



SBORNÍK GEOLOGICKÝCH VED
JOURNAL OF GEOLOGICAL SCIENCES

g e o l o g i e

g e o l o g y

40

Publikace Ústředního ústavu geologického,
nositele Řádu republiky a Řádu práce

Vědecký redaktor: **DR. ZDENĚK KUKAL**

RNDr. ZDENĚK KUKAL, CSc.

Diskuse o pracích
se konala na poradním sboru vědeckého redaktora
dne 4. května 1984

© Vydal Ústřední ústav geologický, 1985

SBORNÍK GEOLOGICKÝCH VĚD
JOURNAL OF GEOLOGICAL SCIENCES

g e o l o g i e

g e o l o g y

40



VYDAL ÚSTŘEDNÍ ÚSTAV GEOLOGICKÝ
V AKADEMII, NAKLADATELSTVÍ ČESKOSLOVENSKÉ AKADEMIE VĚD
PRAHA 1985

OBSAH

Cícha I. et al.: Neogén v opěrných vrtech OS-1 Kravaře a OS-2 Hať v opavské pánvi. — Neogene in OS-1 Kravaře and OS-2 Hať key boreholes in the Opava area	183
Knobloch E.: Paläobotanisch-biostratigraphische Charakteristik der Klikov-Schichtenfolge (Oberturon—Santon) in Südböhmen. — Paleobotanicko-biostratigrafická charakteristika klikovského souvrství (svrchní turon—santon) v jižních Čechách	101
Kočandrle J. - Opletal M.: Srovnání jaderných jednotek východního a západního křídla orlicko-kladské klenby. — Vergleich der Kerneinheiten des östl. und westl. Flügels der Orlické hory-Kłodzko-Kuppel	63
Ledvínková V.: Gabroidy v mirovickém metamorfovaném ostrově. — Gabbroids in the Mirovice metamorphic islet	35
Opletal M. viz Kočandrle J. - Opletal M.	63
Škvor V.: The principal features of the geotectonic development of Cuba and the Caribbean region. — Hlavní rysy geotektonického vývoje Kuby a karibské oblasti	9
Váně M.: Geologická stavba podkrušnohorského prolomu a jeho tektogeneze. — The geological structure of the Krušné hory-piedmont graben and its tectogenesis	147

Sbor. geol. věd	Geologie 40	Pages 9—33	6 figs.	— tab.	— pl.	Praha 1985 ISSN 0581-9172
--------------------	----------------	---------------	------------	-----------	----------	------------------------------

The principal features of the geotectonic development of Cuba and the Caribbean region

Hlavní rysy geotektonického vývoje Kuby a karibské oblasti

Vladimír Skvor¹

Received December 21, 1983

Skvor V. (1985): The principal features of the geotectonic development of Cuba and the Caribbean region. — Sbor. geol. Věd, Geol., 40, 9—33. Praha.

Abstract: The central segment of Cuba is formed by three parallel belts of a different Earth's crust. The northern coast belongs to the carbonate province of the region Florida—Bahamas. More southerly runs a crushed and folded zone which links up with the ophiolite complexes. The middle and southern parts are formed by volcano-sedimentary, plutonic and metamorphic sequences. Some problems of the crystalline basement and of the metamorphic massifs of Escambray and Isla de la Juventud are presented in greater detail. The ophiolite complexes which rose along the Principal Suture are associated in space and time with volcanic, plutonic and metamorphic processes. The geological development of the ophiolite belt consisted of the graben-like formation and later elevation. The extreme deformations are related to the movements along the suture, to the serpentinization process, diapirism and gravity slides of the serpentinites. The present-day geotectonic models are discussed from the point of view of the structural heterogeneity of the Caribbean region.

¹ Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1

Introduction

The structure and geological development of the Caribbean region has been repeatedly treated in literature. A number of different geotectonic models indicates the complexity of the problem as well as the limits of our notion.

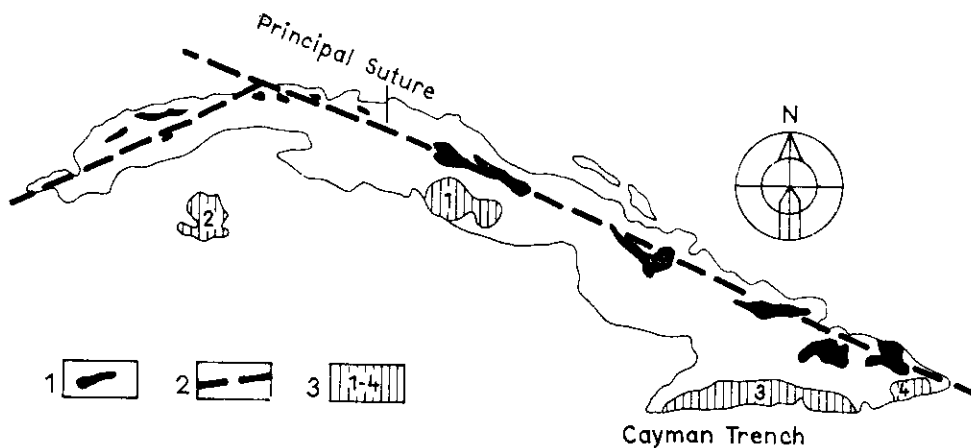
The Caribbean region forms a plate surrounded in the N and S by continents, in the W by the Central American Isthmus and in the E by the Atlantic Ocean. The Precambrian and Paleozoic rock sequences crop out along the northern and southern continental margins of the Caribbean and form the nucleus of the Central American Isthmus. The data which directly indicate the presence of ancient rocks within the Caribbean region are sporadic. For example, the radiometric age (K-Ar method) of phlogopite from the marbles near the village Socorre in western Cuba is 945 ± 25 and 910 ± 25 Ma (Somin - Millan 1981).

The structure of the Caribbean Sea consists of several basins, trenches, ridges and rises. Some structures known outside the plate seem to continue in the Caribbean Sea (Kump era - Škvor 1969). The geophysical data indicate that the Caribbean crust is transitional between the continental and oceanic types. The expressive structural heterogeneity and its causes represent the principal problem of the geological interpretation of the Caribbean region.

According to the results of the seismic investigations the Earth's crust in the Yucatan, Colombian and Venezuelan Basins is similar to the oceanic-type crust. However, the crust of these basins and its individual layers are essentially thicker than in the oceans (Case 1975). On the contrary, the Earth's crust of the ridges (Cayman, Beata, Aves) and the rises (Nicaragua Rise) is similar to the continental type. The mutual relations of these different structural units may be studied in the cross-sections. An example is the section across the Yucatan Basin, Cayman Ridge and Trench and the Nicaraguan Rise (Perfit - Heezen 1978). The Moho discontinuity below the depressions lies at the depth of 12–13 km, below the elevations at more than 20 km. These data show that the depressions are accompanied by a raised mantle.

1. A brief outline of the deeper structure of Cuba

Cuba is the largest island of the Caribbean region, which during the Upper Mesozoic and Paleogene systems formed the border between the stable platform in the N and extreme mobile zones in the S. The northern coast belongs geologically to the carbonate province of the region Florida—Bahamas. More to the S along the northern margin of the island runs an extremely crushed



1. Geographic orientation scheme
 1 — ophiolite complex; 2 — weakened zone; 3 — 1 — Escambray Mts., 2 — Isla de la Juventud, 3 — Sierra Maestra, 4 — Sierra del Purial

and folded zone formed of various sedimentary sequences, separated into tectonic blocks, and of the ophiolite complexes. The middle and southern parts are below the young sedimentary cover formed of magmatic and metamorphosed sequences.

The outline of Cuba is strikingly elongated in the proportion 1:10. The width oscillates between 50—120 km. As mentioned above, the central segment of the island is formed by three geologically different belts, parallel to the axis of Cuba. They are as follows:

1. According to the geophysical data (Scherbakova et al. 1973, 1977, Shein et al. 1975) at the northern margin of Cuba the Earth's crust is of continental type and 25—30 km thick. Its upper part is composed of a pre-Jurassic crystalline basement, which is most probably analogous to the basement of South Florida, and of the sedimentary sequences of Jurassic—Upper Cretaceous age. The geophysical data indicate that the crystalline basement submerges from the N to the S along a system of large faults which are roughly parallel to the northern outline of Cuba. The sedimentary cover is represented by folded sequences of terrigenous deposits and carbonates of Jurassic—Lower Cretaceous age and by siliceous sediments and carbonates of Aptian—Santonian(?) age.

2. A different crustal type has the "Principal Suture", which forms a violently tectonized, 5—20 km broad zone along the northern coast. Its crust is ± 18 km thick, of suboceanic type. The suture extends for more than 2000 km, with branches reaching up to Puerto Rico. In seismic profiles, the mentioned structure is distinguishable by the rapid change of the wave-front velocities (Shein et al. 1975).

Many field observations clearly demonstrate that the suture was used as a channel for the invasion of the subcrustal material of the ophiolite complexes (Kozary 1956, Knipper - Puig 1967, Knipper - Cabrera 1974). According to the geological as well as geophysical criteria, the Principal Suture represents a large old deep-seated fault, which became inactive towards the end of the Cretaceous or in the Paleogene. Its strike is NW, the dip in Central Cuba is 60—70° to the SW (Itturalde-Vinent 1975, Škvor 1982). The marginal trough or leptogeosynclinal of Knipper and Cabrera (1974) filled by deep-sea deposits lay along the superficial projection of the suture. South of the suture crops out the volcano-sedimentary complex of pronounced geochemical polarity, the granitoid massifs and regionally metamorphosed sequences (fig. 6).

The width of the geophysically indicated Moho antiform which corresponds roughly to the dimension of the uprised subcrustal material, is 40—50 km. As known, the density of the ultrabasites and the velocity of seismic waves in these rocks is drastically reduced by serpentinization (Moskaleva 1974). From this point of view the depth gradients of the wave velocities may cor-

respond to the grade of serpentinization of the ultrabasites. The little expressive Moho discontinuity may be explained in the same way.

3. The third zone, also parallel to the long axis of the island, forms the middle and southern parts of the central segment of Cuba. The Earth's crust is here 20–35 km thick and corresponds to the continental or subcontinental type. This part has been classified as eugeosynclinal or compared with the structure of the island arcs. This zone borders in the N on the ophiolite complexes, in the S it is separated by a number of large faults from the Yucatan Basin.

It consists of a crystalline basement overlain by more or less metamorphosed terrigenous deposits and carbonates of Jurassic–Lower Cretaceous age and by a strongly deformed Cretaceous volcano-sedimentary complex, often intruded by plutonic bodies. The thickness of the mentioned sequences reaches, according to seismic methods, 5 km. In the elevated blocks in central and eastern Cuba, the crystalline basement crops out in the actual erosion level. It is formed mostly by amphibolites with migmatite and gneiss intercalations.

In the W, the Principal Suture exceeds the limits of Cuba and disappears in the Gulf of Mexico. Unlike the Central Cuba striking NW–SE, the outline of the western promontory of the island has a ENE–WSW direction. The Principal Suture is substituted here by another weakened zone striking parallel with the outline of the promontory. The geological structure is similar there to the central segment. A confrontation of central Cuba with its western promontory demonstrates that the strike of the structural elements is strongly influenced by and subordinated to the mentioned deep-seated faults. Different strikes may be observed only in the remoter areas, where they may correspond to previous structural plans.

We may summarize that the major part of Cuba consists of 3 belts of different types of the Earth's crust which are parallel to the length axis of the island. The suboceanic crust of the ophiolite belt has a specific position and significance. Both the geological and geophysical data prove that the sub-crustal material used this weakened zone as a channel for its ascent. The invasion of the asthenospheric material, described in some aspects later in this article, played the principal role in the geological development of the island. From this point of view, the Principal Suture has a role of the dorsal spine.

2. Some problems of the regional-metamorphosed sequences of Cuba

The regional-metamorphosed, paleontologically dated Jurassic–Lower Cretaceous deposits crop out in the Escambray Mts. Lithologically similar sequences, most probably of the same age, form the massif of the Isla de la Juventud (former Isla de Pinos) and crop out also in the Sierra del Purial. The radiometric dates prove the Upper Cretaceous age of the metamorphosis.

The radiometrically dated older metamorphites, which may be considered as a part of the crystalline basement, are known from western Cuba. The age and geological position of some other metamorphosed sequences have been repeatedly discussed in literature. The results of recent investigations as well as opinions of earlier authors are presented in Somin and Millan (1981), Staník et al. (1981) and Kántchev et al. (1975). Some new complementary observations and interpretations are presented in this article.

The radiometric age (K-Ar method) 945 ± 25 and 910 ± 25 Ma (Somin - Millan 1981) of phlogopite from the marbles of Socorro near Matanzas is surprising. The granite, cropping out along the river Cañas near Matanzas has the age of 150 ± 5 Ma (K-Ar method). The conglomerates with pebbles and boulders of leucocratic gneisses crop out in the Jurassic formation near the city of Pinar del Río. The most frequently observed rocks of a higher metamorphic facies are the amphibolites, granitized amphibolites and associated migmatites and gneisses, which crop out in tectonically limited blocks in the surroundings of the Escambray Mts. and in the Sierra del Purial. The radiometric ages of these rocks (60–80 Ma) are considered as having been rejuvenated during the Cretaceous tectonothermal events. The mutual relation of these rocks to the epizonally metamorphosed Jurassic–Lower Cretaceous deposits has been discussed by many authors. The focus of the discussion is the relation of the amphibolites of Manicaragua (or Mabujina) to the schists of the Escambray Mts. Some authors hold the opinion that the amphibolites represent an elevated block of the crystalline basement. The other consider the schists of Escambray as an older unit.

The problem could be solved in case one of the neighbouring complexes is polymetamorphosed. However, the course of the metamorphic conditions has an ascendent and descendent trend. If the rock system is not dry, the transformation continues during the decrease of the metamorphic conditions and the rock may get some features which resemble a later metamorphosis. In order to distinguish two different tectonothermal events we usually need some specific criteria.

The amphibolite complex of Manicaragua crops out in a broad coherent belt along the northern border of the Escambray Mts. The observable contacts are tectonic. In the southern margin of the Escambray Mts. the amphibolites crop out only sporadically. Partly granitized amphibolites have been found also in the centre of the Escambray Mts., where these rocks form large inclusions in the serpentinites which penetrated along the large fault of Agabama. The results of the geological and geophysical survey (Staník et al. 1981) showed that the complex of amphibolites continues under the Escambray massif in its northeastern part. With respect to the metamorphic grade, the amphibolite complex has been divided in two parts: the first is composed of amphibolites and granitized amphibolites with intercalations of gneisses and migmatites. The

second is formed by greenschists, which represent slightly metamorphosed basic volcanics and their pyroclastics. Petrographic transitions between these sequences have not been discovered.

The migmatized amphibolites containing many folded recrystallized aplitic dykes crop out in the valley of the river Jicao and in the valley of an unnamed creek W of Santi Spiritus. The dykes are one centimeter up to several decimeters thick. Some are parallel to the expressive schistosity, which is moderately folded in a pair system $B_1 \perp B_2$. Lenticular forms of the dykes seem to have been formed by boudinage.

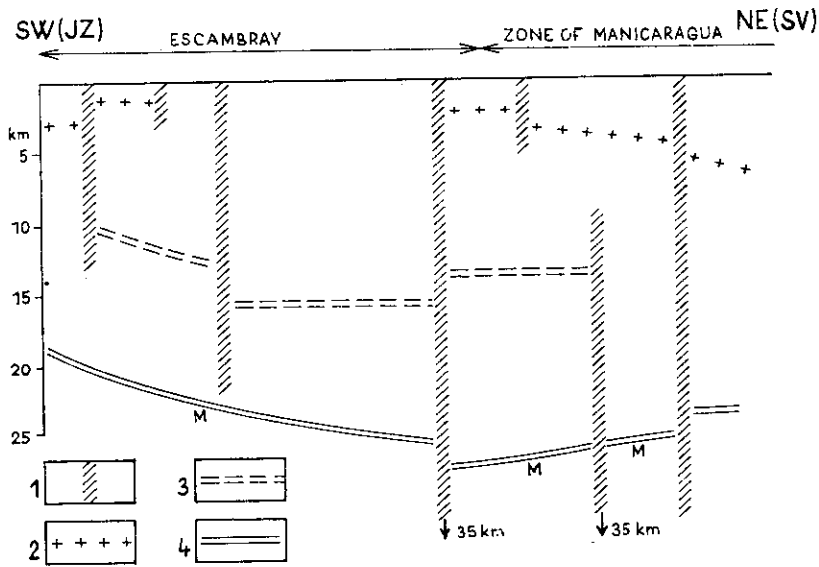
The other set of dykes of the same composition is extremely folded. The folds with nearly vertical axes are of the "similar" type. These dykes represent the primary fillings of the transversal ac-joints. The generation and opening of the abundant joints under the conditions of ultrametamorphosis is considered impossible. The joints could not have appeared before the temperature and volume decrease. On the contrary, the folding and recrystallization of the primary dykes occurred under high plasticity and temperature during another ascent of metamorphic conditions. The spatial orientation of the B_1 folds, which are roughly parallel to the margins of the adjacent domes of the Escambray massif shows that the second tectonothermal activity has been directly associated with that of the Escambray Mts.

The indirect evidence mentioned above is in full agreement with the two separate metamorphic levels observed in the amphibolite complex. The lower is represented by the amphibolite facies, the upper is the Cretaceous greenschist facies. The latter grows weak in the external direction off the complex, where it passes into the slightly metamorphosed and unmetamorphosed volcano-sedimentary complex. Both parts were intruded by younger aplitic and pegmatitic dykes, which remained undeformed. The amphibolites s.s. are considered to be part of the crystalline basement. The age of the older tectonothermal event is unknown.

The results of the absolute age determination show that the regional metamorphism of Cuba was finished towards the end of the Cretaceous (Somini-Millan 1981). The commencement of these processes is unknown. The time interval of the activity of tectonothermal processes is difficult to determine. The general estimations are mostly indirect, based on physical calculation of heat transfer and on geological deductions. Suk (1983), summarizing the general conclusions of many authors points out that the regional metamorphosis of the alpine type took some 30 Ma, whereas the regional metamorphosis and ultrametamorphosis of the ancient massifs some 100 Ma. According to these data we may suggest that the geothermal systems had appeared in some areas of Cuba during the Aptian—Albian stages and successively disappeared during and prior to the Maastrichtian.

The massif of the Escambray Mts.

The Escambray Mts. are formed by terrigenous, carbonate and volcanic deposits metamorphosed in the greenschist facies. The discovery of the Upper Jurassic ammonites in these rocks (Millan - Myczyński 1978) proves the Mesozoic age of the primary rock sequences and gives the base for the stratigraphy of the massif. The area has been studied recently by Staník et al. (1981) who did the geological and geophysical mapping on the scale of 1:50,000 and by Millan and Somin (1981).

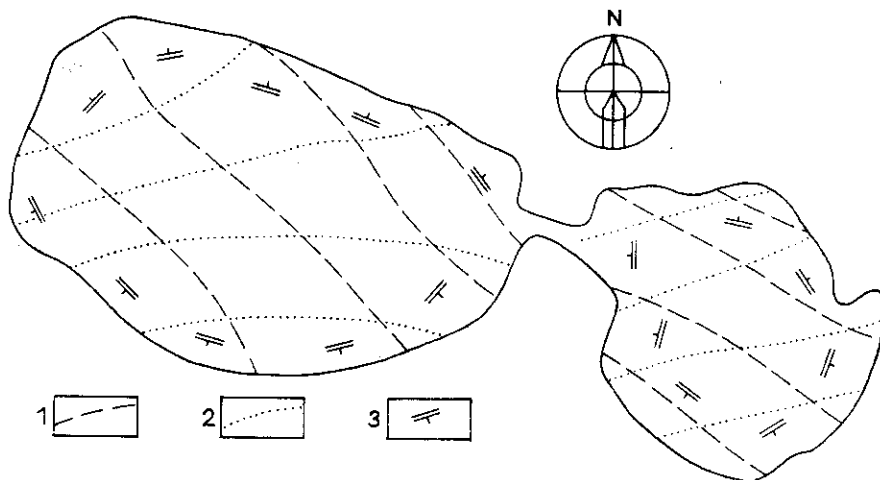


2. The scheme of the Earth's crust structure below the Escambray Mts. (after V. E. Scherbakova - V. G. Bovenko, 1973)
1 — deep fault; 2 — upper level of the granite layer; 3 — upper level of the lower crust; 4 — Moho

The massif represents an antiform with steep flanks and subhorizontal central part. The large transversal fault of Agabama divides the structure in two separated domes. The seismic investigation (Scherbakova - Bovenko 1973) brought data on the structure below the Escambray Mts., which has the character of a graben, limited by deep faults (fig. 2).

The strike of the main fold systems and corresponding lineations is NW—SE. The second system is nearly normal, striking NE—SW. Other fold systems reported by Staník et al. (1981) and by Millan and Somin (1981) are of local importance. The data on the structural analysis collected by Staník et al. have been evaluated in a number of tectonograms for different areas of the massif. Their interpretation (Škvor 1982) has led to the following con-

clusions: The axes of the main fold system (b_1 and b_2) have the same strike in the central subhorizontal part as in the steeply inclined circumference of the domes, where the strike of the foliations changes from one place to the other. This principle is important for the correct explication of the geological development of the massif. The generation of the antiforms is not younger than the fold systems. As the schistosity and folding originated during the metamorphosis, the formation and primary ascent of the domes are synmetamorphic (fig. 3).



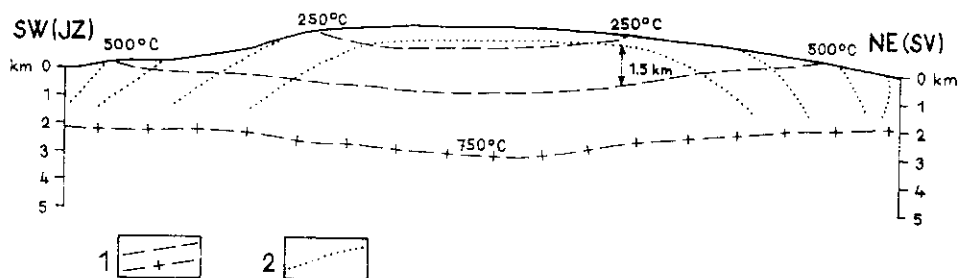
3. The synoptic strike-courses of the main fold axis, lineations and foliations in the Escambray massif (after E. Staník et al. 1981)
 1 — fold axis b_1 and lineation l_1 ; 2 — fold axis b_2 and lineation l_2 ; 3 — strike and dip of the foliations

Millan and Somin (1981) as well as Staník et al. (1981) distinguished 3 metamorphic zones. The first zone (1) corresponds to the low greenschist facies and forms the large central part of the western dome of Trinidad. The second (2) corresponds to the higher greenschist facies and is present between the zones 1 and 3. The last one (3) represent the epidote-amphibolite facies and is developed in the periphery of the antiforms. In the eastern smaller dome of Santí Spiritus zone 2 forms the central and zone 3 the peripheral part. Zone 1 is not present.

According to the usual criteria the metamorphic zonation of Escambray is inverted. The different metamorphic facies are subordinate to the shape of the massif. In whatever cross section of Escambray we may schematically reconstruct the metamorphic isotherms. According to the petrologic literature e.g. (Šuk 1983) the temperature of the lowest metamorphic facies of zone 1 corresponds to some 250 °C, the highest temperature of the epidote-amphibolite facies of zone 3 might reach some 500 °C. The schematic cross-section (fig. 4)

demonstrates that the course of the metamorphic isotherms was not parallel to the internal structure of the massif. Whereas the structure of the antiforms is characterized by its convex shape, the course of the metamorphic isotherms was concave. The section indicates a high geothermal gradient of cca 170 °C/km.

As the metamorphosis of the circumference of the Escambray massif is distinctly higher than that of its central part, we may consider that the metamorphic conditions might not have been limited to the massif itself but have had a regional character. The course of the geoisotherms must have been motivated geologically. The unconsolidated water-bearing sediments are of a lower thermal conductivity than the consolidated or crystalline sequences.



4. A model of the metamorphic isotherms in the cross-section of the dome Trinidad (1 : 200 000)
1 — metamorphic isotherm; 2 — structure of the dome

In this way the metamorphic heat-flows passing through the unconsolidated sediments are reduced with respect to the marginal parts of the sedimentary basin. The heating of the massif passed not only through the bottom of the basin but also from the margins. From this point of view it is logical that the metamorphic zone 1 is not present in the dome of Santí Spiritus: the central part of the smaller dome has been heated more from the margins.

The petrography and the geological interpretations of Escambray have usually been complicated by the presence of the blueschists. This problems is discussed later in this article.

The seismic data and the structural and metamorphic history of Escambray indicate that the metamorphosed rocks have been primarily deposited as sediments in a graben-like depression, which communicated with the large Jurassic sedimentary basin of the Caribbean region. The presence of volcanic material and serpentinites along the fault system shows the association of the "graben" with the activity of deeper zones.

In the general interpretation of Escambray, the origin of the graben-like subsidence is to be related to the ascent of subcrustal material along the deep faults, which violated the isostatic equilibrium. Later on the heat front, accompanying the invasion of subcrustal material, brought the metamorphic

conditions close to the surface. The volume increase of the heated lithosphere motivated the primary uprise of the massif.

The metamorphosed massif of the Isla de la Juventud

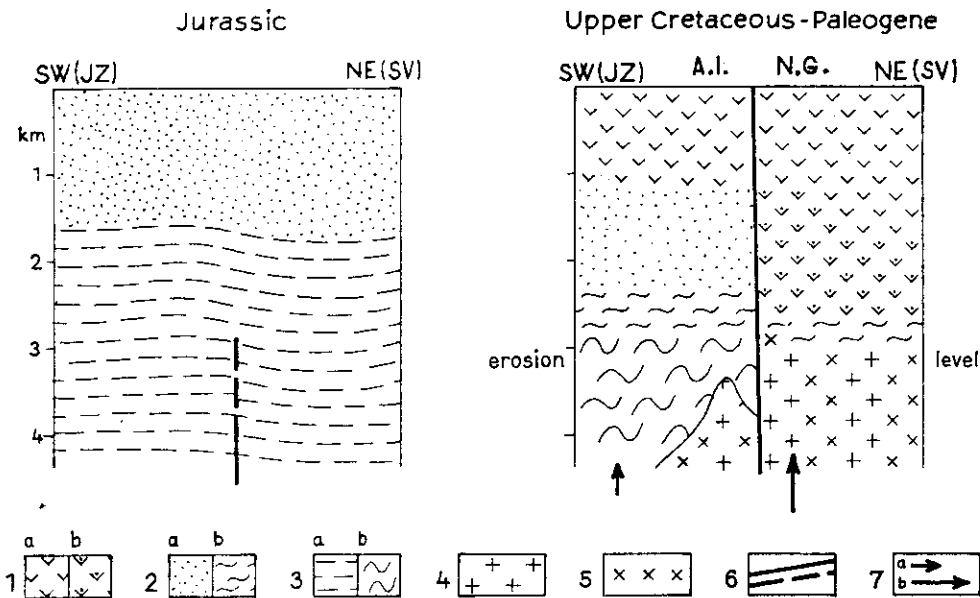
The petrography and metamorphic zonation of this massif have been described by Eguipko et al. (1975) and by Millan (1981). Eguipko distinguished 6 metamorphic zones and described the role of the weakened zones for the metamorphic grade. Millan distinguished 5 metamorphic zones which are related to the block structure of the massif. The lithology of the sequences is similar to the dated sediments of the Province Pinar del Río. From that point of view the massif is considered to be formed by metamorphosed Jurassic—Lower Cretaceous deposits. The upper part of the stratigraphic column, i.e. the Agua Santa Formation, crops out in the highly metamorphosed blocks. On the contrary the Cañada Formation, which belongs to the lower part of the stratigraphic column, crops out in the slightly metamorphosed blocks.

The metamorphic mineral associations oscillate between the greenschist and high amphibolite facies. The above-mentioned authors placed the various types of metamorphites into the schemes proposed by Winkler (1967) and Miyashiro (1964). In this way the zones have been described as the Buchan and Dalradien types and the andalusite-sillimanite and disthene-sillimanite subfacies as Abukuma and Barrow types. Considering the classical terminology of Suess (1936), the metamorphic zones 4 and 5 of Millan (1981) correspond to the periplutonic metamorphosis. In zone 5, known along the weakened zone La Fé, the conditions were close to partial melting. The zones 1—3 may be considered as various types of the anorogenic metamorphosis of Suess.

The intensity of the metamorphosis proves that the processes did not take place at a high near-surface level. The sedimentation was in all probability interrupted by the high Cretaceous geological activity, known all over the Caribbean region. The volcanic effusions and pyroclastics could form a thick heated cover during a short time, which isolated the geothermal system from the top. The existence of this cover is proved by the presence of the volcanic complex preserved in the northwestern margin of the island in the depression Sabana Grande. According to Kuman and Garapko (1965) and Garapko et al. (1974), this complex is represented by effusive-pyroclast formations which lie discordantly above the metamorphosed sequences. The base of the volcanic complex is also metamorphosed. The thickness of the original cover is unknown. It could reach several hundred meters in the western and 2—3 km in the eastern part of the island. In such conditions the

thermal gradient in the area of the metamorphic zones 4 and 5 could reach up to 200 °C/km.

The greatest difference of the intensity of the regional metamorphosis exists between the block Río los Indios and the region of Nueva Gerona (Millan 1981), separated by the large fault La Fé. The latter block was mobile. The subcrustal activity loaded this block with a thick volcanic cover, indicated by the preservation of the upper Formation Agua Santa in the actual erosion level (fig. 5). High heat flows brought the metamorphic conditions up to the volcanic cover, which formed a thermal insulating layer. The temperature of the upper crust rose up to the point of partial melting. The granitic melts transported the heat to the uppermost levels.



5. Scheme of the geological development of the Isla de la Juventud
 1a — volcano-sedimentary complex; 1b — idem metamorphosed; 2a — Formation Santa Agua; 2b — idem metamorphosed; 3a — Formation Cañada; 3b — idem metamorphosed; 4 — granitized rocks; 5 — granite; 6 — deep fault; 7 — heat flow (a — moderate, b — high); A.I. and N.G. — the blocks „Antiforma los Indios“ and „Nueva Gerona“

On the contrary, the block Río los Indios may be considered as more stable. The occurrence of the Cañada Formation in the present erosion level indicates that the volcanic cover of the Jurassic sediments had a reduced thickness. The heat flows were less intensive.

The volcanic cover and the upper parts of the metamorphosed deposits were eroded. The first results of the investigation of the sediments accumulated in the surrounding sea are in conformity with the presented interpretation.

3. The Cretaceous geological activity

There is no doubt that the principal source of energy of the tectonothermal events is the uprising of the asthenospheric material which is also the direct or derivative source of various types of magmatism.

The large ultrabasic complexes of Cuba are controlled by the Principal Suture and its branch in the western promontory of the island. However, the presence of ultrabasites is by far not limited to these structures. Smaller bodies of ultramafic rocks are known from many areas and localities, where they have penetrated along faults of various strikes. The geological data prove mostly the Cretaceous—Paleogene age of their emplacement (Kozary 1956, Knipper - Cabrera 1974). We may therefore presume that the whole Cuban territory was during the mentioned period strongly affected by the activated mantle material.

The zones of large ascent of ultrabasic material evolved successively to the actual ophiolite complexes which are in space and time associated with the volcanic, plutonic and metamorphic processes in the adjacent zones.

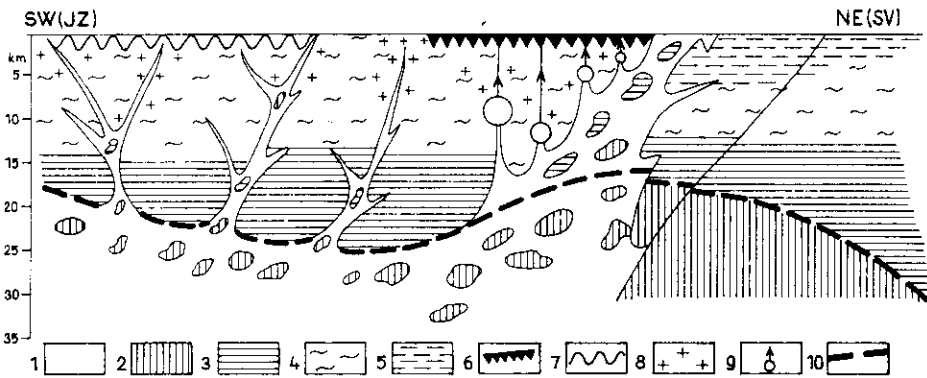
The ophiolite complexes consist generally of ultramafites, gabbro and volcanites (diabase dykes, pillow lavas) and are strongly tectonized. On the actual surface we may observe the ophiolite sequences mainly in thrust sheets or gravity nappes as a serpentinite melange. In this way, the various magmatic sequences lie in the tectonic position.

As known, the binodal magmatic activity may be explained in various ways: as a consequence of two different contemporaneous magmatic chambers or as a consequence of nearly simultaneous ascent of different melts directly from the mantle. Another model (Nisbet - Chinner 1981) is considering the ascent of a single ultramafic liquid from the depth. This fluid is of a high temperature (1600—1700 °C) and relatively low density (2.75 g.cm^{-3}) and viscosity (0.1—0.5 Pa.s). If the permeability of the crust is sufficient and the reserves of the ascending liquid are large, the fluids may reach up to the surface and erupt along the fissures. Such events occurred probably along the Principal Suture (Knipper - Puig 1967).

If the permeability of the Earth's crust is low and/or the reserves of the melt are insufficient, the liquid may be entrapped and form magma chambers of various sizes. The fractionation in the chambers starts with the separation of chromite and olivine, which accumulate in the bottom of the chamber. If the ascent of ultrabasic fluids stops, the melt crystallizes giving from the bottom to the top layers of chromite, dunite, lherzolite, pyroxenite and gabbro. If the successive portion of the ultrabasic liquid is abundant, a semipermanent or long-living magmatic chamber may be formed. The different density between the liquid in the upper part of the chamber and magmatic suspension in the lower part dismember the chamber in two parts (Nisbet - Chinner 1981).

However, only the fluids of the basaltic or more acid composition in the upper parts may due to the lower density erupt.

The overlying structures of the inclined weakened zones form a suitable environment for the development of the magmatic chambers. The Principal Suture in Central Cuba is inclined 60—70° to the SW (fig. 6). The thick volcano-sedimentary complex, which forms a broad belt, is limited on the rocks relatively overlying the Suture. Along its northern rim, the volcano-sedimentary complex is absent. The heat fronts, associated with the ascent of the ultrabasic liquids, may be considered as responsible for the conditions of the regional metamorphism. In a greater depth, the temperature rose up to the conditions of partial melting. The granitoid melts produced intruded later into the upper crustal levels.



6. Geotectonic model of Central Cuba

1 — ultrabasites; 2 — pre-Jurassic upper mantle; 3 — lower crust; 4 — crystalline basement; 5 — sedimentary formations of the northern coast; 6 — volcano-sedimentary complex; 7 — metamorphosed schists of Escambray; 8 — granitoids; 9 — magmatic chamber; 10 — Moho.

The deep-seated faults represent structures of a high permeability. The subcrustal fluids could relatively easily ascend along these structures up to the surface. However, during the intervals of relative tectonic inactivity, the ascent could be blocked and the melt could differentiate similarly as in the magmatic chambers. The various types of rocks, generated probably in this way, have been later deformed and ejected by the serpentinite diapirism. Occurrences of this kind are abundant in Cuba.

The rapid ascent of the ultrabasic fluids along the opened weakened zones could not be accompanied by a large-scale heat front. The low temperature of the ultrabasic protrusions is explained by the long distance of their transport and by the fact that they do not represent magmatic intrusions but serpentinite flows. Moreover, the serpentinitization may also be considered as an endothermic process.

The hydration of the ultrabasites may occur in the presence of moist surrounding rocks. The serpentinization in mass is believed to occur if the seawater penetrates to the deeper zones along the opened faults (Sorochin 1979). The endothermic nature of the reaction cools down the ultramafites and the thermal fields fail (Škvor 1982). In this way, the effects of the regional metamorphosis may sometimes indicate a lower grade of serpentinization of the deeper parts of the ultrabasic bodies. On the contrary, the absence of the regional metamorphosis may indicate a high grade of serpentinization in a greater depth.

The serpentinite diapirism, accompanied always by violent deformations, is easily explained by the density changes and mechanical properties of serpentinite. The schistose serpentinites, cropping out on elevated reliefs, form gravity flows similar to glaciers (Cowan - Mansfield 1970). The shear strength of these rocks is very low ($0.8-3 \cdot 10^{-5} \text{ N cm}^{-2}$). The volume increase of the serpentinized rock up to 25% causes superhigh pressures in the confined space of the rock massif. Under these conditions the rock sequences are crushed, pushed and squeezed out forming the serpentinite mélange. The high-pressure gradient in the vertical direction along the opened faults drives the mélange up to the surface, where it is exposed in thrust-like structures. The serpentinite mélange has been ejected several times in Cuba (Knipper - Cabrera 1974).

The blueschists are closely associated with some types of the serpentinite mélange. In Cuba, the glaucophane-bearing rocks were described for the first time from the Escambray Mts. by Somin and Millan (1981). The mineral association of these schistose or massive rocks corresponds to typical blueschists. According to the new set of geological maps on 1:50,000 scale (Staník et al. 1981) and detailed studies made by the present author, these rocks form lenticular, often narrow bodies surrounded by sequences, which do not contain any critical mineral of the "high-pressure" facies. The occurrences are always accompanied by exotic blocks or fragments of serpentinites. Often present are also blocks or fragments of eclogitic rocks. Somin and Millan (1981) described the partial transformation of amphibole into glaucophane and riebeckite in the amphibolites of the Formation Yayabo accompanied by blocks of serpentinite and eclogite. A similar occurrence is known in the Sierra del Purial (Cobiciella et al. 1977). The presence of glaucophane-bearing rocks has been reported also from other parts of Cuba. The blueschists are always accompanied by serpentinite in blocks or fragments of various sizes.

Some authors (e.g. Makučev 1973) have drawn attention to the fact that the alkaline amphiboles may originate in the conditions of the greenschist facies under a high sodium concentration. However, the experimental results indicate that the glaucophane, lawsonite and crossite generate in laboratory conditions under the superhigh pressure of 80-120 MPa. The majority of

authors consider at present the glaucophane-bearing rocks as a proof of the superhigh pressure metamorphosis. The temperature of this metamorphosis is considered to be as low as 200—250 °C. The mentioned pressure corresponds to the conditions in the depth of 25—35 km. Such pressure cannot be tectonically explained in the upper parts of the Earth's crust. From that point of view many authors interpret the presence of blueschists as a consequence of giant movements of tens of kilometers thick plates coming to collision or subduction. However, such conditions are absent in Cuba as well as in some other regions with blueschists occurrences.

The literature dealing with the blueschists occurrences known from Japan, California, Oregon, the Urals, the Alps, Carpathians and other regions demonstrates that these are associated with mobile zones and accompanied by isolated serpentinite bodies. This fact may be the key-point for the interpretation of the superhigh pressure conditions.

As mentioned above, the serpentinization is associated with reduced density. If this happens in a confined space of a rock massif, the molecular forces of transformed ultramafites produce superhigh pressures. Such conditions come in action especially if the ultramafites form isolated bodies in a rock massif of a different composition. The pressure in the rising serpentinite protrusions is lower, below the level of the blueschist facies.

The radius of the high pressure motivated by the serpentinization of ultramafic bodies depends on many factors. High gradients probably existed in the confined sequences of a low permeability, in which the serpentinized bodies could not escape to the zones of a lower pressure. The temperature of the blueschist metamorphosis is considered to be low. From that point of view it does not seem probable that the metamorphosis took place in a depth of ten or several tens of kilometers as a consequence of collision or subduction. The temperature in such depth, influenced by the external and internal friction during the movements, should be higher.

A special problem represent the fragments or blocks of the eclogitic rocks. These "apoclogites" or eclogite of the class C (Coleman - Lanphere 1971) are known in the serpentinite mélange in Escambray and in the Sierra del Purial. These rocks are composed mainly of clinopyroxene, garnet and rutile. The origin of these rocks is by far not clear. The mineral association and chemical composition indicate that the rock generated in an environment of a low concentration of SiO₂, high concentration of Ca and lack of water (Ghent - Coleman 1973). The absence of pyrope (the garnet is almandine-grossularite) indicates that the eclogites of the class C do not represent subcrustal rocks. From the geological point of view it should be emphasized that these rocks are always associated with serpentinites. Their mineral association corresponds to a higher temperature and pressure.

In my opinion, the discussed fragments or blocks might represent the primary

contacts of the ascending ultrabasic liquids. An active replacement could be expected between the consolidating ultrabasites and their relatively cool contacts. The migration of the volatiles from the exocontacts may provoke the hydration of the ultrabasites and a higher pressure. The serpentinization exhausts the water content of the exocontact and further reactions occur in a dry environment. Later on, during the serpentinite diapirism, the eclogitized contacts have been crushed and as fragments or blocks became part of the mélange.

The deep-sea deposits (Knipper - Cabrera 1974) known to occur in relatively narrow stripes along the ophiolite complexes of Cuba demonstrate that these zones, prior to the ophiolite emplacement, formed deep trenches. These trenches developed during the Lower Cretaceous (Kozary 1956, Knipper - Puig 1967, Itturalde - Vinent 1981, Kantschev et al. 1975). The rapid subsidence has not been compensated by sedimentation. Radiolarites and deep-sea limestones of small thickness were deposited. In the Upper Cretaceous the regime changed. The zones of deep-sea trenches rose up and formed elevations. The inversion of the vertical movements must have been caused by the density changes, in my opinion by the serpentinization of the earlier ascending ultrabasites. The ultrabasic rocks yielded to erosion at the beginning of the Upper Cretaceous.

The Principal Suture does not represent a homogeneous structure. Some parts of this fault system have been used for a mass ascent of the activated subcrustal material, the rest for a relatively sporadic uprising of the same material. In this respect, we may explain the existence and origin of the large blocks, which divide the island of Cuba into elevated and depressed areas along its longitudinal axis. The large ophiolite complexes, granitoid massifs and volcano-sedimentary complexes crop out within the elevated blocks (e.g. in the block of Las Villas and Camagüey). The nearby depressed blocks, covered by young sediments, have according to the geophysical data and results of deep drilling distinctly lesser amounts of ophiolitic and plutonic sequences.

The principal cause of the vertical movements is the disturbed isostatic equilibrium. The elevated blocks consist for the most part of serpentinites and granitoids, which are relatively lighter rocks. The depressed blocks, on the contrary, have a lesser amount of these sequences.

Considering the matter from a different point of view it may be concluded that the heterogeneous geological development of Cuba is in some respect related to the dip of the weakened zones. For example, the geological construction and development of the central part of Cuba in the block of Las Villas and Camagüey is similar. The Principal Suture is inclined here to the SW. The course of the Suture is accompanied by the ophiolite complexes. Farther to the S in the rock masses overlying of the Suture, the volcano-sedimentary complex, granitoid massifs and metamorphites crop out. A different structure has the block of Holguín, where the ophiolite complex lies in the Cretaceous

volcano-sedimentary sequences. The difference is due to the dip of the Principal Suture, which is believed to be practically vertical in Holguin.

4. Commentary on the geotectonic models

The three belts of the different Earth's crust located parallel to the longitudinal axis of Cuba were discussed in this article. In the geosynclinal terminology, these belts are considered as miogeosynclinal and eugeosynclinal; the zone of their articulation, represented by the suboceanic crust and ophiolite complexes, was designated by Knipper and Cabrera (1974) as a leptogeosyncline. The vast area of the Caribbean Sea, formed by several basins, trenches, ridges and rises has been usually kept out of discussion in the geosynclinal models. Similarly, the plate tectonic models usually do not classify the actual morphology of the Caribbean Sea genetically. The parallel paleomagnetic anomalies are not developed, the geophysical and geological data indicate neither divergent nor convergent movements. Only the small Mid-Cayman Rise has been considered as a new spreading centre.

The models which explain the complicated structure of Cuba and of its surroundings as a consequence of an obduction of a lithospheric plate or a collision of a giant heated nappe, were tested by the analysis of the deformation plans (Škvor 1982). If we assume a horizontal movement of a giant nappe or plate from the S toward the N, the maximum deformation effects are to be expected along the front of the thrust. This front is often assumed to exist along the border of the stable platform. However, it is folded and faulted only moderately. Similarly, the structure of the rest of the Cuban territory does not indicate any large-scale horizontal movements. For example, the strikes in the Escambray Mts. are directly subordinated to the two domes, the strikes in the Isla de la Juventud are almost upright to the axis of Cuba, etc. The proof of the absence of large horizontal movements gives the western promontory of Cuba, in which the structure is turned out nearly 90°.

The root-zones of the assumed giant nappes are unknown. The crustal heterogeneity of the Caribbean region, the physical parameters of the assumed nappes, the motives of their movements and thermodynamic conditions are unclear and mostly in contradiction with these models.

The zone of the extreme deformations links up with the ophiolite complexes which rose along the Principal Suture. These deformations are related to the movements along the weakened zone, to the serpentinization process, diapirism and gravity slides of the serpentinites. The geological development of this zone consisted of the trench formation and later elevation, which was accompanied by folding and thrusting. Some analogous features were reconstructed also in

the Escambray Mts., where the sediments were deposited in a graben-like basin.

A similar development may be assumed also in the Cayman System. According to the recent investigations, the system developed along a vast weakened zone. The analyses of the actual focal points indicate that the movements have the character of a sinistral shear (P e r f i t - H e e z e n 1978, S t r o u p - F o x 1981). An important information on the geological development of the Cayman System gives the study of the Sierra Maestra in Cuba, which forms an emerged part of the Cayman Ridge. According to the results of the recent geological investigation (oral communication to Eugenia Fonseca) the stratigraphic profile begins with the Cretaceous deep-sea sediments free from volcanic products. The volcano-sedimentary complex with basic, intermediate and acid volcanics, large gabbro massifs and granitic intrusions belong to the later development stage of Upper Cretaceous—Paleogene. The high activity associated with various types of magmatism turned to the inversion of movements. The present-day Cayman Trench may represent some kind of migration and repetition of the same trend of the geological evolution of the system.

L i t t e r a l d e - V i n e n t (1981) proposed a new model based on the opening of an intracontinental depression along the present territory of Cuba, in which a new oceanic crust has been created. The comeback of the continental masses toward the N—NE has occurred during the Cenomanian. This model explains many aspects of the geology of Cuba. However, the oceanic crust does not exist in Cuba, the assumed return of the continental masses is in contradiction with the presence of the Upper Cretaceous sediments in the Cayman System (P e r f i t - H e e z e n 1978), of the Middle and Upper Cretaceous sediments in the surroundings of the Yucatan Peninsula and probably also in the Yucatan Basin S of Cuba. The model does not explain the bended structure of the island.

The author's opinion on the geotectonic development of Cuba and of the Caribbean region is evident from the previous text. It may be explained as a destruction of an older structure of continental and island-arc types. The cause of the lithospheric transformation was the ascent of the asthenosphere, manifested by the abundant basic and ultrabasic rocks. The more resistant parts of the primary crust are preserved and form the nuclei of the continental or subcontinental type. The rest submerged in the risen asthenospheric fluids of relatively lesser density and has been transformed successively under the new physical conditions.

*K tisku doporučil J. Chaloupský
Přeložil autor*

References

- Case J. E. (1975): Geophysical studies in the Carribean Sea. — *In*: The ocean basins and margins, 3, 107—180. Plenum Press, New York, London.
- Cobiella J. - Campos M. - Boiteau A. - Quinteas F. (1977): Geología del flanco de la Sierra del Purial. — *La Minería en Cuba* 3, 1, 54—62. La Habana.
- Coleman R. G. - Lauphere M. A. (1971): Distribution and age of high-grade blueschists, associated eclogites, and amphibolites from Oregon and California. — *Geol. Soc. Amer. Bull.* 82, 2397—2412, Boulder, Col.
- Coonan D. S. - Mansfield Ch. D. (1970): Serpentinite flows on Joaquin Ridge, Southern Coast Ranges, California. — *Geol. Soc. Amer. Bull.* 81, 2615—2628, Boulder, Col.
- Eguipko O. - Garapko I. - Sukar K. - Saunders E. (1975): Zonación metamórfica y otros aspectos geológicos de Isla de Pinos. — *La Minería en Cuba*, 1, 4—10. La Habana.
- Garapko I. - Yurov I. - Chulga A. - Sorokin E. - Eguipko O. (1974): Informe sobre el levantamiento geológico y las búsquedas a escala 1:100 000 realizadas en los años 1971—1974. — MS Fondo Geol. Nac., La Habana.
- Ghent E. D. - Coleman R. C. (1973): Eclogites from southwestern Oregon. — *Geol. Soc. Amer. Bull.* 84, 8, 2471—2488, Boulder, Col.
- Iturralde-Vinent M. A. (1975): Problems in application of modern tectonic hypotheses to Cuba and Caribbean region. — *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 59, 5, 838—855, Tulsa.
- (1981): Nuevo modelo interpretativo de la evaluación geológica de Cuba. — *Ciencias de la tierra y del espacio*, 3, 51—89, La Habana.
- Kantehev I. - Boyanov I. - Popov N. - Cabrera R. - Goranov R. - Yellichev N. - Kanazirski M. - Stavcheva M. (1975): Geología de la Provincia de Las Villas. — MS, Fondo Geol. Nac., La Habana.
- Knipper A. L. - Cabrera R. (1974): Tectónica y geología histórica de la zona de articulación entre el mio- y eugeosinclinal y del cinturón hiperbásico de Cuba. — *Contrib. Geol. de Cuba*, 15—78, La Habana.
- Knipper A. L. - Puig M. (1967): Protrusiones de las serpentinitas en el Noroeste de Oriente. — *Revista de Geología*, 1, 123—127, La Habana.
- Kozary M. T. (1956): Ultramafies in the thrust zones in north-eastern Oriente, Cuba. — MS, Fondo, Geol. Nac., La Habana.
- Kuman V. E. - Gavilán R. R. (1965): Geología de Isla de Pinos. — *Revista Tecnol.* 3, 20—38, La Habana.
- Kumpera O. - Skvor V. (1969): Contribution to the information on the geological development and structure of Cuba and the Caribbean region. — *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 44, 39—41, Praha.
- Marakučev A. A. (1973): Petrologija metamorfičeskich porod. — *Izd. Mosk. gosud. univ. Moskva*.
- Millan G. (1981): Geología del macizo metamórfico de la Isla de la Juventud. — *Ciencia de la tierra y del espacio*, 3, 3—22, La Habana.
- Millan G. - Myczynski R. (1978): Fauna jurásica y consideraciones sobre la edad de las secuencias metamórficas del Escambray. — *Informe cient. tecn. Acad. Cienc. Cuba*, N 80, La Habana.
- Millan G. - Somin M. I. (1981): Estratigáfia, tectónica y metamorfismo del macizo de Escambray. — *Editorial Academia*, 1—104, La Habana.
- Miyashiro A. (1961): Evolution of metamorphic belts. — *Jour. Petrol.* 2, 277—311, Oxford.

- Moskatelva S. V. (1974): Giperbazity i ich khromitonasnost. — Izd. Nedra, Leningrad.
- Nisbet E. G. - Chinner G. A. (1981): Controls of the eruption of mafic and ultramafic lavas. Ruth Well Ni-Cu prospect west Pilbara. — *Econ. Geol.* 76, 1729—1735. Lancaster, Pa.
- Perfit M. R. - Heezen B. C. (1978): The geology and evolution of the Cayman Trench. — *Geol. Soc. Amer. Bull.* 89, 1155—1174. Boulder, Col.
- Scherbakova V. E. - Bovenko V. G. (1973): Sobre los resultados de los trabajos de producción y experimentación por el método de las ondas de cambio de los terremotos en la parte occidental de Cuba (1972—1973). — MS, Fondo Geol. Nac., La Habana.
- Scherbakova V. E. - Bovenko V. G. - Luzenko T. N. - Miroshchichenko I. P. - Pozniakova G. V. - Zharinova N. I. (1977): Informe sobre los resultados de observaciones con los aparatos „Zemlia“ en el territorio de Cuba Oriental llevados a cabo en 1974—1975. — MS, Fondo, Geol. Nac., La Habana.
- Shein V. S. et al. (1975): Tectónica de Cuba y su plataforma litoral en relación con la evaluación de las perspectivas petrogasíferas. — Informe final, MS, Fondo Geol. Nac., La Habana.
- Skvor V. (1982): Comentarios al metamorfismo regional y desarrollo geotectónico de Cuba. — MS, Fondo Geol. Nac., La Habana.
- Somin M. L. - Millan G. (1981): Geologija metamorfičeskich kompleksov Kuby. — Izd. Nauka, Moskva.
- Sorochtin O. G. (1979): Teorija tektoniki litosferných plit i proischoždenie zemnoj kory. — *Izv. vys. učeb. Zaved., Geol. Razv.*, 5, 15—25. Moskva.
- Stanik E. et al. (1981): Informe levantamiento Escambray I. — MS, Fondo Geol. Nac., La Habana.
- Stroup J. B. - Fox P. J. (1981): Geologic investigation in the Cayman Trough: evidence for thin oceanic crust along the Mid-Cayman Rise. — *J. Geol.* 89, 4, 95—120. Chicago.
- Suess F. E. (1936): Periplutonische und enorofene Regionalmetamorphose. — *Anz. Oesterr. Akad. Wiss.*, 73, 23. Wien.
- Suk M. (1983): Petrology of metamorphic rocks. — Academia, Praha.

Hlavní rysy geotektonického vývoje Kuby a karibské oblasti

(Résumé anglického textu)

Vladimír Škvor

Předloženo 21. prosince 1983

Karibská oblast je na S a J omezena americkými kontinenty, na Z středoamerickou šíjí a na V Atlantským oceánem. Prekambriická a paleozoická stavba vystupuje na povrch podél okrajů přilehlých kontinentů a zasahuje ze S až do centrální části Střední Ameriky. V karibské oblasti převládají horniny mezozoického a třetihorního stáří. Horniny prekambriického stáří byly teprve nedávno radiometricky ověřeny v západní Kubě.

Karibské moře se skládá z několika pánví, příkopů, hřbetů a prahů. Deprese mají zemskou kůru suboceánského, elevace subkontinentálního typu. Některé struktury známé na sousední pevnině pokračují i v Karibském moři.

Během svrchního mezozoika a v paleogénu leželo území dnešní Kuby na rozhraní mezi stabilní platformou na S a extrémně mobilní oblastí na J. Centrální část ostrova je tvořena třemi pásmy odlišné geologické stavby, rovnoběžnými s podélnou osou. Severní okraj Kuby náleží karbonátové provincii Florida—Bahamy a je podle geofyzikálních údajů tvořen zemskou kůrou kontinentálního typu o mocnosti 25—30 km. Ve svrchní části kůry je krystalický fundament, asi obdobný jako v jižní Floridě, pokrytý zvrásněnými jurskými a křídovými sedimenty.

Dále na J, podél tzv. hlavního švu probíhá druhé pásmo, široké 5—20 km. Je tvořeno intenzivně deformovanými horninami a ofiolitovými komplexy. Zemská kůra je zde ca 18 km mocná a má suboceánský charakter.

Třetí pásmo zahrnuje střední a j. část centrální Kuby. Zemská kůra dosahuje mocnosti 20—35 km a odpovídá subkontinentálnímu typu s kontinentálními jádry. V současném erozivním řezu vystupují metamorfované jurské a spodně křídové uloženiny, intruzivní granitoidy a křídový vulkanosedimentární komplex. V depresích jsou uvedené horniny zakryty mladým pokryvem.

Hlavní šev, známý podél celého s. pobřeží Kuby, se ztrácí v Mexickém zálivu. V západní části ostrova úlohu hlavního švu nahrazuje oslabené pásmo směru VSV—ZJZ.

Regionálně metamorfované sedimenty doloženého jurského a spodně křído-

vého stáří vystupují v horách Escambray ve střední Kubě. Litologicky podobné horniny tvoří metamorfovaný masív ostrova Isla de la Juventud, velmi slabě metamorfované jsou známé též ze Sierra del Purial na V Kuby. Radiometrická stanovení K-Ar metodou ukazují vesměs svrchně křídové stáří metamorfózy.

Starší metamorfity byly radiometricky zjištěny v z. části Kuby. Stáří flogopitu z mramorů nedaleko města Matanzas je 910 ± 25 a 945 ± 25 Ma., žul z údolí říčky Cañas 150 ± 5 Ma. V literatuře je často diskutované stáří a postavení amfibolitů a granitizovaných amfibolitů, které vystupují v tektonicky omezeném bloku na styku s metamorfovanými břidlicemi Escambray a Sierra del Purial. O větším stáří amfibolitů svědčí úlomky a bloky těchto hornin vynesené podél zlomů serpentinity z podloží masívu Escambray. Silně zvrásněné a rekrystalované aplitové výplně puklin v granitizovaných amfibolitech nasvědčují působení dvou časově oddělených metamorfních pochodů. Břidlice Escambray byly postiženy jediným tektonotermálním procesem.

Terigenní a karbonátové uloženiny jurského a spodně křídového stáří tvoří metamorfovaný masív hor Escambray, zpracovaný nedávno československou expedicí (Stá ní k et al. 1981) a souběžně též pracovníky Kubánské akademie věd (M illa n - S om i n 1981). Masív tvoří výraznou antiformu, rozčleněnou na dvě samostatné klenby. Výsledky seizmického výzkumu, interpretace drobně tektonických dat a metamorfní zonálnosti, uvedené podrobněji v anglické části textu, vedou k následujícím závěrům (obr. 2, 3, 4): Sedimentace proběhla v pánvi příkopového charakteru; zvrásnění a vznik kleneb byly synmetamorfní; „obrácená“ metamorfní zonálnost je podmíněna prohříváním uložených sedimentů nejen zespodu, nýbrž i ze stran.

V masívu Isla de la Juventud rozlišil M illa n (1981) několik bloků, ve kterých vystupují horniny odlišné metamorfní facie. Zhruba středem ostrova probíhá oslabené pásmo La Fe směru SSZ—JJV, které tvoří strukturální i metamorfní předěl. Bloky na Z od La Fe jsou epizonálně metamorfované, bloky ve v. a zvláště sv. části ostrova jsou metamorfovány v podstatě periplutonicky. M illa n (1981) rozlišil 5 metamorfních zón. Nejvyšší subfacie andalusit-sillimanitová je vázána na průběh oslabeného pásma, provázeného malými tělesy intruzivních granitů.

V severozápadní části ostrova je v depresi zvané Sabana Grande zachována část vulkanosedimentárního komplexu křídového stáří, který kdysi pokrýval celý ostrov. Nejspodnější část tohoto komplexu je podle G a r a p k a et al. (1974) regionálně metamorfovaná. Různě intenzivní metamorfózu a stratigrafickou pozici horninových sérií v jednotlivých blocích vysvětluje schéma na obrázku 5. Jurská až spodně křídová sedimentace byla přerušena vulkanickou a tektonotermální aktivitou, která se během křidy projevila v celé karibské oblasti. Vulkanické produkty zatížily masív mocným zahřátým pokryvem, který tvořil tepelnou izolaci geotermálního systému a vedl k zaklesání masívu. Vysoké tepelné toky vytvořily podmínky pro regionální metamorfózu, která hlouběji

přecházela až do částečného natavení. Intruze granitoidů podél zón oslabení vedly k periplutonickému typu metamorfózy. Západní část byla stabilnější, vulkanický pokryv zde byl méně mocný, tepelné toky nižší. Pozdější výzdvih a eroze obnažily v z. části ostrova vulkanický pokryv i svrchní část slabě metamorfovaných sedimentů. Ve v. části byl odnesen mocnější pokryv a svrchní část metamorfovaných sedimentů zůstala zachována.

Velké ofiolitové komplexy leží podél hlavního švu a jeho větve v z. části Kubě. Menší tělesa ultrabazických hornin, rozptýlená podél menších zlomů po celé Kubě, svědčí o regionální invazi aktivovaného podkorového materiálu směrem k povrchu. Z geologických údajů je patrné, že většina ultrabazických protruzí je svrchně křídového stáří. Prostorové i časové vztahy vulkanických, plutonických a metamorfních procesů s tělesy ultrabazitů svědčí o vzájemné genetické asociaci.

Ofiolitové komplexy jsou tvořeny více či méně serpentinizovanými ultrabazitů, gabry a vulkanity. Vzájemný vztah těchto odlišných typů hornin je ovlivněn serpentinitovým diapirismem a gravitačními příkrovy. Předložená modelová interpretace předpokládá, že část ultrabazické taveniny mohla být v případě vysoké prostupnosti přívodních cest vynesena až na povrch. V případě snížené prostupnosti vytvářela magmatické krby, jejichž diferenciací vedla ke vzniku různých typů hornin. Pro vytváření magmatických krbů bylo vhodné nadloží hlavního švu, který je v centrální Kubě ukloněný k JZ (obr. 6). Vulkanosedimentární komplex s bazickými, intermediárními a kyselými vulkanity je známý jen nad ukloněnou částí švu. Severně od výchozů švu není vulkanismus prakticky známý. Tepelné fronty, vedoucí k regionální metamorfóze a v hlubší zóně k částečnému natavení, je logické vázat na masový výstup zahřátého podkorového materiálu do svrchní části litosféry.

Nízká teplota ultrabazických protruzí může být vysvětlena dlouhým transportem a především okolností, že nejde o magmatické intruze, nýbrž o proudy serpentinitů. K masové serpentinizaci dochází podle *Sorochtina* (1979) v případě, kdy mořská voda pronikne do hlubších zón podél otevřených hlubinných zlomů. Serpentinitový diapirismus, provázený vždy intenzivní deformací, lze vysvětlit objemovými změnami a mechanickými vlastnostmi serpentinitů. Objemový nárůst činí až 25 % a způsobuje v uzavřeném prostoru horninových masivů vysoké tlaky. Vertikální gradienty vedou k výstupu serpentinitových proudů k povrchu. S vysokými tlaky kolem serpentinitových těles je podle názoru autora spojen i vznik glaukofanových modrých břidlic.

Páry spodnokřídových hlubokomořských sedimentů (*Knipper - Cabrera* 1974 aj.) provázející kubánské ofiolity svědčí o existenci relativně úzkých příkopů. Rychlé zaklesání nebylo kompenzováno sedimentací. Během svrchní křídý se režim změnil. Na místě příkopů vznikly elevace. Inverze vertikálních pohybů byla pravděpodobně spjata se serpentinizací ultrabazitů, které se v předcházejícím období přiblížily k povrchu.

Uvedené tři rovnoběžné pásy odlišné zemské kůry na Kubě odpovídají podle geosynklinálního modelu miogeosynklinále na S a eugeosynklinále na J. Pásmo mezi oběma označili Knipper a Cabrera (1974) jako leptogeosynklinálu. Morfologické i strukturální rozčlenění heterogenního Karibského moře je v geosynklinálních modelech většinou opomíjeno. Obdobně i modely moderní globální tektoniky zpravidla upouštějí od genetické klasifikace současné morfologie dna Karibského moře, ve kterém nejsou známé paralelní paleomagnetické anomálie a konvergentní a divergentní pohyby většího měřítka. Jen malá oblast prahu ve střední části příkopu Cayman (Mid-Cayman Rise) je některými autory považována za nové centrum rozpínání oceánské kůry. Obtíže modelů spočívají především v tom, že v karibské oblasti nelze s jistotou umístit ani starší, ani moderní subdukční zóny.

Některé současné modely, založené na koncepci horizontálního nasunutí obrovských příkrovů o mocnosti deset i více kilometrů, jsou v rozporu s deformacemi podél předpokládaných čelních front. Tyto modely nevysvětlují ohyb struktur mezi centrální a z. částí Kuby.

Geologická stavba Kuby a karibské oblasti může být podle názoru autora vysvětlena přetvořením starší stavby typu kontinentu nebo ostrovního oblouku. Příčinu destrukce lze hledat ve výstupu asthenosféry, doloženém množstvím ultrabazických a bazických hornin, převážně křídového stáří. Odolnější části původní stavby tvoří jádra s kontinentální nebo subkontinentální zemskou kůrou. Část starší sialické stavby zaklesla do zahřáté, relativně lehčí asthenosféry a byla přeměněna za odlišných fyzikálních podmínek.

Vysvětlivky k obrázkům

- Schéma geografické situace.
1 — ofiolitový komplex; 2 — oslabená zóna; 3 — 1 — Escambray, 2 — Isla de la Juventud, 3 — Sierra Maestra, 4 — Sierra del Purial.
- Schéma zemské kůry pod horami Escambray (podle V. E. Ščerbakovové et al. 1973).
1 — hlubinný zlom; 2 — svrchní hladina granitové vrstvy; 3 — svrchní hladina spodní kůry; 4 — Moho.
- Schematický průběh hlavních vrásových os, lineací a foliací v masívu Escambray (podle E. Staníka et al. 1981).
1 — průběh vrásových os b_1 a lineací l_1 ; 2 — průběh vrásových os b_2 a lineací l_2 ; 3 — směr a sklon foliací.
- Model metamorfních izoterm v příčném řezu klenbou Trinidad (1 : 200 000).
1 — metamorfní izotermy; 2 — struktura klenby.
- Model geologického vývoje masívu Isla de la Juventud.
 $1a$ — vulkanosedimentární komplex; $1b$ — vulkanosedimentární komplex metamorfovaný; $2a$ — formace Santa Agua; $2b$ — formace Santa Agua metamorfovaná; $3a$ — formace Cañada; $3b$ — formace Cañada metamorfovaná; 4 — granitizované horniny; 5 — granit; 6 — hlubinný zlom; 7 — tepelný tok (a — střední, b — vysoký); A.I. a N.G. — bloky „Antiforma los Indios“ a „Nueva Gerona“.

6. Geotektonický model centrální Kuby.

1 — ultrabazity; 2 — předjurský svrchní plášť; 3 — spodní kůra; 4 — krystalinický fundament; 5 — sedimentární formace severního pobřeží; 6 — vulkanosedimentární komplex; 7 — metamorfované břidlice Escambray; 8 — granitoidy; 9 — magmatický krb; 10 — Moho.

Главные черты геотектонического развития Кубы и Карибской области

Центральная часть Кубы сложена тремя параллельными полосами с различной земной корой. Северное побережье относится к карбонатной провинции Флоридско-Багамской области. Южнее простирается сильнонарушенная зона, сопровождаемая офиолитовыми комплексами. Среднюю и южную части слагают вулканогенно-осадочные породы, плутонические и метаморфические свиты. В настоящей статье более детально решаются некоторые проблемы кристаллического фундамента и метаморфических массивов Эскамбрай и Исла де ла Хувентуд. Офиолитовые комплексы поднялись к поверхности вдоль зоны ослабления и во временном и пространственном отношении они связаны с вулканизмом, плутонизмом и процессами регионального метаморфизма. Геологическое развитие офиолитовой зоны началось с формирования глубоководного океанского желоба. Крайние деформации были обусловлены, с одной стороны, движениями вдоль упомянутой зоны ослабления, а с другой — процессами серпентинизации и серпентинитовым диапиризмом. Современные геотектонические модели обсуждаются, прежде всего, с точки зрения структурной гетерогенности Карибской области.

Přeložil A. Kříž

Sbor. geol. věd	Geologie 40	Str. 35—61	12 obr.	7 tab.	4 přil.	Praha 1985 ISSN 0581-9172
--------------------	----------------	---------------	------------	-----------	------------	------------------------------

Gabroidy v mirovickém metamorfovaném ostrově

Gabbroids in the Mirovice metamorphic islet

Vlasta Ledvinková¹

Předloženo 3. ledna 1983

Ledvinková V. (1985): Gabroidy v mirovickém metamorfovaném ostrově. — Sbor. geol. věd, Geol., 40, 35—61. Praha.

V ý t a h : Hlubinné bazické vyvřeliny v širším okolí Mírotic jsou součástí středočeského plutonu a vystupují uvnitř granitoidů sázavského typu. Mineralogicky jsou charakteristické relativně vysokými podíly draselného živce a biotitu, chemicky vysokými podíly K₂O, které i při relativně vysoké bazicitě hornin je v převaze nad Na₂O, vysokým podílem MgO a P₂O₅. Těmito znaky se blíží horninám lamproidního charakteru. Podle pozice v klasifikačním systému vyvřelých hornin jde hlavně o melamonzonit, melamonzogabro a gabro.

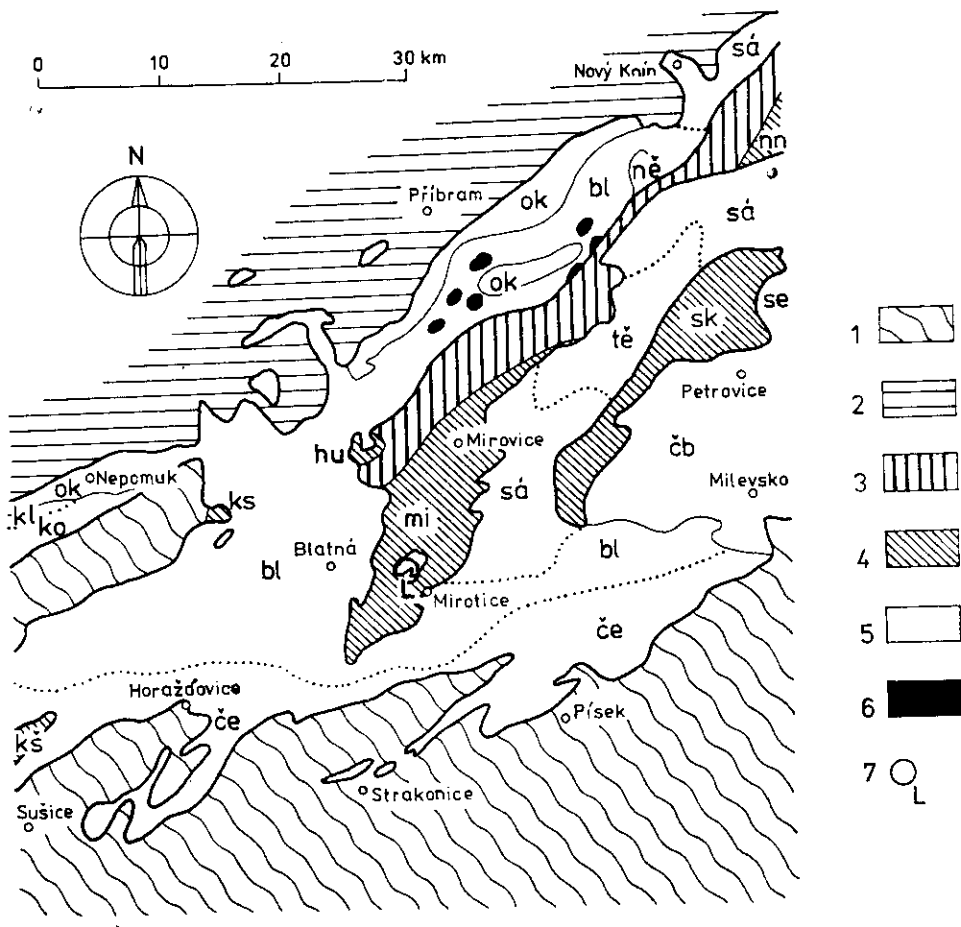
¹ Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1

Úvod

V rámci systematického výzkumu prováděného Ústředním ústavem geologickým v oblasti středočeského plutonu jsem se zabývala dosud málo prozkoumanými výskyty hlubinných bazických vyvřelin v jižní části mirovického ostrova. Typickým znakem této části ostrova jsou časté proniky granitoidů sázavského typu s hojnými uzavřeními, krami a tělesy dioritů a gaber (Ž e ž u l k o v á et al. 1978). Tyto horniny se vyskytují zejména z. od Mírotic v okolí Lučkovic (obr. 1).

Největší gabroidní těleso o rozměrech 350×150 m, protažené shodně s foliáci mirotických ortorul, leží sv. od Lučkovic a je odkryto lomem na okraji lesa u cesty jdoucí na Z od samoty Brejle. Částečně zahloubený lom o stěně dlouhé 25 m a vysoké 10 m je v současné době mimo provoz. Poslední těžbu zde provádělo družstvo Jihokámen. Materiál se používal jako dekorační kámen v kamenických dílnách v Příleповě; malá zásoba tohoto materiálu ještě v dílnách zůstala. Na několika dalších místech jsou stopy po těžebních pracích, zejména v podobě drobných příležitostných zálomů.

Bazickými horninami ve středočeském plutonu se zabývala řada autorů. Steinocher (1969) odhadl plochu těchto hornin na 20 km². Souhrnný přehled poznatků o těchto horninách lze nalézt v práci K n o t k a (1977). Jediná



1. Poloha studovaného území v širším geologickém rámci
 1 — moldanubikum; 2 — barrandienské proterozoikum a paleozoikum; 3 — jilovské pásmo; 4 — metamorfované ostrovy: nn — netvořicko-neveklovský, sk — sedlčansko-krásnohorský, mi — mirovický, hu — hudčický, ks — kasejovický, kš — kašovický; 5 — granitoidy střeodočeského plutonu: ok — okrajový, ně — něčinský, sá — sázavský a kozárovický, tě — těchnický, se — sedlčanský, čb — typ Čertova břemene, bl — blatenský, če — červenský, ko — kozlovský, kl — klatovský; 6 — gabroidy. Podle O. Kodyma jun. in J. Svoboda et al. (1966); 7 — studované území

stručná poznámka o tělese u Lučkovic, která je předmětem předložené práce. je ve studii URBANA (1933).

Petrografické typy

Horniny lučkovické oblasti se vyznačují velkou pestrostí, která se projevuje širokou zrnitostní škálou od drobnozrnných až po velmi hrubě zrnité. Modální složení hornin je rovněž variabilní. Z výsledků modálních analýz a podle klasi-

Tabulka 1

Modální složení hornin ze studované oblasti

	MA-1	MA-2	MA-3	MA-4	MA-5	MA-6	MA-7	MA-8
křemen	—	—	—	—	5,3	—	—	—
K-živce	4,6	6,8	10,8	4,5	21,6	4,0	4,3	2,9
plagioklas	6,4	7,5	14,3	26,1	30,1	23,5	14,5	39,8
amfibol	65,3	55,9	32,2	47,1	30,7	22,8	49,0	39,5
biotit	16,0	16,2	19,8	8,7	7,1	13,2	23,1	11,4
pyroxen	4,1	9,9	17,1	10,2	1,7	30,8	4,0	—
apatit	2,1	1,9	2,1	2,0	1,5	2,5	3,0	1,4
ostat. akces.	0,7	0,9	2,3	1,2	1,6	2,4	1,7	0,8
sek. minerály	0,8	0,9	1,4	0,2	0,4	0,8	0,4	4,2
Σ	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

a) Velmi hrubě porfyrický typ. — Hornina se vyznačuje již makroskopicky velmi nápadnými až 30 mm velkými, krátce sloupcovitými krystaly amfibolu. Ve výbruse má amfibol různé odstíny zelené barvy. Uzavírá hojně krystalky apatitu, bazický plagioklas (až An_{85}), ojediněle titanit a opakní minerály. Vyrostitice amfibolu bývají od středu značně biotitizovány. Monoklinický pyroxen je zachován pouze jako relikv v jádrech některých vyrostlic amfibolu. Základní hmota je tvořena plagioklasem bazicity An_{45-80} , draselným živcem, zeleným amfibolem se sklonem k automorfnímu omezení proti draselnému živci, v menší míře je přítomen biotit. Modálně tento typ odpovídá biotit-amfibolickému melamonzonitu s pyroxenem (modální analýza MA-1, příl. III-1).

b) Hrubě porfyrický typ. — Liší se od typu „a“ menší velikostí vyrostlic amfibolu (5–10 mm) a větším obsahem monoklinického pyroxenu, který tvoří relikty ve vyrostlicích amfibolu. V drobnozrnné základní hmotě tvoří pyroxen automorfně až hypautomorfně omezená zrnka. Modálně tento typ odpovídá pyroxen-biotit-amfibolickému melamonzonitu (MA-2, příl. II-1).

c) Stejněměrně středně zrnitý typ. — Tento typ, odkrytý lučkovickým lomem, je nejrozšířenější varetou gabroidních hornin ve studované oblasti. V tomto masívním černošedém typu lze makroskopicky rozeznat zrna černého amfibolu, živce a malé množství biotitu. Všechny součástky jsou zhruba velikostně vyrovnané. V jádrech některých amfibolů jsou dobře patrné relikty klinopyroxenu. Též samostatné krystalky pyroxenu jsou zatlačovány amfibolem. Hnědý biotit tvoří nepravidelně omezené lupínky. Světlé minerály jsou zastoupeny plagioklasem An_{40-70} a xenomorfním draselným živcem. Z akcesorií je přítomen apatit, titanit, zirkon a ortit. Sekundární je malé množství prehnitu,

epidotu a ojedinělého pumpellyitu(?). Modálně odpovídá hornina pyroxen-biotit-amfibolickému melamonzogabru (MA-3, MA-4, příl. I-1).

Od popsaného typu se odlišuje minerálním složením stejnoměrně středně zrnitá hornina, tvořící světlejší partie ve středně zrnitém melamonzogabru v lučkovickém lomu a drobnější tělíška v. od tohoto lomu. Obsahuje nevelké množství křemene, který spolu s draselným živcem vyplňuje prostory mezi ostatními minerály a má méně pyroxenu. Ostatní minerály mají stejný charakter jako v melamonzogabru. Hornina podle modální analýzy (MA-5) odpovídá biotiticko-amfibolickému melakvarcomonzonitu.

d) Stejnoměrně drobně zrnitý typ. — Masivní hornina je tmavošedé barvy. V hornině je makroskopicky patrný černý amfibol, světle šedý živec, biotit v podružném množství. Všechny součástky jsou zhruba velikostně vyrovnané jako u předchozího typu. Nejhojnější mafit — v mikroskopu zelený amfibol — je hypautomorfní, poikilitický. Uzavírá v sobě hlavně apatit, biotit, vzácněji plagioklas (An_{90}), zirkon. Dalším mafitem je světle zelený pyroxen, který se vyskytuje v podobě relictů v amfibolu, nebo tvoří automorfní krystalky. Biotit vytváří xenomorfní tmavě hnědé šupinky. Světlé minerály jsou z největší části reprezentovány plagioklasem An_{40-60} . Draselný živec je xenomorfní a vyplňuje mezery mezi ostatními minerály. Z akcesorií je přítomen titanit, apatit, rudní minerál, zirkon. Sekundární je epidot, prehnit, vzácně se vyskytuje pumpellyit(?). Modálně tento typ odpovídá biotit-amfibol-pyroxenickému melamonzogabru (MA-6, příl. I-1).

Od tohoto typu se liší přibližně dvojnásobným množstvím biotitu a podružným množstvím pyroxenu drobnozrnitý typ, v malé míře zastoupený v lučkovickém lomu. Modálně odpovídá biotit-amfibolickému melamonzogabru s pyroxenem (MA-7).

e) Typ s jehlicovitým vývojem amfibolu. — Je to tmavošedá hornina, která je charakteristická dlouze prizmatickým až jehlicovitým vývojem černého amfibolu, dosahujícího délky až 10 mm při šířce 1 mm. V mikroskopu lze pozorovat hypautomorfní vývoj zeleného amfibolu. Amfibol poikiliticky uzavírá sloupečkovitý apatit, ojediněle biotit, bazický plagioklas An_{85} , rudní zrnka, zirkon. Amfibol bývá zdvojitý. Biotit tvoří nepravidelné šupinky, vyskytuje se v podřadném množství. Plagioklas An_{40-70} je automorfní. Xenomorfní draselný živec není tak hojný jako v ostatních typech. Modálně tento typ odpovídá biotit-amfibolickému gabru (MA-8, příl. II-2).

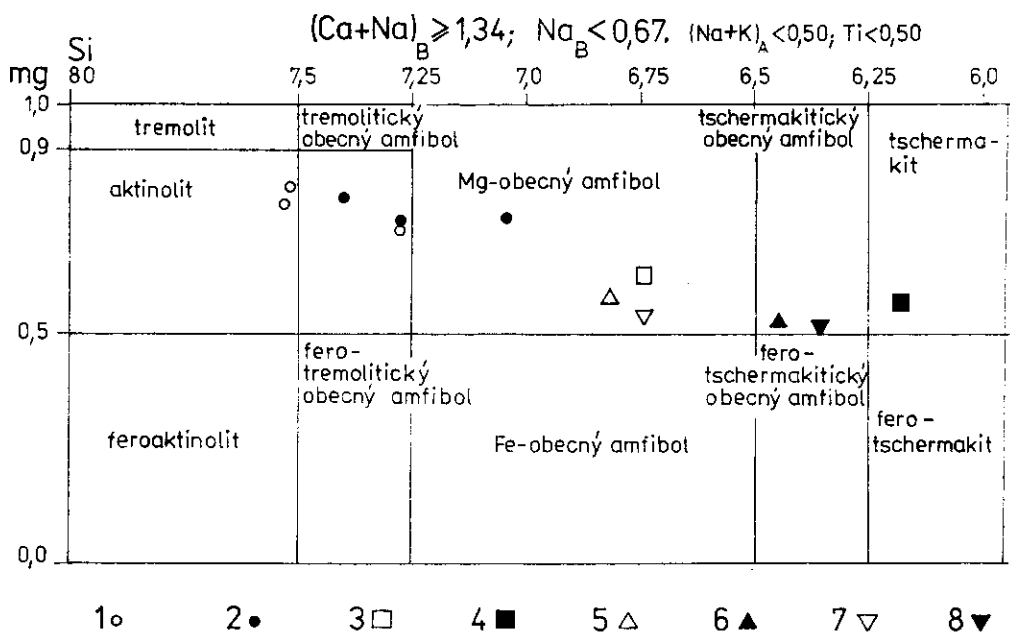
Horninotvorné minerály

Při výzkumu horninotvorných minerálů bylo vedle běžných optických vlastností ve výbruse sledováno hlavně jejich chemické složení pomocí elektronové mikrosondy. Analýzy byly prováděny na automatizovaném mikroanalýzátoru

ARL-SEMQ v Ústředním ústavu geologickém v Praze, s použitím programů modifikovaných Z. Kotrboou a R. Rybkou. Jako standardy byly použity přírodní minerály blízkého chemického složení. Údaje byly korigovány na chod přístroje a mrtvou dobu detektoru. Pomoc při analýzách poskytli: P. Jakeš, L. Jilemnická, Z. Kotrba a R. Rybka. Analýzy byly provedeny za standardních operačních podmínek.

Amfibol

Amfiboly jsou nejhojněji zastoupenými minerály ve studovaných horninách. Jejich množství kolísá od 30 do 65 %. Tvoří jednak vyrostlice, jednak jsou přítomny v základní hmotě. Vyrostlice jsou reprezentovány krátce sloupcovitými nebo izometrickými automorfně a hypautomorfně omezenými jedinci (přil. IV-1). Ve středně a drobně zrnitém typu jsou amfiboly omezeny většinou hypautomorfně až xenomorfně. Téměř dokonalou automorfii se vyznačují zrna obklopená K-živcem. V hrubě porfyrických typech bývají vyrostlice od středu biotitizovány. Někteřa zrna mají zachována pyroxenová jádra. Studované



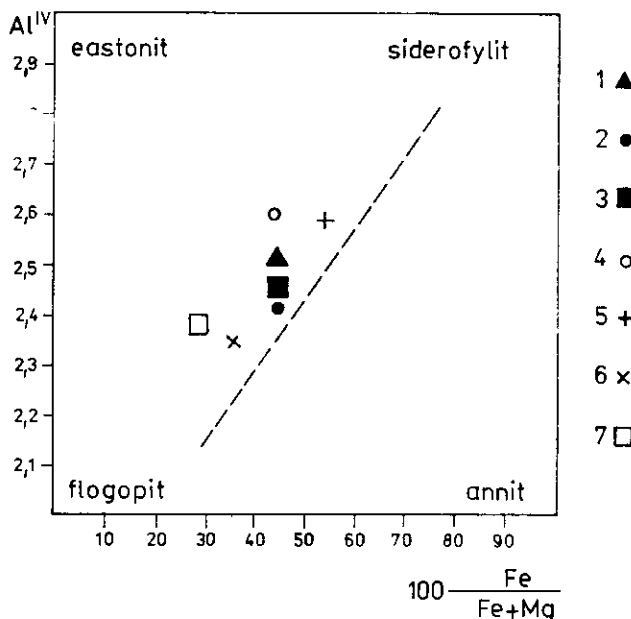
3. Klasifikační diagram Ca-amfibolů (podle B. E. Leaka 1978)

1 — okraj, 2 — jádro amfibolu velmi hrubě porfyrického biotit-amfibolického melamonzonitu s pyroxenem; 3 — okraj, 4 — jádro amfibolu z hrubě porfyrického pyroxen-biotit-amfibolického melamonzogabra středně zrnitého; 5 — okraj, 6 — jádro amfibolu z drobnozrnitého biotit-pyroxen-amfibolického melamonzogabra; 7 — okraj, 8 — jádro z biotit-amfibolického gabra s jehlicovitým vývojem amfibolu

amfiboly se vyznačují výrazným pleochroismem. Pro Z je tmavozelená barva, pro Y olivově zelená a pro X je světle zelená. Hodnoty $-2V$ se pohybují v rozmezí $66-78^\circ$. Výsledky chemických analýz z elektronové mikrosondy jsou uvedeny v tabulce 2. Veškeré železo je uvedeno jako FeO. Pro zařazení

4. Vztah mezi hlavními oktaedrickými (Mg, Fe) a tetraedrickými (Si, Al) komponentami v biotitech hornin lučkovické oblasti

1 — biotit z biotit-amfibolického gabra; 2 — biotit z drobnozrnného pyroxen-biotit-amfibolického melamonzogabra; 3 — biotit z drobnozrnného biotit-amfibol-pyroxenického melamonzogabra; 4 — biotit ze středně zrnitého pyroxen-biotit-amfibolického melamonzogabra; 5 — biotit ze středně zrnitého biotit-pyroxen-amfibolického melamonzogabra; 6 — biotit z hrubě porfyrického pyroxen-biotit-amfibolického melamonzonitu; 7 — biotit z velmi hrubě porfyrického biotit-amfibolického melamonzonitu s pyroxenem



amfibolů byl použit klasifikační diagram Le a k a (1978) (obr. 3). Podle této klasifikace patří studované amfiboly do skupiny vápenatých amfibolů $[(Ca + Na_B) \geq 1.34; Na_B < 0.67]$. Amfiboly hrubě a velmi hrubě porfyrických typů spadají do pole Mg-obecného amfibolu, aktinolitického obecného amfibolu a aktinolitu. Vyznačují se vysokým poměrovým číslem hořečnatosti mg $[Mg/(Mg + Fe^{tot.})]$ od 0,73 do 0,82, nízkou železnatostí, nízkým obsahem oktaedrického hliníku, nízkými obsahy Ti a alkálií. Amfiboly středně zrnitého melamonzogabra, drobnozrnného melamonzogabra a amfiboly biotit-amfibolického dioritu s jehlicovitým vývojem amfibolu spadají do pole obecného amfibolu, tšermakitického obecného amfibolu a tšermakitu. Tyto amfiboly se od amfibolů z hrubě porfyrických monzonitů liší poklesem hořečnatosti, vyšší železnatostí, vyšším obsahem oktaedrického hliníku a zároveň i vyššími obsahy titanu a alkálií.

T a b u l k a 2

Složení amfibolů z lučkovické oblasti

	AMAM-1	AMAM-2	AMAM-3	AMAM-4	AMAM-5	AMAM-6
SiO ₂	48,97	51,24	50,67	53,50	52,56	53,20
TiO ₂	0,41	0,35	0,62	0,56	0,68	0,14
Al ₂ O ₃	7,59	6,15	6,33	4,66	4,15	3,33
FeO	10,70	10,03	10,15	9,45	8,75	8,07
MnO	0,15	0,17	0,21	0,20	0,15	0,14
MgO	16,59	17,38	16,80	17,73	19,33	19,90
CaO	11,83	11,61	10,68	10,94	12,03	12,47
Na ₂ O	0,92	0,80	1,14	0,75	0,56	0,17
K ₂ O	0,74	0,55	0,51	0,39	0,33	0,36
Σ	97,90	98,28	97,10	98,16	98,53	97,70

Krystalochemické vzorce amfibolu na základě 23 O

	AMAM-1	AMAM-2	AMAM-3	AMAM-4	AMAM-5	AMAM-6
T Si	7,05	7,28	7,28	7,55	7,40	7,51
Al ^{IV}	0,95	0,72	0,72	0,45	0,60	0,49
C Al ^{VI}	0,54	0,31	0,35	0,32	0,09	0,06
Ti	0,04	0,04	0,08	0,08	0,07	0,01
Mg	3,56	3,68	3,60	3,78	4,05	4,19
Fe	0,86	0,97	0,97	0,82	0,79	0,74
B Fe	0,43	0,22	0,26	0,29	0,22	0,21
Mn	0,02	0,02	0,04	0,04	0,02	0,02
Ca	1,82	1,77	1,65	1,65	1,81	1,89
Na	—	—	0,05	0,01	—	—
A Na	0,26	0,22	0,16	0,18	0,15	0,10
K	0,14	0,10	0,08	0,08	0,05	0,03
Mg	0,75	0,73	0,75	0,77	0,80	0,82

Biotit

Biotit je přítomen ve všech typech studovaných hornin lučkovické oblasti. Jeho množství je značně proměnlivé. Velmi hojný je v porfyrických typech, kde často tvoří drobné šupinky ve vnitřních partiích vyrostlíc amfibolu. Vzácněji tvoří samostatné hypautomorfní lupínky. Biotit se vyznačuje výrazným pleochroismem; podle X světle žlutá, podle YZ tmavohnědá, někdy okrově hnědá. V některých lupíncích biotitu je možno pozorovat bezbarvé čočkovité útvary až žilky prehnutí na plochách bazální štěpnosti, místy také žlutý epidot. Vzácně je biotit spjatý s pumpellyitem(?).

Tabulka 2

AMAM-7	AMAM-8	AMAM-9	AMAM-10	AMAM-11	AMAM-12
41,22	45,70	43,30	46,32	41,57	44,65
1,44	1,02	1,69	1,22	1,93	1,28
14,47	8,59	11,89	9,40	11,65	9,40
15,57	15,18	17,12	15,92	17,45	17,26
0,30	0,40	0,38	0,40	0,28	0,36
11,55	14,16	10,74	12,52	10,25	11,29
9,93	10,81	10,60	10,59	10,84	10,53
1,18	1,28	1,21	0,98	1,31	1,07
1,25	0,93	1,48	1,11	1,45	1,14
96,90	98,07	98,43	98,51	96,73	96,97

AMAM-7	AMAM-8	AMAM-9	AMAM-10	AMAM-11	AMAM-12
6,19	6,75	6,45	6,81	6,35	6,74
1,81	1,25	1,55	1,19	1,65	1,26
0,75	0,25	0,54	0,44	0,45	0,41
0,16	0,11	0,19	0,13	0,22	0,14
2,58	3,12	2,39	2,74	2,33	2,54
1,51	1,52	1,88	1,69	2,00	1,91
0,44	0,36	0,26	0,27	0,23	0,27
0,03	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05
1,60	1,71	1,77	1,67	1,78	1,70
—	—	—	0,01	—	—
0,34	0,37	0,37	0,22	0,39	0,31
0,24	0,17	0,29	0,22	0,28	0,22
0,57	0,62	0,52	0,58	0,51	0,54

Pro klasifikační zařazení biotitu bylo použito čtyřsložkového diagramu rozpočteného na eastonit, flogopit, siderofylit a annit (obr. 4). Projekční body biotitu se soustřeďují do pásu zhruba mezi flogopitem a siderofylitem, mírně posunutého k vrcholu eastonitu od trendové linie běžných magmatických hornin. Ve všech typech převládá Mg nad Fe.

Analýzy na mikrosondě, které stanovují sumární Fe, neumožňují použít ternárního klasifikačního diagramu podle Fosterové (1960); jestliže však zanedbáme mocenství Fe a zaneseme ho do uvedeného diagramu v sumární podobě jako Fe^{2+} , dojde tím pochopitelně k určitému zkreslení posunu bodů směrem ke spojnici $Mg-(Fe^{2+} + Mn)$. Protože však analogicky podle výsledků

Tabulka 3

Složení biotitů z hornin lučkovické oblasti

	AMBI-1	AMBI-2	AMBI-3	AMBI-4	AMBI-5	AMBI-6	AMBI-7
SiO ₂	36,18	37,36	37,63	35,42	36,43	38,30	38,85
TiO ₂	2,80	2,51	3,32	3,10	1,99	3,72	2,48
Al ₂ O ₃	14,83	15,14	15,93	15,57	15,69	14,13	14,91
FeO	19,15	19,31	17,89	17,81	16,39	14,91	13,00
MnO	0,27	0,22	0,30	0,24	0,22	0,16	0,15
MgO	13,81	13,49	13,31	13,60	17,07	15,71	18,17
Na ₂ O	0,08	0,14	0,30	0,12	0,06	0,11	0,12
K ₂ O	8,32	8,48	9,13	9,68	7,95	9,13	9,36
Σ	95,43	96,65	97,67	95,53	95,79	96,17	97,08

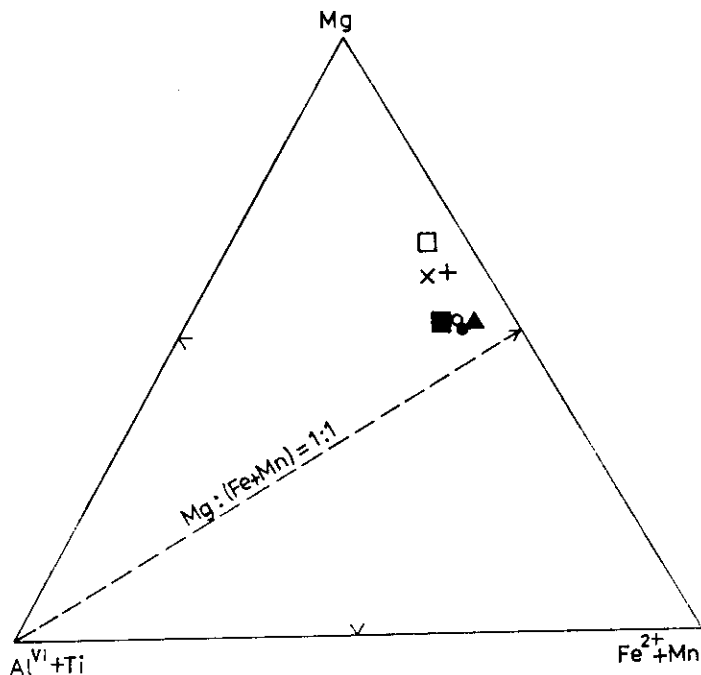
Krystalochemické vzorce biotitu na základě 22 O

	AMBI-1	AMBI-2	AMBI-3	AMBI-4	AMBI-5	AMBI-6	AMBI-7
Si	5,49	5,58	5,54	5,39	5,41	5,65	5,62
Al ^{IV}	2,51	2,42	2,46	2,61	2,59	2,35	2,38
Al ^{VI}	0,14	0,25	0,31	0,18	0,16	0,11	0,17
Ti	0,32	0,28	0,37	0,35	0,22	0,42	0,27
Fe	2,43	2,41	2,20	2,27	2,04	1,84	1,57
Mn	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02
Mg	3,12	3,00	2,92	3,07	3,78	3,45	3,92
Na	0,02	0,04	0,05	0,04	0,02	0,03	0,04
K	1,61	1,62	1,75	1,87	1,51	1,78	1,73
Y	6,05	5,97	5,84	5,90	6,23	5,84	5,95
XX	1,82	1,62	1,80	1,91	1,53	1,81	1,77

chemických analýz biotitů gaber ze středočeského plutonu, provedených mokrou cestou, jak je uvádí Fiala a Vejnar (1976), vyplývá, že podíl Fe³⁺ v těchto biotitech je relativně nízký, můžeme s vědomím výše uvedené nepřesnosti diagram Fosterové (1960) použít. Z obrázku je zřejmé, že všechny analyzované biotity spadají nad linii Fe:Mg = 1 do pole hořečnatých biotitů (obr. 5).

Monoklinický pyroxen

Pro studium monoklinického pyroxenu bylo vybráno 8 vzorků z různých strukturních typů monzonitových a gabroidních hornin z lučkovické oblasti. Množství monoklinického pyroxenu v jednotlivých typech je značně proměn-



5. Ternární diagram oktaedrických kationtů v biotitech. Upraveno podle M. Fosterové (1960)
(Vysvětlivky k symbolům jsou stejné jako u obr. 4)

livé, zřejmě v závislosti na různém stupni nahrazení anfibolem (příl. IV-2). Nejhojněji je zastoupen v hrubě porfyrickém pyroxen-biotit-amfibolickém melamonzonitu. Tvoří krátce sloupcovité, vzácněji dlouze sloupcovité krystaly nebo izometricky omezená zrna, s různým stupněm automorfie, která závisí na obklopujícím prostředí. Automorfně omezená zrna bývají obklopená draselným živcem. Pyroxen je skoro bezbarvý nebo nazelenalý, téměř neplechroický. Pro zařazení analyzovaných pyroxenů bylo použito klasifikačního diagramu Poldervaarta a Hesse *in* Deer - Howie - Zussman (1974). V tomto klasifikačním diagramu spadají projekční body pyroxenů do pole augitu, salitu, endiopsidu, výjimečně až do pole diopsidu. Zákonitosti tohoto rozptylu se na jednotlivých petrografických odrůdách výrazně neprojevují (obr. 6).

Plagioklas

Množství plagioklasu ve studovaných horninách kolísá od 6,5 do 40 %. Plagioklas tvoří ve výbruse automorfně nebo hypautomorfně omezená zrna. Je jemně lamelovaný, někdy zonální. Bazicitu plagioklasů byla měřena na Fjodorově univerzálním stolku metodou Becke-Beckera. Několik vybraných vzorků

Tabulka 4

Složení pyroxenů z hornin lučkovické oblasti

	AMPY-1	AMPY-2	AMPY-3	AMPY-4	AMPY-5	AMPY-6	AMPY-7	AMPY-8
SiO ₂	54,73	53,74	55,59	54,80	52,59	54,12	53,73	54,31
TiO ₂	0,13	0,04	0,04	0,04	0,01	0,16	0,15	0,29
Al ₂ O ₃	2,14	2,53	0,71	1,58	0,91	1,85	1,58	1,27
FeO	6,51	5,16	6,15	5,41	6,98	9,09	10,71	5,80
MnO	0,24	0,20	0,26	0,32	0,34	0,51	0,58	0,29
MgO	16,12	16,80	14,98	16,03	15,78	15,25	14,33	15,82
CaO	20,95	21,27	21,69	21,56	24,38	19,46	18,87	21,99
Na ₂ O	0,34	0,19	0,33	0,19	0,30	0,48	0,38	0,29
K ₂ O	0,07	0,01	0,02	0,06	0,02	—	0,03	—
Σ	101,23	99,94	99,76	99,90	101,38	100,93	100,38	99,96

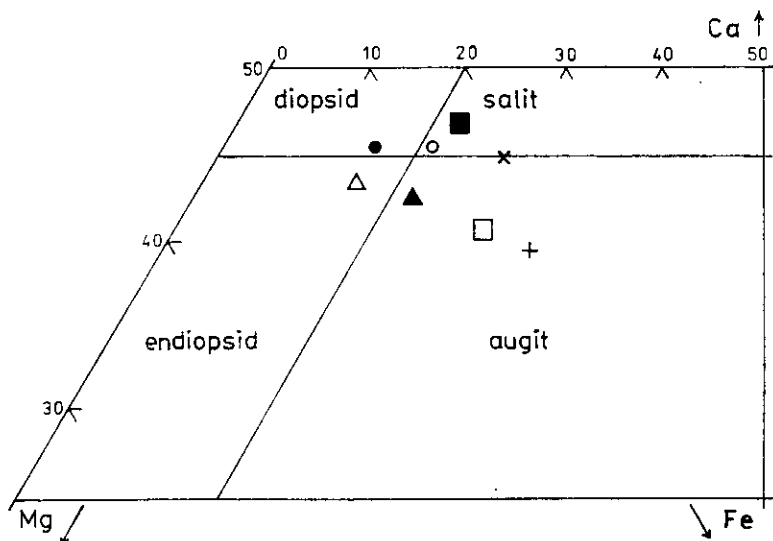
Krystalochemické vzorce pyroxenu na základě 6 O

	AMPY-1	AMPY-2	AMPY-3	AMPY-4	AMPY-5	AMPY-6	AMPY-7	AMPY-8
Si	1,98	1,96	2,04	2,00	1,94	1,98	1,99	1,98
Al ^{IV}	0,02	0,04	—	—	0,04	0,02	0,01	0,02
Al ^{VI}	0,07	0,07	0,03	0,07	—	0,06	0,06	0,06
Ti	0,001	0,004	—	0,001	0,003	0,005	0,01	0,01
Fe	0,20	0,16	0,19	0,12	0,21	0,28	0,33	0,18
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01
Mg	0,87	0,91	0,82	0,87	0,86	0,83	0,79	0,86
Ca	0,81	0,83	0,85	0,84	0,96	0,76	0,75	0,86
Na	0,01	0,02	0,02	0,05	0,02	0,03	0,03	0,01
K	0,001	0,003	—	0,003	—	—	0,01	—
Fe	11,11	8,42	10,69	7,07	11,08	14,97	18,52	15,95
Mg	46,03	47,89	43,85	47,28	42,16	44,39	41,80	45,03
Ca	42,86	43,68	45,45	45,65	47,06	40,64	39,68	45,03

bylo též analyzováno pomocí elektronového mikroanalyzátoru (tab. 5). Bazicitá plagioklasů se pohybuje v širokém rozmezí. U středů plagioklasů kolísá od An₃₅ do An₈₅, okraje se vyznačují bazicitou od An₄₀ do An₆₀. Plagioklasy uzavřené v amfibolech dosahují bazicity až An₉₀. Jádra plagioklasu bývají postižena sericitizací různého stupně.

Draselný živec

Draselný živec tvoří xenomorfní výplně mezi ostatními minerály. Jeho množství se pohybuje od 2,90 % v biotit-amfibolickém gabru (typ „e“) do 20 %



1 ▲ 2 △ 3 ○ 4 ● 5 ■ 6 □ 7 + 8 ×

6. Výřez z klasifikačního diagramu monoklinických pyroxenů (A. Polder-vaart a H. H. Hesse 1951 in W. A. Deer et al. 1974)

1 — pyroxen z velmi hrubě porfyrického melamonzonitu s pyroxenem; 2 — pyroxen z hrubě porfyrického pyroxen-biotit-amfibolického melamonzonitu; 3 — pyroxen z hrubě porfyrického pyroxen-biotit-amfibolického melamonzonitu; 4 — pyroxen z hrubě porfyrického biotit-pyroxen-amfibolického melamonzonitu; 5 — pyroxen ze středně zrnitého pyroxen-biotit-amfibolického melamonzogabra; 6 — pyroxen z biotit-pyroxen-amfibolického melamonzogabra středně zrnitého; 7 — pyroxen z drobnozrného pyroxen-biotit-amfibolického melamonzogabra; 8 — pyroxen z drobnozrného biotit-pyroxen-amfibolického melamonzogabra

v kvaremonzonitu. Draselný živec je nepertitický. Tmavé minerály (pyroxen, amfibol), obklopené draselným živcem, projevují automorfní omezení. Podle pozice ve struktuře horniny patří draselné živce k nejmladším minerálům v hornině.

Akcesorické minerály

Apatit. — Jeho množství je velmi proměnlivé. Největší je v hrubě porfyrickém melamonzonitu, kde podle modální analýzy dosahuje 3,5 %. V porfyrických varietách tvoří jednak sloupečkovité až jehlicovité krystaly délky kolem 1 mm, jednak automorfní izometrické průřezy. Někdy jsou krystaly porušeny a rozlámány.

Titanit je přítomen ve všech studovaných výbrusech. Vyskytuje se v podobě nepravidelných zrn od velikosti 0,05–0,1 mm. Někdy vytváří nepravidelná laločnatá zrna o velikosti až 2 mm.

Zirkon je rovněž přítomen ve všech studovaných výbrusech. Jeho množství

Tabulka 5

Složení plagioklasů z hornin lučkovické oblasti

	AMPL-1	AMPL-2	AMPL-3	AMPL-4	AMPL-5
SiO ₂	59,59	62,24	50,78	54,00	57,18
TiO ₂	0,02	0,02	—	0,06	—
Al ₂ O ₃	25,09	24,45	34,00	30,03	27,86
FeO	0,09	0,04	0,34	0,22	0,15
CaO	8,23	5,73	14,27	11,22	8,38
Na ₂ O	5,94	7,74	2,02	4,46	4,76
K ₂ O	0,19	0,10	0,06	0,24	0,13
Σ	99,16	100,35	101,46	100,18	98,51

Krystalochemické vzorce plagioklasů na základě 32 O

	AMPL-1	AMPL-2	AMPL-3	AMPL-4	AMPL-5
Si	10,69	10,98	9,07	9,75	10,31
Al	5,31	5,06	7,16	6,37	5,92
Ti	0,01	—	—	0,02	—
Fe	0,01	—	0,05	0,03	0,07
Ca	1,58	1,05	2,73	2,16	1,62
Na	2,06	2,67	0,69	1,55	1,66
K	0,04	—	0,01	0,05	0,03
Ab	56,0	71,8	20,1	41,2	50,2
An	42,9	28,3	79,6	57,5	48,9
Or	1,1	—	0,3	1,3	0,9

je velmi neupatrné. Tvoří nepravidelná zrnka, většinou uzavíraná v amfibolech. Vzácněji bývá omezen automorfně.

Rudní minerály. — Z oxidických je přítomen magnetit; ze sulfidických byl zastřežen pyrit a pyrhotin.

Sekundární minerály

Ze sekundárních minerálů se vyskytuje světle žlutozelený epidot, který tvoří nepravidelná zrna o velikosti 0,1–0,5 mm, nebo žilky v biotitu. Dalším sekundárním minerálem je prehnit, který tvoří rovněž nepravidelná zrna o velikosti 0,1 mm nebo téměř bezbarvé čokovité útvary na plochách štěpnosti biotitu. Vzácnější je modrozelený pumpellyit(?), který bývá rovněž svázán s biotitem.



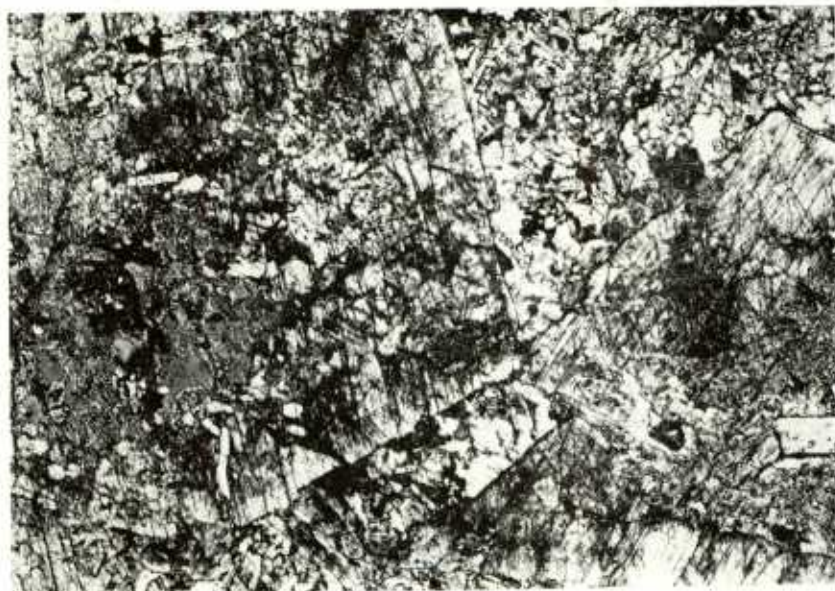
1. Stejnoseměrně drobně zrnité biotit-amfibol-pyroxenické melamonzogabro a středně zrnité pyroxen-biotit-amfibolické melamonzogabro. V horní části je patrné pegmatoidní nahromadění lžstovitého biotitu (vel. 4 cm). Lučkovický lom



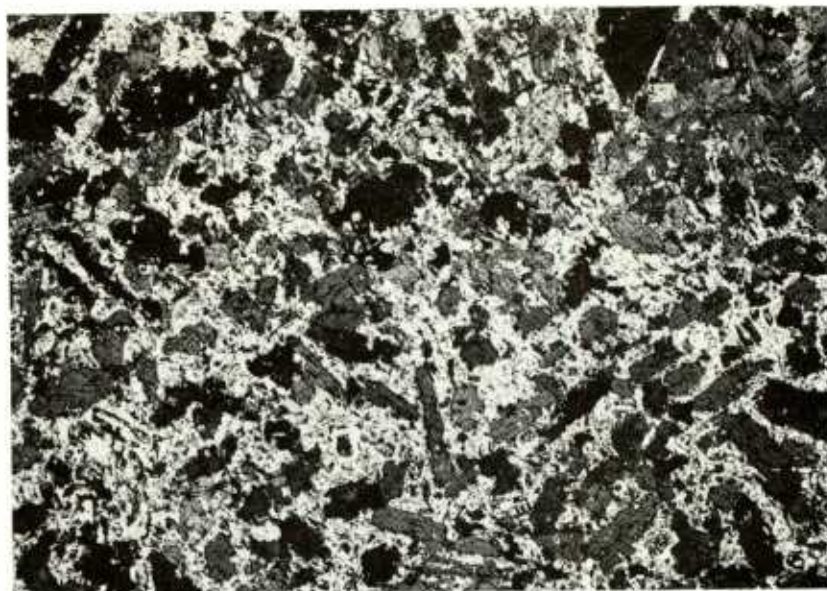
1. Makroskopický vzhled hrubě porfyrického pyroxen-biotit-amfibolického melamonzonitu ve výchozu asi 150 m zjz. od lučkovického lomu



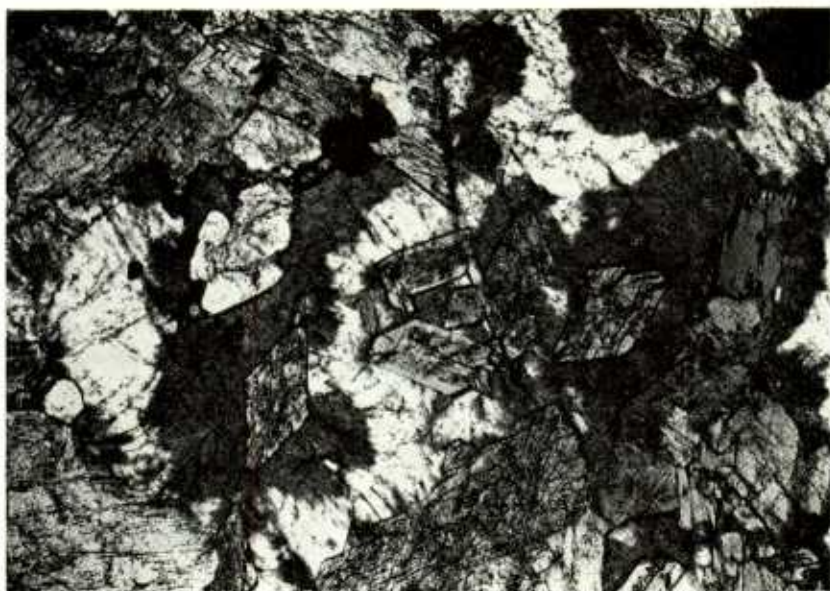
2. Biotit-amfibolické gabro s jehlicovitým vývojem amfibolu (ve středu vzorku) a středně zrnité pyroxen-biotit-amfibolické melamonzogabro



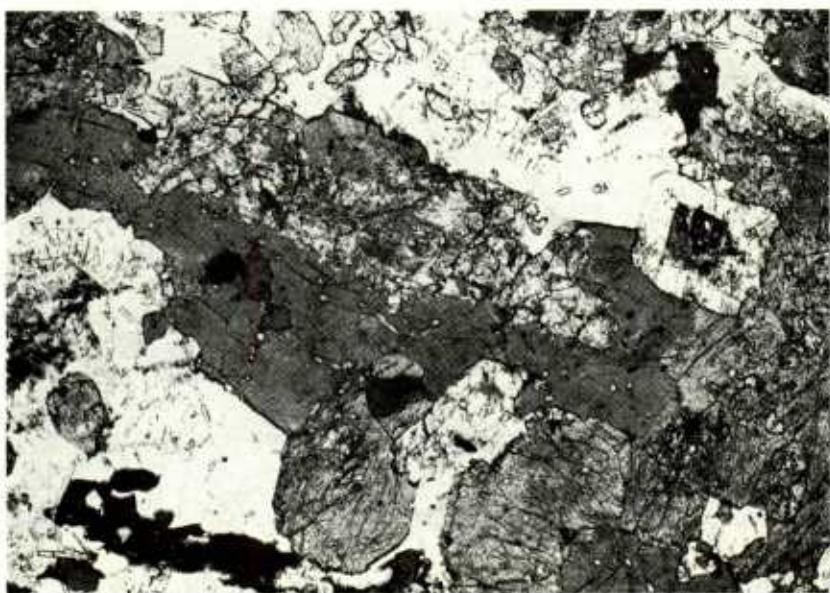
1. Velmi hrubě porfyrický biotit-amfibolický melamonzonit s pyroxenem. Vyrůstlice amfibolu jsou částečně biotitizovány. Zvětšeno 5×, bez analyzátoru



2. Biotit-amfibolické gabro. Dlouze sloupcovitý a jehlicovitý vývoj amfibolu. Zvětšeno 5×, bez analyzátoru



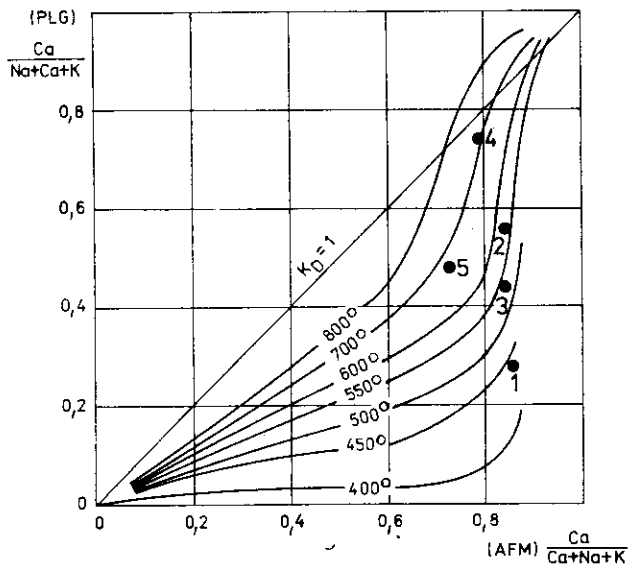
1. Automorfně a hypautomorfně omezený amfibol (uprostřed snímku), obklopený částečně rozloženým plagioklasem a draselným živcem. Velmi hrubě porfyrický biotit-amfibolický melamonzonit s pyroxenem. Zvětšeno 24 \times , bez analyzátoru



2. Relikt monoklinického pyroxenu v protáhlém, nepravidelně omezeném zrně amfibolu. Zvětšeno 24 \times , bez analyzátoru. Všechny fotografie F. Holub

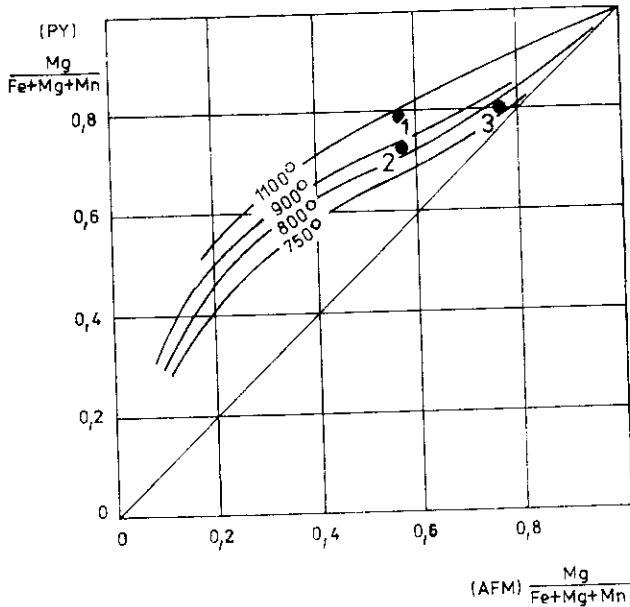
Koexistence vybraných minerálů

Na základě distribuce prvků ve vybraných koexistujících minerálech byl ve studovaných horninách učiněn pokus o stanovení teploty ekvibrace těchto minerálů. Bylo při tom použito metodiky a diagramů sestavených Perčukem (1970), u nás používaných řadou autorů, přičemž dvojice byly voleny tak, aby ve všech byl jedním z minerálů některý z amfibolů (obr. 7, 8).



7. Distribuce hodnot $\text{Na}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$ mezi koexistujícími páry amfibol-plagioklas v závislosti na teplotě. Podle L. L. Perčuka (1970)
- 1 — průmětný bod páru aktinolit—oligoklas z hrubě porfyrického melamonzonitu; 2 — průmětný bod páru obecný aktinolitický amfibol—andezín z hrubě porfyrického melamonzonitu; 3 — průmětný bod páru tschermakitický obecný amfibol—labradorit ze středně zrnitého melamonzogabra; 4 — průmětný bod páru tschermakitický obecný amfibol—bytownit z drobnozrnitého melamonzogabra; 5 — průmětný bod páru obecný amfibol—bazický andezín z biotit-amfibolického gabra s jehlicovitým vývojem amfibolu

Použití této metody je komplikováno skutečností, že koexistující vztahy mezi použitými dvojicemi nejsou úplně jasné, nicméně vykazují výsledky, jaké zjistil např. Fiala in Palivcová et al. (1975) v horninách střeodočeského plutonu, od ortomagmatických teplot pro pyroxeny a tschermakitické amfiboly, řádově kolem 1000 °C, přes pozdně magmatické teploty kolem 700–500 °C pro obecný amfibol—andezín, až po teploty na hranici magmatického a hydrotermálně postmagmatického procesu o hodnotách kolem 400 °C pro aktinolit a oligoklas. Všechny tyto hodnoty je nutno považovat za orientační a bylo by nutné upřesnit je širším výzkumem.



8. Distribuce hodnot $Mg/(Mg+Fe+Mn)$ mezi koexistující pyroxen a amfibol v závislosti na teplotě. Podle L. L. Perčuka (1970)

1 — průmětný bod páru pyroxen (augit)—jádro tschermakitického obecného amfibolu
 2 — průmětný bod páru pyroxen (salit)—jádro tschermakitického obecného amfibolu ze středně zrnitého pyroxen-biotit-amfibolického melamonzogabra; 3 — průmětný bod páru aktinolitický obecný amfibol—pyroxen z hrubě porfyrického pyroxen-biotit-amfibolického melamonzonitu

Tabulka 6
Chemické analýzy hornin

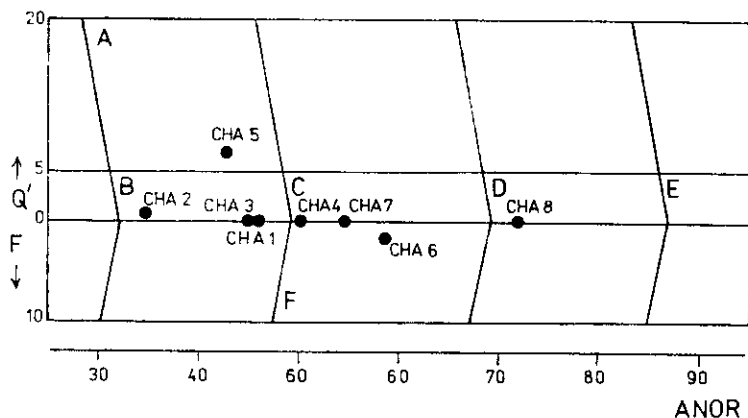
	CHA-1	CHA-2	CHA-3	CHA-4	CHA-5	CHA-6	CHA-7	CHA-8
SiO ₂	50,32	53,50	50,12	49,54	56,85	46,63	47,11	47,21
TiO ₂	0,77	0,86	1,10	1,14	0,84	1,26	1,37	1,04
Al ₂ O ₃	10,05	9,34	12,55	14,37	15,76	15,44	14,33	19,57
Fe ₂ O ₃	3,01	2,46	2,53	2,85	2,43	3,22	3,33	4,16
FeO	6,66	4,69	6,62	7,00	4,62	6,80	7,62	6,28
MnO	0,18	0,16	0,18	0,20	0,16	0,21	0,22	0,13
MgO	13,81	12,22	8,67	8,25	4,30	7,82	8,22	4,82
CaO	8,99	10,12	9,78	8,96	6,71	10,76	10,81	9,24
Na ₂ O	1,22	1,17	1,57	1,69	2,80	1,88	1,65	2,91
K ₂ O	2,77	3,34	3,48	3,57	4,11	2,97	3,16	2,22
H ₂ O ⁺	1,22	1,01	1,37	1,24	1,01	1,20	1,77	1,35
H ₂ O ⁻	0,14	0,09	0,12	0,04	0,03	0,09	0,06	0,03
P ₂ O ₅	0,58	0,53	1,02	0,88	0,56	1,05	1,34	1,23
CO ₂	0,00	0,21	0,15	0,18	0,03	0,31	0,06	0,28
Σ	98,72	99,74	99,26	99,91	100,21	99,64	101,05	100,43

Petrochemie

V rámci studia petrochemických vlastností zkoumaných hornin bylo chemicky analyzováno osm vzorků. Výsledky těchto analýz jsou uvedeny v tabulce 6. Ze všech analýz byly vypočteny petrochemické parametry na počítači Hewlett-Packard v laboratoři výpočetní techniky při přírodovědecké fakultě Karlovy univerzity, pomocí výpočetního programu, který sestavil F. Fediuk a J. Kedršt. Některé z těchto parametrů jsou komentovány v textu kapitoly, případně jsou na jejich základě sestaveny příslušné diagramy. Již pohled na nepřepočtené výsledky chemických analýz ukazuje na základní zvláštnosti studovaných hornin. Jsou jimi: relativně vysoký podíl alkálií, zvláště K_2O , které, kromě analýzy číslo CHA-8, je v převaze nad Na_2O , dále značně vysoké podíly MgO a P_2O_5 .

Postavení hornin z lučkovické oblasti v některých systémech založených na chemické klasifikaci

Postavení hornin z lučkovické oblasti v diagramu chemické klasifikace vyvřelých hornin podle Streckeiseana a Le Maitrea (1980) (obr. 9) je shodné s postavením těchto hornin v diagramu založeném na modálním složení. Pouze analýza CHA-6 výše uvedené klasifikace padá do pole monzogabro s foidy. Při modální analýze nebyl nefelín ve výbruse zjištěn.



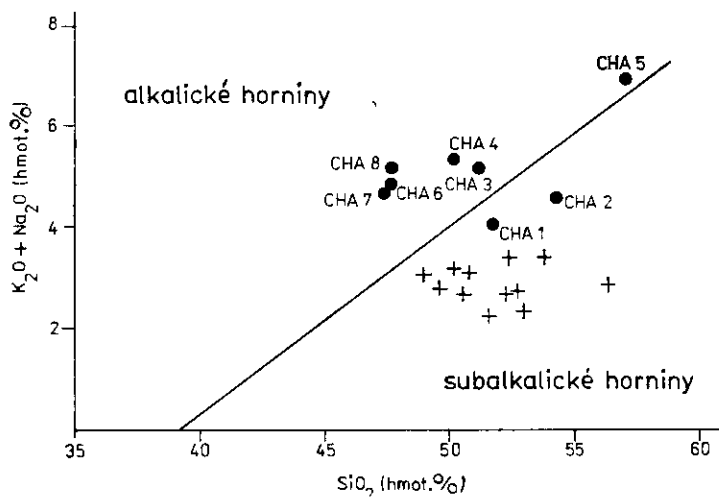
9. Diagram chemické klasifikace vyvřelých hornin podle A. Streckeiseana a R. W. Le Maitrea (1973)
Pole: A — kvaremonzonit; B — monzonit; C — monzodiorit, monzogabro; D, E — diorit, gabro, anortosit; F — monzodiorit s foidy, monzogabro s foidy

Tabulka 7

Normativní složení hornin z lučkovické oblasti v hodnotách C.I.P.W.

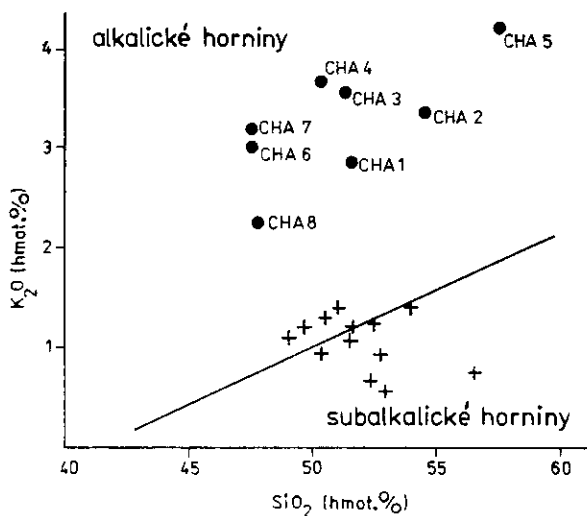
	CHA-1	CHA-2	CHA-3	CHA-4	CHA-5	CHA-6	CHA-7	CHA-8
křemen	—	0,84	—	—	5,67	—	—	—
ortoklas	16,81	20,05	21,07	21,43	24,50	17,90	18,83	13,29
albit	10,60	10,06	13,61	14,52	23,90	13,76	14,08	29,46
anortit	14,14	10,53	17,33	21,41	18,45	25,42	22,55	34,19
nefelín	—	—	—	—	—	1,34	—	—
diopsid	22,04	29,26	20,55	14,44	9,26	17,75	18,34	3,33
hypersten	21,60	22,73	14,22	11,14	11,75	—	0,76	2,96
olivín	7,44	—	4,90	8,60	—	14,16	14,82	10,36
magnetit	4,48	3,62	3,76	4,20	3,55	4,76	4,87	6,10
ilmenit	1,50	1,66	2,14	2,20	1,61	2,44	2,62	2,00
apatit	1,38	1,25	2,42	2,07	1,31	2,48	3,13	2,88

Kolisání chemismu studovaných hornin dobře vynikne v hodnotách C.I.P.W. Horniny se vyznačují vysokým obsahem normativního draselného živce. Poměrně vyšší obsahy normativního apatitu ve studovaných horninách jsou ve shodě s modálním složením. Pro srovnání byly na hodnoty C.I.P.W. přepočteny chemické analýzy hornin z peceradského lomu. Tyto horniny se liší od hornin z lučkovické oblasti vyššími obsahy normativního křemene, značně nižším obsahem normativního draselného živce a normativního apatitu.



10. Diagram pro rozlišení alkalických hornin od subalkalických podle G. A. MacDonalda - T. Katsury (1964)
 Plný kroužek — projekční body analyzovaných hornin z lučkovické oblasti; křížek — projekční body hornin bazického peceradského tělesa (M. Palivcová et al. 1975)

Pro zařazení hornin k některé z hlavních vyvřelinových sérií byl použit diagram SiO_2 k sumě alkálií. Do diagramu byly též zaneseny horniny z pecehradského lomu (obr. 10). Většina projekčních bodů hornin z lučkovické oblasti spadá do alkalického pole. Do subalkalického pole spadají analýzy CHA-1, CHA-2. Alkalickou tendencí se horniny lučkovické oblasti liší od hornin z pecehradského lomu, které spadají v tomto diagramu do subalkalického pole. Ještě výrazněji se alkalická tendence projevuje v diagramu $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ (obr. 11), kde do alkalického pole spadají všechny projekční body hornin z lučkovické oblasti a posun nad dělicí čarou je ještě výraznější než v diagramu 10.



11. Diagram pro rozlišení alkalických hornin od subalkalických. Podle D. Ninkoviče - D. J. Hayse (1972). (Symboly jsou stejné jako u obr. 10)

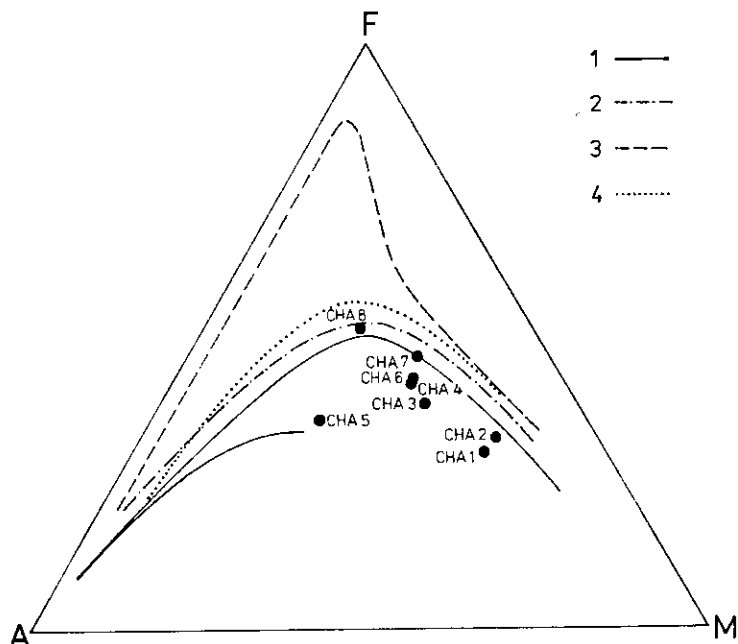
V diagramu AFM jsou projekční body rozptýleny kolem trendové křivky bazik středočeského plutonu; body CHA-1, CHA-2, CHA-3 se blíží syenitovému trendu středočeského plutonu.

Petrogenetické závěry

Názory na vznik gabroidních hornin ve středočeském plutonu lze rozdělit do dvou skupin.

1) Vznik bazických hornin rekrystalizací staršího, částečně alterovaného vulkanického a subvulkanického materiálu, zřejmě působením okolních granitických hornin plutonu. K tomuto závěru dospěli Hanuš a Palivcová (1971) na základě studia ocellárních struktur.

2) Vznik magmatickou krystalizací. Orlov (1938) předpokládá diferenciaci magmatu od bazického ke kyselému, ale izolované ostrůvky gabra na Milínsku nepovažuje za samostatné, nýbrž za nedokonalé produkty štěpení. Steino-



12. Chemismus hornin z lučkovické oblasti v AFM diagramu (hmot. $\%$)
 1 — trend hornin středočeského plutonu podle Z. Vajnara (1973);
 2 — trend havajský alkalický podle G. A. MacDonalda - T. Katsury (1964); 3 — trend skaergaardské intruze; 4 — rozhraní mezi tholeiitovým polem (nahoře) a polem alkalicko-vápenatým (dole)

cher (1963) považuje gabra a horniny sázavského typu za produkty krystalizace a diferenciacce jediného společného magmatu, složením shodného s nejbazičtějším členem sázavského typu. Podle Vajnara (1973) horniny středočeského plutonu postrádají znaky ukazující na nerušenou krystalizaci z homogenních tavenin. Příčinu tohoto jevu vysvětluje integrací dvou časově oddělených petrogenetických fází. Horniny první předvariské fáze se přibližují trendu poběžovického bazického masívu. Mají reliktní charakter. Bazické horniny jsou zřetelně rekrystalovány, případně kontaminovány salickým materiálem. Zdrojem hornin I. fáze je podle Vajnara (l.c.) magma tholeiitového charakteru, odvozené z vyšších částí pláště. Horniny druhé fáze mají plutonický charakter. Trend odpovídá mladší variské petrogenetické fázi plutonu, provázené granitizací a syntexí. Horniny druhé fáze odvozuje Vajnara (1973) od palingenního magmatu zemské kůry, které inklinuje k žulovému eutektiku.

Studium hornin lučkovické oblasti přineslo tyto poznatky. Horniny, i když zaujímají poměrně malé území, projevují značnou strukturní variabilitu a pestrost v modálních složení. Na základě výsledků modálních analýz lze studované horniny zařadit do skupiny melamonzonitu, melakvaremonzonitu, melamonzogabra a gabra. Ve strukturách nebyly zjištěny žádné relikty, které by podporovaly vulkanický původ těchto hornin.

Vzhledově jsou vulkanické horniny lučkovické oblasti blízké horninám pece-
radského bazického tělesa, ale výrazně se od nich odlišují chemismem, hlavně
poměrně vysokým obsahem alkálií, z nichž K_2O převažuje nad Na_2O , vysokým
obsahem MgO , který mnohdy převažuje nad FeO a CaO a zvýšeným obsahem
 P_2O_5 .

Studiem amfibolů bylo zjištěno, že amfibol je zastoupen od aktinolitu přes
Mg-obecný amfibol až po tschermakit. *Leake in Lang et al. (1978)* statis-
tickým výzkumem chemismu amfibolů dokazuje, že primárně magmatické amfi-
boly nemohou obsahovat více než 7,5 atomových jednotek Si. Na základě po-
měru $(Ca+Na+K)/Si$ dochází k závěru, že primární amfiboly z gaber a příbuz-
ných hornin nemohou obsahovat více než 7,0 atomových jednotek Si. Tyto údaje
svědčí pro druhotný vznik aktinolitického amfibolu v postmagmatických sta-
diích vývoje horniny. Podle údajů B. E. Leaka lze tedy považovat za primárně
magmatické Mg-obecný amfibol, obecný tschermakitický amfibol a tschermakit
ze středně a drobně zrnitého melamonzogabra a biotit-amfibolického gabra.
Aktinolit a aktinolitický obecný amfibol z hrubě porfyrického melamonzonitu
je spíše výsledkem postmagmatického vývoje horniny. V souladu s tím jsou
i výsledky termometrie na základě distribuce prvků v koexistujících minerálech,
které byly probrány v kapitole „Horninotvorné minerály“.

Závěrem lze o horninách lučkovické oblasti říci, že výše uvedené skutečnosti
svědčí ve prospěch předpokladu magmatické krystalizace těchto hornin, přičemž
vývoj horniny byl dovršen v postmagmatickém stadiu. Na základě chemismu
lze pro tyto horniny lučkovické oblasti vyslovit předpoklad, že jsou výsledkem
krystalizace z magmatu lamproidního charakteru, a že v tomto ohledu předsta-
vují v rámci bazik středočeského plutonu specifický vývojový typ.

K tisku doporučil F. Fediuk

Literatura

- Deer W. A. - Howie R. A. - Zussman J. (1974): An introduction to the rock-
forming minerals. 1—528 Longman group Ltd. London.
- Fiala J. - Vejnár Z. (1976): Composition of the biotites and coexisting biotite-horn-
blende pairs in granitic rocks of the Central Bohemian pluton. — *Krystalinikum*, 12,
79—111. Praha.
- Foster M. (1960): Interpretation of the composition of trioctahedral micas. — *Geol.*
Surv. profess. Pap., 354-B, 11—49. Washington.
- Hanuš V. - Palivcová M. (1971): Ocellar texture of Pecerady gabbro in the Central
Bohemian Pluton. — *Acta Univ. Carol., Geol.*, 3, 175—187. Praha.
- Knotek M. (1977): Regionálně petrografický přehled hlubinných hornin řady gabbro—
—diorit v Českém masívu. — *MS Geol. ústav ČSAV*. Praha.
- Lang M. - Cimbáliková A. - Kašpar P. - Palivcová M. - Pivec
E. - Ulrych J. (1978): Horniny teletínských lomů. Petrografie intruzivního kon-
taktu tonalitu u Teletína. — *Studie ČSAV*, 3, 1—110. Academia. Praha.
- Leake B. E. (1978): Nomenclature of amphibolites. — *Mineral. petrogr. Acta*, 22,
195—224. Bologna.

- Orlov A. (1933): Problémy střeđočeského plutonu. — Věda přír., 16, 43—48. Praha.
- Palivcová M. - Fiala J. - Knotek M. - Lang M. - Minařík L. - Pivec E. - Ulrych J. (1975): Pecerské gabro — příklad tělesa appinitické série ve střeđočeském plutonu. — Academia. Praha.
- Perčuk L. L. (1970): Ravnovesija porodoobrazujušičích mineralov. — Nauka. Moskva.
- Steinöcher V. (1969): Látkové složení, provinciální charakter a petrogenese střeđočeského plutonu. — Rozpr. Čs. Akad. Věd, ř. mat. přír. Věd, 79, 1, 1—99. Praha.
- Streckeisen A. (1976): Classification and nomenclature of plutonic rocks. Recommendation. — Neu. Jb. Mineral., Mh. 4, 149—164. Stuttgart.
- Streckeisen A. - Le Maître R. W. (1979): A chemical approximation to the igneous rocks. — Neu Jb. Mineral., Abh., 136, 169—206. Stuttgart.
- Svoboda J. et al. (1966): Regional geology of Czechoslovakia. — Part I, The Bohemian Massif. — Ústř. úst. geol. Praha.
- Urban K. (1933): Několik poznámek ke geologii území mezi Pískem a Březnicí. — Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., 9, 65. Praha.
- Vejnar Z. (1973): Petrochemistry of the Central Bohemian Pluton. — Geochem. Methods and Data, 2. Praha.
- Waldhausrová J. - Zežulková V. (1974): Komentář k přehledné geologické mapě listu M-33-88-D-d (Sedlice). — MS Geofond. Praha.
- Zežulková V. et al. (1978): Vysvětlivky k listu mapy Mirovice. — MS Ústř. úst. geol. Praha.

Gabbroids in the Mirovice metamorphic islet

(Summary of the Czech text)

Vlasta Ledvinková

Received January 3, 1983

Gabbroids in the southern part of the Mirovice metamorphic islet are a part of the Central Bohemian Pluton. They form inclusions, fragments, and small bodies within the granitoids of the Sázava type. The gabbroids are in particular situated west of Mirovice in the surroundings of Lučkovice. The largest gabbroid body, 350×150 m in size, is elongated parallel with the foliation of the Mirovice orthogneiss. The gabbroids studied are black-grey rocks of plutonic appearance and directionless structure. The texture is hypautomorphic-granular, often with a porphyritic development of the hornblende. The rocks are characterized by a widely varying grain-size ranging from coarse porphyritic to fine-grained. The composition is also variable. On the basis of modal analyses it fluctuates, according to the IUGS classification (1973), from pyroxene-biotite-hornblende melamonzonite to pyroxene-bearing biotite-hornblende melamonzogabbro and to biotite-hornblende gabbro with needle-like hornblende.

Hornblende is the main mineral in all the structural types. According to the classification of Leake (1978), all the amphiboles belong to the group of calcic amphiboles. The amphiboles from coarse to very coarse porphyritic melamonzonite fall into the field of Mg-common hornblende, actinolitic hornblende, and actinolite. The amphiboles from medium-grained and fine-grained melamonzogabbro and gabbro with needle-like development of the hornblende fall into the field of Mg-common hornblende, tschermakitic common hornblende, and tschermakite. Biotite is the second most abundant mafite. In the four-component diagram calculated for eastonite, phlogopite, siderophyllite, and annite, the projection points of biotite are concentrated roughly in the belt between phlogopite and siderophyllite, which is moderately shifted from the trend line of common magmatic rocks towards the apex of eastonite. The amount of monoclinic pyroxene in the individual types fluctuates considerably, obviously in relation to the variable degree of amphibole replacement. The diagram of Polderwaard and Hess was used for the classification of the pyroxenes. In this diagram, the projection points of the pyroxenes are dispersed in the field of augite, salite, diopside, and endiopside. The plagioclase forms euhedral and

subhedral grains. The composition of plagioclase fluctuates from An₅₀ to An₈₅ in the cores and from An₃₅ to An₆₀ in the rims. The gabbroids from the Lučkovice area are characterized by a relatively high potassium feldspar content (5–20 %) at a relatively high rock basicity. Moreover, these rocks also have a characteristically high apatite content (as much as 3.5 % as indicated by modal analysis). Spheue, zircon, and allanite occur as accessories. The ore minerals are represented by ilmenite, pyrite, pyrrhotite, and magnetite. The secondary minerals include epidote, prehnite, exceptionally pumpellyite.

Eight samples were analyzed for major element. The main petrochemical peculiarities of the rocks studied include the relatively high proportion of alkalis, in particular K₂O which predominates over Na₂O, and the appreciably high MgO and P₂O₅ content.

The results of the study of basic rocks in the Mirovice area indicate their origin by magmatic crystallization which was modified in the postmagmatic phase. The chemical composition of the rocks suggests that they crystallized from a magma of a lamproidic character and thus represent a specific type among the basic rocks of the Central Bohemian Pluton.

Přeložila E. Česánková

Explanation of tables

Table 1. Modal composition of rocks from the area studied.

Table 2. Composition of amphiboles from the Lučkovice area.

Crystallochemical formulas of amphibole recalculated on the basis of 23 O.

Table 3. Composition of biotites from the Lučkovice area.

Crystallochemical formulas of biotite recalculated on the basis of 22 O.

Table 4. Composition of pyroxenes from rocks of the Lučkovice area.

Crystallochemical formulas of pyroxene recalculated on the basis of 6 O.

Table 5. Composition of plagioclases from rocks of the Lučkovice area.

Crystallochemical formulas of plagioclases recalculated on the basis of 32 O.

Table 6. Chemical analyses of rocks.

Table 7. Normative composition of rocks from the Lučkovice area (in C.I.P.W. values).

Explanation of text-figures

1. Location of the area studied in the wider geological setting.

1 — Moldanubicum; 2 — Proterozoic and Palaeozoic of the Barrandian; 3 — Jilové zone; 4 — metamorphic islets; nn — Netvořice-Neveklov, sk — Sedlčany-Krásná Hora, mi — Mirovice, hu — Hudčice, ks — Kasejovice, kš — Kašovice; 5 — granitoids of the Central Bohemian Pluton: ok — peripheral, ně — Něžín type, sá — Sázava and Kozárovice types, tě — Těchovice type, se — Sedlčany type, čb — Certovo břemeno type, bl — Blatná type, če — Červená type, ko — Kozlov type, kl — Klatovy type; 6 — gabbroids. After O. Kodym jun. (in J. Svoboda et al. 1966); 7 — area studied.

2. Position of rocks from the Lučkovice area according to the modal composition in the IUGG classification (1973). A segment from the classification diagram.
Fields: 8 — monzonite; 8+ — quartz monzonite; 9 — monzodiorite, monzogabbro; 10 — gabbro, diorite, anorthosite.
3. Classification diagram of Ca-amphiboles (after B. E. Leak 1978).
1 — Rim; 2 — core of hornblende from very coarsely porphyritic biotite-hornblende melamonzonite with pyroxene; 3 — rim; 4 — core of hornblende from coarsely porphyritic, medium-grained pyroxene-biotite-hornblende melamonzogabbro; 5 — rim; 6 — core of hornblende from fine-grained biotite-pyroxene-hornblende melamonzogabbro; 7 — rim; 8 — core from biotite-hornblende gabbro with needle-like hornblende.
4. Relation between main octahedral (Mg, Fe) and tetrahedral (Si, Al) components in biotites of the rocks from the Lučkovice area.
1 — Biotite from biotite-hornblende gabbro; 2 — biotite from fine-grained pyroxene-biotite-hornblende melamonzogabbro; 3 — biotite from fine-grained biotite-hornblende-pyroxene melamonzogabbro; 4 — biotite from medium-grained pyroxene-biotite-hornblende melamonzogabbro; 5 — biotite from medium-grained biotite-pyroxene-hornblende melamonzogabbro; 6 — biotite from coarsely porphyritic pyroxene-biotite-hornblende melamonzonite; 7 — biotite from very coarsely porphyritic biotite-hornblende melamonzonite with pyroxene.
5. Ternary diagram of octahedral cations in biotite. Modified after M. Foster (1960).
(For key to symbols see fig. 4).
6. Segment from the classification diagram of monoclinic pyroxenes. After A. Poldervaart and H. H. Hess (1951) in W. A. Deer et al. (1974).
1 — Pyroxene from very coarsely porphyritic melamonzonite with pyroxene; 2 — pyroxene from coarsely porphyritic pyroxene-biotite-hornblende melamonzonite; 3 — pyroxene from coarsely porphyritic pyroxene-biotite-hornblende melamonzonite; 4 — pyroxene from coarsely porphyritic biotite-pyroxene-hornblende melamonzonite; 5 — pyroxene from medium-grained pyroxene-biotite-hornblende melamonzogabbro; 6 — pyroxene from medium-grained biotite-pyroxene-hornblende melamonzogabbro; 7 — pyroxene from fine-grained pyroxene-biotite-hornblende melamonzogabbro; 8 — pyroxene from fine-grained biotite-pyroxene-hornblende melamonzogabbro.
7. Distribution of $Na/(Ca+Na+K)$ values between coexisting pairs amphibole-plagioclase in relation to temperature. After L. L. Perchuk (1970).
1 — Plot of the pair actinolite-oligoclase from coarsely porphyritic melamonzonite; 2 — plot of the pair common actinolite hornblende-andesine from coarsely porphyritic melamonzonite; 3 — plot of the pair tschermakite common hornblende-labradorite from medium-grained melamonzogabbro; 4 — plot of the pair tschermakite common hornblende-bytownite from fine-grained melamonzogabbro; 5 — plot of the pair common hornblende-basaltic andesine from biotite-hornblende gabbro with needle-like development of hornblende.
8. Distribution of $Mg/(Mg+Fe+Mn)$ values between coexisting pyroxene and hornblende in relation to temperature. After L. L. Perchuk (1970).
1 — Plot of the pair pyroxene (augite) — core of tschermakite common hornblende from fine-grained biotite-hornblende-pyroxene melamonzogabbro; 2 — plot of the pair pyroxene (salite) — core of tschermakite common hornblende from medium-grained pyroxene-biotite-hornblende melamonzogabbro; 3 — plot of the pair actinolite common hornblende-pyroxene from coarsely porphyritic pyroxene-biotite-hornblende melamonzonite.

9. Diagram of chemical classification of igneous rocks. After A. Streckeisen and R. W. Le Maitre (1973).
Fields: A — quartz monzonite; B — monzonite; C — monzodiorite, monzogabbro; D, E — diorite, gabbro, anorthosite; F — monzodiorite **with foids**, monzogabbro **with foids**.
10. Diagram distinguishing alkalic from subalkalic rocks. After G. A. MacDonald - T. Katsura (1964).
Solid circle — plots of analyzed rocks from the Lučkovice area; *cross* — plots of rocks from the Pecerady basic body (M. Palivcová et al. 1975).
11. Diagram distinguishing alkalic from subalkalic rocks. After D. Ninkovich - D. J. Hays (1972). (For key to symbols see fig. 10).
12. Chemical composition of rocks from the Lučkovice area in the AFM diagram (mass %).
1 — Trend of rocks from the Central Bohemian Pluton. After Z. Vejnár (1973); 2 — Hawaiian alkalic trend. After G. A. MacDonald - T. Katsura (1964); 3 — trend of the Skaergaard intrusion; 4 — boundary between the tholeiite field (top) and the calc-alkalic field (bottom).

Explanation of plates

Pl. I

1. Uniformly fine-grained biotite-hornblende-pyroxene melamonzogabbro and medium-grained pyroxene-biotite-hornblende melamonzogabbro. Pegmatoid clustering of lath-shaped biotite (size 4 cm) is observable in the upper part. Lučkovice Quarry. Photo F. Holub

Pl. II

1. Macroscopic appearance of coarsely porphyritic pyroxene-biotite-hornblende melamonzonite in the outcrop about 150 m WSW of the Lučkovice Quarry.
2. Biotite-hornblende gabbro with needle-like development of hornblende (in the middle of the sample) and medium-grained pyroxene-biotite hornblende melamonzogabbro.

Photo F. Holub

Pl. III

1. Very coarsely porphyritic biotite-amphibole melamonzonite with pyroxene. Phenocrysts of hornblende are partly biotitized. $\times 5$, without analyzer.
2. Biotite-hornblende gabbro. Long-columnar and needle-like development of hornblende. $\times 5$, without analyzer.

Photo F. Holub

Pl. IV

1. Bounded automorphic and hypautomorphic hornblende (in the middle of the picture) surrounded by partly decomposed plagioclase and potassium feldspar. Very coarsely porphyritic biotite-hornblende melamonzonite with pyroxene. $\times 24$, without analyzer.
2. Relief of monoclinic pyroxene in elongated, irregularly bounded hornblende grain. $\times 24$, without analyzer.

Photo F. Holub

Габброиды в Мировицком метаморфизованном »острове«

Глубинные магматические породы основного состава в более широких окрестностях с. Миротице являются составной частью Среднечешского плутона, расположенной внутри гранитоидов сазавского типа. В минералогическом отношении они харак-

теризуются относительно высокими долями калиевого полевого шпата и биотита, а в химическом — высокой долей K_2O , преобладающего, несмотря на относительно высокую основность горный пород, над Na_2O , и высокими долями MgO и P_2O_5 . По этим признакам они близки породам лампроидного характера. По положению в классификационной системе магматических пород речь идет, главным образом, о меламонцоните, меламонцогаббро и габбро.

Přeložil A. Kříž

Sbor. geol. věd	Geologie 40	Str. 63—99	10 obr.	10 tab.	— přil.	Praha 1985 ISSN 0581-9172
--------------------	----------------	---------------	------------	------------	------------	------------------------------

Srovnání jaderných jednotek východního a západního křídla orlicko-kladské klenby

Vergleich der Kerneinheiten des östl. und westl. Flügels der Orlické hory-Kłodzko-Kuppel

Jaroslav Kočandrle¹ - Mojmír Opletal²

Předloženo 25. října 1983

Kočandrle J. - Opletal M. (1985): Srovnání jaderných jednotek východního a západního křídla orlicko-kladské klenby. — Sbor. geol. Věd, Geol., 40, 63—99. Praha.

V ý t a h : V širším okolí Králík vystupují tři tektonické jednotky krystalinika v. křídla orlicko-kladské klenby: antiklinorium Klapáče, synklinorium Moravy a antiklinorium Sušiny. Antiklinoria jsou převážně budována polygenetickými horninami ortorulového až migmatitového vzhledu. Tři texturně odlišné skupiny hornin se od sebe liší geologickou pozicí, nikoliv však petrochemicky. V synklinoriu Moravy s. od Králík je zastoupen převážně svrchní, vulkanicko-sedimentární oddíl stroňské skupiny, zatímco spodní monotónní oddíl je silně redukován. Přejechod mezi oběma oddíly je na rozdíl od Orlických hor značně povlovnější. Tektonický vývoj území, stratigrafický obsah a petrochemický obraz je v obou křídlech orlicko-kladské klenby generálně shodný.

¹ Geologický průzkum, n. p., závod Zlaté Hory, 793 76 Zlaté Hory

² Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1

Úvod

V roce 1967 bylo zahájeno geologické mapování Orlických hor do map 1 : 10 000 a 1 : 25 000 v rámci úkolů Ústředního ústavu geologického v Praze. Výsledky mapovacích, petrografických a petrochemických prací, prováděných v této oblasti M. Opletalem a K. Domečkou, byly průběžně publikovány — mj. Domečka a Opletal (1974, 1976, 1977, 1980), Opletal a Domečka (1976, 1983) a Opletal et al. (1980).

Aby bylo možno srovnat geologickou stavbu a horninové komplexy Orlických hor s v. křídlem orlicko-kladské klenby, bylo zahájeno v roce 1974 mapování s. okolí Králík. Toto mapování prováděl v měřítku 1 : 10 000 J. Kočandrle. Celková plocha pokrytá geologickým mapováním je 98 km². Kritéria pro rozlišení jednotlivých horninových typů byla převzata z oblasti Orlických hor. Zá-

věry geologického mapování byly vyjádřeny jednak v geologických mapách, jednak ve zprávě (K o č a n d r l e 1983), které byly odevzdány dodavatelem (Geologický průzkum, n. p., Ostrava, závod Zlaté Hory) odběrateli (Ústřední ústav geologický v Praze). Ve spolupráci obou autorů zprávy bylo provedeno shrnutí geologického mapování, petrografických a petrochemických výzkumů ze s. okolí Králík, jakož i srovnání s obdobnými horninovými komplexy z. křídla orlicko-kladské klenby Orlických hor, a výsledkem je tato publikace.

Zmapované území náleží ke krystaliniku sv. části Českého masívu, nazývané jako západosudetská soustava nebo lugikum. V podrobnějším členění je pak součástí v. křídla orlicko-kladské klenby. V současné době převažují názory, že základní rysy tohoto složitého komplexu proterozoických hornin byly dány kadomským vrásněním, avšak na formování se podílejí i kaledonská a variská tektogeneze. Výsledný tvar pohoří, zvláště z hlediska orografického, dalo saxonské vrásnění, při kterém dochází k obnově nebo tvorbě četných zlomů; jejich důsledkem byl mj. i vznik kladského prolomu, kdy křídlové sedimenty poklesly nejméně o 800 m.

Hlavní strukturální jednotkou v mapovaném území je stroňská skupina (podle C h a l o u p s k é h o 1978 odpovídá moldanubienu, tj. střednímu proterozoiku), kterou pronikají horniny ortorulového až migmatitového vzhledu. Při v. okraji území byly zastíženy svory a amfibolity staroměstské skupiny.

Křídlové sedimenty na okraji mapovaného území jsou zastoupeny vápnitými jílovci, místy s hrubě klastickou příměsí, a v okolí Prostřední Lipky obsahují polohy drobnozrnných glaukonitických pískovců. Omezení křídly proti krystaliniku je převážně tektonické, v některých částech nelze vyloučit transgresivní styk.

V okolí Horní Lipky a Velké Moravy jsou terciérní sedimenty reprezentovány písčitymi jíly až jílovitými šterky. Tyto neogenní sedimenty zde dosahují mocnosti nad 25 m, jak ukázal mapovací vrt s. od Králík.

Z orografického hlediska patří mapované území skupině Králického Sněžníku a Jeřábí vrchovině (B a l a t k a et al. 1973). Území je značně členité, nejnižší bod je u Prostřední Lipky (555 m n. m.), nejvyšší kótou je Podbělka (1307 m).

Území v okolí Králického Sněžníku, včetně němi popisovaného úseku, patří ke klasickým areálům, o něž se opírala řada starších autorů, formujících své základní představy o stavbě, stratigrafii a metamorfóze této části Českého masívu. Patří sem S u e s s (1912) se svojí klasickou prací a předpokladem příkrovového nasunutí moldanubika (1926 lugika) na silezikum, jakož i jeho pokračovatelé K ö l b l (1929), F i s c h e r (1935a,b) a W i l s c h o w i t z (1939), stejně jako B e d e r k e (mj. 1925, 1929), Z a p l e t a l (1932, 1947 aj.), K o d y m a S v o b o d a (1949) a P a u k (1953, 1979 aj.). Na polské straně pohoří pak po válce formulují své představy o kaledonské stavbě Sudet a jejich přepracování T e i s s e y r e (1956, 1957, 1975 aj.), S m u l i k o w s k i (1957,

1960 aj.), později Don (1964, 1975) či Dumicz (1964, 1976). Část názorů uvedených autorů je uváděna a diskutována v následujícím textu.

Stratigrafie a litologie vymezených jednotek

V této kapitole popisujeme především stroňskou skupinu a komplex hornin ortorulového vzhledu, o ostatních vymezených jednotkách krystalinika (žilné magmatické horniny, hadece a horniny staroměstské skupiny) se zmiňujeme jen okrajově; podrobnější popisy jsou v práci Kočandrla (1983).

Z oblasti Rychlebských hor, Králického Sněžníku a Orlických hor popisují Němce (mj. 1956, 1966), Pauk (1958) a Opletal et al. (1980) lamprofyry a podobné horniny. Jediná zastížená žíla je tvořena křemennou minetou (jerseyitem) a má mocnost 15–20 m při směrné délce přes 50 m.

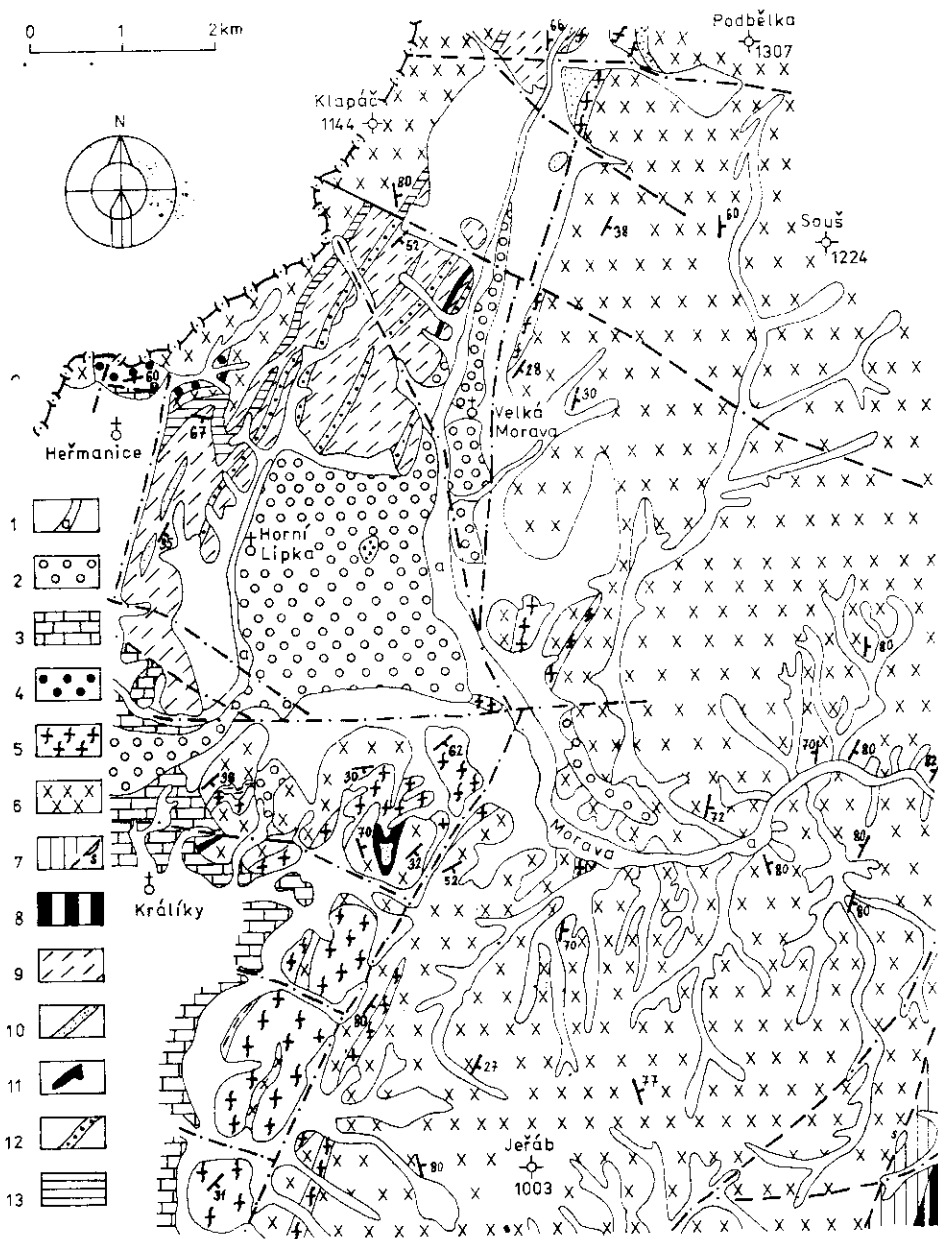
Okrajově mapovaná staroměstská skupina je tvořena muskovitickými až dvojslídňými svory o nepravé mocnosti 500 m a amfibolity. Na styku svorů staroměstské skupiny a „ortorul“ antiklinoria Sušiny bylo nalezeno nové hadcové těleso o předpokládaných rozměrech 150 . 50 m, které může indikovat tektonický styk obou jednotek. Celistvý až slabě usměrněný hadece je tvořen převážně serpentinem, zastoupeným hlavně seprofitem.

Stroňská skupina tvoří v mapovaném území jeden pruh, široký max. 2 km, nazvaný synklinoriem Moravy. Přebíhá na naše území z Polska v oblasti Králického Sněžníku, odkud pokračuje jz. směrem až k Prostřední Lípce, kde končí na tektonické linii směru V–Z. Jižněji (s. a v. od Králík) jsou zachovány malé relikty stroňské skupiny v zrnito-plástevných rulách; část těchto poloh však v měřítku mapy (na obr. 1) nelze vyjádřit.

Stroňskou skupinu (Seitenberger serie — Fischer 1935a) řadíme v souladu s rozdělením Chaloupského (1975, 1978 aj.) do středního proterozoika, i když se v poslední době objevily nepřilíš průkazné názory na její paleozoické stáří (Gunia 1976, Harazim et al. 1981). Naproti tomu geochronologické údaje Van Breemena et al. (1982) podporují názor o kadomském stáří „ortorul“ orlicko-kladské klenby, a tím i stroňské skupiny. Opletal (1973), Domečka a Opletal (1977) a Opletal et al. (1980) vydělili ve stroňské skupině dva stratigrafické oddíly. Toto rozdělení se ukázalo platné i pro v. část orlicko-kladské klenby s tím rozdílem, že spodní oddíl je zde silně redukován a přechod mezi oběma oddíly je povlovnější.

V mapovaném území je nejspodnějším zastíženým typem muskovit-biotitická až dvojslídňá rula, která má místy vzhled perlových rul. Je plástevná, jemně až drobně zrnitá a má lepidogranoblastickou strukturu. Minerální složení (viz též tab. 1.): křemen, plagioklas, K-živec, muskovit, biotit, \pm chlorit, \pm grafit, zirkon, \pm apatit, \pm turmalín, rudní minerály. Petrografické popisy a planimetrické ana-

lýzy jednotlivých hornin provedla E. Mikušová v petrografické laboratoři Geologického průzkumu, n. p. Ostrava.



1. Přehledná geologická mapa širšího okolí Králík. Upraveno podle geologických map 1 : 25 000 — J. Kočandrle (1983). Originál

V nadloží parand, ještě ve spodním oddílu, leží biotit-muskovitické až dvojslídne svory šedé barvy, plošně paralelní až plástevné textury, jemně až drobně zrnité, s minerální asociací: křemen, muskovit, biotit, živce, \pm chlorit, \pm granát, \pm granát, \pm apatit, zirkon, \pm titanit a rudní minerály.

Svrchní oddíl strožské skupiny je stejně jako v Orlických horách tvořen vulkanicko-sedimentárním souvrstvím. Převažujícím horninovým typem jsou biotit-muskovitické až dvojslídne a granát-biotit-muskovitické albitické svory až ruly. Mají výraznou plošně paralelní texturu, jsou jemně až drobně zrnité, světle šedé, místy se zeleným nádechem. Struktura je většinou porfyroblastická, s granolepidoblastickou až lepidoblastickou základní tkání. Minerální složení: křemen, muskovit, biotit, albit, K-živce, \pm chlorit, \pm karbonát, \pm granát, \pm staurolit, \pm turmalín, \pm apatit, \pm zirkon, \pm titanit, \pm epidot, \pm grafit, \pm rudní minerály. Obsah živců, převážně albitu, je proměnlivý; čisté svory přecházejí přibýváním albitu a K-živce do albitických svorů až rul, které však mají výrazný svorový habitus. Dominantním slídovým minerálem je muskovit, někdy prorostlý chloritem. Vyrostlice granátu jsou zpravidla intenzivně rozpuštěné a místy proměněné na chlorit, muskovit a limonit, někdy uzavírají křemen a biotit.

Přibýváním křemene plynule přecházejí svory do kvarcitů a živcových kvarcitů, které tvoří polohy a čočky ve spodní části svrchního oddílu strožské skupiny. Minerální složení (viz též tab. 2): křemen, živce (K-živce > albit), muskovit, \pm biotit, \pm chlorit, \pm karbonát, \pm granát, \pm staurolit, \pm akcesorie: apatit, zirkon, titanit, minerály epidotové skupiny, \pm grafit, \pm rudní minerály. Již z uvedené minerální asociace vyplývá nejednotnost kvarcitů, z nichž část je sedimentárního původu a část (s vyšším obsahem živců) velmi pravděpodobně zastupuje kyselé vulkanické horniny (porfyroidy), popsané z obdobné stratigrafické pozice v Orlických horách. Kvarcitty jsou světle šedé až krémové, výrazně plošně paralelní, s texturou šupinatou až plástevnou a o struktuře granoblastické až lepidogranoblastické. U živcových kvarcitů tvoří živce zrna až 2 mm velká, čočky a proužky většinou shodné s foliací; struktura těchto hornin je blastoporfyrická s lepidogranoblastickou základní tkání. Na druhé straně přecházejí kvarcitty přibýváním grafitu do grafitických kvarcitů a přibýváním slíd do grafitických svorů. Horniny s vyšším obsahem grafitu jsou u Prostřední Lipky a nad Velkou Moravou.

Amfibolity tvoří nehojně, x metrů až několik desítek metrů mocné polohy

1 — svahové hlíny a sutě+splachy; 1a — aluviální sedimenty niv; 2 — neogenní sedimenty; 3 — křídové sedimenty stratigraficky nerozlišené; 4—6 — „ortoruly“ jádra orlicko-kladské klenby; 4 — okaté ruly, 5 — zrnité až zrnito-šupinaté ruly, 6 — zrnito-plástevné až plástevné ruly; 7—8 — staroměstská skupina; 7 — svory, na hranici čočka serpentinitu (s), 8 — amfibolity; 9—13 — strožská skupina; 9 — svory až albitické svory s složkami kvarcitů, živcových kvarcitů, amfibolitů a erlanů, které nelze v měřítku mapy vyjádřit (všechny horniny patří svrchnímu oddílu), 10 — eriany a vápence, 11 — amfibolity, 12 — kvarcitty až živcové kvarcitty, 13 — ruly až svory spodního oddílu

Tabulka 1
Modální složení rul a svorů strošské skupiny

	1	2	3	4	5	7	8	9	10	11	12
křemen	40,1	46,6	37,2	30,5	42,4	30,8	31,4	33,1	35,1	34,2	32,2
živce	23,6	13,1	3,4	14,1	4,2	9,5	19,4	17,8	18,2	2,2	+
muskovit	15,2	13,9	45,1	25,4	33,5	24,2	23,9	22,2	22,3	35,4	30,4
biotit	20,1	21,8	13,8	18,2	17,8	32,3	48,2	24,3	43,2	16,2	42,6
chlorit	—	2,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—
granát	—	0,9	—	3,1	0,6	1,6	1,9	—	7,8	7,0	41,2
staurolit	—	—	—	—	—	—	4,1	—	3,1	3,9	1,2
turalin	—	—	—	—	—	0,8	—	—	0,2	0,3	0,7
apatit	+	0,5	—	0,4	—	—	0,3	0,3	—	0,2	—
zirkon	+	0,2	0,1	0,2	0,2	—	0,2	0,2	—	0,1	—
titanit	—	—	0,2	—	—	—	—	0,5	0,1	0,3	—
grafit	—	—	—	8,1	—	—	—	—	—	—	10,8
ruční minerály	1,0	1,0	0,3	—	1,3	0,8	0,6	0,8	—	0,3	0,9

Lokalizace vzorků: 1—3 — spodní oddíl strošské skupiny: 1 — biotit-muskovitická rula, 1 km jz. od kóty 936 (Jelení vrch), 2 — muskovit-biotitická rula, Heřmanice, 1150 m sv. od kostela, 3 — biotit-muskovitický svor, Horní Lipka, 1 km ssz. od kostela; 4 — 12 — svrchní oddíl strošské skupiny: 4 — biotit-muskovitický albitický svor s grafitem, Velká Morava, 300 m ssv. od kóty 715, 5 — biotit-muskovitický svor, Horní Morava, 500 m zsz. od kóty 715, 6 — (viz silikátová analýza) biotit-muskovitický albitický svor s granátem, Horní Morava, 750 m jz. od kóty 715, 7 — dvojslídny albitický svor, Horní Lipka, 2 km ssv. od kostela, 9 — dvojslídny albitický svor, Králíky, 250 m j. od kóty 666 (Výšina), 10 — dvojslídny albitický svor se staurolitem a granátem, Prosečská Lipka, 750 m s. od kostela, 11 — biotit-muskovitický svor se staurolitem a granátem, Heřmanice, 900 m vsv. od kostela, 12 — biotit-granát-muskovitický svor, Dolní Morava, 1 km z. od kostela

Tabulka 2

Modální složení kvarcitů, živečných kvarcitů a kvarcitických svorů stroňské skupiny

	4	5	6	7	8	10
křemen	79,6	66,7	63,3	92,0	60,1	69,7
živec	9,2	24,5	16,1	5,0	30,8	6,2
muskovit	8,6	8,2	7,2	3,0	8,6	14,2
biotit	1,6	—	4,2	—	—	6,1
chlorit	—	—	—	—	—	—
granát	—	—	2,1	—	—	2,0
staurolit	—	—	5,8	—	—	—
turmalín	—	—	0,4	—	—	0,1
apatit	0,4	0,2	0,3	—	0,2	0,1
zirkon	0,2	—	0,1	+	0,1	—
grafit	0,5	—	—	—	—	1,3
rudní minerály	0,9	0,6	0,5	—	+	0,3

Lokalizace vzorků: 1—4 viz silikátové analýzy: 1 — muskovitická kvarcitická rula s grafitem, Velká Morava, 300 m ssv. od kóty 715, 2 — muskovit-granát-biotitický kvarcitický svor, 250 m jz. kóty 715, 3 — muskovitický živečný kvarcit, Horní Morava, 800 m vsv. od kóty 936 (Jelení vrch), 4 — muskovitický živečný kvarcit, Horní Lipka, 2 km ssv. od kostela; 5 — muskovitický živečný kvarcit, Horní Lipka, 2 km ssv. od kostela; 6 — staurolit-muskovitická kvarcitická rula s granátem a biotitem, Dolní Morava, 1 km sv. od kostela; 7 — kvarcit, Dolní Morava, 600 m vjv. od kostela; 8 — živečný kvarcit s biotitem, Horní Lipka, 900 m ssv. od kostela; 9 — živečný kvarcit s biotitem, 650 m sz. od kostela; 10 — biotit-muskovitický živečný kvarcit s granátem, Horní Lipka, 1650 m sv. od kostela

a čočky, které se generelně vyskytují při bázi svrchního oddílu stroňské skupiny, podobně jako ostatní pestré vložky. Zelenavě zbarvené, jemně až středně zrnité horniny jsou masívní až nevýrazně plošně paralelní o struktuře převážně granonematoblastické, ojediněle symplektitické a cedníkové. Minerální složení (viz tab. 3): amfibol, živec, ± křemen, ± biotit, ± chlorit, ± granát, ± pyroxen, ± minerály epidotové skupiny, ± akcesorie: titanit, apatit, rudní minerály. Silně pleochroická, do 1 mm velká, hypautomorfní až xenomorfní zrna amfibolu jsou často korodována světlými minerály a obrůstána biotitem. Ojedinělá slabě pleochroická zrna pyroxenu jsou především v základní tkáni a nehojně jako uzavřeniny v granátu; velikost zrn je ca 0,05 mm a odpovídají svými optickými vlastnostmi diopsidu, event. omfacitu. S ohledem na symplektitické struktury a přítomnost reliktních pyroxenů lze předpokládat, že část granátických amfibolitů vznikla degradací eklogitů.

S m u l i k o v s k í (1967) vydělil při studiu eklogitů v metamorfiku Ládka i Šnicznika čtyři genetické etapy: 1. předeklogitovou, 2. eklogitovou, 3. amfibolitovou a 4. migmatitovou. V etapě 2. dochází v hloubce k eklogitizaci, při níž vzniká parageneze omfacit + granát, a to jak z hornin magmatického, tak i sedimentárního původu. Koncem 2. etapy již místy krystalizují primární amfiboly

T a b u l k a 3

Modální složení amfibolitů a ostatních hornin vázaných na amfibolity stonožské skupiny

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
křemen	2,9	—	3,0	0,3	—	15,8	6,6	54,4	51,6	30,2	8,2	—
živce	20,4	18,7	40,2	2,3	48,3	33,2	18,5	—	—	23,3	60,4	15,2
muskovit	—	—	—	—	—	—	8,1	13,1	8,8	12,4	—	—
biotit	—	—	—	—	—	4,6	41,4	—	14,8	23,3	22,2	3,8
chlorit	4,1	—	—	—	—	0,3	6,2	9,2	0,6	—	—	—
karbonát	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,9	—
granát	—	—	—	32,3	0,3	—	6,8	1,0	4,2	—	—	31,2
turalín	—	—	—	—	—	—	0,4	—	+	0,5	—	—
amfibol	66,2	80,2	48,6	62,4	51,3	36,3	—	—	—	—	0,8	4,6
pyroxen	—	0,5	4,8	—	—	—	—	—	—	—	—	44,2
apatit	0,2	—	—	0,2	0,1	0,3	+	0,5	+	0,3	0,5	—
zirkon	—	—	—	—	—	0,1	—	0,3	—	0,1	0,2	—
titanit	—	—	—	—	—	3,5	—	—	—	—	1,3	0,1
minerály	—	—	—	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—
epidot. sk.	—	0,6	2,6	0,3	—	8,1	—	1,8	—	—	5,3	0,2
grafit	—	+	—	—	—	—	10,2	15,8	22,0	7,4	—	—
rudní minerály	6,1	—	—	2,5	—	0,8	1,8	4,0	4,0	2,5	0,5	0,7

Lokalizace vzorků: 1 — amfibolit, 1500 m vjv. od kóty 936 (Jelení vrch); 2 — amfibolit, Králíky, 900 jv. od kóty 666 (Výšina); 3 — amfibolit s pyroxenem, Dolní Hedeč, 200 m zsz. od kóty 737 (Vyhlídka); 4 — granátitický amfibolit, Dolní Hedeč, 300 m sz. od kóty 737 (Vyhlídka); 5 — amfibolit, uzavřenina v krystalickém vápenci, Hormanice, 800 m jz. od kostela; 6 — amfibolická rula, Horní Morava, 1100 m vjv. od kóty 1144 (Klapáč); 7 — muskovit-grafit-biotitická břidlice s chloritem a granátem, Dolní Morava, 1600 m vjv. od kóty 936 (Jelení vrch); 8 — chlorit-muskovit-grafitická břidlice, Horní Morava, 750 m vjv. od kóty 936 (Jelení vrch); 9 — muskovit-biotit-grafitická kvarcitická břidlice, Horní Lápka, 350 m z. od kóty 807 (Větrný vrch); 10 — muskovit-biotitická rula s grafitem, Horní Lápka, 800 m sz. od kostela; 11 — biotitická rula s epidotem, Dolní Hedeč, shodné s anal. 3; 12 — amfibolický eklogit s plagioklasem, Dolní Hedeč, shodné s anal. 4

a plagioklasy, což znamená přechodní stádium k etapě 3. V této další etapě, kterou je možno nazvat amfibolizací, se mění omfacit na amfibol a kyselý plagioklas, a v závěru se též rozkládá granát. Patří tedy eklogity k metastabilním reliktiům, zachovaným z jedné časté etapy metamorfni a tektonické evoluce.

Amfibolický eklogit byl zastižen průzkumnou rýhou u Dolní Moravy, kde tvoří v amfibolitech neostře ohraničenou polohu (čočku) o mocnosti několika metrů. Je jemnozrný, masivní, zelenošedý s tmavšími zrny granátů. Modální složení: pyroxen 44,2 %, granát 31,2 %, živec 15,2 %, amfibol 4,6 %, biotit 3,8 %, limonit 0,7 %, akcesorie 0,3 % (minerály epidotové skupiny, titanit, rudní zrnka). Pyroxen je prorůstán granátem a živcem, méně často biotitem, a amfibolem; je světle zelený a podle optických vlastností odpovídá diopsidu, resp. omfacitu. Struktura horniny je symplektitická, event. diablastická. Živec obsahuje hojná zrna diopsidu, stejně jako granát. Zelený amfibol o velikosti do 0,3 mm je většinou korodovaný a často obrůstán biotitem.

Na druhé straně přecházejí amfibolity, laterálně i vertikálně, do zřetelně sedimentárních hornin — amfibolických rul, břidlic, biotitických rul a erlanů. Lze předpokládat, že zastižené přechodní typy odpovídají vulkanicko-sedimentárním horninám.

Erlany tvoří obvykle čočky na styku s mramory a nedosahují významnějších mocností s výjimkou výskytu u Dolní Hedče. Jsou jemnozrné, nestejněměrně skvrnitě ve světlezelených a světle šedých odstínech, s drobnými zrny hnědé až načervenalé barvy; mají masivní texturu. Minerální složení (viz tab. 4): karbonáty, křemen, živec, granát, amfibol, pyroxen (diopsid), ± titanit, minerály epidotové skupiny, vesuvian, ± rudní minerály. Karbonát tvoří xenomorfně omezená zrna s polysyntetickým lamelováním o velikosti do 0,5 mm. Z minerálů epidotové skupiny převažuje zoisit nad epidotem; zoisit často uzavírá diopsid a karbonát. Diopsid a amfibol (tremolit) tvoří drobná zrnka do 0,1 mm, roztroušená mezi karbonátovými zrny, nebo místy tvořící drobné shluky. Živec (albit) vytváří zrna do 0,3 mm, hojně vyplněná zrnkami diopsidu, vesuvianu, křemene a amfibolu; zrna jsou čirá, ale i v různém stupni zakalená. Křemen vyplňuje mezery mezi karbonátovými zrny. Struktura horniny je granoblastická.

Mramory vystupují jako čočkovitá tělesa mocností obvykle do 100 m, max. 300 m. Na řadě míst byly těženy jak na výrobu vápna, tak jako dekorační kámen. V tělese na Velké Moravě, délky ca 500 m a šířky kolem 300 m, částečně kryté kvartérem, bylo Krutským (1974) ověřeno $5,1 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ zásob kategorie C₂ a $8,3 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ prognózních zásob. Mramory jsou zde těženy a zpracovávány jako dekorační kámen. Malé ložisko Dolní Hedeč má podle téhož průzkumu prognózní zásoby ve výši 68 495 m³.

Mramory jsou bílé až světlešedé, často s tmavými proužky, mají masivní až nevýrazně plošně paralelní texturu a granoblastickou strukturu. Jsou tvořeny převažujícím kalcitem; dalšími minerály jsou: křemen, živec, ± biotit, ± mus-

Tabulka 4

Modální složení mramorů a erlanů stroňské skupiny

	2	3	4
křemen	2,5	8,6	12,4
živce	3,2	4,3	8,2
biotit	+	—	—
karbonát	90,0	53,2	43,4
granát	+	+	9,1
amfibol	0,4	3,1	5,6
pyroxen	—	8,3	9,1
apatit	+	—	—
titanit	+	+	—
minerály epidot. sk.	1,8	18,3	3,9
vesuvian	2,1	4,2	8,3

Lokalizace vzorků: 1 — (viz silikátová analýza) krystalický vápeneč s uzavřeninami erlanu, Heřmanice, 450 m jv. od kostela; 2 — krystalický vápeneč, Dolní Hedeč, 200 m zsz. od kóty 737 (Vyhlídka); 3 — karbonátem bohatý erlan, Červený Potok, 750 m sv. od kóty 737 (Vyhlídka); 4 — karbonátem bohatý erlan, Dolní Hedeč, 200 m zsz. od kóty 737 (Vyhlídka)

kovit, \pm granát, \pm amfibol, \pm apatit, \pm zirkon, \pm titanit, minerály epidotové skupiny, \pm vesuvian a \pm rudní minerály. Hojně lamelovaná xenomorfní zrna kalcitu velikosti 0,X až X mm uzavírají nepravidelně roztroušené ostatní minerály. Mramory přecházejí laterálně i vertikálně do erlanů a vápnitých svorů.

Pod pojmem „ortoruly“ je nutno chápat soubor polygenetických hornin, jejichž geneze v celém Českém masívu není uspokojivě vyřešena. Na genezi hornin, ortorulového až migmatitového vzhledu v orlicko-kladské klenbě byla vyslovena řada názorů (magmatický původ, migmatitizace, granitizace, vznik metamorfózou z příhodných hornin). Hejtmán (1962) říká: „Předpokládá-li se různá geneze žul, může se tím spíše předpokládat různá geneze hornin ortorulového vzhledu.“ Opletal et al. (1980) se přiklánějí k polygenetickému vzniku celé této široké skupiny hornin. Na základě provedeného mapování, technických prací a petrografického studia hornin lze souhlasit s tímto názorem. Tak některé zrnito-plástevné ruly mají úzké sepětí se suprakrustálními horninami stroňské skupiny. Např. v okolí Králík, Dolní Hedeč a Červeného Potoka existují pozvolné přechody ze svorů do „ortorul“ a suprakrustální horniny tvoří relikty v horninách ortorulového vzhledu. Tento druh styku je možno vysvětlit klasickou metasomatickou školou polských autorů, nebo primárními přechody mezi oběma skupinami hornin. Naproti tomu zrnité až zrnito-šupinaté ruly mají se svory ostré netektonické kontakty, jak ukázaly mapovací rýhy sv. od Heřmanic. Tento typ styku nasvědčuje, že zrnité až zrnito-šupinaté ruly mohou být skutečnými ortorulami, jak o tom uvažují též Skácel (1977) a Domečka

a Opletal (1977) — mj. i vzhledem k tomu, že tvoří žíly ve vyšších stratigrafických horizontech (v novoměstské skupině a staroměstském svorovém pásnu).

Horniny ortorulového vzhledu tvoří v mapovaném území dva pruhy. Západní pruh se na polském území noří pod křídlové sedimenty, a jeho v. hranice je dána synklinoriem Moravy, tvořeném stroňskou skupinou. Kočandrlle (1983) nazývá tento z. pruh jako antiklinorium Klapáče. Na V od synklinoria Moravy je antiklinorium Sušiny, ohraničené na druhé straně patrně tektonicky proti staroměstské skupině. Nemáme sice přímé důkazy, že „ortoruly“ jsou v antiklinoriích, avšak tuto pozici předpokládá naprostá většina autorů jak polských (např. Smulikowski 1960, Teisseyre 1960, Kasza 1964, Dumicz 1964, Sawicki 1958, Juroszek 1972), tak českých (Ondřá - - Potměšil 1966, Fajst 1975 a 1976, Opletal 1973, Domečka - - Opletal 1977, Opletal et al. 1980). Jižně od lipkovského zlomu se obě antiklinoria stýkají, generelně podél směrné tektonické linie hedčeské. Relikty suprakrustálních hornin v okolí Králík a Dolní Hedče mohou představovat zbytky silně asimilovaného a zároveň intenzivně denudovaného synklinoria Moravy.

Antiklinorium Klapáče je tvořeno převážně drobnozrnnými až středozrnnými, zrnitými až zrnito-šupinatými rulami, s malým zastoupením fylosilikátů, které obsahují drobné vločky hrubě okatých rul a řídké zrnito-plástevných rul (v měřítku mapy nejdou vyjádřit). Jižně od lipkovského zlomu je antiklinorium Klapáče zastiženo hlubším denudačním řezem a je tvořeno převážně zrnito-plástevnými, místy až plástevnými rulami, které obsahují vločky zrnito-šupinatých rul a relikty hornin stroňské skupiny. Naproti tomu v antiklinoriu Sušiny zcela převládají drobnozrnné zrnito-šupinaté ruly, které mají místy vyvinuté vločky zrnito-plástevných rul.

Rozdělení „ortorul“ na tři texturní skupiny podle klasifikace Hejtmána (1962) je shodné s oblastí Orlických hor. Jedná se o následující typy:

1. Drobnozrnné až středozrnné, biotit-muskovitické až dvojslídité, zrnité až zrnito-šupinaté ruly, které jsou světle šedé až načervenalé a mají nevýraznou plošně paralelní texturu. Izolované lupínky až drobné shluky slíd na foliačních plochách sledují mírně zprohýbané a někdy špatně zřetelné foliační plochy. Charakteristickým rysem jsou příčně orientované lupínky slíd; tento typ hornin má místy až granitoidní habitus, zvláště v antiklinoriu Klapáče, kde je středně zrnitá varianta s nízkým obsahem slíd. Základní typ drobnozrnných, zrnito-šupinatých rul přechází přibýváním slíd přes šupinato-plástevné ruly do zrnito-plástevných rul. Tyto přechody jsou velmi pozvolné a jsou charakteristické střídáním jednotlivých typů, což bylo pozorováno rovněž v Orlických horách (Opletal et al. 1980). Minerální složení: křemen, plagioklas, K-živec, muskovit, biotit, \pm chlorit, \pm granát, \pm apatit, \pm zirkon, \pm rudní minerály (viz tab. 5). Xenomorfně omezená zrna křemene mají velikost kolem 0,25 mm. Draselný živec tvoří zrna do 0,8 mm, místy charakteru porfyroblastů; obsahuje běžně

Tabulka 5

Modální složení „ortorul“ jádra orlicko-kladské klenby

	1	2	3	4	5	8	9
křemen	43,3	44,6	50,8	46,2	51,6	45,4	34,0
K-živce	24,8	23,6	20,4	19,0	15,9	26,2	27,0
plagioklasy	10,2	16,8	10,0	10,4	9,5	15,1	10,2
muskovit	15,2	7,1	12,1	16,8	20,6	10,6	7,4
biotit	4,3	7,4	5,4	4,2	1,5	1,6	17,6
chlorit	—	—	—	1,2	—	—	2,1
granát	0,6	—	0,3	0,4	0,6	0,4	0,8
apatit	0,4	0,3	0,2	0,2	—	0,2	0,5
zirkon	0,2	0,2	—	—	0,3	—	0,2
rudní minerály	1,0	—	0,8	0,6	—	0,5	—

Lokalizace vzorků: 1 — drobnozrná, biotit-muskovitická zrnitá rula, Velká Morava, 1500 m jz. od kóty 715; 2 — středozrná, dvojslídňá zrnito-šupinatá rula, Horní Morava, 750 m vjv. od kóty 1144 (Klapáč); 3 — hrubozrná, biotit-muskovitická rula, Heřmanice, 1400 m sv. od kostela; 4 — drobnozrná, biotit-muskovitická zrnito-šupinatá rula, Červený Potok, 1500 m sv. od kóty 737 (Vyhlídka); 5 — hrubozrná, muskovitická zrnito-plástevná rula, Červený Potok, 900 m ssv. od kóty 737 (Vyhlídka); 6 — středozrná, muskovitická zrnito-plástevná rula, Heřmanice, 1500 m vsv. od kostela; 7 — (viz silikátová analýza) drobnozrná, muskovitická zrnitá rula, Dolní Hedeč, 400 m sz. od kóty 737 (Vyhlídka); 8 — středozrná, muskovitická zrnito-šupinatá rula, Velká Morava, 1000 m vsv. od kostela; 9 — středozrná, muskovit-biotitická zrnito-plástevná rula, Králíky, 300 m jz. od kóty 666 (Výšina)

uzavřeniny křemene, muskovitu a plagioklasů. Bazicitu plagioklasů je v rozmezí albit až oligoklas, přičemž starší generace má vyšší bazicitu a je zakalená; velikost plagioklasových zrn je do 0,4 mm.

2. Biotit-muskovitické až dvojslídňé, zrnito-plástevné až plástevné ruly jsou středně až hrubě zrnité, šedé až narůžovělé, místy nažloutlé. Mají výraznou plošně paralelní texturu přecházejí místy v plástevnou, častá je výrazně vyvinutá lineace; oproti předcházejícímu typu mají především zvětšené zrno a odlišnou texturu, avšak modálními složením se od sebe oba typy neliší, což konstatují též Opletal et al. (1980).

3. Hrubě okaté ruly jsou charakterizovány ččkami křemene a živců, které jsou často vyvlečeny podél foliačních ploch a mají velikost kolem 1 cm. Jsou šedých, nebo červených barev a základní tkání odpovídají drobnozrným (vzácně i středozrným) zrnitým až zrnito-šupinatým rulám, z nichž se vyvíjejí.

Vzhledem k tomu, že rozdíly v minerálním i chemickém složení mezi všemi vydělenými texturními typy jsou nepatrné, lze předpokládat, že se okaté ruly vyvíjejí ze zrnito-šupinatých rul při postupné selektivní mobilizaci bez přínosu. To odporuje názorům polské metasomatické školy o genetické řadě: suprakrustální horniny → gieraltowské ruly (= zrnité, zrnito-šupinaté a šupinaté ruly) → sněžnické ruly (= zrnito-plástevné až plástevné ruly a okaté ruly). Tento názor podporuje i výše uvedená skutečnost, že zrnito-plástevné ruly, které by

měly být středním, pokročilejším členem metasomatické řady, tvoří naopak přechody mezi suprakrustálními horninami a zrnito-šupinatými rulami.

Přehled chemismu hornin

Celkem bylo odebráno na silikátové analýzy 46 vzorků, u nichž byla ve většině případů provedena i planimetrická analýza horniny. Chemické analýzy prováděly J. Mrlíková, H. Urbánková a L. Mrskošová v laboratoři Geologického průzkumu, n. p., Ostrava v Rýmařově. Místa odběrů vzorků jsou znázorněna na obrázku 2. Pro srovnání jednotlivých horninových skupin jak v rámci mapovaného území, tak i celé orlicko-kladské klenby byl použit přepočítaný diagramy Opletala (1971). U hornin z okolí Králík je jejich chemismus ještě charakterizován diagramy Eskoly (1915).

Ze stroňské skupiny bylo odebráno 12 vzorků rul a svorů, z nichž 3 jsou z hornin spodního oddílu a 9 ze svrchního oddílu; analýzy jsou v tabulce 6. Dále bylo odebráno 10 vzorků kvarcitů a kvarcitických svorů až rul, jejichž analýzy uvádí tabulka 7. Opletal (1973) a Opletal et al. (1980) vydělují dva oddíly stroňské skupiny v Orlických horách, které jsou odlišné nejen stratigraficky a litologicky, ale i petrochemicky. Horniny svrchního oddílu mají zřetelně zvýšené obsahy K_2O , vázaného především na živce.

Na obrázcích 3 a 4 jsou diagramy Opletala (1971) pro ruly a svory a pro skupinu kvarcitů, kvarcitických svorů a rul, na obrázku 5 pak zjednodušený souhrnný diagram. Zvláště ze souhrnného diagramu je vidět zřetelné rozdělení hornin na dvě skupiny podobně, jak je tomu v Orlických horách. Zde, v širším okolí Králík, však řada vzorků z hornin svrchního oddílu odpovídá svým chemismem horninám spodního oddílu v Orlických horách. To je způsobeno daleko pozvolnějším přechodem mezi oběma oddíly a četnými vložkami hornin spodního oddílu ve svrchním. Tyto vložky a polohy byly v řadě případů zmapovány (v mapě je však nelze vyznačit), ale někdy je nebylo možno zřetelně oddělit od hornin svrchního oddílu. K typickým představitelům hornin svrchního oddílu stroňské skupiny, tak jak byly charakterizovány v Orlických horách, patří vzorky se zvýšeným podílem K (tj. analýzy 5 a 9). Kvarcité a kvarcitické horniny patří, podobně jako v Orlických horách, zřetelně k horninám svrchního oddílu; část těchto hornin má vulkanický podíl, což naznačuje i obrázek 6. Je zřejmé, že část hornin je blízká kyselým metavulkanitům stroňské skupiny z Orlických hor, dva vzorky patří k typickým kvarcitům a zbytek k horninám problematického zařazení. To potvrzují i údaje Wojciechowské (1976) z lokality Romanów (pokračování synklinoria Moravy na území PLR), kde jsou ve svorech vložky kyselých metavulkanitů cm až m řádu.

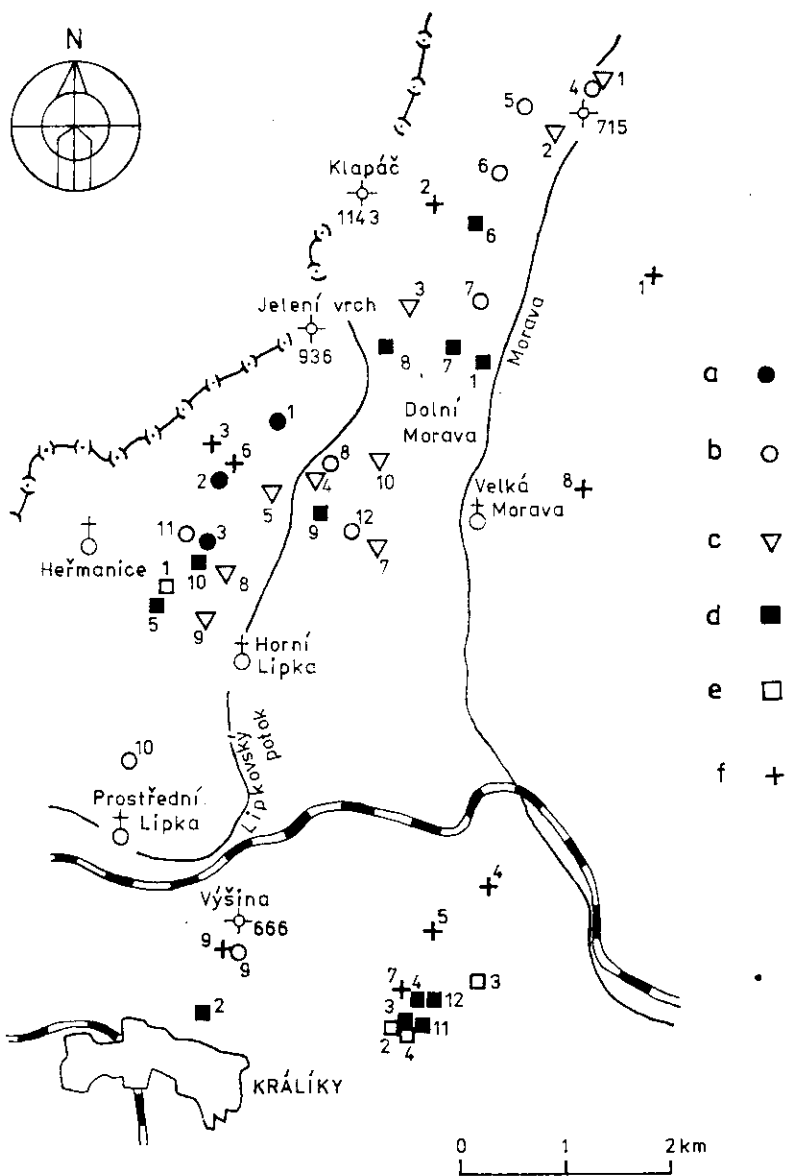
Z diagramů ACF a A'KF na obrázku 7 vyplývá, že většina hornin stroňské skupiny (mimo kvarcitických hornin, blízkých porfyroidům) leží v poli pelitic-

T a b u l k a 6

Chemické analýzy rul a svorní strošské skupiny

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	68,95	62,61	66,75	58,68	64,80	64,93	66,45	64,96	66,66	59,41	54,66	62,28
TiO ₂	0,55	0,51	0,47	0,75	0,56	0,50	0,65	0,51	0,57	0,49	0,52	0,51
Al ₂ O ₃	14,71	17,93	17,15	18,25	17,57	17,16	16,10	16,95	15,71	20,06	23,40	17,88
Fe ₂ O ₃	2,43	2,17	1,65	1,38	1,24	1,34	2,93	1,58	1,80	2,96	2,31	1,58
FeO	2,41	3,36	2,43	4,84	3,55	3,94	1,86	3,50	3,23	3,48	5,03	4,70
MnO	0,04	0,03	0,03	0,01	0,05	0,11	0,09	0,10	0,04	0,21	0,44	0,45
MgO	1,68	3,04	1,79	2,20	2,02	2,55	1,93	2,12	1,85	2,45	2,22	2,04
CaO	1,00	1,03	0,61	3,30	0,73	1,56	1,19	1,23	0,82	1,00	0,88	1,20
Na ₂ O	2,10	2,27	1,15	2,17	0,57	1,38	1,72	2,50	0,72	0,77	0,92	0,95
K ₂ O	3,05	4,59	4,60	3,95	4,75	3,85	3,50	3,75	5,10	4,38	4,75	3,79
P ₂ O ₅	0,07	0,21	0,08	0,17	0,20	0,29	0,18	0,11	0,22	0,15	0,12	0,41
CO ₂	0,42	0,48	0,12	0,37	0,23	0,40	0,16	0,09	0,36	0,09	0,04	st.
SO ₃	st.	0,03	—	—	0,04	0,30	0,17	—	st.	—	—	—
H ₂ O +	2,51	2,24	2,19	2,09	2,71	2,44	2,38	1,92	2,21	2,74	3,11	2,39
H ₂ O -	0,45	0,40	0,18	0,26	0,16	0,05	0,79	0,21	0,19	0,53	0,27	0,46
C graf.	—	—	—	1,22	—	—	—	0,96	—	0,48	0,42	1,61
Σ	100,70	100,80	99,20	99,62	99,18	100,80	100,10	100,49	99,48	99,20	99,09	100,25

Názvy hornin a lokalizace odběrů — viz tabulka 4. Vzorky 1, 3, 6, 7, 9, 10, 11 analyzovala H. Urbánková, vzorky 2, 8, 12 J. Mrlíková a 4, 5 L. Mrskošová v laboratoři n. p. Geologický průzkum, závod Rýmarov



2. Mapa s vyznačenými místy odběrů vzorků na planimetrické a silikátové analýzy hornin
 Stroňská skupina: a — horniny spodního oddílu; b — horniny svrchního oddílu; c — kvarcitty a jejich přechody k okolním horninám; d — amfibolity a horniny s nimi spojené; e — mramory a erlany; f — „ortoruly“ jádra orlicko-kladské klenby. Čísła odpovídají příslušným vzorkům z horninových skupin, uvedených v tabulkách

Tabulka 7

Chemické analýzy kvarcitů, živecových kvarcitů a kvarcitických svorů
strošské skupiny

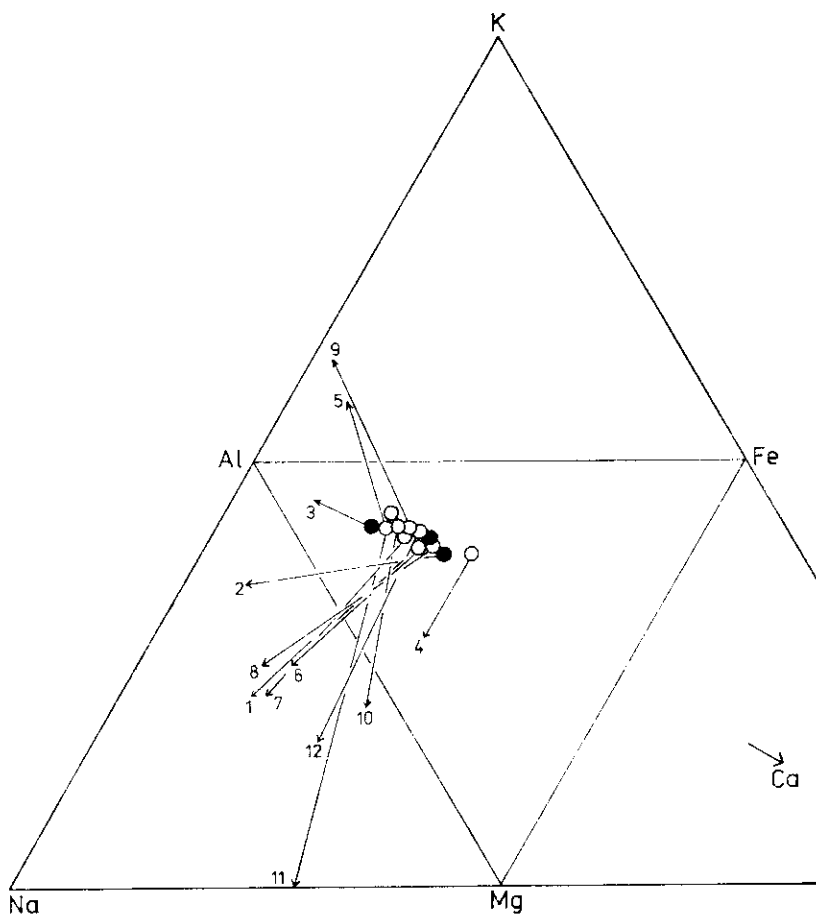
	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	87,92	82,92	79,49	94,04	82,99	86,17	87,39
TiO ₂	0,13	0,05	0,40	0,09	0,13	0,14	0,21
Al ₂ O ₃	5,34	8,09	11,57	1,90	9,06	6,99	6,49
Fe ₂ O ₃	0,74	0,79	1,04	0,74	0,25	0,64	0,69
FeO	0,30	0,57	1,85	0,40	0,31	0,31	1,56
MnO	—	—	0,12	0,02	0,01	0,01	0,09
MgO	0,21	0,14	1,09	0,11	0,11	0,16	0,13
CaO	0,28	0,21	1,96	0,28	0,24	0,28	0,84
Na ₂ O	0,11	0,23	1,55	0,03	0,15	0,17	0,50
K ₂ O	3,00	5,49	2,05	0,60	5,49	3,74	1,22
P ₂ O ₅	0,08	0,12	0,09	0,03	0,03	0,09	0,10
CO ₂	0,12	0,15	0,10	0,09	0,14	st.	st.
SO ₃	st.	0,09	st.	0,02	0,05	0,08	0,12
H ₂ O ⁺	0,57	0,50	1,01	0,63	0,73	0,66	0,78
H ₂ O ⁻	0,10	0,10	0,39	0,98	0,14	0,14	0,18
C graf.	0,46	—	—	—	—	0,30	0,50
Σ	99,36	99,15	99,71	99,06	99,83	99,88	100,80

Názvy hornin a lokalizace odběrů — viz tabulka 2. Vzorky 4, 5, 7—10 analyzovala J. Mrliková, vzorky 1, 2, 3, 7 L. Mrskošová

kých a psamitických sedimentů a jejich metamorfaích ekvivalentů, podle D u d k a a S u k a (1971) v diagramu ACF a v diagramu A'KF pak v poli metasedimentů, přičemž náležejí k horninám středních stupňů metamorfózy (S u k 1979). Kvarcitty blízké porfyroidům se od metasedimentů zřetelně odlišují v diagramu A'KF.

Amfibolity a horniny s nimi spojené, byly analyzovány v 10 případech, jak ukazuje tabulka 8. V diagramech ACF a A'KF se rozdělují do tří skupin: na vlastní amfibolity, jejich přechody k metasedimentům a stranou ležící amfibolický eklogit. Amfibolity jsou v blízkosti vrcholu F, eklogit leží mezi amfibolity a celány a ostatní horniny v blízkosti metasedimentů. Amfibolický eklogit spadá do pole bazických metavulkanitů D u d k a a S u k a (1971) a podle Smulikowského hodnoty eklogitové míry JDC je blízký gropsyditům (J — 14 ‰, D — 66 ‰, G — 20 ‰).

Silikátové analýzy hornin ortorudového vzhledu uvádí tabulka 10. Jejich chemismus vyjadřuje diagram na obrázku 8; v poměru K : Na : Ca je nevelký rozptyl, zatímco je zřetelný trend v poměru Al : Fe : Mg. Z tohoto souboru se vyděluje analýza 6 zvýšenou hodnotou K a vzorek 9 zvýšeným Ca, kdy v prvním případě jde o ojedinělé zvýšení množství K-živec a v druhém případě



3. Chemismus rul a svorů stroňské skupiny vyjádřený v diagramu M. Opletala 1971. Originál
Plný kroužek — ruly a svory spodního oddílu stroňské skupiny; *kroužek*
 — svory, albitické svory a ruly svrchního oddílu

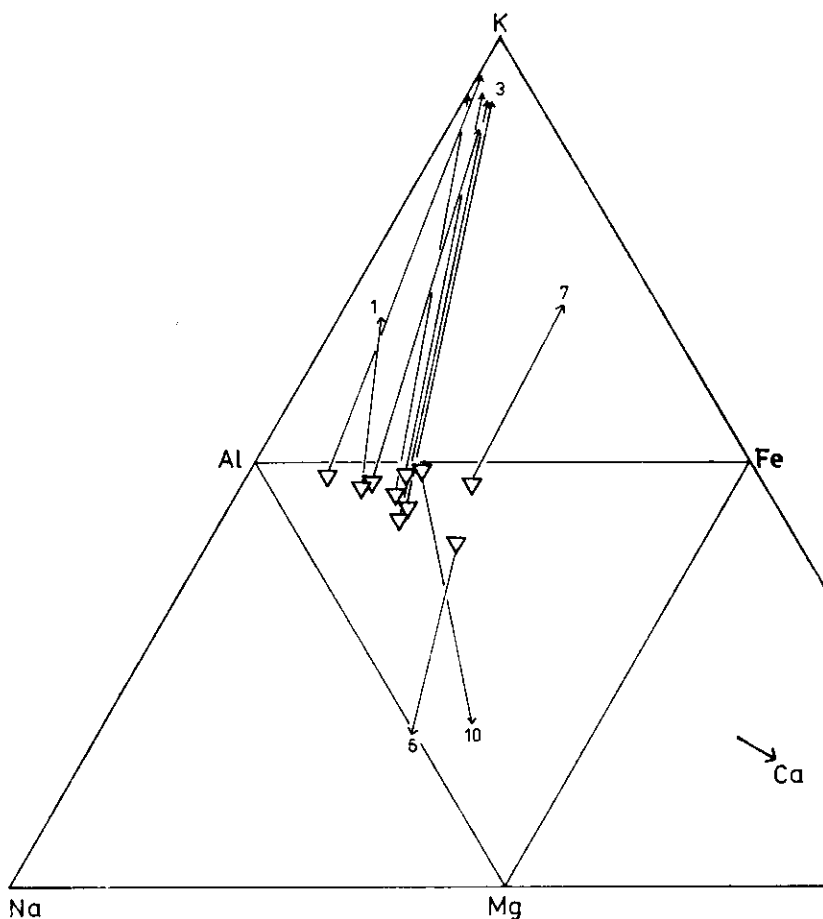
o horninu z blízkosti styku se svory. Ostatní vzorky představují poměrně homogenní soubor, i když jde o texturně rozdílné horniny. Rovněž Opletal et al. (1980) nenašli v Orlických horách výrazné rozdíly v chemismu mezi jednotlivými texturními typy a předpokládají proto, že komplex hornin ortorulového habitu nemohl vzniknout klasičnou metasomatózou za přínosu Na a K, jejímž koncovým stadiem by měly být okaté sněžnické ruly. Z diagramů Eskoly (1915) vyplývá zajímavá podobnost kvarcitů, živcových kvarcitů a „ortorul“, což je způsobeno zvýšeným obsahem K_2O u první skupiny hornin. Do jisté míry to podporuje názory Ansilewského (1966) a Fajsta (1976), že „ortoruly“ vznikly metamorfózou příhodných hornin; v prvním případě z arkóz, v druhém z hornin vulkanického původu.

Tabulka 8

Chemické analýzy amfibolitů a ostatních hornin vázaných na amfibolity strošské skupiny

	1	2	4	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	42,88	48,66	41,78	55,03	54,77	77,26	73,94	64,35	56,57	47,50
TiO ₂	1,77	0,35	0,40	1,56	0,85	0,35	0,39	0,59	0,61	0,40
Al ₂ O ₃	17,36	13,91	12,21	15,29	18,40	8,98	9,76	15,23	16,74	11,99
Fe ₂ O ₃	2,62	4,30	4,15	3,91	6,31	1,31	4,70	1,88	1,73	2,15
FeO	11,09	4,84	14,03	7,16	2,53	1,67	0,66	3,86	4,44	5,50
MnO	0,25	0,11	2,00	0,18	0,34	0,09	0,07	0,15	0,12	1,21
MgO	8,49	12,45	7,46	2,93	3,92	0,97	0,83	2,02	4,07	6,59
CaO	8,07	12,05	10,80	6,05	0,85	0,77	0,36	2,94	4,07	18,34
Na ₂ O	1,10	4,08	1,15	1,05	0,47	0,32	0,30	1,65	4,61	1,50
K ₂ O	0,50	0,55	2,20	1,20	3,17	3,30	1,91	3,16	5,54	2,20
P ₂ O ₅	0,74	0,06	0,04	0,60	0,55	0,30	0,32	0,22	0,14	0,08
CO ₂	0,12	0,20	0,16	0,11	0,10	0,34	st.	0,64	0,63	0,09
SO ₃	st.	—	st.	0,06	st.	0,02	0,10	0,09	—	st.
H ₂ O+	4,40	2,63	1,74	2,82	5,46	4,98	2,40	1,88	1,01	0,73
H ₂ O-	0,07	0,26	0,94	1,85	1,29	0,70	0,78	0,58	0,20	0,78
C graf.	—	0,56	—	—	1,04	2,43	3,23	1,28	—	—
Σ	99,46	99,01	99,03	99,80	100,05	100,79	99,45	100,52	100,28	99,06

Názvy hornin a lokalizace odběrů — viz tabulka 4. Vzorky 1, 4, 8, 12 analyzovala L. Mrskošová, 2, 6, 7 H. Urbánková a 9, 10, 11 J. Mrliková

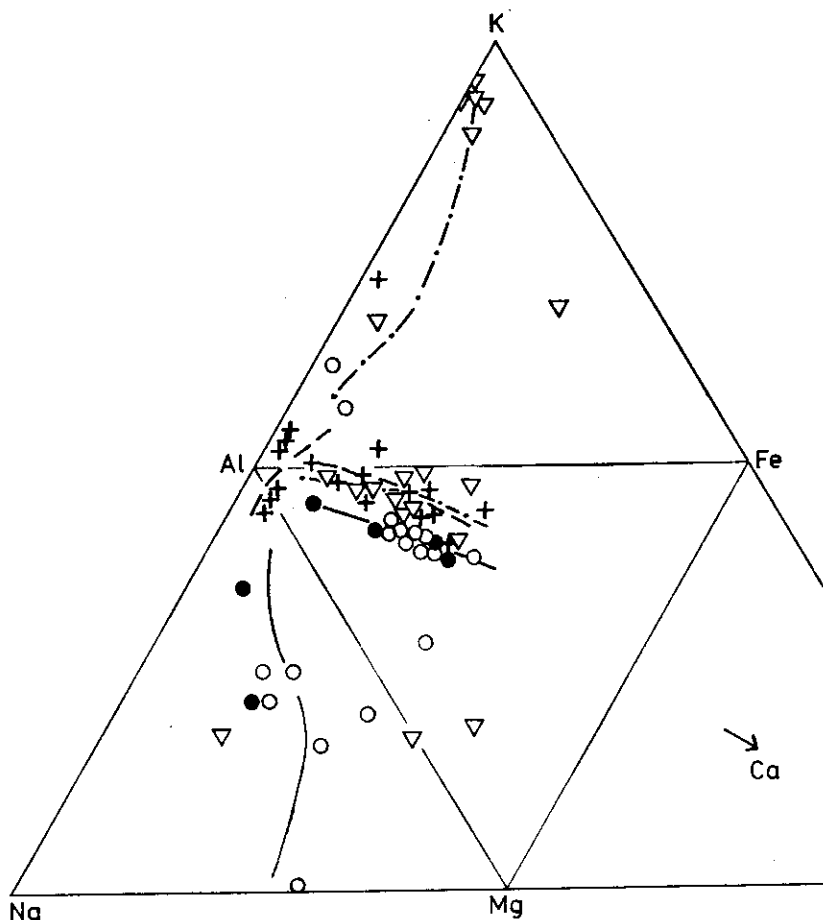


4. Chemismus kvarcitů a kvarcitických hornin stroňské skupiny, vyjádřený v diagramu M. Opletala 1971. Originál

Tektonický a metamorfní vývoj

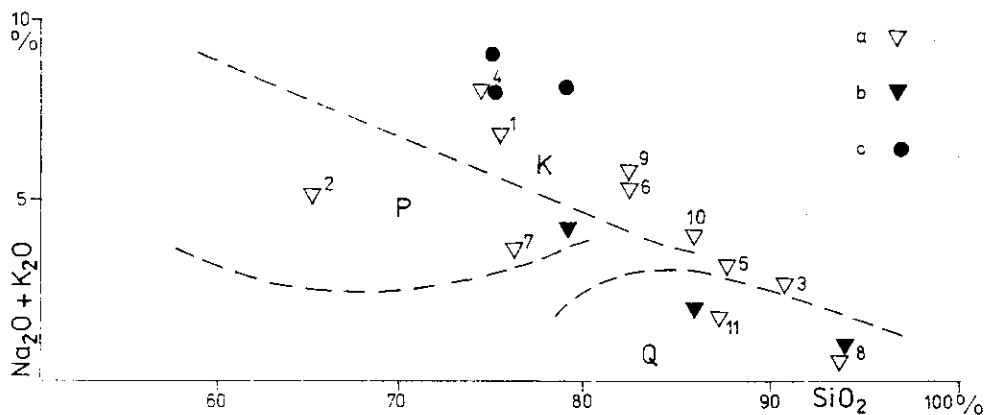
Naprostá většina našich autorů pracujících v této oblasti, pokládá za hlavní tektono-metamorfní proces v orlicko-kladské klenbě kadomské vrásnění. Většina autorů rovněž předpokládá, že horniny stroňské skupiny jsou zachovány v synklinoriích a „ortoruly“ tvoří antiklinoria. K tomuto typu stavby se přikláníme i v této oblasti, v širším okolí Králík.

Synklinorium Moravy je intenzívně provrásněno, přičemž osy megavrás mají generelní směr S—J a ponořují se j. směrem. Paralelně s osními rovinami vrás probíhají klivákové plochy, které jsou zřetelně kosé ke starší foliaci jen v uzávěrech vrás. V území mapovaném Kočandrlem (1983) lze vydělit tři



5. Souhrnný diagram chemismu metasedimentů stroňské skupiny a „ortorul“ jádra orlicko-kladské klenby, vyjádřený poměrem K : Na : Ca a Al : Fe : Mg, přepočít M. Opletal, 1971. Originál Vysvětlivky viz obr. 2. Vyznačené trendové křivky jsou typické pro oblast Orlických hor. Plná čára — spodní oddíl stroňské skupiny; čerchovaná — svrchní oddíl; čárkovaná čára — „ortoruly“

směrově a geneticky odlišné vrásové systémy B-os. Nejstarší izoklinální vrásy jsou často „mrtvé“, položené v klivákových plochách; mají směr 178–189° a úklon 26–34° (viz obr. 9) a jsou paralelní s osou synklinoria Moravy. Tyto B-osy jsou všemi autory (mj. Fajstem 1975, 1976, Opletalem 1973, Opletalem et al. 1980) považovány za nejstarší a geneticky spjaté s kadomskou orogenezí. Nejstarší vrásy jsou místy přepracovány mladšími ohybovými vrásami V₂, které jsou směrově sblížené (340–20°), ale uklánějí se strmě opačným směrem pod úhlem 69–80°. Nejmladším systémem vrás jsou drobné kink-band vrásy (mm až cm řádu) směru 69–82° a sklonu 23–34°. Tento systém V₃ je hojný především v horninách stroňské skupiny, zatímco v „orto-



6. Chemismus kvarcitů, kvarcitických hornin a porfyroidů stroňské skupiny ve srovnání s obdobnými horninami Hrubého Jeseníku (diagram podle F. Fediuka et al. 1974)
 K — pole keratofyrů, P — pole problematických hornin, Q — pole kvarcitů Hrubého Jeseníku. Horniny orlicko-kladské klenby: a — kvarcitty, živcové kvarcitty a kvarcitické horniny z okolí Králík; b — kvarcitty a kvarcitické svory Orlických hor; c — porfyroidy stroňské skupiny z Orlických hor

„ortulách“ je vzácný. Drobné lineární prvky, zvláště svrštění na foliačních plochách, jsou rovnoběžné s vráskami V_1 .

Průběh foliačních ploch je v celém území silně sjednocen ($10-30^\circ$), ale úklon se mění (viz obr. 10). Na Z, v antiklinoriu Klapáče a v synklinoriu Moravy, jsou generelně střední sklony k V, v antiklinoriu Sušiny je úklon strmější a přechází přes 90° ke strmému sklonu k Z (v nejvýchodnější části terénu).

Metamorfni vývoj stroňské skupiny, v okolí Králík, je charakterizován starší metamorfózou ve staurolitové zóně; kromě staurolitu je hojně přítomný grauát. Složitost starších etap metamorfniho vývoje ukazuje výskyt degradovaného amfibolického eklogitu se symplektitickou strukturou, který tvoří polohu v granátických amfibolitech. Podle S m u l i k o w s k é h o (1967) lze vydělit etapy: 1. předeklogitovou, 2. eklogitovou, 3. amfibolitovou a 4. migmatitovou (viz výše). Horniny ortorulového a migmatitového vzhledu jsou zřetelně mladší nežli horniny stroňské skupiny, přičemž kontakty jsou místy ostré, jindy relativně pozvolné, se zachovalými relikty suprakrustálních hornin v „ortulách“. Poměrně častým akcesoriickým minerálem hornin ortorulového habitu je granát, který je často zonární a v další fázi je korodován a rozpouštěn. Studium granátů a dalších minerálů z „ortul“, amfibolitů a metasedimentů z. i. v. křídla orlicko-kladské klenby, bude předmětem další práce a umožní lépe charakterizovat metamorfni etapy.

Horniny stroňské skupiny byly v okolí Králík postiženy, podobně jako v Orlických horách, slabou retrográdní metamorfózou, při níž dochází k chloritizaci biotitu a místy granátu a epidotu. Tento retrográdní proces je možno spojovat s etapou, při níž vznikaly nejmladší vrásy typu kink-band.

Tabulka 9
Chemické analýzy mramorů a erlanů
strožské skupiny

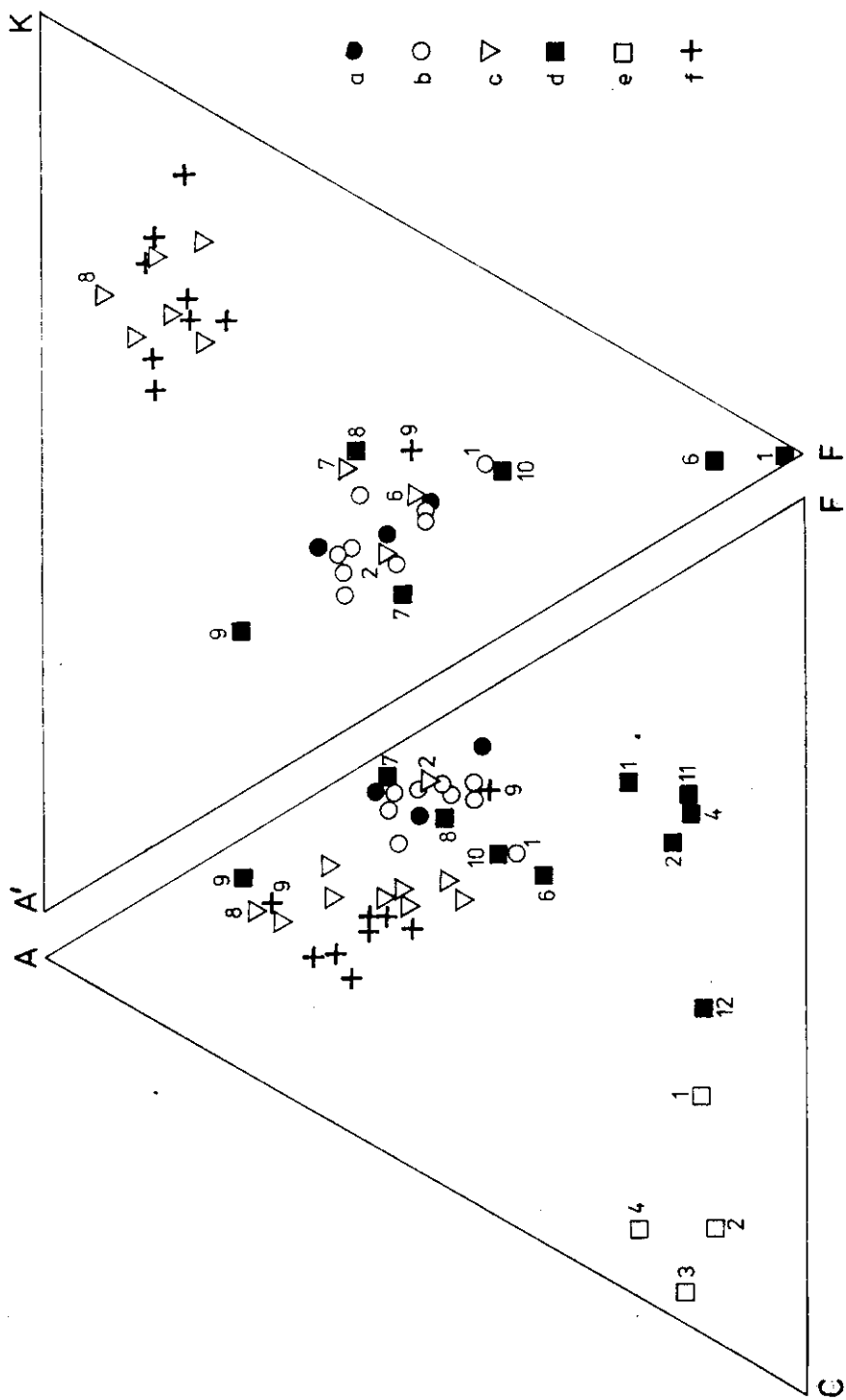
	1	2	3	4
SiO ₂	20,11	8,28	27,67	19,32
TiO ₂	0,19	0,10	0,20	0,19
Al ₂ O ₃	4,46	1,75	5,25	4,34
Fe ₂ O ₃	0,69	0,44	1,00	0,84
FeO	1,24	0,58	0,90	1,07
MnO	0,08	0,09	0,08	0,09
MgO	1,41	0,81	3,86	1,52
CaO	41,70	48,46	36,12	42,64
Na ₂ O	0,97	0,04	0,36	0,04
K ₂ O	0,55	1,02	0,12	0,20
P ₂ O ₅	0,07	0,02	0,13	0,08
CO ₂	27,62	36,95	21,56	29,00
SO ₃	st.	—	—	—
H ₂ O ⁺	st.	0,25	0,51	0,42
H ₂ O ⁻	0,37	0,09	0,53	0,19
Li ₂ O	0,01	0,01	—	0,01
Σ	99,47	98,89	98,29	99,95

Názvy hornin a lokalizace odběrů — viz tabulka 3. Vzorky 2, 4 analyzovala J. Mrlíková, 1 L. Mrskošová a 3 H. Urbánková

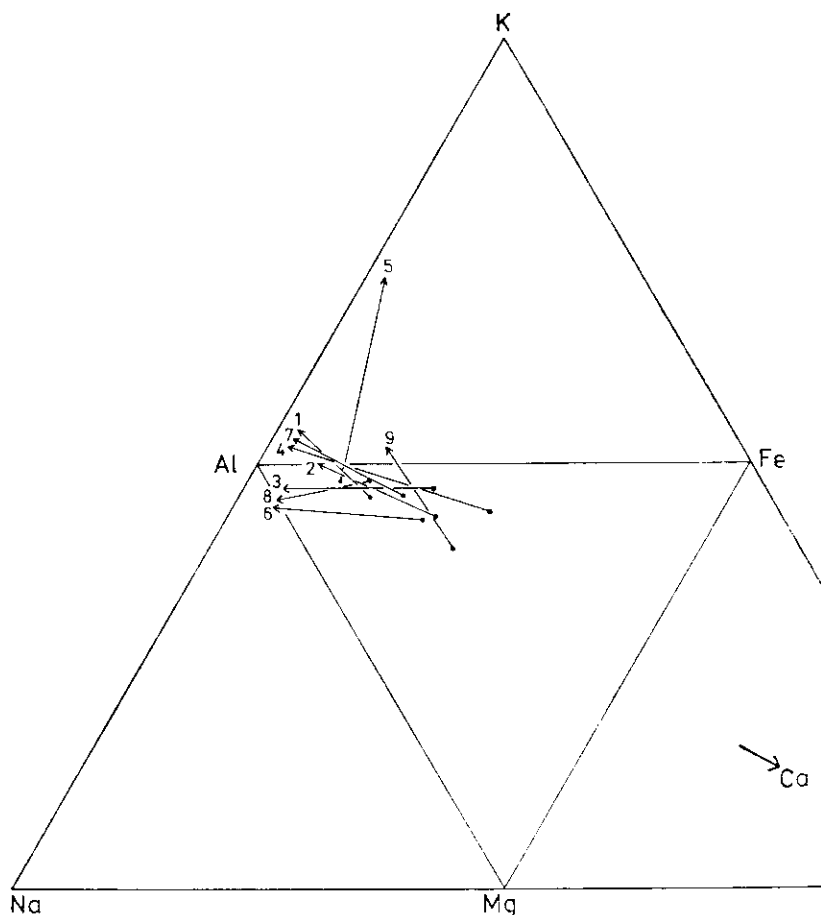
Tabulka 10
Chemické analýzy „ortorul“ jádra orlicko-kladské klenby

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	76,14	73,78	75,38	73,30	75,73	74,91	77,98	74,98	63,87
TiO ₂	0,09	0,18	0,07	—	0,07	0,10	0,15	0,12	0,60
Al ₂ O ₃	12,35	13,46	12,88	13,46	11,49	13,20	11,07	12,99	16,38
Fe ₂ O ₃	0,35	1,35	1,29	0,90	1,38	0,64	0,83	0,90	1,60
FeO	0,79	0,85	0,49	0,48	0,52	0,70	0,62	0,53	3,79
MnO	0,03	0,04	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,08
MgO	0,26	0,48	0,18	0,13	0,27	0,26	0,26	0,20	1,95
CaO	0,66	0,99	0,83	0,53	0,62	0,45	0,67	0,76	1,34
Na ₂ O	2,17	2,36	2,86	3,25	2,60	1,02	2,00	2,52	1,57
K ₂ O	4,90	5,10	4,90	5,09	5,05	5,84	4,34	4,39	5,40
P ₂ O ₅	0,26	0,21	0,26	0,21	0,26	0,09	0,18	0,20	0,20
CO ₂	0,10	0,12	0,09	0,13	0,09	0,18	0,20	0,09	0,10
SO ₃	st.	st.	0,05	st.	st.	0,06	st.	st.	—
H ₂ O ⁺	1,03	1,24	1,05	1,55	0,88	1,40	0,94	0,96	1,92
H ₂ O ⁻	—	0,24	0,09	0,24	0,21	0,32	0,29	0,40	0,33
Σ	99,13	100,40	100,45	99,29	99,18	99,19	99,55	99,07	99,13

Názvy hornin a lokalizace odběrů — viz tabulka 5. Vzorky 1, 7, 8 analyzovala L. Mrskošová, 2, 3, 9 H. Urbánková a 4, 5, 6 J. Mrlíková v laboratoři n. p. Geologický průzkum Ostrava, závod Rýmařov

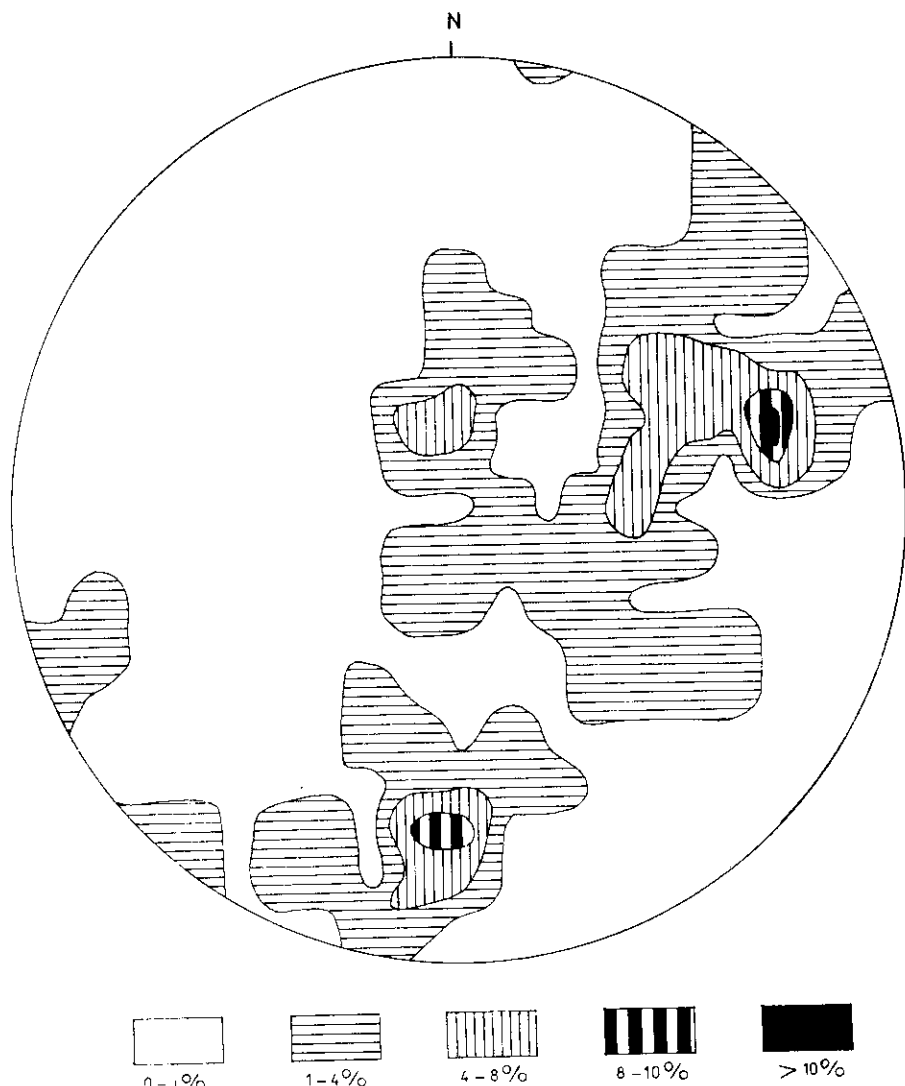


7. Chemismus všech vyzdělených horninových skupin, vyjádřený v diagramu ACf+AKF P. Eskoly 1915
 Střední skupina: a — metasedimenty spodního oddílu; b — metasedimenty vrchního oddílu; c — kvarcité a jejich přechody k
 okolním horninám; d — amfibolity a horniny s nimi spojené; e — mramory a erlany; f — ortoruly^a; jádra ořbecko-kladské klenby



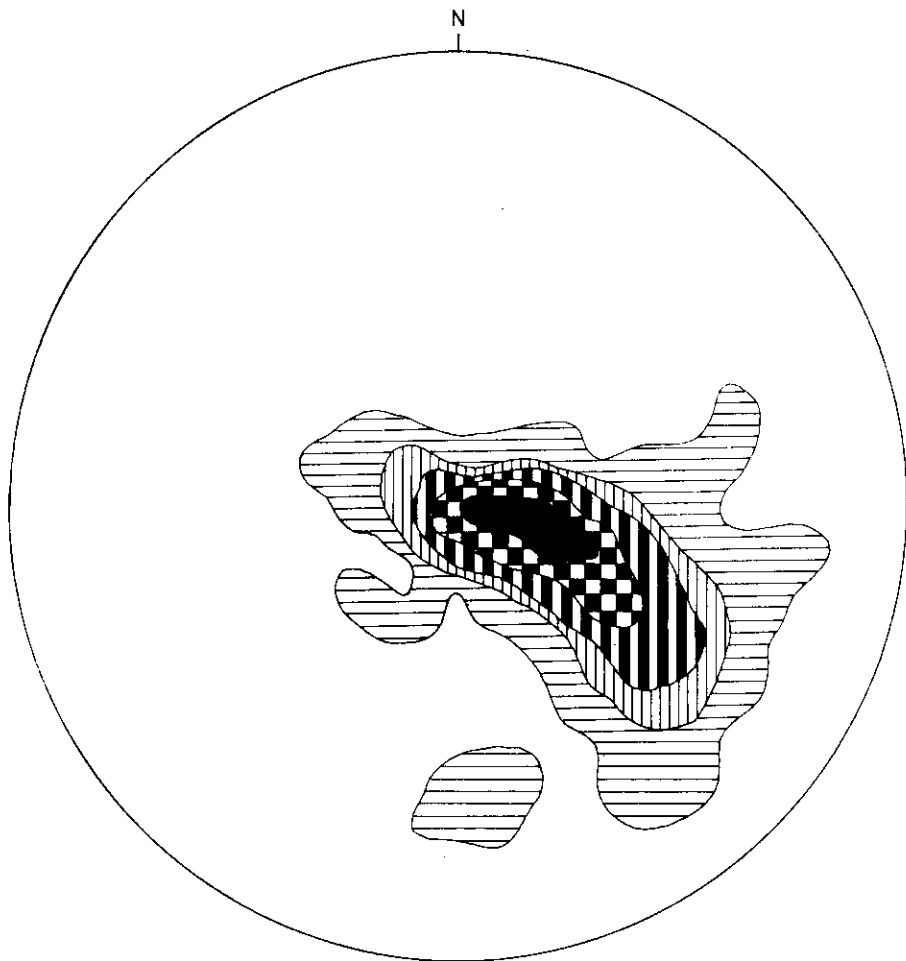
8. Chemismus „ortorul“ jádra orlicko-kladské klenby v diagramu M. Opletala 1971. Originál

Zlomová tektonika se projevuje čtyřmi odlišnými směry tektonických linií. Nejstarší je směrný systém SV—JZ, který je reprezentován především hedečskou tektonickou linií, probíhající z okolí Červené Vody přes Dolní Orlici a Dolní Pedeč až k Červenému Potoku, kde je ukončena na přičném lipkovském zlomu. Pokračování hedečské tektonické linie k S, podél synklinoria Moravy, je velmi pravděpodobné, ale její průběh je zastřen sedimenty terciéru a kvartéru v údolí řeky Moravy. Směrem do Polska pak navazuje na význačnou tektonickou linii v okolí Kletna. Na tuto tektonickou zónu klade Oberc (1960) hranici mezi v. a z. část orlicko-kladské klenby. Pauck (1953, 1979 aj.) označuje tuto linii jako příkrovovou plochu, oddělující příkrov orlický od příkrovu Klapáče. V současné době jsou rovněž staronově popisovány příkrovy z Jeseníků (Cháb - Opletal (1984) a Cháb et al., 1984). Za účelem ověření



9. Konturový diagram B-os vrásek, měřených v širším okolí Králík. Projekce na spodní polokouli, 33 měření. Originál

průběhu hedečské tektonické linie a jejího charakteru byla provedena v Červené Vodě—Šanově magistrální rýha dlouhá 65,5 m. Jak popisuje a nákresem rýhy dokumentuje Kočandrle (1983), bylo zjištěno, že tato tektonická zóna je charakteristická několika tektonicky porušenými zónami v „ortorulách“, a to o celkové mocnosti 41 m (z toho je 13 m mylonitizovaných „ortorul“). Všechny zastižené tektonické zóny mají rupturní charakter a jsou zřetelně svislé až velmi strmé. I podle průběhu této dislokace v terénu je zřejmé, že



10. Konturový diagram spádníc foliačních ploch z širšího okolí Králík. Projekce na spodní polokouli, 347 měření. Originál

jde o velmi strmou tektonickou linii. Nelze proto souhlasit s tím, že tato linie je násunovým zlomem a rovněž na ní nelze prokázat výrazný posun. Pokud příkrovová stavba v této oblasti existuje, je nutno hledat násunové zlomy jinde.

Mladší zlomový systém směru SZ—JV je reprezentován drobnými tektonickými liniemi rupturního charakteru. Mezi Dolní a Velkou Moravou dochází podle tohoto zlomového systému k posunu hranice synklinoria Moravy. Za nejmladší lze považovat zlomy směru S—J a V—Z, na nichž dochází k poklesům

a výzdvihům jednotlivých ker. Podél lipkovského zlomu došlo k výzdvihu j. kry, která je intenzivně denudována jak před terciérem, tak i po něm. Neogenní sedimenty jsou zde zachovány, na rozdíl od severnější kry, pouze v izolovaných reliktech. Podél zlomů s.—j. i v.—z. směru došlo místy i k zaklesnutí křídových sedimentů kladského prolonu, přičemž je pravděpodobné, že některé z těchto zlomů mají předkřídové založení.

Závěr

Mapované území v širším okolí Králík patří k v. křídlu jádra orlicko-kladské klenby. Na Z jsou horniny krystalinika zčásti tektonicky a zčásti transgresivně omezeny křídovými sedimenty kladského prolonu. Severně od Králík jsou terciérní (neogenní) písčité jíly a jílovité štěrky vyvinuty až v mocnosti přes 25 m. Při jv. okraji mapovaného území vystupuje staroměstská skupina s amfibolity a svory, která patrně tektonicky hraničí s „ortorulami“ jádra orlicko-kladské klenby. Na styku bylo nalezeno nové hadcové těleso o rozměrech 50 . 150 m.

Základními stavebními jednotkami mapovaného území je jednak stroňská skupina, jednak „ortoruly“. Stroňská skupina tvoří pruh max. 2 km široký, u kterého předpokládáme megasyklinální stavbu (synklinorium Moravy). Přechází na naše území z Polska v oblasti Králického Sněžníku a u Prostřední Lípky končí na v.—z. lipkovském zlomu. Jižněji jsou zachovány jen reliktly hornin stroňské skupiny, které jsou zčásti asimilovány „ortorulami“. Synklinorium Moravy pravděpodobně odpovídá neratovsko-kunštátskému synklinorriu z Orlických hor a má shodně redukovaným spodním oddíl stroňské skupiny. Rozdělení stroňské skupiny na dva stratigrafické oddíly se ukázalo platné i v okolí Králík, rozdíl je v tom, že zde je přechod mezi oběma oddíly povlovnější.

Spodní oddíl je tvořen muskovit-biotitickými až dvojslídňými rulami, místy vzhledu perlových rul, v jejichž nadloží jsou biotit-muskovitické až dvojslídňé svory. Kolem hranice obou oddílů, většinou však již v horninách svrchního oddílu se vyskytují polohy a čočky vložkových hornin; jsou to kvarcitty, živcové kvarcitty a kvarcitické ruly a svory, amfibolity a s nimi spojené horniny hybridního charakteru, erlany a mramory. V jednom případě zastižený amfibolický eklogit má úzké sepětí s amfibolity a granátickými amfibolity, které mají místy symplektitickou strukturu a reliktní pyroxen. Je pravděpodobné, že část amfibolitů může představovat amfibolizované eklogity, což je v souladu se S m u l i k o w s k ý m (1967).

Svrchní oddíl je charakterizován v Orlických horách jako vulkanicko-sedimentární souvrství. Zde v okolí Králík sice typické metavulkanity nejsou, avšak jsou nahrazovány (podobně jako v Orlických horách) živcovými kvarcitty se zvýšeným obsahem K-živce. Shoda chemismu těchto živcových kvarcitů s porfyroidy stroňské skupiny v Orlických horách ukazuje, že jde o horniny, jejichž

vznik je vázán na kyselý vulkanismus. Tento názor potvrzují i údaje Wojcickowské (1976) z lokality Romanów (pokračování synklinoria Moravy na území PLR), kde jsou ve svorech vložky kyselých metavulkanitů. Kvarcité obvykle zvolna přecházejí do biotit-muskovitických až dvojslidných a granát-biotit-muskovitických svorů, albitických svorů a rul (se zřetelným svorovým habitem). Kromě běžně přítomného granátu je dalším typomorfním minerálem akcesorický staurolit.

Pod pojmem „ortoruly“ je nutno chápat soubor hornin, které velmi pravděpodobně vznikly polygeneticky. Na jedné straně byly zastíženy relativně pozvolné přechody mezi horninami stroňské skupiny a horninami ortorulového až migmatitového vzhledu, na druhé straně jsou velmi ostré, netektonické kontakty mezi oběma skupinami hornin. Z toho usuzujeme, že zrnito-plástevné až plástevné ruly, s častými přechody do okolních suprakrustálních hornin, mohly vzniknout v důsledku metasomatických pochodů, nebo metamorfózou vhodných hornin (arkóz či vulkanitů). Naproti tomu zrnito-šupinaté a zrnité ruly s ostrými kontakty jsou velmi pravděpodobně skutečnými ortorulami, o čemž svědčí i to, že tvoří žily ve vyšších stratigrafických horizontech (v novoměstské a staroměstské skupině).

Západně od synklinoria Moravy budují antiklinorium Klapáče zrnité až zrnito-šupinaté ruly, které obsahují vložky hrubě okatých rul a zrnito-plástevných rul. Východně antiklinorium Sušiny je tvořeno převládajícími zrnito-šupinatými rulami, které jen místy mají nehojné vložky zrnito-plástevných rul. Jižně od lipkovského zlomu se obě antiklinoria stýkají, generálně podél hedčeské tektonické linie. Relikty suprakrustálních hornin v okolí Králík a Dolní Hedče mohou představovat zbytky silně denudovaného synklinoria Moravy.

„Ortoruly“ byly rozděleny, podobně jako v Orlických horách, na tři texturní skupiny: zrnité až zrnito-šupinaté, zrnito-plástevné až plástevné a na hrubě okaté. První typ generálně odpovídá geiraltovským rulám, další dva sněžnickým. Hrubě okaté ruly se vyvíjejí ze zrnito-šupinatých rul selektivní mobilizací, nikoliv přínosem draslíku, jak předpokládá polská metasomatická škola. Všechny strukturální typy „ortorul“ mají v podstatě shodný chemismus a modální složení, takže nelze souhlasit s tím, že sněžnické ruly jsou nejpokročilejším členem metasomatické řady s nejvyšším přínosem draslíku.

Intenzivně provrásnělé synklinorium Moravy má osy megavrás směru S—J s j. úklonem. Paralelně s osními rovinami vrás probíhají klivážové plochy. Nejstarší vrásy V_1 (ca 180/30) jsou přepracovány směrově sblíženými vrásami V_2 , které se však uklánějí opačným směrem (ca 0/75°). Nejmladší puklinové vrásy mají generálně směr 75° a sklon kolem 30°. Průběh foliačních ploch je v celém území silně sjednocen (10—30°); v antiklinoriu Klapáče a synklinoriu Moravy jsou většinou střední úklony k V, zatímco v antiklinoriu Sušiny jsou úklony strmé až překocené k Z.

Metamorfni vývoj stroňské skupiny lze charakterizovat jako polyfázový.

Starší metamorfóza se projevuje typomorfním minerálem staurolitem. Složitost starších etap metamorfne tektonického vývoje ukazuje výskyt degradovaného amfibolického eklogitu, který tvoří polohu v granátických amfibolitech. Zřetelně nejnladší slabá retrográdní metamorfóza je pravděpodobně spjatá se vznikem vrásek kink-band, a projevuje se místně chloritizací biotitu, granátu a epidotu.

Nejstarším zlomovým systémem sv.—jz. směru je především reprezentován směrnou hedečskou tektonickou linií. Sem klade Pauck (1953, 1979) svou příkrovovou plochu mezi příkrov orlický a Klapáče. Tato významná tektonická linie byla ověřena rýhou a bylo zjištěno, že má zřetelně rupturní charakter: vsíslé až velmi strmé tektonické zóny v „ortorudách“ mají celkovou mocnost 41 m. Nelze souhlasit s tím, že tato linie je násunovým zlomem. Pokud příkrovová stavba v této oblasti existuje, je třeba hledat násunové zlomy jinde.

K tisku doporučil Z. Pouba

Literatura

- Ansilewski J. (1966): Petrografia metamorfiku Gór Bialskich. — Geol. sudetica, 2, 121—260. Warszawa.
- Balátka B. - Czudek T. - Demek J. - Sládek K. (1973): Regionální členění reliéfu ČR. — Sbor. Čs. geogr. Společ., 80, 177—183. Praha.
- Bederke E. (1925): Bau und Alter des Ostsudetischen Gebirges. — Neu. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Abt. B., 53, 98—116. Stuttgart.
- (1929): Die Grenze von Ost- und Westsudeten. — Geol. Rdsch., 20, 186—205. Berlin.
- Domečka K. - Opletal M. (1974): Granitoidy západní části orlicko-kladské klenby. — Acta Univ. Carol., Geol., 1, 75—109. Praha.
- (1976): Stratigrafie, stavba a metamorfóza severní části novoměstské série. — Sbor. geol. Věd. Geol., 28, 157—187. Praha.
- (1977): Přehled geologie krystalinika západního křídla orlicko-kladské klenby. — Výzk. Práce Ústř. Úst. geol., 16ú, 7—16. Praha.
- (1980): Metamorphosed Upper Proterozoic tholeiites of the NE part of the Bohemian Massif. — Krystalinikum, 15, 55—80. Praha.
- Don J. (1964): Góry Złote i Krowiarki jako elementy składowe metamorfiku Śnieżnika. — Geol. sudetica, 1, 79—117. Warszawa.
- (1975): Następstwo gnejsów metamorfiku Śnieżnika na przykładzie analizy struktur liniowych w strefie kontaktowej masywu Radochowa. — Przew. 47. zjazdu Pol. Tow. Geol., Inst. Geol., Wydaw. Geol., 88—94. Warszawa.
- Dudek A. - Suk M. (1971): Metamorphic facies series in the Pre-cambrian of the Bohemian Massif. — Acta Univ. Carol., Hejtman Vol., 1—2, 9—24. Praha.
- Dumicz M. (1964): Budowa geologiczna krystaliniku Gór Bystrzyckich. — Geol. sudetica, 1, 169—208. Warszawa.
- (1976): Próba wyjaśnienia tektogenezy serii zmetamorfizowanych Ziemi Kłodzkiej. — Materiały konferencji terenowej, Międzyzlesie, 9—38. Wrocław.
- Eskola P. (1915): On the relation between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijärvi region. — Bull. Comm. géol. Finl., 44, 109—145. Helsinki.
- (1939): Die metamorphen Gesteine. In: Barth T. - Correns C. - Eskola P.: Die Entstehung der Gesteine. Springer-Verlag, Berlin.

- Fajst M. (1975): Geneze klenbových struktur ve východní části Českého masívu. — Zpr. o věd. výzk. činnosti v r. 1974, 19—21, Úst. geol. věd přírodověd. fak. Univ. Karl. Praha.
- (1976): Nová diskordance v prekambriu Českého masívu. — Čas. Mineral. Geol., 21, 3, 257—275. Praha.
- Fediuk F. - Pouba Z. - René M. (1974): Původ křemičitých hornin Hrubého Jeseníku. — Acta Univ. Carol., Geol., 3, 203—230. Praha.
- Fischer G. (1935a): Der Bau des Glatzer Schneegebirges. — Jb. Preuß. Geol. Landesanst., 56, 712—732. Berlin.
- (1935b): Das Dach des Moldanubikums in Schlesien, in dem Bayerischen Wald und in Mähren. — Jb. Preuß. Geol. Landesanst., 56, 733—741. Berlin.
- Gunia T. (1976): Nowe wyniki badań stratygraficznych w metamorfiku Gór Bystrzyckich, Orlickich i metamorfiku Śnieżnika. — Materiały konferencji terenowej, Międzyzlesie, 39—42. Wrocław.
- Harazim S. - Pacltová B. - Pouba Z. (1981): Organické zbytky v krystaliniku silezika a východního lugika (problém stáří metamorfovaných sedimentů). — Sborník „Korelace proterozoických a paleozoických stratifonních ložisek“ IV. — Ústav geol. věd přírodověd. fak. Univ. Karl., 224—247. Praha.
- Hejtmán B. (1962): Petrografie metamorfovaných hornin. — Academia. Praha.
- Cháb J. - Fišera M. - Opletal M. - Fediuková E. - Novotný P. - Skácelová D. (1984): Problémy tektonického a metamorfního vývoje východní části Hrubého Jeseníku. — Sbor. geol. Věd. Geol., 39, 27—72. Praha.
- Cháb J. - Opletal M. (1984): Příkrovová stavba východního okraje skupiny Červenohorského sedla v Hrubém Jeseníku. — Věst. Ústř. Úst. geol., 59, 1, 1—10. Praha.
- Chaloupský J. (1975): Stratigrafie prekambria Českého masívu. In: Hornická Příbram ve vědě a technice 1975. — Sekce geologie ložisek nerostných surovin, G 2, 17—51. Příbram
- (1978): The Precambrian tectogenesis in the Bohemian Massif. — Geol. Rdsch., 61, 1, 72—90. Stuttgart.
- Juroszek C. (1972): Granitognejsy Gór Bystrzyckich. — Arch. mineral., 30, 1—2, 173—242. Warszawa.
- Kasza L. (1964): Budowa geologiczna górnego dorzecza Białej Łądeckiej. — Geol. su-detica, 1, 119—167. Warszawa.
- Kočandrle J. (1983): Vysvětlivky ke geologickým mapám 1:25 000, listy 14-231 (Horní Morava), 14-232 (Staré Město), 14-233 (Králiky), 14-234 (Hanušovice). — MS archiv Ústř. úst. geol. Praha.
- Kodym O. - Svoboda J. (1949): Zpráva o geologických výzkumech v Orlických horách (list gener. mapy Vysoké Mýto). — Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., 24, 2—3, 106—109. Praha.
- Köhler R. - Raaz F. (1951): Über eine neue Berechnung und graphische Darstellung von Gesteinsanalysen. — Neu. Jb. Mineral., Mh., 247—263. Stuttgart.
- Kühl L. (1929): Die alpine Tektonik des Altvatergebirges. — Mitt. geol. Gesell., 22, 65—124. Wien.
- Krutský N. (1974): Orlické hory — mramory. — MS Geofond. Praha.
- Němec D. (1956): Geologie mladých žilných hornin v Rychlebských horách a skupině Králického Sněžníku. — Spisy přírodověd. Fak. Masaryk. Univ., 383, 101—124. Brno.
- (1956): Alkalické žilné horniny Orlických hor. — Věst. Ústř. Úst. geol., 40, 1, 51—54. Praha.
- (1966): Alkalické žilné horniny ve skupině Králického Sněžníku, v Rychlebských horách a Bystrických horách. — Věst. Ústř. Úst. geol., 41, 3, 167—176. Praha.

- Oberc J. (1960): Podział geologiczny Sudetów. — Prace Inst. geol., 30, 2, Wydaw. Geol. Warszawa.
- (1972): Budowa geologiczna Polski, IV. Tektonika, 2. Sudety i obszary przyległe. — Wydaw. Geol. Warszawa.
- Ondra P. - Potměšil O. (1966): Zpráva o geologickém mapování centrální části Orlických hor. — Zpr. geol. Výzk. (Ústř. Úst. geol.) v Roce 1965, 37—40. Praha.
- Opletal M. (1971): A modified calculation and new graphical representation of the rock analysis. — Acta Univ. Carol., Hejtman Vol., 1—2, 109—122. Praha.
- (1973): Stroňská a novoměstská série v severní části Orlických hor. — MS Geofond. Praha.
- Opletal M. - Domečka K. (1976): Przegląd wyników nowych badań geologicznych w Górach Orlickich. — Przegl. geol., 7, 414—418. Warszawa.
- (1983): Přehledná geologická mapa Orlických hor 1:100 000. — Ústř. úst. geol. Praha.
- Opletal M. et al. (1980): Geologie Orlických hor. Oblastní regionální geologie ČSR. — Ústř. úst. geol. Praha.
- Pauk F. (1953): Poznámky ke geologii Orlických hor a Králického Sněžniku. — Věst. Ústř. Úst. geol., 28, 193—212. Praha.
- (1958): Žilné vyvřeliny Orlických hor. — Sbor. k osmdesátinám akademika F. Slavíka, 373—385. Academia. Praha.
- (1979): Stavba krystalinika orlicko-kladské klenby (sv. okraj Českého masívu). — Čas. Mineral. Geol., 24, 4, 364—370. Praha.
- Sawicki L. (1958): Wstępne sprawozdanie z badań geologicznych w okolicach Międzylesia (Sudety środkowe). — Kwart. geol., 2, 2, 259—266. Warszawa.
- Skácel J. (1977): Charakter kontaktu gnejsův sněžnických krystaliniku strefy Starého Míasta. — Acta Univ. wratislaviensis, 378, Prace geol.-mineral., 6, 207—215. Wrocław.
- Smulikowski K. (1957): Formacje krystaliczne grupy górskiej Sněžnika Kłodzkiego. — Przew. 30. zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej, 37—54. Wrocław.
- (1960): Evolution of the granite gneisses in the Sněžnik Mountains. — East Sudetes. — Report XXI. Sess. Norden Int. geol. Congr., 14, 120—130. København.
- (1967): Eklogity Gór Sněžnickich w Sudetach. — Geol. sudetica, 3, 1—174. Warszawa.
- Suess F. E. (1912): Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes. — Denkschr. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 88, 541—631. Wien.
- (1926): Intrusion und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. — Borntraeger. Berlin.
- Suk M. (1979): Petrologie metamorfovaných hornin. — Academia. Praha.
- Svoboda J. - Chaloupský J. et al. (1961): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000 M-33-XVII Náchod. — Ústř. úst. geol. Praha.
- Teisseyre H. (1956): Kaledonidy sudeckie i ich warysejska przebudowa. — Przegl. geol., 3, 215—221. Warszawa.
- (1957): Rozwój budowy geologicznej w regionie Łądku i Sněžnika Kłodzkiego. — Przew. 30. zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej, 9—12. Wrocław.
- (1960): The principal structural features of the Sudetic Caledonides. — Report XXI. Sess. Norden Int. geol. Congr., 14, 108—119. København.
- (1975): Rozwój i sekwencja deformacji tektonicznych w metamorfiku Sudetów. — Przew. 47. zjazdu Pol. Tow. Geol., Wydaw. Geol., 21—33. Warszawa.
- Van Breemen O. - Aftalion M. - Bowes D. R. - Dudek A. - Misař Z. - Povondra P. - Vrána S. (1982): Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. — Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sci., 73, 89—108. Edinburgh.

- Wilschowitz J. (1939): Kurzgefaßte Geologie des Altvatergebirges. — Drechsler. Opava.
- Wojciechowska I. (1976): Następstwo deformacji w metawulkanitach i łupkach lyszczkowych okolic Romanowa. — Materiały konferencji terenowej, Międzyzlesie, 53—57. Wrocław.
- Zapletal K. (1932): Geologie a petrografie země Moravskoslezské s ohledem na užitková ložiska. — Vlastivěd. publ. moravskoslezské, 1, Brno.
- (1947): Krystalinikum Českého masívu s ohledem na staré usazeniny a rudy. — Čas. Zem. Mus., část přírodověd., 31, 108—134. Brno.

Vergleich der Kerneinheiten des östl. und westl. Flügels der Orlické hory-Kłodzko-Kuppel

(Zusammenfassung des tschechischen Textes)

Jaroslav Kočandrle - Mojmir Opletal

Vorgelegt am 25. Oktober 1983

Die Kartenaufnahme umfaßte das Gebiet in weiterer Umgebung von Králíky (siehe Karte in Abb. 1), das dem östl. Flügel der Orlické hory-Kłodzko-Kuppel angehört. Die Stronie-Gruppe wird von uns als ein Megasyklinorium interpretiert, das zwischen zwei aus „Orthogneisen“ bestehenden Antiklinoriumeinheiten erhalten ist. Im March-Synklinorium, das höchstwahrscheinlich dem Neratov-Kunštát-Synklinorium im Gebirge Orlické hory entspricht, sind zwei stratigraphische Unterabteilungen (der untere und der obere Teil) der Stronie-Gruppe vertreten. Ähnlich wie im Neratov-Kunštát-Synklinorium ist auch der untere Teil im March-Synklinorium stark reduziert.

Die Einteilung der Stronie-Gruppe von Opletal et al. (1980) in zwei Unterabteilungen erwies sich als auch für die Umgebung von Králíky geltend, nur der Übergang zwischen beiden Teilen ist allmählicher. Der untere Teil besteht aus Muskovit-Biotit-Gneisen (von Muskovitübergewicht bis Gleichgewicht beider Glimmer), lagenweise von Perlgnaisaussehen, im oberen Abschnitt aus Biotit-Muskovit-Glimmerschiefern (von Biotitübergewicht bis Gleichgewicht beider Glimmer). An der Grenze zwischen dem unteren und oberen Teil kommen Lagen und Linsen von eingelagerten Gesteinen vor, nämlich von Quarziten, Feldspatquarziten, quarzitischen Gneisen und Glimmerschiefern, Amphiboliten und im Zusammenhang damit stehenden Gesteinen hybriden Ursprungs, Erlanen und Marmoren. In einem Falle wurde ein Amphiboleklogit gefunden, der mit Amphiboliten und Granatamphiboliten, lagenweise von Symplektitstruktur und Reliktpyroxengehalt, in engem Zusammenhang steht. Ein Teil von Amphiboliten dürfte höchstwahrscheinlich amphibolisierete Eklogite darstellen, was den Ansichten von Smulikowski (1967) entspricht. Der obere Teil der Stronie-Gruppe im Gebirge Orlické hory wird als eine vulkanosedimentäre Schichtenfolge charakterisiert. In der Umgebung von Králíky werden metamorphe Vulkanite durch Feldspatquarzite von einem erhöhten Gehalt an Kalifeldspat vertreten. Die Übereinstimmung der chemischen Zusammensetzung dieser Feldspatquarzite mit jener der Porphyroide im Gebirge Orlické hory weist darauf

hin, daß es sich um Gesteine handelt, die an den sauren Vulkanismus gebunden sind. Diese Meinung wird auch durch die Angaben von W o j c i e c h o w s k a (1976) über den Fundort Romanów (Fortsetzung des March-Synklinoriums auf dem Gebiet der VR Polen) unterstützt, wo sich Einlagerungen saurer metamorpher Vulkanite in Glimmerschiefern vorfinden. Die Quarzite gehen gewöhnlich allmählich in Biotit-Muskovit- (von Biotitübergewicht bis Gleichgewicht beider Glimmer), Granat-Biotit-Muskovit- und Albitglimmerschiefer sowie -gneise von deutlichem Glimmerschieferaussehen über; diese Gesteine bilden den Hauptinhalt des oberen Teiles der Stronie-Gruppe.

Unter dem Begriff „Orthogneise“ ist ein Gesteinskomplex zu verstehen, der höchstwahrscheinlich polygenetischen Ursprungs ist. Gneise von körnig-schiefrigem Gefüge bis Lagengneise, mit oft en Übergängen zu umliegenden suprakrustalen Gesteinen, dürften als Ergebnis der metasomatischen Prozesse bzw. der Metamorphose geeigneter Gesteine (Arkosen bzw. Vulkanite) entstanden sein. Demgegenüber Gneise von körnig-schuppigem und körnigem Gefüge, mit scharfen Abgrenzungen gegen umliegende Gesteine, sind höchstwahrscheinlich echte Orthogneise, was auch durch die Tatsache bezeugt wird, daß sie in höherliegenden stratigraphischen Horizonten (in der Nové Město- und Staré Město-Gruppe) Gänge bilden. Grobkörnige Augengneise bilden Einlagerungen in körnig-schuppigen und körnigen Gneisen und dürften sich aus den letzteren durch eine selektive Mobilisation, ohne Stoffzufuhr entwickelt haben. Alle unterschiedenen Strukturtypen der „Orthogneise“ weisen eine im wesentlichen übereinstimmende chemische und Modalzusammensetzung auf, so daß man nicht annehmen kann, daß die Sněžník-Gneise (Augengneise) das am weitesten fortgeschrittene Glied der metasomatischen Reihe mit höchster Kaliumzufuhr darstellen. Westlich vom March-Synklinorium liegt das Klapáč-Antiklinorium, das aus körnigen bis körnig-schuppigen Gneisen mit Einlagerungen grobkörniger Augen- und körnig-schiefriger Gneise aufgebaut ist. Das östlich gelegene Sušina-Antiklinorium besteht aus überwiegenden körnig-schuppigen Gneisen mit örtlichen, nicht ziemlich zahlreichen Einlagerungen körnig-schiefriger Gneise. Südlich vom Lipka-Querbuch grenzen die beiden erwähnten Antiklinorien im allgemeinen an der streichenden tektonischen Linie von Hedeč aneinander. Relikte suprakrustaler Gesteine in der Umgebung von Králíky und Dolní Hedeč dürften Überreste des stark denudierten March-Synklinoriums darstellen.

Das intensiv gefaltete March-Synklinorium hat von N nach S streichende und nach S einfallende Großfaltenachsen. Parallel zu den Faltenachsebenen verlaufen Schieferungsflächen, die im allgemeinen ein mittleres Einfallen nach O aufweisen und im weitesten östlichen Teil nach W überkippt sind. Die ältesten, als V_1 (etwa 180/30) bezeichneten Falten sind durch die Falten V_2 von entgegengesetztem (etwa 0/75) Einfallen umgestaltet. Die jüngsten Knickkleinfalten weisen im allgemeinen das Streichen von 75° und Fallen von etwa 30° auf.

Die metamorphe Entwicklung der Stronie-Gruppe kann als Polyphasenentwicklung charakterisiert werden. Die ältere Metamorphose äußert sich durch den Staurolith als typomorphes Mineral. Auf die Kompliziertheit älterer Etappen der metamorphen und tektonischen Entwicklung weist das Vorkommen des degradierten Amphiboleklogits hin, der eine Zwischenlage in den Granatamphiboliten bildet. Die offensichtlich jüngste, schwache retrograde Metamorphose hängt wahrscheinlich mit der Entstehung der Knickkleinfalten zusammen und äußert sich stellenweise durch eine Chloritisierung des Biotits, Granats und Epidots.

Das älteste, von NO nach SW streichende Bruchsystem wird durch die streichende tektonische Linie von Hedeč repräsentiert. Hierher stellt Pa uk (1953, 1979) seine Überschiebungsfläche zwischen der Orlické hory- und Klápáč-Decke. Diese bedeutsame tektonische Linie wurde durch einen Schürffgraben untersucht; es wurde ermittelt, daß sie von deutlichem Rupturcharakter ist; senkrechte bis sehr steile tektonische Zonen in den „Orthogneisen“ weisen eine Gesamtmächtigkeit von 41 m auf. Der Meinung, daß diese Linie einen Überschiebungsbruch darstelle, kann nicht zugestimmt werden. Falls in dem Untersuchungsgebiet ein Deckenbau vorliegt, sind Überschiebungsbrüche anderswo zu suchen.

Přeložil A. Kříž

Erläuterungen zu den Tabellen

- Tabelle 1. Modalzusammensetzung der Gneise und Glimmerschiefer der Stronie-Gruppe.
Tabelle 2. Modalzusammensetzung der Quarzite, Feldspatquarzite und Quarzitglimmerschiefer der Stronie-Gruppe.
Tabelle 3. Modalzusammensetzung der Amphibolite und anderer, an die Amphibolite gebundener Gesteine der Stronie-Gruppe.
Tabelle 4. Modalzusammensetzung der Marmore und Erlane der Stronie-Gruppe.
Tabelle 5. Modalzusammensetzung der „Orthogneise“ vom Kern der Orlické hory-Kłodzko-Kuppel.
Tabelle 6. Chemische Zusammensetzung der Gneise und Glimmerschiefer der Stronie-Gruppe.
Tabelle 7. Chemische Zusammensetzung der Quarzite, Feldspatquarzite und Quarzitglimmerschiefer der Stronie-Gruppe.
Tabelle 8. Chemische Zusammensetzung der Amphibolite und anderer, an die Amphibolite gebundener Gesteine der Stronie-Gruppe.
Tabelle 9. Chemische Zusammensetzung der Marmore und Erlane der Stronie-Gruppe.
Tabelle 10. Chemische Zusammensetzung der „Orthogneise“ vom Kern der Orlické hory-Kłodzko-Kuppel.

Erläuterungen zu den Abbildungen

1. Geologische Übersichtskarte breiterer Umgebung von Králíky. Nach geologischen Karten im Maßstab 1 : 25 000 von J. Kočandrl (1983) umgearbeitet.
1 — Gehängelehme, Schutt und Anspülungen; 1a — alluviale Auenablagerungen; 2 — Neogenablagerungen; 3 — Kreideablagerungen, stratigraphisch ungegliedert; 4–6 — „Orthogneise“ im Kern der Orlické hory-Kłodzko-Kuppel: 4 — Augengneise, 5 — körnige bis körnig-schuppige Gneise, 6 — körnig-schiefrige Gneise bis Lagengneise; 7–8 — Staré Město-Gruppe: 7 — Glimmerschiefer, an der Grenze eine Serpentinlinse (s), 8 — Amphibolite; 9–13 — Stronie-Gruppe: 9 — Glimmer- bis Albitglimmerschiefer mit Quarzit-, Feldspatquarzit-, Amphibolit- und Erlaneinlagerungen, die im gegebenen Maßstab der Karte nicht darzustellen sind (alle erwähnten Gesteine gehören dem oberen Teil der Stronie-Gruppe an), 10 — Erlane und Kalksteine, 11 — Amphibolite, 12 — Quarzite bis Feldspatquarzite, 13 — Gneise bis Glimmerschiefer des unteren Teils der Stronie-Gruppe.
2. Kärtchen mit Darstellung der Probenahmepunkte für die planimetrischen und Silikatanalysen der Gesteine.
Stronie-Gruppe: a — Gesteine des unteren Teils; b — Gesteine des oberen Teils; c — Quarzite und ihre Übergänge zu umliegenden Gesteinen; d — Amphibolite und daran gebundene Gesteine; e — Marmore und Erlane; f — „Orthogneise“ im Kern der Orlické hory-Kłodzko-Kuppel. Die angeführten Nummern entsprechen den betreffenden Proben von den in Tabellen aufgestellten Gesteinsgruppen.
3. Chemische Zusammensetzung der Gneise und Glimmerschiefer der Stronie-Gruppe, im Diagramm von M. Opletal (1971) dargestellt.
Voller Kreis — Gneise und Glimmerschiefer vom unteren Teil der Stronie-Gruppe; leerer Kreis — Glimmerschiefer, Albitglimmerschiefer und -gneise vom oberen Teil.
4. Chemische Zusammensetzung der Quarzite und Quarzitgesteine der Stronie-Gruppe, im Diagramm von M. Opletal (1971) dargestellt.
5. Gesamtdiagramm der chemischen Zusammensetzung der metasedimentären Gesteine der Stronie-Gruppe und der „Orthogneise“ vom Kern der Orlické hory-Kłodzko-Kuppel, durch das Verhältnis von K:Na:Ca und von Al:Fe:Mg dargestellt; Umrechnung von M. Opletal (1971).
Erläuterungen siehe in Abb. 2. Die dargestellten Trendkurven sind für das Gebiet des Gebirges Orlické hory typisch. Volle Linie — unterer Teil der Stronie-Gruppe; strichpunktierte Linie — oberer Teil der Stronie-Gruppe; gestrichelte Linie — „Orthogneise“.
6. Chemische Zusammensetzung der Quarzite, Quarzitgesteine und Porphyroide der Stronie-Gruppe im Vergleich zu ähnlichen Gesteinen vom Gebirge Hrubý Jeseník, Diagramm nach F. Fediuk et al. (1974).
K — Feld der Keratophyre, P — Feld der problematischen Gesteine, Q — Feld der Quarzite vom Gebirge Hrubý Jeseník. Gesteine der Orlické hory-Kłodzko-Kuppel: a — Quarzite, Feldspatquarzite und Quarzitgesteine aus der Umgebung von Králíky; b — Quarzite und Quarzitglimmerschiefer vom Gebirge Orlické hory; c — Porphyroide der Stronie-Gruppe vom Gebirge Orlické hory.
7. Chemische Zusammensetzung aller unterschiedenen Gesteinstypen, im ACF+A'KF-Diagramm nach P. Eskola (1945) dargestellt.
Stronie-Gruppe: a — metasedimentäre Gesteine des unteren Teils; b — metasedimentäre Gesteine des oberen Teils; c — Quarzite und ihre Übergänge zu umliegenden Gesteinen; d — Amphibolite und daran gebundene Gesteine; e — Marmore und Erlane; f — „Orthogneise“ vom Kern der Orlické hory-Kłodzko-Kuppel.
8. Chemische Zusammensetzung der „Orthogneise“ vom Kern der Orlické hory-Kłodzko-Kuppel, im Diagramm von M. Opletal (1971) dargestellt.

9. Konturdiagramm der in weiterer Umgebung von Králiky gemessenen B-Achsen der Kleinfalten. Projektion auf unterer Halbkugel, 33 Messungen.
10. Konturdiagramm der in weiterer Umgebung von Králiky gemessenen Gefällwechsellinien der Schieferungsflächen. Projektion auf unterer Halbkugel, 347 Messungen.

Сравнение ядровых единиц вост. и зап. крыльев Орлицко-Кладского свода

В более широких окрестностях г. Кралики встречаются три тектонические единицы кристаллического комплекса восточного крыла Орлицко-Кладского свода: антиклинорий Клапача, синклинорий Моравы и антиклинорий Сушины. Антоклинории сложены преимущественно полигенными породами ортогнейсового до мигматитового видов. Три различные по текстуре группы пород, именно зернистые до зернисто-чешуйчатых, зернисто-полосчатые до полосчатых и очковые гнейсы, отличаются друг от друга своим геологическим положением, а не петрохимически. В синклинории Моравы, севернее г. Кралики, представлена преимущественно верхняя, вулканогенно-осадочная часть строньской серии, тогда как однообразная нижняя часть в нем сильно редуцирована. Переход между обеими упомянутыми частями здесь, в отличие от области Орлицких гор, значительно более постепенен. Тектоническое развитие области, стратиграфическое содержание и петрохимическая картина обоих крыльев Орлицко-Кладского свода в общем сходны.

Preložil A. Kříž

Sbor. geol. věd	Geologie 40	Seiten 101—145	— Abb.	5 Tab.	4 Beil.	Praha 1985 ISSN 0581-9172
--------------------	----------------	-------------------	-----------	-----------	------------	------------------------------

Paläobotanisch-biostratigraphische Charakteristik der Klikov-Schichtenfolge (Oberturon—Santon) in Südböhmen

Paleobotanicko-biostratigrafická charakteristika klikovského souvrství (svrchní turon—santon) v jižních Čechách

Ervin Knobloch¹

Vorgelegt am 24. Oktober 1983

Knobloch E. (1985): Paläobotanisch-biostratigraphische Charakteristik der Klikov-Schichtenfolge (Oberturon—Santon) in Südböhmen. — Sbor. geol. Věd, Geol., 40, 101—145. Praha.

Auszug: Die Taphozönosen der fossilen Blätter vom Typus *Geinitzia* — *Damarites* — *Credneria* — *Platanophyllum* — *Quercophyllum* — *Debeya* gestatten keine präzise stratigraphische Einstufung der Klikov-Schichtenfolge im Rahmen der Oberkreide. Anhand palynologischer Untersuchungen wird die Klikov-Schichtenfolge in das Coniac bis Santon eingestuft, wobei das Oberturon nicht ausgeschlossen werden kann. Die Bearbeitung kleiner inkohlter Früchte und Samen gestattete, die Klikov-Schichtenfolge mit Hilfe von 92 Arten sehr ausführlich paläokarpologisch zu charakterisieren. In dieser Arbeit wird erstmalig ein vollständiger Überblick über diese Untersuchungen gegeben. Die paläokarpologischen Funde gestatteten, die Klikov-Schichtenfolge in das Oberturon bis Santon einzustufen.

¹ Ústřední ústav geologický, Malostranské náměstí 19, 118 21 Praha 1

Einleitung

Der größte Teil der südböhmischen Beckenfüllungen wird von der Klikov-Schichtenfolge gebildet, die stellenweise eine maximale Mächtigkeit von über 300 m erreichen kann. Auf österreichischem Gebiet werden gleichaltrige Ablagerungen als Gmünder Schichten bezeichnet (Waldmann in Schaffer 1951). In beiden Fällen (diese Ablagerungen wurden auch als Zliv-Gmünder Serie bezeichnet. Němejce 1956) handelt es sich um limnische Ablagerungen mit einer unregelmäßigen zyklischen Sedimentation, wobei sich die einzelnen Zyklen schwer nachweisen und parallelisieren lassen. Faunistische Reste sind sehr selten [*Liostheria blanensis* Houša et Špinar (1962), *Margaritifera* (*Pseudounio*) ? *modelli* Čtyroký (1965), *Viviparus* ? sp., cf. *Lychnos* ? sp. (Čtyroký

1967)]. In diesen Fällen handelte es sich um seltene, einmalige Reste, die keine Zuordnung der Klikov-Schichtenfolge im Rahmen der Kreidestufen gestatten. Deswegen kommt den paläobotanischen Funden erstrangige Bedeutung zu. Nur sie können zur Zeit die stratigraphische Stellung der Klikov-Schichtenfolge im Rahmen der Kreide näher erläutern.

Obwohl pflanzliche Fossilien (vor allem Blätter) aus den südböhmischen Becken schon lange bekannt sind (E t t i n g s h a u s e n 1852; R e i n i n g e r 1908), wurden diese fälschlicherweise als tertiäre Arten bestimmt, und die entsprechenden Ablagerungen in das Miozän gestellt. Es ist ein Verdienst von N ě m e j c (1938), anhand von fossilen Blättern aus Klikov auf die Existenz einer Kreideflora im südböhmischen Raum aufmerksam gemacht zu haben. Diese These detaillierte er dann später (1956). Ungefähr gleichzeitig mit der ausführlichen Untersuchung fossiler Blätterreste (N ě m e j c 1956, 1957, 1961; N ě m e j c - K v a ě k 1975; K n o b l o c h 1964) wurden auch palynologische Studien durchgeführt (P a c l t o v á 1961, 1981). Über die stratigraphische Aussage dieser Untersuchungen soll weiter unten berichtet werden.

Im Jahre 1961 stieß der Verfasser dieses Aufsatzes beim Durchschlänmen grauer, sandig-toniger Sedimente der Klikov-Schichtenfolge auf verschieden häufig vorkommende kleine inkohlte Früchte und Samen, von denen vergleichbare Reste nur aus dem Senon von Aachen bekannt waren (V a n g e r o w 1954) und zur neuen Gattung *Microcarpolithes* Vang. gestellt wurden. Da diese Reste aus der europäischen sowie außereuropäischen Kreide bisher vollkommen unbekannt waren, fehlten jegliche paläobotanisch-systematische sowie biostratigraphische Anhaltspunkte. Wegen der Häufigkeit dieser Organe lag die Möglichkeit ihrer stratigraphischen Auswertbarkeit nahe. Zu diesem Zweck mußte jedoch erst die notwendige Vergleichsbasis geschaffen werden: es mußte der Versuch unternommen werden, gleichgestaltete Organe aus allen Stufen der mitteleuropäischen Oberkreide (Cenoman—Maastricht) zu gewinnen. Aus diesem Grunde wurden in den Jahren 1961—1982 schätzungsweise 3000—4000 Proben aus verschiedenen Sedimentationsräumen und stratigraphischen Einheiten geschlänmt. Diese Untersuchungen beschränkten sich nicht nur auf das Gebiet der Böhmisches Masse und die Flyschzone in Mähren, sondern auch auf Einzelbeobachtungen in Polen, Ungarn, Österreich, der Bundesrepublik Deutschland und den Niederlanden. Sie lieferten rund 170 neue Arten. Weitere rund 100 Arten wurden von Herrn Dr. D. H. Mai (Berlin) aus dem Santon und Maastricht der DDR isoliert. Aus diesem Grunde entschieden sich der Verfasser dieses Aufsatzes und Dr. Mai, beide Kollektionen gemeinsam zu bearbeiten.

Trotz der sehr langen Zeitspanne, während deren das Material aus der Klikov-Schichtenfolge sowie anderen Kreideablagerungen gesammelt wurde, wurde, außer einer kleinen Notiz (K n o b l o c h 1963), einer vorläufigen Mitteilung (K n o b l o c h 1964) und zwei kleineren Arbeiten (K n o b l o c h - M a i 1983, 1984), kein Material zu diesem Problemkreis veröffentlicht. Ausführlich

wurden Früchte und Samen aus dem Flysch von Mähren (Knobloch 1971, 1977) und der Gosauformation von Kössen in Österreich (Knobloch 1975) behandelt.

Dieser Aufsatz setzt sich zum Ziel, die bisherigen Funde von Früchten und Samen aus der Klikov-Schichtenfolge quantitativ und qualitativ stratigraphisch auszuwerten. In dieser Hinsicht wird ein vollkommen neuer Weg eingeschlagen, der unabhängig von der Bearbeitung der Makroflora und der Palynologie um eine biostratigraphische Aussage bemüht ist. Bevor diese Resultate vorgelegt werden, soll ein Überblick über die bisherigen stratigraphisch auswertbaren paläobotanischen Daten folgen.

Der stratigraphische Wert der Makroflora

Obwohl die Makroflora (insbesondere die Abdrücke fossiler Blätter) den Auftakt zu einer grundsätzlichen Änderung der stratigraphischen Einstufung der südböhmischen Beckensedimente führte, ist sie für eine präzise Einstufung im heutigen Sinne (d.h. zu bestimmten internationalen Stufen der Oberkreide) bei dem derzeitigen Kenntnisstand nicht geeignet. Dies resultiert aus folgenden Tatsachen:

Die Flora, im Ganzen gesehen (d. h. die einzelnen Lokalfloren aus der Umgebung von Klikov, Zliv and Hrutov), ist artenarm.

Trotz der Artenarmut läßt sich nachweisen, daß die Flora nicht dem Cenoman entspricht. Aus dem Turon von ganz Europa kennen wir jedoch nur Einzelfunde von Blättern, so daß sich die untere Grenze der Klikov-Schichtenfolge anhand dieser Unterlagen nicht festlegen läßt. Aber auch aus dem Senon sind keine Blätterfloren bekannt, die eindeutige Schlüsse gestatten würden. Die Floren aus dem nordböhmischen Coniac (den ehemaligen Chlomecker Schichten im deutschsprachigen Schrifttum) aus der Umgebung von Česká Lípa sowie den Ablagerungen des Senons aus der Umgebung von Idzików in Polen lieferten kaum Arten, die mit den südböhmischen als identisch bezeichnet werden könnten. Ebenfalls die Blätterflora aus dem Santon von Quedlinburg ist unterschiedlich gestaltet. Die reichen Floren aus dem Untercampan aus der Umgebung von Aachen und dem Obercampan von Westfalen (z. B. aus der Fundstelle Haldem) führen nur 2 gleichgestaltete *Debeya*-Arten, die jedoch ansonsten im europäischen Raum wenig bekannt sind.

Zahlreiche Arten aus dem südböhmischen Senon wurden als neue Arten beschrieben und stellen daher bis auf weiteres endemische Formen dar. Weitere sind schlecht abgegrenzt oder schlecht abgrenzbar und werden daher mit „aff.“ oder „cf.“ bezeichnet (vgl. Němejce - Kvaček 1975).

Aus allen erwähnten Gründen kann die Taphozönose aus dem unteren Teil der Klikov-Schichtenfolge nur als eine Vergesellschaftung vom Typus *Geini-*

tzia — *Dammarites* — *Platanophyllum* — *Credneria* — *Quercophyllum* — *Debeya* bezeichnet werden, die ein senonisches Alter im weitesten Sinne des Wortes, nicht jedoch eine nachweisbare Zuordnung zu einer bestimmten Stufe des Senons belegt. Insofern Němejč (z. B. 1961, S. 39) von einer tieferen Zone des Senons spricht, resultiert eine solche Folgerung aus der Feststellung einiger Taxone in der Klikov-Schichtenfolge sowie auch in den Peruc-Schichten (Cenoman) [„*Dammarites*“ *borealis* Heer, *Platanophyllum laeve* (Vel.) Njč., *Brachyphyllum squamosum* (Vel.) Palib., *Grevilleophyllum constans* (Vel.) Vel., *Debeya coriacea* (Vel.) Knob.,], den vagen Beziehungen der Flora der Klikov-Schichtenfolge zum nordböhmischem Coniac [*Cocculophyllum extinctum* (Vel.) Njč. et Kvač.] und vor allem aus den palynologischen Untersuchungen von Pacltová (1958, 1961). Auf der anderen Seite ist es notwendig zu erwähnen, daß die für den südböhmischen Raum wichtigen Arten der Gattung *Debeya*, nämlich *Debeya insigne* (Hos. et v. d. Marck) Knob. und *D. haldemiana* (Hos. et v. d. Marck) Knob. aus faunistisch gesichertem Campan von Westfalen beschrieben wurden und demnach ein sehr junges Alter der Klikov-Schichtenfolge beweisen würden. Diese Arten kommen in Klikov (Němejč 1961), Hrutov (Němejč 1957) und Zliv (Němejč - Kvaček 1975) vor. Zu dieser Problematik vgl. auch Knobloch (1973). Anklänge an Arten aus dem Untercampan von Aachen ließen sich auch durch Pollen sowie Früchte und Samen nachweisen (vgl. weiter unten). Diese dürften jedoch mit der Langlebigkeit bestimmter Arten zusammenhängen und müssen für die Alterseinstufung der Klikov-Schichtenfolge nicht als zwingend herangezogen werden.

Palynologie der Klikov-Schichtenfolge

Pacltová (1955) beschäftigte sich seit 1954 mit der Pollenflora der südböhmischen Becken in bezug auf andere Ablagerungsräume. Obwohl diese Untersuchungen noch nicht abgeschlossen sind, lieferten sie einige sehr wichtige Resultate.

Pacltová (1961) gelang der Nachweis von *Sporopollis peneserta* Pflug (1953), *Quedlinburgipollis altenburgensis* Krutzsch (1959) und *Corrugatisporites toratus* Weyland et Greifeld (1953) aus Quedlinburg in der Klikov-Schichtenfolge. Diese drei Arten führten zur Einstufung der Klikov-Schichtenfolge in das Santon. Sie erwähnte weitere 6 Arten, die Pflug (1953) vor allem aus dem Untercampan von Aachen definierte. Diese Tatsache steht im Widerspruch zu den Feststellungen an anderer Stelle ihrer Arbeit, nämlich, daß die zu gleichen Gattungen gehörenden Arten aus der Klikov-Schichtenfolge nicht zu den gleichen Arten aus dem Aachener Senon gestellt werden können, und daß es möglich war, das Untersanton von Quedlinburg von dem Mittelsenon palynologisch zu unterscheiden. Von den in Góczán - Groot - Krutzsch -

Pacltová (1967) aus Südböhmen beschriebenen 5 Pollenarten sind 3 in ihrer Verbreitung nur auf die Klikov-Schichtenfolge begrenzt. In einer weiteren Arbeit (Pacltová - Krutzsch 1970) werden aus der Klikov-Schichtenfolge 16 Angiospermenpollenarten (meistens aus der Bohrung České Budějovice - Nemanice GB-4) beschrieben, von denen 11 nur in Südböhmen vorkommen. Vier Arten wurden vereinzelt im subherzynischen, Oberlausitzer und subsudetischen Becken nachgewiesen, und eine Art kommt vom Mittelsanton bis Maastricht vor.

Bisher sind nur rund 15 Arten von Miosporen und Pollen bekannt, die außer der Klikov-Schichtenfolge auch in anderen Sedimentationsräumen vorkommen. Diese Feststellung ist mit den paläokarpologischen Untersuchungen konform. Von den 92 Arten von Früchten und Samen in der Klikov-Schichtenfolge kommen auch nur 36 in anderen Ablagerungsräumen vor. Ein großer Teil der Früchte, Samen und Pollen-Arten muß für die Klikov-Schichtenfolge bisher als endemisch bezeichnet werden.

Pacltová (1973) gewann ein Pollenspektrum von der klassischen Lokalität Březno bei Louny (Unter- bis Mittelconiac). Anhand von Vergleichsstudien mit der Pollenflora aus der Bohrung České Budějovice - Nemanice GB-4 kam sie zum Schluß, daß der Anfang der Kreidesedimentation in den südböhmischen Becken in das Coniac fällt und sich bis in das Mittelsanton fortsetzte. In der gleichen Publikation parallelisierte sie einen größeren Tiefenbereich der Bohrung GB-4 mit dem Coniac der Lokalität Březno. In mehreren Veröffentlichungen weist sie darauf hin, daß die Hauptentfaltung der *Normapolles*-Gruppe, die in der Klikov-Schichtenfolge durch 8 Gattungen vertreten ist, in das Santon fällt.

Pacltová (1978) veröffentlichte 2 Tabellen von sogenannten „index angiosperm pollen“ der Kreide der Böhmisches Masse. Für den Zeitabschnitt Obercenoman—Santon werden 22 Indexformen genannt. Aus dieser Tabelle geht leider nicht hervor, ob die aus dem Coniac erwähnten Pollen aus der Klikov-Schichtenfolge, oder wirklich aus allen bearbeiteten Coniacprofilen stammen. Ob es richtig ist, solche Arten wie *Quedlinburgipollis gracilis* Kr. et Paclt., die nur aus der Bohrung GB-4 bekannt ist, als Indexfossil für das Santon zu bezeichnen, muß in Frage gestellt werden. Ähnliches gilt auch für die nur gattungsmäßig bestimmten „Indexfossilien“.

Pacltová (1978, 1984) berichtete weitgehend ihre früheren Ausführungen. Anhand der tiefsten Bohrung České Budějovice - Nemanice GB-4 (über 320 m, Oberkreide) im Vergleich zu verschiedenen Bohrungen, die auf der Böhmisches Masse das Cenoman, Turon oder Coniac durchteuften (Zdětín, Lipová, Ouč, Sebzín, Kerhartice), widmete sie ihre Aufmerksamkeit dem sich ändernden prozentualen Anteil der Pteridophyten (und Bryophyten), Gymnospermen und Angiospermen (von ihnen wiederum insbesondere der Gruppe *Normapolles*) und kam zur Schlußfolgerung, daß die Sedimentation der Klikov-Schichtenfolge im Coniac begann (wobei das Oberturon noch nicht ausgeschlossen werden

kann) und im Mittel- bis Obersanton endete. Der prozentuale Anteil der Gruppe *Normapolles* ändert sich in der Bohrung GB-4 wie folgt: 284,5–285,0 m (Coniac nach B. Pacltová): 26 ‰, 93,4–93,5 m (Untersanton): 43 ‰, 9,3–9,4 m (Mittel- bis Obersanton): 67 ‰. In diesem Zusammenhang fällt auf, daß im Oberconiac der Bohrung Kerhartice (Teufe 345,8 m) bei einem 60 ‰ Anteil der Angiospermen sich an der Zusammensetzung dieser Pollengruppe keine aus der Gruppe *Normapolles* beteiligen.

Krutzsch (in Knobloch 1963) wies darauf hin, daß zwischen den Früchten und Samen aus der Klikov-Schichtenfolge und der Gruppe *Normapolles* bestimmte Beziehungen vorhanden sein könnten (erstes Auftreten der *Normapolles* im Cenoman, Mazancová 1964, Pacltová - Mazancová 1966, dominant im Senon, Pacltová 1981). Friis (1983) konnte nun wirklich anhand besser erhaltenen Materials aus der Kreide von Südschweden den Nachweis von der Zusammengehörigkeit mancher Früchte und Samen mit bestimmten *Normapolles*-Typen erbringen. Aber auch bei einer unserer Arten — *Calathiocarpus minimus* Knob. et Mai. bei der noch Reste der Perianths erhalten blieben, kleben an der Oberfläche dieser Früchte (vgl. Beil. IV, Fig. 9a) noch *Normapolles*-Pollen. Das Vorkommen dieser Pollen ist zwar sekundär, dürfte jedoch mit größter Wahrscheinlichkeit direkt mit dieser Art in Verbindung stehen, da Pollen bei anderen Arten nicht sekundär vorkommen. Pollen kommen nur bei den Früchten vor, bei denen noch Reste des Perianths oder anderer Blütenteile erhalten blieben. Insofern Pacltová (1981) einen sich ändernden prozentualen Anteil der *Normapolles*-Gruppe in Abhängigkeit von den unterschiedlichen Teufen in der Bohrung GB-4 nachweisen konnte, müßten sich ähnliche Verhältnisse auch im unterschiedlichen Auftreten der Früchte und Samen bemerkbar machen. Dies ist aber nicht der Fall (vgl. Tab. 3, 3a). Ob diese Frage wirklich nur mit den doch häufiger vorkommenden Pollen zusammenhängt, läßt sich zur Zeit nicht sagen.

Trotz der seit 1954 in der Klikov-Schichtenfolge durchgeführten palynologischen Forschungen liegt zur Zeit noch keine tabellarische Übersicht vor, aus der ersichtlich wäre, welche Arten die Klikov-Schichtenfolge mit anderen stratigraphischen Einheiten gemein hat.

Die Klikov-Schichtenfolge wird anhand der bisherigen palynologischen Untersuchungen in das Coniac bis Obersanton gestellt, wobei das Oberturon noch nicht ausgeschlossen werden kann.

Untersuchungen fossiler Megasporen

Gleichzeitig mit dem Studium der inkohlten Früchte und Samen wurden auch fossile Megasporen in der mitteleuropäischen Kreide (Knobloch 1979, 1984a,b,) sowie die Reste der Gattung *Costathea* Hall (Knobloch 1981)

untersucht. Alle diese Organe kommen zusammen in den gleichen Schlammproben vor — nur mit dem Unterschied, daß sie quantitativ sowie qualitativ unterschiedlich häufig verbreitet sind.

Tabelle 1

Übersicht der Megasporen aus der Klikov-Schichtenfolge und ihre Verbreitung in den Peruc-Schichten (Cenoman) und in der Březno-Schichtenfolge [Coniac-(?)Untersanton]. Die Zahlen beziehen sich auf die Anzahl der Lokalitäten mit der angegebenen Art

	Peruc-Schichten	Březno-Schichtenfolge	Klikov-Schichtenfolge
<i>Trileites carbunculus</i> (Dijkstra) Knobl.	4	13	15
aff. <i>Istisporites inornatus</i> (Miner) Pot.	11	6	12
<i>Verrutrites ledenicensis</i> Knobl.			36
<i>Echitrites zemechensis</i> Knobl.	7	4	2
<i>Horstisporites reticuliferus</i> (Dijkstra) Pot.		10	2
<i>Kerhartisporites kleinii</i> Knobl.	2	9	15
<i>Pavillitrites midas</i> (Dijkstra) Hall et Nicols.		5	12
<i>Tenellisporites helios</i> (Dijkstra) Knobl.	7		2
<i>Tenellisporites branisoviensis</i> Knobl.	4	2	10
<i>Arcellites medusus</i> (Dijkstra) Potter			4

Megasporen sind in den Proben aus der Klikov-Schichtenfolge neben den Früchten und Samen fast stets anwesend. Sie sind jedoch nicht so häufig verbreitet wie die erstgenannten Organe, bis auf einige Proben und Bohrungen, in denen sie ausgesprochen massenhaft vorkommen (z. B. in der Bohrung Záblatí wurden einige tausend Megasporen gefunden). In den Peruc-, Březno- und Hergenrather Schichten sind die Megasporen sehr häufig, im Flysch und in der Gosauformation fehlen sie, im Santon und Maastricht der DDR sind sie selten und in der Kreide von Nordbayern sind sie unterschiedlich häufig verbreitet.

Die Megasporen der Kreide sind Reste einer, evolutionsgeschichtlich gesehen, alten Gruppe der Lycophyten, die wir in diesem Formenreichtum im Tertiär nicht mehr antreffen. Die Lycophytenvegetation der Klikov-Schichtenfolge war mit der Lycophytenvegetation der Peruc-Schichten enger verknüpft als die Angiospermenvegetation beider Schichtglieder. Dabei muß unterstrichen werden, daß diese Pflanzengruppe während des Senons ein weiteres Maximum ihrer

Entfaltung verzeichnet. Dies läßt sich aus Tab. 1 ablesen. Die im Cenoman häufigen Arten sind im Senon seltener oder überhaupt nicht vertreten, und wiederum Arten, die im Senon dominierend sind, fehlen in den Peruc-Schichten oder sind dort selten oder seltener. Demgegenüber ist in dieser Hinsicht auf eine größere Übereinstimmung zwischen der Flora der Klikov- und Březno-Schichtenfolge hinzuweisen, wie sie auch aus der Verbreitung der Angiospermen hervorgeht (vgl. Tab. 1, 5). Eine vollkommene Übereinstimmung der Lycophytenvegetation der Klikov- und Březno-Schichtenfolge können wir nicht erwarten, da beide Schichtenfolgen unterschiedlich dicht beprobt wurden. Natürlich muß auch mit lokalen ökologischen Einflüssen gerechnet werden. In der bisher einzigen Studie (K n o b l o c h 1984b) zu dieser Problematik wurden die einzelnen Arten taxonomisch relativ breit aufgefaßt, was zu einer geringen Artenanzahl führte, die den wirklichen Verhältnissen nicht entsprechen dürfte. Bei ausführlicheren Untersuchungen erhöht sich die Artenanzahl (vgl. K n o b l o c h 1984a).

Paläokarpologische Charakteristik der Klikov-Schichtenfolge

Der Wert paläokarpologischer Untersuchungen

Die paläokarpologische Arbeitsmethode ähnelt der sporenpaläontologischen, obwohl die gewonnenen Fossilien nicht die Reichhaltigkeit der kleineren Mio-sporen und Pollenkörner erreichen. Auf der anderen Seite ist die botanische Aussagekraft der fossilen Früchte und Samen zur Zeit größer als die der fossilen Angiospermenpollen. So konnte P a c l t o v á (1961) bei keinem einzigen Angiospermenpollen auf Beziehungen zu rezenten Gattungen, Familien oder Ordnungen hinweisen. Dies erschwert paläoklimatologische und ökologische Erwägungen. Auf der anderen Seite veröffentlichte K r u t z s c h (1966) eine sporenstratigraphische Tabelle für die Oberkreide von Mitteleuropa mit 12 verschiedenen Sporenbildern (= Biozonen im weiteren Sinne des Wortes) mit 375 verschiedenen Sporentypen, die demnach in ihrer Mannigfaltigkeit konkurrenzlos sind und in marinen Bereichen nur durch die reichen Foraminiferen-Taphozönosen oder gegebenenfalls durch das Nannoplankton übertroffen werden können. Dennoch stehen diesen palynologischen Untersuchungen schon heute aus der mitteleuropäischen Oberkreide 270 Samen- und Früchtearten entgegen, die für zahlreiche Schichtglieder und Sedimentationsräume neue biostratigraphische und paläobotanische Aspekte erschließen.

Die Verbreitung der karpologischen Reste

Das Vorkommen inkohlter Früchte und Samen ist von den lithofaziellen und demnach hydrodynamischen Verhältnissen abhängig. Allgemein betrachtet gelten als optimal für das Vorkommen dieser Organe dunkelgraue tonig-sandige Schichten, die in der unteren Abteilung der Klikov-Schichtenfolge unregelmäßig verbreitet sind (vgl. z. B. das in dieser Hinsicht veröffentlichte Profil der Bohrung Petrovice GB-10 — Knobloch 1964, S. 135—136). Dieses Profil kann hinsichtlich der Verbreitung der grauen Lagen als typisch bezeichnet werden. In Profilen anderer Bohrungen kommen die fossilführenden grauen Lagen weniger zahlreich vor. Einen extremen Fall der lithofaziellen Entwicklung des unteren Teils der Klikov-Sichtenfolge hinsichtlich des sehr häufigen Vorkommens grauer tonig-sandiger Schichten stellen die Bohrungen Opatovice HI-1 und HP-VI dar. Diese Bohrungen beweisen gleichzeitig, wie schwierig, ja praktisch unmöglich es ist, nach lithofaziellen und petrographischen Kriterien eine Parallelisierung auch von Bohrungen durchzuführen, die voneinander wenig entfernt sind. Die abnormal hohe Anhäufung von grauen Lagen in der Bohrung Opatovice HI-1 führte zu einer abnormal hohen Konzentration von fossilen Resten. In dieser einzigen Bohrung kommen zwei Drittel der bisher aus der Klikov-Schichtenfolge bekannten Arten vor. Aus diesem Grunde soll ausnahmsweise das „paläokarpologische Profil“ aus dieser Bohrung als das bisher beste „Profil“ aus den südböhmischen Becken veröffentlicht werden (vgl. Tab. 2).

Die botanische Zusammensetzung der Flora

Aus der Klikov-Schichtenfolge konnten anhand fossiler Früchte und Samen folgende rezente Angiospermengattungen nachgewiesen werden: *Liriodendron* L. (*Magnoliaceae*), *Boehmeria* Jacquin, *Memorialis* (J. J. Bennet) Hamilt. (*Urticaceae*), *Saurauia* Willdenow (*Saurauiaceae*) und *Sabia* Colebrooke (*Sabiaceae*). Diese Gattungen lassen sich durch die ganze Oberkreide verfolgen, wobei sich der Artbestand natürlich ändert. Im Maastricht gesellen sich zu ihnen weiteren 15 rezente Gattungen.

Außer den erwähnten rezenten Gattungen wurden noch zahlreiche ausgestorbene Gattungen nachgewiesen, die zu rezenten Familien eingereiht werden konnten: *Padragkutia* Knobl. et Mai (*Magnoliaceae*), *Caryanthus* Friis (? *Juglandaceae*), *Klikovispermum* Knobl. et Mai (*Hamamelidaceae*), *Moroidea* Chandl. (*Moraceae*), *Discoclethra* Knobl. et Mai (*Clethraceae*), *Epucridicarpum* Chandl. (*Cyrtillaceae*), *Palaealdrovanda* Knobl. et Mai (*Droseraceae*), *Shrubsotea* Reid et Chandl. (*Rutaceae*), *Sapinospermum* Reid et Chandl. (*Sapindaceae*), *Icecinicarya* Reid et Chandl. (*Icecinaceae*).

Tabelle 2

Die Verbreitung der Früchte und Samen in der Bohrung Opatovice Hl-1. Nummern =

Tiefe (m)	<i>Liriodendron papilloformis</i> Knobl. et Mai	<i>Padraglutia haasii</i> Knobl. et Mai	<i>Coryanthus communis</i> Knobl. et Mai	<i>Coryanthus deltoides</i> (Knobl.) Knobl. et Mai	<i>Coryanthus microtriassensis</i> Knobl. et Mai	<i>Coryanthus trebecensis</i> Knobl. et Mai	<i>Coryanthus triassensis</i> (Knobl.) Knobl. et Mai.	<i>Klitkovispermum bohemicum</i> Knobl. et Mai	<i>Klitkovispermum facettale</i> Knobl. et Mai	<i>Klitkovispermum lurnikii</i> Knobl. et Mai	<i>Klitkovispermum malechii</i> (Knobl.) Knobl. et Mai
31,2											
41,6—41,9		1	1	1		6	95				6
51,4							2				
63,3—65,5							18				
65,5—66,7			6	2			30				1
66,7—68,3	1						63				
81,4											
101,0—102,0							6				
106,4											
137,1			1				10				
138,1											
148,5											
156,1						3	18				
163,5—165,5				7		14	29		1	1	1
168,2—169,5			3	2			60				1
174,2—176,1			6	6		30	70			2	
191,7—192,5				2		2	5				
208,2—208,7			9	9		30	33	1			
211,6							2				
213,3—216,2			9	27		10	20				6
216,2—219,2			11	2		13	22		1		
221,4									1		
231,1—231,5					3	2					
237,8—238,8			3			10	30				30
238,1—241,1				7							
241,1—241,7			2		2	7	20				
260,9						4	13				
279,5—281,4			1	2		44	32				16
290,4							1				
291,3—293,3						1					2
308,1—308,3						4	6				1
331,2						1	3				

Tabelle 2 (Fortsetzung)

Tiefe (m)	<i>Saurauia alenae</i> Knobl. et Mai	<i>Saurauia antiqua</i> Knobl. et Mai	<i>Eparitidicarpum cretaceum</i> (Jung) Knobl. et Mai	<i>Palaeodendroidea splendens</i> Knobl. et Mai	<i>Bicameria holyi</i> Knobl. et Mai	<i>Bicameria orbicularis</i> (Knobl.) Knobl. et Mai	<i>Bicameria zborovicensis</i> Knobl. et Mai	<i>Budvaricarpus seriatis</i> Knobl. et Mai	<i>Calathiocarpus minimus</i> Knobl. et Mai	<i>Carpolithus rzehakovae</i> Knobl. et Mai	<i>Costacarpus pterocarpus</i> Knobl. et Mai
31,2											
41,6—41,9			14	1	2	2		150	4		
51,4											
63,3—65,5											
65,5—66,7	2			1				14			
66,7—68,3								13	2	2	
81,4											
101,0—102,0											
106,4						1					
137,1					1			2			
138,1											
148,5								1			
156,1			1		1			8			
163,5—165,5	1		10		13	6		6	1		
168,2—169,5			2		6	5					
174,2—176,1			5	1	35	10	5	20			
191,7—192,5		1			3						
208,2—208,7						1		3	9		
211,6								19			
213,3—216,2	1		5			20			1		
216,2—219,2			1			2			2		
221,4											
231,1—231,5						3					
237,8—238,8			24			61					1
238,1—241,1											
241,1—241,7						18					
260,9						1					
279,5—281,4			6			6		81	1		
290,4											
291,3—293,3								1			
308,1—308,3			2			1					
331,2							1				

Ausgehend von der heutigen Verbreitung der weiter oben erwähnten Taxa können wertvolle Hinweise über paläoklimatische Verhältnisse gewonnen werden, wie sie durch keine anderen Organe und Organismen für diese Schichtenfolge gewonnen werden können. An dieser Stelle soll zur Zeit nur darauf hingewiesen werden, daß die erwähnten Gattungen heute vorwiegend in den Subtropen vegetieren, wobei den Familien eine subtropisch-tropische Verbreitung zukommt.

Quantitative und qualitative Auswertung

Bei der Bearbeitung größerer paläobotanischer Kollektionen von Makroresten (vor allem fossilen Blättern) aus einem Schichtglied (z. B. den Peruc-Schichten) muß man sich erstens oft mit dem Lokalcharakter der einzelnen Florenfundpunkte auseinandersetzen, zweitens sind die einzelnen Fundpunkte qualitativ und quantitativ ungleich dokumentiert und drittens sind diese Fundpunkte oft voneinander weit entfernt. Alle diese Schwierigkeiten treten bei der Bearbeitung des paläokarpologischen Materials aus der Klikov-Schichtenfolge in diesem Sinne weniger stark in den Vordergrund. Die südböhmischen Becken konnten relativ dicht und im Laufe der Zeit auch gleichmäßig beprobt werden (vgl. die Karte in Knobloch 1984b und Knobloch - Mai, im Druck). Unterschiede zwischen den Bohrungen bestehen natürlich in den jeweiligen unterschiedlichen Mächtigkeiten der Klikov-Schichtenfolge sowie der Mächtigkeit (oder überhaupt Anwesenheit) der fossilführenden Lagen.

Trotz der großen Fläche, die paläokarpologisch dokumentiert werden konnte, läßt es sich sagen, daß diese Mikroflora auf dem ganzen Gebiet ein einheitliches Gepräge besitzt. Mit anderen Worten: Die Arten, die in einer Bohrung häufig sind, sind häufig auch in einer anderen, mitunter weit entfernten Bohrung (vgl. Tab. 3, 3a). In der Klikov-Schichtenfolge kommen rund 29 Arten häufiger vor, während der Rest der 63 Arten selten ist. Daß dieser Umstand mit der entweder sehr großen Früchte- und Samen-Produktion oder (und) mit der Dominanz dieser Arten in der Biozönose zusammenhängt, darf als selbstverständlich angenommen werden. Trotz der hohen Anzahl der positiv beprobten Bohrungen und Aufschlüsse (85) und der paläokarpologische Reste enthaltenden Proben (427) sind aus der Klikov-Schichtenfolge zahlreiche Arten bekannt, die nur durch ein oder wenige Exemplare belegt werden konnten. Dieses ungünstige Verhältnis läßt sich zwar nach weiterer langjähriger Arbeit noch verbessern, wird aber immer bestehen bleiben. Gleichzeitig mit der Erhöhung des Häufigkeitsgrades der seltenen Arten werden konform mit dieser „Aufbesserung“ stets auch immer wieder neue Arten gefunden werden, die ebenfalls jeweils mit einem Exemplar belegt sein werden. Diese Tatsachen haben natürlich auch ihre stratigraphischen Konsequenzen. Wenn z. B. *Padragkutia haasi* Knob. et Mai nur im obersten Teil der wichtigen Bohrung Opatovice III-1 in der Teufe 41,6—

41.9 m mit einem Exemplar vertreten ist und diese Art sehr häufig im Santon bis Untercampan der Ajka-Formation im Bakony-Walde in Ungarn auftritt, könnte man daraus auch folgern, daß der obere Teil dieser Bohrung (Schichtenfolge) stratigraphisch beträchtlich jünger ist als der tiefere (ältere) Teil dieser Bohrung. So konnte bisher nicht nachgewiesen werden, daß identische Arten aus den jüngsten europäischen Kreidesedimenten (Obersanton bis Maastricht) auch aus dem stratigraphisch jüngsten Teil der Klikov-Schichtenfolge nachweisbar wären. Da es zur Zeit keine zuverlässige Möglichkeit gibt, die einzelnen Bohrungen der unteren Abteilung der Klikov-Schichtenfolge miteinander zu korrelieren, um festzustellen, ob es sich um jüngere oder ältere Zeitabschnitte handelt, wurde von der logischen Prämisse ausgegangen, daß das oberste Tiefenintervall bei größeren Mächtigkeiten gegebenenfalls auch einer unterschiedlichen geologischen Zeiteinheit (Stufe) entsprechen könnte, als das untere (ältere). Obwohl diese Erwägungen zu keinem positiven Ergebnis führten, müssen alle Arten als jüngere Kreideelemente bezeichnet werden, die aus den Hergenrather Schichten (Aachen, Untercampan), aus dem Flysch von Mähren und Österreich (vor allem Campan—Maastricht), der Gosauformation von Österreich (Maastricht) und dem Maastricht in der DDR (Lokalitäten Walbeck, Eisleben) stammen (vgl. Tab. 5).

Von den 92 Arten (vgl. Tab. 4), die bisher aus der Klikov-Schichtenfolge beschrieben wurden, sind folgende nur auf diese Schichtenfolge begrenzt: *Liriodendron papilliformis* Knobl. et Mai, *Caryanthus communis* Knobl. et Mai, *Manningia crassa* Friis, *Klikovispermum facettale* Knobl. et Mai, *K. hurnikii* Knobl. et Mai, *K. senonicum* Knobl. et Mai, *K. sukii* Knobl. et Mai, *K. velenovskii* Knobl. et Mai, *K. vratense* Knobl. et Mai, *Moroidea cretacea* Knobl. et Mai, *Bochmeria minutissima* Knobl. et Mai, *B. reticulata* Knobl. et Mai, *Memorialis verrucosa* (Knobl.) Knobl. et Mai, *Protovisnea erinacea* Knobl. et Mai, *P. reticulata* Knobl. et Mai, *Palaeoaldrovanda splendens* Knobl. et Mai, *Shrubsolea trebecensis* Knobl. et Mai, *Sabia menispermoides* Knobl. et Mai, *Icacini-carya budvarensis* Knobl. et Mai, *Bicameria zborovicensis* Knobl. et Mai, *Carpolithus achaenoides* Knobl. et Mai, *C. costatus* (Knobl.) Knobl. et Mai, *C. kleinii* Knobl. et Mai, *C. mitriiformis* Knobl. et Mai, *C. ruefflei* Knobl. et Mai, *C. rzechakovae* Knobl. et Mai, *C. zavudilcensis* Knobl. et Mai, *Costaecarpus pterocarpus* Knobl. et Mai, *Laramisemen branisoviense* Knobl. et Mai, *L. faveolatum* Knobl. et Mai, *L. mamillosum* Knobl. et Mai, *L. microglobulosum* Knobl. et Mai, *L. mrazekii* Knobl. et Mai, *L. multivaleculosum* Knobl. et Mai, *L. opatovicense* Knobl. et Mai, *L. rugosissimum* Knobl. et Mai, *L. stigmatum* Knobl. et Mai, *L. verrucatum* Knobl. et Mai, *Orthonucella minima* Knobl. et Mai, *Saccospermum trebecense* Knobl. et Mai, *Spirellea bohémica* Knobl. et Mai, *S. daemonica* Knobl. et Mai, *S. heinrichii* Knobl. et Mai, *S. trebecensis* Knobl. et Mai, *Trebecenia sarcocalycalis* Knobl. et Mai, *Walbeckia fricii* Knobl. et Mai, *W. hlubocensis* Knobl. et Mai, *W. libusae* Knobl. et Mai, *Wietersdorfia cyperoides* Knobl.

Tabelle 3

Die vertikale Verbreitung einiger Früchte und Samen in der Klikov-Schichtenfolge. A = 1, B = 2-15, C = 16-100, D = mehr als 100 Exemplare in einer Probe

České Budějovice						
	Bierbrauerei Budvar	Haklový Dvory CB-2	Nemanice GB-4	Roudné CB-4	Vráto TSv-7	Zavadilka HP-III
Paläokarpologisch belegter Tiefenintervall (m):	8,0—246,5	39,5—189,2	9,0—266,6	82,6—226,8	40,0—111,5	58,0—216,0
<i>Caryanthus communis</i> Knobl. et Mai	A—B 8,0—203,9	A—B 93,8—150,0	A 222,3—245,0	A 82,6—128,0	A—B 40,0—110,6	A—C 127,5—133,5
<i>Caryanthus deltoides</i> (Knobl.) Knobl. et Mai	A—B 148,0—203,9	A—B 93,8—173,2	A 222,3—222,5	A—B 82,6—144,4	A—B 40,0—111,6	B 178,7—179,0
<i>Caryanthus trebecensis</i> Knobl. et Mai	B—D 80,0—246,5	B—C 39,5—187,7	B 9,0—222,5	B—C 82,7—144,6	A—C 40,0—111,6	A—B 59,0—179,0
<i>Caryanthus triasseris</i> (Knobl.) Knobl. et Mai	B—C 80,0—246,5	B—C 39,5—187,7	B—C 9,0—222,5	B—C 82,7—226,8	A—C 40,0—111,6	A—B 58,0—216,0
<i>Klikovispermum malechii</i> (Knobl.) Knobl. et Mai	B—D 80,0—246,5	A—B 93,8—189,2	A 132,2—132,5	—	A—B 40,0—111,0	A—B 73,5—178,0
<i>Boehmeria ctyrokyti</i> (Knobl.) Knobl. et Mai	B 80,0—203,9	A—C 39,5—128,0	A—B 9,0—266,6	A—C 82,6—226,8	A—C 40,0—80,8	B 73,5—133,5

<i>Memoralis verrucosa</i> (Knobl.) Knobl. et Mai	A 80,0—241,0	A 93,8	A 152,8—153,0	—	—	—
<i>Protovisnea reticulata</i> Knobl. et Mai	B—C 80,0—246,5	A—B 39,5—128,0	—	A—B 82,6—144,4	A—B 40,0—80,8	A 178,5—178,7
<i>Protovisnea zahajensis</i> Knobl. et Mai	A 80,0—203,9	—	A—B 9,0—152,8	A—B 82,7—143,0	—	A 151,0
<i>Epaeidicarpum cretaceum</i> (Jung) Knobl. et Mai	A—C 80,0—221,7	A 93,8	B 152,8—153,0	A—B 29,5—129,0	A 42,1—80,8	—
<i>Bicameria holgi</i> Knobl. et Mai	A—B 80,0—203,9	A—C 39,5—93,8	A—B 152,8—222,3	A—C 82,6—129,0	—	—
<i>Bicameria orbicularis</i> (Knobl.) Knobl. et Mai	A—B 80,0—246,5	A—B 39,2—150,0	A 152,8—222,5	B—C 82,6—144,4	C 40,4—80,8	A—C 59,0—137,5
<i>Budvarcarpus serialis</i> Knobl. et Mai	C—D 80,0—203,9	B—C 39,5—173,2	A—C 152,8—266,6	B—C 82,6—144,4	B 40,0—80,8	A—C 73,5—178,7
<i>Laracsaemen microcanaliculatum</i> Knobl. et Mai	A 80,0—80,5	A 39,5—150,0	—	—	—	A 58,0—75,0
<i>Vangerovia tricornuta</i> (Knobl.) Knobl. et Mai	A—B 148,5—221,7	A 39,5—113,0	B 9,0—226,8	A—B 82,6—226,8	—	A 58,0—96,0

Tabelle 3a

Die vertikale Verbreitung einiger Früchte und Samen in der Klukov-Schichtenfolge, A = 1, B = 2—15, C = 16—100, D = mehr als 100 Exemplare in einer Probe

	Branišov Br-21	Homole HP-IV	Opatovice HI-1	Opatovice HP-VI	Třebčě TJ-4a	Třebčě TSv-5
Paläokarpologisch belegter Tiefenintervall (m):	16,7—113,4	36,5—149,8	50,0—331,2	50,0—309,6	70,1—307,8	106,6—370,0
<i>Caryanthus communis</i> Knobl. et Mai	B 22,8—113,4	—	A—B 41,6—280,5	—	—	B 106,6—107,0
<i>Caryanthus deltooides</i> (Knobl.) Knobl. et Mai	A—B 16,7— 84,5	A—B 105,7—149,8	A—C 41,9—280,5	B 81,4—280,0	A—B 70,1—273,3	A—B 106,8—340,3
<i>Caryanthus trebecensis</i> Knobl. et Mai	B—D 16,7—113,4	B 94,0— 99,5	A—C 41,8—331,2	A—B 81,0—309,6	A—C 71,4—307,8	A—B 106,5—320,4
<i>Caryanthus triasseris</i> (Knobl.) Knobl. et Mai	A—D 16,7—113,4	A—B 36,0—106,0	B—C 41,8—331,2	A—C 81,0—309,6	B—C 70,1—311,4	B—C 106,8—370,0
<i>Klikovispermum malechii</i> (Knobl.) Knobl. et Mai	A—B 22,8— 94,0	B 81,5—106,0	A—C 41,6—308,4	A 50,0—280,8	A—B 71,4—256,8	A—B 100,5—370,0
<i>Boehmeria etyrokyi</i> (Knobl.) Knobl. et Mai	B—C 16,7— 90,3	B—C 69,5— 99,5	A—D 65,4—331,2	A—C 175,3—256,0	A—B 209,2—256,8	A—C 106,6—370,0

<i>Memoralis verrucosa</i> (Knobl.) Knobl. et Mai	A 23,0—23,5	A 84,5	A 66,1—164,2	A 135,8—163,5	A—B 71,4—87,8	—
<i>Protosinea reticulata</i> Knobl. et Mai	A—B 16,7—113,4	A—B 84,3—105,0	A—C 32,5—281,4	A—C 50,0—280,8	A—C 71,4—311,6	A—B 106,5—370,0
<i>Protosinea zabajensis</i> Knobl. et Mai	A 90,3—90,6	A 84,3	A 41,6—280,5	A 60,0—163,8	A—B 71,4—229,4	A 106,6—106,7
<i>Epacridicarpum cretaceum</i> (Jung) Knobl. et Mai	A—B 16,7—93,0	A—B 81,5—94,0	A—B 41,6—308,3	A—B 81,3—136,0	B—C 70,1—209,4	A—B 106,6—340,3
<i>Bicameria holtzi</i> Knobl. et Mai	B—C 16,7—25,7	—	A—C 41,6—192,5	A 135,8—180,4	A 86,0—225,2	B 222,5—233,0
<i>Bicameria orbicularis</i> (Knobl.) Knobl. et Mai	A—C 16,7—91,0	A—C 69,5—105,7	A—C 41,6—308,1	A 159,8—175,9	A—C 86,3—256,0	B 106,6—294,0
<i>Budavnicarpus serialis</i> Knobl. et Mai	B—C 16,7—90,3	A—C 36,5—106,0	A—C 41,6—281,4	A—C 81,4—309,6	A—D 70,1—225,0	A—B 106,6—328,3
<i>Laramisemen microcanaliculatum</i> Knobl. et Mai	A 16,7—90,6	A 90,0—149,5	A—B 66,7—238,5	—	B 87,0—87,2	A 293,5—293,6
<i>Vangerowia tricornuta</i> (Knobl.) Knobl. et Mai	A—B 22,8—91,0	A 84,3—106,0	A—B 41,8—280,5	A 81,3—256,8	A—B 71,4—256,8	A 328,0—328,3

et Mai, *Zborovia minima* Knobl. et Mai. Zahlreiche dieser Arten sind sehr selten.

Der eigentliche Waldbestand wurde mit größter Wahrscheinlichkeit von den Arten gebildet, die in mehr als 5 Bohrungen (oder Bohraktionen) von verschiedenen Ortschaften nachgewiesen werden konnten: *Caryanthus communis* Knobl. et Mai, *C. deltoides* (Knobl.) Knobl. et Mai, *C. microtriasseris* Knobl. et Mai, *C. trebecensis* Knobl. et Mai, *C. triasseris* (Knobl.) Knobl. et Mai, *Klikovispermum hurnikii* Knobl. et Mai, *K. malechii* (Knobl.) Knobl. et Mai, *K. micromalechii* Knobl. et Mai, *K. vratense* Knobl. et Mai, *Boehmeria ctyrokyi* (Knobl.) Knobl. et Mai, *Memorialis verrucosa* (Knobl.) Knobl. et Mai, *Protovisnea reticulata* Knobl. et Mai, *P. zahajensis* Knobl. et Mai, *Saurauia alenae* Knobl. et Mai, *Epacridicarpum cretaceum* (Jung) Knobl. et Mai, *Palaealdrovanda splendens* Knobl. et Mai, *Bicameria holyi* Knobl. et Mai, *B. orbicularis* (Knobl.) Knobl. et Mai, *B. zborovicensis* Knobl. et Mai, *Budvaricarpus serialis* Knobl. et Mai, *Calathiocarpus minimus* Knobl. et Mai, *Carpolithus costatus* (Knobl.) Knobl. et Mai, *C. rzhakovae* Knobl. et Mai, *Laramisemen microcanaliculatum* Knobl. et Mai, *L. rothii* (Knobl.) Knobl. et Mai, *Spirellea bohémica* Knobl. et Mai, *S. trebecensis* Knobl. et Mai, *Vangerowia tricornuta* (Knobl.) Knobl. et Mai, *Walbeckia fricii* Knobl. et Mai.

Diese Arten machen demnach ungefähr ein Drittel der nachgewiesenen Arten aus. Ihr dominantes Verhalten in der Taphozönose der Klikov-Schichtenfolge entspricht den ungefähren Verhältnissen eines heutigen Laubwaldes, wobei die Erhaltungsmöglichkeiten der einzelnen Arten von den lokalen Standorten und der Samenproduktion der einzelnen Arten (die uns meistens unbekannt ist) beeinflusst wurde.

Nur mit den letzterwähnten Arten läßt sich zur Zeit biostratigraphisch im Rahmen der Klikov-Schichtenfolge arbeiten. Es soll daher der Versuch unternommen werden festzustellen, ob es im Laufe der Sedimentation der Klikov-Schichtenfolge zu einer wesentlichen Veränderung des Waldbestandes gekommen war, wobei sich diese Veränderung stratigraphisch interpretieren ließe. Aus diesem Grunde wurden von den obenerwähnten häufig vorkommenden Arten wiederum die besonders häufigen (ja mitunter massenhaft verbreiteten) Arten herausgesucht und tabellarisch verarbeitet. Dafür wurden Bohrungen verwendet, die besonders reichhaltige paläokarpologische Reste lieferten. Bei den einzelnen Bohrungen wird der gesamte Tiefenbereich angeführt, aus dem artmäßig bestimmbare Früchte und Samen vorliegen. Im Rahmen dieses paläokarpologisch belegten Abschnittes wird der Tiefenbereich angegeben, in dem die jeweiligen Arten vorkommen. Weiter findet der ungefähre Häufigkeitsgrad der einzelnen Arten je Bohrung und Probe Erwähnung. Dadurch konnte nachgewiesen werden, daß viele der für diese Zusammenstellung benützten Arten im gesamten paläokarpologisch charakterisierbaren Bohrprofil vorkommen. Die mögliche Voraussetzung wurde nicht bestätigt, daß eine bestimmte Art grundsätzlich nur auf den oberen, mittleren oder unteren Teil der ausgewählten

Bohrung beschränkt wäre. Da grundsätzlich nur solche Bohrungen ausgewählt wurden, bei denen die paläokarpologisch belegbaren Bohrungsabschnitte 100—200 (oder mehr) Meter umfassen, und die demnach den größten Teil der Mächtigkeit der Klikov-Schichtenfolge in den einzelnen Gebieten durchbohrten, dürfte dem Resultat wohl große Glaubwürdigkeit zukommen. Der Verfasser zieht aus dieser Feststellung den Schluß, daß es während der Sedimentation des unteren Teils der Klikov-Schichtenfolge zu keiner paläokarpologisch erfaßbaren Veränderung in der Angiospermenflora gekommen sei. Die Erklärung dieser Tatsache wäre einmal dadurch möglich, daß die Sedimentation der Klikov-Schichtenfolge ziemlich „rasch“ verlief, zum anderen Male dadurch, daß die ausgewählten Arten relativ langlebig waren. Der vorwiegend pelitisch-schluffige bis fein- oder mittelkörnig-sandsteinige Charakter der fossilführenden Sedimente läßt eher an eine ruhige, allmähliche Ausfüllung des Beckens, begünstigt durch sekuläre Senkungstendenzen, denken, wobei sich diese Sedimentation auch im Laufe einer relativ langen Zeitspanne (länger als eine Oberkreidestufe) erstrecken konnte. Was die Langlebigkeit der einzelnen Arten anbelangt, sind wir über diese bisher wenig unterrichtet. Allgemein ist ja bekannt, daß pflanzliche Fossilien den Umweltbedingungen besser angepaßt waren als tierische Organismen und sich deshalb auch auf eine längere Zeitdauer verfolgen lassen (vgl. Tab. 3).

Für zukünftige biostratigraphische Untersuchungen dürfte auch das erste Auftreten der einzelnen Gattungen sowie die stratigraphische Reichweite der Gattungen wichtig sein. In dieser Hinsicht können nach dem bisherigen Kenntnisstand folgende Gruppen unterschieden werden:

1. Gattungen, die auf die Klikov-Schichtenfolge beschränkt sind:
Moroidea Knobl. et Mai, *Palaeoaldrovanda* Knobl. et Mai, *Budvaricarpus* Knobl. et Mai, *Succospermum* Knobl. et Mai, *Trebecenia* Knobloch et Mai, *Zborovia* Knobl. et Mai.
2. Gattungen, die von der Klikov-Schichtenfolge bis in das Untere Campan reichen:
Prototinomiscium Knobl. et Mai, *Padragkutia* Knobl. et Mai, *Manningia* Friis, *Sapindospermum* Knobl. et Mai, *Urticoidea* Knobl. et Mai.
3. Gattungen, die in der Klikov-Schichtenfolge einsetzen und sich bis in das Maastricht verfolgen lassen:
Discoclethra Knobl. et Mai, *Protovisnea* Knobl. et Mai, *Wietersdorfia* Knobl. et Mai, *Calathiocarpus* Knobl. et Mai, *Vangerowia* Knobl. et Mai, *Orthonucella* Knobl. et Mai, *Involucrispermum* Knobl. et Mai, *Bicameria* Knobl. et Mai, *Epacridicarpum* Knobl. et Mai, *Valvaecarpus* Knobl. et Mai. Ob diese Gattungen in der Oberkreide wirklich ausstarben, ist wegen der bestehenden Kenntnislücken paläozäner Floren nicht bekannt.
4. Gattungen, die in der Klikov-Schichtenfolge einsetzen und sich bis in das Tertiär verfolgen lassen:
Icacinicarya Reid et Chandl., *Shrubsolea* Reid et Chandl.

Tabelle 4

Die Verbreitung der Früchte und Samen in einigen Bohrungen der Klikov-Schichtenfolge

	Branšov Br-21, GB-3	Branná Sch-2	České Budějovice					
			Budvar	Hlakovy Dvory CB-2	Nemnice ČB-4	Roudné ČB-4	Rožnov ČB-3	Vráto TSv-7
<i>Magnoliaceae</i>								
<i>Liriodendron papilliformis</i>							A	
Knobl. et Mai								
<i>Padragkutia haasii</i>								
Knobl. et Mai								
<i>Menispermaceae</i>								
<i>Prototinosmium vangerowii</i>								
Knobl. et Mai								
<i>Hannamelidaceae</i>								
<i>Klikovispermum bohemicum</i>								
Knobl. et Mai								
<i>Klikovispermum facetale</i>								A
Knobl. et Mai								
<i>Klikovispermum hurnikii</i>								B
Knobl. et Mai	A		B					
<i>Klikovispermum malechii</i>								
(Knobl.) Knobl. et Mai	B	B	B	B	A			B
<i>Klikovispermum micromalechii</i>								
Knobl. et Mai			A				A	
<i>Klikovispermum senonicum</i>								
Knobl. et Mai								
<i>Klikovispermum sukii</i>								
Knobl. et Mai								
<i>Klikovispermum velenovskyi</i>								
Knobl. et Mai								
<i>Klikovispermum verrucosum</i>								
Knobl. et Mai								
<i>Klikovispermum vratense</i>								
Knobl. et Mai			A				B	B
<i>Moraceae</i>								
<i>Moroidea cretacea</i>								
Knobl. et Mai								
<i>Urticaceae</i>								
<i>Boehmeria ctyrokyi</i>								
(Knobl.) Knobl. et Mai	C		C	C	B		C	C
<i>Boehmeria minutissima</i>								
Knobl. et Mai								

Tabelle 4

A = 1, B = 2—15, C = 16—100, D = mehr als 100 Exemplare in einer Probe

Hodějovice IIP-VI	Hornole HP-IV	Letenice 63/18-64/9/4	Mladošovice SV-2, SV-3	Opatovice III-1, IIP-VI	Pištín GB-6	Třebčě Tj-4a, TSV-5	Záblatí 65/21 - 65/28	Zahájí Za-1 - Za-4	Zavadilka HP-III	Zborov TSV-4	Třeboň Tj-2a	Cep GB-9
A	A B A	A		A A A B C A A B A A A B A A	B	A B B A	B	A B	A A B B	B	A A	B
A			A				A	A				
B	C	A	A	D A	B	C		C	B	C		A

Tabelle 4 (Fortsetzung)

	Branšov Br-21, GB-3	Branáá Sob-2	České Budějovice					
			Budvar	Haklový Dvůr CB-2	Nemunice GB-4	Roudné ČB-4	Rožnov ČB-3	Vráto TSv-7
<i>Boehmeria reticulata</i> Knobl. et Mai								A
<i>Memoralis verrucosa</i> (Knobl.) Knobl. et Mai	A		A					A
<i>Urticoidea cucurbitoides</i> (Vang.) Knobl. et Mai								
<i>Urticoidea minutissima</i> Knobl. et Mai								
<i>Urticoidea pedicellata</i> Knobl. et Mai		A		A			A	
? <i>Juglandaceae</i>								
<i>Calathiocarpus minimus</i> Knobl. et Mai	B		B	A		A	A	A
<i>Caryanthus communis</i> Knobl. et Mai	B	A	B	B	A	A	D	B
<i>Caryanthus deltoides</i> (Knobl.) Knobl. et Mai	B	A	B	B	A	B		B
<i>Caryanthus microtriasseris</i> Knobl. et Mai	B			B		A	B	B
<i>Caryanthus multistriasseris</i> (Knobl.) Knobl. et Mai								
<i>Caryanthus trebecensis</i> Knobl. et Mai	D	A	C	C	B	C	C	C
<i>Caryanthus triasseris</i> (Knobl.) Knobl. et Mai	D	A	C	C	B	C	C	C
<i>Manningia crassa</i> Friis								
<i>Theaceae</i>								
<i>Protovisnea erinacea</i> Knobl. et Mai								
<i>Protovisnea reticulata</i> Knobl. et Mai	C		C	B	B	B		
<i>Protovisnea tetragonalis</i> Knobl. et Mai								
<i>Protovisnea zahajensis</i> Knobl. et Mai	A		A	B		A		
<i>Saurauiceae</i>								
<i>Saurauia alenae</i> Knobl. et Mai	A			A				

Tabelle 4

Hodějovice HP-VI	Homole HP-IV	Ledenice 63/18-64/94	Mladošovice SV-2, SV-3	Opatovice HP-I, HP-VI	Pistín GB-6	Třebíč Tj-4a, Tsv-5	Záblatí 65/21 - 65/28	Zahájí Za-1 - Za-4	Zavadilka HP-III	Zborov Tsv-4	Třeboň Tj-2a	Cep GB-9
A	A	A		A		A		A	A			A
A	B	C		A		B	C	B	B	A		A
B	B	B		B	A	B	A	A	C	A	B	B
	B	A	A	C	A	C	B	B	B	B		A
	B	A	A	C	B	C	C	D	B	B		
	A	A	A	A	B	A	A	C	A	B		A
				B		B						
				A		A						
				B		C						
				A		A						
				B		B						
				A		C						
				B		A						
				A		B						
				B		A						
				A		B						
				B		C						
				A		A						
				B		B						
				A		C						
				B		A						
				A		B						
				B		C						
				A		A						
				B		B						
				A		C						
				B		A						
				A		B						
				B		C						
				A		A						
				B		B						
				A		C						
				B		A						
				A		B						
				B		C						
				A		A						
				B		B						
				A		C						
				B		A						
				A		B						
				B		C						
				A		A						
				B		B						
				A		C						
				B		A						
				A		B						
				B		C						
				A		A						
				B		B						
				A		C						
				B		A						
				A		B						
				B		C						
				A		A						
				B		B						
				A		C						
				B		A						
				A		B						
				B		C						
				A		A						
				B		B						
				A		C						
				B		A						
				A		B						
				B		C						
				A		A						
				B		B						
				A		C						
				B		A						
				A		B						
				B		C						
				A		A						
				B		B						
				A		C						
				B		A						
				A		B						
				B		C						
				A		A						
				B		B						
				A		C						
				B		A						
				A		B						
				B		C						
				A		A						
				B		B						
				A		C						
				B		A						
				A		B						
				B		C						
				A		A						
				B		B						
				A		C						
				B		A						
				A		B						
				B		C						
				A		A						
				B		B						
				A		C						
				B		A						
				A		B						
				B		C						
				A		A						
				B		B						
				A		C						
				B		A						
				A		B						
				B		C						
				A		A						
				B		B						
				A		C						
				B		A						
				A		B						
				B		C						
				A		A						
				B		B						
				A		C						
				B		A						
				A		B						
				B		C						
				A		A						
				B		B						
				A		C						
				B		A						
				A		B						
				B		C						
				A		A						
				B		B						
				A		C						
				B		A						
				A		B						
				B		C						
				A		A						
				B		B						
				A		C						
				B		A						
				A		B						
				B		C						
				A		A						
				B		B						
				A		C						
				B		A						
				A		B						
				B		C						
				A		A						
				B		B						
				A		C						
				B		A						
				A		B						
				B		C						
				A		A						
				B		B						
				A		C						
				B		A						
				A		B						
				B		C						
				A		A						
				B		B						
				A		C						
				B		A						
				A		B						
				B		C						
				A		A						
				B		B						

Tabelle 4 (Fortsetzung)

	Bramišov Br-21, GB-3	Bramná Sch-2	České Budějovice					
			Budvar	Haklový Dvory CB-2	Nemauice GB-4	Toužné CB-4	Rožnov CB-3	Vráto Tsv-7
<i>Saurauia antiqua</i> Knobl. et Mai								
<i>Clethraceae</i>								
<i>Discoclethra polysperma</i> Knobl. et Mai		A						
<i>Cyrtillaceae</i>								
<i>Epacridicarpum cretaceum</i> (Jung) Knobl. et Mai	B		C	A	B	B		A
<i>Valvaecarpus debeyi</i> Knobl. et Mai								
<i>Droseraceae</i>								
<i>Palaealdrovanda splendens</i> Knobl. et Mai								
<i>Rutaceae</i>								
<i>Shrubsolia trebecensis</i> Knobl. et Mai								
<i>Sapindaceae</i>								
<i>Sapindospermum nitidum</i> Knobl. et Mai								
<i>Sabiaceae</i>								
<i>Sabia menispermioides</i> Knobl. et Mai			A					
<i>Icacinaceae</i>								
<i>Icacinicarya budvarensis</i> Knobl. et Mai			A					
<i>Magnoliophyta</i> fam. indet.								
<i>Bicameria holyi</i> Knobl. et Mai	C		B	C	B	B	C	A
<i>Bicameria orbicularis</i> (Knobl.) Knobl. et Mai	C		C	B	A	C	B	C
<i>Bicameria zborovicensis</i> Knobl. et Mai	A	B	A					
<i>Budvaricarpus serialis</i> Knobl. et Mai	C		D	C	C	C	B	B
<i>Carpolithus achaenoides</i> Knobl. et Mai								
<i>Carpolithus costatus</i> (Knobl.) Knobl. et Mai	A		A	A			A	A

Tabelle 4

Hodějovice HP-VI	Homole HP-IV	Ledenice 63/18-64/94	Mladšovice SV-2, SV-3	Opatovice III-I, HP-VI	Pístitín GB-6	Třeběč Tj-4a, TSV-5	Záblatí 65/21 - 65/28	Zahájí Za-1 - Za-4	Zavadička HP-III	Zborov TSV-4	Třeboň Tj-2a	Cep GB-9
	A			A		A						
	B	A		B	B	B	A	B	C	C		B
	A			B		B						
						A						
						A						
				C		B	D	C		B		B
	C	A		C	B	B	B	B	C	B		B
				B						D		
B	C	A	A	D	B	D	B	C	B	C		A
				A		A		A				

Tabelle 4 (Fortsetzung)

	Branšov Br-24, GB-3	Branná Sch-2	České Budějovice					
			Budvar	Haklovy Dvory ČB-2	Nemanice GB-4	Roudné ČB-4	Rožnov ČB-3	Vráto TSV-7
<i>Carpolithus ledenicensis</i> Knobl. et Mai								
<i>Carpolithus kleinii</i> Knobl. et Mai								
<i>Carpolithus mitriformis</i> Knobl. et Mai								
<i>Carpolithus rzehakovae</i> Knobl. et Mai		A		A				A
<i>Carpolithus pentaphylacoides</i> Knobl. et Mai								
<i>Carpolithus ruefflei</i> Knobl. et Mai								
<i>Carpolithus zavadilcensis</i> Knobl. et Mai								
<i>Costacarpus pterocarpus</i> Knobl. et Mai								
<i>Laramisemen bohemicum</i> Knobl. et Mai								B
<i>Laramisemen branisoviense</i> Knobl. et Mai							A	
<i>Laramisemen cf. ellipsoides</i> (Vang.) Knobl. et Mai		A						
<i>Laramisemen faboides</i> (Vang.) Knobl. et Mai								
<i>Laramisemen faveolatum</i> Knobl. et Mai								B
<i>Laramisemen fusiforme</i> Knobl. et Mai								
<i>Laramisemen mamillosum</i> Knobl. et Mai								
<i>Laramisemen microcanaliculatum</i> Knobl. et Mai	A		A	A			A	A
<i>Laramisemen microglobulosum</i> Knobl. et Mai								
<i>Laramisemen microgranulatum</i> (Knobl.) Knobl. et Mai	A		A					
<i>Laramisemen cf. minor</i> Knobl. et Mai.		A						
<i>Laramisemen moravicum</i> Knobl. et Mai								
<i>Laramisemen mrazekii</i> Knobl. et Mai								
<i>Laramisemen multivaleculosum</i> Knobl. et Mai								
<i>Laramisemen opatovicense</i> Knobl. et Mai					A			
<i>Laramisemen rothii</i> (Knobl.) Knobl. et Mai								

Tabelle 4 (Fortsetzung)

	Branišov Br-21, GB-3	Branná Sch-2	České Budějovice					
			Budvar	Haklový Dvory CB-2	Nemanice GB-4	Roudné ČB-4	Rožnov ČB-3	Vráto TSv-7
<i>Laramisemen cf. rotundatum</i> Knobl. et Mai								
<i>Laramisemen rugosissimum</i> Knobl. et Mai				A				
<i>Laramisemen stigmatosum</i> Knobl. et Mai								
<i>Laramisemen verrucatum</i> Knobl. et Mai								
<i>Orthonucella minima</i> Knobl. et Mai								
<i>Saccospermum trebecense</i> Knobl. et Mai				A				
<i>Spirellea bohémica</i> Knobl. et Mai	A		A					
<i>Spirellea daemónica</i> Knobl. et Mai	A							
<i>Spirellea heinrichii</i> Knobl. et Mai								
<i>Spirellea multistriata</i> (Vang.) Knobl. et Mai								
<i>Spirellea trebecensis</i> Knobl. et Mai	A							A
<i>Trebecenia sarcocalycalis</i> Knobl. et Mai								
<i>Vangerowia tricornuta</i> (Knobl.) Knobl. et Mai	B		B	A	B	B		
<i>Walbeckia friicii</i> Knobl. et Mai	B		B	B	A	A	A	A
<i>Walbeckia guttaeformis</i> (Knobl.) Knobl. et Mai	A			A	B		A	A
<i>Walbeckia hlubocensis</i> Knobl. et Mai								
<i>Walbeckia libusae</i> Knobl. et Mai								
<i>Wietersdorfia cyperoides</i> Knobl. et Mai								
<i>Zborovia minima</i> Knobl. et Mai								

Tabelle 4

Hodějovice HP-VI	Honole HP-IV	Ledenice 63/18-64/94	Mladšovice SV-2, SV-3	Opatovice HP-I, HP-VI	Pístiv GB-6	Třebčej Tj-4a, TSV-5	Záblatí 65/21 - 65/28	Zalázi Za-1 - Za-4	Zavadička HP-III	Zborov TSV-4	Třeboní Tj-2a	Cep GB-9
A		A		A		A						
				A			B					
				A		A						
				A		A						
				A		A						
				A		A		A				
				A		A		A				
				A		A		A				
				A		A		A				
A	A	B	A	B		A		B	A	A		
				B		B		A				
	A			B		C			B			
				A					B			
							B					
							A					

Tabelle 5

Die stratigraphische Verbreitung der Früchte und Samen aus der Ktikov-Schichtenfolge

	Cenoman	Peruc-Schichten	Oberturon	Szeske Pavlovice OS-5	Coniac	Szeske Pavlovice OS-5	Turon—Coniac	Kreide bei Amberg	Oberconiac—? Unterturon	Santon	Stare Hamry 3	Mittelsanton	Queßlinburg	Obersanton—Untercampan	Bakony-Wald	Obersanton(?)—Untercampan	Aachen	Campan—Mastricht	Istebna-Schichten	Untermasstricht	Gosaufornation	Obermasstricht	Walbeck, Eisleben
<i>Caryanthus triasseris</i> (Knobl.) Knobl. et Mai	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Ktikovispermum micromalechii</i> Knobl. et Mai	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
<i>Budavincarpus serialis</i> Knobl. et Mai	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
<i>Carpolithus rzehakovae</i> Knobl. et Mai	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
<i>Laramisemen rotlii</i> (Knobl.) Knobl. et Mai	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
<i>Walbeckia guttaefornis</i> (Knobl.) Knobl. et Mai	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
<i>Caryanthus deltoides</i> (Knobl.) Knobl. et Mai	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
<i>Ktikovispermum bohemicum</i> Knobl. et Mai	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
<i>Ktikovispermum malechii</i> (Knobl.) Knobl. et Mai	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
<i>Boehmeria ctyrokyi</i> (Knobl.) Knobl. et Mai	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
<i>Calathiocarpus minimus</i> Knobl. et Mai	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
<i>Caryanthus trebecensis</i> Knobl. et Mai	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
<i>Caryanthus microtriasseris</i> Knobl. et Mai	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
<i>Laramisemen microcanaliculatum</i> Knobl. et Mai	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?

5. Rezente Gattungen, die erstmalig aus der Klikov-Schichtenfolge nachgewiesen wurden:

Memorialis (J. J. Bennet) Hamilt., *Sabia* Colebrooke, *Saurauia* Wildenow, *Liriodendron* L.

Biostratigraphische Verbreitung der Arten

Für die biostratigraphische Auswertung wurden alle Arten, die außer der Klikov-Schichtenfolge noch in anderen Schichtgliedern festgestellt wurden, tabellarisch zusammengefaßt (vgl. Tab. 5). Für diese Untersuchungen standen folgende Unterlagen zur Verfügung: Klikov-Schichtenfolge: 92 Arten; Cenoman (Peruc-Schichten): 28 Arten; Oberturon—Coniac (Bohrung Slezské Pavlovice OS-5): 12 Arten; Turon—Coniac in Nordbayern (Umgebung vom Amberg): 12 Arten; Oberconiac—(?)Untersanton in Nordböhmen (Březno-Schichtenfolge): 11 Arten; Mittelsanton von Quedlinburg (DDR): 16 Arten; Santon der oberen Godula-Schichtenfolge (Staré Hamry 3): 6 Arten; Obersanton—Untercampan der Ajka-Formation (Kohlenserie im Bakony-Wald): 9 Arten; Untercampan (bis ? Obersanton) der Hergenrather Schichten (Aachen, BRD): 38 Arten; Campan—Maastricht (Flysch in Mähren): 32 Arten; Campan—Maastricht (Flysch und Gosauformation in Österreich): 26 Arten; Maastricht in der DDR (Walbeck, Eisleben): 110 Arten.

Peruc-Schichten: Zwischen den Peruc-Schichten (Cenoman) und der Klikov-Schichtenfolge existieren praktisch keine Beziehungen. Die auf Tab. 5 mit Fragezeichen bezeichneten Arten könnten in beiden Schichtgliedern vorkommen. Zur Zeit liegt aus den Peruc-Schichten meistens nur ein Exemplar der jeweiligen Art vor, wobei sich nicht eindeutig entscheiden läßt, ob es sich um verschiedene Arten handelt. *Budvaricarpus serialis* ist zwar sicherlich artgleich, es wird aber angenommen, daß es sich um eine Verunreinigung der Probe beim Schlämmen handelt (nur 1 Exemplar, in der Klikov-Schichtenfolge dominant). *Caryanthus triasseris* ist die häufigste Art in der mitteleuropäischen Kreide und es werden noch detaillierte Studien notwendig sein, die entscheiden müssen, ob es sich um eine taxonomisch einheitliche Art oder um einen „stratigraphischen Durchläufer“ handelt.

Slezské Pavlovice OS-5: Außer einer Art (*Involucrispermum bavaricum* Knobl. et Mai), die aus der Oberpfalz (Auerbach) beschrieben wurde, kommen alle Arten in der Klikov-Schichtenfolge vor. Daraus resultiert die eindeutige Schlußfolgerung einer stratigraphischen Äquivalenz. Das Alter (Coniac bis 410,0 m, Oberturon tiefer als 410,0 m) ist durch eine Foraminiferen- und eine Inoceramena-fauna gesichert (Soukup 1968; Štemproková - Jírová 1969).

Březno-Schichtenfolge s. l. (Oberconiac bis ? Untersanton): Die Funde stammen aus schluffigen Sedimenten aus Bohrungen zwischen Česká Lípa und

Chřibská in Nordböhmen. Die meisten Arten sind aus den Bohrungen Žandov J-360548, Kerhartice J-309984 und Chřibská Ch-1 bekannt. Außer zwei neuen Arten — *Valvaecarpus kerharticensis* Knobl. et Mai und *Carpolithus zandovensis* Knobl. et Mai — kommen alle weiteren festgestellten Arten in der Klikov-Schichtenfolge vor. Aus diesem Grunde muß daher gleichfalls zwischen diesem Schichtenbereich und der Klikov-Schichtenfolge eine stratigraphische Äquivalenz bestanden haben. Erwähnenswert ist, daß die Vertreter der Gattung *Valvaecarpus* Knobl. et Mai, stratigraphisch gesehen, ein jüngeres Element in der Kreideflora darstellen: *Valvaecarpus pterocaryaeformis* (Knobl.) Knobl. et Mai kommt häufig im Flysch von Mähren und Österreich und in der Gosauformation vor (Campan—Maastricht), *V. globulosus* Knobl. et Mai in Walbeck (Maastricht) und *V. debeyi* Knobl. et Mai im Untercampan von Aachen.

Das Santon ist bisher paläokarpologisch schlecht belegt. Die obere Godula-Schichtenfolge [die Fundstelle Staré Hamry 3 im Sinne von Knobloch (1977) — sog. Malinowska Skala-Sandstein] führt ebenfalls wie die Klikov-Schichtenfolge die für den Flysch tonangebende Art *Walbeckia guttaeformis* (Knobl.) Knobl. et Mai.

Aus dem Mittelsanton von Quedlinburg kennen wir relativ wenig Arten, die keine so engen Beziehungen beweisen können, wie sie nach Pacltová (1971) anhand der Pollenflora hervorzugehen scheinen.

Die Flora der Ajka-Formation im Bakony-Wald (Obersanton—Untercampan) stellt nach den bisherigen Untersuchungen wahrscheinlich eine eigene Thanatozönose dar, die bisher nur 9 gut definierte Arten lieferte. *Padragkutia haasii* Knobl. et Mai und *Sapindospermum* sp. kommen auch in der Klikov-Schichtenfolge vor. Zu bemerken ist weiter, daß die Gattung *Padragkutia* Knobl. et Mai mit zwei Arten nur aus Ungarn bekannt ist.

Trotz der sehr großen Entfernung bestehen zwischen der Klikov-Schichtenfolge und den Hergenrather Schichten sehr enge Beziehungen. Als Hergenrather Schichten bezeichnete Richter (1969) die lagunären Kreideablagerungen, die in der Literatur als Aachener Basiston (Bredin 1932) bekannt sind (Aachen und Umgebung, Süd-Limburg in den Niederlanden sowie in angrenzendem Belgien). Ebensberger (1962) konnte aus dem höherliegenden marinen Grünsand *Actinocamax quadratus* (Blainv.) nachweisen, der nach Giers (1964) im Unter- bis Obercampan vorkommt. Deshalb werden von Richter die Hergenrather Schichten in das tiefste Campan oder Obersanton gestellt.

Von den 38 Arten aus den Hergenrather Schichten kommen 13 bestimmt in der Klikov-Schichtenfolge vor, wobei 5 weitere Arten sehr nahe artmäßige Beziehungen aufweisen, allerdings ihre Artidentität wegen mangelhafter Erhaltung oder geringer Unterschiede nicht eindeutig nachweisbar ist. Weiter kommen auch nahestehende Arten vor [z. B. *Vangerowia triangularis* (Vang.) Knobl. et Mai in Aachen und *V. tricornuta* (Knobl.) Knobl. et Mai in der Klikov-Schichtenfolge].

Es ist nun Ansichtssache, wie man diese Tatsache stratigraphisch interpretieren soll, und ob es richtig wäre, für die Klikov-Schichtenfolge so eine lange Sedimentationsdauer anzunehmen, wie die Zeitspanne Oberturon bis Obersanton oder sogar Untercampan wäre.

Es wurde schon früher unterstrichen (Knobloch 1977), daß die Flora aus dem Flysch (Campan—Maastricht, Istebna- und Solán-Schichten in Mähren, Sievinger und Kahlenberger Schichten in und bei Wien) sowie der Gosauformation in Österreich (Kössen, Niederndorf) trotz der großen Entfernungen der einzelnen Fundstellen voneinander eine durchaus einheitliche Artenzusammensetzung aufweist. Diese ist durch den gleichen Biotop und das gleiche Alter bedingt. Zur Klikov-Schichtenfolge bestehen keine wesentlichen Beziehungen (5—6 gemeinsame Arten). Erwähnenswert ist lediglich eine Tatsache: In Niederndorf (Gosauformation in Tirol, Jung - Schleich - Kästle 1978) wurde *Epacridicarpum cretaceum* (Jung) Knob. et Mai gefunden, eine Art, die zu den häufigsten Arten in der Klikov-Schichtenfolge gehört, sich durch ganze Bohrprofile hindurch verfolgen läßt (vgl. Tab. 3, 3a) und in den Flyschablagerungen von Mähren vollkommen fehlt. Ähnliches gilt auch von *Vangeroxia tricornuta* (Knob.) Knob. et Mai aus Kössen (Gosauformation, Knobloch 1975), die ebenfalls im Flysch fehlt und in Südböhmen verbreitet ist. Auf jeden Fall handelt es sich um stratigraphisch langlebige Arten.

Mit dem Obermaastricht der DDR hat die Klikov-Schichtenfolge nur 6 Arten gemein, was hinsichtlich des sehr großen Artenbestandes von Walbeck und Eisleben (insgesamt 110 Arten) sehr wenig ist.

Wir können also zusammenfassen, daß, paläokarpologisch gesehen, die Klikov-Schichtenfolge eine gleiche Artenzusammensetzung wie die Flora aus dem Oberturon und Coniac der Bohrung Slezské Pavlovice OS-5, des nordböhmi-schen Oberconiacs bis Untersantons und des Turons bis Coniacs in Nordbayern aufweist. Bestimmte Affinitäten bestehen zum Mittelsanton von Quedlinburg in der DDR, wobei die Flora aus Quedlinburg allerdings nur durch wenige Arten belegt ist. Große Gemeinsamkeiten bestehen weiter mit der Flora aus Aachen, Hergenrather Schichten, die in das Untercampan (wobei das Obersanton nicht ausgeschlossen wird) eingestuft werden. Nach den bisher zur Verfügung stehenden paläokarpologischen Unterlagen sedimentierte die Klikov-Schichtenfolge vom Oberturon bis in das Santon, vor allem jedoch im Coniac. Bisher fehlen jedoch paläokarpologische Unterlagen über das Unter- und Mittel-turon in Europa, ebenfalls das Santon ist bisher wenig eindeutig charakterisierbar.

Die biostratigraphische Stellung der oberen Abteilung der Klikov-Schichtenfolge

Diese Abteilung, die dem höheren Teil der Klikov-Schichtenfolge entspricht, enthält meistens keine grauen Tone, Schluffe oder Sandsteine, so daß floristi-

sche Reste (Blätterabdrücke) nur aus den eisenschüssigen Sandsteinen dieser Abteilung bekannt sind. Diese Sandsteine enthalten eine artenarme und auch nicht gut erhaltene Flora. Sie ist vor allem von der Fundstelle Hrutov bekannt (Němejc 1957). Über die Flora der übrigen Fundstellen vgl. Knobloch (1966) und Němejc (1968; Němejc (1968 und in früheren Arbeiten) wies auf das Fehlen der platanoid-araloiden Komponente in der oberen Abteilung der Klikov-Schichtenfolge hin und verband dieses Fehlen mit möglichen stratigraphischen Schlußfolgerungen. Dies hat sich durch den Fund von *Credneria senonense* (Kuobl.) Njc. et Kvač. bei Drahotěšice geändert (Knobloch, unveröff.). Die untere und obere Abteilung der Klikov-Schichtenfolge führen weiter folgende gemeinsame wichtige Oberkreidearten: *Geinitzia cretacea* Ung., *Debeya insignis* (Hos. et v. d. Marck) Knob., *D. haldemiana* (Hos. et v. d. Marck) Knob. und *Quercophyllum gracile* (Debey) Njc. Da sich die lokalen Floren der unteren Abteilung der Klikov-Schichtenfolge voneinander nicht beträchtlich unterscheiden, können zur Zeit keine Arten genannt werden, die es rechtfertigen würden, beide Abteilungen voneinander biostratigraphisch abzutrennen. Die obere Abteilung der Klikov-Schichtenfolge kann daher nur als eine lithostratigraphische Einheit aufgefaßt werden, die zur Zeit nicht höher als in das Senon biostratigraphisch eingestuft werden kann.

K tisku doporučil V. Klein
Přeložil autor

Literatur

- Breddin H. (1932): Über die tiefsten Schichten der Aachener Kreide sowie eine neue senone Einebnungsfläche am Nordabfall des Hohen Venn. — Cbl. Mineral. Geol. Paläont., Abt. B, 12, 593—613. Stuttgart.
- Čtyrský P. (1965): Margaritifera (*Pseudounio*) ? modelli n. sp., eine neue Najade aus der Oberkreide Südböhmens. — Arch. Moll., 94, 3/4, 115—119. Frankfurt a. M.
- (1967): Nález bráchozočů ve svrchní křídě jižních Čech. — Čas. Mineral. Geol., 12, 3, 299—300. Praha.
- Ebensberger H. (1962): Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen in der Aachener Oberkreide, besonders der Maastricht-Stufe. — Palaeontographica, Abt. A, 120, 1—120. Stuttgart.
- Ettingshausen C. v. (1852): Über fossile Pflanzen bei Wittingau in Böhmen. — Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst., 144. Wien.
- Friis E. M. (1983): Upper Cretaceous (Senonian) floral structure of Junglandalean affinity containing Normapollis pollen. — Rev. Palaeobot. Palynology, 39, 161—188. Amsterdam — New York.
- Giers R. (1964): Die Großfauna der Mukronatenkreide (unteres Obercampan) im östlichen Münsterland. — Fortschr. Geol. Rheinl. Westf., 7, 213—294. Krefeld.
- Góczán F. - Groot J. J. - Krutzsch W. - Pacltová B. (1967): Die Gattungen des „Stemma Normapollis“ Pflug 1953b (Angiospermae). — Paläont. Abh., Abt. B, 2, 3, 427—633. Berlin.
- Houša V. - Špinar Z. V. (1962): Senonian Conchostracans (Conchostraca) from South Bohemia. — Sbor. Ústf. Úst. geol., Odd. paleont., 27, 7—30. Praha.

- Jung W. - Schleich H. H. - Kästle B. (1978): Eine neue, stratigraphisch gesicherte Fundstelle für Angiospermen-Früchte und -Samen in der oberen Gosau Tirols. — Mitt. Baycr. St.-Samml. Paläont. hist. Geol., 18, 131—142. München.
- Knobloch E. (1963): Neue paläontologische (vor allem paläobotanische) Funde in der südböhmischen Oberkreide. — Ber. Geol. Gesell. DDR geol. Wiss., 8, 2, 241—242. Berlin.
- (1964): Neue Pflanzenfunde aus dem südböhmischen Senon. — Jb. Staatl. Mus. Mineral. Geol., 133—201. Dresden.
- (1966): In Gabrielová N. et al.: Závěrečná zpráva o výsledcích základního geologického výzkumu a mapování v oblasti jihočeských pánví v letech 1959—1965. — MS Archiv Ústř. úst. geol. Praha.
- (1971): Fossile Früchte und Samen aus der Flyschzone der mährischen Karpaten. — Sbor. geol. Věd, Paleont., 13, 7—46. Praha.
- (1973): *Debeya insignis* (Hosius et v. d. Marck) Knobloch aus dem Senon von Friedersreuth (Oberpfalz). — Geologica bavar., 67, 172—176. München.
- (1975): Früchte und Samen aus der Gosauformation von Kössen in Österreich. — Věst. Ústř. Úst. geol., 50, 83—91. Praha.
- (1977): Paläokarpologische Charakteristik der Flyschzone der mährischen Karpaten. — Sbor. geol. Věd, Paleont., 19, 79—137. Praha.
- (1979): Megaspory křídý střední Evropy. — MS Archiv Ústř. úst. geol. Praha.
- (1981): Die Gattung *Costathea* Hall in der mitteleuropäischen Kreide. — Sbor. geol. Věd, Paleont., 24, 95—115. Praha.
- (1984a): Megasporen aus der Kreide (Coniac—Santon) der Bohrung Volfartice (Nordböhmen). — Čas. Mineral. Geol., 29, 155—165. Praha.
- (1984b): Megasporen aus der Kreide von Mitteleuropa. — Sbor. geol. Věd, Paleont., 26, 157—195. Praha.
- Knobloch E. - Mai D. H. (1983): Carbonized seeds and fruits from the Cretaceous of Bohemia and Moravia and their stratigraphical significance. — Knihovnička Zemního plynu nafty, 4, 305—332. Hodonín.
- (1984): Neue Gattungen von Früchten und Samen aus dem Cenoman bis Maastricht (Kreide) von Mitteleuropa. — Feddes Repert., 95, 3—41. Berlin.
- (im Druck): Monographie der Früchte und Samen in der Kreide von Mitteleuropa. — Rozpr. Ústř. Úst. geol., 47. Praha.
- Krutzsch W. (1959): Einige neue Formgattungen und -arten von Sporen und Pollen aus der mitteleuropäischen Oberkreide und dem Tertiär. — Palaeontographica, Abt. B, 105, 125—157. Stuttgart.
- (1966): Die sporenstratigraphische Gliederung der Oberkreide im nördlichen Mitteleuropa. — Abh. Zent. geol. Inst., 5, 111—137. Berlin.
- Mazanová M. (1964): Paleontologický posudek k lokalitě Vyšehořovice. — MS Archiv Geol. průzk. Praha.
- Němejc F. (1938): První nález křídové květeny v jihočeské pánvi. — Čas. Nár. Muz., Odd. přírodověd., 92, 2, 167—168. Praha.
- (1956): A Palaeobotanical Study of the Question of the Stratigraphy of the Deposits of the South Bohemian Basin. — Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. paleont. 22, 335—377. Praha.
- (1957): Rostlinné otisky v železitých konkrétech od Hrutova u Lišova v jižních Čechách. — Sbor. Nár. Muz. (Praha), Ř. B, 13, 3, 97—114. Praha.
- (1961): Fossil plants from Klikov in S. Bohemia (Senonian). — Rozpr. Čes. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd, 71, 1, 1—46. Praha.
- (1968): Paleofloristical studies in the Cretaceous and Tertiary of the basins of southern Bohemia and the region of Plzeň. — Sbor. Nár. Muz. (Praha), Ř. B, 24, 1, 7—34. Praha.

- Němejc F. - Kvaček Z. (1975): Senonian plant macrofossils from the region of Zliv and Hluboká (near České Budějovice) in South Bohemia. — Univerzita Karlova. Praha.
- Pacltová B. (1955): Mikropaleontologický výzkum v oblasti jihočeské křidy. — Zpr. geol. Výzk. v Roce 1954, 132—134. Praha.
- (1958): Zajímavé výsledky palynologického výzkumu strukturního vrstu z Budějovické pánve v jižních Čechách. — Čas. Mineral. Geol., 3, 4, 419—421. Praha.
- (1961): Některé rostlinné mikrofosilie ze sladkovodních uloženin svrchní křidy (senon) v jihočeských pánvích. — Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. paleont., 26, 47—102. Praha.
- (1971): Palynological study of Angiospermae from the Peruc Formation (? Albian—Lower Cenomanian) of Bohemia. — Sbor. geol. Věd, Paleont., 13, 105—141. Praha.
- (1973): Evolution of Angiosperm pollen of the Bohemian Upper Cretaceous and its time correlation significance. — In Palinologija kajnofita, 24—27. Izd. Nauka. Moskva.
- (1978): Significance of palynology for the biostratigraphic division of the Cretaceous of Bohemia. — Paleont. konference, 93—115. Univerzita Karlova. Praha.
- (1981): The evolution and distribution of Normapolles pollen during the Cenophytic. — Rev. Palaeobot. Palynol., 175—208. Amsterdam.
- Pacltová B. - Krutzsch W. (1970): Neue Pollen- und Sporenarten aus der mittleren Oberkreide. insbesondere Mitteleuropas. — Paläont. Abh., Abt. B, 3, 3—4, 573—593. Berlin.
- Pacltová B. - Mazancová M. (1966): Nachweis der Pollen der „Normapolles“-Gruppe in den Peruc-Schichten (Perutzer Schichten) des böhmischen Cenomans. — Věst. Ústř. Úst. geol., 41, 1, 51—54. Praha.
- Pflug H. (1953): Zur Entstehung und Entwicklung des angiospermiden Pollens in der Erdgeschichte. — Palaentographica, Abt. B, 95, 60—171. Stuttgart.
- Reiniger H. (1908): Das Tertiärbecken von Budweis. — Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst., 58 (3), 469—526. Wien.
- Richter D. (1969): Aachen und Umgebung, Nordeifel und Nordardennen mit Vorland. — Sammlung geol. Führer, 48, 1—187. Gebr. Borntraeger. Berlin — Stuttgart.
- Schaffer F. X. (1951): Geologie von Österreich. — 1—810. Denticke. Wien.
- Soukup J. (1968): Předběžná zpráva o paleontologicko-stratigrafickém zhodnocení svrchní křidy ve vrstu OS-5 Slezké Pavlovice u Osoblahy. — MS archiv Ústř. úst. geol. Praha.
- Stemproková-Jírová D. (1969): Zpráva o mikrozoopaleontologickém výzkumu křidového souvrství z vrstu Slezké Pavlovice. — Zpr. geol. Výzk. v Roce 1969, Část 1, 172—173. Praha.
- Vangerow E. F. (1954): Megasporen und andere pflanzliche Mikrofosilien aus der Aachener Kreide. — Palaentographica, Abt. B, 96, 24—38. Stuttgart.
- Weyland H. - Greifeld G. (1953): Über strukturbietende Blätter und pflanzliche Mikrofosilien aus den unteren Tonen der Gegend von Quedlinburg. — Palaentographica, Abt. B, 95, 30—52. Stuttgart.

Erläuterungen zu den Beilagen

Beil. I

1. *Bicameria holqi* Knobl. et Mai, Záblatí 65/23, 42,7—43,1 m, 75fach vergr.
2. *Laramisemen rugosissimum* Knobl. et Mai, Zborov Tsv-4, 272,2—272,3 m, 67fach vergr.
- 3, 4. *Klikovispermum malechii* (Knobl.) Knobl. et Mai, Opatovice Hl-1, 237,8—238,5 m, 21fach vergr.
- 5, 6. *Costaecarpus pterocarpus* Knobl. et Mai, Záblatí 65/23, 42,6—43,4 m, 20fach vergr.
- 7, 7a. *Laramisemen microcanaliculatum* Knobl. et Mai, Opatovice Hl-1, 7 — 50fach vergr., 7a — Detail der Oberfläche zu Fig. 7, 1000fach vergr.

8. *Budvaricarpus serialis* Knobl. et Mai, Opatovice HI-1, 65,5—65,6 m, 20fach vergr.
9. *Klikovispermum hurnikii* Knobl. et Mai, Třebeč Tj-4a, 76,0—77,0 m, 28fach vergr.
10. *Carpolithus ledenicensis* Knobl. et Mai, Ledenice 64/94, 13,0—13,5 m, 43fach vergr.
11. *Caryanthus trebecensis* Knobl. et Mai, Opatovice HI-1, 279,5 m, 38fach vergr.
12. *Klikovispermum bohemicum* Knobl. et Mai, Třebín Be-9, 53,0—54,5 m, 34fach vergr.
13. *Caryanthus communis* Knobl. et Mai, Nedabyle Tsv-6, 90,0—90,5 m, 44fach vergr.
14. *Carpolithus rzhakovae* Knobl. et Mai, Ledenice 64/85, 45,0—46,3 m, 45fach vergr.
15. *Walbeckia libusae* Knobl. et Mai, Záblatí 65/23, 42,6—43,2 m, 47fach vergr.
16. *Protovisnea erinacea* Knobl. et Mai, Homole HP-IV, 309,6 m, 25fach vergr.

Foto: J. Kulich (Fig. 1), J. Blažek (Fig. 2, 7, 7a, 10—12, 15), ÚÚG — H. Vršťalová (Fig. 3, 4, 14), ÚÚG — B. Matoulková (Fig. 5, 6, 9, 16), ÚÚG — L. Frantová (Fig. 8, 13).

Beil. II

1. *Protovisnea zahajensis* Knobl. et Mai, Opatovice HP-VI, 81,5 m, 67fach vergr.
2. *Laramisemen fusiforme* Knobl. et Mai, Homole HP-IV, 105,5—105,7 m, 47fach vergr.
3. *Spirellea trebecensis* Knobl. et Mai, České Budějovice - Vráto Tsv-7, 42,2—42,3 m, 36fach vergr.
4. *Boehmeria ctyrokyi* (Knobl.) Knobl. et Mai, České Budějovice, Bierbrauerei „Budvar“, 80,0—80,7 m, 54fach vergr.
5. *Bicameria orbicularis* (Knobl.) Knobl. et Mai, České Budějovice - Vráto Tsv-7, 80,3—80,8 m, 45fach vergr.
6. *Liriodendron papilliformis* Knobl. et Mai, Opatovice HI-1, 66,7 m, 19fach vergr.
7. *Klikovispermum hurnikii* Knobl. et Mai, Třebeč Tj-4a, 209,4 m, 21fach vergr.
8. *Laramisemen faveolatum* Knobl. et Mai, České Budějovice - Rožnov CB-3, 189,0—189,3 m, 96fach vergr.
9. *Caryanthus triasseris* (Knobl.) Knobl. et Mai, Záblatí 65/21, 34,5—35,0 m, 54fach vergr.
10. *Bicameria zborovicensis* Knobl. et Mai, Zborov Tsv-4, 18,5—19,0 m, 72fach vergr.
11. *Saurauia alenae* Knobl. et Mai, Zahájí Za-2, 17,6—17,9 m, 59fach vergr.
12. *Klikovispermum vratense* Knobl. et Mai, Záblatí 65/21, 34,0—35,0 m, 45fach vergr.
13. *Caryanthus deltoides* (Knobl.) Knobl. et Mai, Opatovice HI-1, 214,7—215,8 m, 54fach vergr.
14. *Sapindospermum nitidum* Knobl. et Mai, Třebeč Tj-4a, 76,0—77,0 m, 22fach vergr.

Foto: J. Blažek (Fig. 1, 2, 4, 6, 8, 10, 11, 13, 14), ÚÚG — L. Frantová (Fig. 3), J. Kulich (Fig. 5, 12), ÚÚG — B. Matoulková (Fig. 7), E. M. Friis (Fig. 9).

Beil. III

1. *Laramisemen branisoviense* Knobl. et Mai, České Budějovice - Roudné ČB-4, 144,3—144,4 m, 38fach vergr.
2. *Laramisemen opatovicense* Knobl. et Mai, Opatovice HP-VI, 81,4 m, 40fach vergr.
3. *Klikovispermum senonicum* Knobl. et Mai, Opatovice HI-1, 331,2 m, 80fach vergr.
4. *Laramisemen stigmosum* Knobl. et Mai, Opatovice HP-VI, 175,8—175,9 m, 24fach vergr.
5. *Klikovispermum facettale* Knobl. et Mai, Cep GB-9, 159,9—160,0 m, 48fach vergr.
6. 7. *Laramisemen bohemicum* Knobl. et Mai, Opatovice HP-VI, 50,0—50,5 m, 6 — 42fach vergr., 6a — Detail zu Fig. 6, 120fach vergr., 7 — 56fach vergr.
8. *Klikovispermum hurnikii* Knobl. et Mai, Hodějovice HP-II, 307,0—309,5 m, 27fach vergr.
9. 10. *Epacridicarpum cretaceum* (Jung) Knobl. et Mai, České Budějovice, Bierbrauerei „Budvar“, 148,5 m, 9 — apikal, 40fach vergr., 10 — von der Seite, 32fach vergr.
11. *Laramisemen mrazekii* Knobl. et Mai, Opatovice HI-1, 238,1 m, 56fach vergr.

Foto: J. Blažek (Fig. 1—5, 7, 8, 11), L. Václavíková (Fig. 6), E. M. Friis (Fig. 9, 10).

Beil. IV

1. *Wickersdorffia cyperoides* Knobl. et Mai, Trebčë Tsv-5, 97,5—97,9 m, 36fach vergr.
 2. 2a. *Urticoidea pedicellata* Knobl. et Mai, Opatovice Hl-1, 164,2 m, 2 — 70fach vergr.,
2a — Detail der Oberfläche zu Fig. 2, 70fach vergr.
 3. *Klikovispermum matechii* (Knobl.) Knobl. et Mai, České Budějovice-Vráto Tsv-7,
42,2—42,3 m, 21fach vergr.
 4. *Carpolithus costatus* (Knobl.) Knobl. et Mai, Zahájí Za-2, 18,5—18,9 m, 59fach vergr.
 5. *Vangerowia tricornuta* (Knobl.) Knobl. et Mai, Zahájí Za-2, 18,5—18,9 m, 59fach vergr.
 6. *Protevisnea reticulata* Knobl. et Mai, Opatovice HP-VI, 280,0 m, 40fach vergr.
 7. *Memorialis verrucosa* (Knobl.) Knobl. et Mai, Petrovice GB-10, 130,0—131,0 m, 74fach
vergr.
 8. *Urticoidea pedicellata* Knobl. et Mai, Nedabyle Tsv-6, 135,0—135,5 m, 30fach vergr.
 9. 9a. *Calathiocarpus minimus* Knobl. et Mai, Záblati 65/23, 42,6—43,2 m, 9 — 80fach
vergr., 9a — Detail der Oberfläche mit *Normapolles*-Pollen, 300fach vergr.
 10. *Klikovispermum verrucosum* Knobl. et Mai, Lipnice Sch-4, 112,5 m, 43fach vergr.
 11. 11a. *Spirella trebecensis* Knobl. et Mai, České Budějovice-Vráto Tsv-7, 42,2—42,3 m,
11 — 60fach vergr., 11a — Detail der Testaoberfläche, 170fach vergr.
- Foto: J. Blažek (Fig. 1—2a, 4, 5, 7, 9, 9a, 11, 11a), UÜG — H. Vršťalová (Fig. 3), M. Molčík
(Fig. 6, 10), J. Kulich (Fig. 8).

Paleobotanicko-biostratigrafická charakteristika klikovského souvrství (svrchní turon—santon) v jižních Čechách

(Résumé německého textu)

Ervín Knobloch

Předloženo 24. října 1983

Předložená studie hodnotí kriticky dosavadní výsledky zpracování makroflóry, megaspor, palynologických výzkumů a uvádí poprvé přehlednou charakteristiku klikovského souvrství za použití paleokarpologických nálezů. Studie je zaměřena na objektivní zhodnocení všech dokladů, které mohou přispět ke zpřesnění biostratigrafie tohoto souvrství.

Klikovské souvrství (dříve zlivsko-gmündská série v jihočeských pánvích, gmündské vrstvy v sousedním Rakousku) tvoří limnicko-fluviatilní výplň jihočeských pánví dosahující mocnosti až přes 300 m. Bývá rozdělena na spodní a svrchní oddíl. Většina rostlinných nálezů pochází ze šedých jílovito-písčitých sedimentů mocnějšího spodního oddílu.

V důsledku chybně určených starších rostlinných nálezů (Ettingshausen 1852, Reiningger 1908) byla sedimentární výplň (vyjma permokarbonských sedimentů) jihočeských pánví kladena do terciéru. Němce (1938) poukázal jako první na přítomnost křídového rostlinného prvku v třeboňské pánvi. Pozdějšími podrobnými výzkumy makroflóry (Němce 1956, 1957, 1961, 1968, Němce - Kvaček 1975, Knobloch 1964) byla tato teze upřesněna. Přes dlouholeté výzkumy v okolí Zliv, Klikova, Hrutova a Petrovic je makroflóra druhově chudá. Obsahuje řadu, pro jihočeskou oblast charakteristických nových druhů (*Credneria senonense* (Knobl.) Njč. et Kvač., *Araliophyllum elongatum* Njč., *Quercophyllum triangulodentatum* Knobl.), druhů vykazující vztahy k nálezům peruckých vrstev (cenoman): „*Dammarites borealis* Heer, *Platanophyllum laeve* (Vel.) Njč., *Grevilleophyllum constans* (Vel.) Njč. aj., nebo k západoněmeckému kampánu (*Debeya insigne* (Hos. et v. d. Marek) Knobl., *D. haldemiana* (Hos. et v. d. Marek) Knobl. Rovněž tak vztahy k nedokonalě známé flóře severočeského coniacu z okolí České Lípy nebo k lokalitě Idzików z jižním Polsku jsou pouze naznačeny [např. *Cocculophyllum erinctum* (Vel.) Njč. et Kvač. z České Lípy]. Proto je možné na základě makroflóry vyslovit bezpečný názor, že je křídového stáří s dominancí senonských

prvků. Pro chudost nálezů z klikovského souvrství a ze sousední středoevropské oblasti (zejména z turonu a coniak) není možné vyslovit přesnější stratigrafický závěr. Tafocenózu jako celek je možné charakterizovat pod heslovitým označením rodů: *Geinitzia* — *Dammarites* — *Platanophyllum* — *Quercophyllum* — *Debeya*.

Výzkumy fosilních megaspor (K n o b l o c h 1984a,b) prokázaly senonský charakter příslušných nálezů (viz tab. 1).

Dosud nejvíce přispěly k otázce biostratigrafického postavení klikovského souvrství v rámci středoevropské křídy palynologické výzkumy. Z počátku byly tyto výzkumy ovlivněny palynologickými výzkumy a výsledky v NDR, zejména z okolí Quedlinburgu (Weyland - Greifeld 1953, Pflug 1953, Krutzsch 1959) a z lokality Aachen (Pflug 1953). Na základě společného výskytu druhů *Sporopollis peneserta* Pflug, *Corrugatisporites toratus* Weyl. et Greif. a *Quedlinburgipollis altenburgensis* Krutzsch z Quedlinburgu (střední santon) a z klikovského souvrství, vyslovila Paeltová (1961) názor o santonském stáří tohoto souvrství. Pozdější výzkumy (Góczán - Groot - Krutzsch - Paeltová 1967, Paeltová - Krutzsch 1970) ukázaly, že většina druhů zjištěných v jihočeských pánvích je svým výskytem omezena na klikovské souvrství a jen kolem 15 druhů se vyskytuje také v jiných oblastech (subhercynská, subsudetská, hornolužická křída). Zjištěné afinity byly příliš malé a nedovolily jednoznačné stratigrafické závěry. Později zpracovala Paeltová (1973, 1978, 1981) palynologii některých vrstev a profilů z cenomanu, turonu a coniak v severní části Českého masívu (Březno, Kerhartice, Lipová, Ouč, Sebužín). Na základě zjištění společných druhů vyslovila názor, že sedimentaci klikovského souvrství je třeba posunout do coniak, přičemž nelze vyloučit svrchní turon. K tomu přispělo také sledování stále se zvětšujícího procentuálního zastoupení angiospermuního prvku ze skupiny *Normapollites*.

Od roku 1961 prováděl autor tohoto článku podrobný výzkum fosilních semen a plodů (paleokarpologický výzkum) klikovského souvrství. Vyjma jedné práce (Vangero 1954) nebyla této problematice v evropské křídě věnována pozornost. Proto bylo pro srovnávací biostratigrafické výzkumy třeba získat materiál z jiných, stratigraficky starších a mladších souvrství. To umožnily nálezy z peruckých vrstev (cenoman), z vrstu Slezské Pavlovice OS-5 (svrchní turon až coniak), z březenského souvrství (coniak až spodní santon), z flyše Moravy a Rakouska (zejména kampán—maastricht), z gosauské formace v Rakousku (kampán—maastricht), z křídy Bakoňského lesa (svrchní santon—spodní kampán), z křídy v severním Bavorsku (turon—coniak), z hergenrathských vrstev (spodní kampán—? svrchní santon), z Quedlinburgu (střední santon) a z Walbecku a Eisleben v NDR (maastricht). Všechny tyto nálezy byly zpracovány v souborné práci (K n o b l o c h - M a i, v tisku). Klikovskému souvrství byla z tohoto hlediska věnována jen malá pozornost (K n o b l o c h 1963, 1964, K n o b l o c h - M a i 1983, 1984). Teprve nyní je možno podat všestrannou paleo-

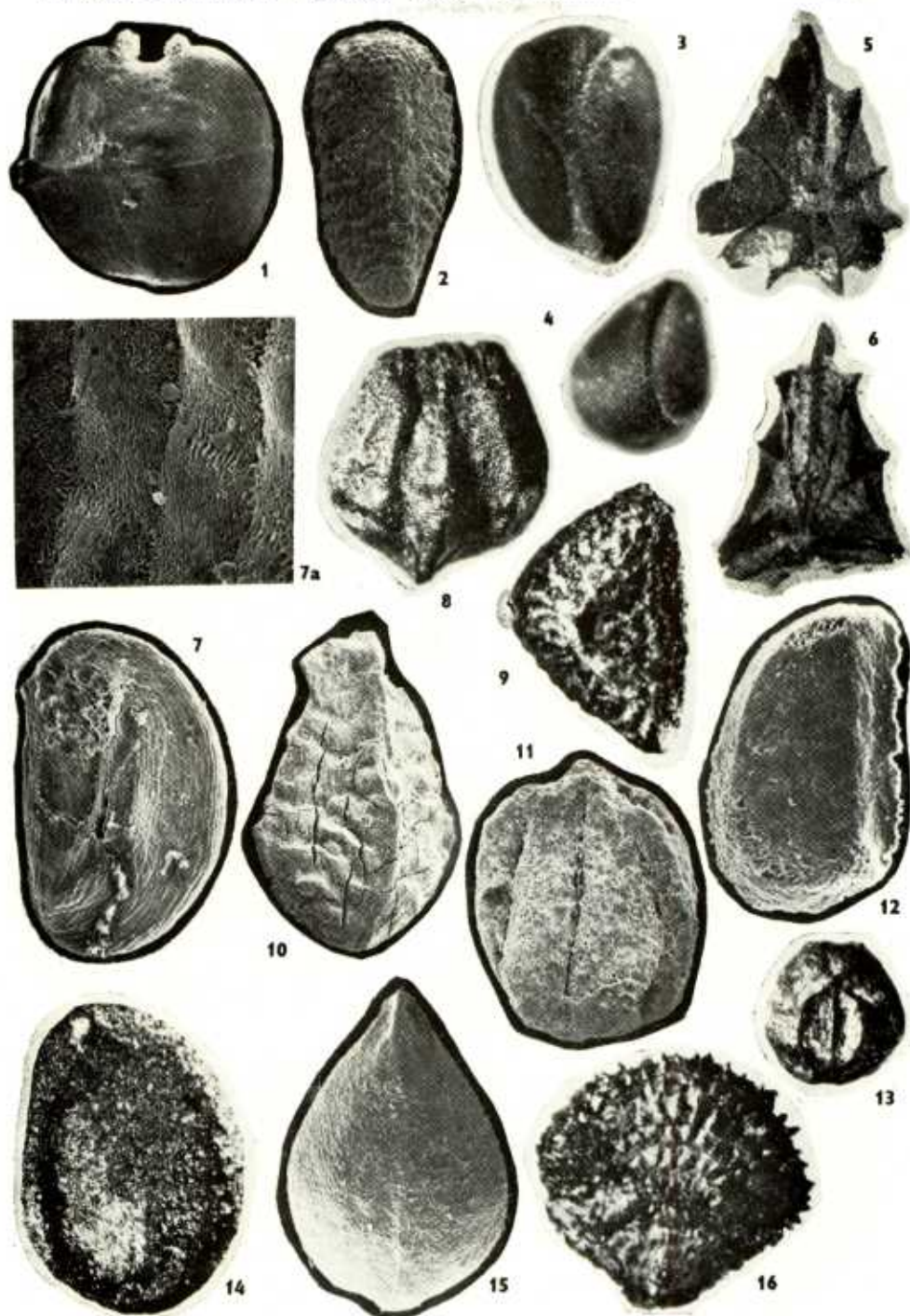
karpologickou charakteristiku tohoto souvrství (viz tab. 1—5 v německém textu, příl. I—IV).

Klikovské souvrství bylo možno na základě malých zuhelnatělých semen a plodů (velikost 0,5—2,0 mm) charakterizovat pomocí 92 druhů a 33 rodů. Ty byly získány proplavením šedých jílovito-písčitých sedimentů z 85 vrtů nebo přirozených odkryvů.

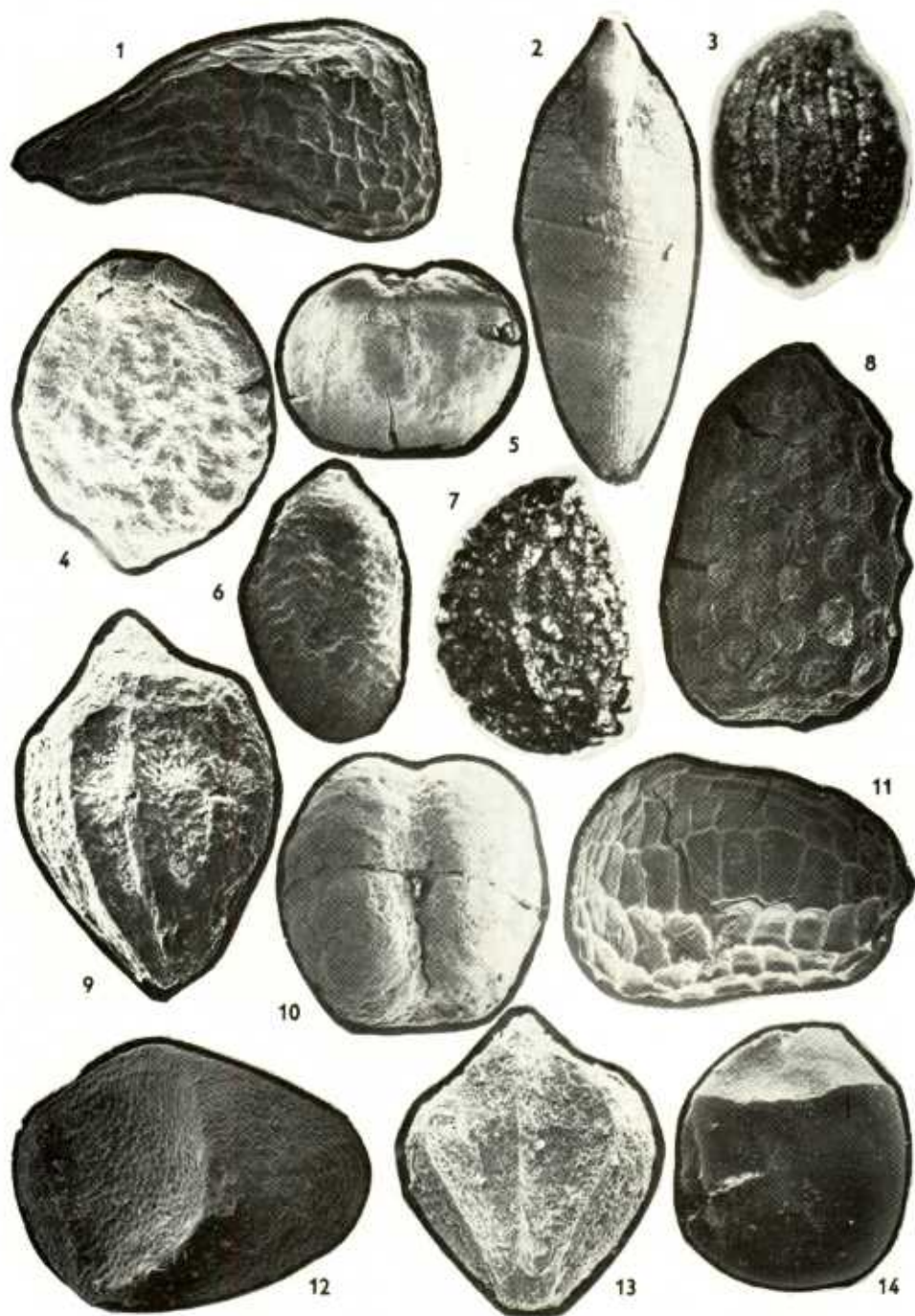
Z rodů, které bylo možno označit jmény recentních rodů, byly zjištěny *Liriodendron* L. (*Magnoliaceae*), *Boehmeria* Jacquin (*Urticaceae*), *Memorialis* (J. J. Bennet) Hamilt. (*Urticaceae*), *Saurauia* Wild. (*Saurauiaceae*) a *Sabia* Colebr. (*Sabiaceae*). Většina nálezů byla zařazena k umělým rodům. U některých z nich se podařilo prokázat vztahy k některým recentním čeledím, a to u rodu *Padragkutia* Knobl. et Mai (*Magnoliaceae*), *Caryanthus* Friis (? *Juglandaceae*), *Klikovispermum* Knobl. et Mai (*Hamamelidaceae*), *Moroidea* Knobl. et Mai (*Moraceae*), *Discoclethra* Knobl. et Mai (*Clethraceae*), *Epacridicarpum* Chandl. (*Cyrrillaceae*), *Palaealdrovanda* Knobl. et Mai (*Droseraceae*), *Shrubsolia* Reid et Chandl. (*Rutaceae*), *Sapindospermum* Reid et Chandl. (*Sapindaceae*) a *Icacini-carya* Reid et Chandl. (*Icacinaceae*). Uvedené rody a čeledě svědčí pro subtropické až tropické klimatické podmínky.

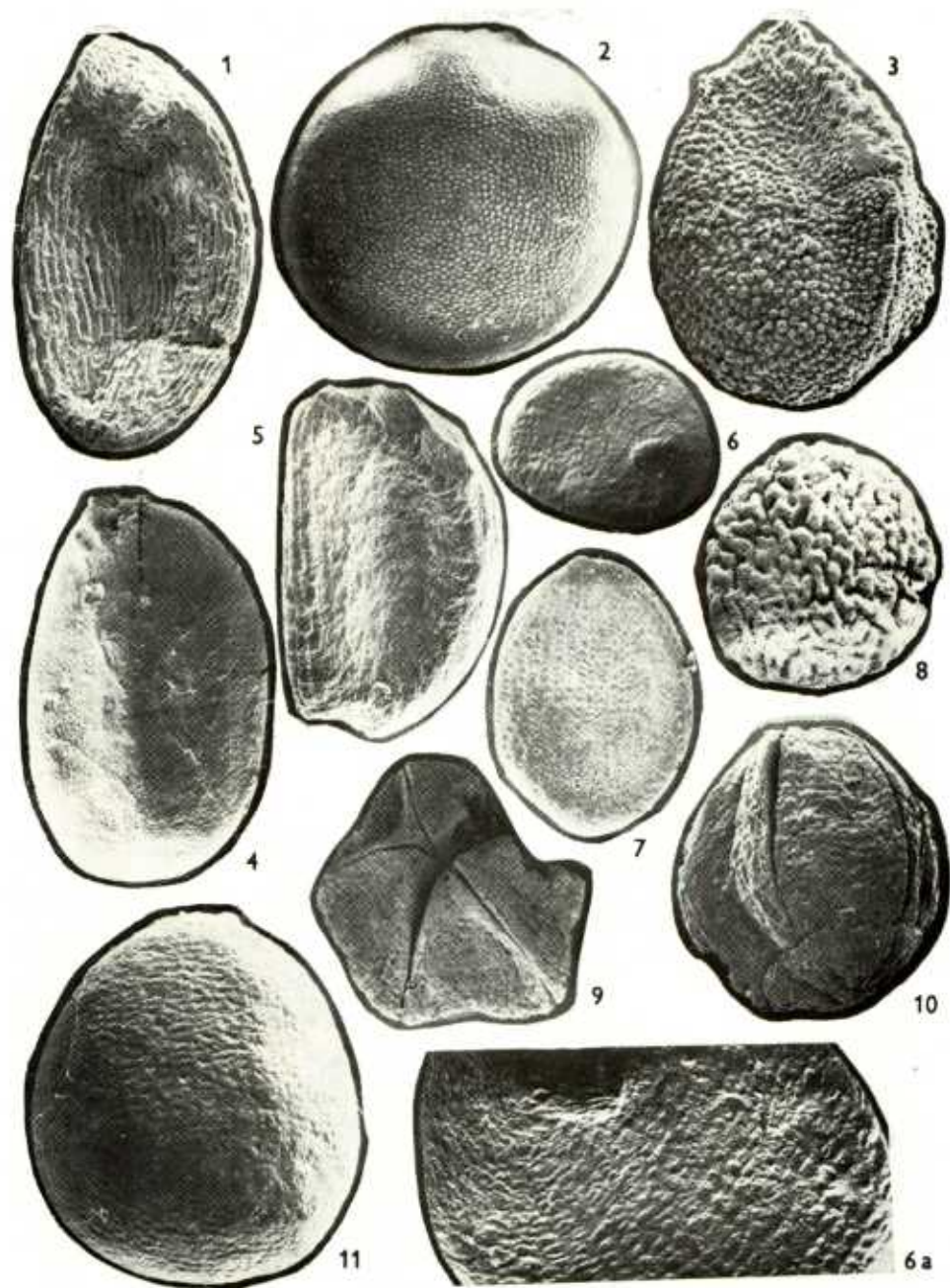
Z kvantitativního a kvalitativního zastoupení jednotlivých druhů v klikovském souvrství vyplývá poměrně jednotný charakter „klikovské tafocenózy“. Druhy, které se vyskytují hojně v jednom vrtu, jsou rozšířeny po celé ploše výskytu spodního oddílu klikovského souvrství. Ani ve vertikálním rozložení jednotlivých druhů nebyly zaznamenány žádné podstatné změny (viz tab. 3, 3a). V mocných profitech klikovským souvrstvím, např. ve vrtu Opatovice III-1 (viz tab. 2), nebyly rovněž zaznamenány žádné průkazné paleofloristické změny. Proto se usuzuje, že sedimentace musela být poměrně rychlá, což je ale v rozporu se stratigrafickými závěry (viz níže). Vzhledem k tomu, že nedošlo ke změně klimatických a životních podmínek ve flóře, mohla patrně přetrvat dosti dlouhou dobu.

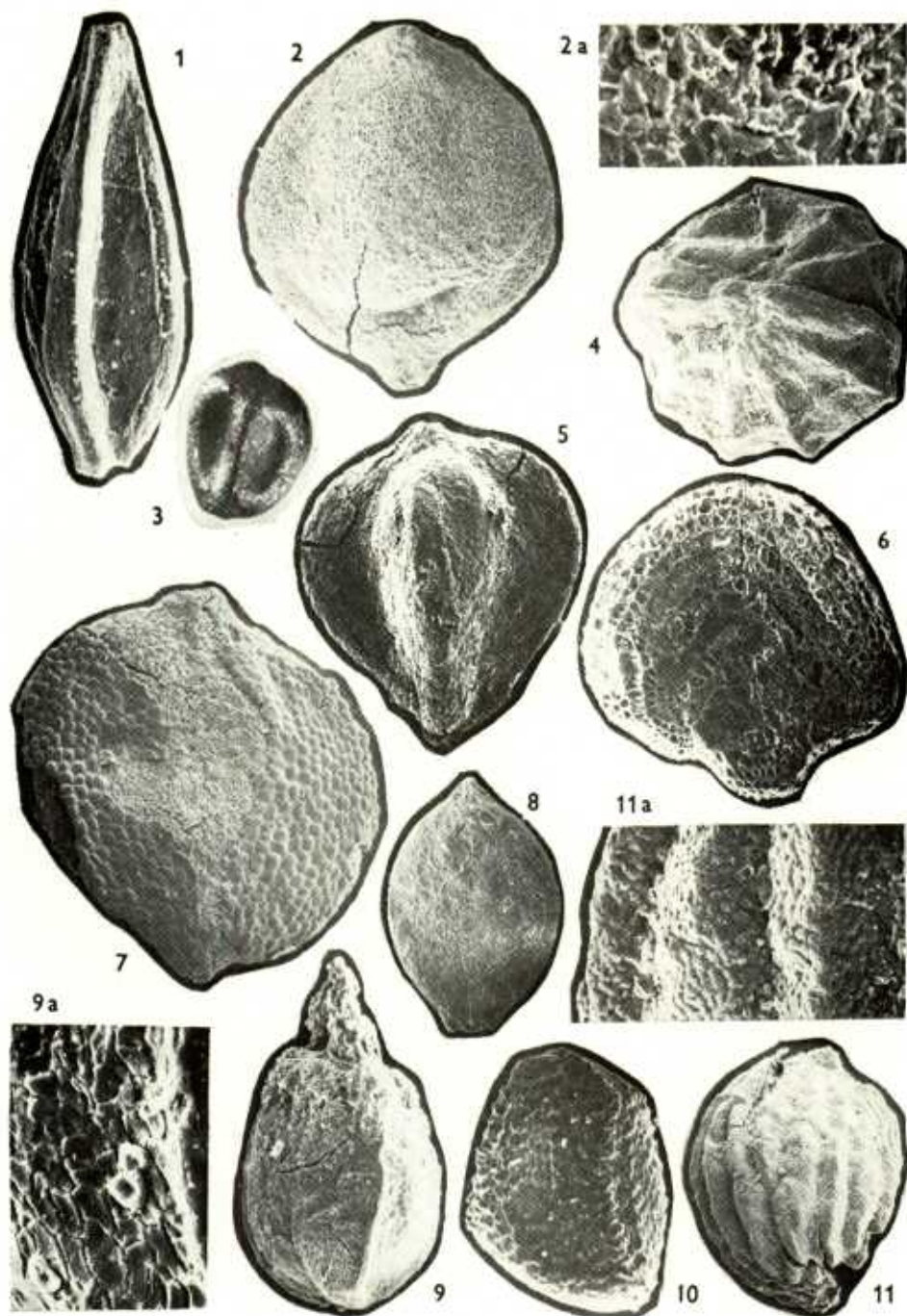
Z 92 druhů dosud zjištěných v klikovském souvrství je 56 známo pouze z tohoto souvrství. Zbývající počet 36 druhů byl nalezen také v jiných křídových souvrstvích (viz tab. 5). Ze srovnávacích taxonomických studií vyplývá, že klikovské souvrství má shodnou flóru, jaká byla zastižena ve svrchním turonu a coniaku vrtu Slezské Pavlovice OS-5 (32 km v. od lázni Jeseníku), v březenském souvrství mezi Českou Lípou a Chřibskou (coniak až ? spodní santon) a v křídě v okolí Ambergu v severním Bavorsku (turon—coniak). Mnoho společných druhů bylo dále zjištěno u flóry z města Aachen (hergenrathské vrstvy, spodní kampaň, přičemž nelze vyloučit svrchní santon). Na základě těchto paleokarpologických studií je spodní oddíl klikovského souvrství zařazen do svrchního turonu až santonu. Je nesporné, že podstatná část sedimentace proběhla v coniaku. Vzhledem k tomu, že dosud neexistují paleokarpologické nálezy



Erläuterungen siehe Seite 139—141







ze středoevropského spodního a středního turonu ani ze všech stratigrafických úseků santonu, bude nutno této otázce v budoucnosti věnovat pozornost.

Svrchní oddíl klikovského souvrství nelze biostratigraficky oddělit od spodního oddílu tohoto souvrství. Platanoidně araloidní prvek, který Němejce (1968) uváděl jako význačnou složku spodního oddílu, byl nalezen ve svrchním oddílu tohoto souvrství u Drahotěšic (*Credneria senouense* (Knobl.) Njč. et Kvač., E. Knobloch, nepubl.). Proto je možno pohlížet na svrchní oddíl klikovského souvrství pouze jako na litostratigrafickou jednotku stáří coniak až santon.

Vysvětlivky k tabulkám

Tabulka 1. Přehled megaspor z klikovského souvrství a jejich rozšíření v peruckých vrstvách (cenoman) a v březenském souvrství [coniak--(?)spodní santon]. Čísla označují počet zkoumaných lokalit.

Tabulka 2. Rozšíření plodů a semen ve vrtu Opatovice H1-1. Čísla = počet exemplářů v jednotlivých vzorcích (některé polohy byly sdružovány).

Tabulka 3. Vertikální rozšíření některých plodů a semen v klikovském souvrství. A = 1, B = 2—15, C = 16—100, D = více než 100 exemplářů v jednom vzorku.

Tabulka 3a. Vertikální rozšíření některých plodů a semen v klikovském souvrství. A = 1, B = 2—15, C = 16—100, D = více než 100 exemplářů v jednom vzorku.

Tabulka 4. Rozšíření některých plodů a semen v některých vrtech v klikovském souvrství. A = 1, B = 2—15, C = 16—100, D = více než 100 exemplářů v jednom vzorku.

Tabulka 5. Stratigrafické rozšíření plodů a semen v klikovském souvrství.

Палеоботаническо-биостратиграфическая характеристика кликовской свиты (верхний турон до сантона) в южной Чехии

Предметом представленной работы является объективная оценка палеоботанических доказательств с целью уточнить биостратиграфическое определение кликовской свиты. С этой точки зрения оцениваются приобретенные до сих пор находки ископаемых листьев и megаспор и вклад палинологии в решение представленной проблематики. Центр тяжести настоящей статьи состоит в опубликовании не известных до сих пор результатов палеокарпологических исследований упомянутой свиты. Приводятся общие заключения, выведенные из исследований не известных до сих пор 92 видов обугленных семян и плодов, содержащихся в упомянутой свите, и проводится биостратиграфическое сравнение этих находок с одинаковыми видами, находящимися в меловых отложениях средней Европы. На основании этого сравнительного изучения кликовская свита относится в верхнему турону до сантона.

Пřeložil A. Kříž

Sbor. geol. věd	Geologie 40	Str. 147—181	3 obr.	— tab.	4 příl.	Praha 1985 ISSN 0581-9172
--------------------	----------------	-----------------	-----------	-----------	------------	------------------------------

Geologická stavba podkrušnohorského prolomu a jeho tektogeneze

The geological structure of the Krušné hory-piedmont graben and its tectogenesis

Miroslav Váně¹

Předloženo 16. května 1983

Váně M. (1985): Geologická stavba podkrušnohorského prolomu a jeho tektogeneze. — Sbor. geol. Věd, Geol., 40, 147—181. Praha.

V ý t a h: Významný tektonický fenomén při sz. okraji Českého masívu, „podkrušnohorský prolom“, je různými autory odlišně interpretován. Autor příspěvku obhajuje názor, že sz. okraj prolomu je po celé své délce ohraničen krušnohorským zlomem, jv. okraj oharským zlomem. Funkce litoměřického zlomu byla v některých směrech přeceněna. Zakleslé území prolomu je prostorově shodné se sedimentačním prostorem podkrušnohorských terciérních pánví a jejich subsidenční výplně, které jeho hranice nikdy nepřekročily. Prolom byl založen na počátku paleogénu. Ze sousedních výše položených ker středoečeské křídové tabule a pozdějších Krušných hor byla v této době denudována zejména mladší křídová pásma. Současně započala vulkanická činnost ve své iniciální fázi. V relativně klidném období eocénu až oligocénu vznikl rozsáhlý peneplén. Po hlavním období vulkanické činnosti I. fáze akumulovaly v zaklesávajícím území prolomu sedimenty podložního a nadložního souvrství a vznikala hnědouhelná sloj. Rychlý výzdvih Krušných hor podle krušnohorského zlomu na rozhraní terciéru a kvartéru dotvořil morfologii území do dnešní podoby.

¹ *Geoindustria, n. p., 417 01 Dubí u Teplíc*

Úvod

Velmi pestrá geologická stavba území sz. Čech a její řešení jsou v mnohém směru klíčem k pochopení složitých dějů a vývoje Českého masívu. Množství publikací, provedená geologická mapování, tisíce vrtů a jiné průzkumné a výzkumné práce přinesly záplavu nových informací. Na jejich podkladě dochází k postupnému tříbení názorových směrů a k vytváření tektonických a paleogeografických koncepcí. K tomu přistupuje velké nerostné bohatství této části Čech a rozsáhlé báňské podnikání za situace, kdy zejména zásoby hnědého uhlí se blíží k svému vyčerpání. Těžba se postupně přesunuje do geologicky i technicky obtížnějších úseků, kde znalost geologických poměrů je předpokladem jejího technického zvládnutí. Zejména se diskutuje o otázkách uložení a vývoje hně-

douhelné sloje v oblasti mostecko-bílinské delty a pod krušnohorskými svahy včetně problému existence a povahy krušnohorského zlomu. Právě řešení poslední otázky jako jedné ze zásadních přineslo několik protichůdných koncepcí. Tento příspěvek je vyjádřením snahy autora odpovědět na uvedené otázky z vlastního stanoviska, opírajícího se o geologické zmapování celé oblasti půnve a 40 let soustavné práce na uvedené problematice.

Vývoj území před terciérem

Fundament celého území tvoří mohutný komplex proterozoických sedimentů s rozsáhlými intruzemi mladších žul. Jejich s. polovina náleží do oblasti intenzivní variské orogeneze krušnohorského krystalinika, s převážně katazonálním stupněm přeměny výchozích hornin. Projevy starší tektogeneze zde byly varisky přepracovány. Stratigraficky je zastoupeno spodní i svrchní proterozoikum, ojedinelé při okrajích se zbytky slaběji přeměněného staršího paleozoika. Krušnohorské krystalinikum náleží k typickým oblastem s výraznou negativní tíhovou charakteristikou, indikující elevační oblast s mohutnými intruzemi granitoidů (Polanský 1973, str. 165). Vytváří antiklinorium složité strukturní stavby, s dílčími klenbovými strukturami s ortorulovými až granitoidními jádry.

Přibližně na spojnici měst Lovosice—Doupov probíhá výrazná osa horizontálních tíhových gradientů (Polanský - Škvor 1975, příl. I), od které k J následuje slaběji přeměněné svrchní proterozoikum tepelsko-barrandienské, postižené kadomským vrásněním. Je tvořeno hlavně těžšími horninami a má výrazné kladné tíhové pole (Holubec 1957, Chaloupský in Malkovský et al. 1974, Máška - Matějka - Zoubek 1961, Škvor 1975, Šťovíčková 1973).

Styk hornin různých stupňů metamorfózy je patrný ve skalním defilé „České brány“ na pravém labském břehu sz. od Žernosek u Litoměřic (Hibsch 1926, str. 17). Toto území nověji prozkoumala a mapovala Poubová (1963), která zde konstatovala prudký metamorfní spád. Při strmém úklonu vrstev a délce skalního defilé u Žernosek 2,5 km to představuje asi 2000 m mocný vrstevní komplex (Poubová 1974, str. 10). Jižnější, méně metamorfovaný komplex fylitů až svorů s baziky a karbonátovými horninami přirovnává autorka k algonkiu u Kralup nad Vltavou. Na rozhraní obou jednotek jsou zastoupeny amfibolity a ložní tělesa červených aplitických ortorul. Litoměřický zlom se zde nepřipomíná, situačně by měl probíhat značně jižněji.

V této souvislosti je velmi pozoruhodný údajný nález trilobita jako xenolitu z pyroklastik u Pokratic u Litoměřic (E. Pokorný 1936).

V dalším sledování hraniční zóny obou bloků nutno připomenout nález xenolitů fenitizovaných hornin krystalinického fundamentu na Košťálově (L. Kopecký 1966, 1970), jejichž eduktem byly jednak granulitické ruly a gra-

nulity, jednak diority až gabrodiority. Ve vrtu Lb-1 na z. svahu Košťálova byly však zastíženy v podloží křídý chloriticko-sericitické fylity, grafitické břidlice a metabazity. Metamorfované horniny granulitové facie pokračují dále na Z do okolí Třebívlic a Měronic, kde obsahují čočkovitá tělesa serpentinizovaného pyropového peridotitu (L. Kopecký - Píšová - Pokorný 1967).

Mnohé napovídá společný výskyt xenolitů jak epizonálně, tak i katazonálně metamorfovaného krystalinika spolu s porfyrem ve vulkanogenních sedimentech miocenního explozivního proniku u Mradic z. od Loun (Váně 1981).

Dosud blíže neobjasněné postavení (vzhledem ke krušnohorskému krystaliniku a zejména k sousednímu bloku tepelsko-barrandienskému) mají fylity s metabazity na v. okraji oharského krystalinika u Kadaně (Sattran - Váně 1964) a velmi slabě přeměněné horniny staropaleozoické jednotky v ose oharského synklinoria u Mořičova u Ostrova nad Ohří (Máška - Matějka - Zoubek 1961, str. 81, 87–88).

Jižní Lounsko má v podkladu karbonu rozsáhlé obnažené těleso žuly tiského typu (vrty Ln-1, VI-1, PU-1 až 4). Po jeho sz. straně byly zastíženy v nových hlubokých vrtech jz. Žatecka horniny „žlutické série“; na vrtu MS-8 u Maštova mylonitizovaná ortorula s polohami amfibolitu a s žilou aplitu. Vrt KDV-1 ve Zbovědicích měl fylonitizovanou granáticko-biotitickou pararulu s vložkami svoru a svorové ruly, místy slabě migmatitizované. Ve vrtu ZK-1 mezi Čeradicemi a Žabokliky u Žatce byla pararula muskoviticko-biotitická rohovecovitá. Podobný charakter však měly i granáticko-muskovit-biotitické svorové ruly na vrtu Tř-1 u Třtěna sv. od Loun (Klomínský - Sattran 1965). V. téže práci (str. 112) je obsažena úvaha o charakteru styku středočeského proterozoika s krušnohorským krystalinikem, stejné téma řeší Máška - Matějka - Zoubek 1961, str. 44).

Variská orogeneze stmelila krystalinikum ve výsledný konsolidovaný celek v rámci variského plánu masívu (Sattran 1957, str. 321). Orogenní vývoj Českého masívu byl variským vrásněním ukončen a tento se dále vyvíjel jako součást epivariské platformy. Během vrásnění a patrně po celou dobu proterozoika a paleozoika podléhal celý prostor rozsáhlé denudaci (Sattran 1957, str. 319). V postorogenním stadiu v mladším paleozoiku byly vnitrohorské deprese dnešní kladensko-rakovnické pánve vyplněny až 1000 m mocnými karbonskými sedimenty vnitřní molasy. Celý prostor masívu přešel ve svém geotektonickém vývoji v této době do kvalitativně nového stadia úplné krustální konsolidace. Počínaje nejmladším paleozoikem se dále vyvíjí jako platforma, s typickým platformním režimem saxonské tektoniky (Máška - Matějka - Zoubek 1961, str. 16).

Území sz. Čech bylo jako součást epivariské platformy Českého masívu během mladšího paleozoika a dále ještě po celý trias, juru a spodní křídou postupně denudováno a peneplenizováno. Z variských pohoří zbyly posléze jen ploché hřbety, Krušné hory v dnešní podobě tehdy vůbec neexistovaly. Rozsáhlá tělesa

karbonských melafyrů na Žatecku zůstala skryta pod sedimenty svrchního červeného souvrství. Následující transgrese svrchnokřídového moře počínaje cenomanem neměla v území výrazné překážky a zastihla je ve stadiu penepplénu. Morfologicky dynamičtější byla v té době jen území s povrchovými výlevy mladopalcozoických paleoryolitů (doposud označovaných jako „křemenný porfyr“), zejména na dnešním Teplicku.

Dokonalý penepplén lze v celém území předpokládat i po ústupu křídového moře, což je výchozí okamžik všech následujících úvah o tektogenezi podkrušnohorského prolomu. Stále otevřená však zůstává otázka skutečného původního rozsahu svrchnokřídové transgrese, zvláště v období mladších pásem. Křídové sedimenty jsou dnes zachovány souvisle od V k Z ještě v těsném okolí Chomutova, v denudačních reliktech až do okolí Kadaně a určitě kdysi pokrývaly i přilehlou část území dnešních Krušných hor. V jejich faciálním vývoji (ve srovnání např. s lounským Poolhřím) je směrem k Z a SZ patrné pozvolné zmlčování směrem k pobřeží. Ještě v okolí Kundratic sv. od Chomutova nebo dále u Střelné na Teplicku zasahují mladší slínná souvrství středního turonu až coniacu těsně ke krušnohorskému zlomu, který je ostře dislokuje; faciální změna nebyla nikde pozorována. To znamená, že souvislé rozšíření křídových souvrství včetně nejmladších pásem zde pokračovalo i na území dnešních Krušných hor nejméně do okolí Chomutova a Kadaně a alespoň v některých údobích pravděpodobně ještě dále na Z. Hranice jejich skutečného rozšíření tímto směrem však zřejmě zůstane trvale neobjasněna.

Výslovně stěžejní je otázka původního rozšíření mladších křídových pásem (počínaje středním turonem) na JV od okraje prolomu na j. Lounsku, Slánsku, Kladensku a až do okolí Prahy. Je dobře známo, že v celém tomto širokém území tvoří povrch nanejvýše spodní turon a po mladších pásmech zde není nikde ani stopy. Jejich původní rozšíření v tomto území však dokládá především známý a velmi důležitý nález „vrstev teplických a březenských“ ve výplni mohutných sopečných rozsedin v okolí čedičové Vinařické hory u Kladna, zastížených hlubinně na dole Mayrau (Záhálka 1928, 1929). Obdobný nález byl pravděpodobně učiněn i v jámě na s. úpatí čedičové Horky ve Slaném (Lipold 1862, str. 513—515). Mladší křídová pásma dnes ostře končí bez faciální změny na okrajovém oharském zlomu (dislokace židovičko-chvalínská, Č. Záhálka 1899, str. 6—7). Tentýž zlom dále na Z označuje Č. Záhálka jako slavětínský, u Měcholup Malecha (1961) jako zlom sířemský. Mladší křídová souvrství jsou vyvinuta a dodnes zachována jv. za touto dislokací po obvodu čedičové kupy Řípu u Roudnice. Vzhledem ke své snížené poloze (povrch souvrství IIIb při 180 m n. m.) nebyla zde denudována; jsou pokryta terasovými šterky, které zasahují až ku 325 m n. m. a nejvýše položené reliktu coniacu až ku 340 m n. m. (B. Záhálka 1923). Všechna tato uvedená fakta dokládají původní mnohem větší rozšíření sedimentů svrchní křídý včetně nejmladších pásem v celém rozsahu území.

Tektonický vývoj území v paleogénu

Počátky tektonického vývoje podkrušnohorského prolomu nebyly dosud dostatečně řešeny a objasněny. Časová vzdálenost této epochy je příliš velká a zřetelných geologických dokladů poměrně málo. V geologické literatuře se často opakuje tvrzení, že zejména s. okrajový krušnohorský zlom je velmi starého založení, znovu oživený v terciéru (Stodola 1952, str. 262; Pokorný - Škvor 1964, str. 170). V rámci sledovaného území nebyly pro tuto domněnku shledány žádné důkazy. Také j. okrajový zlom oharský (viz dále) rozhodně není předplatformního založení. Krušnohorský zlom se naopak jeví jako zcela mladý, vysloveně terciérní tektonický fenomén, který šikmo přetíná krystalinický fundament zcela bez ohledu na jeho strukturní stavbu. Je to velmi dobře patrné z přímočarého průběhu zlomu z Karlovarska až po Chomutov ve srovnání s geol. mapou krušnohorského krystalinika např. od Škvara (1975, příl. I.) nebo Pietzsche (1962, obr. 240). Těž Elznic (1982) dospěl ve svém příspěvku k závěru, že jednotlivé horninové komplexy krystalinika probíhají nerušeně přes krušnohorské zlomové pásmo do podloží pánve a zachovávají si generelní směr Z—V. Ke stejnému poznatku došel Marek (1980, str. 270) a uvádí, že výzdvih hor nevyužil stávajících strukturních prvků krušnohorského krystalinika a proběhl podle jiného tektonického plánu. Ve v. polovině území je však zřejmo, že se průběh krušnohorského zlomu částečně přizpůsobuje tektonickým strukturám krystalinického fundamentu. Je to patrné jednak z „přeložení“ krušnohorského zlomu sv. od Chomutova do nové linie s. od Jirkova, jednak z několikerého zalomení jeho průběhu mezi Jirkovem a Děřínem.

V předchozí kapitole jsem dokazoval, že křídová souvrství včetně nejmladších byla původně rozšířena po celém území, i mimo hranice prolomu. Dnes jsou mladší souvrství počínaje středním turonem, zachována výlučně jen v zakleslém území prolomu (s výjimkou nejvýchodnějšího okraje po obvodu Řípu). Na tomto místě je nezbytné odpovědět na velmi zásadní otázku, kdy byla mladší křídová souvrství denudována z celého rozsáhlého území Slánska až Kladenska včetně pražského okolí na straně jedné a z dnešního krušnohorského hřbetu na straně druhé.

Těsně po j. straně oharského (slavětínského) zlomu j. nad Chlumčany u Loun (v bezprostřední blízkosti zakleslých vrstev středního a svrchního turonu) byly na spodnoturonských opukách zjištěny in situ mnohametrové bloky silicifikované krusty paleogenních klastik (případně i eluvií křídových hornin). V r. 1974 zde byly dobře odkryty při hloubení zářezu nové silniční přeložky j. nad obcí. Tytéž horniny a zejména jednotlivé křemencové bloky jsou hojně rozšířeny i dále odtud na J a JV, zejména v polích v. od spodní silniční odbočky do Smolnice, v okolí Hřivčic, Peruce atd. — viz Č. Záhálka 1997, str. 5—8.

V téže geologické pozici, tj. na spodnoturonských opukách, jsou mimo území prolomu známy křemencové balvany i z mnoha dalších míst j. Lounska a Slánska, včetně vrcholových úseků pohoří Džbánů mezi Louny a Rakovníkem (v okolí Domoušic a Kroučové kolem

500 m n. m., včetně tzv. „kounovských řad“). Velice důležitý je výchoz křemenců „in situ“ ve stráni návrší Kohout u Siremi u Podbořan, zaznamenaný V a c h t l e m (1950, str. 12 a 14). V blízkém okolí jsou zachována mladší křídová souvrství, zaklesnutá v „měcholupském příkopu“, v jejich těsném sousedství za oharským (siremským) zlomem jsou však denudována až na sníženou úroveň spodního turonu v mocnosti 15–20 m. Následuje poloha „oligocenních“ písků a křemenců — tudíž opět táž situace jako u Chlumčan. Na Kohoutu jsou křemence ještě pokryty 4 až 6 m mocnou vrstvou tuftických jíílů mladšího terciárního sedimentačního cyklu. Lokalita u Siremi dokazuje „předoligocenní“ tektonický rozpad pokřídového penepění a následnou denudaci křídů, jakož i skutečnou polohu těchto křemenců v geologickém profilu. Tytéž poznatky zde učinil již M a l e c h a (1961, str. 252); konstatuje nejvýraznější tektonické pohyby a hlubokou denudaci křídových vrstev před oligocénem.

Stáří těchto křemenců v Čechách bylo dosud všeobecně označováno jako středooligocenní. Na základě nových paleontologických studií zejména E. Knoblocha je však zřejmě větší, spodnooligocenní až eocenní. Bohatá flóra je v těchto křemencích známa hlavně ze Sokolovska (Staré Sedlo) nebo od Žitenic. Silicifikace místy zasáhla podložní eluvia křídových sedimentů nebo i přímo křídová klastika s faunou, pokud se nacházela na tehdejšímu povrchu (např. nálezy ve výkopech vodovodu pro elektrárnu Tušimice I. — viz Z á r u b a - R y b á ř 1962). Stratigraficky sem náležejí klastika v podloží čedičů u Ryžovny a Hřebečné, pod vulkanity Špičáku a Plešivce (L o m o z o v á - M r ň a 1967), na Scheibenbergu a Pöhlbergu u Annabergu-Buchholze v NDR, což jsou lokality na vrcholu dnešního krušnohorského hřbetu. Citování autoři zde však nenacházeli bulžňíkové valouny středočeské provenience uváděné jinými autory, nýbrž místní černé turmalínovce. Téhož stáří jsou křemence a kaolinické písky na celé řadě lokalit mezi Louny a Mostem, v Českém středohoří (včetně úpatí Doubravské hory v Teplících), lokality na Kadaňsku (Rokle, Kojetín), Podbořansku, Černý vrch na z. okraji Chomutova aj.

Silicifikované reliktů paleogenních klastik nacházíme v celém území, tj. vně i uvnitř prolomu, na nejrůznějších křídových souvrstvích i jiných útvech podle stupně pokřídové denudace v daném místě. Klastika výslovně nemají povahu pánevních sedimentů a jsou produktem převážně fluviaální sedimentace menších toků nebo průtočných jezer v mělkých nezahluobených údolích na povrchu eocenního penepění (viz též H a v l e n a 1982, str. 6). Pozdější miocenní subsidenční výplň prolomu nasedá i na blízké sousedících místech (např. v prostoru Osek—Dubí—Teplice a jinde) na nestejně denudovaný a tektonicky bohatě rozčleněný podklad (tvořený zejména křídovými sedimenty, pokud nebyly úplně denudovány až na krystalinikum). Tytéž skutečnosti zjistili Z e l e n k a a Z m í t k o (1982, str. 277) na malém území separátní žandovské pánvičky sz. od Ústí nad Labem. Provedenými vrty zde byly v podloží terciéru zastíženy svrchnokřídové sedimenty v různé stratigrafické úrovni. Podle citovaných autorů dovoluje tato skutečnost předpokládat intenzivní pokřídový tektonický rozpad s následnou denudací a penepěnicí.

Vše co bylo dosud uvedeno v předcházejícím textu této kapitoly představuje soubor faktů, které nelze přehlédnout a které je nutno vysvětlit. Podle nich došlo krátce po ústupu křídového moře na počátku terciéru k prvnímu výraznému zaklesnutí území prolomu v mezích okrajových zlomů, tj. krušnohorského na SZ a oharského na JV. Skutečný tektonický vývoj v dlouhém období paleocénu byl však s velkou pravděpodobností mnohem složitější, jak ukazuje bohaté tektonické členění předmiocenního podkladu vlastní pánve. V tomto směru je výklad tektogeneze území v současném stadiu vědomostí ještě velmi kusý a schematický. Po prvním zaklesnutí prolomu došlo především k dalekosáhlé denudaci křídý z tektonicky vysunutých ker, zejména mladších pásem z celého území středních Čech a z dnešních Krušných hor. Později, patrně během paleocénu až eocénu, byl postupně obnoven rovnovážný stav a po celém území Čech i přilehlých oblastí se znovu vytvořil penepplén, dosud známý pod pojmem „středooligocenní parovina“. Vzhledem k přehodnocení stáří paleogenních klástik jej musíme klasifikovat spíše jako eocenní penepplén.

Časově i prostorově souvisí tento nejstarší cyklus tektogeneze prolomu s iniciální neovulkanickou fází (L. K o p e c k ý 1978, str. 101), stáří 60–65 mil. let, tj. paleocén. V souvislosti s tímto výkladem upozorňuji na další významnou práci tohoto autora (L. K o p e c k ý 1959), který časově zařadil vznik a výplň sopečných trhlin v okolí Vinařické hory do I. neovulkanické fáze a vlastní výlev čedičů do II. fáze. Na základě předešlých úvah bude nutno přeradit vznik rozsedlin do paleocénu, kdy na Kladensku byla ještě přítomna mladší křídlová pásma, patrně v souvislosti s iniciální fází. Zařazení výlevů čediče do II. fáze je pravděpodobné. L. K o p e c k ý (1959, str. 261) správně předpokládá denudaci mladších křídových pásem v okolí Vinařické hory v období mezi starší a mladší sopečnou fází.

Ve stejné době zřejmě došlo k denudaci křídý na dnešním krušnohorském hřbetu, neboť v podloží starotřetihorních sedimentů, např. v okolí Ryžovny (K r á l í k 1966, L o m o z o v á - M r ň á 1967), stejně jako ve vulkanické struktuře u Kovářské (M a l á s e k - N o v á k - K a v k a 1979), není po nich ani stopy.

Paleocenního stáří budou i některé další neovulkanické struktury v pánvi i mimo ni. Náleží k nim vkleslina (diatrema?) s výplní paleogenních sedimentů v okolí vrtu Li-41 u Libouše u Chomutova (K o n z a l o v á 1970, str. 59), struktura Kovářské (M a l á s e k - N o v á k - K a v k a 1979), snad i struktura v podloží miocénu po sv. straně Háje u Duchcova a další podobné struktury v podloží pánve, dosud blíže nepovšimnuté, mnohdy se sedimentární tufitickou výplní.

Dosud není detailně znám vývoj území během oligocénu, až do období vlastní pánevní sedimentace. V oligocénu započala vulkanická činnost I. fáze (L. K o p e c k ý 1978, str. 101), která trvala po velmi dlouhé období (18 mil. let) a přesáhla daleko do miocénu. Z této doby nemáme v pánvi mezi Chomutovem

a Ústím nad Labem žádné doklady pánevní sedimentace. Četné výskyty tufitů se slabými slojkami uhlí a diatomitů ve spodní části neovulkanitů ukazují na existenci lokálních depresí mezi vulkanickými tělesy s vodními nádržemi omezeného rozsahu. Všechny okolnosti nasvědčují, že nové stadium hlavního poklesu ve vývoji prolomu nastalo až po skončení I. neovulkanické fáze.

Vývoj pánve v neogénu

Tektonické založení prolomu před začátkem miocenní pánevní sedimentace velmi jasně dokládají některé vrty při krušnohorském zlomu sv. od Chomutova u Kundratic a Jezeří, kde vznikla před započítáním miocenní sedimentace ostrá zlomová hrana značné výše (nejméně 10 m, patrně ale podstatně více). Vrt Fr-68 zde měl do hl. 70,2 m rulovou suť známého sesuvu (Váň 1960b), do 131,8 m miocenní sedimenty v příbřežní facií, pod nimi 4,7 m ruly fosilního sesuvu a posléze ještě 26,6 m křídových sedimentů. Tato důležitá fakta znovu potvrdil novější blízký vrt n. p. Stavební geologie PVJK-206, který zjistil pod kvartérem a miocénem fosilní sesuv ruly v hl. 108,7 až 118,8 m, spočívající na křídových sedimentech v zachované mocnosti 13 m. Prokázaný sesuv ruly pod miocenními sedimenty předpokládá vznik skalního stupně při krušnohorském zlomu, podobně jako tomu bylo v pleistocénu na též místě.

K sedimentaci v pánvi došlo po obnovení poklesů celého prostoru mezi okrajovými zlomy v miocénu. V Podkrušnohoří sedimentovaly v podložních souvrstvích především prvotní splachy eluvií různých hornin z břehů jezera, tj. z krystalika, křídý a neovulkanitů. Jejich složení a plošný rozsah jednotlivých litofacií je proto velmi pestrý a proměnlivý. Značnou převahu mají vulkanogenní sedimenty, vznikající rozplavováním zvětralého povrchu nových vulkanických těles v tehdejších klimatických podmínkách (zjílovění, bentonitizace, kaolinizace). Splachy mají podobu různých tufitů a tufogenních jílů se sideritem. V jižní části prolomu naopak převažovala sedimentární složka jílovitá a písčítá, transportovaná do pánve od J. V některých úsecích pánve proběhla časově omezená první uhlotvorná sedimentace bazální sloje. V okolí Lipna a Tuchořic na Lounsku vznikalo v této době mocné ložisko sladkovodních vápenců. Podle jeho tvaru a polohy se zdá, že akumulace CaCO_3 byla podmíněna přínosem látek nebo plynů z hloubky po puklinách při j. okrajovém zlomu prolomu.

V okolí Holedče a Měcholup j. od Žatce ústila během miocénu do pánve terciární řeka od J z Rakovníka, odvodňující celé střední a zejména západní Čechy. Její fosilní koryto s výplní miocenních sedimentů je dodnes zachováno mezi Rakovníkem a Žatcem. Směrem po proudu od Rakovníka k S stoupá dno koryta nejméně o 35 m až k vrcholovému bodu u Janova na z. okraji Džbánů, kde je dnes hranice rozvodí Ohře a Berounky. Tato inverze je důsledkem postmiocenních pohybů, relativního poklesu rakovnické pánve a Žatecka. Po pře-

kročení prvních okrajových zlomů j. od Měcholup se fluvialní charakter „hlavačovských štěrkopísků“ náhle změnil v pánevní charakter sedimentace písků a jílu „žateckých vrstev“ a jen na jejich bázi se udržuje i na Žatecku poloha s většími valouny křemene a buližníku. Zmíněné křemence, typické ohlazené „oligocenní“ šluňáky, jsou zde součástí miocenních bazálních hrubých klastik. Severněji k obci Holeděč zaklesávají tato bazální klastika nejméně o 300 m oproti jejich poloze u Janova podle několika velkých mladých zlomů. Tektonický neklid v tomto j. okrajovém úseku prolamu dokumentují projevy překotné sedimentace a četné polohy závalků jílu uvnitř souvrství miocenních klastik v pískovnách v okolí Měcholup a Holedče. Terciární řeka přinášela do pánve velké množství sedimentárního materiálu a ukládala jej především v celé j. polovině pánve, kde většinou úplně potlačovala tvorbu uhelných slojí. Jednotlivá ramena její delty zasahovala daleko do s. poloviny pánve a způsobovala zde velmi komplikované poměry v sedimentologické skladbě miocenních souvrství včetně hnědouhelné sloje na Mostecku a Bílinsku.

Sedimentace uhelné sloje a nadložních jílu uvnitř pánve předpokládala rovnoměrnou subsidenci v celé její šířce mezi okrajovými zlomy. Funkce této struktury byla podmínkou vzniku až 550 m mocného komplexu většinou pelitických sedimentů. V otázce odvodňování podkrušnohorských pánví nebylo dosud dosaženo jednotného stanoviska. Č a d e k (1966, str. 87) předpokládá odvodnění pánve přes Krušné hory v okolí Jirkova. Mezi Jirkovem a Vysokou Pečí docházelo k odvodnění pánve v době tvorby hnědouhelné sloje podle E l z n i c e (1964, str. 13 a příslušné litofaciální mapy). Ukládání velmi jemných pelitů nadložního souvrství předeházely náhlý hlubší pokles prostoru pánve, který ukončil hlavní uhlotvornou sedimentaci a změnil hydrogeologické poměry. Pánev v této době byla patrně bezodtoká a naopak do ní ústilo několik menších toků od S. Přiušely do pánve klastický materiál krušnohorské proveniencce např. u Černovic a Jirkova, v místech Salesiovy výšiny u Oseka, u Domaslavic, Košťan a Uněina. Za bezodtokou považuje pánev H o k r (1982).

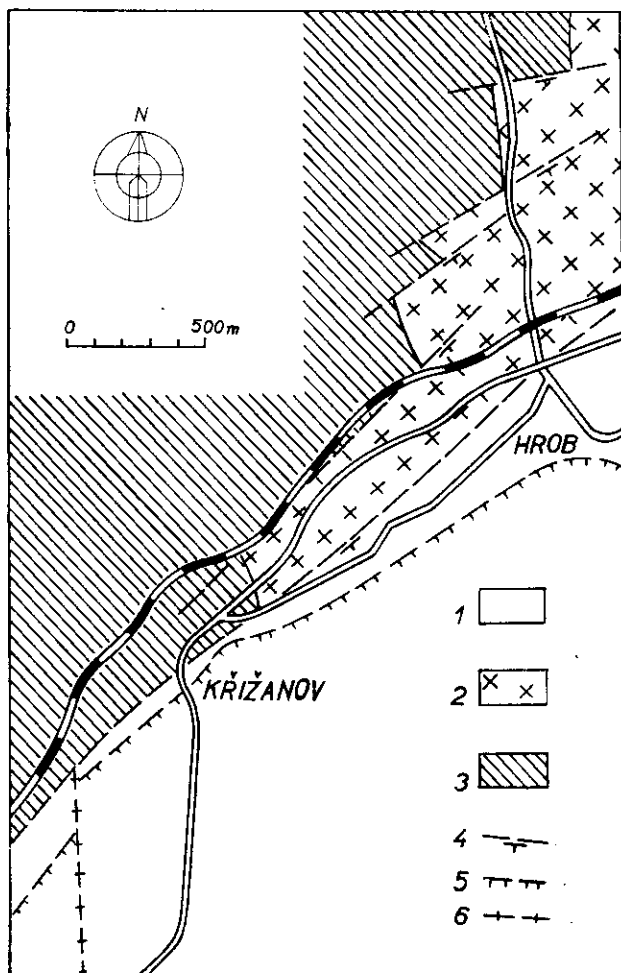
Funkce hlavních zlomů při tektonickém vývoji pánve

Krušnohorský zlom

Složité historie poznávání funkce krušnohorského zlomu je dobře zaznamenána v příspěvku S t o d o l y (1952), který jako první upozornil na pelitický charakter sedimentů v blízkosti krušnohorských svahů, které v době sedimentace ještě nemohly existovat. V mnohých dalších otázkách však autor zřejmě neměl jasnou představu. Mnoho místa je této problematice věnováno ve Sborníku I. geol. konference o chomutovsko-mostecko-teplické pánvi, konané v r. 1960 v Teplicích. Stejným otázkám je věnována pozornost v dalších publikacích.

ve Sborníku k XV. sjezdu Čs. spol. pro min. a geol. v Teplicích (1964) a např. sledy v příspěvku Hurníka (1982e).

Krušnohorský zlom jako průběžný po celé délce sz. okraje pánve byl konstatován a potvrzován geology mnoha generací, kteří kdy v pánvi pracovali nebo mapovali. Fungoval od počátku terciéru a omezoval po sz. straně sedimentační prostor pánve během miocénu. V dnešním jeho průběhu je v mapě nápadný přímočarý úsek od Děpoltovic na Karlovarsku až do Chomutova v délce 50 km. Zvláště na šrafované mapě měř. 1 : 75 000 (list 3850 — Kadaň) je velmi výrazně patrný jako zlomová morfostruktura prvního řádu, omezující jv. hranu Krušných hor. Na sv. straně Chomutova náhle končí na složitém systému příčných a kosých zlomů v okolí Kamenného vrchu (Váně 1966). O 2,5 km severněji nasazuje zcela nová větev krušnohorského zlomu, která odtud pokračuje až za Děčín v délce dalších 70 km (opačným směrem k Z je tato větev



1. Geologická mapa okolí Hrobu, znázorňující zařazení z. hranice teplického paleoryolitového komplexu vůči rulám na krušnohorském zlomovém pásmu. Výchoz hnědouhelné sloje nikdy nedoléhá až ke krušnohorskému zlomu, neboť pod sloji jsou ještě podložní vrstvy písků a jílu, popř. i svrchní křídly (mapoval M. Váně 1982)
 1 — sedimenty miocénu; 2 — teplický paleoryolitový komplex (mladší paleozoikum); 3 — ruly krušnohorského krystalinika; 4 — dílčí zlomy krušnohorského zlomového pásma; 5 — výchoz hnědouhelné sloje; 6 — předpokládaný z. okraj rozšíření paleoryolitového komplexu v podloží miocénu

patrna ve stráních Bezručova údolí u Chomutova nad silnicí 1,5 km s. od lesní správy). V detailu se ukazuje velmi složitá tektonická stavba tohoto území.

Krušnohorský zlom bývá v území krystalinika po své sz. straně doprovázen několika dalšími souběžnými zlomy, se kterými vytváří tzv. krušnohorské zlomové pásmo. Prokázat tyto zlomy je zpravidla obtížné. V tomto směru je pozoruhodný úsek v okolí Ilrobu u Teplic, kde krušnohorský zlom přetíná z. okraj teplického paleoryolitového komplexu (dosud označovaného jako teplický křemenný porfyr). Při jeho zapadání přes ruly k V se podle mapování autora jeví tato hranice v geologické mapě několikerým výrazným zabuzením (viz obr. 1). Existenci krušnohorského zlomového pásma na území krystalinika zaznamenávají tímž způsobem v geologickém řezu na tabulce VI — F e n c l a Z á r u b a (1956).

Další průběh krušnohorského zlomu je dobře patrný při s. okraji nového sídliště ve Střelné, které je postaveno na svrchnoturonských slínovcích. Těsně nad s. okrajem sídliště za zlomem je založen velký porfyrový lom. Přítomnost dalších souběžných zlomů zde prozrazuje malý izolovaný výskyt cenomanských pískovců 350 m ssv. nad tímto lomem.

Výrazně zřetelné je krušnohorské zlomové pásmo na geologické mapě j. svahů Sněžníku u Děčína. Na hustou síť zlomů a puklin je zde vázáno známé významné ložisko fluoritu u Jílového. V úseku vlastního ložiska zaznamenává T i c h ý (1982) na základě báňských prací a vrtů širokou sérii zlomů, jež jsou zčásti protiklonné ke krušnohorskému svahu. Právě tento příklad nám připomíná, že v detailním poznání stavby a vývoje krušnohorského zlomového pásma máme ještě velké mezery, které mohou vyplňovat geologové mnoha dalších generací.

Krušnohorský zlom je téměř všude skryt pod mocnými vrstevami sutí na úpatí horských svahů. Zcela ojedinělým případem je skalní rulová stěna sz. nad Osekem, jejíž příkrý, hladce usmyknutý povrch pokládám za dislokační plochu krušnohorského zlomu (V á n ě 1961b, str. 348, obr. 5). Místo je t.č. označeno jako bod č. 5 naučné stezky.

Pod zámek Jezeří byla v minulých letech vyražena kolmo na krušnohorský svah průzkumná štola za účelem objasnění existence a průběhu zlomu. Podle dokumentace zpracované J. Markem jsem došel k přesvědčení, že krušnohorský zlom byl zastížen 117 m od ústí štoly, v bezprostředním podloží strmě vyvlečených miocenních sedimentů včetně hnědohelné slaje (poloha takto zjištěného zlomu zcela souhlasí s dřívějším geol. mapováním M. Váně). Zlom doprovází 40 m široké pásmo tektonických brekcí, které se opakuje na další souběžné poruše pod zámek Jezeří. První okrajovou dislokační plochu (nejblíže do pánve), kterou štola nezastihla, interpretuje Marek jako protiklonnou, ačkoliv pro toto řešení chybějí důkazy.

Pozoruhodné výsledky zaznamenali Z e l e n k a (1981) a Z e l e n k a a Z m í t k o (1982), kteří zhodnotili geologický průzkum žandovské uhelné

pánvičky sz. od Ústí nad Labem, která je v tektonicky silně exponované oblasti těsně při krušnohorském zlomu. Uhelná sloj je na okrajovém zlomu ohnuta a vyvlečena do úklonu až 80°. Charakteristickým znakem všech hornin, od křídý až po nadložní souvrství, je výrazné tektonické namožení a porušení. Z provedeného průzkumu lze identifikovat pouze zlom omezující s. okraj terciéru s výškou poklesu min. 200 m a řadu fosilních gravitačních sesuvů. Kra křídových pískovců s rulou o rozměrech 400×200 m o mocnosti až 50 m se sesula na přelomu terciéru a kvartéru do nadloží miocenních sedimentů pánvičky, ještě před sedimentací pleistocenních štěrků (podobně jako sesuv krystalinika u Kundratic a Jezeří) — Z e l e n k a a Z m í t k o 1982, str. 278. Jinou formu svaňové deformace zde ověřil vrt Vz-38, kde byl zjištěn na nadložních jílech překocný profil podložních jílu s částí uhelné sloje (str. 279 tamtéž).

Pokles dna pánve podle krušnohorského zlomu byl v relaci se subsidencí, takže zlomová hrana se většinou morfologicky projevovala jen minimálně a celé území zůstávalo během miocénu v podstatě penepném. Vyvýšené postavení krušnohorského hřbetu řádově o desítky metrů a zjištěné splachy nebo výplavové kužele drobných toků z oblasti Krušných hor nejsou s touto představou v rozporu.

Krušnohorský zlom miocenní sedimenty nedislokují a způsobuje jen jejich bezzlomové vyvlečení až do strmých úklonů (V á n ě 1961a, obr. 1 a 2, H u r n í k 1982c, tab. I). Zejména nedislokují hnědouhelnou sloj, která je navíc součástí komplexu miocenních sedimentů včetně mocného podložního souvrství, a proto v přímý styk se zlomem nikdy nepřichází. Takto nesprávně zakresluje situaci např. M a l k o v s k ý (1979, příl. I, řez A vlevo, na kterém je hnědouhelná sloj dislokována krušnohorským zlomem). V době miocenní sedimentace plnil krušnohorský zlom funkci břehu, ohraničujícího sedimentační prostor. Výrazné vyvlečení vrstev při zlomu je z větší části způsobeno až výstupem Krušných hor v pliocénu a pleistocénu. Proto krušnohorský zlom zjišťujeme v bezprostředním podloží miocenních sedimentů, ve většině případů je však tato hranice v důsledku denudace v kvartéru posunuta o desítky až stovky metrů.

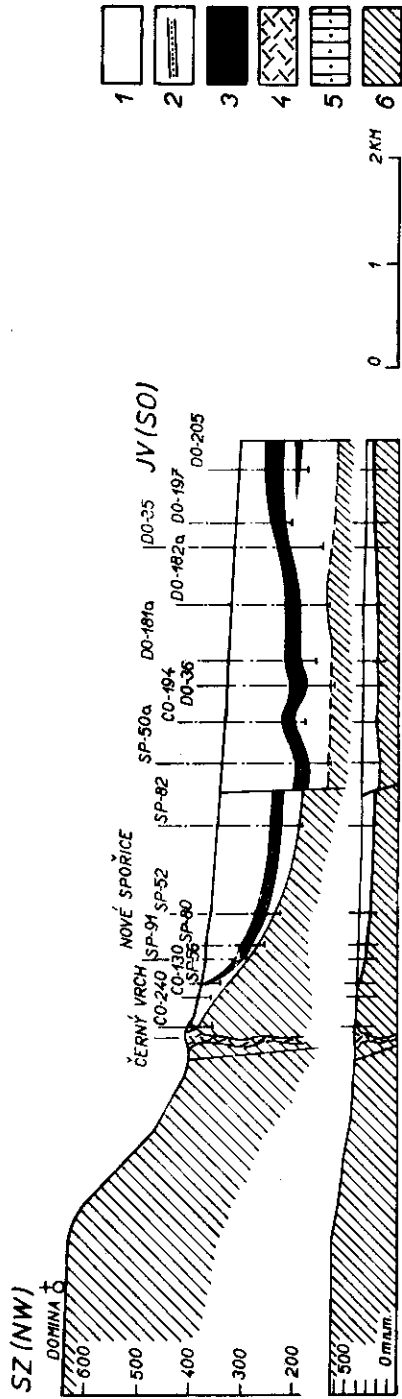
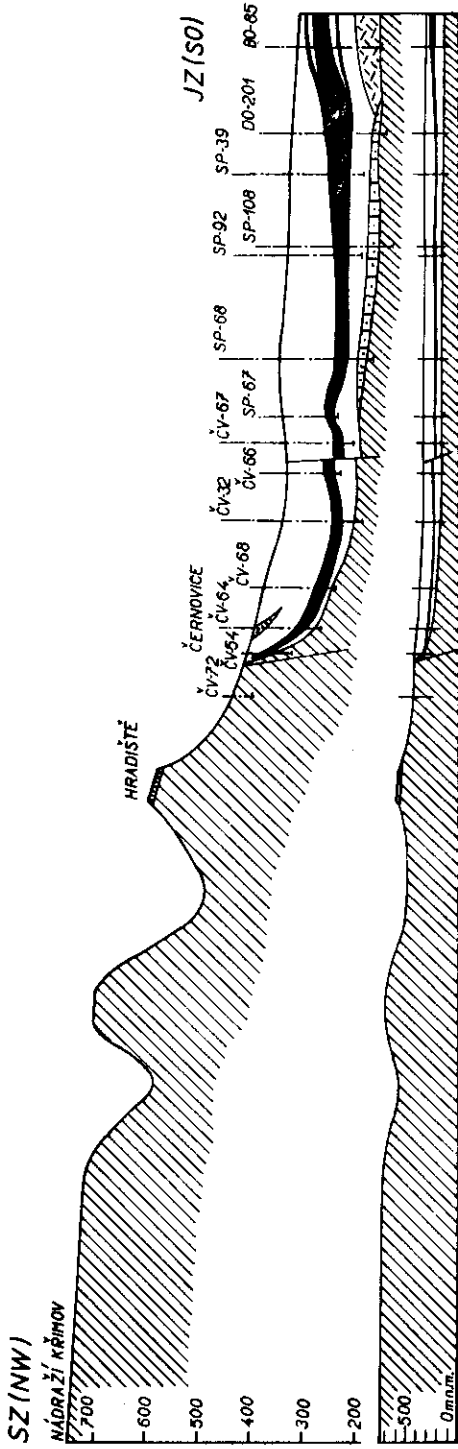
Při krušnohorském zlomu dosud nikde nebylo prokázáno výraznější porušení sloje souběžnými poruchami (s výjimkou druhořadých drobných skoků řádově metrových hodnot); interpretace podle M a r k a (1979, str. 500) je nepravděpodobná. Neobyčejně intenzivní a složitou tektoniku konstatujeme místy při krušnohorském zlomu pod miocénem (např. mezi Kundraticemi a Janovem — viz M a r e k 1977) nebo v místech absence miocenního pokryvu, neboť zde se počítají projevy před- a pomiocenních pohybů. Taková situace je patrna především v okolí Střelné a Mlýnů na Teplicku, kde zjišťujeme hustou síť podélných, kosých a příčných zlomů, vytvářejících úzké separátní hrástě a hluboké příkopy. Pokud by se někomu podařilo zcela věrně vyřešit v geol. řezu geologickou stavbu např. u Střelné, znamenalo by to velmi důležitý pokrok v otázkách mechanismu pohybů při krušnohorském zlomu. Složitá a dlouhodobě

působící soustava tektonických dějů na dislokaci tohoto řádu nemůže být posuzována měřítky jiných podružných zlomů v pánvi, a v podrobnostech ji zatím zdaleka ještě neznáme. Její detailní poznání je nejpřednějším úkolem všech dalších výzkumů. Jestliže uznáváme krušnohorský zlom jako význačnou tektonickou linii, omezující s. okraj podkrušnohorských pánví, s poklesem řádově o 500 až 1000 m, pak nelze popírat jeho existenci v některých úsecích morfologicky zdánlivě méně výrazných (Malšovský 1979, str. 79). Také v těchto místech je úhrnný výškový rozdíl mezi peneplenizovaným povrchem krystalinika na krušnohorském hřebenu a v podloží miocénu v pánvi nejméně kolem 500 m (obr. 2).

Námět k zamyšlení a různé možnosti přístupu k problému interpretace krušnohorského zlomu poskytuje např. obr. 21 na str. 80 (Malšovský 1979). Situace na tomto obrázku by vyzněla značně jinak, pokud bychom jej prodloužili k S i k J tak, aby zastíhl úseky peneplenizovaného povrchu krystalinika pod pánví i na Krušných horách. Levá část obrázku zastihuje dnešní povrch terénu již s krystalinikem před i za zlomem (výchoz sloje je zde posunut jižněji). Samotný zlom proto nemůže tato vrstevnicová mapa vystihnout. Zejména je však třeba zakalkulovat kvartérní denudaci zlomové hrany krystalinika (Krutský - Váně 1981, str. 180).

Podobný příklad je v příspěvku Hurníka (1982c, str. 390), kde obrázek 2 znázorňuje zdánlivě bezzlomový výchoz hnědouhelné sloje na rulovém hřbetu podložního krystalinika. Jestliže do tohoto obrázku dokreslíme náhlý ohyb sloje v prostoru dnes již vytěženého lomu S. K. Neumann mezi vrty OS-11 a OS-12 (viz obr. na tab. I tamtéž), pak právě na tomto obrázku je krušnohorský zlom evidentní. Takto správně vystihuje situaci obrázek 3 tamtéž.

Jak jsem již uvedl, byl pokles dna pánve podle krušnohorského zlomu v relaci se subsidenční sedimentací, takže se zlomová hrana morfologicky většinou neprojevila. Poněkud jiná byla situace v úseku od Kundratic do okolí Oseka, kde krušnohorský zlom přetíná granitoidní jádra dílčích klenbových struktur v oblasti kateřinohorské klenby, proto se zde projevoval i během miocenní sedimentace morfologicky výraznější reliéf. V terciérních sedimentech se zde uplatňují horninové typy, které odjinud neznáme. Vyskytují se jen v úzkém pruhu podél krušnohorského svahu při zlomu, který zde byl bezprostředním břehem sedimentačního prostoru pánve. V profilech vrtů např. Jz-3 až Jz-10, Čn-26 a v mnoha dalších jsou zaznamenány horniny jako nadložní jíl velmi silně písčito-slídnatý, miocenní štěrky a kaolinické písky, rulové balvany, rulové zvětraliny, polymiktní jílovité slepence a brekcie. Na vrtu Jz-10 u Jezeří je zaznamenána v hl. 41,6—46,0 m jílovitá brekcie s úlomky rul a křemene do 2 cm a s ohlazovými plochami, podřenyými od vlečených valounů, s mezivrstevními skluzy apod. Uhelná sloj zde vykličuje ještě před výchozem a před zlomem, břeh jezera je v tomto úseku evidentní (Váně 1960a, str. 76, Elznic 1963).



V jiných úsecích (např. Prunéřov—Jirkov) byl břeh jezera budován měkčími typy pararul, mnohdy s podkladem zjlovělých vulkanitů, a během sedimentace v miocénu se morfologicky neprojevoval. Podstata rozdílnosti prostředí krušnohorské kry oproti pánvi spočívala v tom, že území pánve sekulárně klesalo a výškový rozdíl byl vyrovnáván ukládáním sedimentů, kdežto území dnešního krušnohorského hřbetu neklesalo a k sedimentaci zde nedocházelo. Rozdílnost obou prostředí správně postřehl v paleontologickém obsahu Hurník (1961, str. 426). Všechny tyto otázky byly již obsírně řešeny na I. geologické konferenci v Teplicích (viz též Váně 1960a, str. 66—79).

Názorným a důležitým dokladem předchozích tvrzení je situace u Černovic u Chomutova (viz obr. 2). Evidentně s. za krušnohorským zlomem je zde na krušnohorském hřebeni na Hradišti zachován relikt miocenních křemenců. Jsou uloženy přímo na rule, jejich mocnost je asi 10 m, mají výrazný úklon 10° k JV a obsahují bohatou miocenní flóru, vzácně i otisky mlžů cf. *Unio*. V četných vrtech v pánvi pod Hradištěm nebyly nikde zjištěny (vyjma mohutných sutí s hojnými velkými bloky těchto křemenců — viz Váně 1960b). Při výkopech pro přivaděč Ohře na sv. okraji Černovic jsem kdysi zaznamenal souvislé vrstvy dosti pevných limonitických pískovců, místy se zbytky flóry a s otisky mlžů cf. *Unio*. Jejich polohu objasnil vrt Čv-64 v těsné blízkosti výkopu, který je zastihl (vesměs rozvrtné na písek) v hl. 7,6 až 14,0 m. Následovaly nadložní jíly, hnědohelná sloj od 83,15 do 100,75 m, podložní jíly, písky a pískovce a od 123,4 m rula. Nadložní pískovce z výkopu pokládám za vyklíňující okraj výnosového kužele miocenního toku, který v těchto místech ústil od S do pánve. Jeho sedimenty stratigraficky odpovídají nadložnímu souvrství a jsou ekvivalentní křemencům na Hradišti (viz obr. 2). Ve srovnání např. s dejkem kuželem dnešní Chomutovky byl předpokládán tok spíše menší, měl menší spád a erodoval kaolinicky zvětralé krystalinikum v mírně zvládném území vrcholového peněplénu na místě dnešních Krušných hor. Zásadní rozdíl v podobě těchto psamitů na Hradišti a pod ním je ve tmelu horniny, křemitém nebo limonitickém. Zatím nejasný je původ křemitého tmelu v křemencích na Hradišti. V literatuře však existují zmínky o vzácném nálezu fluoritu a barytu (Dejmek - Knotek 1966). Křemence na Hradišti jsou ekvivalentní nadložnímu

-
2. Příčné geologické řezu pánví po z. straně Chomutova (svrchní 5X převýšený, tentýž spodní nepřevýšený). Z řezu je patrný peněplenizovaný povrch krystalinika jak na krušnohorském vrcholovém hřbetu, tak v podloží miocénu pánve. Ploché uložení hnědohelné slaje se náhle mění a zvedá až v blízkosti krušnohorského zlomu. Křemence na Hradišti mají své pokračování v pískovcích v nadložní slaje v pokleslé kře pánve na vrtu Čv-64 (svrchní obr.). Na spodním obrázku je patrna poloha přívodových cest čediče Černého vrchu v těsné blízkosti krušnohorského zlomu (viz S. Hurník 1982c, str. 389). Kreslí M. Váně 1982

1 — miocenní sedimenty z nadloží i podloží slaje; 2 — klastika krušnohorské proveniencie v nadložním souvrství (na Hradišti silicifikovaná v křemence), za krušnohorským zlomem uložená na rule; 3 — hnědohelná slaj; 4 — neovulkanity; 5 — psamity svrchní křidy (cenoman—spodní turon); 6 — ruly krušnohorského krystalinika

souvrství, avšak nemají v podloží hnědouhelnou sloj a spočívají přímo na rule. Jsou patrně produktem fluvialní sedimentace a markantním dokladem skutečnosti, že těsně za krušnohorským zlomem nedocházelo k ukládání pánevních sedimentů.

Tytéž okolnosti potvrzují i další lokální výskyty pískových delt toků krušnohorské provenience. Zcela obdobné postavení jako křemence na Hradišti mají křemence na Salesiově výšíně u Oseka a písky v přilehlých pískovnách (Váň 1961b). Jsou rovněž součástí nadložního souvrství, a to jeho svrchních poloh, v těsném podloží uhelného souvrství (l. c. str. 351), které Elznic (1966) později pojmenoval lomskou slojí. Obsahují velmi hojné schránky unio-nidů a jejich křemitý tmel je obsažen jen ve výchozových partiích v blízkosti krušnohorského zlomu — dále do pánve přecházejí v měkké pískovce až písky. Názor o skalním zřízení salesijských křemenců z podloží do nadloží (Čech 1981, str. 16) je nepřijatelný (kromě toho se salesijské křemence neměly odkud zřítit, neboť přilehlý krušnohorský svah je rulový). Jiné rozsáhlé výskyty písků a štěrků krušnohorské provenience v nadložním souvrství jsou známy u Domaslavic, Košťan a Unčína (Zelenka - Polický 1964, Čadek 1966, str. 96—98).

Nejmladší fáze vývoje prolomu v pliocénu a kvartéru při krušnohorském zlomu

Základním rysem tektogeneze podkrušnohorského prolomu během terciéru byla subsidence vnitřní kry pánve podle okrajových zlomů, krušnohorského a oharského. Celé toto období se vyznačuje převahou poklesů nad zdvihy, při kterých byl zachováván rovnovážný stav mezi intenzitou tektonických pohybů a denudací, popř. akumulací na většině území. Stejujmi slovy charakterizuje tuto etapu A. Kopecký (1972b). Povrch terénu zůstával morfologicky značně jednotvárný a jeho absolutní výška nad mořem byla minimální.

V tomto vývoji nastal náhlý zvrat v pliocénu a v pleistocénu, kdy začala intenzivně vystupovat okrajová horstva Českého masivu včetně Krušných hor a zdvihy nabyly převahy nad poklesy (A. Kopecký 1972b, str. 111). Je to hlavní reliéfovorné období, během něhož vznikla většina současných kladných morfostruktur Českého masivu. Do té doby neporušený peněplén Krušných hor byl vyzdvižen do výše až přes 1000 m n. m. a rozbrázděn řadou hlubokých údolí s výrazně nevyrovnanou spádovou křivkou. Při jejich vyústění do pánve vznikly rozsáhlé a mocné dejkění kužele hrubých nevytríděných šterkopísků (Váň 1957, str. 200, 1960a, str. 77—78).

Tektonická aktivita masivu v nejmladším období je uváděna v kauzální závislosti na tektonickém režimu alpské geosynklinální zóny Evropy s tím, že byla podmíněna expanzí horotvorných tlaků z alpsko-karpatské oblasti směrem

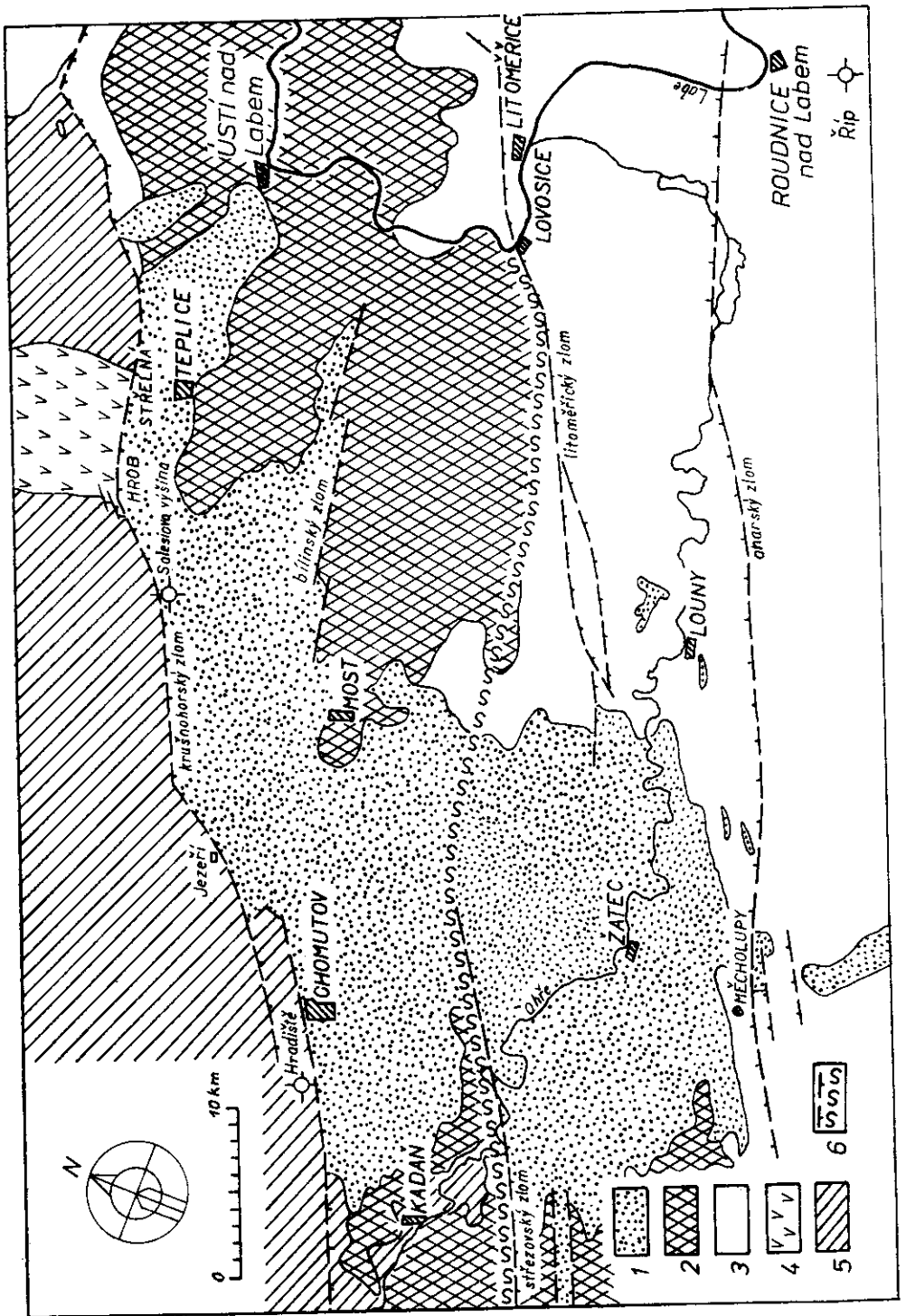
na Český masív. Tyto procesy bezesporu ovlivnily tektonický režim v masívu, avšak nezpůsobily jej (A. Kopecký 1972b, str. 128). Byly vyvolávány primárními vertikálními silami, jejichž příčiny sídlí hluboko pod Českým masívem (Málecha 1961, str. 252).

Nejmladším obdobím až recentem vývoje krušnohorské oblasti se zabýval Král (1968). Zdůrazňuje existenci rozsáhlých rovinných reliktů bazální zvětrávací plochy předoligocenní paroviny na dnešním vrcholovém hřbetu Krušných hor, vyzdvižených v nejmladší fázi vývoje krušnohorské morfostruktury do nadmořské výšky až 1000 m (Králík 1966 použil termínu „snížený nepelén“ vzhledem k denudaci starotřetihorního zvětralinového krytu krystalinika v mocnosti asi 40–50 m). Citované nálezy terciérních sedimentů u Kovářské (str. 24) jsou nesporně součástí paleogenní výplně vulkanické struktury. Okrajový krušnohorský zlomový svah nejlépe splňuje kritéria uváděná pro klasifikaci zlomových svahů: je to především přímočarý průběh svahu, bez ohledu na geologickou strukturu podkladu, zřetelné porušení geomorfologických poměrů nad i pod svahem, výskyt facetových ploch na svahu, téměř neporušených erozivními rýhami, a především ovšem geologicky zjištěná zlomová linie na úpatí svahu. Okrajový jv. zlomový svah Krušných hor působí dojmem neobyčejné morfoloické svěžesti. Zvláště mezi Perštejnem a okolím Kralup u Chomutova je zlomový svah morfoloicky velmi výrazný a přímočarý (zde jej právě popírá Malšovský 1979, str. 79) a v tomto úseku jsou nejlépe vyvinuty facetové plochy mezi průlomovými údolími krušnohorských potoků (Král 1968, str. 45).

Bílinský a litoměřický zlom

Bílinský zlom ohraničuje hrásřovou strukturu Českého středohoří po s. straně proti pánvi. Jeho průběh je v současném stadiu prozkoumanosti značně nejasný; zlom se několikrát lomí a je postupně překládán k S do nových větví. Spíše se asi jedná o několik samostatných zlomů podobné funkce. Generelní směr jeho dílčích úseků je nápadně V–Z. V úseku Braňany—Bílina je jeho úloha doložena během miocenní sedimentace v řadě velmi zřetelných příkladů v těžebních řezech uhelného lomu Maxim Gorkij (Váně 1961a). V blízkosti zlomu u j. výchozů sloje byly vrstvy vyvlčeny do strmých úklonů jako při krušnohorském zlomu. Syntsedimentární aktivita zlomu podmínila vznik syngenetických zlomových a skluzných ploch a způsobila mohutné skluzy uvnitř souvrství hnědouhel-
né sloje (viz příl. II a III). Kombinací s nepravidelným průběhem jednotlivých přínosových ramen bílinské delty vznikají v sedimentárním miocenním komplexu velmi složité struktury.

Podobně jako bílinský zlom na S. ohraničuje na J hrást Českého středohoří oproti dílčímu ohareckému prolomu zlomový systém, z něhož je nejnápadnější



tzv. litoměřický zlom. Prvně se objevuje v mapách H i b s c h e (např. 1926) jako význačná zlomová linie, probíhající přímočaře od Liběšic a Židovic sv. od Loun přes Litoměřice až do okolí Ploskovic (délka úseku asi 30 km). Obdobně je zakreslen v mapě 1 : 75 000, vydané Státním geologickým ústavem v r. 1948 a sestavené A. Matějkou — list 3852 Roudnice nad Labem. V poněkud jiné verzi se objevuje v geol. mapě Českého středohoří 1 : 25 000 od Č. Zahálky, vydané v r. 1937 Státním geologickým ústavem. Jinak je interpretován na základě nových průzkumných prací v mapě autorů Krutský - Váně et al. 1975, příl. V, kde se jeví výrazněji jen do okolí Židovic. Dále k JZ je doprovázen řadou souběžných poruch různého smyslu zaklesnutí, vytvářejících dílčí příkopy a hráště. Jeho funkce je tak postupně zastřena a vytrácí se. Ekvivalentní poruchy, omezující hráštové těleso Českého středohoří proti oharskému prolomu, lze sledovat ještě v okolí Ranské hory u Loun, Břvan, Vrbky a Rvenic. Jeho pokračování (?) k s. okolí Žatec, na Sedčice a Čejkovice je problematické a je zastřeno v neodkrytých terénech středního Žatecka s jednotvárným vývojem miocénu v žateckém vývoji.

Litoměřický zlom je v dnešní podobě považován za epitektonický projev hlubinného zlomu starého založení, jednoho z nejvýznačnějších v Českém masívu. Tento zlom má oddělovat blok krušnohorského krystalinika od bloku tepelsko-barrandienského (Š t o v í č k o v á 1973, L. K o p e c k ý 1978 a další). Zmínil jsem se již v první kapitole, že styk proterozoických komplexů různého stupně metamorfózy je odkrytý v údolí Labe u Žernosek a Opárna, asi 2—3 km na S od litoměřického zlomu, a vyznačuje se prudkým metamorfním spádem. Tektonický styk katazonálně a epizonálně metamorfovaného proterozoika si ostatně nelze dobře představit — viz např. Prouza 1965, str. 83, obr. 2 vpravo (pokračuje snad krušnohorské krystalinikum za zlomem pod proterozoikem tepelsko-barrandienského bloku?). Naopak na vrtu Tř-1 u Třtěna byla zastížena granátická svorová rula ještě 3 km j. od litoměřického zlomu.

Výrazná osa horizontálních tíhových gradientů v mapě P o l a n s k é h o a Š k v o r a (1975, příl. I) se přibližně kryje s průběhem dnešního litoměřického zlomu na povrchu jen po j. straně Českého středohoří. V dalším průběhu k Z se povrchově neprojevuje, osa odbíhá k Z a kose přetíná známé směry saxonské tektoniky v tomto území. Zdá se, že sleduje hranici mezi krušnohorským krystalinikem a tepelsko-barrandienským proterozoikem, včetně s. okraje rozšíření vnitřní molasy mladšího paleozoika. Vyjadřuje strukturální poměry

3. Schematizovaná geologická mapa severočeské hnědouhelné pánve zobrazuje hlavní struktury a některé lokality. Z mapy je zejména patrný průběh j. okrajového oharského zlomu (židovicko-chvalínský podle Č. Zahálky 1899) a vztah litoměřického zlomu k ose horizontálních tíhových gradientů. Sestavil M. Váně 1982

1 — miocenní sedimenty; 2 — neovulkanické oblasti (České středohoří a v. okraj Doubovských hor); 3 — křída a mladší paleozoikum; 4 — teplický paleoryolitový komplex; 5 — krušnohorské krystalinikum; 6 — některé hlavní zlomové linie (nahore); osa horizontálních tíhových gradientů (J. Polanský - V. Škvor 1975, příl. I)

krystalinického fundamentu, avšak do platformního vývoje se zjevně nepromítá. Proto se význačně geofyzikálně neprojevují mladé zlomy, krušnohorský na S a oharský na J, neboť netvoří rozhraní základních strukturních jednotek starého fundamentu (viz Š t o v í č k o v á 1973, str. 111). Platformní tektonický vývoj zde probíhal podle jiného plánu a přibližná prostorová shoda s litoměřickým zlomem u Třebenic je spíše náhodná. Tím se ovšem nevylučuje např. rejuvencence starých puklin a zlomů v krystalinickém podkladu tohoto území v souvislosti s neovulkanismem.

Řešení strukturně tektonických vztahů obou bloků v geol. řezu, předpokládající protiklonnost hlubinného litoměřického zlomu k jeho mladšímu epitektonickému projevu, se jeví jako násilné a nepravděpodobné (L. K o p e c k ý et al. 1970, str. 100, 1978, str. 98). Litoměřický zlom rozhodně není jv. okrajovým zlomem podkrušnohorského prolomu, jak mylně uvádí Š t o v í č k o v á (1973, str. 108). Miocenní pánevní sedimenty jsou rozšířeny ještě daleko na J od litoměřického zlomu, až po j. okrajový zlom prolomu oharského.

Za pozornost stojí vzájemné porovnání dvou zásadně odlišných názorů na řešení strukturní stavby prolomu, které podali jednak L. K o p e c k ý et al. (1970, str. 97; 1978, str. 98), jednak M a l k o v s k ý (1980a, str. 147).

O h a r s k é z l o m o v é p á s m o

Jižní okraj podkrušnohorského prolomu tvoří složitý soubor zlomů různého založení a funkce. Tyto zlomy jsou namnoze dobře sledovatelné i odkryté. Jsou nepřímým důkazem existence krušnohorského zlomu, neboť jako je zlomový j. okraj prolomu, stejně tak je zlomový i jeho s. okraj. Hlavní zlomovou linií je dislokace označená Č. Z a h á l k o u prvně jako židovicko-chvalínská (1899, str. 6—7), později dále k Z jako slavětínská. M a l e c h a (1961, str. 267) nazývá dislokaci stejné funkce v měcholupském okolí sířemským zlomem, M a l k o v s k ý (1979, str. 87) tuto okrajovou dislokaci ohareckým zlomem, což je ze všech alternativ pojmenování nejmýšlivější. Pojmenování „oharský zlom“ použil již dříve H o k r (1961, str. 140) pro j. okrajový zlom v sokolovské pánvi. Jeho totožnost s M a l k o v s k é h o ohareckým zlomem (1979) není zatím potvrzena (přes centrální část doupovského stratovulkánu ?), avšak funkce obou je podobná.

Oharský zlom byl založen jako jeden z nejstarších již počátkem paleogénu. Po jeho s. straně zaklesla a podnes se uchovala mladší slínitá křídlová souvrství počínaje středním turonem, po j. straně byla tato souvrství denudována již v paleogénu. Probíhá ze s. okolí Roudnice nad Labem na Poplze, Levousy, Stradonice, Slavětín, Chlumčany, Touchovice, Tuchořice a Měcholupy. Jeho průběh není vždy přímočarý a jednotný (podobně jako u krušnohorského zlomu). Na j. Lounsku je po jeho j. straně ještě skupina dalších, převážně mladších

zlomů. Dobře jsou odkryty např. v údolí u Brloha j. od Loun. Z nich dislokace perucká, dybeřská a bitinská (Č. Zahálka 1899) zjevně porušují paleogenní penepplén řadou stupňovitých poklesů, a jsou tedy mladší (viz Váně 1964, obr. B-1, pravá část spodního řezu). Jmenovaná skupina zlomů spolu s dalšími ukazuje pozoruhodný tektonický styl. Tyto zlomy nesledují rovnoběžně s. okraj středočeské křídové tabule, nýbrž od něho odbíhají kose a strhávají nové úseky území jv. od oharského zlomu do „záboru Českého středohoří“ podle terminologie Č. Zahálky (1914) — viz Váně *in* Soukup (1954), tab. IX.

V detailu je rozčlenění a stavba oharského zlomového pásma velmi složitá, dokazující dlouhodobý vývoj, se zlomy před- i pomiocenními (podobně jako při krušnohorském zlomu). Na některých zlomech se pohyby opakovaly (obrácený vlek zlomu u hřbitova v Opočně nebo některé zlomy u Měcholup — viz Malcha 1961) nebo vznikaly úzké a hluboko zakleslé kry (Touchovice) aj. — viz Váně *in* Zoubek a Škvor (1963), tab. XIII; Váně (1964), obr. B-5; Krutský - Váně et al. (1975), příl. V a VI; autorovy geologické mapy 1 : 25 000 v Geofondu — list 3851 Chomutov; autorova závěrečná zpráva „Tuchovice — vápence“. Složitost vývoje názorně a podrobně dokumentuje v okolí Měcholup Malcha (1961).

O dalších zlomech uvnitř pánve se zmíním jen všeobecně. Vlastní hnědouhelná sloj je zlomy porušena poměrně málo; převládá drobná tektonika se skoky od 1 do 5 m. Řada význačných poruch porušujících sloj je známa mezi Mostem a Teplicemi (viz autorova mapa v Geofondu, list 3751 Teplice; viz Zelenka 1964, str. 268).

Význačnou tektonickou linií v z. části pánve je zlom po j. straně „střezovského sedla“ (Váně 1964, obr. D-1), spolu s doprovodem dalších poruch. Hladce dislokuje miocenní sedimenty od vulkanitů a je sledovatelný z centrálních partií doupovského stratovulkánu přes Vinaře, Dolany, Čermníky, Střezov do okolí Holetic. V tomto úseku se se střezovským zlomem ztotožňuje průběh osy horizontálních tíhových gradientů, která sem přechází od „litoměřického zlomu“ z Třebívlicka.

Řada význačných zlomů je známa z okolí Postoloprť (Vrbka, Březno—Celnice, Skupice, Mradice). V jihozápadní části pánve jsou velké zlomy u Čejkovic a Libědic. Pozoruhodný je dílčí prolom v pětipeské pánvi ve vilémovsko-žebletínském výběžku (Váně 1957, str. 184), zasahující úzkým příkopem hluboko do centra doupovského stratovulkánu. Je vyplněn produktivním miocénem (býv. důl Františka v Radonicích), v jeho podloží je zaklesnutý komplex asi 40 čedičových příkrovů a proudů o celkové mocnosti 371,4 m (vrt Rd-6 Radechov). Na zlomu je v Žebletíně pramen kyselky s vysokým podílem CO₂.

K mladým tektonickým pohybům přísluší již zmíněný výzdvih hranice rozvodí Ohře a Berounky mezi Měcholupy a Svojetínem na Žatecku. Relativně stoupalo i České středohoří včetně jeho z. okraje v údolí potoka Srpiny a přispělo tak k přeložení toku Ohře od Postoloprť na Terezín během mladšího

pleistocénu. Mladé pohyby byly zjištěny přímo v pánvi. Severně od Bíliny byl zjištěn přesmyk v kvartérních sedimentech (viz příloha I). Na povrchovém uhelném lomu Jirásek u Bíliny a u Světce zaznamenává A. Kopecký vrásové deformace o amplitudě až 20 m, vyplněné kvartérními sedimenty stejné mocnosti (A. Kopecký 1968, str. 273; 1972a, str. 121–122).

Tektonika a vulkanismus

Samostatný okruh otázek tvoří vztahy mezi pohyby na krušnohorském zlomu a vulkanismem. Podle Č. Zahálky (1914) a Malšovského (1980a) je tektonické zaklesnutí pánve důsledkem předchozí vulkanické činnosti, kterou byly uvolněny prostory pro vyprázdnění magmatických krbů. Opačný názor zastává Štovíčková (1973, str. 70–75), podle které je vulkanismus proces vyvolaný hlubinnou tektonikou. L. Kopecký (1978) zdůrazňuje vazby mezi mladým alkalickým vulkanismem a riftovými strukturami. V rámci této studie nebyla ke zmíněnému tématu získána žádná výrazná konkrétní data vyjma konstatování, že vulkanismus a tektonika spolu časově i prostorově dosti úzce souvisejí. Zůstává skutečností, že v terciéru vzniklo náhle v platformním bloku Českého masívu výrazné sopečné pohoří, jehož příčiny vzniku je nutno hledat v hlubších subkrustálních zdrojích a impulsích. Vazbu vulkanických těles na krušnohorský zlom je nutno posuzovat opatrně, neboť mnoho význačných vulkanických těles nejrůznějšího druhu je nejen při zlomu, ale i mimo něj a mimo pánev. V oblasti Českého středohoří je nápadnou a prokázanou skutečností protažení anebo řetězcovité spojení jednotlivých vulkanických těles podle puklin krušnohorského směru, který převažuje. Přesto se hlavní pohyby podle okrajových zlomů vymezujících prolom nepochybně daly až po skončení hlavní fáze vulkanické činnosti. Na j. okrajový zlom oharský nejsou vázána žádná nápadná vulkanická centra s výjimkou čedičů u Měcholup. Dále na Z se k tomuto zlomu přibližuje centrum doubovského stratovulkánu.

Některé závislosti z území mezi Ostrovem a Kláštercem nad Ohří uvádějí L. Kopecký et al. (1974, str. 30–31), podle kterých krušnohorský hlubinný zlom funguje jako přívodová dráha melilitických a jim příbuzných nejbazaltějších čedičových vyvřelin.

K pozoruhodným místům v pánvi patří s. okraj dnešního uhelného lomu „Merkur“ sv. od Pruněrova, v. od dvora „Ušák“ (Henklův dvůr). Těsně po j. straně nové železniční přeložky trati Chomutov–Karlovy Vary byly v minulých létech odkryty za výchozem sloje v nejtěsnější blízkosti předpokládaného průběhu krušnohorského zlomu navětralé hnědožlutavé vulkanické brekcie zvláštního složení, zcela přeplněné úlomky i velkými bloky rul krušnohorského krystalinika. Tytéž brekcie, tentokrát nezářivé a černošedé barvy, s bílými žilkami karbonátů a hojnými lupínky biotitu velikosti až 3 cm, byly nyní zastí-

ženy do velké hloubky ve vrtu v blízkosti. V daném místě by bylo možno spojovat výskyt těchto brekcií s krušnohorským zlomem.

V těsné blízkosti zlomu jsou výskyty čediče a brekcií ve vrtech v podloží miocénu v okolí Ahníkova (vrty Ms-1, 12, 14, 17 aj.). Těsně při zlomu je výlev čediče v nadloži paleogenních křemenců na Černém vrchu po z. straně Chomutova (obr. 2 — spodní řez) — viz též V á n ě 1957, str. 194, tab. I, obr. 2).

Mimořádné a významné výsledky přinesl vrt n. p. Stavební geologie z poslední doby, Ja-26 z. od Janova u Litvínova. V krušnohorském svalu těsně při zlomu byly vrtem zastíženy komínové brekcie s velkými bloky a souvislými polohami zapadlých miocenních nadložních jílu nebo uhelnatých pískovců s příměsí splachů z krystalinika apod. Podle toho usuzujeme na výplň diatremy II. neovulkanické fáze. Podobný případ nebyl v této části pánve dosud zaznamenán.

Nápadné je sz. omezení výskytů čedičů a pyroklastik na krušnohorském zlomu jak na Z území v okolí Perštejna a s. od Ciboušova, tak na V sv. od Unčína a sv. od železniční stanice Chlumeck.

Závěr

Ze stručného rozboru vývoje krystalinického fundamentu vyplývá problematika vzájemného poměru krušnohorského krystalinika a tepelsko-barrandienského proterozoika. Vysvětlovat jejich styk litoměřickým zlomem je zjednodušující a patrně i nesprávné. Pro platformní vývoj masívu v této oblasti je podstatné konstatování, že podkrušnohorský prolom včetně hlavních okrajových zlomů byl založen na počátku terciéru — ne dříve a ne později. První tektonický rozpad a první zaklesnutí podle okrajových zlomů nastalo v paleocénu, ještě před vznikem „oligocenní paroviny“. V paleocénu také započala rozsáhlá denudace mladších křídových pásem z okolních, výše položených ker, především z krušnohorského hřbetu a středočeské křídové tabule. Současně se projevila vulkanická činnost ve své iniciální fázi. V eocénu byl postupně znovu obnoven parovinný charakter celého území. Paleogén jako celek je pro nás však obdobím časově ještě příliš vzdáleným a naše geologické vědomosti jsou proto nutně velmi kusé a schematické. S tímto vědomím je potřeba přijímat předchozí rekonstrukce geologického vývoje, zvláště porovnáme-li délku trvání paleogénu (45 mil. let) s geologickými ději za poslední 2 mil. let.

V oligocénu nastala nová etapa vývoje území postupným rozsáhlým rozvínutím hlavní fáze vulkanické činnosti, působící po velmi dlouhou dobu, až do miocénu. V podkladu miocénu všude nacházíme výrazné známky předchozího tektonického vývoje během paleogénu a zejména rozsáhlé předmiocenní denudace starších útvarů. Po skončení hlavní fáze vulkanismu v miocénu dochází k nové etapě zaklesávání prolomu v celé jeho šíři mezi okrajovými zlomy

a k akumulaci jeho subsidenční výplně včetně tvorby hnědouhelné slaje. Sedimentační prostor pánve je vymezen okrajovými zlomy prolomu (shodně s Malechou 1961, str. 280), mimo které k pánevní sedimentaci nikdy nedocházelo. Pomiocenní denudace změnila na této skutečnosti jen málo (částečná denudace výchozových partií). Denudace většího rozsahu působila spíše uvnitř pánve, kde např. snížila mocnost nadložního souvrství. Nejvíce působila podél bývalého koryta Ohře mezi Mostem a Louny, kde odstranila celou mocnost terciéru až na křídový podklad. Relikty miocénu v okolí Loun jsou dokladem, že i dílčí oharský prolom byl zaplněn sedimenty, avšak v podstatně menší mocnosti a méně produktivním vývoji než v Podkrušnohoří. Je otázkou, do jaké míry byl jimi dílčí oharský prolom zaplněn (až na Libochovicko a Roudnicko?).

Založení prolomu je ve své podstatě poklesové. Zaplňování jeho prostoru sedimenty bylo ve výškové relaci s okolním terénem, takže i během miocénu zůstávalo celé území pánve i jeho okolí v podstatě peneplněm s minimální absolutní výškou a v pánvi sedimentoval jemnozrnný nebo pelitický materiál. V souladu s výkladem A. Kopeckého (1972b) došlo teprve během pliocénu a zejména v pleistocénu k výzdvihu Krušných hor, vzniku hlubokých mladých údolí na j. Lounsku i na krušnohorské straně, spojenému s akumulací hrubých štěrků.

K vysloveným pochybnostem o existenci krušnohorského zlomu (Hurník 1982c) nutno uvést, že Krušné hory jsou klasickým příkladem mladého zlomového pohoří. Zlom je svým přímočarým průběhem a výraznou morfologií zlomového svahu velmi markantní a byl konstatován celými generacemi mapujících geologů i geomorfologů. Tak jako je prokazatelně zlomový j. okraj prolomu (oharský zlom), analogicky je zlomový i s. okraj (krušnohorský zlom). Při okrajových zlomech prolomu nejsou miocenní sedimenty dislokovány, nýbrž vyvlečeny. Je to způsobeno tím, že při zaklesávání území prolomu v miocénu bylo pásmo při krušnohorském zlomu břehem vznikající pánve. K mohutnému vyvlečení vrstev při zlomu došlo především v období pliocén—pleistocén při výstupu Krušných hor. Těsně při krušnohorském zlomu lze na některých příhodných místech pozorovat náhlou faciální změnu ve složení miocenních sedimentů vlivem blízkosti břehu jezera. Uhelná slaj před zlomem vyклиňuje (právě tato partie bývá většinou denudována). Při krušnohorském zlomu se objevují v miocenních pelitických sedimentech nadložního souvrství polohy klastik výnosových kuželů menších toků krušnohorské proveniencce. Miocenní křemence stáří nadložního souvrství na Hradišti jsou za zlomem uloženy přímo na rule. Krušnohorský zlom byl zastižen v průzkumné štole pod Jezeřím, je přímo odkrytý u Oseka, markantně patrný u Střelné a ve svazích Sněžníku. Je zřejmý i v zazubení z. hranice paleoryolitového komplexu proti rulám u Hrobu.

Výklad dnešní morfostruktury Krušných hor jako megavrásy a popření existence krušnohorského zlomu (Čech 1981, Hurník 1982c) je kromě toho nepřijatelné z řady dalších důvodů. Ostrá hrana morfostruktury Krušných hor

na styku s pánví a její přímočarý průběh se nedá vysvětlovat jako boční strana a úpatí vrásky. Tato linie prochází přímočaře a zcela bez ohledu na strukturní stavbu podložního krystalinika, které se nemůže podvolit vytvoření nové vráso-zlomové struktury, probíhající kose. V celém rozsahu vrcholového hřbetu Krušných hor jsou dominujícím veletvarem parovinné plochy s rozsáhlými relikty nedotčeného paleogenního penepfénu (sníženého o zvětralinový plášť), dnes namnoze pokryté známými krušnohorskými rašelinisky. V případě megavrásového vyklenování Krušných hor by musely být tyto rovinaté plochy kopulovitě deformované. Veškerá zjištěná fakta mě vedou k jednoznačnému přesvědčení, že krušnohorský zlom existuje nepřerušeně ze Sokolovska až za Děčín jako zlomová linie prvního řádu.

Během tisku vyšel nový příspěvek S. Hurníka a V. Havleny: „Podkrušnohorské hnědohorné pánve a Krušné hory jako součásti neotektonické velevrásové struktury“ (Čas. Mineral. Geol., 29, 1, 55—67). Proti předchozímu nepřináší zásadně nové argumenty, které by jakkoliv vyvracely názory v této mé práci. Autoři správně uvádějí, že dosud nikdy a nikde nebylo zjištěno tektonické ukončení sloje. O protiklonných poklesech vyslovují názor, že zřejmě patří k doprovodným jevům mechanismu výzdvihu morfostruktury Krušných hor. Rovněž lze plně souhlasit s názorem, že krystalinikum krušnohorského hřbetu tvořilo s krystalinikem dna podkrušnohorských pánví jednotlivý celek, ovšem jen v některých obdobích paleogénu, nikoliv v neogénu. Uvedené geologické řezy správně vystihují **denudační výchoz** sloje před krušnohorským zlomem. Na důsledky obnažení a nařtnutí svahu Krušných hor těžbou v severočeské pánvi však nahlížím pesimisticky. V minulosti to již plně prokázaly mohutné sesuvy pod Jezeřím a u Žandova.

Výklad vulkanotektonické subsidence (Malkovský 1980a) nebere dostatečně v úvahu zjevné tektonické založení prolomu od samého začátku, dobře patrné i z autorovy mapy (str. 142 tamtéž) a konstatované již dříve Malechou (1961). Synsedimentární diferencovaná subsidence drobných ker krystalinika pánevního dna nemohla být předpokladem vzniku až 550 m mocných souvislých vrstev miocenních sedimentů v rozsahu celé pánve. Existence okrajových zlomů během miocenní sedimentace byla mnohonásobně doložena právě v předložené práci. Také domnělé vytvoření sedimentačního prostoru pánve zahrazením tělesy vulkanických hornin po obvodu se samo vylučuje vzhledem k vývoji a posloupnosti sedimentární výplně.

Oproti výkladu L. Kopeckého (1978) jsem namísto pojmu „rift“ použil označení „prolom“ především vzhledem k odlišnému pojetí funkce litoměřického zlomu, který nepovažuji za okrajový zlom oharského riftu. V mezích sledovaného území prolomu byla potvrzena hrášťová struktura Českého středohoří a po její j. straně dělí oharský prolom. Po s. straně je omezena bílinským a po j. straně litoměřickým zlomem. Litoměřický zlom není okrajovým zlomem prolomu a nesleduje dále k Z výrazné geofyzikální anomálie, zaznamenané Polanským a Škvorem (1975). Tyto anomálie jsou především odrazem stavby krystalinického fundamentu, a nikoliv platformního vývoje prolomu.

Jako hlavní j. okrajový zlom prolomu byl zjištěn oharský zlom. Obě okrajové dislokace se geofyzikálně výrazně neprojevují.

Závěrem připojuji svůj názor k otázkám stability krušnohorských svahů, které oživily diskusi o krušnohorském zlomu. Z předložené práce vyplývá, že j. krušnohorský svah, při jehož úpatí prochází krušnohorský zlom, byl silně tektonicky exponován od začátku terciéru. Složitost popsanych tektonických dějů byla ve skutečnosti mnohem komplikovanější, než se podařilo v této práci zaznamenat. Horniny krystalinika jsou při krušnohorském zlomu silně tektonicky podreeny v brekcii až písek, namnoze fosilně kaolinizovány, a to do velkých hloubek (100 až 200 m). Potvrzují to právě prováděné vrty na úpatí svahu mezi Kundrařicemi a Jezeřím. Mohutné skalní zřícení nad Dřínovem a na bývalém dole Gustav v žandovské pánvi, jakož i zatím poměrně nevelké recentní sesuvy tamtéž a v prostoru lomu Nástup jsou předběžným varováním. V každém případě bude zajištění bezpečnosti krušnohorských svahů při povrchovém dobývání uhlí na jejich úpatí krajně obtížným problémem a stěží se podaří najít ekonomicky úměrná technická opatření, která by odstranila veškeré riziko.

K tisku doporučil V. Havlena

Literatura

- Čadek J. (1966): K paleogeografii chomutovsko-mostecko-teplické pánve. — Sbor. geol. Věd, Geol., 11, 77—114. Praha.
- Čech F. (1981): Koncepce inženýrsko-geologického a hydrogeologického průzkumu podkrušnohorského okraje severočeské hnědouhelné pánve. — Hnědé Uhlí, 4, 15—19. Most.
- Čech F. - Zelenka O. (1983): Význam geologické stavby podkrušnohorského okraje severočeské hnědouhelné pánve pro povrchové dobývání uhlí. — Uhlí, 31, 5, 179—188. Praha.
- Dejmek V. - Knotek Z. (1966): Zpráva o ložiskovém výzkumu krystalinika mezi Výsluním a Červeným Hrádkem v Krušných horách. — Zpr. geol. Výzk. v Roce 1965, 81—82, Praha.
- Elznic A. (1963): Sevcrozápadní omezení chomutovsko-mostecko-teplické pánve. — Věst. Ústř. Úst. geol., 38, 4, 245—251. Praha.
- (1964): Výsledky litostratigrafického studia miocenních sedimentů chomutovsko-mostecko-teplické pánve. — Geologický výzkum v SHR. — MS archiv Sdružení Severočeských hnědouhelných dolů, 1—21. Most.
- (1973): Sedimenty neogénu a vývoj uhelné slaje v mostecké části severočeské pánve. — Sbor. geol. Věd, Geol., 24, 175—204. Praha.
- (1982): Krušnohorské krystalinikum v podloží severočeské hnědouhelné pánve. — Geol. Průzk., 24, 4, 101—104. Praha.
- Fencel J. - Záruba Q. (1956): Geologické poměry okolí Lázní Teplíc v Čechách. — Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol., 22, 427—484. Praha.
- Havlena V. (1982): Vznik podkrušnohorských pánví. — VIII. exkurze uhelně geologického semináře. — Přírodověd. fak. Univ. Karl., 5—14. Praha.
- Hibsch J. E. (1926): Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte des Böhmisches Mittelgebirges. — Vlastním nákladem Freier Lehrerverein des politischen Bezirkes Tetschen, Děčín.

- Hokr Z. (1961): Terciér sokolovské hnědouhelné pánve. — Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol., 26, 2, 119—174. Praha.
- (1982): Redefinice mosteckého souvrství. — Sbor. IV. uhel. geol. konference. — Přírodověd. fak. Unív. Karl., 47—52. Praha.
- Holubec J. (1957): Geologicko-petrografické poměry krystalinika v okolí Místa (záp. od Chomutova) v Krušných horách. — Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol., 23, 111—158. Praha.
- Hurník S. (1959): Prvé zjištění cyklické sedimentace v terciérních limnických pánvích ČSR. — Věst. Ústř. Úst. geol., 34, 4, 269—279. Praha.
- (1960): Příspěvek k tektonickým poměrům střední části jižního okraje chomutovsko-mostecko-teplické pánve. — Věst. Ústř. Úst. geol., 35, 4, 337—340. Praha.
- (1964): Paleofloristické oblasti nadložní série v severočeském terciéru a jejich vztah k litofaciálnímu vývoji. — Čas. Mineral. Geol., 6, 4, 419—428. Praha.
- (1982a): Problematika původu slojových hřbetů a jilových rozsedlin na Bílinsku v severočeské hnědouhelné pánvi. — Sbor. IV. uhel. geol. konfer. — Přírodověd. fak. Unív. Karl., 67—70. Praha.
- (1982b): Endogenní geologické procesy a rozvoj velkolomů v severočeské hnědouhelné pánvi. — Geol. Průzk., 24, 5, 129—131. Praha.
- (1982c): Problematika existence krušnohorského zlomu. — Čas. Mineral. Geol., 27, 4, 387—396. Praha.
- Klomínský J. - Sattran V. (1965): Podloží svrchnokarbonských sedimentů v oblasti západně od Labe. — Sbor. geol. Věd. Geol., 9, 109—117. Praha.
- Konzalová M. (1970): Výsledky mikropaleontologického studia některých sedimentárních útvarů Českého masívu. — Geindustria, n. p., Výběr z provedených prací, 2, 41—63. Praha.
- Kopecký A. (1968): Zpráva o výzkumu neotektoniky za rok 1968. — Zpr. geol. Výzk. v Roce 1968, 273—274. Praha.
- (1972a): Drobné vrásové deformace v nepevných neogén-kvartérních sedimentech Českého masívu. — Sbor. geol. Věd. Geol., 22, 117—151. Praha.
- (1972b): Hlavní rysy neotektoniky Československa. — Sbor. geol. Věd, Antropozoikum, 6, 77—155. Praha.
- Kopecký L. (1959): Terciérní vulkanismus Vinařické hory u Kladna. — Věst. Ústř. Úst. geol., 34, 4, 256—269. Praha.
- (1966): Nález fenitů a alkalických hlubinných hornin v Českém středohoří. — Věst. Ústř. Úst. geol., 41, 2, 121—125. Praha.
- (1978): Neoidic taphrogenic evolution and young alkaline volcanism of the Bohemian Massif. — Sbor. geol. Věd. Geol., 31, 91—107. Praha.
- Kopecký L. - Dobeš M. - Fiala J. - Šťovíčková N. (1970): Fenites of the Bohemian Massif and the relations between fenitization, alkaline volcanism and deep fault tectonics. — Sbor. geol. Věd. Geol., 16, 51—112. Praha.
- Kopecký L. - Kopecký A. - Sattran V. - Šantrůček P. - Škvor V. (1974): Krušné hory — západní část (geol. mapa a text). — Ústř. úst. geol., Praha.
- Kopecký L. - Pišová J. - Pokorný L. (1967): Pyrope-bearing diatremes of the České středohoří Mountains. — Sbor. geol. Věd. Geol., 12, 81—130. Praha.
- Král V. (1968): Geomorfologie vrcholové oblasti Krušných hor a problém paroviny. — Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd, 78, 9. Praha.
- Králík F. (1966): Zpráva o výzkumu pokryvných kenozoických sedimentů západní části Krušných hor. — Zpr. geol. Výzk. v Roce 1965, 290—292. Praha.
- Krutský N. - Váně M. (1981): Poznámky k tektogenezi platformního pokryvu Českého masívu. — Čas. Mineral. Geol., 26, 2, 179—182. Praha.

- Krutzký N. - Váně M. - Holá A. - Hercogová J. (1975): Turon a coniak v dolním Poohří. — Sbor. geol. Věd, Geol., 27, 99—142. Praha.
- Lipold M. (1862): Das Steinkohlenebiet im nordwestlichen Theile des Prager Kreises in Böhmen. — Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst., 12, 4. Wien.
- Lomozová V. - Mrňa F. (1967): Relikty třetihorních sedimentů v okolí Ryžovny v Krušných horách. — Věst. Ústř. Úst. geol., 42, 5, 345—352. Praha.
- Malásek F. - Novák J. - Kavka J. (1979): Nové poznatky o baryto-fluoritovém ložisku v Kovářské. — Geol. Průzk., 21, 7, 197—200. Praha.
- Malecha A. (1961): Příspěvek k saxonské tektonice severozápadní části Českého masívu. — Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol., 26, 2. díl, 227—296. Praha.
- Malkovský M. (1979): Tektogeneze platformního pokryvu Českého masívu. — Knih. Ústř. Úst. geol., 53. Praha.
- (1980a): Model of the origin of the Tertiary basins at the foot of the Krušné hory Mts.: volcano-tectonic subsidence. — Věst. Ústř. Úst. geol., 55, 3, 141—150. Praha.
- (1980b): Saxon tectogenesis of the Bohemian Massif. — Sbor. geol. Věd, Geol., 34, 67—101. Praha.
- Malkovský M. et al. (1974): Geologie české křídové pánve a jejího podloží. — Ústř. úst. geol. Praha.
- Marek J. (1977): Inženýrsko-geologické problémy vyvolané rozšířením uhelných velkolomů k úpatí Krušných hor. — Geol. Průzk., 19, 6, 164—166. Praha.
- (1979): Síbeniční hůrka u Dřínova před odtěžením. — Uhlí, 27, 11, 498—501. Praha.
- (1980): Štolové převedení Šramnického a Černického potoka v Krušných horách. — Geol. Průzk., 22, 9, 269—271. Praha.
- (1983): Inženýrsko-geologický průzkum stability zámku Jezeří v předpolí uhelného velkolomu. — Geol. Průzk., 25, 8—9, 234—236. Praha.
- Máška M. - Matějka A. - Zoubek V. (1961): Tektonický vývoj Československa. — Ústř. úst. geol. Praha.
- Pietzsch K. (1962): Geologie von Sachsen. — VEB Berlin.
- Pokorný E. (1936): Trilobit z podloží Litoměřic. — Čas. Čes. mus. Spol., 8, 21—24. Litoměřice.
- Pokorný E. - Škvor V. (1964): Příspěvek k problematice krušnohorského zlomu. — Sbor. geol. Věd, Geol., 4, 159—175. Praha.
- Potanský J. (1973): Hlubkové řezy Českým masívem. — Geol. Průzk., 15, 6, 161—167. Praha.
- Polanský J. - Škvor V. (1975): Strukturně tektonická problematika severozápadních Čech. — Sbor. geol. Věd, užitá Geofyz., 13, 47—64. Praha.
- Poubová M. (1963): Krystalinikum Opárenského údolí a České brány. — Sbor. geol. Věd, Geol., 2, 79—99. Praha.
- (1974): Geologická stavba České brány. — Severočes. Přír., 5, 7—17. Litoměřice.
- Prouza V. (1965): Permokarbon v podloží křídý v Poohří. — Sbor. geol. Věd, Geol., 9, 79—87. Praha.
- Sattran V. (1957): Odnos krystalinika v prostoru východních Krušných hor. — Věst. Ústř. Úst. geol., 32, 5, 316—322. Praha.
- Sattran V. - Váně M. (1964): Fylitová série s metabazity na východním okraji ohařeckého krystalinika u Kadaně. — Čas. Mineral. Geol., 9, 3, 281—286. Praha.
- Soukup J. (1954): Ložiska cenomanských jílovců v Čechách a na Moravě. II. — Geotechnica, 18. Praha.
- Stodola L. (1952): Předběžná zpráva o mapování severní části mostecké pánve se zřetelem na genezi příkopové propadliny podkrušnohorské. — Věst. Ústř. Úst. geol., 27, 6, 260—263. Praha.

- Škvor V. (1975): Geologie české části Krušných hor a Smrčín. — Knih. Ústř. Úst. geol., 48. Praha.
- Šťovíčková N. (1973): Hlubinná tektonika a její vztah k endogenním geologickým procesům. — Academia. Praha.
- Tichý K. (1982): Vysoký Sněžník, Sněžník (fluorit). — MS Geofond. Praha.
- Vachtel J. (1950): Ložiska cenomanských jílovců v Čechách a na Moravě, I. — Geotechnica, 10. Praha.
- Váně M. (1957): O geologických poměrech Chomutovska. — Věst. Ústř. Úst. geol., 32, 3, 192—203. Praha.
- (1960a): Geologické podmínky vzniku uhelných ložisek v severočeské hnědouhelné pánvi. — Sbor. I. geol. konf. o chomutovsko-mostecko-teplické pánvi a blíže přilehlých oblastech. 66—79. Teplice.
- (1960b): Sutě a sesuvy na úpatí Krušných hor. — Čas. Mineral. Geol., 5, 2, 174—177. Praha.
- (1961a): Fossilní gravitační skluzy v severočeském terciéru a jejich závislost na tektonickém vývoji pánve. — Čas. Mineral. Geol., 6, 2, 209—211. Praha.
- (1961b): Příspěvek k litostratigrafické pozici salesijských křemenců v severočeské hnědouhelné pánvi. — Čas. Mineral. Geol., 6, 3, 346—355. Praha.
- (1964): Křídový útvar oharecké oblasti. — Sbor. k XV. sjezdu Čs. spol. pro mineral. a geol., 95—134. Teplice.
- (1966): Březence — maltářské písky. — Závěrečná zpráva. — MS Geofond. Praha.
- (1981): Synsedimentární terciérní vulkanismus u Skupic a Mradic na Lounsku. — Čas. Mineral. Geol., 26, 4, 403—414. Praha.
- Zahálka B. (1923): O geologických poměrech okolí Roudnice a Řípu. — Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ., 5. Praha.
- Zahálka Č. (1897): Pásmo III. bělohorské křídového útvaru v Poohří. — Věst. Král. Čes. Společ. Nauk, Tř. mat.-přírodověd., 22. Praha.
- (1899): Geotektonika křídového útvaru v Poohří. — Věst. Král. Čes. Společ. Nauk, Tř. mat.-přírodověd., 43. Praha.
- (1914): Útvar křídový v Českém středohoří. I. díl - text. — Nákladem spisovatelovým. Roudnice.
- Záruba Q. - Rybář J. (1962): Relikty prokřemenělých křídových pískovců na Kadaňsku. — Věst. Ústř. Úst. geol., 37, 6, 465—468. Praha.
- Zázvorka V. (1928): Předběžná zpráva o nálezu křídových hornin v dole Mayrau u Kladna. — Čas. Nár. Muz., Odd. přírodověd., 102, 165—168. Praha.
- (1929): Stáří křídových hornin z dolu Mayrau u Kladna. — Čas. Nár. Muz., Odd. přírodověd., 103, 50—52. Praha.
- Zelenka O. (1964): Tektonika produktivního terciéru oblasti Teplice—Osek u Duchcova. — Čas. Mineral. Geol., 9, 3, 267—271. Praha.
- (1981): Báňsko-geologické poměry ložiska Gustav I. — Hnědé Uhlí, 6, 5—9. Most.
- Zelenka O. - Horynová J. - Macůrek V. (1983): Přehled výsledků geologického průzkumu podkrušnohorského okraje pánve VČSA pod Jezerkou. — Stabilita svahů na povrchových hnědouhelných dolech. Souhrn přednášek semináře. — Výzkumný ústav pro hnědé uhlí, 1—18. Most.
- Zelenka O. - Polický J. (1964): Písčité sedimenty v nadloží hnědouhelné slaje severočeského terciéru v okolí Teplic v Čechách. — Čas. Mineral. Geol., 9, 4, 413—420. Praha.
- Zelenka O. - Zmitko J. (1982): Výsledky geologického průzkumu žandovské uhelné pánvičky. — Geol. Průzk., 24, 10, 276—279. Praha.
- Zoubek V. - Škvor V. (1963): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě 1 : 200 000, M-33-XIV Teplice a M-33-VIII Chabařovice. — Ústř. úst. geol. Praha.

The geological structure of the Krušné hory-piedmont graben and its tectogenesis

(Summary of the Czech text)

Miroslav Váně

Received May 16, 1983

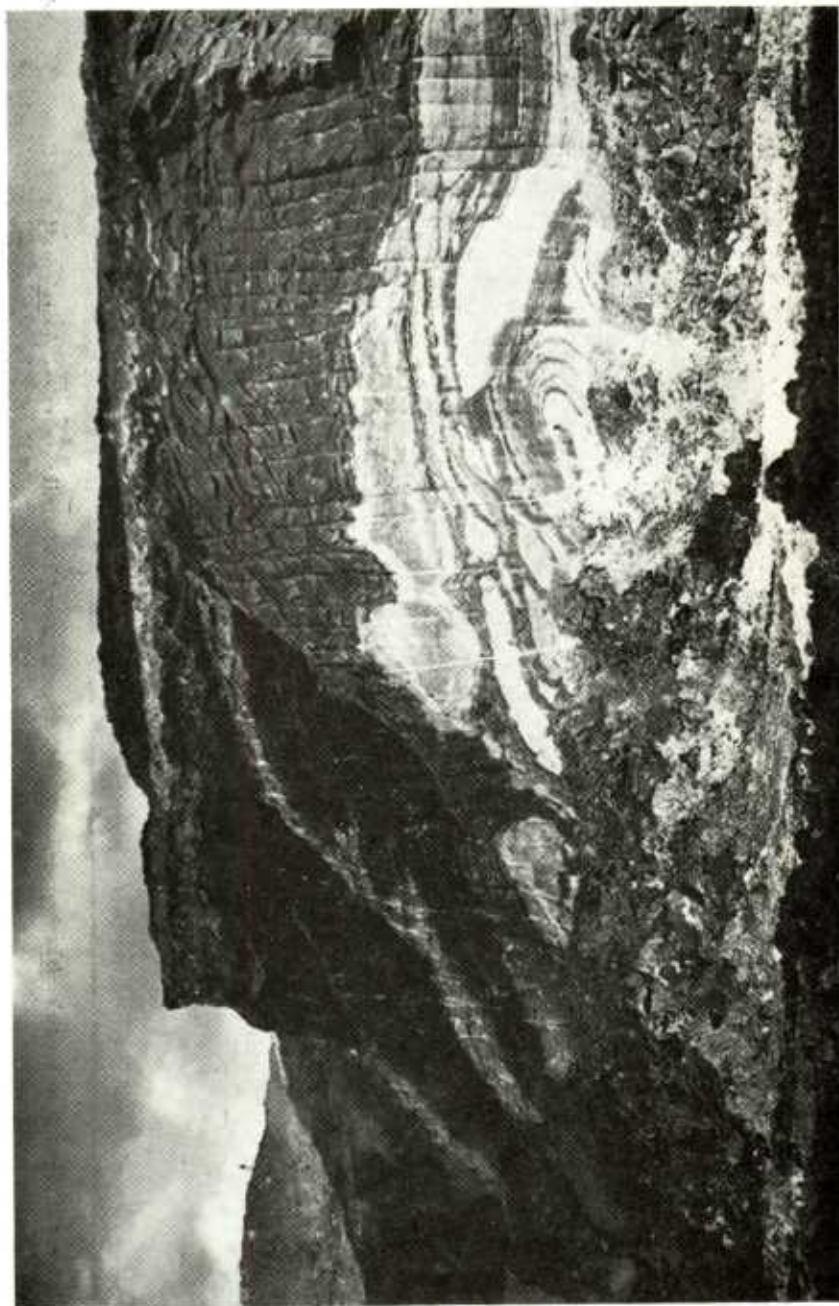
In the deep basement of the area occurs a huge complex of Proterozoic sediments, later intruded by granites. Adjacent to the Proterozoic sediments are Early Paleozoic sediments and igneous rocks converted by low-grade metamorphism; these are preserved only at some places and accessible quite sporadically. The above-described complex underwent a long and complicated orogenic development that was ended by the Variscan orogeny. In the S half of the area, the Proterozoic rocks are only low-grade metamorphosed in the so-called Teplá-Barrandian block. In the N part rocks of the same age have been transformed by katazonal metamorphism into para- and orthogneiss of the Krušné hory crystalline basement complex. At the contact of these two facies, a steep metamorphic gradient was observed. The contact itself is explained by the existence of the Litoměřice deep fault.

In the Upper Paleozoic, up to 1000 m thick Carboniferous sediments of the inner molasse filled the Kladno-Rakovník basin located in the intramontane depression of the Variscan mountain range. At that time the orogenic development of the Bohemian Massif had been concluded and had passed into platform development, into the stage of crustal consolidation. From the Carboniferous to the Lower Cretaceous, the Variscan mountain ranges had been gradually denuded into a peneplain, flooded by the Upper Cretaceous transgression, starting in the Cenomanian. Morphologically prominent at that time was the wider area of the present town of Teplice, consisting of an extensive extrusion of the paleorhyolite complex (defined as quartz porphyry in previous papers).

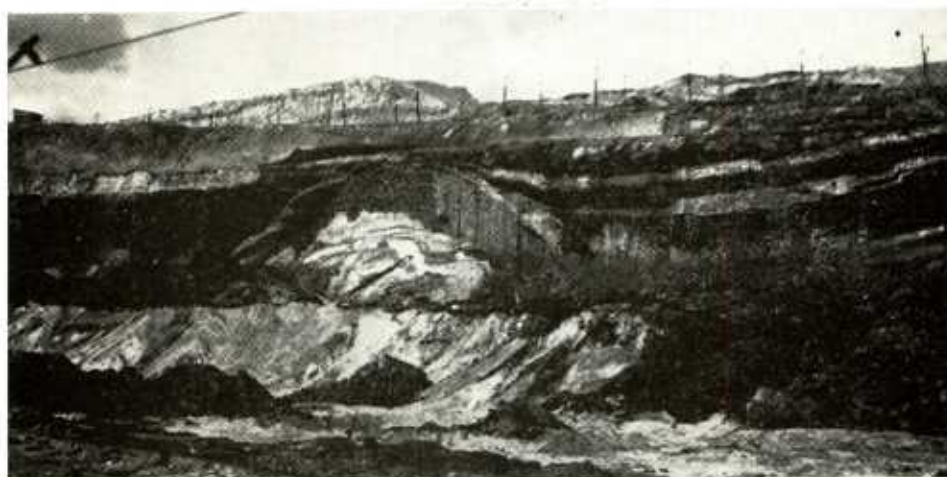
The first phase of the tectonic destruction of the region and the origin of the Krušné hory-piedmont graben within the major boundary faults occurred at the beginning of the Paleogene, simultaneously with the oldest, (initial) neovolcanic phase. The later Cretaceous zones, beginning with the middle Turonian, have been preserved until the present only in the sunken part of the graben, but they had already been removed by denudation from the surrounding elevated plateaus (from the present Krušné hory ridge and from the Cretaceous basin



Přesmyk v kvartérních štěrkopískách, v jejich podloží miocenní jíly nadložního souvrství. Velkolom Maxim Gorkij II s. od
Bíliny 13. 8. 1963



Synsedimentární skluzy uvnitř souvrství hnědouhelných slojí poblíže bilinského zlomu na velkolomu Maxim Gorkij I u Braňan (detail) 19. 11. 1951



1. Syosedimentární skluzy uvnitř souvrství hnědouhelných slojí poblíže břínského zlomu
na velkolomu Maxim Gorkij I u Braňan 19. 11. 1961



2. Vztyčený výchoz hnědouhelné sloje při břínském zlomu po j. okraji velkolomu Maxim
Gorkij II s. od Břín; vpravo ukloněné vrstvy nadložních hornin 13. 8. 1963



1. Zlom na j. straně střežovského sedla, ostře diskokující miocenní sedimenty (vpravo) proti zjllověleému čediči po levé (z.) straně. Běh Nechranické přehrady v. od bývalých Černíků 11. 11. 1968



2. Černiny pokrývající příkrře ukloněné vrstevní plochy pískovců v nadloží sloje poblíže bilinského zlomu na velikolomu Maxim Gorkij II s., od Bíliny (srovnej s obr. pískovcového hřbetu na profilu č. III — viz S. Hurník 1959, str. 272) Asi r. 1960?

Všechny fotografie M. Váně

of Central Bohemia, between Louny and the surroundings of Prague) at that time (Paleocene—Eocene). During the Eocene, a peneplain was again formed, hitherto dated as Middle Oligocene. The streams of that period have left in places moderately thick layers of gravel sands on rocks of various geological formations, depending on the degree of the previous tectonic disturbance and of denudation. Clastic rocks, a part of which has been silicified to form quartzites, contain diversified Paleogene flora in places (Staré Sedlo in the Sokolov region, Žitenice). Of the same age are the clastic rocks underlying the basalts on the present-day crest of the Krušné hory near Annaberg in the GDR, thus witnessing the summit's absence in the Paleogene. South of the S boundary fault of the graben, these clastics rocks were deposited exclusively on the denuded surface of earlier Cretaceous zones, generally of lower Turonian age. The above-mentioned facts essentially provide strong evidence of the Early Tertiary origin of the Krušné hory-piedmont graben. No proofs have been found in favour of the statement that the Krušné hory fault is an ancient healed-up dislocation that was revived in the Tertiary. On the contrary, this fault intersects rectilinearly the underlying crystalline complex, quite regardless of its structural constitution.

The main phase of volcanic activity in the České středohoří Mts. and in the Doupovské hory Mts. began in the Oligocene and lasted until the Miocene. Later, the secular subsidence in the area of the graben was renewed, affecting its whole width between the marginal faults, and in this area conditions became favourable for subsidence sedimentation of the basin fill, including the brown-coal seam. The initiation of the Krušné hory fault prior to the Miocene sedimentation is documented by a group of boreholes drilled in the immediate vicinity of the fault NE of Chomutov, in which thick gneiss blocks of a fossil landslide, overlying deposits to the Cretaceous age, were found. At the same place evidence exists of an enormous rockfall from Pleistocene times; gneisses of over 70 m maximum thickness tumbled down on the Miocene sediments including the brown-coal seam.

The depression originating in the area of the graben was filled first by wash sediments of the surrounding crystalline complex, the Cretaceous rocks and the weathered surface of neovolcanic bodies. The main coal seam was formed in a comparatively quiet environment of a slowly subsiding graben area under peneplain conditions, because the progressing subsidence was being compensated by sedimentation. Until that time, the basin had probably been drained towards the N over the then non-existent Krušné hory ridge NE of Chomutov. A greater subsidence in the late Miocene suddenly raised the lacustrine water level which flooded the coal-forming swamps. Fine-grained overlying clays then sedimented under the water level of the lake; the basin probably had no outlet at that time, but several smaller watercourses emptied into it from the N Krušné hory side. The quartzites in Hradiště Hill near Černovice, on Salesiova výšina Hill near

Osek and the sands overlying the seam and those occurring in the surroundings of Domaslavice and Košťany are of the same origin.

During its entire existence, the basin was being supplied with water from a large Tertiary river that drained Central and W Bohemia. The fossil channel of this river has been well preserved between Rakovník and Žatec until the present. The river supplied a great quantity of terrigenous material that was deposited mainly all over the S half of the basin, where it reduced the coal-forming sedimentation to a minimum. The individual distributaries of the delta reached far to the N as far as Most and Bílina, causing the very complicated conditions in the sedimentological composition of the Miocene complex, including the brown-coal seam. Most of the known quicksands overlying the seam in the Most area are of such origin.

At the close of the Neogene, the sedimentation in the basin was concluded and the main relief-forming period of the modern history of the Bohemian Massif began. During this period, the marginal mountain ranges including the Krušné hory Mts. were uplifted. Their principal uprise is presumed to have occurred in the Pliocene and namely in the Pleistocene; apparently it has lasted until the present time. The intensive tectonic activity in the Quaternary is further documented by thick layers of coarse debris lying on fine-grained Miocene pelites, by distinct changes in the drainage network, by the origin of a river terrace system, and in places also by tectonic deformation of Quaternary deposits by folds and small faults.

All established and mentioned facts confirm the tectonic origin of the graben. Its N margin is of fault character analogously to its convincingly tectonic limitation in the S (S of Louny and Žatec). The Krušné hory fault is mostly concealed by thick layers of debris at the foot of mountain slopes; but in places it is completely exposed. One of these places is in the NW surroundings of Osek (opposite the Salesiova výšina Hill), and it can also be seen very clearly on the N slope of Střelná and in the S slopes of Mt. Sněžník near Děčín. Recently, it has been intersected by a trial gallery under Jezeří Castle, in the underlying layers of inclined Miocene deposits. The fault is accompanied by a 40 m wide zone of tectonic breccias. In the crystalline complex region there are several fractures parallel to the Krušné hory faults, thus forming the Krušné hory fault zone. This zone is well discernible in the multiple indentation of the W boundary of the porphyry against gneisses. The throw of the Krušné hory fault is between 500 and 1000 m.

At some places, a shore facies of the sediments of a Tertiary lake has been preserved in a narrow strip along the Krušné hory fault. The coal seam and the underlying and overlying clays suddenly change into strongly micaceous and sandy clays, conglomerates, clayey breccias with gneiss blocks, etc. From the beginning, the marginal faults of the graben have delimited the sedimentary area of the basin, which never exceeded this boundary. This is illustrated, for

instance, by the situation near Černovice, W of Chomutov. Beyond the Krušné hory fault, quartzites corresponding in age to the overlying formation with identified Miocene flora were deposited on gneisses. An equivalent of these quartzites has recently been established below Hradiště in the basin. They occur there as fossiliferous overlying sandstones.

The whole S slope of the Krušné hory Mts. offers a classical example of a young fault mountain range. Its rectilinear course beginning in the Sokolov region and ending beyond Chomutov is clearly visible on the map. N of Chomutov, a new branch of the fault appears that continues as far as Džčín. When viewed in detail, however, the tectonic pattern near the border faults is very complicated. It consists of numerous additional faults differing in function, of both pre- and post-Miocene ages. The supply channels of some neovolcanic bodies are located in the immediate proximity of the Krušné hory fault.

The existence of the Krušné hory fault has been reported by tens of mapping geologists of several generations. In the study region, it appears as a young, decidedly Tertiary tectonic phenomenon. The very low age of the major uplift of the Krušné hory Mts. along this fault is documented by the extraordinary morphological youthfulness of the S fault scarp and by young, deeply incised valleys. On the summit ridge of the Krušné hory Mts., undeformed extensive relics of a Paleogene peneplain have been preserved until today.

In the S, the graben is bounded by the Ohře fault and not by the Litoměřice fault. The significant geophysical anomaly, which has been recorded by some authors, coincides with the present Litoměřice fault only seemingly, along the S side of the České středohoří Mts. It primarily reflects the structural pattern of the crystalline basement. No conspicuous geophysical evidence of the existence of young boundary faults is available.

Přeložila H. Šilarová

Explanation of text-figures

1. Geological map of the surroundings of Hrob illustrating indentation of the W boundary of the Teplice paleorhyolite complex into the gneisses in the Krušné hory fault zone. The exposure of the brown-coal seam reaches nowhere as far as the Krušné hory fault, because the seam is underlain by sands and clays or even Cretaceous deposits (mapped by M. Váně in 1982).
1 — Miocene deposits; 2 — Teplice paleorhyolite complex (Late Paleozoic); 3 — gneisses of the Krušné hory crystalline complex; 4 — subsidiary faults of the Krušné hory fault zone; 5 — outcrop of brown-coal seam; 6 — presumed W margin of occurrence of the paleorhyolite complex under the Miocene.
2. Geological sections across the basin on the W side of Chomutov (upper section magnified 5×, the same lower section not magnified). The sections show the peneplaned surface of the crystalline complex both on the Krušné hory ridge and below the Miocene of the basin. The flat deposition of the brown-coal seam suddenly changes and becomes steep

in the vicinity of the Krušné hory fault. The quartzites on Hradiště Hill have their continuation in the sandstones above the seam in the sunken block of the basin (borehole Čv-64, upper fig.). The lower figure shows the position of the supply channels of the Černý vrch basalt in the close vicinity of the Krušné hory fault (see S. Hurník 1982c, p. 389). Drawn by M. Váně in 1982.

1 — Miocene sediments above and below the seam; 2 — clastic rocks of Krušné hory provenience in the overlying complex (on Hradiště Hill silicified into quartzites), SE the Krušné hory fault overlying gneiss; 3 — brown-coal seam; 4 — neovolcanic rocks; 5 — Upper Cretaceous psammites (Cenomanian—lower Turonian); 6 — gneisses of the Krušné hory crystalline complex.

3. Simplified geological map of the North Bohemian brown-coal Basin showing principal structures and some localities. The course of the S margin of the Ohře fault (Židovice-Chvalín after Č. Zahálka 1899) and the relation between the Litoměřice fault and the axis of horizontal gravity gradients can be clearly distinguished. Drawn by M. Váně 1982. 1 — Miocene sediments; 2 — neovolcanic regions (České středohoří and E margin of the Doupovské hory Mts.); 3 — Cretaceous and Late Paleozoic; 4 — Teplice paleorhyolite complex; 5 — Krušné hory crystalline complex; 6 — some major fault lines (top); axis of horizontal gravity gradients (J. Polanský - V. Škvor 1975, pl. I).

Explanation of plates

Pl. I

Overthrust in Quaternary gravel-sands which are underlain by Miocene clays of the overlying formation. Maxim Gorkij II mine N of Bílina. Photographed by M. Váně in 1963

Pl. II

Synsedimentary slides inside a formation of brown-coal seams close to the Bílina fault. Maxim Gorkij I mine near Braňany (detail). Photographed by M. Váně in 1961

Pl. III

1. Synsedimentary slides inside a formation of brown-coal seams close to the Bílina fault. Maxim Gorkij I mine near Braňany. Photographed by M. Váně in 1961
2. Tilted outcrop of brown-coal seam near the Bílina fault on the S margin of Maxim Gorkij II mine, N of Bílina; on the right, inclined beds of overlying rocks. Photographed by M. Váně in 1963

Pl. IV

1. Fault on the S side of the Střezovské sedlo saddle. Miocene deposits (on the right) with sharp boundary against clayey basalt (on the left). Banks of the Nechranice reservoir, E of the former village of Čermníky. Photographed by M. Váně in 1968
2. Ripple marks on steeply inclined bedding planes of sandstones overlying the seam near the Bílina fault. Maxim Gorkij II mine, N of Bílina (comp. with fig. of sandstone ridge in section III — see S. Hurník 1959, p. 272). Photographed by M. Váně in 1960 (?)

Геологическое строение Подкрушногогорского пролома и его тектогенез

Важная тектоническая структура при с.-з. окраине Чешского массива, называемая «Подкрушногогорским проломом», интерпретируется разными авторами по-разному. Автор настоящей статьи придерживается мнения, что с.-з. окраина пролома по всему своему протяжению определяется крушногогорским, а ю.-в. окраина — огарецким разломами. Роль литомержицкого разлома по некоторым отношениям переоценивалась. Опущенная область пролома по своей площади совпадает с областью осадконакопления подкрушногогорских бассейнов третичного возраста и с распространённостью осадочного выполнения в области опускания, которые никогда не вышли за пределы пролома. Основан был пролом в начале палеогена. С соседних, расположенных выше глыб Среднечешской меловой платформы и образовавшихся позднее Крушных (Рудных) гор были в то время посредством сноса удалены, в особенности, более верхние толщи меловых отложений. Одновременно наступила вулканическая деятельность в своей начальной фазе. В относительно спокойное время эоцена до олигоцена образовался пространственный пенеплен. После главного периода вулканической деятельности первой фазы в области опускания пролома накопились отложения лежачей и висячей свит пластов и образовался буроугольный пласт. Быстрым поднятием Крушных гор вдоль крушногогорского разлома на рубеже третичного и четвертичного периодов морфология местности получила окончательную, современную форму.

Přeložil A. Kříž

Sbor. geol. věd	Geologie 40	Str. 183—229	2 obr.	1 tab.	8 přil.	Praha 1985 ISSN 0581-9172
--------------------	----------------	-----------------	-----------	-----------	------------	------------------------------

Neogén v opěrných vrtech OS-1 Kravaře a OS-2 Hať v opavské pánvi

Neogene in OS-1 Kravaře and OS-2 Hať key boreholes in the Opava area

Ivan Cicha¹ (editor), Rostislav Brzobohatý⁷,
Jiřina Čtyrská¹, Naděžda Gabrielová¹,
Oldřich Krejčí², Ivan Krystek³, Václav Mátl⁴,
Věra Molčíková², Eva Novotná⁵, Zdenka Řeháková¹,
Ján Soták³, Jitřenka Staňková⁴, Ervín Knobloch¹,
František Váca⁶

Předloženo 17. října 1983

Cicha I. et al. (1985): Neogén v opěrných vrtech OS-1 Kravaře a OS-2 Hať v opavské pánvi. — Sbor. geol. Věd, Geol., 40, 183—229. Praha.

V ý t a h : Je zhodnocen současný stav názorů na vývoj neogénu (staršího miocénu a především badenu) v opavské oblasti. Výsledky zpracování profilů strukturálních vrtů OS-1 Kravaře a OS-2 Hať ověřily vývoj a mocnosti badenu (moravu, věliče a kosovu) a představují nejuplněnější profily z neogénu opavské pánve. Z hlediska ložisek nerostných surovin — evaporitů — sádrovců přinesly vrty upřesnění prognóz. Ve vrtu OS-1 Kravaře byl zjištěn tento profil: 0,0—21,0 m kvartér, 21,0—246,0 m svrchní baden — kosov, 246,0—470,0 m střední baden — vělič, 470,0—631,20 m spodní baden — morav, 631,20—738,20 m svrchní karbon, ve vrtu OS-2 Hať v hl. 0,0—27,70 m kvartér, 27,70—328,0 m střední baden — vělič, 328,0—637,0 m spodní baden — morav, 637,0—802,0 m svrchní karbon.

¹ Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1

² Ústřední ústav geologický, Leitnerova 22, 602 00 Brno 2

³ Přír. fakulta UJEP, katedra geol. a paleont., Kotlářská 2, 611 37 Brno

⁴ Geologický průzkum, n. p., Ostrava, závod Brno, Uhelná 85, 600 00 Brno

⁵ Geologický průzkum, n. p., Ostrava, závod Ostrava - Hrabová, Krmelínská 22, 720 02 Ostrava

⁶ Geofyzika, n. p., Brno, Ječná 29a, 600 00 Brno

⁷ Moravské naftové doly, k. p., mikropaleontologie, Videňská ul., 695 00 Hodonín

Úvod

Předkládaný elaborát obsahuje především geologické zhodnocení vrtů OS-1 Kravaře a OS-2 Hať v opavské oblasti. Dále jsou řešeny i základní problémy vývoje neogénu v území mezi širším okolím Opavy až do prostorů tektonických poruch přibližně sj. směru u obce Hať.

Vrty provedl Geologický průzkum, Ostrava, závod Brno, na základě hospodářské smlouvy s Ústředním ústavem geologickým, Praha, v roce 1978. Základních údajů ze strukturálních vrtnů bylo použito pro sestavení závěrečné zprávy vyhledávacího průzkumu sádrovce, kterou zpracoval V. Mátl s kolektivem. Pracovníci Ústředního ústavu geologického a přírod. fak. UJEP, Brno, provedli v dalších letech podrobné biostratigrafické a sedimentologické vyhodnocení ve vztahu k neogénu širší opavské oblasti. Značná pozornost byla zaměřena na sedimentologické a petrografické vyhodnocení sádrovcového horizontu (O. Krejčí). Sedimentologický výzkum byl celkově řízen I. Krystkem a k vyhodnocení bylo použito i údajů J. Staňkové. Orientační biostratigrafické vyhodnocení na základě dírkovečů provedla E. Novotná, jejich detailní zpracování I. Cicha a J. Čtyrká, vápnitý nanoplankton zpracovala V. Molířková, palynologické vyhodnocení N. Gabrielová, diatomologické rozbory Z. Řeháková, hodnocení makroflóry E. Knobloch a řas J. Soták. Základní geologické vyhodnocení kulmu v podloží neogénu bylo provedeno J. Dvořákem a L. Mašterou. Na vyhodnocení materiálů se podíleli pracovníci laboratoří Geologického průzkumu, Ostrava, a Ústředního ústavu geologického, Praha.

Při hodnocení tektonického vývoje bylo použito geofyzikálních podkladů F. Váci.

Přehled geologického vývoje v opavské oblasti

V opavské oblasti jsou zastoupeny horniny karbonu, pravděpodobně křída, badenu a kvartéru.

Vrstvy karbonu jsou známy z odkryvů v Nízkém Jeseníku, odkud pokračují pod platformní pokryv tvořený převážně badenem a kvartérem Opavské pahorkatiny. Karbon je zastoupen hrádeckými a kyjovickými vrstvami, které stratigraficky zasahují až do namuru A. Ve zkoumané oblasti je vyvinuta jen proximální facie hrádeckých drob. Ty jsou lavicovité, modrošedé, jemně zrnité a podřízeně obsahují vložky prachovců a černošedých břidlic. Stratigraficky odpovídají mladšímu visé.

S ubýváním písčité frakce přecházejí hrádecké droby jak horizontálně, tak vertikálně do kyjovických břidlic. Rozhraní mezi oběma souvrstvími je kladeno na linii Odry—Mokré Lazce (Váca 1979). Kyjovické břidlice patří stratigraficky svrchnímu visé až nejstaršímu namuru A.

Křídové horniny v autochtonní pozici jsou dosud známy z jediného vrtu č. 79 u Hněvošic (Cicha - Hanzlíková 1959). Litologicky jsou to silně vápnité, jemně až středně zrnité glaukonitické písky, které do nadloží přecházejí do zelenošedého až tmavě šedého vápnitého jílu. Je zde zastoupena *Globotruncana linneiana* (d'Orb.) a *G. ex gr. renzi* Gandolfi. Stratigraficky je možno toto souvrství zařadit do coniaků. Je však zajímavé, že ve vrtbě OS-1 Kravaře, situované v centrální depresi, nebyla autochtonní křída zastížena. Přeplavená křídová

mikrofauna dírkovečů však byla nalezena v tomto vrtu jak na bázi spodního, tak i ve vrstvách středního badenu.

V neogénu má oblast opavského výběžku karpatské předhlubně stratigraficky odlišné rozpětí i jiný litofaciální vývoj než na Ostravsku. Bezpečně byly prokázány na Opavsku zatím pouze sedimenty badenu.

Spodní baden je na Opavsku vyvinut v několika litofacích: bazální klastika, pestré jíly a písky a šedé vápnité jíly s čedičovým vulkanismem.

Profil bazálními klastiky byl zjištěn ve vrtu Krávaře OS-1 a Hař OS-2. V nadloží karbonu jsou transgresivně uloženy šedé až nazelenalé pískovce, dále slepence a šterky s valouny spodnokarbonských hornin. Ty se střídají s polohami šedavě zelených, jemně až velmi jemně písčitých vápnitých jílovců s úlomky schránek měkkýšů. Maximální mocnost této facie je 30 m (vrt OS-1).

Facie pestrých jílu a písků byla studována ve vrtbě Smolkov-1 v rozmezí hloubek 223,5–154,6 m. Jsou to převážně světle namodralé šedé a nazelenalé šedě zbarvené, rezavě žluté a cihlově skvrnitě písky až písčité jíly. Odlišného typu jsou pestré vrstvy mezi Dolními Živicemi a Štáblovicemi. Jsou tam zastoupeny proměnlivě prachovité až písčité tuhé kaolinické jíly se šmouhami a laminami jílovitého písku a ččkami jemnozrnných, zčásti tekoucích křemenných písků. Dále zde byly zjištěny uhelné jíly s polohami zemitého uhlí a lignitu o mocnosti několika desítek centimetrů až několika metrů. Stratigraficky se jedná o kontinentální morav, který vznikl redepozicí fosilních kaolinických zvětralín spodního karbonu do jezerní pánve, resp. vyslazeného zálivu s vysokým obsahem huminových kyselin. Facie šedých vápnitých jílu s čedičovým vulkanismem leží ve vrtbě Smolkov-1 přímo na pestrých vrstvách. V oblasti Sudic a Hněvošic leží tato facie transgresivně přímo na spodním karbonu, popř. na syusedimentárním bazaltovém výlevu. Šedé jíly jsou vápnité, prachovité a obsahují shluky fragmentů vápnitých schránek a ostnů ježovek. Šedé jíly obsahují vzácně až 10 cm mocné polohy konglomerátů, kde valouny jsou tvořeny organogenními vápenci s množstvím úlomků karbonátových schránek. Tato facie je velmi bohatá na mikrofaunu. K nejtypičtějším druhům patří: *Planularia auris* (Defr.), *Vaginulina legumen* (L.), *Globigerinoides quadrilobatus trilobus* (Rss.), *Globorotalia mayeri* (Cushman et Ellisor) a *Orbulina suturalis* (Bronn.).

Báze středního badenu (resp. jeho staršího oddílu) má litologicky identický vývoj s šedým spodním badenem. Přerušeni sedimentace na bázi středního badenu nelze předpokládat. Ve vyšší části pelitického souvrství blíže nástupu sádrovců jsou častější vložky písků až pískovců (max. 50 cm), vzácně polohy konglomerátů s valouny běžových organogenních vápenců. Mocnost tohoto vývoje středního badenu je značně proměnlivá a závisí na pozici vzhledem k pohřbenému reliéfu karbonu. Sedimentace středního badenu je ukončena uložením evaporitů—sádrovců, jejichž maximální mocnost dosahuje až 65 m. Svrchní baden v nadloží sádrovcových hornin tvoří šedozelelé, proměnlivé

písčité, místy laminované, šmouhované jíly až jílovce a hojnými rostlinnými zbytky. Ve spodní části těchto vrstev se vyskytují vložky kompaktních vápenců a slínovců, ve svrchní části jsou polohy psamitů o mocnosti až několika metrů. Vrstvy v nadloží sádrovcového horizontu byly rozděleny (C i c h a 1959) na spodní se spiratellami a svrchní s buliminami a bolivinami. Spodní vrstvy jsou charakterizovány masovým nástupem rodu *Spiratella*, především *S. valvatina* (Rss.). Tato facie je známa ve vrtu OV-5a v Kateřinkách, a to z hloubky 170—214,5 m. Ze spiratellového obzoru se zde do nadloží vyvíjí mikrofauna s převládajícími globigerinami, zvláště *G. bulloides* (d'Orb.), *G. apertura* (Cushman), přechodní formy mezi *G. druryi* (Akers) a *G. cf. nepenthes* (Todd) a s *Velapertina indigena* (Luczk.).

V nejvyšších částech tohoto souvrství a celkově ve vrtu OS-1 dochází ve sv. badenu k postupnému vytrácení dírkovcové fauny a je pravděpodobné, že ochuzené asociace signalizují začínající regresi moře z této oblasti.

Neogenní bazické vulkanické horniny se ve zkoumané oblasti nacházejí na výchozech na Kamenné hůrce u Otice a u Bendova mlýna u Koberčic. Na lokalitě Kamenná hůrka u Otice je zastoupen melilitický olivinický nefelinit (S h r b e n ý *in* B o u š k a et al. 1980). Proniká souvrstvím hornin spodního karbonu a vystupuje v opuštěném lomu. Výskyt u Otice patří ke starší vulkanické fázi a je datován přibližně na 20 mil. let, tj. ke hranici mezi eggenburgem a ottanngem. U Bendova mlýna (P a c á k 1928) vystupuje na povrch nefelinický bazanit. Průzkumné práce z r. 1954—1955 prováděné sz. od Koberčic zjistily vulkanity na ploše protažené ve směru SZ—JV na vzdálenost 4,5 km. Vulkanity tohoto typu leží na bazálních písčích a štěrčích badenu. Dále byly zastíženy vulkanity ve vrtu Hněvošice K-17, kde se střídají čedičové tufy s punami, čediči, tufity a jílovitý karbonát se sádrovcem a anhydritem. V jílovité poloze v čedičích určila N o v o t n á (*in* J u r k o v á 1975) bohatou spodnobadenskou dírkovcovou faunu.

V sedimentech moravu a kosovu se nacházejí také tufity kyselého vulkanismu. Provenience tohoto materiálu je předpokládána v oblasti středního Slovenska.

V á c a (1979) se domnívá, že výskyty neovulkanitů u Koberčic a Otice jsou typickými výlevy na křížení bývalých dislokací.

Kvartérní pokryv je zastoupen velmi rozmanitými typy hornin. Mocnost kvartérních sedimentů přesahuje místy i 50 m a vzrůstá od J k S. Kvartérní sedimenty Opavska náleží k několika glaciálům a interglaciálům a tvoří pestrou škálu hornin rozmanité geneze. Přehled jednotlivých etap ve vývoji pleistocénu podává M a c o u n (1980). K maximální erozní činnosti došlo během halštrovského a sálského zalednění.

Poznámky k paleogeografickému vývoji

Pro paleogeografickou analýzu v neogénu mají zásadní význam poznatky z oblasti karpatské předhlubně na Ostravsku, kde bylo získáno nejvíce poznatků především o vývoji spodního miocénu.

V paleozoiku (svrch. visé—spodní namur) se v opavské oblasti ukládaly vrstvy vznikající v prostředí s rychle se střídající rychlostí transportu a sedimentace. Převažovala však sedimentace jemně až středně zrnitého písku za občasného prudkého přínosu téněř netříděné hrubozrné frakce. Charakter sedimentů se podobal podmínkám sedimentace v deltách až aluviích. Celkově bylo Opavsko součástí sedimentačního prostoru spodního karbonu Nízkého Jeseníku. Sedimentace proběhla ve druhém hrádecko-kyjovickém megacyklu a byla ukončena v nejstarším svrchním karbonu.

V údobí svrchní křídly byla zájmová oblast s největší pravděpodobností zaplavena jeo v coniaqu. Jednalo se pravděpodobně o pokračování sedimentačního prostoru z okolí Ratiboře. Sedimenty svrchní křídly v opavské oblasti však byly převážně erodovány.

Z období eggenburgu až ottangu se zachovaly pravděpodobně jen vulkanity okryté na Kamenné hůrce u Otic. Také v karpatu, kdy se vytvářela v předpolí Karpat rozsáhlá souvislá předhlubeň, zůstává opavská oblast s největší pravděpodobností souší.

Inverze vertikálních pohybů na rozhraní karpatu a badenu zahajuje další etapu vývoje karpatské předhlubně. Podle J u r k o v é (1975) byl v badenském úseku karpatské předhlubně na Ostravsku vymodelován horský reliéf s převýšením kolem 1200 m a byl odstraněn až na výjimky starší terciérní pokryv. Ve spodním badenu byl výzdvih vystřídán stejně intenzivním poklesem, který postihl relativně úzký pruh obnaženého paleozoika v předpolí staroštýrských příkrovů. Do prostoru se silnou subsidencí ingredovalo od JZ mělké moře, které nejdříve zaplavilo depresní zóny reliéfu. Uložila se bazální klastika, jejichž sedimentaci přerušil náhlý pokles a došlo k rychlému rozšíření transgrese do oblasti v. okrajů Českého masívu. Do opavského výběžku proniklo moře pravděpodobně až v této fázi a bazální hrubozrná klastika velmi málo mocná představují spíše ojedinělé relikty, a nikoliv souvislý horizont.

Pelitická sedimentace ze spodního badenu pokračuje i ve starší části věliče. Teprve v jeho svrchní části je možno předpokládat počátek určitých paleogeografických změn, vedoucích až k vytvoření salin při okraji výběžku karpatské předhlubně, ve kterých došlo k uložení evaporitů. Sedimentace bez přerušení pokračovala v lagunárních až neritických podmínkách podstupně až do kosovu. Východní hranice marinní sedimentace ve věliči a kosovu probíhala až k linii Hlučín—Starý Bohumín. Opavský výběžek karpatské předhlubně komunikoval směrem k S do polského úseku karpatské předhlubně.

Opavský miocén je v údobí středního a svrchního badenu součástí samostatné

čelní hlubiny. Liší se výplní a stáří od vnitřní badenské čelní hlubiny na Ostravsku a jinde na Moravě. Čelní hlubina Opavska je dokladem posledních intrabadenských pohybů a poslední migrace čelní hlubiny na platformu.

Marinní sedimenty mladší než baden nejsou z opavské oblasti známy. K mladšímu pliocénu jsou počítány relikty kontinentálních, tzv. kobeříckých štěrků. Teprve v pleistocénu v období vrcholných fází severoevropského zalednění „halštrovského a sálského“ zde došlo k uložení značně mocných sedimentů.

Poznámky k tektonickému vývoji

V oblasti Opavské pahorkatiny značná zakrytost neogenních sedimentů a také poměrně nízká prozkoumanost hlubší stavby ztěžuje vytvoření úplnějšího obrazu geologické stavby předkvartérních formací. Úložní poměry badenu jsou odvozovány z reliéfu podložního paleozoika, který byl rekonstruován na základě podrobného tíhového obrazu (Váca 1973, 1979).

Nejvýznamnější směry tektonických linií jsou ZSZ—VJV až Z—V. Omezují kerné jednotky. Dále jsou význačné směry SSV—JJV až S—J, které lze charakterizovat jako dislokace podélné a poslední jsou dislokace směru SSZ—JJV. Výška skoku se nejčastěji pohybuje v rozmezí 50—350 m; převládají dislokace poklesového charakteru o příkrém úklonu. Omezení jednotlivých ker a průběh tektonických linií podává obrázek 1 (Váca 1973, 1979).

Na podkladě interpretace tíhového obrazu je možno na Opavsku vyčlenit pět dílčích jednotek kerné povaly od S k J:

1. dílčí kra sudická. — Její s. omezení nejsou vyjasněna, na J je oddělena sudickým zlomem. Je nižší než kra kobeřícká;
2. dílčí kra kobeřícká. — Severní omezení tvoří zlom sudický, na J zlom kobeřícký, na V zlom hlučinský. Na Z přechází do PLR a její omezení není vyjasněno. V této kře leží sádrovcová ložiska Kobeřice—Hněšovice, Sudice a Třebom;
3. dílčí kra opavská. — Severní omezení tvoří zlom kobeřícký, v. zlom hlučinský. Zlomový styk je na J s horninami spodního karbonu a na Z přechází do PLR. V této kře jsou dvě deprese tektonicky podmíněné, v jižní části označené jako opavský prolom, v severní části jako prolom bolatický.
4. dílčí kra píšťská, omezená na JZ stejnojmenným zlomem. Pokračuje dále do PLR;
5. hlučinský prolom. — Na V je omezen píšťským zlomem a na Z zlomem hlučinským.

Podle představ Váci (1973, 1979) odpovídají kry reliéfu podloží. Lze předpokládat, že především okrajové zlomy, oddělující karbon od neogénu, byly založeny před badenem. Mladší než sedimenty kosovu je pokles zlomu, který probíhá na S od ložiska v Kateřinkách.

Jurková (1975) předpokládá, že velké mocnosti kosovu v oblasti tíhových depresí jsou důsledkem tektonicky predisponovaného reliéfu zvýrazněného mladými poklesy v systému hrástí a příkopových propadlin, orientovaných ve směru SZ—JV. I období kvartéru bylo v oblasti Opavské pahorkatiny tektonicky aktivní. Žebera a Ambrož (1955) udávají z Kozmic z. od Illučína dislokace v lakustrinních sedimentech. Také osmimetrový rozdíl v bázích fluvialních akumulací hlavní terasy ve vrtech u Raduně je podle Macouna et al. (1979) patrně tektonického původu.

Celkově oblast Opavska vykazuje v současné době největší seizmickou aktivitu v ČSR.

Litologická charakteristika badenských sedimentů vrteb OS-1 a OS-2

Ve vrtbě OS-2 jsou vyvinuta na bázi moravu bazální klastika v mocnosti 19,30 m v hrubém šterkovém vývoji, ve vrtbě OS-1 je na bázi pouze 1,2 m pískovce a nad ním již dalších 31,8 m v podstatě pelitických sedimentů. I když jsou v nich místy 5—40 cm mocné písčité vložky, za bazální klastika toto souvrství nelze již považovat. Málo mocný (20 cm) slepenec s pískovcem se vyskytuje ještě v hloubce 586,0—586,9 m. Dále jsou vyvinuty v moravu i ve vrtbě OS-1 jen tégly.

Vělič je v obou vrtbách rovněž tvořen převážně pelity, v nejsvrchnější části sádrovcovým souvrstvím. Jíly jsou šedé až zelenošedé, proměnlivě písčité, často paralelně laminované, místy je laminace setřena bioturbací. Zejména ve spodnější části věliče se hojně vyskytují akumulace řas, často ve spojení s hrubozrnnějšími sedimenty, místy je větší nahromadění schránek a úlomků makrofauny, popř. rostlinné sečky.

Ve vrtu OS-1 jsou v intervalu 442,0—448,8 m a 424,2—428,0 m horizonty, v nichž se v jílovitém pojivu objevují kromě velkého množství úlomků i celých schránek mlžů hojně řasové onkoidy a valouny křemene a drob o průměru do 1 cm. Drobná tělíška řasových vápenců uložená v jílech se vyskytují v profilu vícekrát. Písčité nebo pískovcové vložky dosahují ve vrtu OS-1 mocnosti až 100 cm, v OS-2 jsou většinou mocné do 30—40 cm. Většinou jde o křemenné pískovce s kalcitickým tmelem.

Kosov, zastížený pouze vrtem OS-1, je převážně v pelitickém vývoji. Pelity jsou šedé, karbonátické, povětšinou proměnlivě písčité nebo prachovité. Písek nebo prach tvoří často i samostatné laminy nebo vrstvičky. Větší písčité, resp. pískovcové polohy jsou v intervalech 99—107 m a 111—113 m. Poslední horizont obsahuje mezi 105—106 m i valounky křemene do průměru 3 cm. Pískovce jsou většinou křemenné s kalcitickým tmelem. Z genetického hlediska je zajímavý horizont tvořený skluzovou brekcií (60,0—60,3 m) a šterkový horizont

v hl. 49,0—49,7 m, v němž jsou valouny uloženy v prachovém pojivu. Obsah karbonátů v kosovských pelitech je tak značný, že místy přecházejí do laminovaných vápenců. Dokonce i hornina s vulkanogenním materiálem obsahuje místy v pojivu tolik karbonátu (dolomitu), že je ji možno označit jako dolomitový vápenc s vulkanogenní příměsí (OS-1, 119—220 m).

Textury

Pestrost sedimentárních textur v badenských sedimentech ve vrtech OS-1 a OS-2 není příliš velká.

Nejhojnější je paralelní laminace projevující se střídáním různě zbarvených lamin ve více méně čistých pelitech. Tak jsou např. v kosovu ve vrtu OS-1 velmi typické světle okrově zbarvené laminy, střídající se s laminami šedými nebo zelenošedými. Tento typ laminace je zřejmě důsledkem sedimentace v prostředí, v němž se střídalo období většího a menšího prokysličení vody až po povrch vznikajícího sedimentu, značnou roli hraje rovněž rozdílný obsah organické hmoty. Dalším typem laminace je střídání světlejších a tmavších lamin, lišících se obsahem karbonátů. Jemná laminace tohoto typu bývá způsobena sezónními změnami, které ovlivňují rozvoj bakterií. Třetí typ laminace je způsoben změnami v zrnitostním složení a je svědectvím drobných změn v dynamice prostředí. Vyskytují se obě možnosti — pelitické laminy v písčítých sedimentech i písčité, popř. prachové laminy v jílech. Laminace tohoto typu vzniká nejčastěji při zvržení povrchových vrstev sedimentu, po němž následuje nejdříve rychlé uložení (popř. i přínos) hrubšího klastického materiálu a pak delší období sedimentace jemného suspendovaného jílovitého rezidua. Laminace tohoto typu je běžná v sedimentech infra- a cirkalitorálu, ale i v deltovém prostředí, ve studovaných vrtech se vyskytuje ve všech stratigrafických horizontech. Poslední typ laminace, zjištěný zejména v sedimentech kosovu a věličce, je způsoben různým nahromaděním organické hmoty — rostlinné drti. V některých laminách, resp. vrstvičkách, je nahromadění tak velké, že jsou tvořeny až nečistým lignitem. Vzhledem k tomu, že nebyla podrobně zkoumána pylová spektra, nelze říci, zda jde o nahromadění rostlinného materiálu mořského nebo suchozemského původu. Laminace všech uvedených typů je ve studovaných sedimentech často porušena bioturbací.

Poměrně řídké se vyskytující typem zvrstvení, pozorovaným pouze v sedimentech věličce ve vrtbě OS-2, je laminace proudových čerín. V příčném řezu je slabě naznačena zvlněná laminace, na odlučných plochách prachových lamin

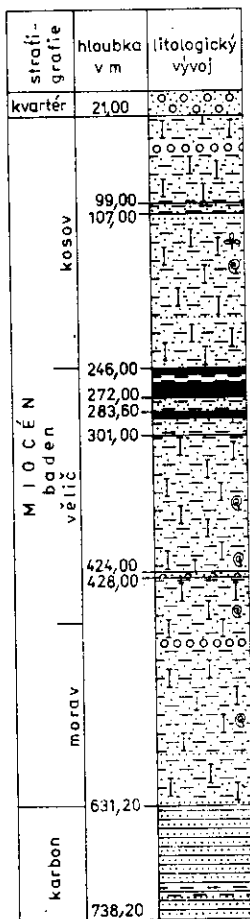
1. Strukturálně tektonické schéma opavské oblasti (podle F. Váci)

1 — ložiska sádrovce; 2 — tektonické linie výrazné; 3 — tektonické linie méně výrazné, popř. hustotní rozhraní; 4 — osy tíhových elevací; 5 — osy tíhových depresí; 6 — výškové kóty terénu; 7 — zpracované vrty

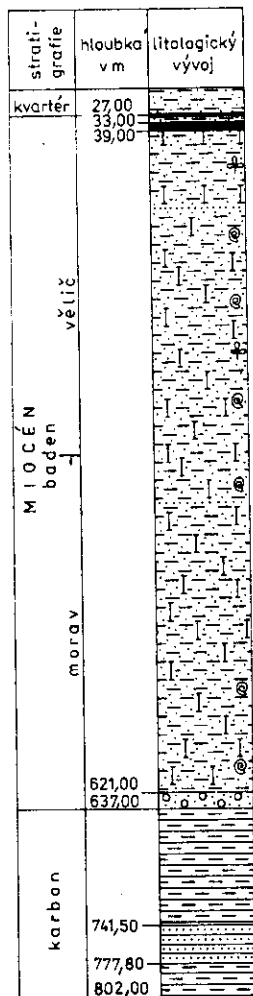
je možno konstatovat drobné asymetrické čerinky. Jsou svědectvím slabého zvýšení dynamiky prostředí, která byla jinak většinou (až na obzory hrubších klastik) velmi slabá. Poprvé v sedimentech karpatské předhlubně na Moravě jsme konstatovali (v sedimentech kosovu ve vrtbě OS-1) textury typu „flaser bedding“. Jsou to jílové výplně depresních částí čerín v písčitém sedimentu. Nesouvislé laminy jílu rozdělují písčité sediment do nepravidelných čoček. V našem případě jde o texturu geneticky blízkou laminaci proudových čerín.

Závěrem je možno se zmínit ještě o textuře skluzové brekieie, zjištěné ve vrtu OS-1 v intervalu 60,0–60,3 m. Skluzové těleso malé mocnosti bylo tvořeno

OS-1 KRAVAŘE



OS-2 HAŤ



2. Schematické litologické profily vrtů OS-1 Kravaře a OS-2 Hať
 1 — jíly; 2 — písčité jíly; 3 — vápenatý jíly; 4 — písek, prach; 5 — štěrky, slepenec; 6 — sádrovec; 7 — karbonáková droba; 8 — karbonický jílovec

chaoticky uloženými útržky silně stmelených jílovitých prachovců a útržky tmavých jílovců s náznakem paralelní laminace. Brekcie obsahovala také drobné valouny o průměru do 0,5 cm. Podobné sedimentární brekcie se běžně vyskytují v oblasti infralitorálu, kde vyplňují drobné erozivní subakvální kanály, jindy mohou být součástí větších skluzových těles, vznikajících při erozi pobřežních srubů, tvořených staršími sedimenty.

Analýzy těžkých minerálů

Badenské sedimenty ve vrtech OS-1 a OS-2 mají převážně pelitický charakter, takže pro použití metodiky těžkých minerálů nejsou vhodné. Z několika provedených analýz z písečných vložek z moravu, věliče i kosovu je možno konstatovat, že společenstvo těžkých minerálů badenu Opavska má značně specifické složení. Zatímco spodnobadenské sedimenty předhlubně v oblasti mezi Znojmem, Brnem a Ostravou mají zpravidla společenstva s vysoce převládajícím granátem (kolem 85–95 %), v badenu Opavska dosahuje procentuální obsah tohoto minerálu maximálně 65 %. Tomu odpovídá zvýšený obsah staurolitu, popř. zirkonu nebo i apatitu a rutilu. Složení asociací je nutně ovlivněno specifickým složením zdrojové oblasti. Zdá se pravděpodobné, že společenstva těžkých minerálů mohla kromě hornin paleozoika ovlivnit sedimenty křídové, z nichž by mohly pocházet popř. i glaukonit, konstatovaný někdy i ve značném množství v celém badenském profilu, a to i tam, kde jeho tvorba není příliš pravděpodobná.

Podrobné zhodnocení sádrovcového souvrství vrtu OS-1 Kravaře ve vztahu k dalším výskytům v opavské oblasti

Sádrovcový horizont se v opavském výběžku karpatské předhlubně nalézá v hloubkách 30–40 m v lomu v Kobeřicích až do 288 m ve vrtu Kravaře OS-1 (hloubka bazální plochy). Podle mikrofaunistických výzkumů lze předpokládat, že sádrovcový horizont tvořil v době sedimentace jednu horizontální úroveň. Během pozdějších diferencovaných vertikálních pohybů paleozoického podloží se sádrovcový horizont dostal do dnešních poloh.

Litologický charakter sádrovcového horizontu z různých oblastí jeho rozšíření na Opavsku je různý a závisí na paleogeografické pozici v období sedimentace — příbřežní, centrální oblasti depresí, svah. Má t l (1979) rozlišil podle celkového podílu terigenních komponent v sádrovcovém horizontu 3 litofaciálně odlišné vývoje sádrovcového horizontu:

1. sedimentace v salínách, nejmělejších částech sedimentačního prostoru, s relativně menším podílem pelitů a psamitů (Kateřinky, Kobeřice—Hněvošice, Rohov—Strahovice, Sudice, Třebom)

2. sedimentace při okrajích salin s malou mocností sádrovcového horizontu, převažují terigenní horniny (V-3 Darkovice)
3. sedimentace v hlubších částech sedimentačního prostoru s redukcí typů sádrovce na typ laminovaný (vrty OV-31, OS-1).

Sádrovcový horizont dosahuje maximální mocnosti 61,1 m (OV-4a Třebom) a jeho průměrná mocnost činí 30–40 m. Minimální mocnosti má sádrovcový horizont ve v. části svého rozšíření (V-3 Darkovice — 8,5 m, OV-13 Píšť — 11,4 m).

Ve strukturálním vrtu Kravaře Os-1 byl sádrovcový horizont zastížen v mocnosti 42 m v metrži 246,0–288,0 m. Podloží zde tvoří šedý vápuitý prachovitý jíl, místy s vložkami jemnozrnného písku. Vzorky z bezprostředního podloží sádrovcového horizontu z hl. 288–294 m však pro ztrátu jádra chybějí. Sádrovcový horizont obsahuje horniny s převažujícím podílem sádrovce, dále horniny jílovité, méně pískovce a prachovce. Sádrovcové horniny se koncentrují do šesti poloh, vzájemně oddělených polohami pelitů. Mocnost poloh sádrovcových hornin kolísá od 0,2 m do 14,2 m. Celkové zastoupení jednotlivých typů hornin je následující:

- pelity 6 poloh o celkové mocnosti 18,8 m — 45,8 % mocnosti sádrovcového horizontu
- sádrovce 7 poloh o celkové mocnosti 21,8 m — 53,1 % mocnosti sádrovcového horizontu
- pískovce 2 výraznější polohy a několik vložek v jílech, které představují 1,1 % mocnosti sádrovcového horizontu

Sádrovcové horniny nemají stejný charakter. Převažuje šedý krystalický sádrovec nad sádrovcem laminovaným. Nejméně je zastoupen vláknitý sádrovec. Sádrovce obsahují téměř vždy jílovitou příměs. Na množství této příměsi závisí barva. Většina sádrovcových hornin má světle šedou barvu, vláknitý sádrovec je bezbarvý až bílošedý.

Podle velikosti krystalů sádrovce můžeme rozlišit horniny mikrokrytalické, jemnozrnné, středně zrnité a výjimečně hrubozrnné. Hrubozrnný sádrovec byl nalezen v metrži 270,5 a max. velikost krystalových jedinců dosahuje 5 mm.

Sádrovec se v sádrovcovém horizontu vyskytuje ve formě izometrických nebo protažených krystalů a ve formě vláknité. Vlákuitý sádrovec tvoří výplň žil v celém profilu sádrovcovým horizontem o mocnosti 0,5 mm až 5 cm. Jednotlivá sádrovcová vlákna jsou navzájem rovnoběžná a jsou orientována kolmo k plochám laminace.

Typickým texturním znakem sádrovcových hornin je laminace. Laminy, které se rytmicky opakují, jsou tvořeny sádrovcem a karbonátovo-jílovitou hmotou. Karbonátová hmota znečištěná jílem tvoří laminy mnohem menší mocnosti, než jsou laminy sádrovcové. U hornin s dokonale vyvinutou laminací (vzorek z metrže 284,7–285,0 m) činí průměrná mocnost sádrovcových lamin 0,61 mm

(rozmezí 0,3 mm až 1,0 mm). Karbonátové laminy mají průměrnou mocnost 0,1 mm. Se zvětšující se velikostí sádrovcových krystalů přestává být průběh jednotlivých lamin rovnoběžný. Karbonátové laminy se klikatí podél krystalografických ploch terminálního ukončení krystalů sádrovce. U hrubozrného sádrovce je laminace téměř setřena. Rekrytalizace a zvětšování zrn sádrovce mají za následek soustředění materiálu z karbonátovo-jílovitých lamin do mezer mezi krystaly a laminace mizí. Jílovité horniny jsou kromě lamin v sádrovcích soustředěny do šesti poloh o mocnosti od 0,2 m do 11 m. Zřídka obsahují vrstvy pískovců, mocné do 40 cm.

Jílovité horniny jsou šedé až šedozelené a obsahují prachovitou, méně písčitou příměs. Jsou karbonátické, vesměs nelaminované a mnohem hůře odlučné než sádrovce. Obsahují malé množství uhelné rostlinné drti.

Interpretace charakteru prostředí z výsledků litologického studia hornin sádrovcového horizontu ve vrtu OS-1

Charakter sedimentů i jejich textury svědčí o tom, že sedimentace probíhala v klidném prostředí s minimální činností bentózních organismů. Střídání pelitické a evaporitické sedimentace lze vysvětlit klimatickými změnami, změnami v cirkulaci vod bazénu a diastrofickými pohyby. Obě relativně mocnější polohy pelitických hornin (250,0—257,2 m, 272,6—283,6 m) lze vysvětlit zvýšenou subsidencí, podmíněnou tektonikou v paleozoickém podkladu. Je nutné připomenout, že stejně mocné polohy sádrovců a pelitů nereprezentují stejné časové úseky. Pelitická sedimentace je mnohonásobně pomalejší než sedimentace evaporitická. Sádrovcové polohy mocné řádově několik cm až m, které představují z časového hlediska stovky až tisíce let, lze interpretovat jako výsledek dlouhodobých klimatických změn v prostoru s původní pelitickou sedimentací a optimálním hydrodynamickým režimem. Sádrovcové laminity jsou v literatuře obecně pokládány za sediment centrálních částí bazénů (Richter - Bernburg 1955, F ü c h t b a u e r - M ü l l e r 1978). Tato skutečnost je podložena i recentním pozorováním (K r u m b e i n - C o h e n 1977). Ve vrtu OS-1 byl zastížen sádrovcový horizont ve facii centrální části sedimentačního prostoru s omezenou cirkulací vod.

Interpretace výsledků, získaných při litologickém studiu hornin sádrovcového horizontu z okolí Koberčic

Sádrovcové horniny z okolí Koberčic se patrně usazovaly v prostředí poněkud odlišném než horniny z vrtu OS-1. Již sama pozice koberčického ložiska sádrovce

na jv. svahu elevace bazických efuziv u Bendova mlýna, kde sádrovcový horizont není přítomen, předpokládá sedimentaci v příbřežní oblasti, popř. na svahu s velmi mírným úklonem.

Přítomnost konvolutního zvrstvení, gradačního zvrstvení a redepozičních brekcií dokazuje transport horninového materiálu jak v nezpevněném, tak ve zpevněném stavu. Nodulární útvary sádrovce v karbonátech, drobné diskordantní plochy a transport již cementovaných litoklastů dokazují, že v období sedimentace svrchní části sádrovcového horizontu mohlo dojít k subaerické expozici sedimentů.

Za primární evaporitický sediment je možno považovat laminované sádrovce a vrstvičky sádrovce v jílech. Tyto vrstvičky se vyskytují v nadloží i v podloží polohy bílého, mikrokystalického sádrovce a byly zprohýbány při rekrystalizačních procesech. Zprohýbané vrstvičky, mocné několik mm v jílech, se velmi podobají sedimentům litorální plošiny Laguny Madro v jižním Texasu (Miller in Ginsburg 1975). Vznik sádrovce v jílech je zde raně diagenetický.

U blokového sádrovce je možno předpokládat sekundární původ. Prostor mezi sádrovcovými bloky je vyplněn rozdrčenou směsí úlomků sádrovcového laminitu a útržky plastičtějšího jílu až jílovce se sádrovcovými vrstvičkami.

Brekcie hornin původního peliticko-sádrovcového souvrství svědčí o sekundárním původu sádrovcových bloků. Makroskopická pozorování úlomků laminovaného sádrovce z meziblokové hmoty dokazuje, že hornina byla rozdrčena již ve zpevněném stavu.

Interpretace sádrovcových bloků jako olistostromů a olistolitů (Mlynářová 1971) není v souladu se skutečnou geologickou pozicí bloků sádrovce. Horniny, které se nacházejí mezi bloky, jsou lagunárního až infralitorálního původu. Do těchto prostředí lze stěží předpokládat mechanický přínos bloků o rozměrech půl metru. Vrstvičky jílu a sádrovce kopírují okraje sádrovcových bloků, což svědčí o vzniku bloků in situ.

Obtížně řešitelným problémem je geneze bazální polohy megakystalického sádrovce. Mlynářová uvádí podle Dohnalové (1955) genezi bazální polohy jako primárně sedimentární. Během sedimentace mělo docházet k přínosu pelitického materiálu, který se usazoval na štěpných trhlinách sádrovce. Mátl (1980) považuje bazální lavici za primárně sedimentární. Kwiatkowski (1972) uvádí genezi bazálního megakystalického sádrovce jako sekundární, pozdně diagenetickou, bez dalšího vysvětlení. Bazální poloha megakystalického sádrovce má s podložím i s nadložím ostrý kontakt. Jíly se vyskytují pouze na štěpných trhlinách sádrovce, ale jsou přítomny ve velkém množství mezi sádrovcovými agregáty. Prvotní horninou bazální polohy je podle makroskopického pozorování jíl.

Ke vzniku sádrovcových krystalů v jílech mohlo dojít buď synsedimentárně až raně diageneticky, nebo již v pozdějších fázích vývoje horniny po sedimentaci nadložního souvrství. V prvním případě mohl sádrovec vznikat v povrchové

vrstvě jílového bahna mělkovodního bazénu z reliktní, popř. prosakující mořské vody. Dnešní podoba sádrovcových krystalů (agregáty z „vlaštovčích ocasů“) mohla vzniknout při pozdější rekrystalizaci. V druhém případě by sádrovec mohl vzniknout na rozhraní pelitů a nadložního peliticko-sádrovcového souvrství, které mohlo fungovat jako horizont, na němž je ukončeno prosakování vod ze sádrovcového souvrství.

Je však nutné brát v úvahu možnost ovlivnění sádrovcového ložiska v Kobeřicích vadózními vodami v kvartéru. V některých obdobích byl sádrovcový horizont vystaven přímému vlivu povrchových vod. Mátl (1977) popisuje z okolí Kobeřic depresní zóny o rozměrech 130×70 metrů, které interpretuje jako krasové fenomény.

Povrchové vody, prosakující do ložiska sádrovce, mohly způsobit migraci iontů rozpouštěného sádrovce (sádrovec je v destilované vodě 183× rozpustnější než kalcit — Jakůca 1977) ve směru svého pohybu souvrstvím. Je těžké si představit, že hornina s tak velkou rozpustností by byla v kvartéru erodována vodními toky bez případného ovlivnění povrchových partií. Sádrovcové krasové oblasti se vyskytují prakticky všude, kde sádrovec vystupuje na povrch. Pro ovlivnění vnitřních částí sádrovcového horizontu meteorickými vodami nejsou však žádné jednoznačné důkazy.

Diskuse ke genezi jednotlivých typů sádrovce

Vznik bílého krystalického sádrovce

Kwiatkowski (1972) předpokládá, že alabastry vznikly při procesech odvodnění sedimentu. Odvodnění mělo proběhnout při dně sedimentačního bazénu nebo v mělce pohřbeném sedimentu. Fyzikální stav odvodňované horniny označuje tento autor jako tixotropní, přičemž se sádrovec mohl chovat jako písek nebo mohl mít koloidní charakter.

Pro další úvahy o tixotropních procesech v nezpevněném sedimentu je nutné definovat tixotropní stav látek.

Podle Remyhó (1972) je tixotropie jev, kdy lze rosoly a gely převést, např. třepáním, opět na kapalinu. Je tedy nutné, aby se sádrovec nacházel v koloidním stavu, i když se jedná o látku převážně krystaloidní povahy. O koloidním stavu látky se obecně mluví tehdy, když je látka dispergovaná na částice menší než asi 0,2 mikrometry.

Elliston (1968) se zabýval aplikací tixotropie na sedimentologické otázky. Podle Ellistona může mít mechanický otřes sedimentu za následek jeho opětovné zvodnění (reliquifaction). Rozsah plastických deformací a frakturace sedimentu pak při procesech odvodnění a zvodnění závisí na kohezních silách a množství vody uvnitř každé vrstvy.

Po definitivním odvodnění sedimentu má vzniklá hornina odlišný vzhled než hornina, jejíž litifikace proběhla bez uplatnění tixotropických deformací sedimentu.

Odvodnění primárního sádrovcového bahna mohlo proběhnout z geologického hlediska velmi rychle tzv. odtokovými kanály, které se obvykle nezachovávají ve fosilním stavu. Fosilní odtokové kanály byly však popsány z polských sádrovců. K w i a t k o w s k i (1972) je označuje jako „vodní vulkány“.

Mechanismus odvodnění by teoreticky mohl probíhat následujícím způsobem. Sediment je nasycen kapalinou pod vyšším tlakem, než je litostatický tlak nadloží. Při porušení nepropustného stropu voda prorazí odtokový kanál. Odvodňovaná hornina se vrásní za vzniku komplikovaných plikativních textur, jejichž osy nemají stabilní orientaci.

Na podkladě studia našeho materiálu je možno se domnívat, že část bílého mikrokrystalického sádrovce (poloha blokového sádrovce) s plikativními deformacemi i drobnými frakturami a drobnými šmouhami peltického materiálu vznikla při procesech odvodnění, které mohlo mít jako následek zborcení původní textury horniny a rekrytalizaci materiálu.

Rozsah vlivu tixotropických procesů je sporný, neboť zcela chybějí stavby hornin, které by svědčily o krystalizaci z gelů a které uvádí E l l i s t o n (1968).

Vznik vláknitého sádrovce

Tento typ sádrovce byl nalezen pouze ve vrtu OS-1. Vyskytuje se v agregátech dvojího typu: typ se střední laminou (central parting, sredinnaja prosečka — Ž a b i n 1979) a typ bez střední laminy.

Střední lamina dělí polohu vláknitého sádrovce na dvě, zpravidla nestejně mocné části. Je tvořena karbonátovo-jílovitou hmotou a zrnitým sádrovcem. Podle Ž a b i n a (1979) začínají vláknité agregáty sádrovce růst v trhlinách, které vznikají v hornině. Střední lamina představuje zbytek původní horniny, uzavřený ve vláknitém agregátu. Je zároveň místem, ze kterého vláknitý agregát začal růst. U typu bez střední laminy roste agregát pouze v jednom směru.

Oba typy vláknitého sádrovce se neliší pouze přítomností střední laminy, ale také optickou orientací sádrovcových krystalů vláknitého habitu.

Vznik vláknitého sádrovce je epigenetický. Nepřítomnost vláknitého sádrovce v místech, kde je sádrovcový horizont blíže k povrchu, svědčí o tom, že k růstu vláknitých krystalů sádrovce je zapotřebí určitý minimální litostatický tlak a tlak pórových fluid v hornině.

Brekcie

Podle geologické pozice a pravděpodobného mechanismu vzniku je možno vyčlenit několik typů hornin brekciovitého vzhledu. Žádný z nich však není přítomen ve strukturním vrtu OS-1.

- a) Brekcie vzniklé během růstu sádrovcových bloků se vyskytují v poloze blokového sádrovce v lomu u Koberčic.
Horniny mezi sádrovcovými bloky byly rozlámány na úlomky různé velikosti. Úlomky byly částečně stmeleny jemnozrnným sádrovcem a zůstaly volné. Podle makroskopického pozorování primárního sádrovcového laminitu z okolí bloků lze soudit, že k rozlámání horniny při růstu bloků sádrovce došlo již po zpevnění horniny.
- b) Brekcie, které vznikly při rekrystalizačních a deformačních procesech v sedimentu ještě před jeho zpevněním, se vyskytují v bílém krystalickém sádrovci. V mikrokrytalické až jemnozrnné sádrovcové matrix je možné pozorovat okrsky s různě zřetelnou reliktní laminací. Přechody mezi matrix a reliktly laminovaného sádrovce jsou pozvolné i ostré.
- c) Brekcie, vzniklé redepozicí klastů a jejich stmelěním, se nacházejí ve svrchní části sádrovcového horizontu v lomu u Koberčic a v některých vrtech KT-1—8. Litoklastový materiál je tvořen laminovaným sádrovcem, vápencem a pelitickou příměsí a útržky jílu. Základní hmota brekcií má mikrokrytalickou strukturu. Mikroskopicky v ní lze rozlišit sádrovec a karbonát. Redepoziční brekcie představují pravděpodobně splachy zvětralín z příbřežní zóny.
- d) Karbonátovo-sulfátový typ brekcií je hojný ve svrchní části sádrovcového horizontu v lomu u Koberčic a dále ve vrtech KT-1—8. Hornina má šedou až bílošedou barvu podle množství sádrovce. Na ploše řezu horninou jsou patrné okrsky s původním mikritickým karbonátem, které obklopuje mikrokrytalická sádrovcovo-karbonátová matrix. Obě komponenty jsou v matrix zastoupeny nerovnoměrně, místy převažuje sádrovec, místy karbonát. V některých případech lze pozorovat nodulární texturu horniny.
Ve vrtu Hať OS-2 v metrů 39 m byla nalezena brekcie, ve které byly až 2 cm velké okrsky primárního pelsparitu lemovány hnědočervenou organickou hmotou.
Karbonátovo-sulfátové brekcie vznikly metasomatickým zatlačováním primárního karbonátu sádrovcem. Podobné brekcie vznikají v recentu v prostředí typu sabcha. Mechanismus vzniku těchto brekcií není dosud jednoznačně vysvětlen, zdá se však, že rozhodující úlohu mají fyzikálně chemické procesy v kapilárních a pórových roztocích horniny.

Karbonátové horniny

Karbonátové horniny nejsou v sádrovcovém horizontu na Opavsku hojně zastoupeny. Jejich význam pro interpretaci sedimentačního prostředí je však velký. Mikrofaciální analýza karbonátů umožňuje v současné době poměrně spolehlivě určit základní charakteristiky prostředí, ve kterém hornina sedimentovala. Rychlost sedimentace zjištěné v recentních prostředích s karbonátovou sedimentací se liší od rychlostí zjištěných při sedimentaci sulfátových hornin. Wilson (1975) udává hodnotu průměrného ročního přírůstku karbonátového bahna v recentních holocenních prostředích 1 mm, zatímco Krumbain a Cohen (1977) udávají hodnotu ročního přírůstku sádrovcového laminitu v lagunárním prostředí v průměru 5 mm. V případě sádrovcových laminitů z Opavska, kde průměrná mocnost sádrovcovo-karbonátové dvojrstvičky činí 0,61 mm, lze však předpokládat, že mezi rychlostí karbonátové a sádrovcové sedimentace nebyl velký rozdíl.

Karbonátové horniny tvoří ve zkoumané oblasti vrstvy, jejichž mocnost nepřesahuje 10 cm. Většina karbonátových hornin však byla částečně nebo úplně nahrazena sádrovcem, a proto je nutné pro určení skutečného rozsahu karbonátové sedimentace přihlídnout také k polohám karbonátovo-sulfátových brekcií. Karbonátové horniny jsou velmi kompaktní a mají šedou barvu. Makroskopicky lze u nich pozorovat nezřetelnou laminaci. Ojedinelé jsou karbonátové laminity s převahou karbonátu nad sádrovcem. Makroskopicky lze dále pozorovat v karbonátech rostlinné zbytky, pyritové konkrce (průměr do 1,5 mm), ulity gastropod a póry o průměru několika desetin mm.

Některé karbonáty obsahují makroskopicky patrný sádrovec ve formě mikrokrystalických nodulí nebo jednotlivých porfyroblastů.

Struktura karbonátových hornin je chuchvalcovitá. Protážené, neostře ohraničené chuchvalce mikritu (zrnitost 0,002 mm) se střídají s pseudomikrosparitem. V pseudomikrosparitových okrscích lze u některých vzorků pozorovat mikrokrystalický sádrovec. Ojedinelé vytváří karbonátový mikrit a sádrovcovo-karbonátový pseudomikrit souvislé laminy. Vzorek z metráže 17,5 m vrtu K1-1 má strukturu porfyroblastickou. Porfyroblasty sádrovce, jejichž velikost kolísá od 0,05 mm do 5 mm, jsou rovnoměrně rozptýleny v mikrokrystalické karbonátové hmotě. Porfyroblasty sádrovce často v sobě uzavírají zrna karbonátu. Akcesoricky jsou v karbonátových horninách přítomny schránky gastropodů (r. *Spiratella*) a ostrakodů. Dutiny schránek jsou vyplněny ortosparitem, který také tvoří výplň drobných trhlinek. Pyritové konkrce o průměrné velikosti několik desetin mm se vyskytují v hojném množství a jsou vázány zvláště na mikritové okrsky.

Karbonátové horniny v karbonátovo-sulfátových brekciích jsou obdobného charakteru jako horniny z čistě karbonátových poloh. Pouze ve vrtu H1 OS-2, kde byla v období sedimentace sádrovcového horizontu příbřežní oblast, byla

na bázi sádrovcového souvrství v neproduktivním vývoji nalezena brekie s okrsky pelsparitu.

Podle klasifikace Dunhama (in Wilson 1975) lze většinu karbonátových hornin označit termínem „mudstone“. Alochem je zastoupen bioklasty a zřídka klastickými zrny a nepředstavuje více než 10 % objemu horniny. Nelaminované, homogenní, bezfosilní mikrity, které představují většinu všech karbonátových hornin sádrovcového horizontu, jsou podle Wilsona (1975) typickými sedimenty lagun na rozčleněném šelfu a vyskytují se v asociaci se sedimenty z prostředí typu sabcha.

Nezřetelná laminovaná textura, kterou lze u některých vzorků hornin pozorovat, vznikla snad činností řas.

Klasifikací a interpretací tzv. kryptoalgálních struktur a textur karbonátů se zabýval Aitken (1967). Vznik kryptoalgálních karbonátů klade autor do prostředí chráněného litorálu. Kryptoalgální karbonáty by potom představovaly přechodní sediment mezi prostředím příbřežní laguny na šelfu a infra- až supralitorálním prostředím sabchy.

Biostratigrafické zhodnocení miocénu (badenu) vrtů OS-1 a OS-2

Spodní baden — morav
(OS-1 470,0—631,2 m, OS-2 328,0—637,3 m)

Ve vrtu OS-1 Kravaře je spodní baden—morav mikropaleontologicky dokumentován v hl. 630 m. V této hloubce byly nalezeny mimo typické miocenní druhy foraminifer také redeponované aglutinované schránky dírkovců, pocházející z křídových vrstev (rody *Bathysiphon*, *Ammobaculites*, *Haplophragmoides* a další blíže neurčitelné značně poškozené schránky).

Společenstva foraminifer spodní části vrstev spodního badenu se vyznačují přítomností poměrně špatně zachovalých a často i silně stlačených a zdeformovaných schránek planktonních druhů. U bentózních jedinců bývá často setřena vnější struktura schránky. V planktonní složce společenstev jsou zastoupeny rody *Globorotalia* (s druhy *Globorotalia mayeri* Cushm. Ellisor, *Globorotalia siakensis* Le Roy, *Globorotalia obesa* Bolli, dále *Globigerina apertura* Cushm. a poškozené schránky globigerinoidů *Globigerinoides* [*G. trilobus* (Reuss), *G. altiapertura* Bolli]). Bentózní složka je druhově pestřejší, jsou zde zastoupeny např. druhy *Uvigerina semiornata semiornata* d'Orb., *U. cf. acuminata* Hosius, *U. bulbacea* Galloway et Hemingway, *Bolivina hebes* Macfadyen, *Bulimina striata* d'Orb., *B. pupoides* d'Orb., *U. pygmoides* Papp et Turn., *Martinottiella communis* (d'Orb.), *Spiroplectammia carinata* (d'Orb.) a další druhy.

Nad bazální částí vrstev (v hloubce okolo 590 m) byla nalezena druhově i početně bohatá společenstva planktonních i bentózních druhů. Ke shora uvedeným rodům přistupují ještě orbuliny [*O. suturalis* Bronn., *O. bilobata* (d'Orb.)],

Praeorbulina glomerosa (Blow)], žebnaté uvigeriny (*U. acuminata* Hosijs), *Bolivina antiqua* d'Orb., *Textularia articulata* d'Orb. a řada dalších.

Nad úsekem profilu s bohatými společenstvy typického neritika je patrná poloha (v rozmezí hloubek 586–588 m) s výraznou přítomností mělkovodních druhů. Společenstva běžných druhů dírkovců již shora uvedených doprovázejí poškozené schránky rodu *Amphistegina*, dále druhy *Elphidium crispum* (Linnè), *Ammonia beccarii* (Linnè) a fragmenty echinoideí.

Biostratigraficky význačnými horizonty zachycenými i ve vrstevním sledu spodního badenu v opavské oblasti vrtu OS-1 jsou spodní a svrchní vaginulinový horizont. Toto jemnější vertikální členění uvnitř pelitů spodního badenu (Vašíček 1949, 1952) umožňuje přesnější biostratigrafické srovnání profilů hlubších vrtů ve směru podélné osy karpatské předhlubně, jinak ve značně mocném a monotónním souvrství pelitů (Molčíková 1967, Čtyrská 1977a,b). Ve vrtu OS-1 Kravaře byl spodní vaginulinový horizont zachycen v jílech a jílovcích v hloubce 576–581 m. Význačný druh *Vaginulina legumen* (Linnè) doprovázejí *Planularia auris* (Soldanii), *Lenticulina cultrata* (Montfort), *Lenticulina inornata* (d'Orb.), *Plectofrondicularia inaequalis* (Costa) a další bentózní a planktonní druhy.

Nad spodním vaginulinovým horizontem směrem do nadloží (v rozmezí hloubek 486–571 m) následuje souvrství s druhově pestrými a početně bohatými společenstvy foraminifer. V některých polohách dochází až k masovému výskytu planktonních druhů. Vedle již výše zmíněných zástupců rodů *Orbulina*, *Praeorbulina* a *Globorotalia* byly nalezeny další planktonní druhy: *Globigerina opinata* Pišv., *G. apertura* Cushman, *G. tarchanensis* Subb. et Chutz., *Globoquadrina altispira globosa* Bolli, *G. larmei* Akers, *Globigerinoides sacculiferus subsacculiferus* Cita, Premoli-Silva et Rossi, *G. quadrilobatus* Banner et Blow, *G. sicanus* de Stefani, *Globorotalia* aff. *apertura* Pezzani, *G. scitula* (Brady). Bohatá společenstva planktonních druhů ukazují na dobré spojení této oblasti s otevřeným mořem. Z bentosu se zde objevují akuleatní uvigeriny a přechodné, jen částečně žebrované formy uvigerin, a dále významný druh *Lenticulina echinata* (d'Orb.), z aglutinovaných druhů *Karreriella bradyi* (Cushman), *Textularia concava* (Karrer), *Martinottiella communis* (d'Orb.) a *Spiroplectamina carinata* (d'Orb.).

Svrchní vaginulinový horizont byl zachycen jen v krátkém úseku profilu v hloubce 484–485 m. Druhové složení planktonní i bentózní složky společenstva dírkovců je obdobné jako u spodního vaginulinového horizontu, pouze u některých rodů byla zaznamenána větší druhová rozmanitost (např. rody *Uvigerina*, *Bolivina*, *Stilostomella*).

Z nejvyšší části vrstev spodního badenu ve vrtu OS-1 v nadloží svrchního vaginulinového horizontu v rozmezí hloubek 472–478 m jsou opět dokumentována společenstva foraminifer s převahou planktonních druhů, typických pro zónu *Praeorbulina*—*Orbulina suturalis* podle biozonálního dělení miocénu ve smyslu Cichy et al. (1975).

Ve vrtu OS-2 Hať je spodní baden—morav vyvinut v rozmezí hloubek 637,30—328 m.

Na jeho bázi v nadloží klastik v rozmezí 619—603 m je zastoupen „vaginulinový“ horizont s vůdčím druhem *Vaginulina legumen* (L.). Nejpočetnější složkou společenstva tohoto horizontu tvoří opět *Planulina wuellerstorfi* (Schw.), *Lenticulina cultrata* (Montfort), *Lenticulina inornata* (d'Orb.), *Martinottiella communis* (d'Orb.), *Uvigerina pygmaoides* Papp et Turnovský, *Uvigerina ex gr. barbatula* Macfadyen, *Cibicidoides conspicendus* Pišv. Z planktonu jsou zastoupeny *Orbulina suturalis* Bronn., *Globigerina woodi* Jenkins, *Globigerina opinata* Pišv., *Globoquadrina* div. sp.

Vývoje zastížené ve vrtu OS-1 v podloží vaginulinového horizontu (od 581 m) nebyly v profilu vrty Hať OS-2 identifikovány a lze předpokládat, že poměrně mocné souvrství bazálních klastik odpovídá tomuto intervalu vrty OS-1 (581—630 m). Nad spodním vaginulinovým horizontem následuje druhově pestré souvrství charakterizované naprostou převahou planktonních dírkovecových druhů. Nejhojnější složku představuje *Orbulina suturalis* Bronn, doprovázená polohově masově se vyskytujícími globorotaliemi (turborotaliemi), především *Globorotalia scitula* (Brady), *Globorotalia bykovae* Putrja, *Globorotalia siakensis* LeRoy. Dále se vyskytují *Globigerina woodi* Jenkins, *Globigerina tarchanensis* Subb. et Chutz, *Globoquadrina altispira globosa* Bolli, *Globigerinoides trilobus* (Rss.), bentos je reprezentován např. druhy *Martinottiella communis* d'Orb., *Allomorphina trigona* Rss. V hloubce 537 m byl zastížen horizont s velmi drobnou mikrofaunou tvořenou prakticky výhradně globorotaliemi. Planktonní foraminifery identického složení jako ve starších vrstvách pokračují i v rozmezí hloubek 532—516 m, kde však značná část schránek je vyplněna pyritem, a lze předpokládat, že v sedimentačním prostředí došlo ke zhoršené cirkulaci vod a k vytváření redukčního prostředí, batymetricky v rozmezí neritika. V hloubce 541 m byl zastížen druhý vaginulinový horizont.

Od hloubky 506 m (až do hl. 471 m) jsou asociace doprovázeny drobnými pyritizovanými tyčinkami, připomínajícími výplně rhizammin. Zcela však převažuje plankton s *Orbulina suturalis* a globorotalie. Hojnější je také výskyt druhů *Uvigerina aculeata orbignyana* Czjzek, *Uvigerina pygmaoides* Papp et Turn. a *Bulimina striata* d'Orb.

K silné redukci fauny došlo opět v intervalu 447—437 m. Hojná uvigerinová fauna doprovázená pyritizovanými tyčinkami a zástupci rodu *Chilostomella* je typická pro úsek 429—409 m. V nadloží do 376 m je zastoupena jen drobná, převážně silně ochuzená globorotaliová mikrofauna. V nejvyšší části spodního badenu (374—328 m) nastupuje převážně mikrofauna s druhy *Valvulineria complanata* (d'Orb.), *Uvigerina aculeata* d'Orb., *Bolivina hebes polonica* Bieda a *Bulimina* div. sp. Početně jsou zastoupeny schránky vyplněné pyritem.

Spodní baden obou vrtů charakterizují souhlasně především zástupci otolitů myctophidů, a to *Diaphus debilis* (Kok), *Diaphus austriacus* (Schub.) a *Diaphus*

sp., které představují nejhojnější součást mezopelagické ichtyofauny spodního badenu centrální Paratethydy. Ve vrtu Kravaře OS-1 je mezopelagický charakter rybích zbytků podtržen ještě výskytem žraločích zubů rodu *Squalus* a zubů dravých kostnatých ryb rodu *Lepidopus*. Ve vrtu Hať OS-2 je tato složka zřetelně bohatší o dalšího zástupce mycetophilů, *Bolinichthys obliquus* (Weil.), a jiné mezopelagické ryby, jako *Vinciguerrja fragilis* (Pr.), *Valenciennellus weinfurteri* (Brz. - Schultz) a *Gadidae* indet. I zde se vzácně vyskytují úlomky žraločích zubů čeledi Squalidae. Souborně lze ichtyofaunu moravu obou vrtů chápat jako velmi redukovanou a ochuzenou asociaci mezopelagických ryb, které patří v přilehlých dílech pávních centrální Paratethydy, tj. v jz. části karpatské předhlubně na Moravě a v karpatské předhlubni Polska.

Ve vrtě OS-1 byl spodní baden na základě nanoplanktonu doložen v hloubce 622,0 m—472,0 m. V nejhlubší části (622,0—591,0 m) se kromě průběžných druhů *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Coccolithus miopelagicus* Bukry, *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette - Riedel) Bramlette - Sullivan a *Cyclicargolithus floridanus* (Roth - Hay) Bukry objevuje *Discoaster musicus* Stradner, *Discoaster stellulus* Gartner a *Discoaster adamanteus* Bramlette - Wilcoxon. Dále jsou zde *Cyclococcolithus leptoporus* Murray - Blackman, *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner, *Helicosphaera* cf. *sellii* Bukry - Bramlette, *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner) Gartner a *Pontosphaera multipora* (Kamptner) Roth.

Ve vyšších polohách v rozmezí hloubek 557,0—472,0 m se vápnitý nanoplankton obohacuje o další druhy, mezi nimiž dominuje *Discoaster variabilis* Martini - Bramlette a *Pontosphaera multipora* (Kamptner) Roth, dále jsou to *Discoaster druggi* Bramlette et Wilcoxon a výše pak *Rhabdosphaera sicca* (Stradner) Stradner a *Micrantholithus attenuatus* Bramlette.

Ve společenstvech nebyly nalezeny žádné sphenolity, ale podle ostatních druhů a ve srovnání s asociacemi z Oslavan (Lehotayová 1978) a z Frättingsdorfu a Soosu v Rakousku (Fuchs - Stradner 1977) je možné zařazení těchto vrstev do vyšší části zóny NN-5 Sphenolithus heteromorphus ve smyslu standardní nanoplanktonické škály (Martini 1971).

Ve vrtu OS-2 Hať je vápnitý nanoplankton skoro totožný s vrtou OS-1. I zde je nejčastěji zastoupen *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, méně často je *Coccolithus miopelagicus* Bukry, *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette et Riedel) Bramlette et Sullivan, *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner, *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner) Gartner. Vzácně se ve sp. badenu objevuje *Cyclococcolithus rotula* (Kamptner) Kamptner, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, *Coccolithus* sp. 2 Müller.

Z discoasterid jsou zde zastoupeny druhy *Discoaster stellulus* Gartner, *Discoaster variabilis* Martini et Bramlette, který podobně jako ve vrtu OS-1 nastupuje až ve vyšších polohách — konkrétně od hl. 401 m. Také v Rakousku

je uváděn tento druh až ze svrchní lagenidové zóny na lokalitách Soos a Vöslau, zatímco ve spodní lagenidové zóně chybí (Fuchs - Stradner 1977).

Na vyšší část spodního badenu je taktéž vázán ojedinělý výskyt druhu *Micrantheithus articulatus* Bukry et Percival, *Coccolithus sarsiae* Black a *Braarudosphaera bigelowi* (Gran et Braarud) Deflandre.

Ve spodním badenu obou vrtů, na rozdíl od spodního badenu jiných částí předhlubně na Moravě i dolnorakouské molasy (Řeháková 1975, 1978), je diatomová flóra značně ochuzená. Jen v jílech z hloubky 517–519 m, 520–522 m a 553–554 m se objevují sporadicky jehlice hub a schránky diatom. Kvalitativně převládají zástupci rodu *Chaetoceros* spec. div., *Coscinodiscus* spec. div., *Actinocyclus* spec. div., *Diploneis* spec. div. a *Triceratium* spec. Podle špatného stavu zachování schránek, netypického druhového složení a malé frekvence druhů je zřejmé, že uložení těchto křemitých mikroorganismů je sekundární.

Sedimenty spodního badenu jsou na diatomy ve vrtu OS-2 Hař v úseku 637,30–328 zcela sterilní.

Ve vrtech OS-2 byla v moravu dále studována fauna a flóra řasových vápenců a provedeno přehledné palynologické zhodnocení. Vzhledem k problematice, která je velmi sblížena se středním badenem, podáváme popis až v následující části.

Střední baden – vělič (OS-1 246,0–470,0 m, OS-2 27,7–328,0 m)

Ve spodní části souvrství středního badenu vrtu OS-1 se objevují oproti podložním vrstvám u planktonních i bentózních dírkoveců kromě průběžných druhů, přecházejících sem z moravy, typické druhy věliče: *Globigerina druryi* Akers a přechodní formy globigerin k druhu *G. nepenthes* Todd, *Uvigerina venusta* Franzén a přechodní formy k druhu *Uvigerina aculeata orbignyana* Czjzek a *Uvigerina pudica* Luczkowska. Druhově bohatá společenstva foraminifer ve spodní části profilu v rozmezí hloubek 449–470 m se vyznačují také výraznou přítomností mělkovodních druhů [*Elphidium fichtelianum* (d'Orb.), *Elphidium crispum* (Linnè), *Ammonia beccarii* (Linnè), *Asterigerinata planorbis* (d'Orb.), *Amphistegina* aff. *hauerina* d'Orb., *Quinqueloculina aknerinna* d'Orb. a ? *Cymbaloporetta* sp.].

Nad těmito vrstvami následuje směrem do nadloží značně mocný úsek pelitických hornin (hl. 341–442 m), obsahující početně bohatá společenstva s převahou planktonních druhů foraminifer, místy zastoupených až v masovém množství, s dominujícím rodem *Globigerina* (*Globigerina druryi* Akers a přechodní formy ke *G. nepenthes* Todd, *G. apertura* Cushman, *G. decoraperta* Takayanagi et Saito, *G. bulloides* d'Orb., *G. concinna* Reuss, *G. cf. bollii* Cita et Silva). Ve vzorcích s bohatým planktonem se bentózní druhy nacházejí ve zcela nepod-

statném množství nebo jsou jen v ojedinělých výskytech [*Bulimina elongata* d'Orb., *Pyrgo simplex* (d'Orb.), *Virgulinella pertusa* (Reuss), *Lagena hexagona* (Will.), *Chilostomella oolina* Schwager, valvulinerie, žebrované a aculeatní uvigeriny]. Bohatší výskyty bentózních dírkovečů byly v tomto úseku profilu zaznamenány ve 3 polohách: v hloubce 341—342 m horizont s početní převahou uvigerin (*Uvigerina semiornata brunensis* Karrer, *U. aculeata orbignyana* Czjzek a přechodní formy k *U. venusta venusta* Franzenau a *U. pudica* Luczkowska), v hloubce 383—384 m, kde je společenstvo složeno téměř výlučně z bentosu [*Valvulineria complanata* (d'Orb.), *Valvulineria arcuata* (Reuss), *Valvulineria marmaroschensis* Pišv., *Pyrgo simplex* (d'Orb.), *Glandulina laevigata* d'Orb., úlomky schránek rodu *Stilostomella* aj.]. Společenstva dírkovečů jsou doprovázena výskyty drobných schránek gastropodů rodu *Spiratella*. Redepozice dírkovečů z křídly (rody *Ammobaculites*, *Glomospira*, *Haplophragmoides*, *Bathysiphon*) byly zaznamenány v hloubce 408—409 m.

Horizont společenstev foraminifer s vůdčím druhem *Pseudotriplasia elongata* Malecki a *P. robusta* Malecki tvoří další část profilu směrem do nadloží (hl. 311—338 m). Vzorky z tohoto úseku profilu jsou rovněž druhově pestré a početně bohaté. Jsou zde zastoupeny další druhy, především aglutinovaných foraminifer: *Semivulvulina pectinata pectinata* (Reuss), *Textularia gramen* d'Orb., *T. gramen abbreviata* d'Orb., *T. mariae* d'Orb. a *Spiroplectammia carinata* (d'Orb.). Z ostatních vápnných druhů (jiz mimo výše zmíněné) jsou to *Uvigerina semiornata semiornata* d'Orb., *Bulimina subulata* Cashm. et Parker, *B. pupoides* d'Orb., *B. buchiana* d'Orb., *B. striata* d'Orb., *Fursenkoina schreibersiana* (Czjzek), *Elphidium aculeatum minoriforme* Papp, *Hoeglundina elegans* (d'Orb.), *Sphaeroidina bulloides* (d'Orb.) aj. Planktonní složka společenstev je tvořena zástupci rodu *Globigerina* s druhovým složením jako v předešlém úseku.

Nád horizontem s pseudotriplasiemi následuje v hloubce 306—307 m v pelitických horninách úsek se společenstvem téměř výlučně bentonických druhů s početní převahou žebornatých a aculeátních uvigerin a valvulinerií. Směrem k nadloží jsou pak v hloubce 295—303 m druhově chudá společenstva foraminifer s dominujícím druhem *Bulimina elongata* d'Orb., v nejvyšší části přecházející až do druhově a početně ochuzeného vývoje pouze s rybími kůstkami a ojedinělými fragmenty ježovek.

Z hloubky 288—294 m, z bezprostředního podloží sádrovcové vložky, v důsledku ztráty jádra mikropaleontologické rozborů chybějí. V nadloží sádrovcové vložky v peliticko-psamitických horninách (podle Krejčího již součást sádrovcového obzoru), tvořících však podloží vlastního sádrovcového horizontu, byla nalezena druhově velmi pestrá a početně bohatá mikrofauna převážně mělkovodních druhů [*Elphidium fichtelianum* (d'Orb.), *E. crispum* (Linné), *E. aculeatum minoriforme* Papp, *Ammonia beccarii* (Linné), *Asterigerinata planorbis* (d'Orb.), *Cibicidites dollfusii pseudoelphidiiformis* Gheorghian, *Cibicides lobatulus* (Walker et Jacob), *Quinqueloculina akneriana* d'Orb., *Q. akneriana longa*

Gerke a úlomky mechovek a ježovek], doprovázená globigerinami (*Globigerina druryi* Akers, *G. nepenthes* Todd, *G. decoraperta* Takayanagi et Saito), buliminami, caucasinami, uvigerinami a dalšími bentózními rody.

Vzorky ze spodní a střední části vlastního sádrovcového horizontu z hloubky 266—273 m byly zcela bezfosilní. Z polohy jílu v nejvyšší části sádrovcového horizontu (hl. 252—256 m) pocházejí druhově a početně ochuzená společenstva dírkovců spíše mělkovodního charakteru s drobnými, poškozenými schránkami (ammonie, elphidia, nonioni, globigeriny, *Bolivina dilatata dilatata* Reuss, *Bulimina elongata* d'Orb. a rybí kůstky), pravděpodobně redeponovaných z podložních vrstev sádrovcového obzoru.

Ve vrtbě OS-2 ve věličce, v jeho starší části (hl. 326 m), poprvé nastupuje *Globigerina druryi* Akers, dále jsou časté druhy *Valvulinaria marmaroschensis* Pišv., *Uvigerina venusta venusta* Franzénau, *Uvigerina aculeata orbignyana* Czjzek. V hl. 200 m jsou častější elphidie, asterigeriny, resp. amphisteginy (*Elphidium fichtelianum* d'Orb. a *Amphistegina haueriana* d'Orb.). Planktonní dírkovci s *G. druryi*, *G. woodi*, *G. decoraperta* Takayanagi et Saito, dále s *Pyrgo simplex* (d'Orb.), *Virgulina pertusa* (Rss.), *Chilostomella oolina* Schw., *Uvigerina semiornata brunensis* Karrer, *U. aculeata orbignyana* Czjzek, *Glandulina laevigata* d'Orb., tvoří podstatnou část společenstev v rozmezí hloubek 190—140 m. Stejně jako ve vrtbě Kravaře-1 horizont s *Pseudotriplasia elongata* Malecki a *Pseudotriplasia robusta* Malecki je vyvinut až ve vyšší části středního badenu. Vůdčí druhy tohoto horizontu jsou doprovázeny např. druhy *Uvigerina* cf. *costai* Said, *Uvigerina* cf. *pygmaea* d'Orb., *Bulimina striata mexicana* Cushman, *Globigerina woodi* Jenkins. V nadloží pseudotriplasiového horizontu v rozmezí 120—42 m, ještě v nadloží prvního výskytu evaporitů, došlo k prudkému, náhlému zhoršení životních podmínek, které se projevilo výraznou redukcí fauny reprezentované ojedinělými nálezy druhů *Bulimina elongata* d'Orb., *Ammonia beccari* (L.), *Globigerina tarchanensis* Subb. et Chutz., *Hanzaswaia boueana* (d'Orb.), *Bolivina* sp. a s ojedinělými jehlicemi hub. Časté jsou zbytky rostlinného pletiva.

Rybí fauna středního badenu ve vrtu Kravaře OS-1 je charakterizována otolity druhů *Diaphus debilis* (Kok.), *Diaphus kokeni* (Pr.), *Diaphus austriacus* (Sch.), *Diaphus pulcher* (Pr.) a blíže neurčitelnými zbytky teleostei (kůstky, šupiny, zuby). Otolity jmenovaných myctophidů jsou vázány pouze na polohy pelitů (302—458 m) v podloží sádrovců a představují pokračování zmíněné redukované mezopelagické fauny ze spodního badenu. Charakteristickým rysem je zde četný výskyt otolitů druhu *Diaphus kokeni* (Pr.), který v západokarpatských pánvích mizí na hranici střední—svrchní baden. Obdobně jako v uloženiších spodního badenu studovaných vrtů chybějí i zde jakékoliv mělkovodní prvky. Polohy sádrovců jsou provázeny pouze zvýšeným výskytem izolovaných kosterních zbytků teleostei.

Nanoplankton středního badenu—věličce vrtu OS-1 byl sledován v hloubce

465,0—276,0 m. V hlubší části od 465,0 do 459 m se oproti spodnímu badenu začínají početně i druhově rozvíjet micrantoliti, jako *Micrantholithus vesper* Deflandre, *Micrantholithus flos* Deflandre, *Micrantholithus articulatus* Bukry et Percival, *Micrantholithus attenuatus* Bramlette, *Micrantholithus* cf. *obtusus* Stradner a *Micrantholithus* cf. *pinguis* Sullivan, dále se objevuje *Braarudosphaera bigelowi* (Gran et Braarud) Deflandre. Přítomnost těchto druhů indikuje změnění sedimentačního prostoru ve srovnání se spodním badenem.

V nadloží až do hl. 425 m doznívá spodnobadenský druh *Discoaster* cf. *musicus* Stradner, ale nastupuje již *Discoaster exilis* Martini a také *Cycloperfolithus carlae* Lehotayová et Priewalder, jehož rozšíření se váže ke střednímu a svrchnímu badenu (Lehotayová 1978).

Tuto spodní část středního badenu je možno vzhledem ke srovnání s nanoflorou od Sauerbrunn v Rakousku (Fuchs - Stradner 1977) přiřadit k nejvyšší části zóny NN-5 *Sphenolithus heteromorphus* (viz nanoplanktonní škála Martiního 1971).

Ve vyšší části středního badenu do hloubky 417,0—276,0 m, mimo pokračující hojně zastoupení druhu *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, méně pak *Coccolithus miopelagicus* Bukry, *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner) Gartner, *Pontosphaera multipora* (Kamptner) Roth, *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner a *Discoaster variabilis* Martini et Bramlette, pokračuje *Discoaster exilis* Martini et Bramlette (v hl. 417,0 m a 311,0—312,0 m), nastupuje *Helicosphaera obliqua* Bramlette et Wilcoxon (v hl. 337,0—338,0 m) a výše pak se objevuje *Discoaster kugleri* Martini et Bramlette (hl. 276,0—277,0 m). Tyto druhy umožňují zařazení do nanoplanktonních zón NN-6 *Discoaster exilis* — NN-7 *Discoaster kugleri*.

Ve vrtbě OS-2 Hať je vápuitý nanoplankton podobně jako ve spodním badenu zastoupen hlavně průběžnými druhy *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette et Riedel) Bramlette et Sullivan, dále řidčeji se vyskytuje *Coccolithus miopelagicus* Bukry, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner) Gartner a *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner. Na spodní část (hl. 315—281 m) jsou spíše vázány druhy *Discoaster deflandrei* Bramlette et Wilcoxon, objevuje se *Discoaster bollii* Martini et Bramlette, *Coccolithus* sp. 2 Müller, zatímco ve vyšší části (do 68 m) se nově vyskytují druhy *Cyclococcolithus leptoporus* (Murray et Blackman) Kamptner, *Cricolithus jonesi* Cohen, *Coronocyclus nitescens* (Kamptner) Bramlette et Wilcoxon, *Helicosphaera wallichi* Lohmann, dále se zde nacházejí *Cyclococcolithus rotula* (Kamptner) Kamptner a *Cyclococcolithus macintyreii* Bramlette et Bukry.

V nejvyšší části středního badenu (118—68 m) se objevuje *Braarudosphaera bigelowi* (Gran et Braarud) Deflandre a *Cycloperfolithus carlae* Lehotayová et Priewalder.

Střední baden vrtu OS-1 obsahuje v hlubší části opět jen rozptýlené zbytky

rozsivek a jehlic hub. Jemnější křemité schránky se nezachovaly. Byly identifikovány rody *Isthmia*, *Actinocyclus*, *Rhabdonema*, *Diploneis*, *Grammatophora*, *Diploneis* a *Coscinodiscus*, vesměs zastoupené druhy příbřežní mořské zóny, charakterizujícími mělkovodní prostředí.

Ve vyšší části středního badenu byly nalezeny dvě polohy s bohatou diatomovou flórou. Ve vrtu OS-1 Kravaře se vyskytují v hloubce 302–303 m a 299–300 m. Litologicky jsou reprezentovány šedým až šedo zeleným, vápenatým, jemně písčitým jílem až jílovcem s tenkými laminami světle šedého prachovitého písku.

Společenstvo rozsivek první polohy se vyznačuje kvantitativně i kvalitativně pestrout diatomovou flórou, skládající se jak z holoplanktonních druhů, tak z přisedlého a pohyblivého bentosu. Velkou abundancí mají zejména druhy *Pseudodimerogramma elongatum* Schrad., *Pseudopyxilla capreolus* Forti, *Chaetoceros* spec. div. (spory i ostny vegetačních buněk), *Denticula hustedtii* Sim. et Kan., *Denticula lauta* Bail., *Thalassiothrix longissima* Cleve et Grun., *Thalassionema nitzschiioides* (Grun.) V. H., převážně typické druhy mořského planktonu.

Z bentických druhů se v této asociaci vyskytuje *Navicula praetexta* Ehrenb., *Navicula hennedyi* W. Sm., *Diploneis bombus* Ehrenb., *Diploneis crabro* Ehrenb., *Cocconeis scutellum* Ehrenb., *Cocconeis vitrea* Brum., *Cocconeis scutellum* var. *raeana* (Pant.) Cleve, *Amphora crassa* Greg., *Grammatophora stricta* var. *fossilis* Pant., *Isthmia szaboii* Pant., *Plagiogramma staurophorum* (Greg.) Heib., *Campyloneis grevillei* (W. Sm.) Grun., *Triceratium condecorum* Ehrenb., *Triceratium stokesianum* Grev. a celá řada dalších druhů.

Z ostatních křemitých řas jsou přítomny *Dictyocha fibula* Ehrenb., *Distephanus crux* (Ehrenb.) Haeck., *Distephanus crux* f. *longispina* Schulz, *Distephanus schauinslandii* Lemm., *Corbisema triacantha* Ehrenb., *Cannopilus hemisphaericus* (Ehrenb.) Haeck., *Paradictyocha septenaria* Schulz. dále *Ebria antiqua* var. *simplex* Schulz, *Parathraunium clathratum* (Ehrenb.) Defl. a *Actiniscus pentasterias* Ehrenb.

V asociaci diatom druhé polohy převládají planktonní druhy nad bentickými. Dominují *Denticula hustedtii* Sim. et Kan., *Denticula lauta* Bail., *Coscinodiscus levisianus* Grev., *Rhizosolenia* spec. div., *Chaetoceros* spec. div., *Thalassionema hirosakiensis* (Kan.) Schva. J., *Thalassiothrix longissima* Cleve et Grun. a některé druhy rodu *Coscinodiscus*. Bentické druhy jsou kvalitativně pestřejší, nemají však takovou frekvenci jako planktonní prvky.

Ve vrtu OS-2 byly fosiliferní polohy zaznamenány v hloubce 114 m a 118 m, rovněž v šedo zeleném, slabě prachovitém, tence vrstevnatém jílu až jílovcem s laminami světle šedého, slídnatého písku. Ve vzorku z hloubky 118 m se vyskytuje téměř čistá asociace charakteristického meroplanktonického prvku *Actinocyclus ehrenbergii* Ralfs, který je dominantní formou litorálního planktonu. Ojedinele se objevuje *Actinopterychus undulatus* (Bail.) Ralfs. dále úlomky schránek *Coscinodiscus* spec. div., spory rodu *Chaetoceros*, *Periptera tetracladia* Ehrenb.,

Xanthiopyxis diaphana Forti a *Gyrodiscus hungaricus* Pant. Jako u předcházejících asociací je i zde diatomová flóra značně porušena.

Ve vzorku z hloubky 114 m bylo zjištěno neobyčejně pestré společenstvo diatom, jehlic hub a křemitých bičíkoveců, v němž převládají bentické typy diatom s hrubozrnnou strukturou. Masově je zastoupen rod *Biddulphia*, méně časté jsou rody *Amphora*, *Diploneis*, *Campylodiscus*, *Navicula*, *Cocconeis* a *Triceratium*. Složení diatomové flóry odpovídá facií mělkého neritika až litorálu s charakteristickými druhy sesilního i vagilního bentosu, jako jsou *Biddulphia tridens* Ehrenb., *Triceratium condecorum* Bright., *Campylodiscus kidstonii* Pant., *Campylodiscus kuetzingii* Harv. et Bail., *Campylodiscus ecclesianus* Grev., *Amphora crassa* var. *punctata* Grun., *Amphora intersecta* A. S., *Amphora granulata* Greg., *Cocconeis biharensis* Pant., *Clavícula biharensis* Pant., *Isthmia szaboí* Pant., *Grammatophora insignis* var. *doljensis* Grun., *Grammatophora hungarica* Pant., *Grammatophora stricta* var. *biharensis* Pant., *Navicula hennedyi* W. Sm., *Navicula pennata* A. S., *Nitzschia doljensis* Pant., *Rhopalodia gibberula* var. *rozmaniensis* Jur., *Diploneis crabro* Ehrenb., *Mastogloia smithii* Thwait. a mnoho dalších.

Planktonní prvek je zastoupen ojetině se vyskytujícími druhy rodu *Denticula*, *Rhizosolenia*, *Coccinodiscus* a *Actinocyclus*.

Svrchní baden — kosov (OS-1 21—246 m)

Ve vrtbě OS-1 se bazální část souvrství (hl. 235—243 m) kosovu (sv. badenu) vyznačuje naprostým nedostatkem foraminifer. Ve vzorcích byly nalazeny pouze úlomky rybích kůstek a zbytky rostlinných pletiv.

V úseku hloubek 203—225 m se střídají polohy velmi chudých společenstev dírkoveců (pouze s ojedinělými výskyty jednotlivých druhů, někde i s poškozenými schránkami) s polohami zcela bezfosilními, v nichž se nacházejí pouze rostlinná pletiva, příp. rybí kůstky. Foraminifery mají převahu spíše mělkovodních forem [*Ammonia beccarii* (Linné), *Elphidium fichtelianum* (d'Orb.), *Cibicides lobatulus* (Walker et Jacob), *Quinqueloculina akneriana elongata* Gerke], z ostatních druhů *Bulimina elongata* d'Orb., úlomky schránek rodu *Stilostomella*, *Globigerina* aff. *cognata* Pišv. a rybí kůstky.

Ve vyšší části kosovu jsou v těchto společenstvech rovněž zastoupeny jen v ojedinělých druhových výskytech a s částečně poškozenými schránkami [*Bulimina elongata* d'Orb., *Bulimina striata* d'Orb., ? *Cribrononion* sp., *Ammonia beccarii* (Linné)], zdeformované schránky globigerin a úlomky stilostomel. *Valvulineria complanata* (d'Orb.), *Cibicides lobatulus* (Walker et Jacob) a jsou doprovázeny ostny ježovek, rybími kůstkami a drobnými exempláři schránek gastropodů rodu *Spiratella*.

Vzorky s ochuzenými společenstvy pokračují i výše směrem do nadloží.

Z hloubky 127—128 m z pelitických vrstev je dokumentována poloha drobných a špatně zachovalých schránek planktonu, především globorotalií [*Globorotalia obesa* Bolli, *G. siakensis* Le Roy, *G. aff. miocenica* (Putrja), dále *Orbulina universa* (Blow), *Globigerinoides trilobus* (Reuss) a *Globigerina opinata* Pišv.]. Společenstvo doprovázejí gastropodi rodu *Spiratella* a rybí kůstky.

Dále až k nejsvrchnější části profilu vrstev se stále střídají druhově a početně ochuzená společenstva foraminifer s poškozenými schránkami se vzorky zcela bezfosilními. K výše uvedeným bentózním druhům zde ještě přistupují *Uvigerina venusta venusta* Franzén a *Pullenia bulloides* (d'Orb.). Ve většině vzorků byla nalezena drť rostlinných pletiv.

Uložení svrchního badenu (kosovu) ve vrtu Kravaře OS-1 obsahují velmi chudou asociaci rybích zbytků složenou z otolitů druhů *Gadiculus cf. minusculus* (Sch.), *Gadiculus* sp., *Diaphus?* sp., *Gobiüdarum triangularis* (Weil.) a izolovaných kůstek teleostei.

Tato asociace však ukazuje na odlišné složení rybí fauny této úrovně oproti spodnímu a střednímu badenu a potvrzuje dominanci otolitů rodu *Gadiculus* v kosovu Opavska.

Nanoplankton svrchního badenu—kosovu byl zkoumán v rozmezí hloubek 173—42 m. Nanoflóra je oproti střednímu badenu ochuzená a omezuje se na druhy *Cycloperfolithus carlae* Lehotayová et Priedwalder, *Helicosphaera obliqua* Bramlette et Wilcoxon, *Helicosphaera wallichii* (Lohmann) Boudreaux et Hay, *Cyclicargolithus floridanus* Bukry, *Rhabdosphaera sicca* (Stradner) Stradner, *Cyclococcolithus leptoporus* Murray et Blackmann, *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller a *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner.

Na základě srovnání s vývojem svrchního badenu na území Slovenska (Lehotayová 1978), jehož společenstvům nanoflóra z vrtu OS-1 Kravaře zčásti odpovídá, je možné její zařazení do rámce nanoplanktonních zón NN-6 *Discoaster exilis* a NN-7 *Discoaster kugleri* ve smyslu standardního členění (Martini 1971).

Sedimenty svrchního badenu, studované ve vrtu OS-1 Kravaře v intervalu 21—246 m, obsahovaly opět jen rozptýlené zbytky křemitých mikroorganismů, hlavně rozsivek mělkovodního litorálu.

Flóra ze středního a svrchního badenu opavské oblasti

Vzhledem k ojedinělým nálezům flóry na vrtech OS-1, OS-2 byl zpracován další materiál z povrchových výchozů a z vrtby Smolkov-1.

Marinní ráz uloženin badenu v opavské oblasti znesnadňuje zachování rostlinných zbytků ve fosilním stavu.

Dosavadní nálezy fosilních listů se vyskytovaly vždy v těsné blízkosti sádrového horizontu, a to jak v odkluzu těžby sádrovce v Opavě - Kateřinkách, tak

ve vrtu Smolkov-1 (K n o b l o c h 1969). Nálezy listů byly velmi vzácné (od jednotlivých taxonů byl nalezen jen jeden nebo několik málo exemplářů).

Vzhledem k tomu, že se ve vrtech Kravaře OS-1 a Hať OS-2 vyskytovala v podstatných částech profilu hojně jemně rozptýlená organická hmota, která zpravidla signalizuje možnou přítomnost zuhelnatělých megaspor, malých semen a plodů, byly důležité úseky těchto vrtů hustě ovzorkovány (vrt Kravaře OS-1 39 vzorky od 161,5–627,9 m, vrt Hať OS-2 79 vzorky od 43–339 m). Zcela vzácné rostlinné zbytky (viz níže) byly náhodně naplaveny do sedimentační pánve a jejich přítomnost nelze kvalifikovat jako projev změlčování moře.

Ze stratigrafického hlediska je možno poznamenat, že většina rostlinných nálezů patří k tafocenóze, která se zásadně liší od starších rostlinných tafocenóz moravu. Jde o druhy, které se většinou vyskytují teprve od stupně vělič a setrvávají ve střední Evropě do sarmatu až panonu [*Fagus attenuata* Gepp, *Platanus leucophylla* (Ung.) Knoch., *Monopleurophyllum quercifolium* (Goepf.) Kott., *Selaginella pliocenica* Dorof.].

Z ekologického hlediska je možno poznamenat, že uvedené rostlinné nálezy náležejí 3 různým biotopům.

Rod *Glyptostrobus* je důležitou uhlotvornou dřevinou rostoucí v bažinách, kde vegetuje také rod *Mneme* (Lythraceae). Autochtonní uhlotvorné společenstvo doprovází ve středoevropském neogénu také rod *Rubus* (ostružiník), který je proto třeba považovat taktéž za bažinný prvek, byť jeho ekologická amplituda je v současných flórách velice široká.

Rody *Fagus*, *Carpinus*, *Platanus*, *Acer* a *Monopleurophyllum* jsou zástupci společenstva mezofylního lesa.

Rod *Pinus*, jakož i ostatní jehličnaté rostliny z okruhu rodů *Cephalotaxus*, *Taxus* a *Tsuga* rostou spíše na sušších stanovištích. *Buxus pliocenica* Sap. et Mar. náleží ke xerofytním prvkům. Nález rodu *Buxus* ze Smolkova považují K v a č e k - B ů ž e k - H o l ý (1982) s otazníkem za svůj nový druh *Buxus egeriana*, u kterého předpokládají vztahy k subtropické flóře jv. Asie. Tento závěr je patrně platný pouze pro spodno- až středomiocenní nálezy. Jednoznačné vztahy k určitému recentnímu druhu nelze u nálezu ze Smolkova prokázat.

Z klimatologického hlediska vykazuje flóra jednoznačné vztahy k současným flórám teplejšího mírného pásma (mezofylní typ lesa s opadavými listy), a to zejména v atlantické části Severní Ameriky (*Acer*, *Platanus*, *Fagus*, *Mneme*). Rod *Glyptostrobus* roste na reliktním bažinném areálu ve střední Číně a rod *Buxus* je rozšířen kromě středomořské oblasti také v různých částech Asie.

Vzhledem k přítomnosti sádrovce, jehož vznik vyžaduje suché a teplé klima, předpokládali bychom spíše přítomnost xerofylnějších prvků, popř. halofytního rodu *Limnocarpos*, který doprovází tyto uloženiny v Polsku (K n o b l o c h 1984). Tento předpoklad není splněn.

Palynologicky byl podrobně zpracován profil vrtu OS-1 Kravaře, který zastihl úplný profil badenu. Společenstvo svrchního badenu, druhově velmi bohaté, je

složeno převážně z alochtonních prvků, snesených do sedimentačního prostoru z pobřežních a přibřežních částí pánve.

Nejvyššího zastoupení dosahovala skupina nahosemenných rostlin, reprezentovaná např. druhy: *Cedripites miocaenicus*, *Zonalapoll. azonalis*, *Zonalapoll. gracilis* a *Sequoiapoll. fsp.*

Toto společenstvo bylo doplněno pylovými zrny krytosemenných rostlin např. těchto rodů a druhů: *Momipites punctatus*, *Triatriopoll. coryphaeus*, *Alnipoll. verus*, *Ulmipoll. fsp.*, *Intratrirporopoll. polonicus*, *Trivestibulopoll. betuloides*.

Nejmenší zastoupení ve společenstvu měly spory kapradin: *Laevigatospor. haardti*, *Baculatispor. quintus* atd.

Složení společenstva rostlinných mikrofosilií (pylových zrn a spor), zejména rody a druhy krytosemenných rostlin a spor kapradin, ukazuje na klima mírného pásma.

Podle celkového charakteru pylového spektra můžeme předpokládat v okolí sedimentační pánve porosty jehličnatých lesů, které přecházely do lesů smíšených. V blízkosti pobřeží se vyskytovala vlhkomilnější flóra s poměrně druhově chudým kapradinovým podrostem.

V další části studovaného profilu (hl. 252—626 m) bylo zjištěno podstatně chudší společenstvo rostlinných mikrofosilií. Zřetelný úbytek v počtu jednotlivých druhů byl zjištěn zejména ve skupině nahosemenných rostlin a kapradin. Často se objevovaly pouze běžné typy. Z jednotlivých skupin byly zjištěny např. následující rody a druhy: *Baculatispor. quintus*, *Laevigatospor. haardti*, *Triplanospor. fsp.*, *Pityospor. microalatus*, *Momipites punctatus*, *Triatriopoll. coryphaeus*, *Alnipoll. verus* a *Trivestibulopoll. betuloides*.

Celkový charakter spektra odpovídá spíše flóře mírného klimatu miocénu. Podle složení se jednalo převážně o smíšené lesy s převahou listnatých typů nad typy jehličnatými. Podrost lesů tvořili zástupci kapradin běžného neogenního typu.

V mikroflóře se neprojevují mezi spodním, středním a svrchním badenem žádné podstatné rozdíly.

Poznámky k řasovým vápencům spodního a středního badenu

Ve vrtu Kravaře OS-1 v intervalu ca od 410—470 m (spodní baden) byly nalezeny hlízy okrově žlutých, žlutošedých, béžových a šedých řasových vápenců. Jedná se o „onkoidní“ agregáty převážně rudofytních, méně chlorofytních řas, které vytvářejí v jílovitopísčité základní hmotě kulovité laločnaté útvary s hrbolkovitými nebo bradavičnými výrůstky. Časté jsou i cylindrické a větvené formy. Průměrná velikost řasových hlíz je 0,8 cm, maximální 1,0 cm, minimální 0,25 cm. Tanatocenózu mikroorganismů doplňují mechovky, sesilní foraminifery a rourky červů. Z alochtonní mikrofauny byla zaznamenána kulovitá zoa-

ria mechovek, bentonické i planktonické foraminifery, úlomky schránok mäkkyšú a jehlice hub. Průvodním znakem v řasových vápencích jsou výskyty systé modrozelených zrnok glaukonitu. Po litologické stránce jsou vápence organogenního, organogenně klastického, tafoherního a organodetritického charakteru.

Ve vrtu Hať OS-2 byl zastižen horizont tafoherních a organodetritických vápenců ca v hloubce 340–370 m (střední baden). V písčitojílovitých sedimentech se vyskytují malé hlízky rudofytních řas, které zde však pravděpodobně nejsou autochtonní, ale byly přepraveny ze soudobých „mateřských“ facií. Svědčí o tom u většiny hlíz jejich ohlazený povrch a častý úlomkovitý charakter.

Vápence představují pestré mikrofaciální a mikrofaunistické společenstvo tří nejhorněji zastoupených skupin.

1. Řasové a řasovo-mechovkové biolity (Folk 1959). Podle klasifikačních kritérií Dunham a (1962) je lze zařadit do strukturního typu „Bafflestone“, částečně i „Bindstone“. „Onkoidy“ jsou tvořeny kůrami červených řas z čeledi Corallinaceae, které obalují a povlékají zoária mechovek, foraminifery a další organické zbytky. Jsou zde zastoupeny především řasy *Lithothamnium operculatum* Conti, *Lithothamnium subtile* Conti, *Archaeolithothamnium* aff. *cenomanicum* (Rothpletz), *Lithophyllum* sp. a *Jania* sp., dále pak z foraminifer *Triloculina tricarinata* d'Orb., *Miliola* sp., *Planorbulina cretae* (Marson) a z červů *Serpula triedra* (Lmk.).

2. Řasové foraminiferové biosparity, biomikrity a biointrasparity typu „Rudstone“ a „Floatstone“. Autochtonní organismy (koralinové řasy) tvoří nosný (konstrukční) základ vápenců a jsou jen zčásti „podepřené“ („Rudstone“). Jednotlivé agregáty řas (hlízy, povlaky, větvičkovité formy) jsou volně rozmístěny v mikrosparitickém kalu. Z řas byly v těchto vápencích nalezeny druhy *Lithothamnium* cf. *corallinaeforme* Lemoine, *Lithothamnium subtile* Conti, *Lithophyllum albanense* Lemoine a *Melobesia* sp. Z dírkovců jsou zastoupeny druhy *Amphistegina haueri* d'Orb., *Heterostegina* sp., *Ammonia beccarii* (Linné), *Orbulina* sp. aj.

3. Řasové amphisteginové a amphisteginovo-mechovkové biomikrosparity typu „Floatstone“. Hlízy řas však nejsou autochtonní součástí sedimentu, jejich povrch je korodovaný a povlečený tenkou kůrou Fe-Mn-koloidů. Významným horninotvorným prvkem jsou zde velké foraminifery rodu *Amphistegina* a mechovky. Z ostatních organismů jsou přítomny především druhy *Lithophyllum* sp., *Melobesia* (*Lithoporella*) sp., *Lithothamnium subtile* Conti a dále především *Amphistegina haueri* d'Orb., z červů *Ditrupea cornea* Lmk. a *Serpula triedra* Lmk.

Řasové a tafoherní vápence jsou v profilech vrtů Kravaře OS-1 a Hať OS-2 situovány stratigraficky do moravu a věliče. Je možné je zařadit k epifytním a monofytním řasovým hlízám, jejichž vznik je odrazem členitosti reliéfu středně badenského sedimentačního prostoru Opavska i jeho výrazně tektogenně erozivního charakteru (Váca 1979). Předpokladem pro vznik epifytních

biocentrických řasových hlíz je neustálý, dynamický vodní režim a aktivní (snad i diastroficky) přílivové plošiny pánví. Neustálým vynořováním a zaplavo-
váním prostoru dochází k růstovým deformacím zárodečných stadií hlíz. Jed-
notlivé řasové kůry odumírají, jiné narůstají, přičemž jejich taxonomická odliš-
nost může dosáhnout až rodové úrovně.

Druhý typem jsou monofytní řasové hlízy, jejichž vývoj se předpokládá
v prostředí s nižším dynamickým indexem vodní hladiny a za soustavného
přesycení suspendovaným mikritickým kalem, málo provzdušnělé a prosvětle-
né. Autigenní minerály (především pyrit) vyplňují schránky foraminifer a jsou
ukazatelem primárního redukčního prostředí na rozhraní zón s CO_2 a H_2S .
Sediment je rovněž mohutně bioturbačně propracovaný. U tohoto typu lze před-
pokládat estuariový charakter. Ostatní typy vápenců jsou litologickými přecho-
dy, resp. batytopografickými variantami obou základních.

Rudé řasy z čeledi *Corallinaceae* jsou běžnými formami biohermních vápenců
středního badenu centrální Paratethydy. Je to velmi adaptabilní skupina, dobře
snášející i zvýšení salinity v sedimentačním prostředí pánve.

Shrnutí dosažených výsledků ve vrtech OS-1 a OS-2

Bazální klastika jsou vyvinuta pouze ve vrtu OS-2 Hať na bázi moravu
v hrubém šterkovém vývoji, ve vrtu OS-1 Kravaře je na bázi pouze přibližně
1 m mocná poloha pískovce. Nad klastickým vývojem převažují pelitické sedi-
menty. Jsou v nich zastoupeny 5–40 cm mocné písčité vložky.

Vělič je v obou vrtech zastoupen převážně pelity, v nejsvrchnější části
sádrovcovým souvrstvím. Ve spodnější části věliče se vyskytují řasy, často ve
spojení s hrubozrnnějšími sedimenty. Tělíska řasových vápenců se však v profilu
vyskytují vícekrát.

Sedimentace evaporitů (sádrovců) svrchního věliče probíhala v salinách, kde
při jejich okraji převažovaly terigenní sedimenty. V nejhlubších částech sedi-
mentačního prostoru docházelo k ukládání především laminovaného typu sádrov-
ce. Celkově sedimentace probíhala v klidném prostředí při minimální činnosti
bentózních organismů.

Kosov byl zastižen pouze vrtem OS-1 Kravaře. Převažují zde karbonátické
proměnlivě písčité pelity. Mocnější písčité a pískovcové polohy jsou známy až
z intervalu v těsném podloží evaporitů.

Při biostratigrafickém zpracování obou profilů se vycházelo z vyhodnocení
dírkovcových společenstev, palynologických, diatomologických a fytopaleonto-
logických rozborů. Z hlediska makrofauny (s výjimkou ojedinělých nálezů drobných
schránek rodu *Spiratella* ve výplavech s mikrofaunou) byly profily vrtů
OS-1 a OS-2 negativní.

Spodní baden—morav odpovídá v obou vrtech foraminiferové zóně Praeor-

bulina—*Orbulina suturalis* ve smyslu členění pánví Západních Karpat (C i c h a et al. 1975). Ve vrtbách byla prokázána přítomnost dvou vaginulinových horizontů, avšak ve značně rozdílné mocnosti a vzájemném rozpětí. Budeme-li pokládat oba horizonty za izochronní, pak jejich pozice svědčí o značných rozdílech v subsidenci jednotlivých oblastí opavské neogenní pánve. Výskyt 2 vaginulinových horizontů v celém prostoru karpatské předhlubně na Moravě nevylučuje jejich izochronnost i v opavské oblasti a částečně eliminuje námitky o závislosti výskytu rodu *Vaginulina* na čistě ekologických, a nikoliv „biostratigrafických“ podmínkách.

Celkový vývoj dírkovcové mikrofauny spod. badenu je srovnatelný s ostravskou oblastí.

Na základě nanoplanktonu je spodní baden součástí zóny NN 5 — *Sphenolithus heteromorphus* (její starší části) v moravu.

Zajímavá je nepřítomnost rozsivek u obou vrtů. Právě tato mikroflóra patří k nejbohatším v j. části karpatské předhlubně na Moravě ve spodním badenu.

Palynologické rozhory ukazují na rozdíl od společenstev dírkovců na sedimentaci vrstev v mírném pásmu, zatímco foraminifery orbulinové zóny jsou svým výskytem vázány na subtropické pásmo.

Celkově sedimentace vrstev moravu proběhla v pásmu neritika až litorálu (bazální klastika) a salinita v celém rozsahu spodního badenu neklesla pod hranici euhalinika.

Střední baden—vělič je charakterizován nástupem typických dírkovců zón *Globigerina druryi*—*Globigerina decoraperta* a *Pseudotriplasia*. Zástupci rodu *Pseudotriplasia* však nastupují v opavské oblasti až ve vyšší části středního badenu, nikoliv na jeho bázi, a tvoří pravděpodobně stratigraficky vyhraněný korelační horizont. Starší část středního badenu je v souladu s poměry v jiných pánvích Západních Karpat ještě součástí zóny NN 5, nejsvrchnější část středního badenu odpovídá zóně NN 6 *Discoaster exilis* až zóně NN 7 *Discoaster kugleri*.

Střední baden obsahuje bohatou faunu diatom zóny *Denticula lauta*, typické pro střední baden Západních Karpat.

Podrobné hodnocení vývoje evaporitového horizontu je uvedeno ve stati týkající se celkového popisu a hodnocení evaporitů. Při hodnocení ekologických podmínek prostředí sedimentace zde však dochází k určité disproporci, kdy podle složení flóry probíhala sedimentace v mírném pásmu, a nikoliv v prostředí aridního klimatu. Celkově však došlo k postupnému změlčování sedimentační pánve až do zóny mělčího neritika, částečně typickému pro sabchy.

Ve svrchním badenu—kosovu nastupují ve srovnání se staršími vrstvami badenu již druhově i početně chudší společenstva zóny bulimino-bolivinové a zón NN 6—7 nanoplanktonu. Ochuzení dírkovcových společenstev převážně z ob-

lasti měličho neritika bylo pravděpodobně způsobeno zvýšeným obsahem huminových kyselin v sedimentační pánvi.

K tisku doporučil T. Buday

Literatura

- Aitken J. (1967): Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites. — *J. sed. Petrology*, 37, 4, 137—194. Tulsa.
- Boušková V. et al. (1980): *Geochemie. 1—362*, Academia. Praha.
- Cícha I. (1959): Poznámky k možnosti rozšíření ložisek nerostných solí mezi Opavou a Hlučínem. — *Geol. Průzk.*, 5, 1959, 133—134. Praha.
- Cícha I. et al. (1975): Biozonal division of the Upper Tertiary Basins of the Eastern Alps and West Carpathians. — *Proc. VIth Congr. CMNS Bratislava 1975*, Ústř. úst. geol. Praha.
- Cícha I. - Hanzlíková E. (1959): Vysvětlivky ke geol. generální mapě list Ostrava. — MS Geofond. Praha.
- Čtyrtek J. (1977a): Mikrobiostratigrafické zpracování miocénu ve vrtu Rousínov-1 (karpatská předhlubeň). — MS archiv Ústř. úst. geol. Praha.
- (1977b): Mikrobiostratigrafické zpracování vrtu Kojetín-1 (karpatská předhlubeň). — MS archiv Ústř. úst. geol. Praha.
- Dohnalová A. (1955a): Detailní průzkum ložiska sádrovce v Koberčicích 1954—1955. — FZ 1237, MS Geofond. Praha.
- (1955b): Průzkum ložisek sádrovce na Opavsku - Sudice. — FZ 1236, MS Geofond. Praha.
- (1955c): Orientační průzkum sádrovce na Opavsku. — 1952—1954, MS Geofond. Praha.
- Dunham R. J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham W. E. (Ed.): *Classification of carbonate rocks.* — *Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1, 108—121. Tulsa.
- Elliston J. (1968): Retextured sediments. — *Int. Geol. Congr., Sess. 23, 8*, 85—104. Ústř. úst. geol. Praha.
- Flügel E. et al. (1977): *Fossil algae.* — Springer Verlag, 37—56. Berlin, Heidelberg, New York.
- Folk R. L. (1959): Practical petrographic classification of limestones. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 43, 1—38. Tulsa.
- Fuchs R. - Stradner H. (1977): *Über Nannofossilien im Badenien (Mittelmiozän) der Zentralen Paratethys.* — *Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ungarns* 2, 1—58. Wien.
- Füchtbauer H. - Müller G. (1978): *Sedimente und Sedimentgesteine.* — Schweizerbartsche Verl., 418—454. Stuttgart.
- Ginsburg R. N. (1975): *Tidal Deposits.* — Springer Verlag, 1—428. Berlin, Heidelberg, New York.
- Jakucs L. (1977): *Morphogenetics of Karst Regions.* — Akadémiai Kiadó, 1—283. Budapest.
- Jurková A. (1975): Geologický vývoj karpatské předhlubně — úsek Sever, ÚÚG č. úkolu 6/01. — MS archiv Ústř. úst. geol. Praha.
- Knobloch E. (1969): *Tertiäre Floren von Mähren.* — Morav. muzeum a Muz. spolek Brno. Brno
- (1984): Die halophile Gattung *Limnocarpus* C. Reid im Neogen von Mähren. — *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 59, 4, 227—234. Praha.

- Krumbein W. E. - Cohen Y. (1977): Primary production, Mat formation and lithification: Contribution of oxygenic and facultative anoxygenic cyanobacteria. In: Flügel E. et al: Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Kvaček Z. - Bůžek Č. - Holý F. (1982): Review of *Buxus* fossils and a new large-leaved species from the Miocene of Central Europe. — *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 37, 361—394. Amsterdam, London, New York.
- Kwiatkowski S. (1972): Sedymentacja gipsów miocénских południowej Polski. — *Prace Muz. Ziemi*. 19. 1—85. Warszawa.
- Lehotayová R. (1978): Vápenná nanoflóra badenu Západních Karpat. — *Zem. Plyn Nafta* 23 (4a), 689—710. Hodonín.
- Macoun J. et al. (1979): Vysvětlující text ke geologické mapě (Základní geol. mapa ČSSR 1:25 000 listy 15-324 Opava, 15-322 Oldřisov.) — MS archiv Ústř. úst. geol. Praha.
- Martini E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. — *Proc. II, Plankt. conf. Roma 1970*, 739—785. Roma.
- Mátl V. (1977): Sádrovec. In: Ložiska nerudných surovin ČSR, 2/2, 564—584, Český geologický úřad. Praha.
- (1979a): Opavská pánev — strukturní vrty, dokumentace. — MS Geologický průzkum Ostrava, závod Brno.
- (1979b): Závěrečná zpráva, Opavská pánev — vyhledávací průzkum sádrovce. — MS Geologický průzkum Ostrava, závod Brno.
- (1980): Geneze sádrovce v opavské oblasti. — *Sborník Geol. průzk.*, 22, 143—148. Ostrava.
- Mlynářová A. (1974): Výskyty sádrovce na Opavsku. — Diplomová práce, MS přírodověd. fak. Univ. J. E. Purkyně, Brno.
- Molčiková V. (1967): Mikrobiostratigrafické zhodnocení sedimentů lanzendorfské série karpatské čelní hlubiny. — MS archiv Ústř. úst. geol. Praha.
- Pacák O. (1928): Čediče Jeseníku a přilehlých území. — Zvláštní otisk z *Věst. Král. Čes. Společ. Nauk. Třída 2*, 91—94. Praha.
- Remy H. (1972): Anorganická chemie, 2. — Stát. nakl. techn. lit. Praha.
- Richter-Bernburg G. (1955): Über saline Sedimentation. — *Z. Dtsch. geol. Gesell.*, 105. 593—645. Hannover.
- Řeháková Z. (1975): Diatom zones in the marine Miocene of the Central Paratethys and their characteristic features. In: Cicha I. et al.: — *Proc. VIth Congr. CMNS Bratislava 1975*. Ústř. úst. geol. Praha.
- (1978): Diatomové zóny v mořském miocénu centrální Paratethydy, jejich charakteristika a korelace. — MS archiv Ústř. úst. geol. Praha.
- Szcezechura J. (1982): Middle Miocene foraminiferal biochronology and ecology of SE Poland. — *Acta palaeont. pol.*, 27, 1—4, 3—44. Warszawa.
- Váca F. (1973): Detailní tíhový průzkum v Opavské pahorkatině. — MS Geofyzika. Brno.
- (1979): Detailní tíhový průzkum v Opavské pahorkatině. — Rigorózní práce přírodověd. fak. UK, MS Geofyzika. Brno.
- Vašíček M. (1949): Moravští neogenní zástupci druhu *Vaginulina legumen* (Linné). — *Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ.*, 16, 329—399. Praha.
- (1952): Současný stav mikrobiostratigrafického výzkumu miocenních sedimentů ve vně-karpatské neogenní pánvi na Moravě. — *Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ., Odd. paleont.*, 18, 1951. 149—195. Praha.
- Wilson J. L. (1975): Carbonate facies in geologic history. — Springer-Verlag, 1—470. Berlin, Heidelberg, New York.
- Zabin A. G. (1979): Ontogenija mineralov. Individuy. — 1—273. Moskva.
- Zebera K. - Ambrož V. (1955): Tektonika kvartérních sedimentů na Ostravsku. — *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 30, 211—218. Praha.

Vysvětlivky k přílohám

Příl. I

1. *Valvulineria complanata* (d'Orb.), vrt OS-1 Kravaře, 484—485 m, spodní baden — morav, 120×
2. *Valvulineria arcuata* (Reuss), vrt OS-1 Kravaře, 341—342 m, střední baden — vělič, 120×
3. *Valvulineria* cf. *smotrichensis* Krasheninnikov, vrtr OS-1 Kravaře, 341—342 m, střední baden — vělič, 120×
4. *Globoquadrina altispira globosa* Bolli, vrt OS-2 Hať, 398 m, spodní baden — morav, 120×
5. *Globigerina decoraperta* Takayanagi et Saito, vrt OS-1 Kravaře, 402—403 m, střední baden — vělič, 120×
6. *Globigerina druryi* Akers, vrt OS-1 Kravaře, 341—342 m, střední baden — vělič, 120×
7. *Globoquadrina altispira globosa* Bolli, vrt OS-2 Hať, 398 m, spodní baden — morav, 120×
8. *Praeorbulina glomerata* Blow, vrt OS-1 Kravaře, 477—478 m, spodní baden — morav, 120×
9. *Globigerina druryi* — *Globigerina nepenthes*, vrt OS-1 Kravaře, 341—342 m, střední baden — vělič, 120×
10. *Globigerinoides sicanus* de Stefani, vrt OS-2 Hať, 398 m, spodní baden — morav, 120×
11. *Globorotalia mayeri* Cushman et Ellisor, vrt OS-1 Kravaře, 429—430 m, střední baden — vělič, 120×
12. *Globigerina* cf. *druryi* Akers, vrt OS-1 Kravaře, 341—342 m, střední baden — vělič, 120×

1—12 snímky JEOL-JCXA 50-A — VÚCKD — A. Gabašová

Příl. II

1. *Globigerinoides sacculiferus* (Brady), vrt OS-1 Kravaře, 477—478 m, spodní baden — morav, 120×
2. *Orbulina suturalis* Bronnimann, vrt OS-1 Kravaře, 477—478 m, spodní baden — morav, 120×
3. *Uvigerina macrocarinata* Papp et Turn, vrt OS-1 Kravaře, 484—485 m, spodní baden — morav, 120×
4. *Uvigerina pudica* Luszczowska, vrt OS-1 Kravaře, 306—307 m, střední baden — vělič, 120×
5. *Uvigerina acuminata* Hosius, vrt OS-1 Kravaře, 580—581 m, spodní baden — morav, 120×
6. *Uvigerina pudica* Luszczowska, vrt OS-1 Kravaře, 306—307 m, střední baden — vělič, 120×
7. *Uvigerina* cf. *pygmaea* d'Orbigny, vrt OS-1 Kravaře, 457—458 m, střední baden — vělič, 120×
8. *Orbulina bilobata* d'Orbigny, vrt OS-1 Kravaře, 517—519 m, spodní baden — morav, 120×

1—8 snímky JEOL-JCXA 50-A — VÚCKD — A. Gabašová

Příl. III

- 4a. *Uvigerina* cf. *venusta* Franzenau, exemplář s aculeatní strukturou, vrt OS-1 Kravaře, 457 až 458 m, střední baden — vělič, 120×
- 1b. *Uvigerina* cf. *venusta* Franzenau, exemplář s aculeatní strukturou, vrt OS-1 Kravaře, 457 až 458 m, střední baden — vělič, detail ústí, 1000×

2. *Vaginulina legumen* (Linné), vrt OS-1 Kravaře, 576—578 m, spodní baden — morav, nejstarší část schránky, 120×
- 3a. *Uvigerina* cf. *costai* Said, vrt OS-1 Kravaře, 306—307 m, střední baden — vělič, 120×
- 3b. *Uvigerina* cf. *costai* Said, vrt OS-1 Kravaře, 306—307 m, střední baden — vělič, detail ústí, 400×
4. *Pseudotriplasia elongata* Malecki, vrt OS-1 Kravaře, 318—320 m, střední baden — vělič, 120×
- 5a. *Uvigerina pygmaea* Papp et Turn, vrt OS-1 Kravaře, 484—485 m, spodní baden — morav, 120×
- 5b. *Uvigerina pygmaea* Papp et Turn, vrt OS-1 Kravaře, 484—485 m, spodní baden — morav, detail ústí, 300×
6. *Uvigerina* cf. *pygmaea* d'Orbigny, vrt OS-1 Kravaře, 457—458 m, střední baden — vělič, detail ústí, 300×

1—6 snímky JEOL-JCXA 50-A — VÚCKD — A. Gabašová

Pril. IV

1. *Orbulina suturalis* Bronnimann, vrt OS-1 Kravaře, 477—478 m, spodní baden — morav, detail pórů, 300×
2. *Globorotalia mayeri* Cushman et Ellisor, vrt OS-1 Kravaře, 429—430 m, střední baden — vělič, 300×
3. *Lenticulina echinata* (d'Orbigny), vrt OS-1 Kravaře, 486—487, spodní baden — morav, 60×
4. *Valvulineria complanata* (d'Orb.), vrt OS-1 Kravaře, 484—485 m, spodní baden — morav, detail pórů, 300×
5. *Praeorbulina glomerosa* Blow, vrt OS-1 Kravaře, 477—478 m, spodní baden — morav, detail pórů, 300×
6. *Globigerinoides sacculiferus* (Brady), vrt OS-1 Kravaře, 477—478 m, spodní baden — morav, detail ústí, 300×

1—6 snímky JEOL-JCXA 50-A — VÚCKD — A. Gabašová

Pril. V

1. *Cyclococcolithus rotula* (Kamptner), Kamptner, vrt OS-2 Hať, 492 m, spodní baden — morav, proximální pohled, 10 500×
2. *Discoaster variabilis* Martini et Bramlette, vrt OS-2 Hať, 358 m, spodní baden — morav, 5130×
3. *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner) Gartner, vrt OS-1 Kravaře, 473—474 m, spodní baden — morav, část kokosféry, 3500×
4. *Micrantholithus attenuatus* OS-1 Kravaře, 476—477 m, spodní baden — morav, 4200×
5. *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, vrt OS-2 Hať, 173 m, střední baden — vělič, kokosféra, 2620×
6. *Braarudosphaera bigelowi* (Gran et Braarud), vrt OS-1 Kravaře, 407—408 m, střední baden — vělič, proximální pohled, 2800×

1—6 Snímky SEM — Úst. fyzikální metalurgie ČSAV, Brno — M. Molčík

Pril. VI

1. *Coronocyclus nitescens* (Kamptner), Bramlette et Wilcoxon, vrt OS-2 Hať, 173 m, střední baden — vělič, 5100×
2. *Discoaster caulis* Martini et Bramlette, vrt OS-1 Kravaře, 311—312 m, střední baden — vělič, 2500×

3. *Cycloperfoliithus carlae* Lehotayová et Proewalder, vrt OS-1 Kravaře, 172—173 m, svrchní baden — kosov. distální pohled, 4370×
4. *Discoaster kugleri* Martini et Bramlette, vrt OS-1 Kravaře, 276—277 m, střední baden — vělič. 4600×
5. *Helicosphaera obliqua* Bramlette et Wilcoxon, vrt OS-1 Kravaře, 172—173 m, svrchní baden — kosov, proximální pohled, 4900×
6. *Rhabdosphaera sicca* (Stradner) Stradner, vrt OS-1 Kravaře, 172—173 m, svrchní baden — kosov, 6670×

1—6 Snímky SEM — Úst. fyzikální metalurgie ČSAV, Brno — M. Molčík

Příl. VII

1. *Cedripites miocaenicus*
2. *Zonalapollenites* cf. *rueterbergensis*
3. *Pityosporites microalatus*
4. *Baculatisporites quintus*
5. *Laevigatosporites haardti*
6. *Hexapollenites iliacus*
7. *Intratrisporopollenites instructus*
8. *Tricolpopollenites henrici*
9. *Tricolporopollonites* cf. *pseudocingulum*
10. *Pterocaryapollenites stallatus*
11. *Momipites punctatus*
12. ascus hub

1—12 vrt OS-1 Kravaře, 21—242 m, spodní baden až střední baden, 1000×

1, 2, 3, 8, 9, 11, 12 — foto ÚÚG — K. Navrátilová, 4, 5, 6, 7, 10 — foto N. Gabrielová

Příl. VIII

1. cf. *Taxus* vel cf. *Cephalotaxus* sp., Opava - Kateřinky, 1:1
2. *Rubus* sp., Hať OS-2, 100,0 m, 18×
3. *Buxus pliocenica* Sap. et Mar., Smolkov 1, 60,7 m, 1,1×
4. ***Selaginella pliocenica* Dorof., Hať OS-2, 252,5 m, 45 ×**
5. *Acer tricuspidatum* Al. Braun emend. Kvač., Smolkov 1, 69,3 m, 1:1
6. *Mneme menzelii* (E. M. Reid) Eyde, Kravaře OS-1, 196,0—197,0, 18×
7. cf. *Fagus* sp., Smolkov-1, 68,7 m, 1,1×
8. *Pinus* cf. *rigios* (Ung.) Ett., Opava - Kateřinky, 1:1
9. *Monopleurophyllum quercifolium* (Goep.) Kotl., Opava - Kateřinky, 1,2×
10. *Fagus attenuata* Goep., Opava - Kateřinky, 1,2×

1, 3, 5, 7—10 — foto ÚÚG — H. Vršťalová, 2, 4, 6 — foto ÚÚG — V. Skala

Neogene in OS-1 Kravaře and OS-2 Hat' key boreholes in the Opava area

(Summary of the Czech text)

Ivan Cícha - Rostislav Brzobohatý - Jiřina Čtyrská -
- Naděžda Gabrielová - Oldřich Krejčí - Ivan Krystek -
- Václav Mátl - Věra Molčíková - Eva Novotná - Zdenka
Řeháková - Ján Soták - Jitřenka Staňková - Ervin Knob-
loch - František Váca

Received October 17, 1983

The report is focused on the geological evaluation of OS-1 Kravaře and OS-2 Hat' boreholes in the Opava area (NW projection of the Neogene of the Carpathian Foredeep in Moravia, west of Ostrava. The report also discusses basic problems of the Neogene evolution of the broader territory between the Opava area as far as the region of N—S tectonic disturbances near Hat' village.

The Opava area as a whole comprizes rocks of the Carboniferous and most likely also of the Cretaceous, Badenian and Quaternary. The studied region exhibits the Hrádek and Kyjov Formations (Upper Viséan up to Namurian A).

Cretaceous rocks in the autochthonous position of Coniacian age are known only from a single borehole of Hněvošice. But allochthonous Cretaceous fauna was also found in the OS-1 Kravaře borehole.

The Lower Badenian (Moravian) of the Opava area is developed in several lithofacies: basal clastics, variegated clays and sands and grey calcareous clays with products of basaltic volcanism. Variegated clays and sands are widespread between Dolní Životice and Štáblovice and were studied also in Smolkov-1 borehole. Lithologically they are varicoloured sands to sandy clays as well as coal clays with layers of earthy coal and lignite. It represents a continental development which originated by the redeposition of fossiliferous kaolinite wastes of the Carboniferous into the lake basin and/or freshened-water bay with a high content of humic acids. Facies of grey carbonaceous clays with basaltic volcanism lie sporadically on the variegated layers or directly on the Lower Carboniferous. The grey carbonatic clays, which are the most widespread facies, are rich microfauna of the Praeorbulina-Orbulina suturalis Zone.

The base of the Middle Badenian (Wieliczian) is of lithologically identical between the Wieliczian and Moravian cannot be presumed. In this development the foraminiferal fauna of the Spiroplectammina carinata-Pseudotriplasia Zone prevails. In the higher part of the pelitic complex intercalations of sands to

sandstones and organogenic limestones are more frequent. The Middle Badenian sedimentation in the whole Opava area is terminated by depositions of evaporites — gypsums, up to 65 m thick.

The Upper Badenian (Kosovian) is composed of greyish-green sandy clays to claystones with numerous plant remains. Biostratigraphically the Kosovian is divided into a lower part with spiratellas and an upper part with buliminas and bolivinas. In the uppermost Badenian the occurrence of foraminiferal fauna gradually decreases and the impoverished assemblages signalize regression of the sea from this region.

The neogenic basic volcanic rocks in the studied area occur in the outcrops at Kamenná hůrka near Otice and Bendův mlýn near Kobeřice (nepheline) basanite, olivine nephelinite). Their occurrence near Otice belongs to the older phase of volcanism and is dated approximately 20 m.y. (Eggenburgian—Ottungian). Volcanites (basaltic tuffs) were also found at Kobeřice and in some boreholes where they were accompanied by tuffites. The above volcanites are of Lower Badenian age.

In sediments of the Moravian and Kosovian also tuffites of acid volcanism were found.

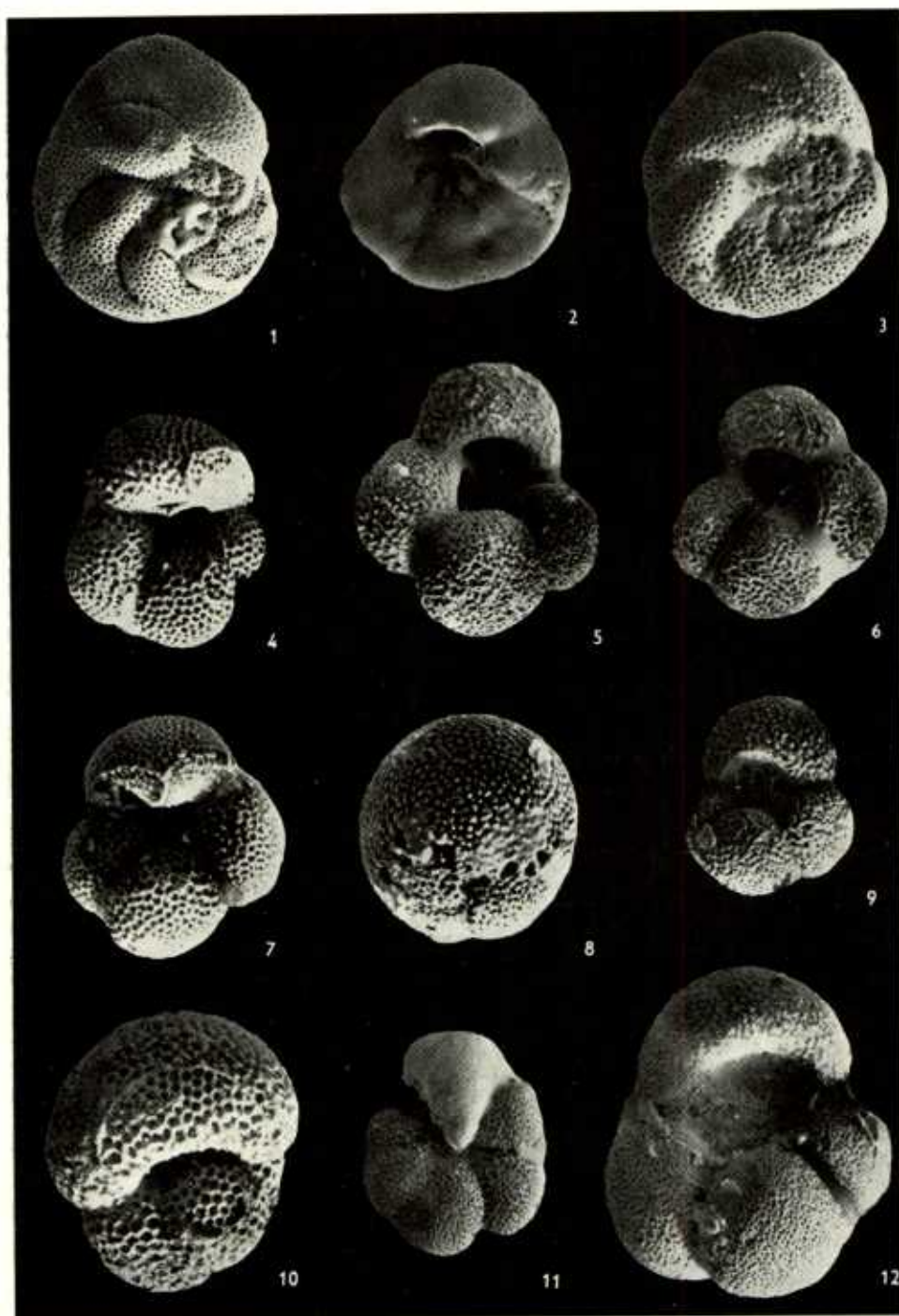
The Quaternary sediments of the Opava area belong to several glacial and interglacial stages and create a rich variety of rocks of various genesis, displaying signs of mainly Elster and Saale glaciations.

The most important orientation of tectonic lines is WNW—ESE to W—E which delimits block units. The directions NNE—SSE to N—S are important too. They form longitudinal faults. The NNW—SSE faults are also of a considerable importance. The throw of the faults ranges between 50 and 350 m. Delimitation of the individual blocks and the course of tectonic lines are shown in fig. 1.

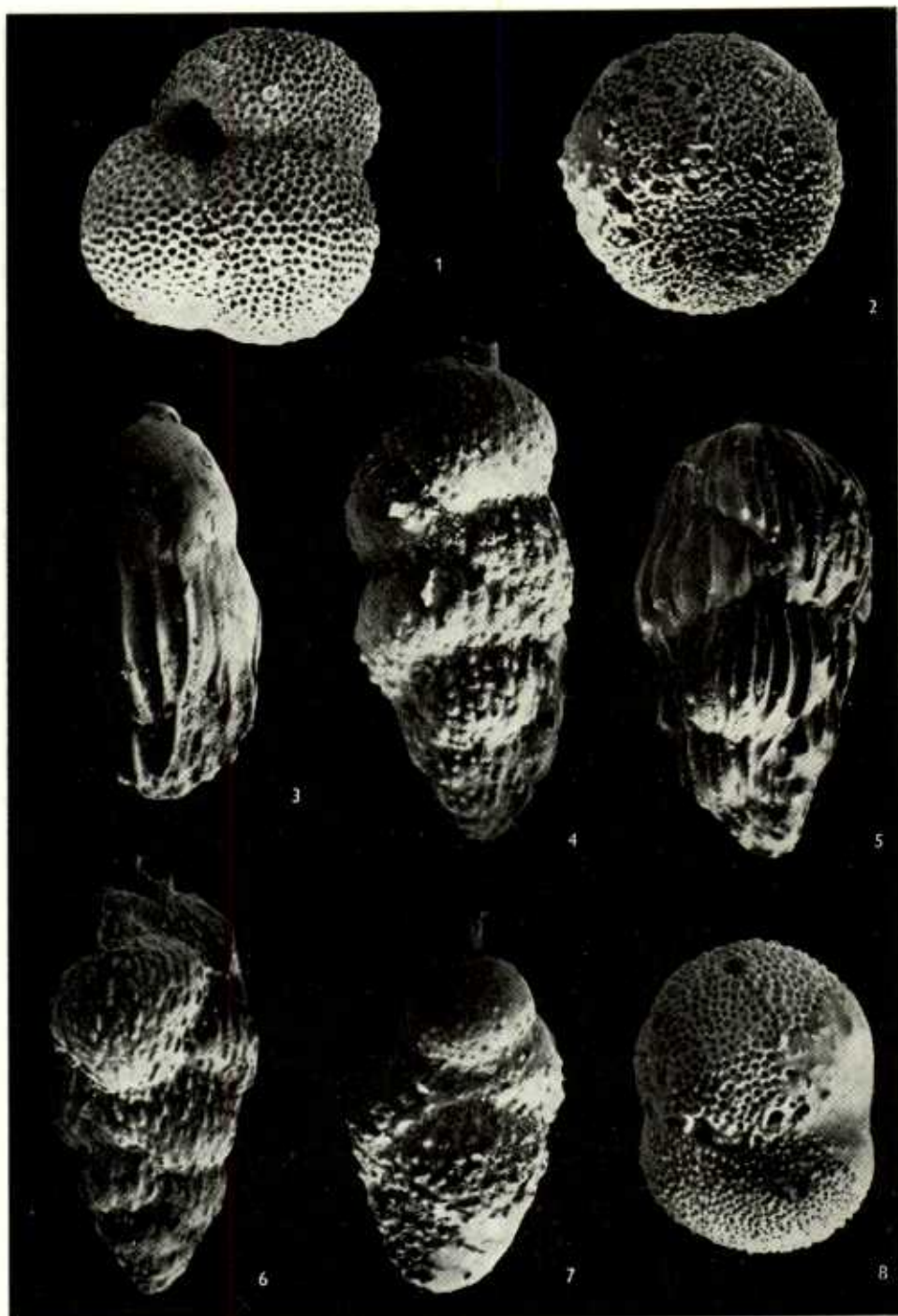
The present paper evaluates namely OS-1 Kravaře and OS-2 Hať boreholes. The basal clastics are developed only in OS-2 Hať borehole at the base of the Moravian as a coarse gravel, whereas the OS-1 Kravaře borehole displays only about a 1 m thick sandstone layer at the base. Pelitic sediments are more common than the clastic development. The pelitic sediments contain 5—40 cm thick sandy intercalations.

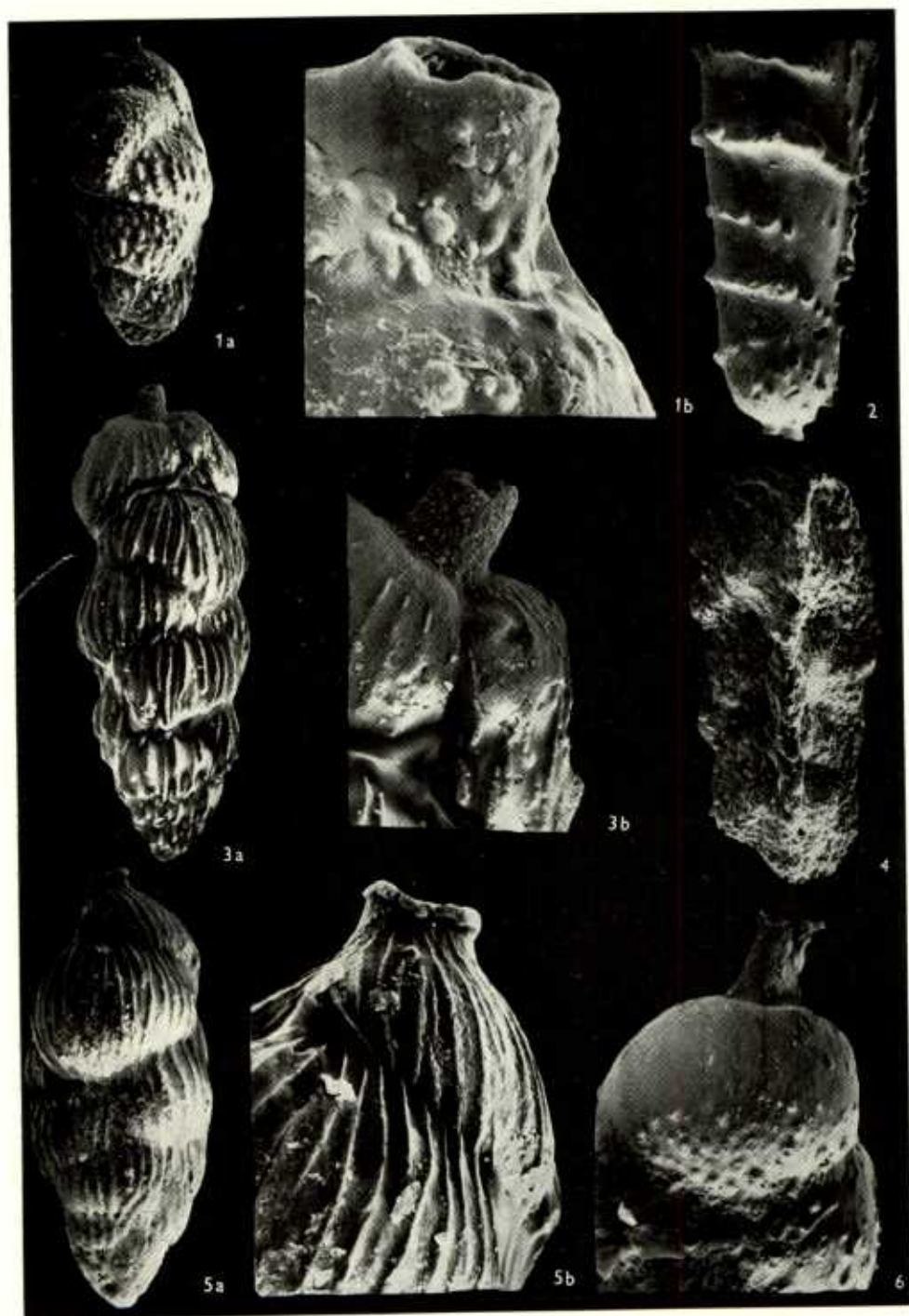
In both drillings, the Wieliczian is represented mainly by pelites, in the uppermost part by a gypsum complex. In the lower part of the Wieliczian occur algae, often accompanied by coarser grained sediments. However, remains of algal limestone occur several times in the section.

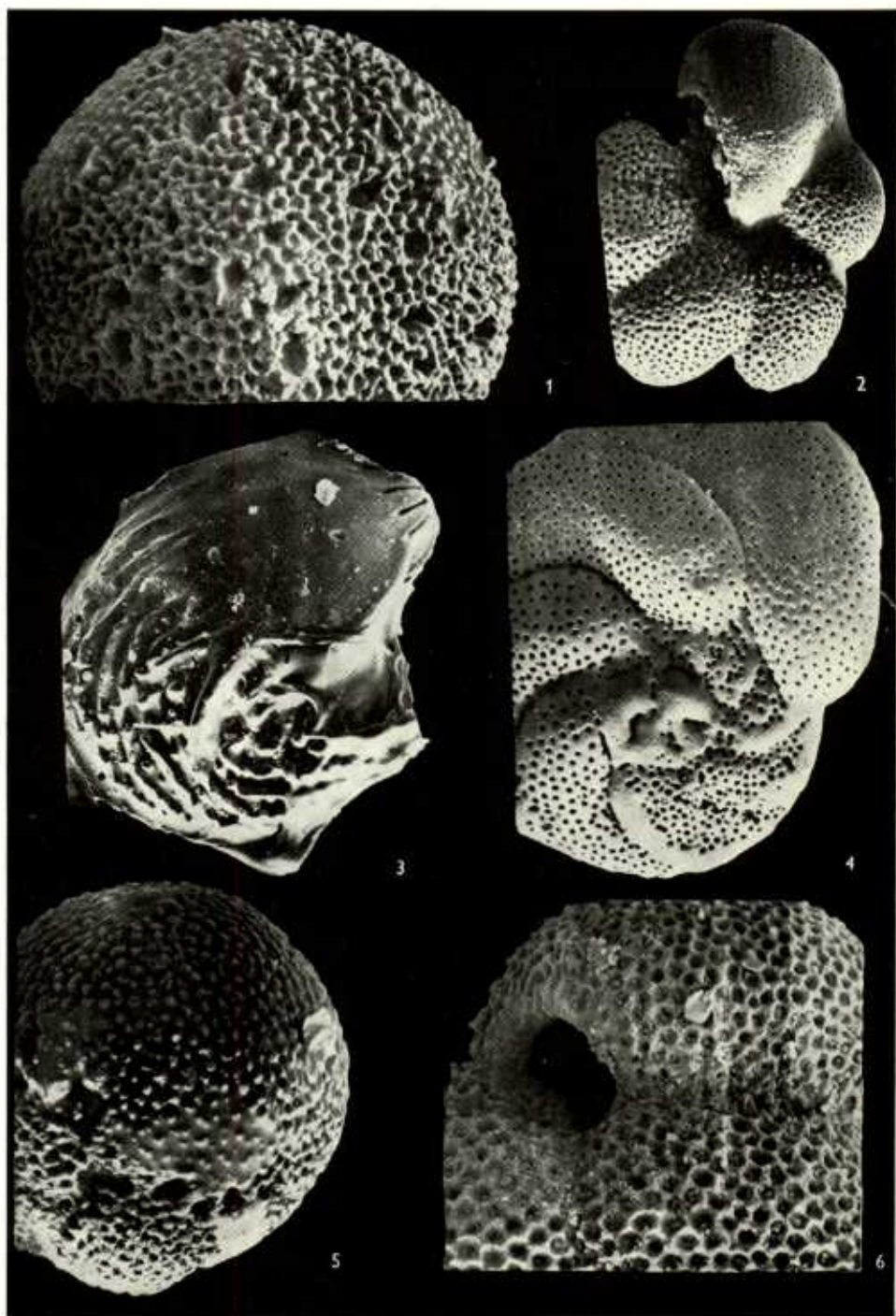
The sedimentation of evaporites (gypsums) of the Upper Wieliczian took place in salinas with prevailing terrigenous sediments on their margins. In the deepest parts of the sedimentation area a deposition of mainly laminated type of gypsum occurred. All in all the sedimentation took place in a quiet environment with minimal activity of benthic organisms.

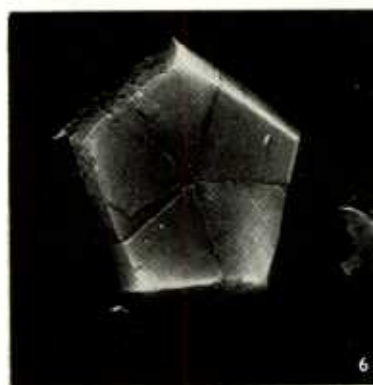
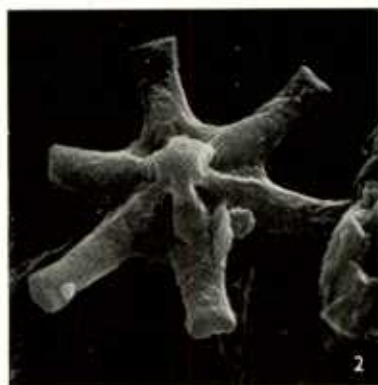


Vysvětlivky k přílohám I—VIII viz str. 220

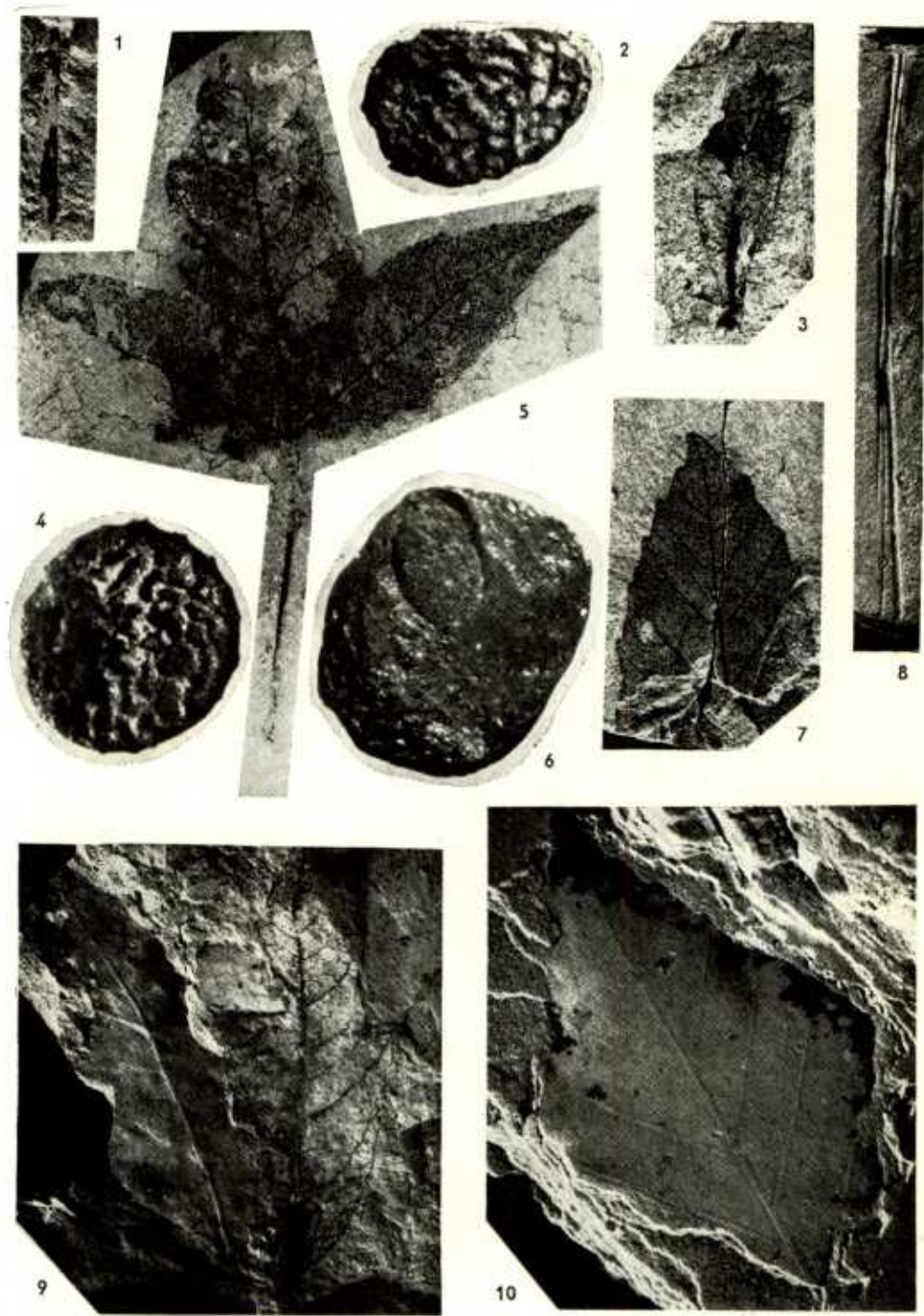


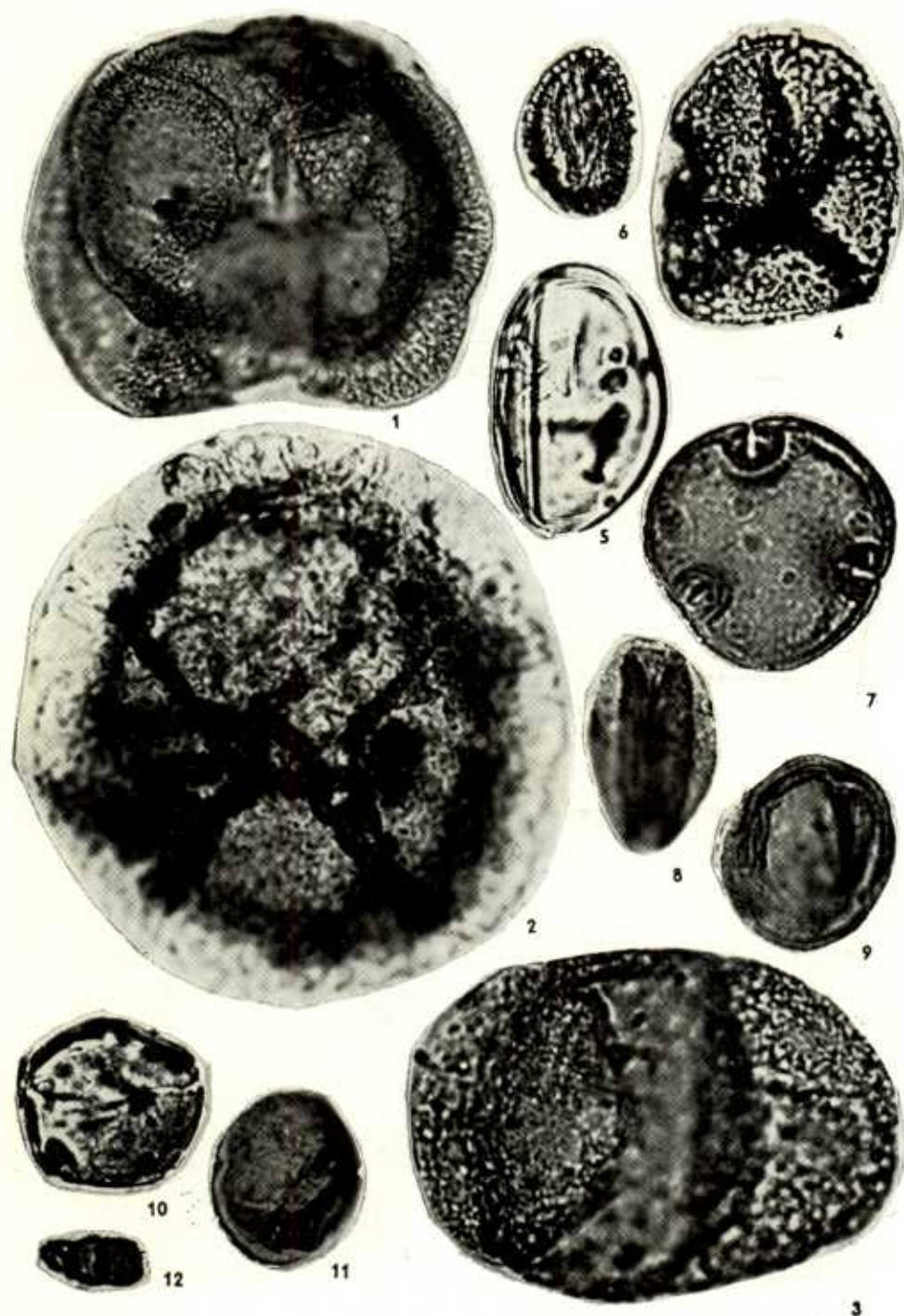












The Kosovian was established only in the OS-2 Kravaře borehole with prevailing variably sandy carbonate sediments. Thicker sandy and sandstone layers were not found before the interval directly underlying evaporites.

In both drillings, the Lower Badenian—Moravian corresponds to the Praeorbulina-Orbulina saturalis foraminiferal Zone in the sense of the classification of the West Carpathian basins (C i c h a et al. 1975). The boreholes exhibited two *Vaginulina* horizons, but of considerably different thickness and vertical extent. If we consider both the horizons as isochronous, then their position serves as an evidence of a fairly great difference in subsidence of individual areas of the Opava Neogene basin. The existence of two *Vaginulina* horizons in the entire area of the Carpathian Foredeep in Moravia does not exclude their isochroneity even in the Opava area. It contradicts partly the statement that the occurrence of the *Vaginulina* species depends solely on ecological and not "biostratigraphical" conditions.

The overall development of the foraminiferal microfauna is compatible with that of the Ostrava area.

On the basis of nannoplankton the Lower Badenian forms a part of the NN-5 *Sphenolithus heteromorphus* Zone (its older section) in the Moravian.

The absence of diatoms in both the boreholes is interesting, since this microflora is one of the richest in the Lower Badenian in the southern part of the Carpathian Foredeep.

Palynologic analyses, contrary to those of foraminiferal associations, point to the pelitic sedimentation in the moderate zone whereas the occurrence of foraminiferas of the *Orbulina* Zone is limited to the subtropical zone.

On the whole, the sedimentation of the Moravian beds took place in the neritic to litoral zones (basal clastics) and the salinity of the total area of the Lower Badenian did not decrease below the level of euhalinicum.

The Middle Badenian — Wieliczian is characterized by the appearance of typical foraminiferas of *Globigerina druryi* — *Globigerina decoraperta* and *Pseudotriplasia* Zones. However, specimens of the *Pseudotriplasia* genus in the Opava area occur for the first time as high as in the upper portion of the Middle Badenian and not in its base and probably form a stratigraphically clean-cut correlation horizon. The older portion of the Middle Badenian still forms a part of the NN 5 Zone and thus corresponds to the conditions in other West Carpathian basins. The uppermost part of the Middle Badenian conforms to the NN 6 Zone *Discoaster exilis* to the *Discoaster kugleri* NN 7 Zone.

The Middle Badenian contains a rich diatom fauna of the *Denticula lauta* Zone which is typical of the Middle Badenian.

A detailed evaluation of the evaporite horizon development is given in the paper presenting the overall description and evaluation of evaporites. However, at the evaluation of ecological conditions certain disproportion occurs according to which the composition of the fauna indicates that the sedimentation took place

in the moderate zone and not under conditions of an arid climate. But on the whole a gradual shallowing of the sedimentary basin up to the zone of the shallower neriticum took place, which partly resembles sabkhas.

The Upper Badenian — Kosovian is marked by assemblages of the *Bulimina-Bolivina* Zone and the NN 6—7 nannoplankton Zone which are impoverished in number and species variety compared with the earlier Badenian layers. The decrease in the foraminiferal assemblages in the shallower neriticum was probably due to an increased content of humic acids in the sedimentary basin.

Přeložila T. Hlavatá

Explanation of table 1 and text-figures

Table 1. Distribution of heavy minerals in OS-1, OS-2 boreholes.

1. Structurally-tectonic scheme of the Opava area (after F. Váca).
1 — gypsum deposits; 2 — expressive tectonic lines; 3 — less expressive tectonic lines and/or density divide; 4 — axes of gravity elevation; 5 — axes of gravity depression; 6 — trig. points; 7 — estimated boreholes.
2. Schematic lithologic profile of OS-1 Kravaře and OS-2 Hať boreholes.
1 — clay; 2 — sandy clay; 3 — lime clay; 4 — sand, dust; 5 — gravel, conglomerate; 6 — gypsum; 7 — carboniferous greywacke; 8 — carboniferous claystone.

Explanation of plates

Pl. I

1. *Valvulineria complanata* (d'Orb.), borehole OS-1 Kravaře, 484—485 m, Lower Badenian — Moravian, $\times 120$.
2. *Valvulineria arcuata* (Reuss), borehole OS-1 Kravaře, 341—342 m, Middle Badenian — Wieliczkián, $\times 120$.
3. *Valvulineria* cf. *smotrichensis* Krashennikov, borehole OS-1 Kravaře, 341—342 m, Middle Badenian-Wieliczkián, $\times 120$.
4. *Globoquadrina altispira globosa* Bolli, borehole OS-2 Hať, 398 m, Lower Badenian — Moravian, $\times 120$.
5. *Globigerina decoraperta* Takayanagi et Saito, borehole OS-1 Kravaře, 402—403 m, Middle Badenian — Wieliczkián, $\times 120$.
6. *Globigerina druryi* Akers, borehole OS-1 Kravaře, 341—342 m, Middle Badenian — Wieliczkián, $\times 120$.
7. *Globoquadrina altispira globosa* Bolli, borehole OS-2 Hať, 398 m, Lower Badenian — Moravian, $\times 120$.
8. *Praeorbulina glomerata* Blow, borehole OS-1 Kravaře, 477—478 m, Lower Badenian — Moravian, $\times 120$.
9. *Globigerina druryi* — *Globigerina nepenthes*, borehole OS-1 Kravaře, 341—342 m, Middle Badenian — Wieliczkián, $\times 120$.
10. *Globigerinoides sicanus* de Stefani, borehole OS-2 Hať, 398 m, Lower Badenian — Moravian, $\times 120$.

11. *Globorotalia mayeri* Cushman et Ellison, borehole OS-1 Kravaře, 429—430 m, Middle Badenian — Wieliczian, $\times 120$.
12. *Globigerina* cf. *druryi* Akers, borehole OS-1 Kravaře, 341—342 m, Middle Badenian — Wieliczian, $\times 120$.

1—12 photomicrographs JEOL-JCXA 50-A — VÚCKD — A. Gabašová

Pl. II

1. *Globigerinoides sacculiferus* (Brady), borehole OS-1 Kravaře, 477—478 m, Lower Badenian — Moravian, $\times 120$.
2. *Orbulina suturalis* Bronnimann, borehole OS-1 Kravaře, 477—478 m, Lower Badenian — Moravian, $\times 120$.
3. *Uvigerina macrocarinata* Papp et Turn, borehole OS-1 Kravaře, 484—485 m, Lower Badenian — Moravian, $\times 120$.
4. *Uvigerina pudica* Luczkowska, borehole OS-1 Kravaře, 306—307 m, Middle Badenian — Wieliczian, $\times 120$.
5. *Uvigerina acuminata* Hosius, borehole OS-1 Kravaře, 580—581 m, Lower Badenian — Moravian, $\times 120$.
6. *Uvigerina pudica* Luczkowska, borehole OS-1 Kravaře, 306—307 m, Middle Badenian — Wieliczian, $\times 120$.
7. *Uvigerina* cf. *pygmaea* d'Orbigny, borehole OS-1 Kravaře, 457—458 m, Middle Badenian — Wieliczian, $\times 120$.
8. *Orbulina bilobata* d'Orbigny, borehole OS-1 Kravaře, 517—519 m, Lower Badenian — Moravian, $\times 120$.

1—8 photomicrographs JEOL-JCXA 50-A — VÚCKD — A. Gabašová

Pl. III

- 1a. *Uvigerina* cf. *venusta* Franzenau, sample with aculeate structure, borehole OS-1 Kravaře, 457—458 m, Middle Badenian — Wieliczian, $\times 120$.
- 1b. *Uvigerina* cf. *venusta* Franzenau, sample with aculeate structure, borehole OS-1 Kravaře, 457—458 m, Middle Badenian — Wieliczian, detail of aperture, $\times 1000$.
2. *Vaginulina legumen* (Linné), borehole OS-1 Kravaře, 576—578 m, Lower Badenian — Moravian, the oldest part of the test, $\times 120$.
- 3a. *Uvigerina* cf. *costai* Said, borehole OS-1 Kravaře, 306—307 m, Middle Badenian — Wieliczian, $\times 120$.
- 3b. *Uvigerina* cf. *costai* Said, borehole OS-1 Kravaře, 307—307 m, Middle Badenian — Wieliczian, detail of aperture, $\times 400$.
4. *Pseudotriplasia elongata* Malechi, borehole OS-1 Kravaře, 318—320 m, Middle Badenian — Wieliczian, $\times 120$.
- 5a. *Uvigerina pygmoides* Papp et Turn, borehole OS-1 Kravaře, 484—485 m, Lower Badenian — Moravian, $\times 120$.
- 5b. *Uvigerina pygmoides* Papp et Turn, borehole OS-1 Kravaře, 484—485 m, Lower Badenian — Moravian, detail of aperture, $\times 300$.
6. *Uvigerina* cf. *pygmaea* d'Orbigny, borehole OS-1 Kravaře, 457—458 m, Middle Badenian — Wieliczian, detail of aperture, $\times 300$.

1—6 photomicrographs JEOL-JCXA 50-A — VÚCKD — A. Gabašová

Pl. IV

1. *Orbulina suturalis* Bronnimann, borehole OS-1 Kravaře, 477—478 m, Lower Badenian — Moravian, detail of pores, $\times 300$.
2. *Globorotalia mayeri* Cushman et Ellison, borehole OS-1 Kravaře, 429—430 m, Middle Badenian — Wieliczian, $\times 300$.

3. *Lenticulina echinata* (d'Orbigny), borehole OS-1 Kravaře, 486—487 m, Lower Badenian — Moravian, $\times 60$.
4. *Valvulineria complanata* (d'Orb.), borehole OS-1 Kravaře, 484—485 m, Lower Badenian — Moravian, detail of pores, $\times 300$.
5. *Praeorbulina glomerosa* Blow, borehole OS-1 Kravaře, 477—478 m, Lower Badenian — Moravian, detail of pores, $\times 300$.
6. *Globigerinoides sacculiferus* (Brady), borehole OS-1 Kravaře, 477—478 m, Lower Badenian — Moravian, detail of aperture, $\times 300$.

1—6 photomicrographs JEOL-JCXA 50-A — VÚCKD — A. Gabašová

Pl. V

1. *Cyclococcolithus rotula* (Kamptner), borehole OS-2 Haf, 492 m, Lower Badenian — Moravian, proximal view, $\times 10\ 500$.
2. *Discoaster variabilis* Martini et Bramlette, borehole OS-2 Haf, 358 m, Lower Badenian — Moravian, $\times 5130$.
3. *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner), Gartner, borehole OS-1 Kravaře, 473—474 m, Lower Badenian — Moravian, part of coccosphere, $\times 3500$.
4. *Micrantholithus attenuatus*, borehole OS-1 Kravaře, 476—477 m, Lower Badenian — Moravian, $\times 4200$.
5. *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, borehole OS-2 Haf, 173 m, Middle Badenian — Wieliczian, coccosphere, $\times 2620$.
6. *Braarudosphaera bigelovi* (Gran et Braarud), borehole OS-1 Kravaře, 407—408 m, Middle Badenian — Wieliczian, proximal view, $\times 2800$.

1—6 photomicrographs SEM — Úst. fyzikální metalurgie ČSAV, Brno — M. Molčík

Pl. VI

1. *Coronocyclus nitescens* (Kamptner) Bramlette et Wilcoxon, borehole OS-2 Haf, 173 m, Middle Badenian — Wieliczian, $\times 5100$.
2. *Discoaster exilis* Martini et Bramlette, borehole OS-1 Kravaře, 311—312 m, Middle Badenian — Wieliczian, $\times 2500$.
3. *Cycloperfolithus carlae* Lehotayová et Proewalder, borehole OS-1 Kravaře, 172—173 m, Upper Badenian — Kosovian, distal view, $\times 4370$.
4. *Discoaster kugleri* Martini et Bramlette, borehole OS-1 Kravaře, 276—277 m, Middle Badenian — Wieliczian, $\times 4600$.
5. *Helicosphaera obliqua* Bramlette et Wilcoxon, borehole OS-1 Kravaře, 172—173 m, Upper Badenian — Kosovian, proximal view, $\times 4900$.
6. *Rhabdosphaera sicca* (Stradner) Stradner, borehole OS-1 Kravaře, 172—173 m, Upper Badenian — Kosovian, $\times 6670$.

1—6 photomicrographs SEM — Úst. fyzikální metalurgie ČSAV, Brno — M. Molčík

Pl. VII

1. *Cedripites miocaenicus*
2. *Zonalapollenites* cf. *rueterbergensis*
3. *Pityosporites microalatus*
4. *Baculatisporites quintus*
5. *Laevigatosporites haardtii*
6. *Hexapollenites iliacus*
7. *Intratropopollenites*
8. *Tricolpopollenites henrici*
9. *Tricolporopollonites* cf. *pseudocingulum*

10. *Pterocaryapollenites stallatus*

11. *Momipites punctatus*

12. *ascus* hub

1—12 borehole OS-1 Kravaře, 21.0—242.0 m, Lower Badenian to Middle Badenian, $\times 10\ 000$.
Photos 1, 2, 3, 8, 9, 11, 12 ÚÚG — K. Navrátilová, photos 4, 5, 6, 7, 10 N. Gabrielová

Pl. VIII

1. cf. *Taxus* vel cf. *Cephalotaxus* sp., Opava - Kateřinky, 1:1.
2. *Rubus* sp., Hat OS-2, 100.0 m, $\times 18$.
3. *Buxus pliocenica* Sap. et Mar., Smolkov 1, 60.7 m, $\times 1.1$.
4. *Selaginella pliocenica* Dorof., Hat OS-2, 252.5 m, $\times 45$.
5. *Acer tricuspdatum* Al. Braun emend. Kvač., Smolkov 1, 69.3 m, 1:1.
6. *Mneme menzelii* (E. M. Reid) Eyde, Kravaře OS-1, 196.0—197.0, $\times 18$.
7. cf. *Fagus* sp., Smolkov 1, 68.7 m, $\times 1.1$.
8. *Pinus* cf. *rigios* (Ung.) Ett., Opava - Kateřinky, 1:1.
9. *Monopleurophyllum quercifolium* (Goepf.) Kotl., Opava - Kateřinky, $\times 1.2$.
10. *Fagus attenuata* Goepf., Opava - Kateřinky, $\times 1.2$.
Photos 1, 3, 5, 7—10 ÚÚG — H. Vršalová, photos 2, 4, 6 ÚÚG — V. Skala

Неогеновые отложения в опорных скважинах OS-1 Краварже и OS-2 Гать в Опавском бассейне

Оценивается современное состояние взглядов на развитие неогена (нижнего миоцена, а прежде всего баденского яруса) в области г. Опавы. Обработкой структуры буровых скважин OS-1 Краварже и OS-2 Гать были проверены развитие и мощности баденского яруса (моравского, величского и косовского подъярусов). Эти разрезы представляют собой наиболее сплошные разрезы неогена Опавского бассейна. Упомянутые буровые скважины посодействовали уточнению прогнозов месторождений минерального сырья, именно эвапоритов и гипсов. Во скважине OS-1 Краварже установлена следующая последовательность пластов: 0,0—21,0 м четвертичные отложения, 21,0—246,0 м верхний баден — косовский подъярус, 246,0—470,0 м средний баден — величский подъярус, 470,0—631,20 м нижний баден — моравский подъярус, 631,20 — 738,20 м верхний карбон, а во скважине OS-2 Гать — следующая последовательность: 0,0—27,70 м четвертичные отложения, 27,70—328,0 м средний баден — величский подъярус, 328,0—637,0 м нижний баден — моравский подъярус, 637,0—802,0 м верхний карбон.

Přeložil A. Kříž



**SBORNIK GEOLOGICKÝCH VĚD
JOURNAL OF GEOLOGICAL SCIENCES**

g e o l o g i e

g e o l o g y

40

Vydal Ústřední ústav geologický
v Akademii, nakladatelství Československé akademie věd
Praha 1985

Vědecký redaktor: RNDr. Z. Kuka, CSc.

Obálku navrhl Miloslav Cihelka

D

Odpovědná redaktorka publikace: Líbuše Kaisrová
Překlady: E. Česánková, T. Hlavatá, A. Kříž, H. Šilarová
Technická redaktorka: Olga Mottlová

Vydání I. — 231 stran (33 obr.), 20 kříd, příloh

Vytiskly Moravské tiskařské závody, n. p., Olomouc, závod 30, Gottwaldov —
41151-85

16,48 AA — 16,68 VA

Náklad 850 výtisků — 03/9 — 9393 — 21-122-85

Cena brožovaného výtisku Kčs 29,—

509/827