá přesně sledovat tektonický styk gemerid s p. Čierné hory a Braniska mezi j. částí Margecan a s. okolím Koš. Hámru (obr.). V regionálním tíhovém poli se však tato „margecanská linie“ neprojevuje. Není zřejmá ani z průběhu tíhových křivek při sestrojení detailních řezů. Nejeví se ani po stránce morfologické.

Jaderná část severogemeridní synklinály je v tomto úseku nejužší. Na její j. křídlo je přesunuta série rakovská. Maximální stlačení synklinály mezi Vel. Folkmárem a Koš. Hámry zřejmě ovlivnil „masív“ krystalinika Čierné hory, který kladl masám spišského příkrovu, pohybujícím se od J k S, velký odpor. Kolem tohoto pevného bloku docházelo také ke změnám pohybu, k přesunům ker mesozoika a k intenzivní mylonitizaci granitoidů a migmatitů p. Čierné hory.

Ze studia tektonických prvků širší oblasti je zřejmý obloukovitý charakter spišského příkrovu, směr intenzivních tlaků a rozvírání severogemeridního synklinoria od Vel. Folkmáru směrem k Z i V. Styk gelnické a rakovské série mezi Kojšovem a Vel. Folkmárem je konkordantní a přesné stanovení jejich styku je velmi obtížné.

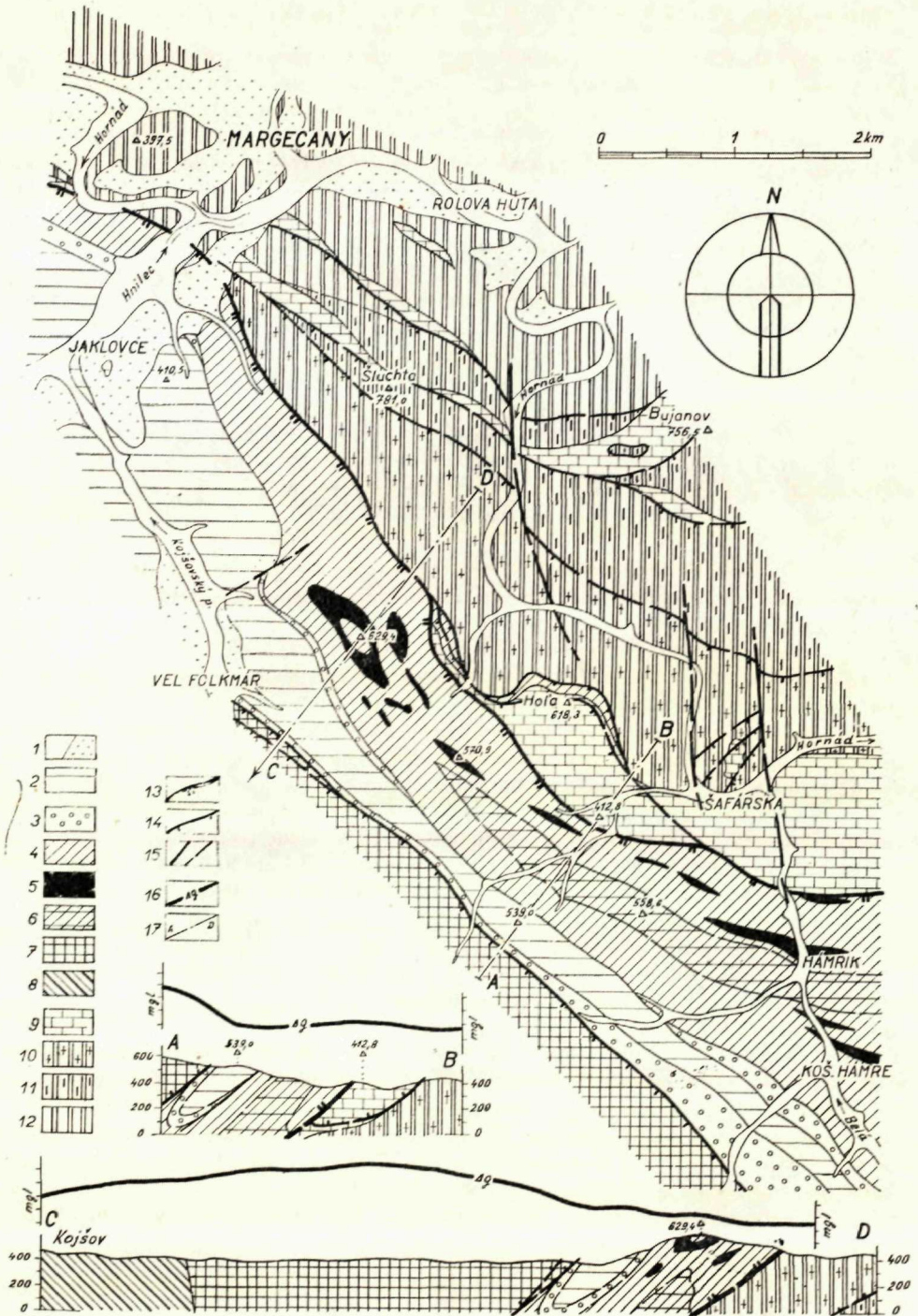
V pásmu Čierné hory jsem mezi jinými horninami vymapoval i biotitické migmatity, které zde poprvé v širším měřítku uvádí J. Čurlík (1967). Podrobněji jsem se také zabýval metamorfovanými bazickými horninami gemerid v. od Vel. Folkmáru a vzhledem k jejich geologické pozici jsem je zařadil do karbonu (obr.). Na základě minerálního složení, strukturních a texturních znaků a hustotních parametrů lze tyto horniny srovnat s metamorfovanými baziky karbonu sv. od Jelšavy („gabroamfibolity“), vsv. od Hnúšti („diabasy“) a jz. od Kavečan („diabasy“). Na základě podrobného určení jsem tato metamorfovaná bazika klasifikoval jako albit-epidotické amfibolity. Tytéž horniny uvádí v karbonu Považského Inovce J. Kamenický (in M. Maheľ a kol., 1967). Podle jejich výskytů i jiných faktorů usuzují, že vývoj karbonu gemerid v periferních částech jeho s. pruhu byl obdobný.

Po stránce fyzikální však nejsou uvedené bazické horniny obdobou „dobšinského“ dioritu, jak uvažují někteří autoři, v poslední době A. Abonyi (1970). Objemové a mineralogické hustoty křemenných dioritů od Dobšíné jsou v průměru o 0,20 g/cm³ nižší než u albit-epidotických amfibolitů, mnohonásobně nižší je také jejich průměrná magnetická susceptibilita. Z toho nutně vyplývá, že je odlišný také jejich chemismus a minerální složení. Jde o horniny podstatně kyselejší než jsou výše uvedené amfibolity.

Určité pochybnosti nám o existenci severnějšího pruhu rakovské série, který vyklíňuje sz. od Koš. Hámru (viz geologická generálka Košice—Zborov). Výsledky tíhových měření (srv. Δ_g v řezu A—B) a magnetické vlastnosti hornin totiž nasvědčují tomu, že toto souvrství má určitou analogii s karbonem gemerid. Můj názor by však mohlo po-

* Ústav užitě geofyziky, Brno

E. Kadlec: Geologická stavba oblasti Margecany – Kojšov – Košícké Hámre



tvrdit teprve detailní magnetické měředni, které nemohlo být v tomto úseku pro rušivé účinky elektrifikované železniční tratě dosud provedeno.

Na základě výsledků své práce bych doporučoval srovnat albit-epidotické amfibolity z výše uvedených lokalit s amfibolity rakovské série (karbonu?) s. od Dobšíné a s amfibolity tělesa bazických hornin mezi Vyš. Klátovem a Koš. Belou v rámci geochemických studií, které se provádějí ve SGR. Tyto práce, doplněné důkladným studiem optickým, by mohly přinést určité poznatky pro řešení tektoniky a stratigrafie paleozoika gemerid.

LITERATURA

- [1] Abonyi A., 1970: Predbežné výsledky porovnávacieho štúdia stratigrafie a tektoniky severného pruhu karbónu gemerid z oblasti Jelšavy. Mineralia Slovaca II/7, Sp. N. Ves. — [2] Bárta R. a kol., 1969: Geofyzikálny výskum Spišsko-gemerského rudohoria. Záverečná správa. ÚGF Brno a Bratislava. — [3] Čurlík J., 1967: Mylonitizácia granitoidov v pásme Čiernej hory. Diplomová práca. Kat. petrografie pri Prírod. fak. UK, Bratislava. — [4] Janák F. — Kadlec E. a kol., 1969: Statistické zpracování fyzikálních parametrů s aplikací na horninách Spišsko-gemerského rudohoří. Závěrečná zpráva. ÚGF, Brno. — [5] Kadlec E., 1968: Geologická stavba oblasti Margecany — Kojšov — Košické Hámre, petrografická a hustotní charakteristika základních typů hornin. Diplomová práce. Kat. geologie PFF UJEP v Brně. — [6] Mahel M. a kol., 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II, Západní Karpaty, sv. 1, Praha.

Vysvětlivky:

1 — holocenní a pleistocenní sedimenty; 2 — 8 gemeridy: 2 — mesozoikum, 3 — kontinentální perm, 4 — karbon, 5 — amfibolity karbonu, 6 — rakovecká série-karbon (?), 7 — rakovecká série, 8 — gelnická série (jen v řezu); 9 — 12 pásmo Černé hory: 9 — mladopaleozoicko-mesozoický obal, 10 granitoidy, 11 — mlg matity, 12 — svory, svorové ruly; 13 — linie nasunutí gemerid na pásmo Černé hory, 14 — přesmyky nižšího řádu, 15 — příčné dislokace; 16 — tíhové křivky, 17 — linie geologických řezů

PŘEDBĚŽNÁ ZPRÁVA O NÁLEZU SPODNO-STŘEDNOKŘÍDOVÝCH VÁPENCŮ V KUŘIMI

V této zprávě bych chtěl upozornit na dosud neznámý výskyt vápenců a vápencových brekcií, které jsem našel na lokalitě Kuřim, přibližně 6 km SSZ od Brna. V těchto vápencích nalezl O. Samuel hedbergellovou mikrofaunu stáří svrchní barrem — alb.

Vápence a vápencové brekcie se vyskytují jako výplně puklin v horninách brněnského masivu na příkrém svahu Kuřimské hory v Kuřimi v ulici Podhoří za domky č. 172, 179 a 202. Odkryvy s výskyty vápenců jsou drobné lůmky ve dvorech domků a mezi nimi, z nichž se příležitostně těžily různé typy hornin brněnského masivu. Kuřimská hora je tvořena z valné většiny biotitickým granodioritem, ve zmíněných odkryvech však nacházíme také jemnozrnné diority (až křemenné diority) hrubozrnné křemenné diority a žílu dioritového porfyritu (určení J. Schmidta). Od hlavního pruhu tzv. basické zony je Kuřimská hora oddělena prolomem vyplněným sedimenty lanzendorfské serie, který představuje výběžek tzv. nesvačilského příkopu, zasahujícího sem přes Brno z oblasti Karpatské předhlubně. Spodno-středno křídové vápence tvoří výplně puklin v různých typech hornin brněnského masivu, mocné obvykle od 10 cm, výjimečně až do 20 cm. V silněji tektonicky porušených zálomech nacházíme až přes 1 m mocné, často nepravidelně omezené sedimentární brekcie, v nichž jsou ve vápencovém básalním tmelu hojné, většinou ostrohranné, výjimečně mírně zaoblené úlomky různých místních typů dioritů o velikosti od několika mm do 25 cm. Nepravidelnost puklinových výplní, různé řezy vzhledem k průběhu puklin, působí místy dojem existence zcela izolovaných útržků vápenců uprostřed poměrně masivních hornin brněnského masivu. Místy nelze vyloučit postsedimentární rozvlečení výplní tektonickými pohyby. Jinde je ale poloha bezpečně nezměněna a vápencové výplně v puklinách dokonale instruktivně odkryty. Výplně a sedimentární brekcie zasahují do hloubky maximálně 8—10 m pod horní hranu odkryvu, což ovšem neumožňuje soudit na skutečnou hloubku, do níž vápencové výplně původně zasahovaly.

Vápence, které vyplňují pukliny a tmelí brekcie jsou bělošedé s odstíny do žluta nebo do hněda, místy se slabou příměsí siltu. Obsah mikrofauny je velmi kolísavý, v průměru však poměrně malý. Také zachování schránek není příliš dobré, místy jsou laminy tvořené pouze drtí. Přesto však jde s největší pravděpodobností o mikrofaunu autochtónní. Není vyloučeno, že se studiem dalších výbrusů podaří prozatímní rámcové stratigrafické zařazení vápenců dále zpřesnit. I tak je bezpochyby nález vápenců s mikrofaunou zřetelně mediteranního charakteru v této geografické posici mimořádně zajímavý. Ve výzkumu, jak terénním tak mikroskopickém se pokračuje a výsledky budou publikovány v podrobnější zprávě.

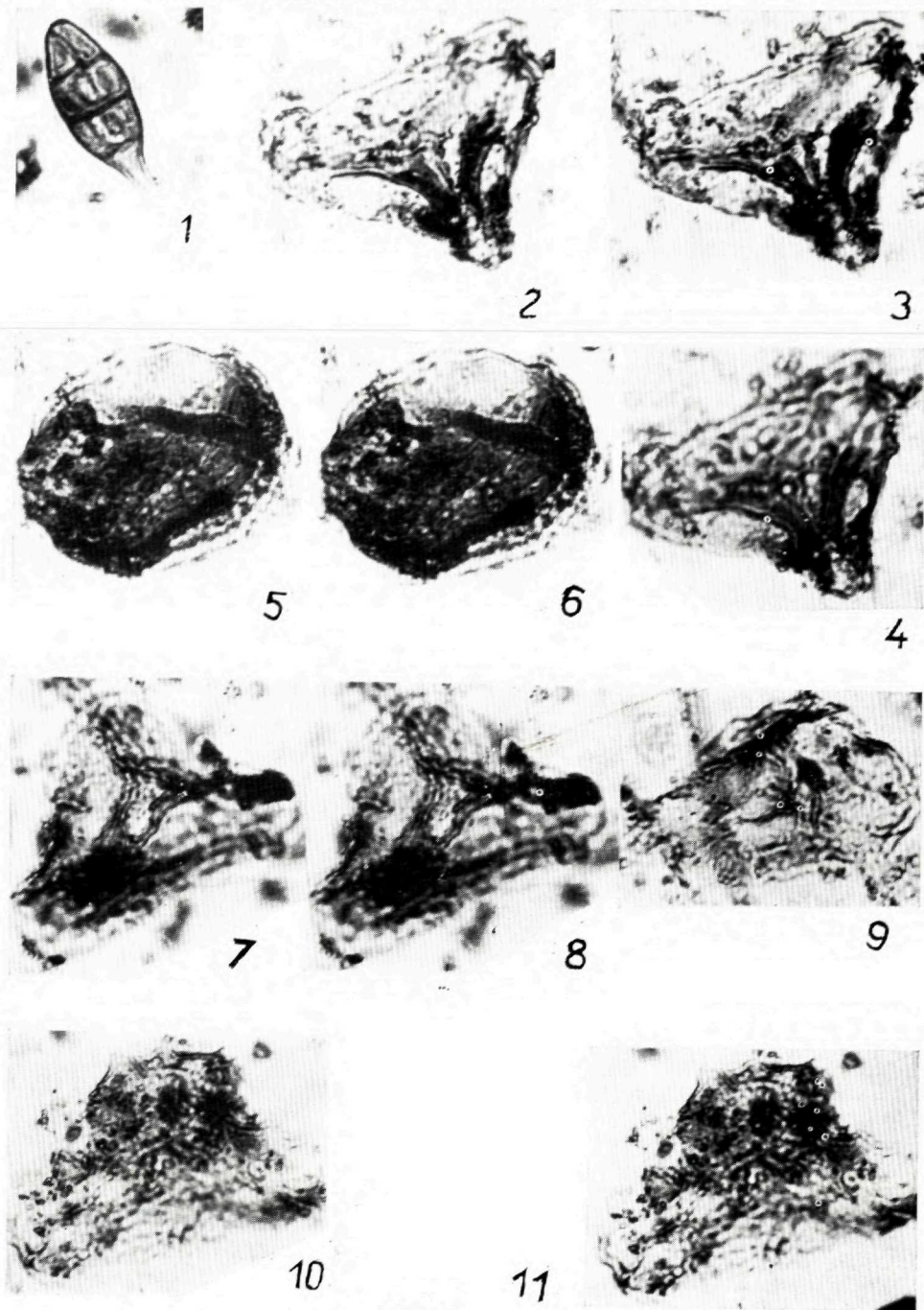


Fig. 1 Remains of Spongiae; Fig. 2 - 4 *Laevigatisporites toralis* Kräusel et Leschik 1955; Fig. 5 - 6 *Calamospora astigmus* Kräusel et Leschik 1955; Fig. 7 - 11 *Leiotriletes* f. sp. 1

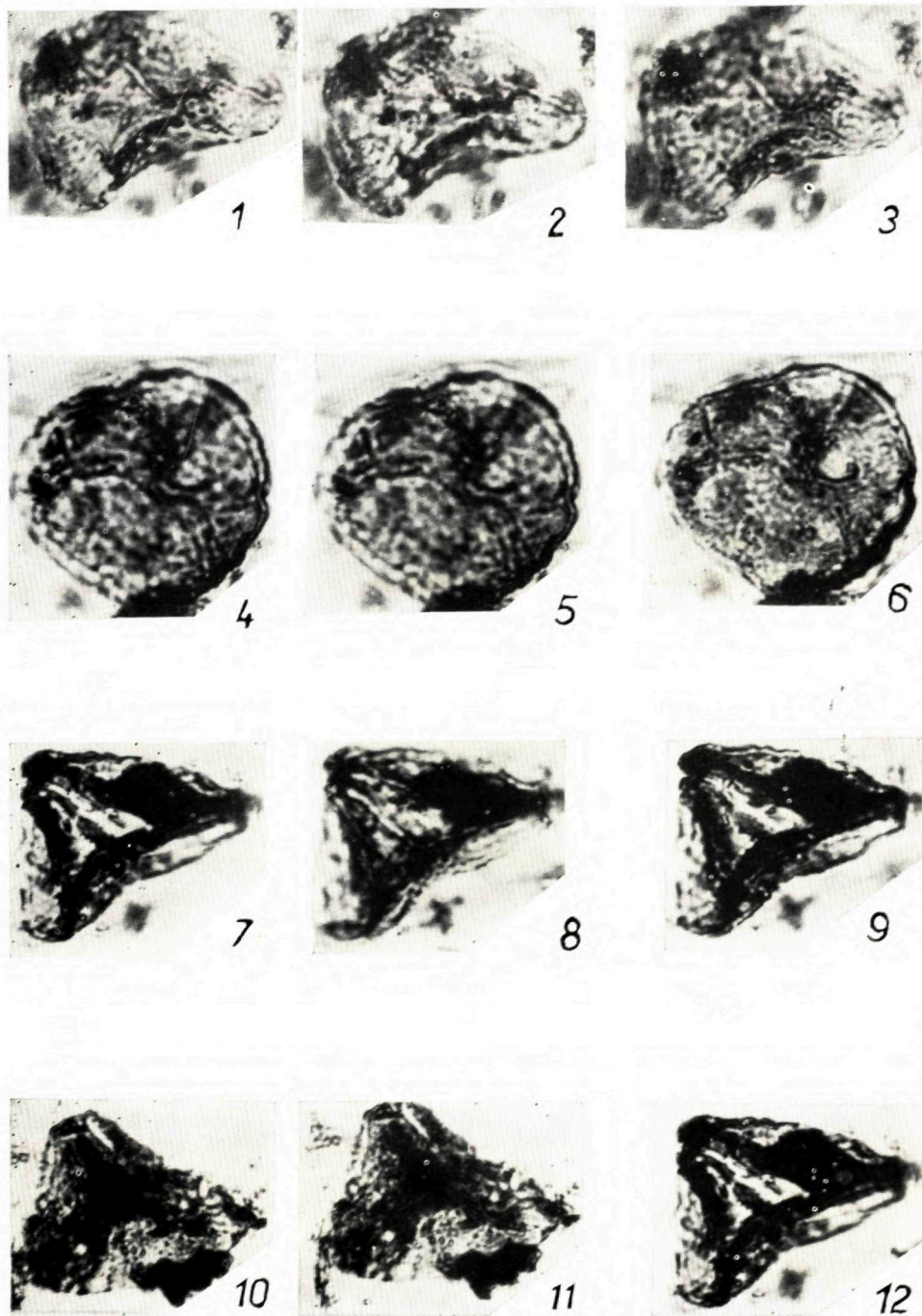


Fig. 1 - 3 *Leiotriletes cf. rarus* Singh 1964; Fig. 4 - 6 *Retusotriletes mesozoicus* Klaus 1960; Fig. 7 - 12 *Paraoncovisporites lunzensis* Klaus 1960

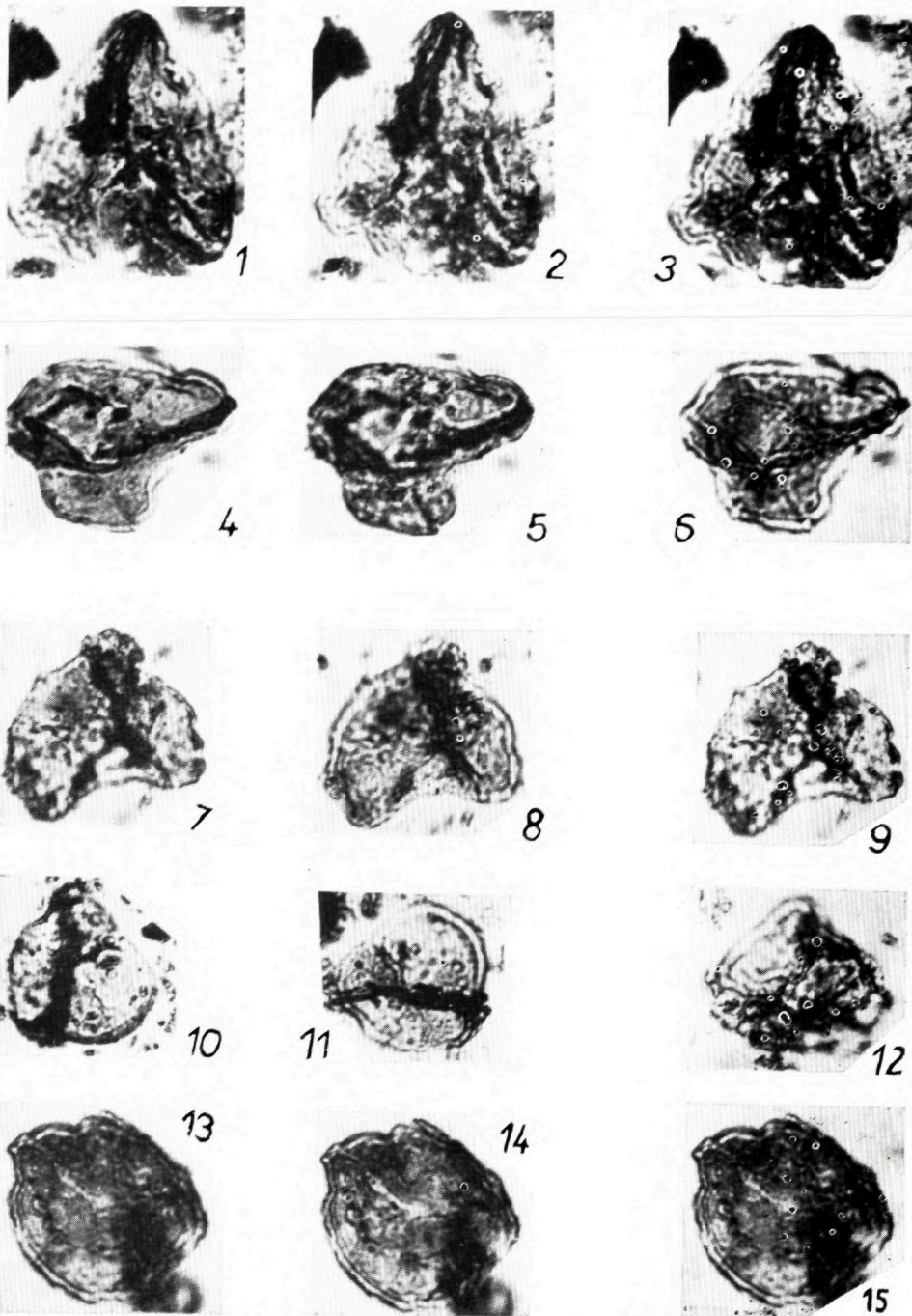


Fig. 1 - 3 *Toroisporis* sp.; Fig. 4 - 9 *Punctatosporites maralliioides* Singh 1964; Fig. 10 - 12 *Punctatosporites* cf. *vclatus* Kräusel et Leschik 1955; Fig. 13 - 15 *Punctatosporites* f. sp.

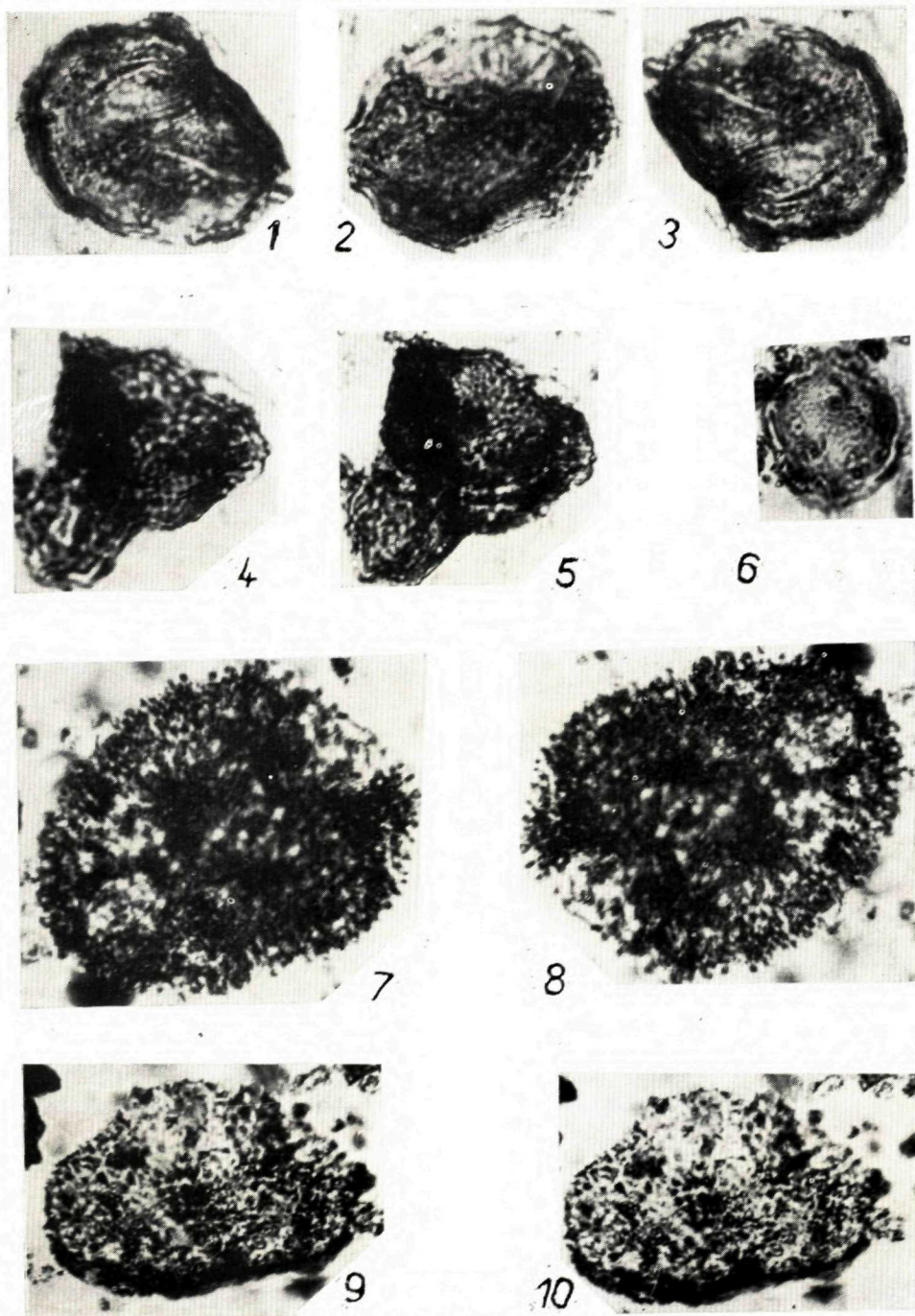


Fig. 1-3 *Punctatosporites aduncus* Kräusel et Leschik 1955; Fig. 4-5 *Globulisporis cf. primus* Mädlér 1964; Fig. 6 cf. *Punctatosporites*; Fig. 7-8 *Osmundacites* f. sp.; Fig. 9-10 *Osmundacites cf. parvus* Jersey 1962

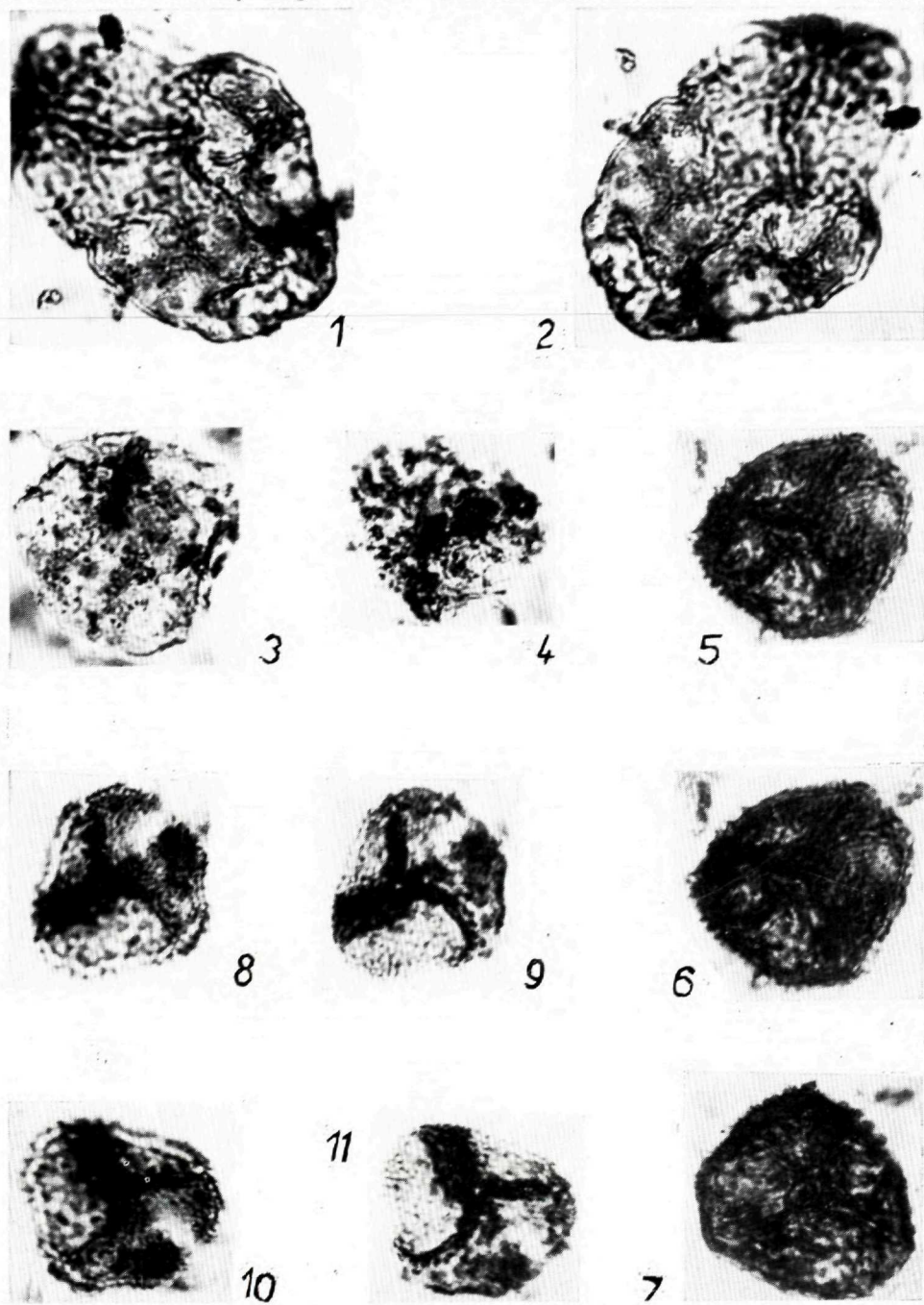


Fig. 1-2 *Conosmundasporites othamari* Klaus 1960; Fig. 3 *Rugulatisporites artimatus* Kräusel et Leschik 1955; Fig. 4 *Apiculatisporites parvispinosus* Kräusel et Leschik 1955; Fig. 5-7 *Apiculatisporites* f. sp., Fig. 8-11 *Duplicisporites jansonius* Jain 1968

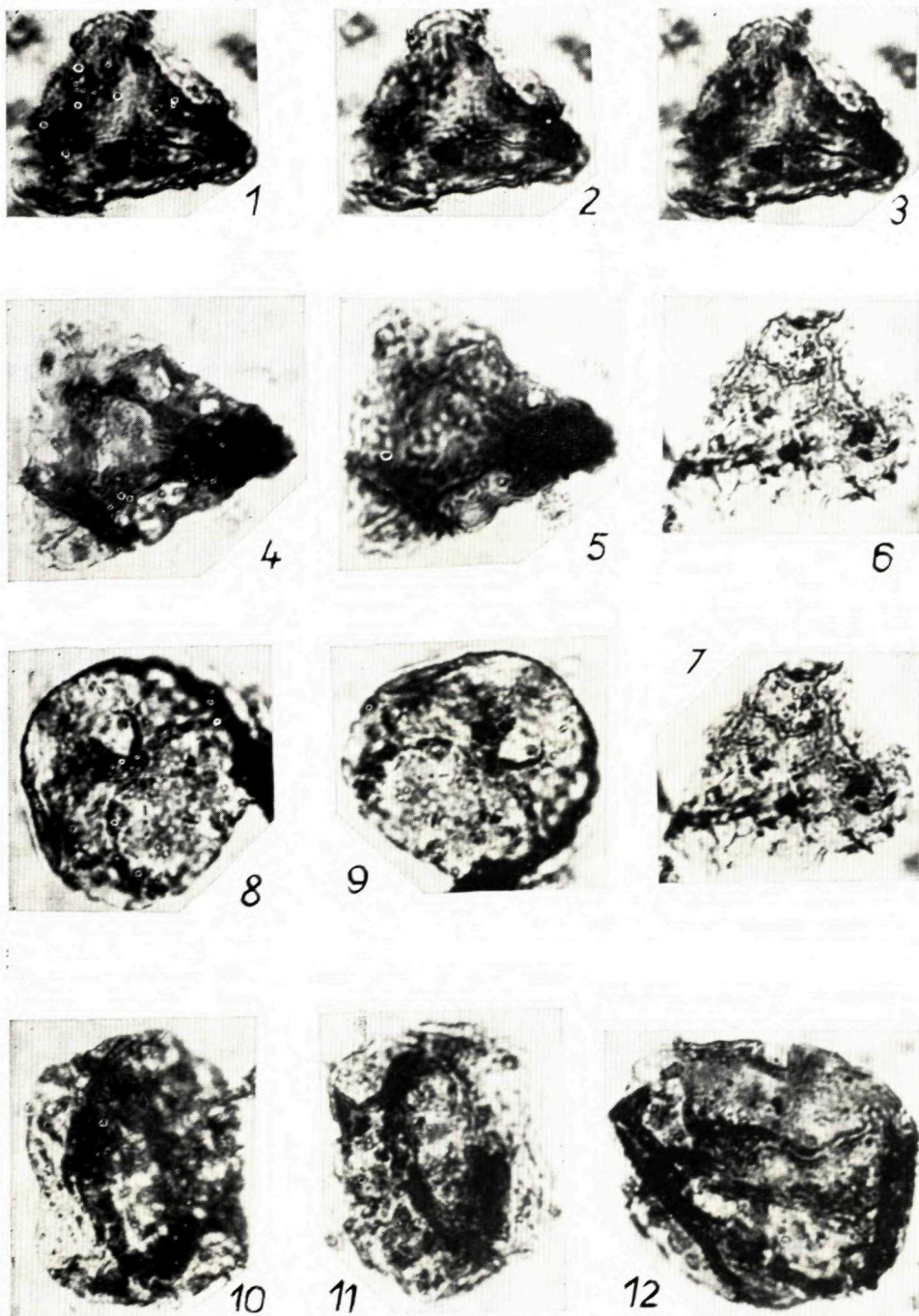


Fig. 1 - 3 *Duplicisporites* f. sp., Fig. 4 - 5 cf. *Duplicisporites* Leschik 1955; Fig. 6 - 7 *Lycopodiumsporites* cf. *clavatoides* Couper 1958; Fig. 8 - 9 *Cyclotriletes* f. sp.; Fig. 10 - 11 *Partitisporites norimundatus* Kräusel et Leschik 1955; Fig. 12 *Granulatasporites* cf. *ovaloides* Kräusel et Leschik 1955;

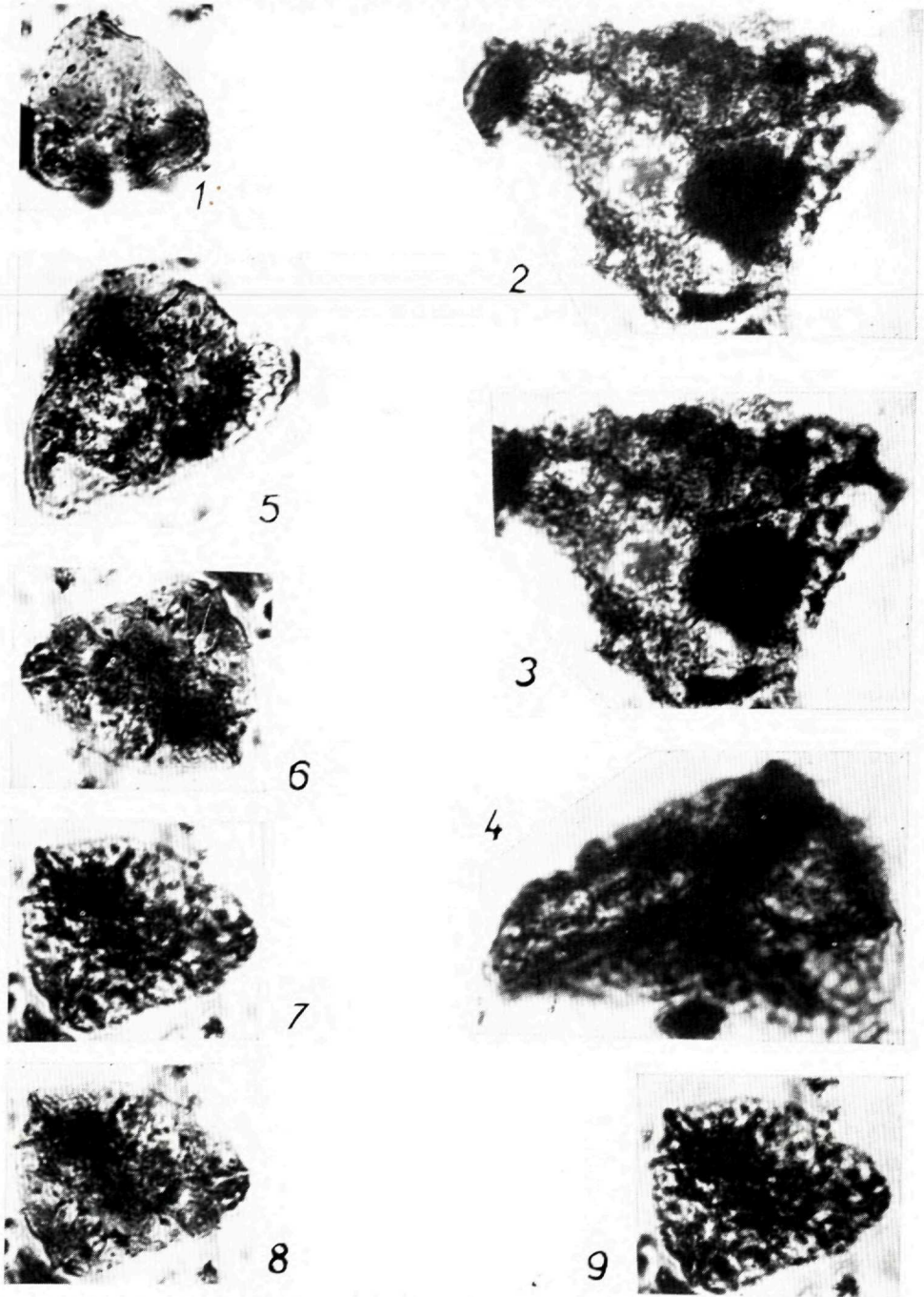


Fig. 1 *Granulatisporites* cf. *parvus* (Ibrahim) Potonič et Kremp 1958; Fig. 2 - 4 cf. *Triquitrites*.
Fig. 5 *Striatosporites* cf. *strictus* Kräusel et Leschik 1955; Fig. 6 - 9 *Simplicesporites* *hradensis* n. sp;

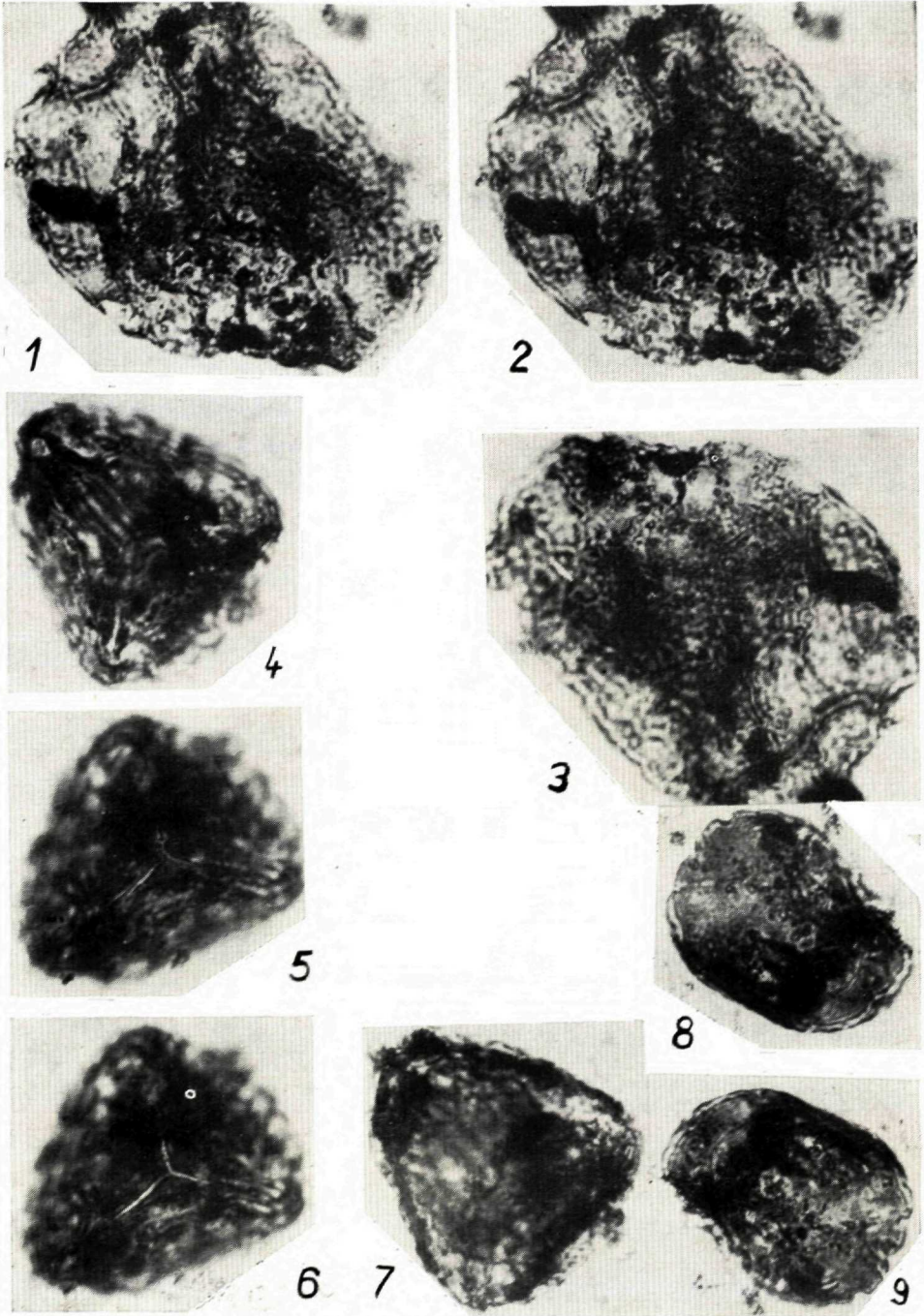
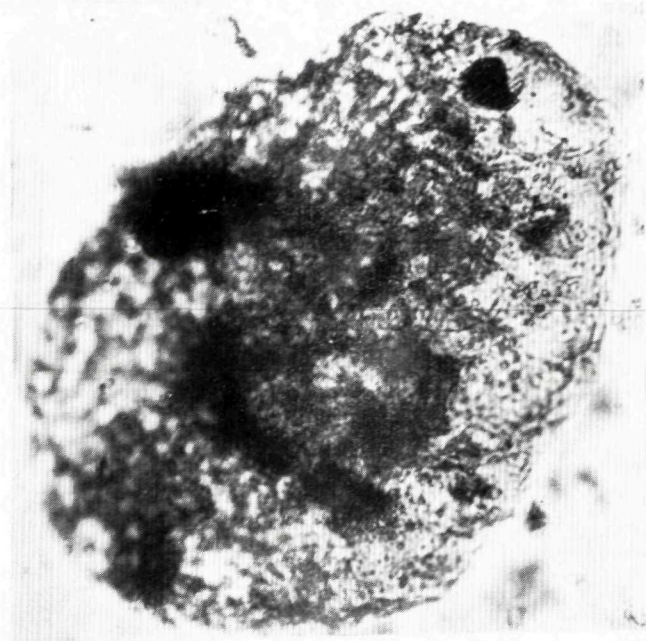
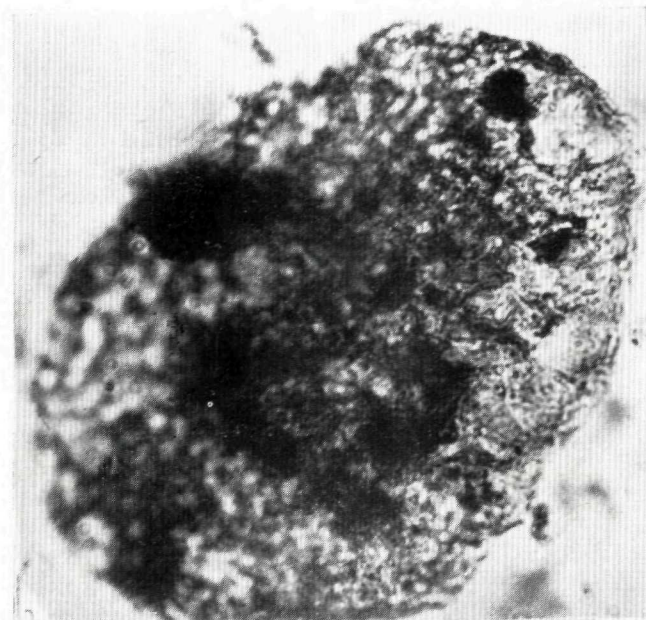


Fig. 1-3 *Thomsonisporites punctus* Kräusel et Leschik 1955; Fig. 4-7 *Ischiosporites* f. sp.
Fig. 8-9 *Discisporites niger* Leschik 1955



1



2

Fig. 1 - 2 *Saturnisporites fischeri* Klaus 1960;

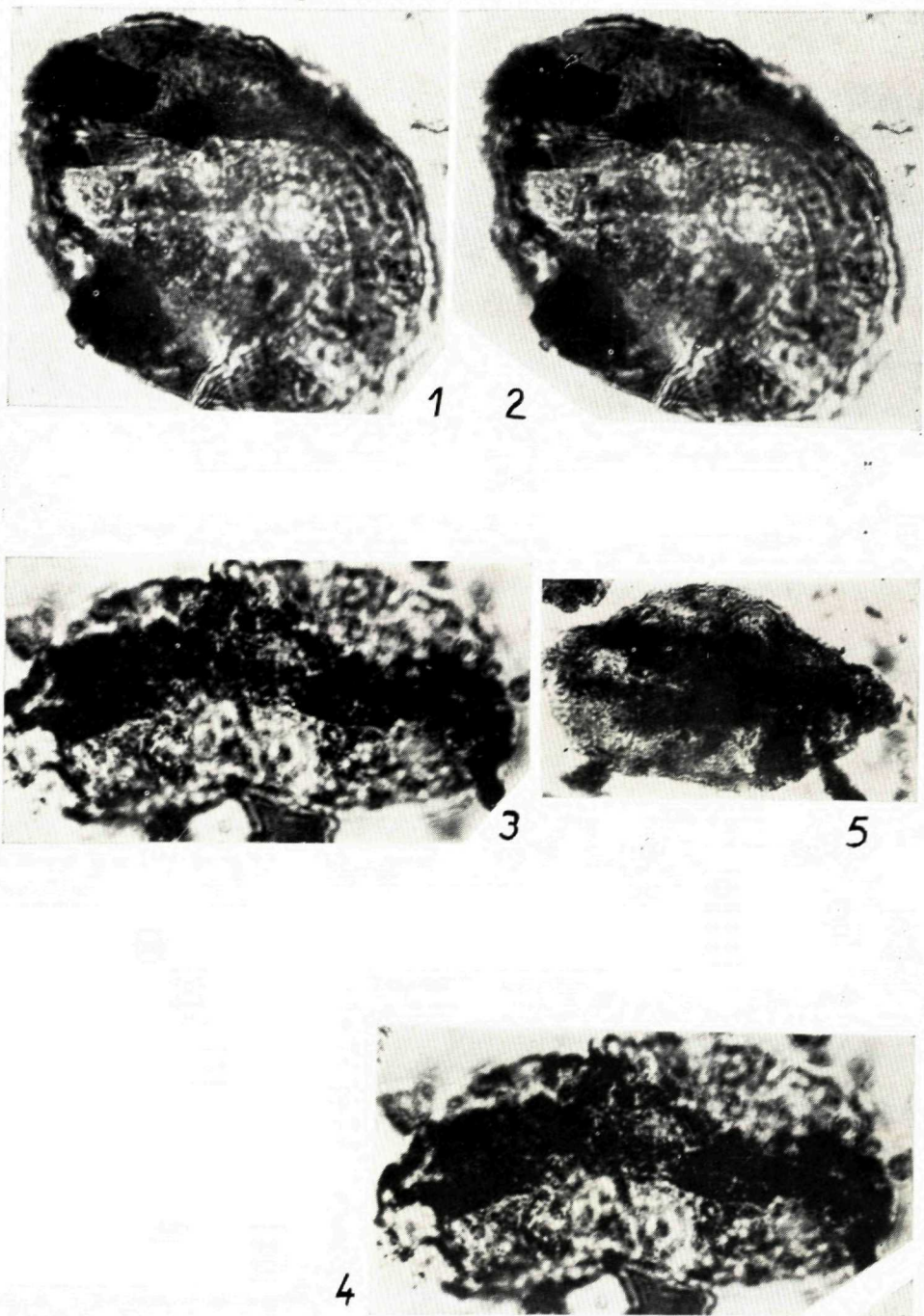


Fig. 1-2 *Arctisporites scabratus* Klaus 1960; Fig. 3-4 *Ovalipollis lunzensis* Klaus 1960; Fig. 5 *Ovalipollis* f. sp.

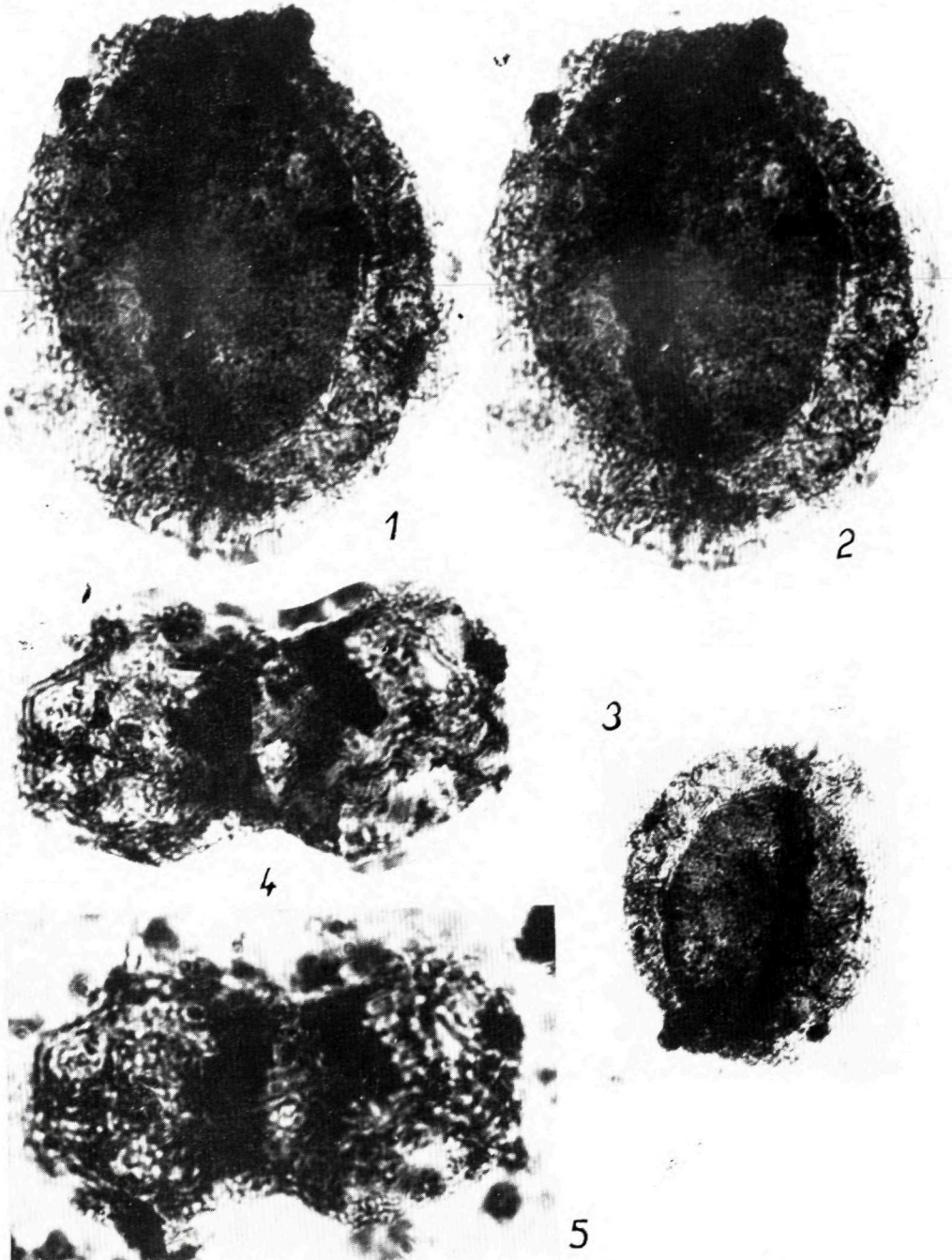


Fig. 1 - 3 *Saturnisporites fischeri* Klaus 1960; Fig. 4 - 5 *Taeniaesporites* f. sp.

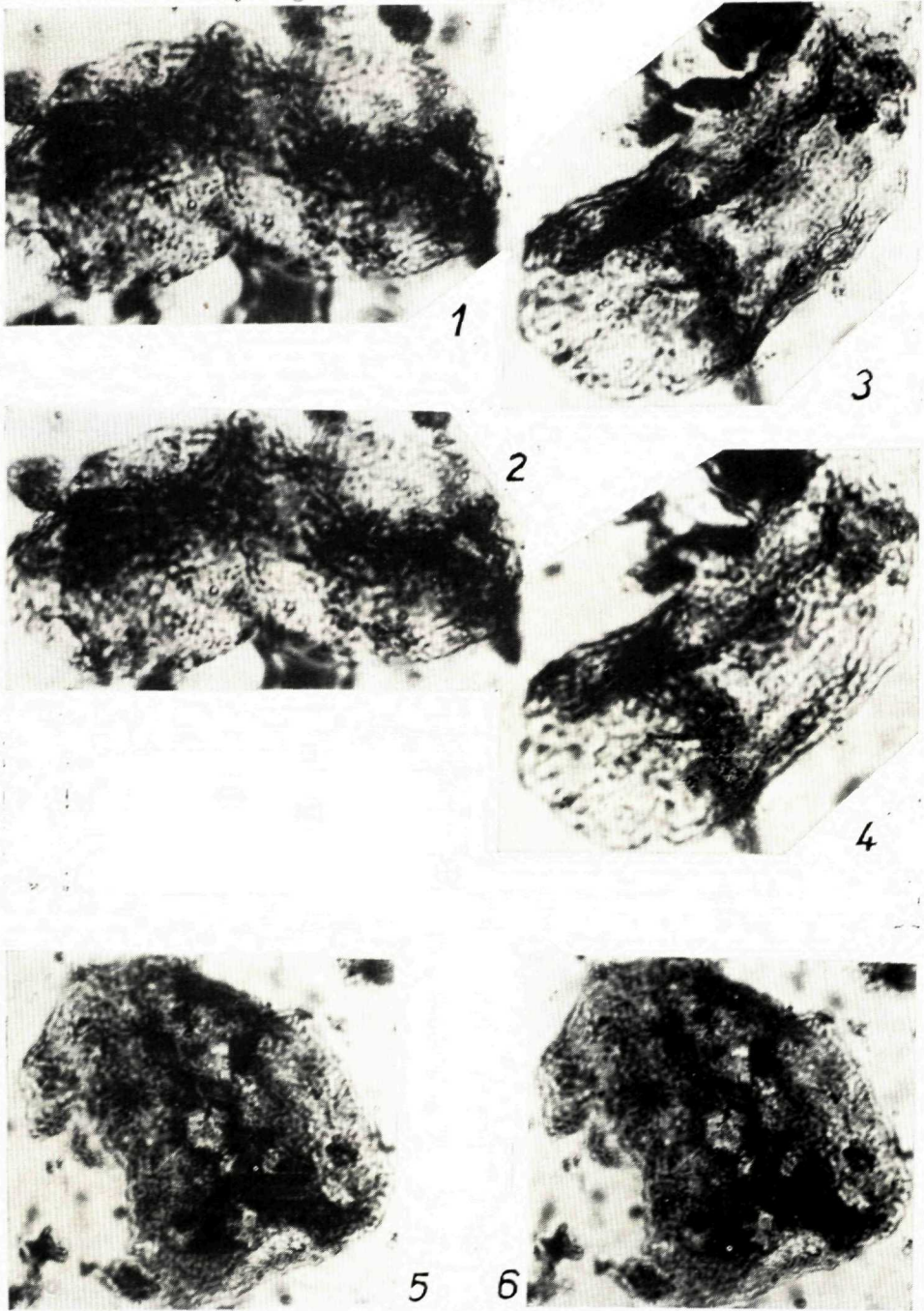


Fig. 1 - 6 *Chordasporites singulichorda* Klaus 1960

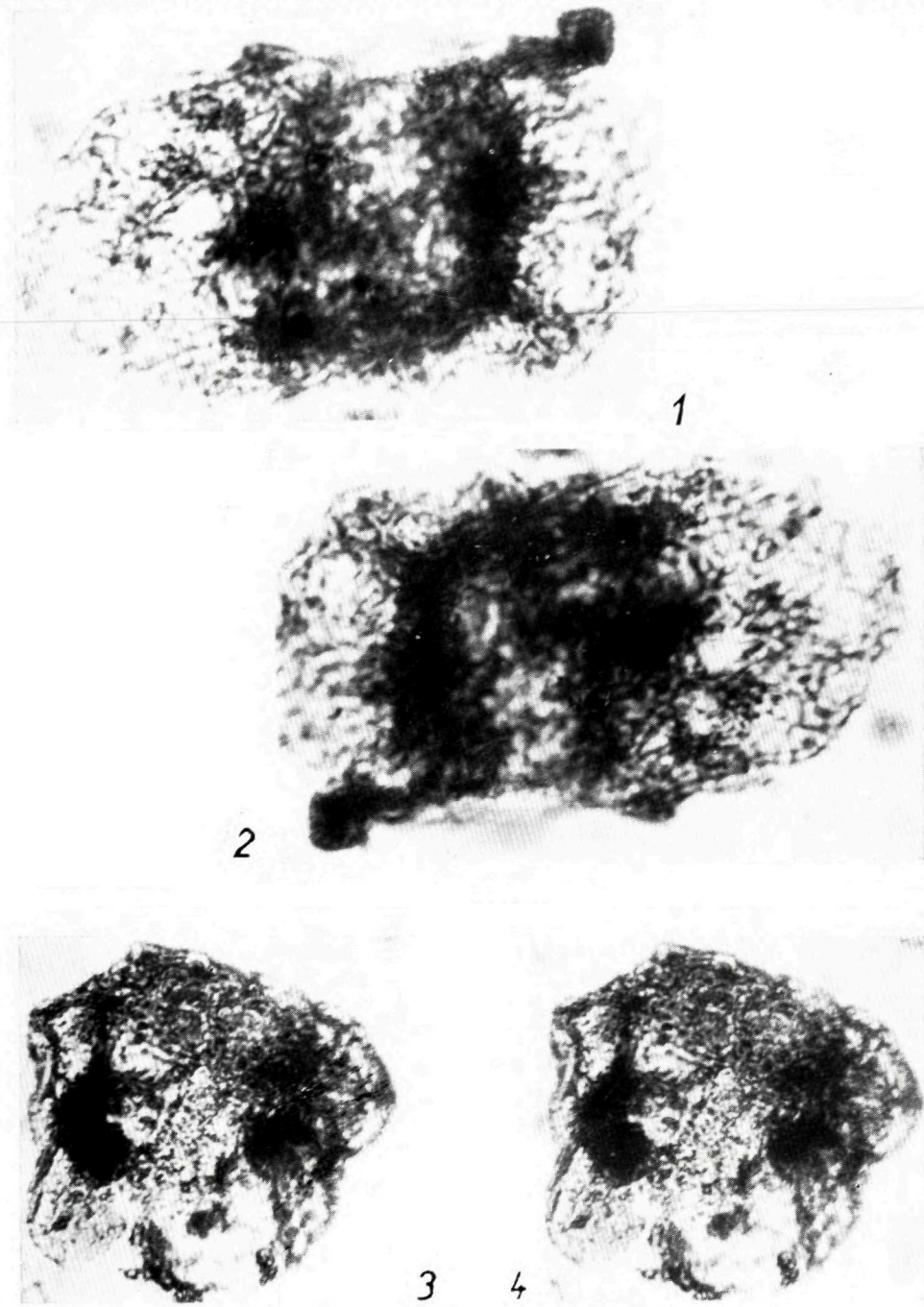


Fig. 1 - 2 *Vesicaspora obliqua* Singh 1964; Fig. 3 - 4 *Triadispora* f. sp.

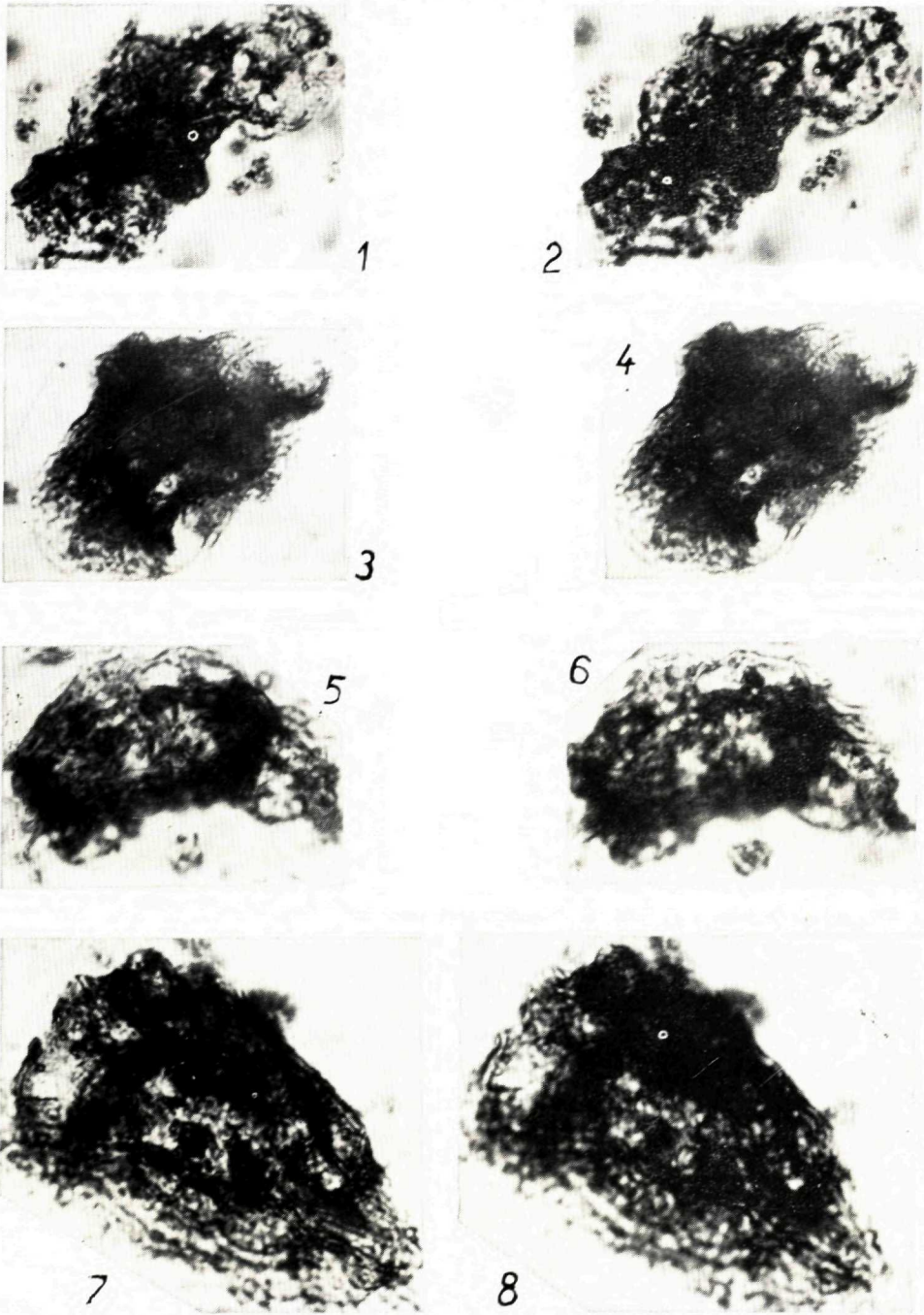
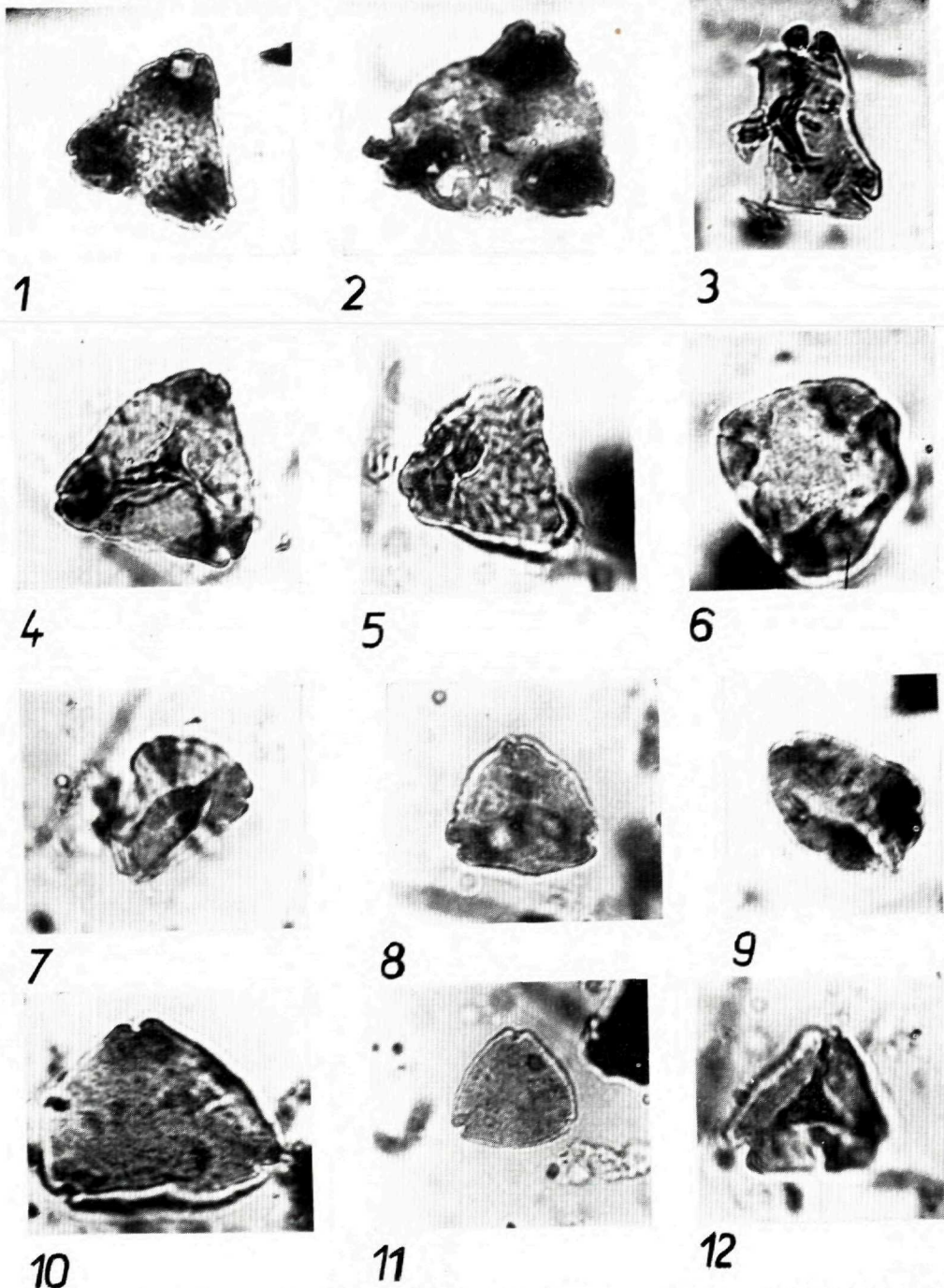


Fig. 1 - 2 *Alisporites minutisaccus* Clarke 1965; Fig. 3 - 6 *Taeniaesporites kräusli* Leschik 1955;
Fig. 7 - 8 *Taeniaesporites jankeri* Wischer 1966



Obr. 1 *Oculopollis* fsp., lokalita Zbojský potok, prep. č. 2, č. fot. 218; Obr. 2 *Oculopollis* aff. *baculotrudens* (Pflug) Zaklinskaja 1963; Obr. 3 — 4 *Plicapollis* cf. *conserta* Pf. 1953, lokalita j. od N. Jablonky, preparát č. 1, 3, č. fot. 273, 262; Obr. 5 *Normapollis*, lokalita j. od N. Jablonky, preparát č. 3, č. fot. 340; Obr. 6 *Trudopollis* cf. *pertrudens* Pf. 1953, lokalita j. od N. Jablonky, prep. č. 3, č. fot. 370; Obr. 7, 9 *Semioculopollis* cf. *minutus* W. Kr. et B. Paelt. 1967, lokalita j. od N. Jablonky, prep. č. 2, č. fot. 367; Obr. 8 *Sporopollis* cf. *peneserta* Pflug 1953, lokalita j. od N. Jablonky, preparát č. 2, č. fot. 328; Obr. 10 *Triatriopollenites* aff. *robustus* Pflug 1953, lokalita Zbojský potok, prep. č. 3, fot. č. 360; Obr. 11 *Momipiles* cf. *punctatus* (R. Pot. 1931), E. Nagy 1969, lokalita j. od N. Jablonky, prep. č. 3, č. fot. 355; Obr. 12 *Dulopollis myrtoites* W. Kr. 1959 b, lok. j. od N. Jablonky



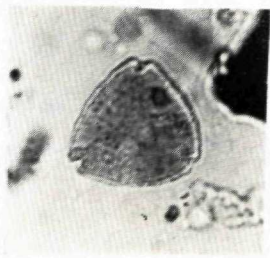
1



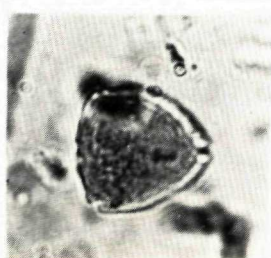
2



3



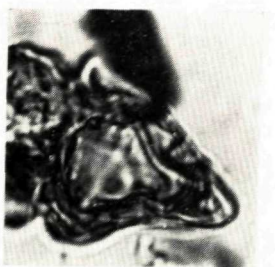
4



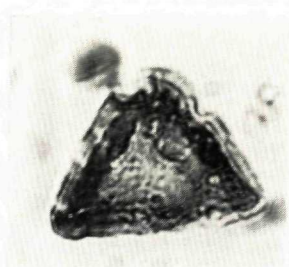
5



6



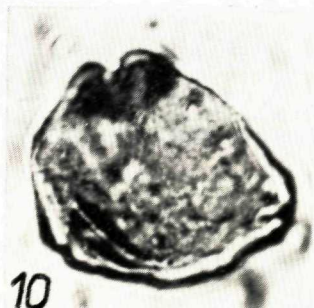
7



8



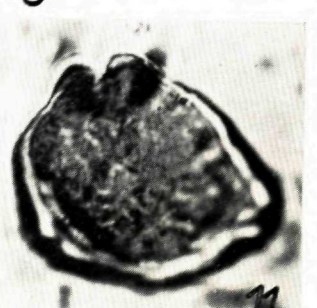
9



10

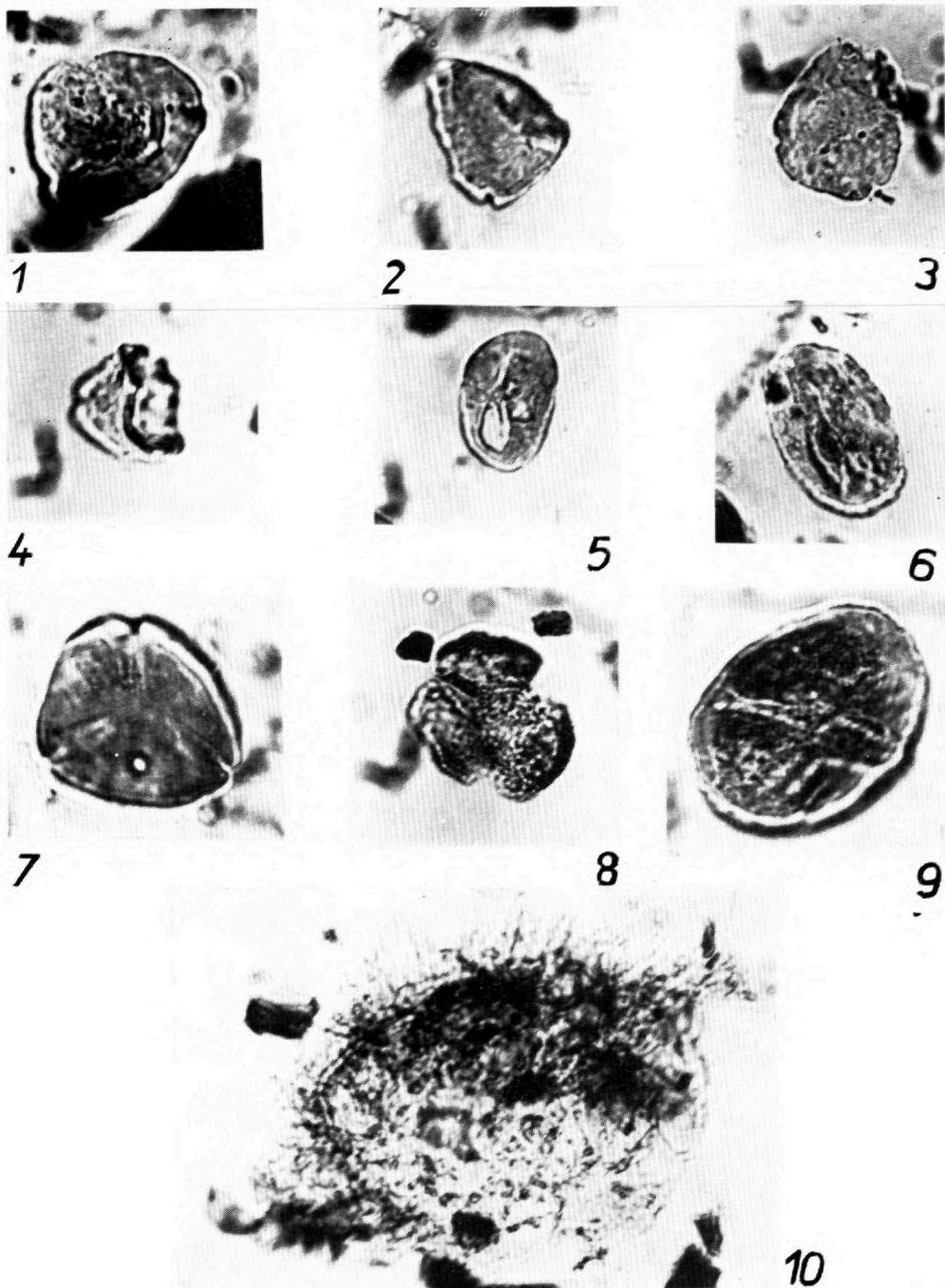


12

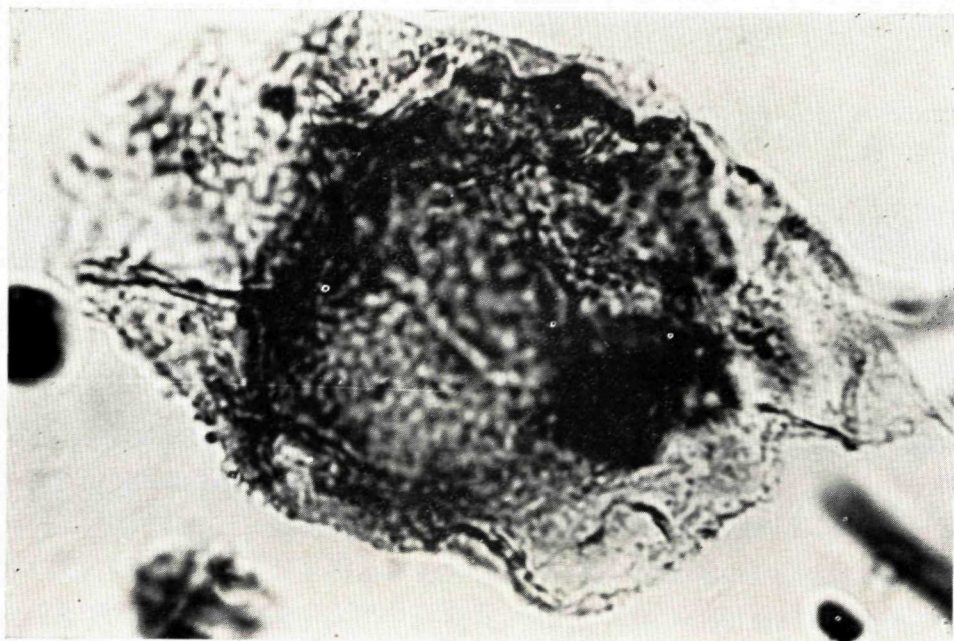


11

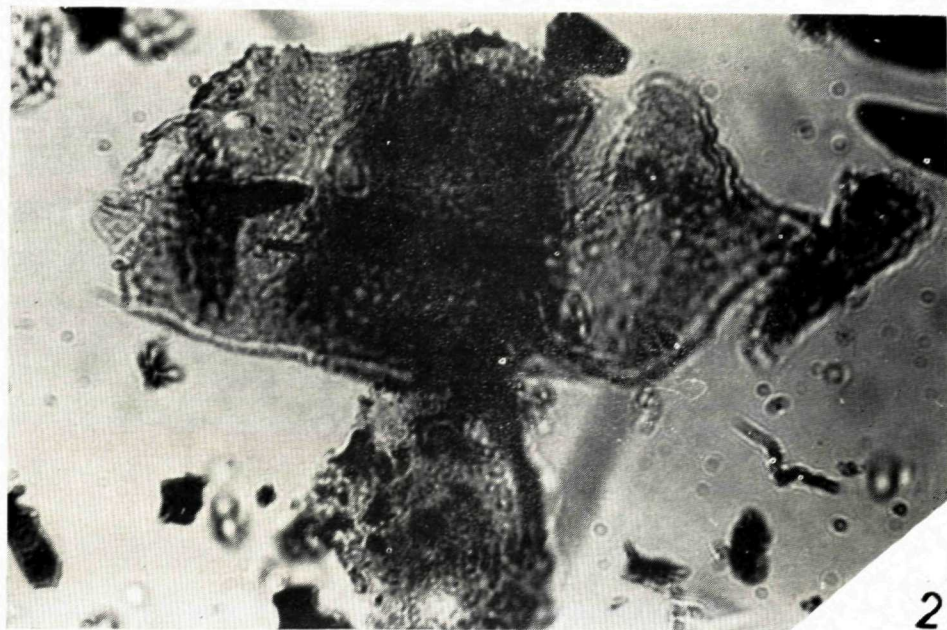
Obr. 1 *Sporopollis* cf. *peneserta* Pflug 1953, lokalita Zbojský potok, prep. č. 2, č. fot. 247; Obr. 2 *Plicatopollis* fsp. lokalita Zbojský potok, prep. č. 2, č. fot. 230; Obr. 3 *Plicatopollis* fsp., lokalita j. od N. Jablonky, prep. č. 1, č. fot. 280; Obr. 4 *Momipites* cf. *punctatus* (R. Pot. 1931) E. Nagy 1969, lokalita j. od N. Jablonky, prep. č. 1, č. fot. 262; Obr. 5–6 *Momipites* cf. *punctatus* (R. Pot. 1931) E. Nagy 1969, lokalita j. od N. Jablonky, prep. č. 2, č. fot. 337; Obr. 7 *Interporopollenites proporus* Weyl. et Krg. 1953, lokalita j. od N. Jablonky, prep. č. 1, č. fot. 277; Obr. 8 *Tenerina* cf. *tenera* W. Kr. 1959, lokalita Zbojský potok, prep. č. 2, č. fot. 238; Obr. 9 *Triatriopollenites coryphaeus* (R. Pot.) Th. et Pf. 1953, lokalita j. od N. Jablonky, prep. č. 3, č. fot. 372; Obr. 10–11 *Triatriopollenites* aff. *roboratus* Pflug 1953, lokalita j. od N. Jablonky, prep. č. 3, č. fot. 284; Obr. 12 *Triatriopollenites coryphaeus* (R. Pot.) Th et Pf. 1953, lokalita j. od N. Jablonky, prep. č. 2, č. fot. 333



Obr. 1, 2 *Triatriopollenites microcoryphaeus* (R. Pot.) E. Sontag 1966, lokalita j. od N. Jablonky, prep. č. 1, 2, č. fot. 261, 327; Obr. 3 *Triatriopollenites microcoryphaeus* (R. Pot.) E. Sontag 1966, lokalita j. od N. Jablonky, prep. č. 3, č. fot. 284; Obr. 4 *Triatriopollenites* fsp. A, lokalita Zbojský potok, prep. č. 2, č. fot. 238; Obr. 5 *Tricolporopollenites cingulum* (R. Pot. 1931) Th. et Pf. 1953, lokalita j. od N. Jablonky, prep. č. 1, č. fot. 377; Obr. 6, 7, 8 *Tricolporopollenites* fsp., lokalita j. od N. Jablonky, prep. č. 3, č. fot. 357, prep. č. 2, č. fot. 289, prep. č. 1, č. fot. 279; Obr. 9 cf. *Tetracolporopollenites*, lokalita j. od N. Jablonky, prep. č. 1, č. fot. 274; Obr. 10 *Tenua hystericella* Eisenack 1958, lokalita Zbojský potok, prep. č. 1, č. fot. 209

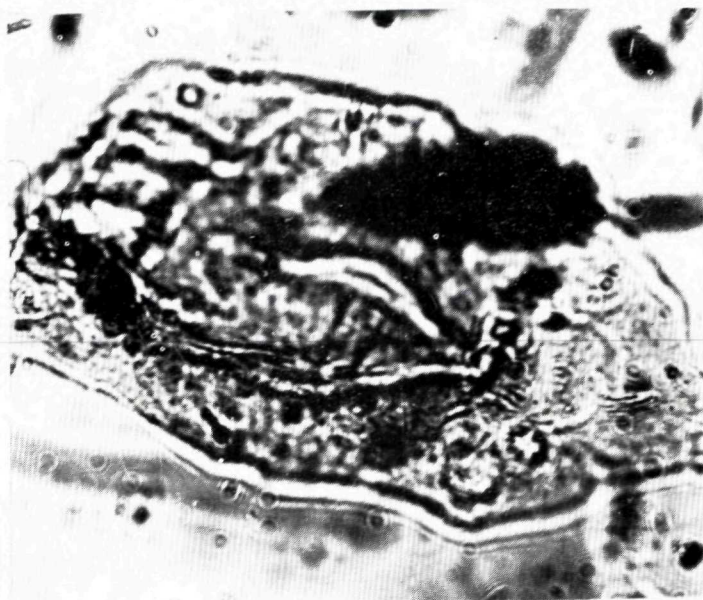


1



2

Obr. 1 *Deflandrea cf. bakeri* Deflandre et Cookson 1955, lokalita Zbojský potok, prep. č. 2, č. fot. 245;
Obr. 2 *Deflandrea cf. bakeri* Deflandre et Cookson 1955, lokalita Zbojský potok, č. prep. 2, č. fot. 237

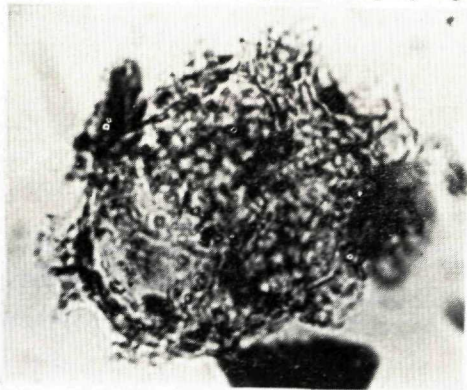


1

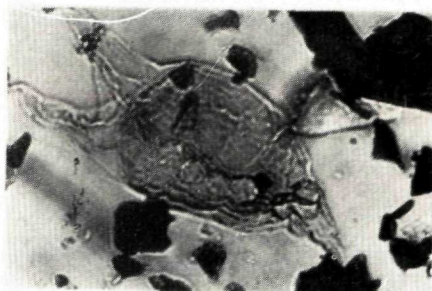


2

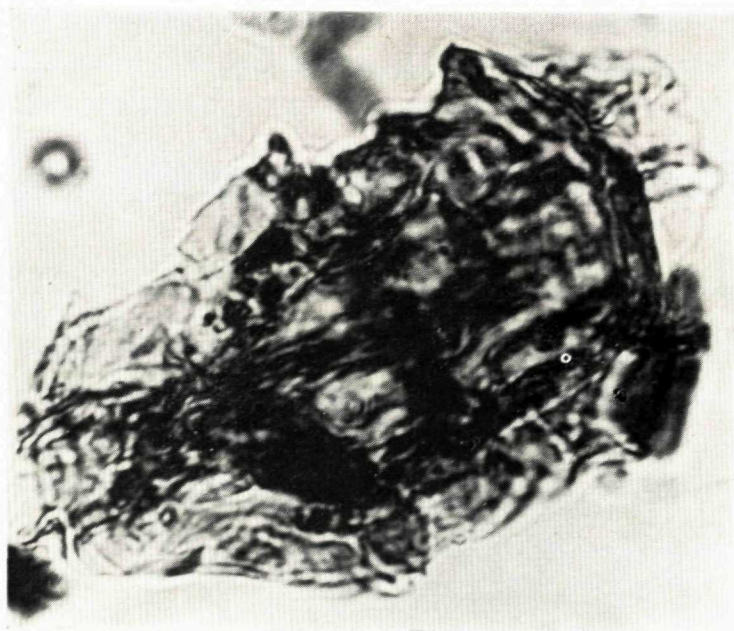
Obr. 1 *Deflandrea cf. cooksonae* Alberti 1959, lokalita Zbojský potok, prep. č. 1, č. fot. 265;
Obr. 2 *Deflandrea spectabilis* Alberti 1959, lokalita j. od N. Jablonky, prep. č. 2, č. fot. 310



1



2



3

Obr. 1 *Hystichosphaeridium ancoriferum* Cookson et Eisenack, lokalita Zbojský potok, prep. č. 2, č. fot. 237; Obr. 2 *Deflandrea* cf. *diebeli* Alberti 1959, lokalita Zbojský potok, rprep. č. 2, č. fot. 246; Obr. 3 *Rottnestia* cf. *borussica* (Eisenack) Cookson et Hughes 1964, lokalita Zbojský potok, č. prep. 2, č. fot. 241

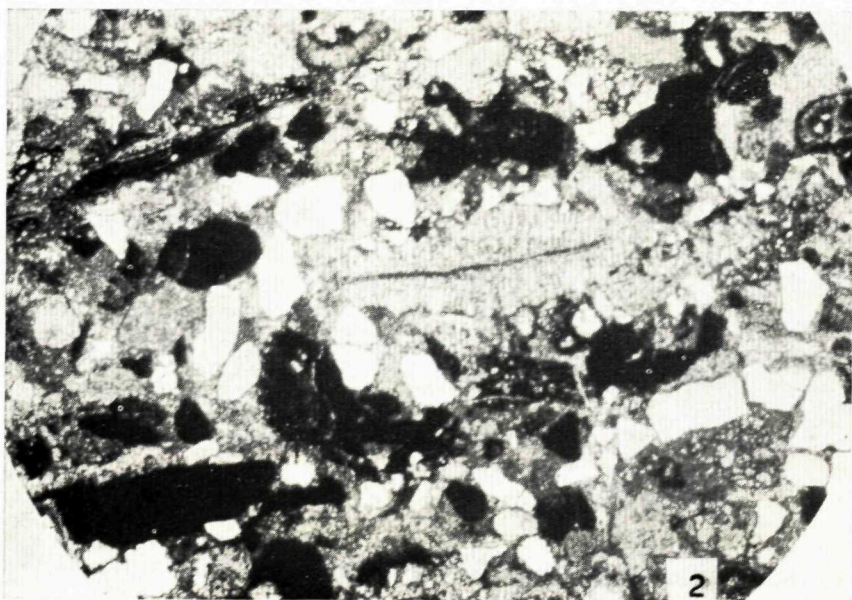


Lavice detritických vápenců alternující s ílovcami. Pročské vrstvy, lok. Domaša
Beds of calcarenites alternating with claystones. Proč beds, loc. Domaša



Obr. 1 Detritický vápeneč s úlomkami karbonátov, kremeňa a prierezom diskocyklíny.
Zv. 25 ×

Fig. 1 Calcarenite with fragments of carbonates, quartz and with cross-section of a discocycline. Magn. 25 ×



Obr. 2 Prierez diskocyklíny v detritickom vápenci. Zv. 25 ×, lok. Domaša
Fig. 2 Cross-section of a discocycline in calcarenite. Magn. 25 ×, loc. Domaša



Obr. 1, 2 Konvolútne zvrstvenie, zakopanské vrstvy, Blatná dolina
Fig. 1, 2 Convolute lamination, the Zakopane beds, Blatná dolina

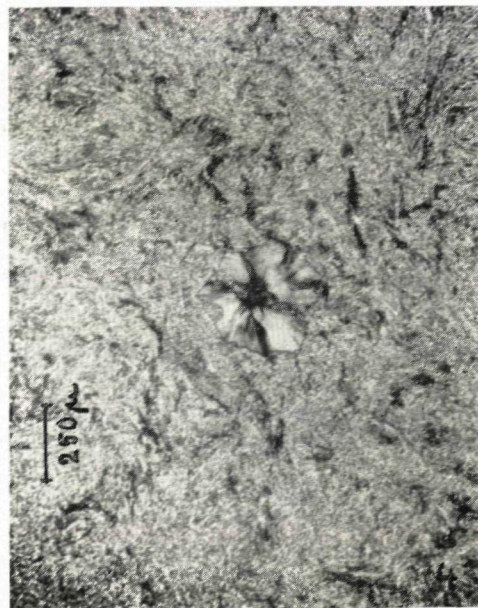
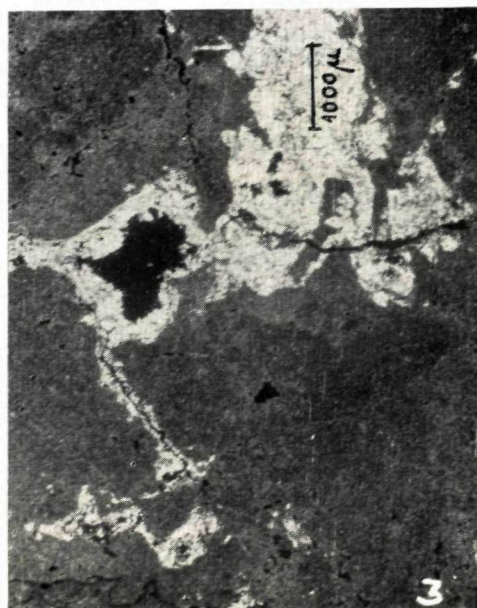
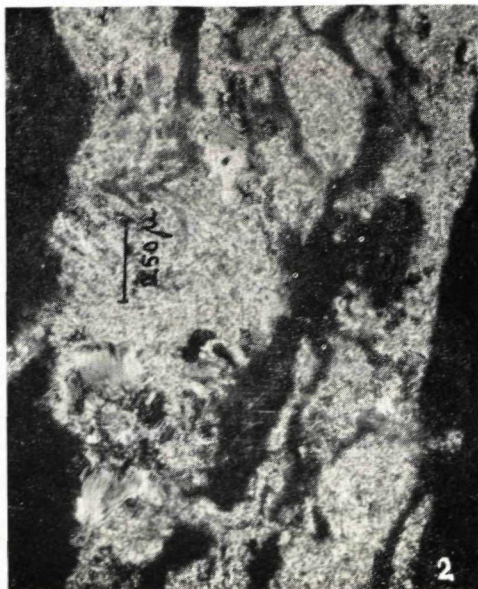


Obr. 3 Stopy po lezení Subphylochorda.
Bielopotocké vrstvy, Habovka
Fig. 3 Traces after creeping Subphylochorde.
The Biely Potok beds, Habovka

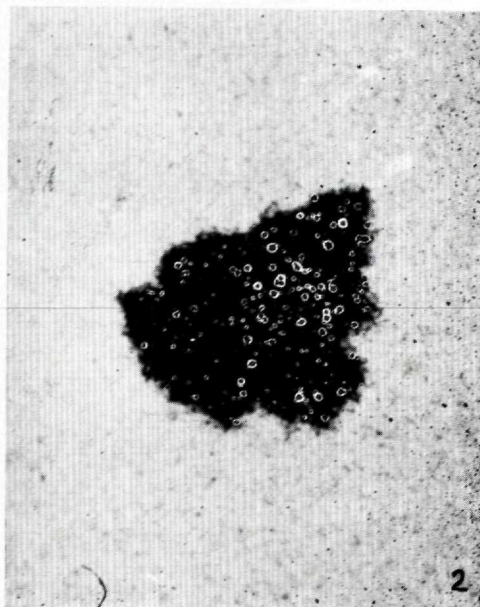
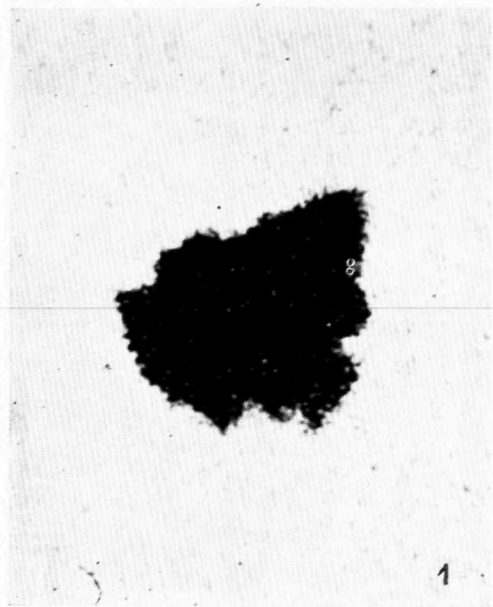


Obr. 4 Žliabkové stopy, bielopotocké
vrstvy, Habovka
Fig. 4 Flute casts, the Biely Potok beds,
Habovka

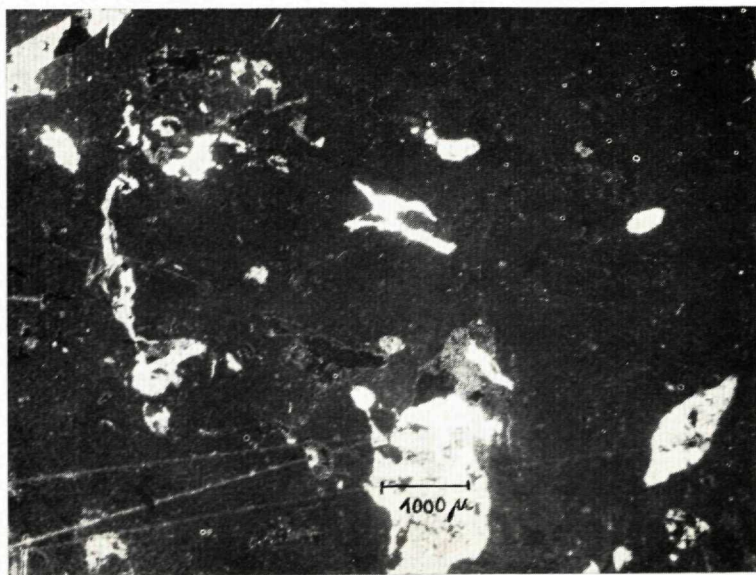
Foto: O. Fejdiová



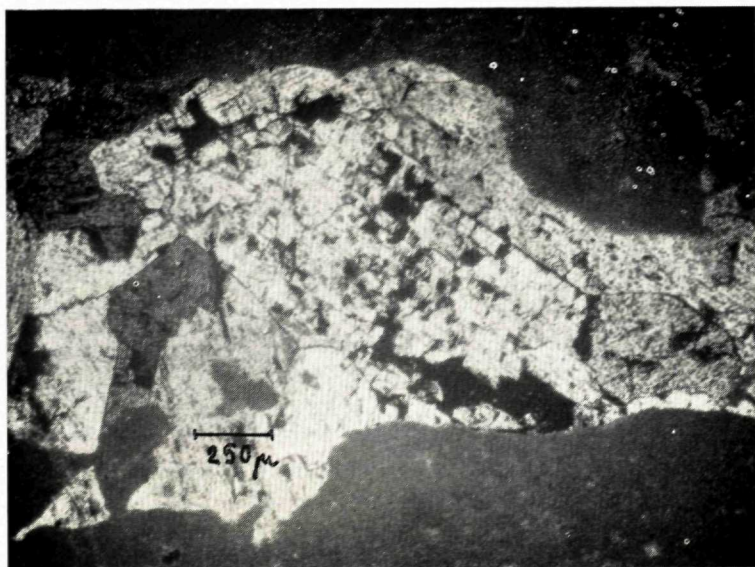
Obr. 1 Anhydritové pseudomorfózy po sadrovcí v dolomite. Nikoly rovnobežné. GK-IV, 1095. —
Obr. 2 Nerovnomerne zrnitá štruktúra anhydritu s chalcedónovými sférolitmi vpravo hore, nikoly skrí-
žené. GK-IV, 1095, 50 m. — Obr. 3 Anhydritová výplň pórov a dutín v dolomite, nikoly skrížené. GK-IV,
1084, 50 m. — Obr. 4 Vrstevnatý anhydrit so sférolitom chalcedónu v strede, nikoly skrížené. GK-IV,
1047, 50 m. — Kolekcia: M. Marková, foto: J. Cubínek



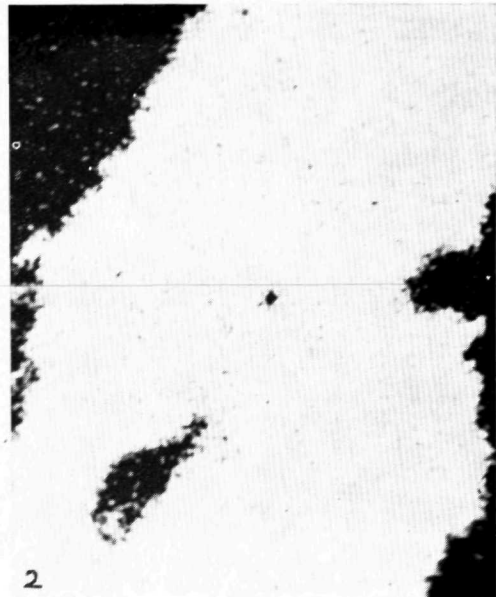
Obr. 1 RTG obraz Ca-K_x anhydritu s chalcedónom v strede, zväčš. 200 ×, GK-IV, 1047,50 m. — Obr. 2 RTG obraz S-K anhydritu s chalcedónom v strede, zväčš. 200 ×, GK-IV, 1047,50 m. Obr. 3 RTG obraz Si-K_x chalcedónu v anhydrite, zväčš. 200 ×, GK-IV, 1047,50 m. — Obr. 4 RTG obraz Al-K_z íľová zložka je skoncentrovaná okolo výrastlice chalcedónu, zväčš. 200 ×, GK-IV, 1047,50 m. — Foto: J. Kolman



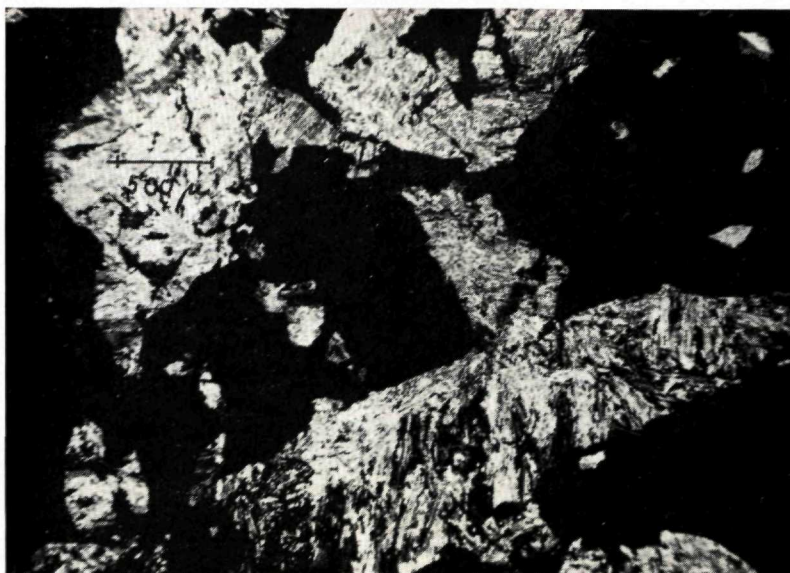
Obr. 1 Celestín vyplňuje póry v dolomite, nikoly skrížené, GK-IV, 1120,0 m



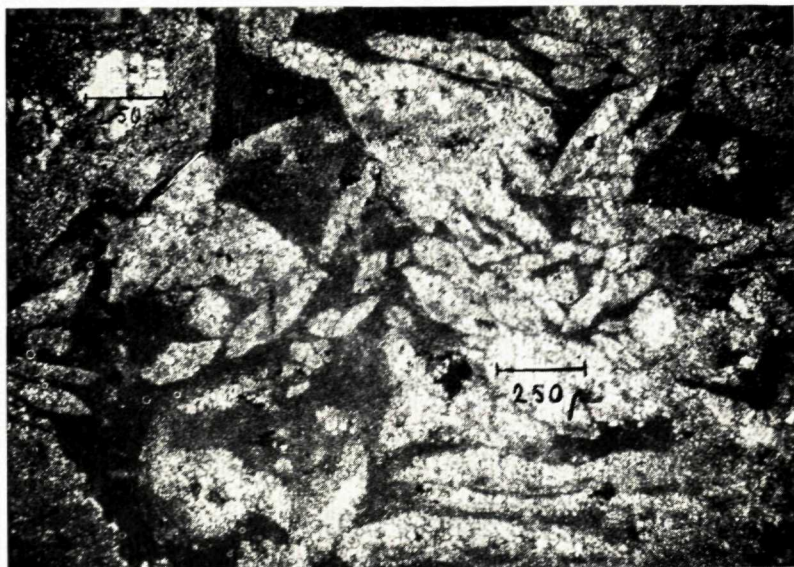
Obr. 2 Celestín v dolomite, nikoly skrížené, GK-IV, 1120,0 m. — Kolekcia M. Marková, foto J. Cubínek



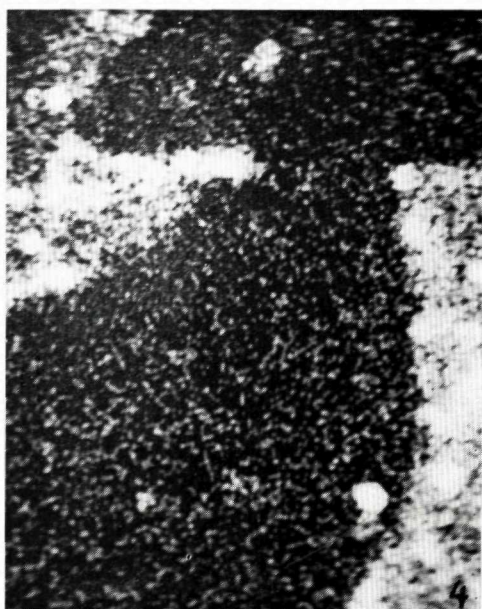
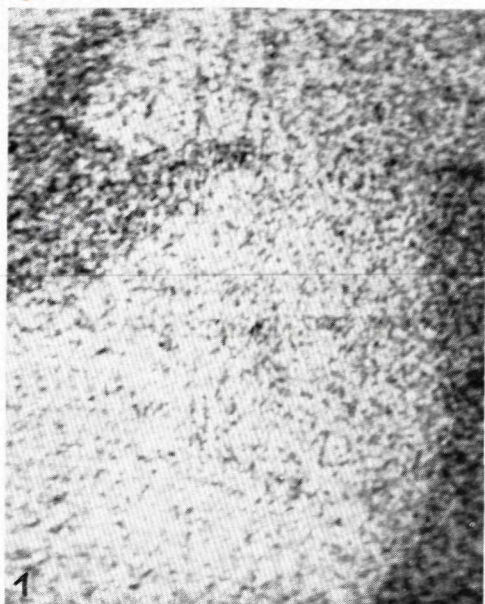
Obr. 1 RTG obraz Sr-K_z celestínu v dolomite, zväčš. 200 ×, GK-IV, 1120,0 m. — Obr. 2 RTG obraz S-K_z celestínu v dolomite, zväčš. 200 ×. — Obr. 3 RTG obraz Ca-K_z dolomit obklopujúci výrastlicu celestínu, zväčš. 200 ×, GK-IV, 1120,0 m. — Obr. 4 RTG Mg-K_z dolomit obklopuje i prerastá výrastlicu celestínu, zväčš. 200 ×, GK-IV, 1120,0 m. Foto: J. Kolman



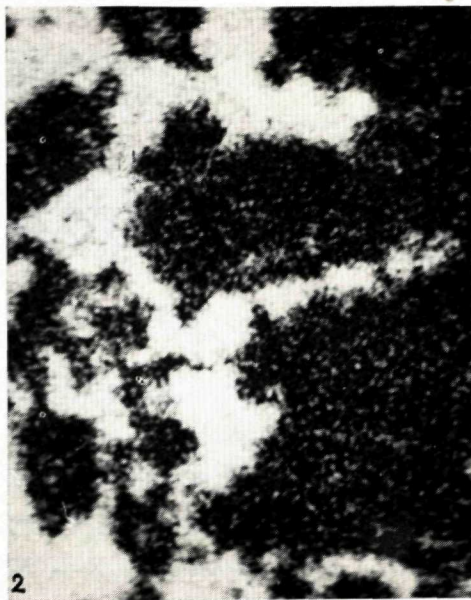
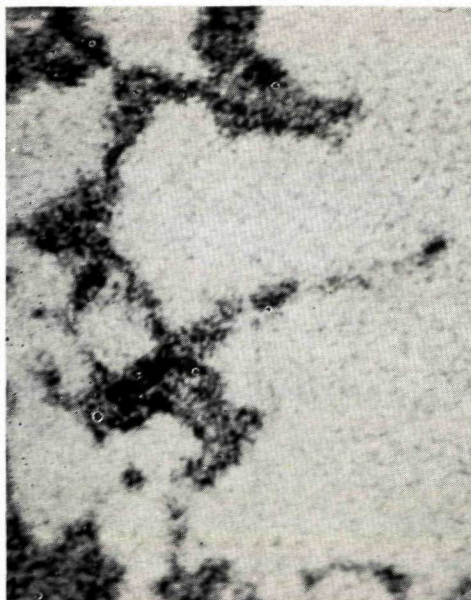
Obr. 1 Pseudomorfózy anhydritu po sadrovci, zložené z prizmatických rôzne orientovaných kryštálov, uzavrené v dolomite, nikoly skrížené, zväčš. 25 ×, GK-IV, 1024,0 m.



Obr. 2 Pseudomorfózy kalcitu po sadrovci, obklopené dolomitizovanou ílovitou základnou hmotou, nikoly rovnobežné, zväčš. 42 ×. GK-IV, 992 m. — Kolekcia: M. Marková, foto: J. Cubínek



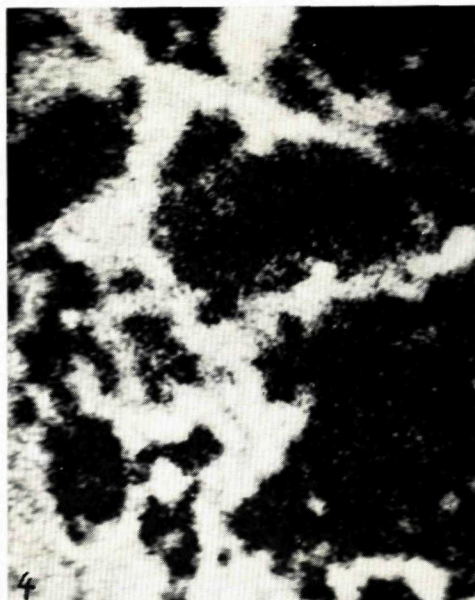
Obr. 1 RTG obraz Ca - K₂ anhydritu v dolomite, zväčš. 200 ×, GK-IV, 1024,0 m. — Obr. 2 RTG obraz S - K anhydritu v dolomite, zväčš. 200 ×, GK-IV, 1024,0 m. — Obr. 3 RTG obraz Mg - K₂ dolomit obklopujúci anhydrit, zväčš. 200 ×, GK-IV, 1024,0 m. — Obr. 4 RTG obraz Si - K₂, kremňa a fľová zložka v dolomite, zväčš. 200 ×, GK-IV, 1024,0 m. — Foto: J. Kolman



2

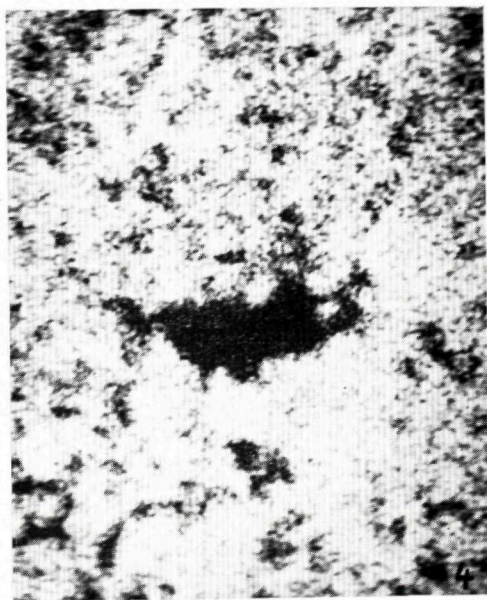
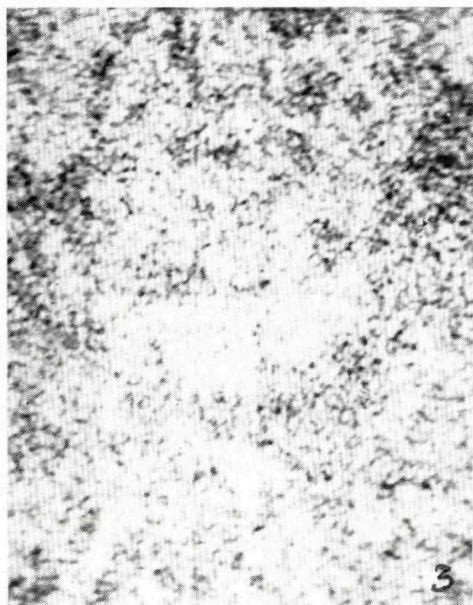
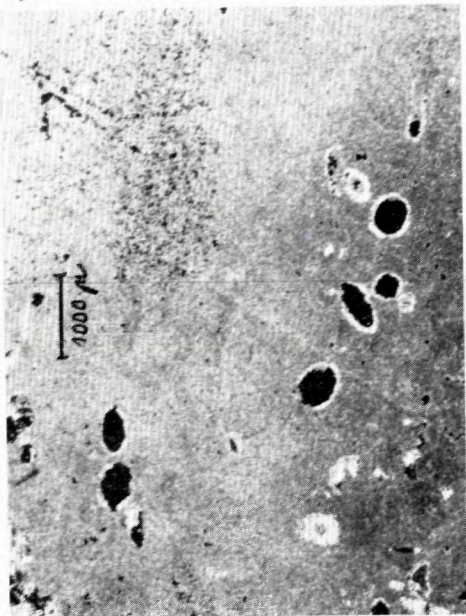
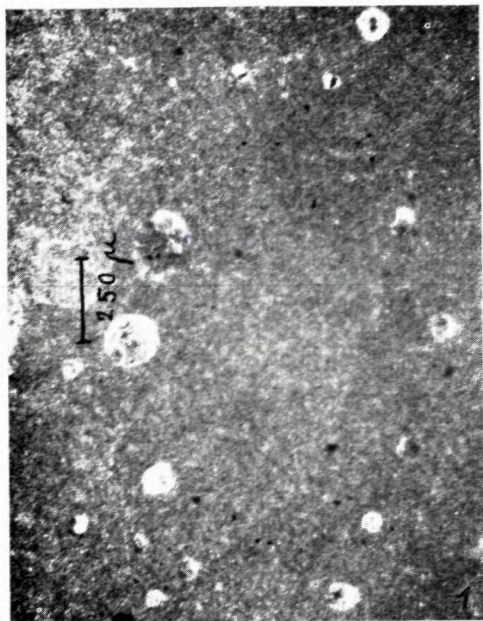


3

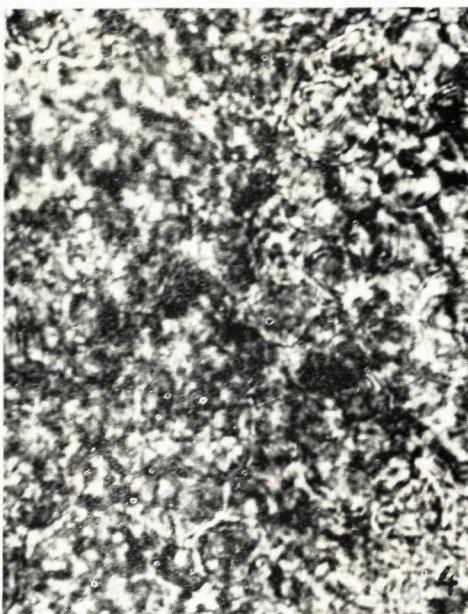
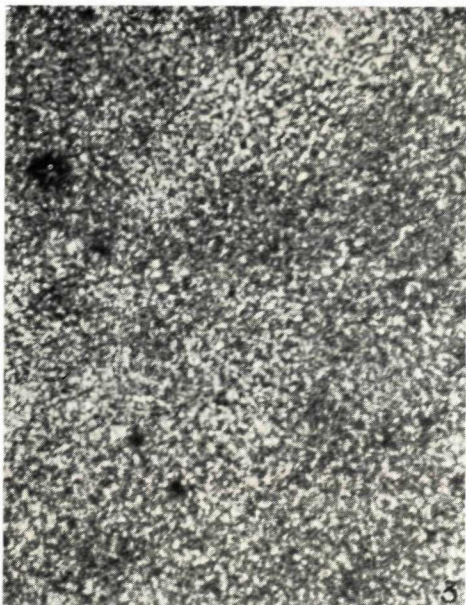
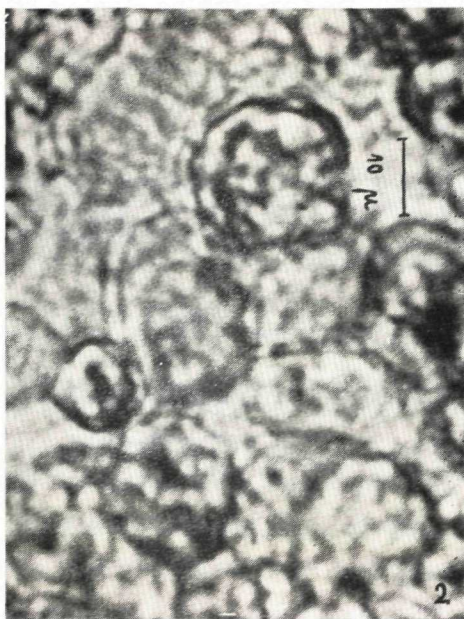


4

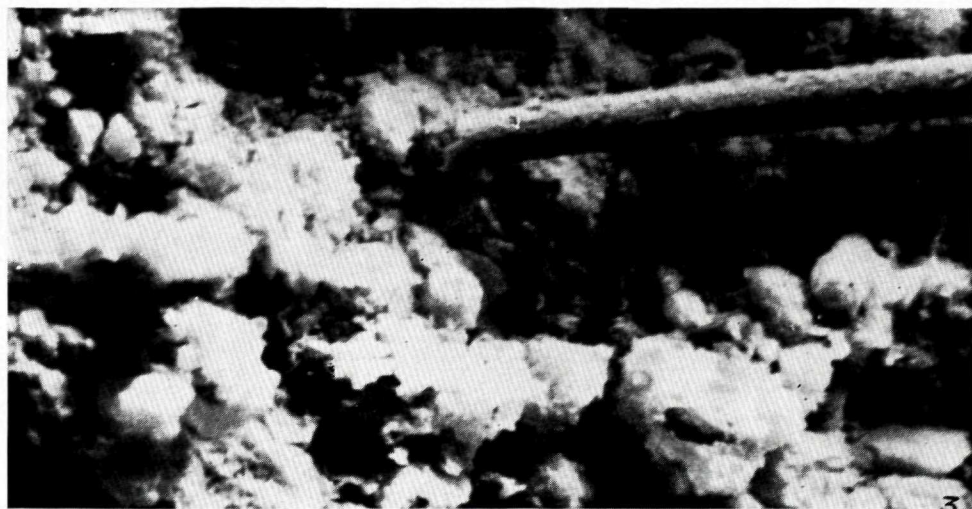
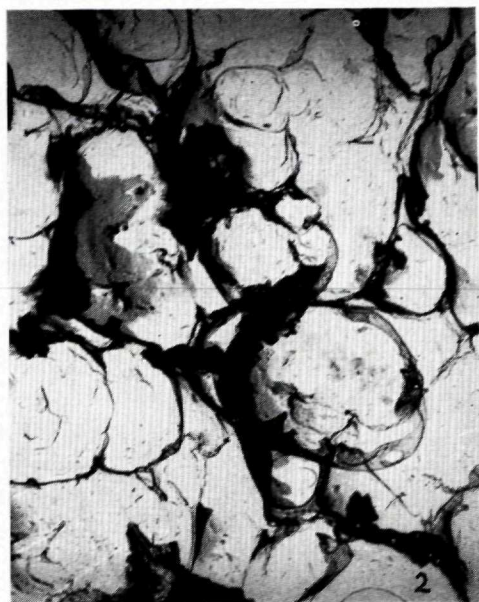
Obr. 1 RTG obraz Ca—K α kalcitové pseudomorfózy po sadrovcí so zvyškami dolomitizovanej flovej hmoty v ľavej časti obrázku, zväčš. 200 \times , GK-IV, 992 m. Obr. 2 RTG obraz Mg—K α dolomitizovaná flová hmota medzi kalcitovými výrastlicami, zväčš. 200 \times , GK-IV, 992 m. — Obr. 3 RTG obraz Al—K α flová základná hmota medzi kalcitovými výrastlicami, zväčš. 200 \times , GK-IV, 992 m. — Obr. 4 RTG obraz Si—K α flová základná hmota medzi kalcitovými výrastlicami, zväčš. 200 \times , GK-IV, 992 m. —
Foto: J. Kolman



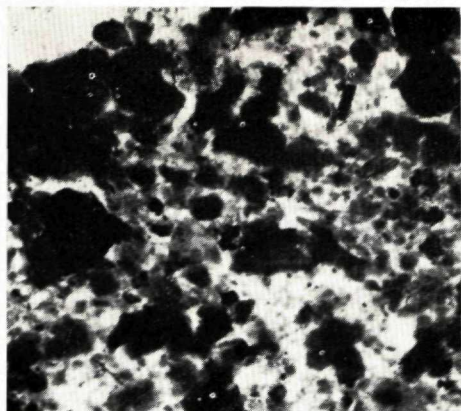
Obr. 1 Kalcitové organické zvyšky (gametangie rias) v dolomite, zväčš. 42,5 ×, GK-IV, 1128,80 m — Obr. 2 Radiálny lúčovitý dolomit problematických organických zvyškov, zväčš. 11 ×, GK-IV, 1034,50 m. — Kolekcia M. Marková, foto J. Cubínek. — Obr. 3 RTG obraz Ca—K_x, kalcitové organické zvyšky v dolomite, zväčš. 200 ×, GK-IV, 1128,80 m. — Obr. 4 RTG obraz Mg—K_x dolomitová základná hmota, tmavé miesta — kalcitové organické zvyšky neobsahujú Mg, zväčš. 200 ×, GK-IV, 1128,80 m. — Foto: J. Kolman



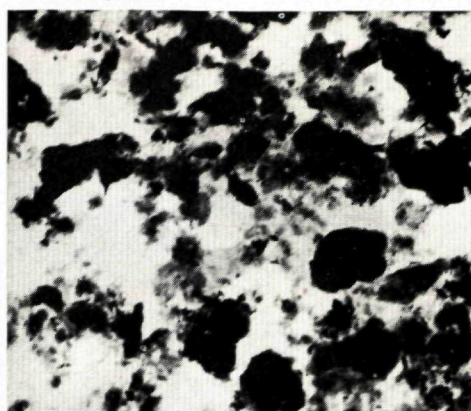
Obr. 1 Mikrokrystalický dolomit, zväčš. 250 ×, GK-IV, 1004,10 m. — Obr. 2 Dolomit mikrokrystalickej štruktúry zložený z klencov, obrastených dolomitovou kôrkou do teliesok okrúhleho až 6-uholníkového prierezu, zväčš. 1000 ×, GK-IV, 1004,10 m. — Obr. 3 Kryptokrystalický dolomit, zväčš. 250 ×, GK-IV, 1039,70 m. — Obr. 4 Dolomit kryptokrystalickej štruktúry, zložený z teliesok prisadajúcich k sebe formou včelieho plástu (dolu, stred), zväčš. 1000 ×, GK-IV, 1076,80 m. — Kolekcia: M. Marková, foto: P. Snopková



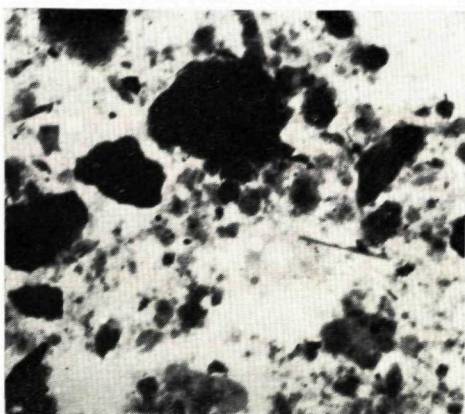
Obr. 1 Elektronová mikrofotografia karbónovej repliky mikrokrystalického dolomitu, zväčš. 4620 ×, GK-IV, 1036,50 m. — Obr. 2 Elektronová mikrofotografia karbónovej repliky kalcitových pseudomorfóz po sadrovcí, zväčš. 6930 ×, GK-IV, 995,50 m. — Obr. 3 Elektronová mikrofotografia SED lomovej plochy kryptokrystalického dolomitu s reliktom úlomku *Rhabdomina* sp. Zväčš. 2500 ×, GK-IV, 1039,60 m. — Foto: J. Krištín. Elektronový mikroanalýzátor J×A JEOL, Japonsko.



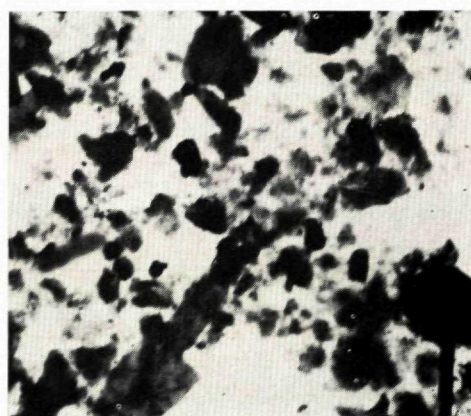
A = 2,3–2,4 m;



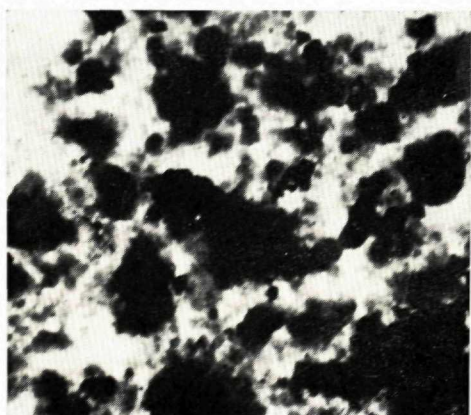
B = 3,1–3,2 m;



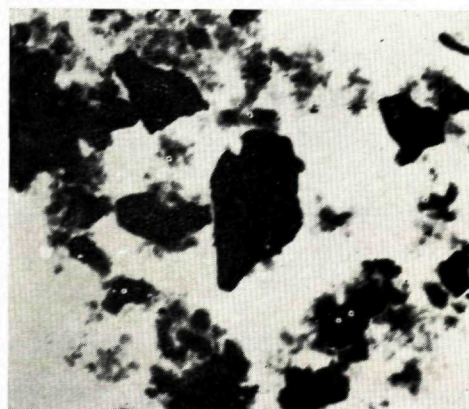
C = 3,7–3,8 m;



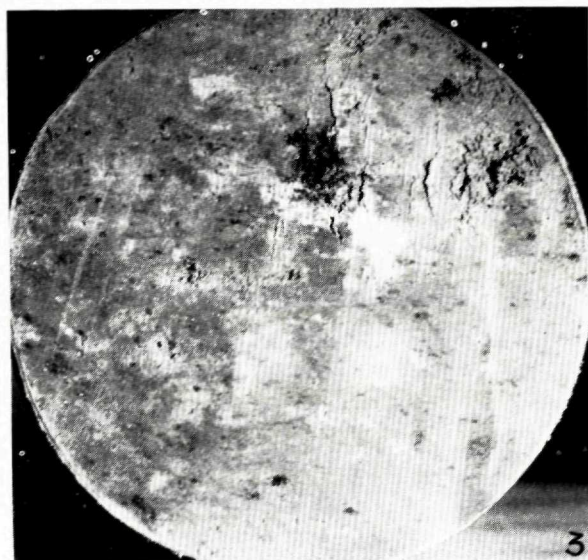
D = 4,4–4,5 m;



E = 5,0–5,1 m;



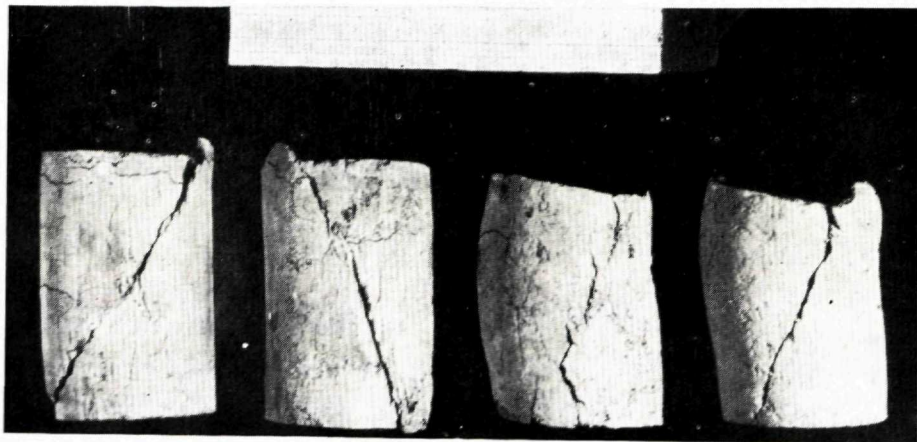
F = 5,5–5,6 m



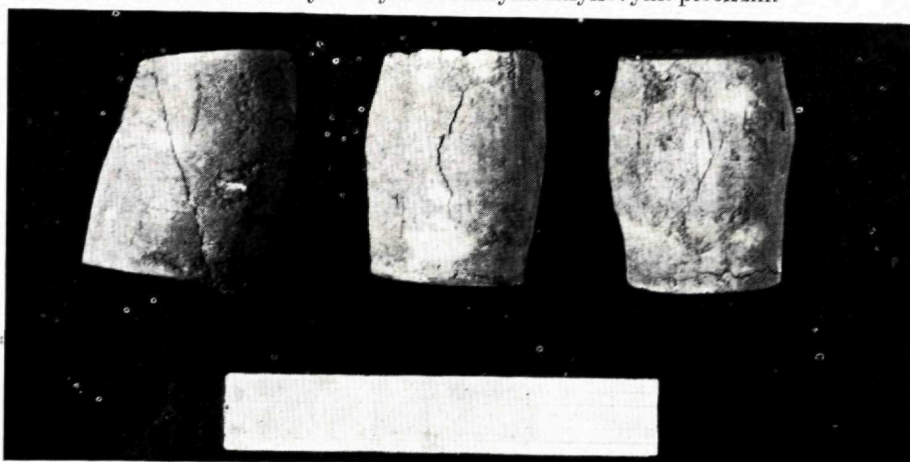
Obr. 1 Vzorka spraší W 3 — na reze vidno makropórovitú štruktúru (pórovitosť 44 — 46 %), obsah konkrécií Mn a CaCO_3

Obr. 2 Vzorka spraše pripravená na triaxiálnu šmykovú skúšku. Na stenách valčeka vidno prejavy makropórovitej štruktúry a vlhkosti (zatrhávanie), rozotreté mangánové konkrécie a svetlejšie polchy s rozptýlenými uhlíčanmi. — Obr. 3 Vzorka odobratá zo spraše W 3, na reze vidno makropóry — tmavšie škvrny kruhového prierezu, stopy po mangánových a vápnikových konkréciách.

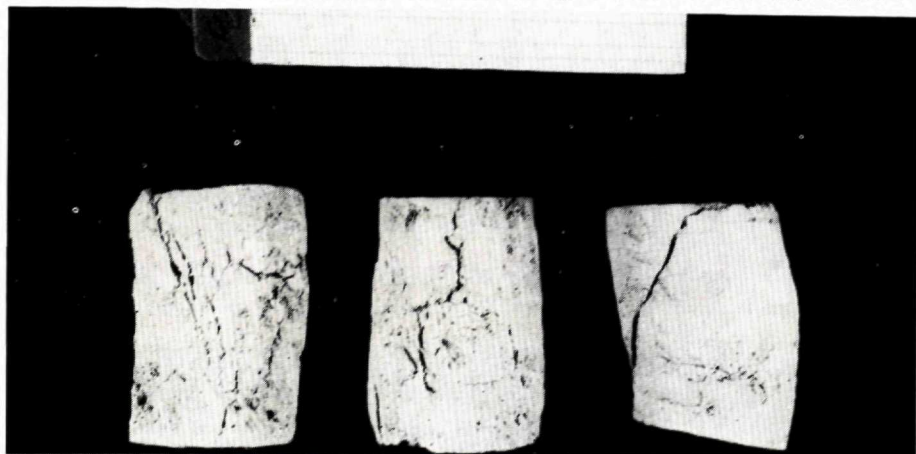
Foto Š. Poláček



Obr. 1 Porušenie vzoriek deluviálno-soliflukčnej sprašovej hliny pri triaxiálnych skúškach s dobre vyvinutými rovinnými šmykovými plochami



Obr. 2 Porušenie vzoriek spraší pri triaxiálnych skúškach. Vzorky sa vplyvom malej vlhkosti, zvislej odľučnosti prípadne konkrécií pri skúške roztrhávali, drobili



Obr. 3 Porušenie vzoriek interštádiálnej sprašovej hliny W 1/2 pri triaxiálnych skúškach. Vzorky sa vplyvom súdržnosti fľovitých častíc súdkovite deformujú — pri skúške nastávajú veľké výškové a bočné deformácie

foto L. Osvald

GEOLOGICKÉ PRÁCE, SPRÁVY 58

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo Vydavateľstve Slovenskej akadémie vied
v Bratislave roku 1972

Vedecký redaktor RNDr. Ondrej Samuel, CSc.

Vytlačili: Tlačiarňské závody PRAVDA, závod Bratislava, písmom garmod a petit
Extendet

AH 21,47 VH 21,91

Cena brož. Kčs 31,—

