

SBORNIK GEOLOGICKÝCH VED
JOURNAL OF GEOLOGICAL SCIENCES

g e o l o g i e

g e o l o g y

41

Publikace Ústředního ústavu geologického,
nositele Řádu republiky a Řádu práce

Vědecký redaktor:

RNDr. ZDENĚK KUKAL, CSc.

Diskuse o pracích se konala na poradním sboru vědeckého redaktora
dne 19. dubna 1984

© Ústřední ústav geologický, 1986

SBORNIK GEOLOGICKÝCH VĚD
JOURNAL OF GEOLOGICAL SCIENCES

g e o l o g i e

g e o l o g y

41



VYDAL ÚSTŘEDNÍ ÚSTAV GEOLOGICKÝ
V AKADEMII, NAKLADATELSTVÍ ČESKOSLOVENSKÉ AKADEMIE VĚD,
PRAHA 1986



OBSAH

Adamová M.: Geochemické zhodnocení sedimentů slezské jednotky. — Geochemical evaluation of the sediments of the Silesian unit	167
Novák J. viz Vejlupek M. - Novák J. - Schovánková D.	127
Pauk F.: Stratigrafie proterozoika orlicko-kladské klenby. — Stratigraphy of the Proterozoic of the Orlické hory—Kłodzko Dome	105
Schovánková D. viz Vejlupek M. - Novák J. - Schovánková D.	127
Storch P.: Ordovician—Silurian boundary in the Prague Basin (Barrandian area, Bohemia). — Hranice ordovik—silur v pražské pánvi (Barrandien)	69
Vejlupek M. - Novák J. - Schovánková D.: Geologie permokarbons českokamenické a kravařské pánve. — Geologie des Permokarbons im Česká Kamenice- und Kravaře-Becken	127
Vejnar Z.: The Kdyně massif, South-West Bohemia — a tectonically modified basic layered intrusion. — Kdyňský masív v jihozápadních Čechách — tektonicky modifikovaná zvrstvená bazická intruze	9



Sbor. geol. věd	Geologie 41	Pages 9—67	8 figs.	16 tabs.	12 pls.	Praha 1986 ISSN 0581-9172
--------------------	----------------	---------------	------------	-------------	------------	------------------------------

The Kdyně massif, South-West Bohemia — a tectonically modified basic layered intrusion

Kdyňský masív v jihozápadních Čechách — tektonicky modifikovaná zvrstvená bazická intruze

Zdeněk Vejnár¹

Submitted May 7, 1984

Vejnár Z. (1986): The Kdyně massif, South-West Bohemia — a tectonically modified basic layered intrusion. — Sbor. geol. Věd, Geol., 41, 9—67. Praha.

Abstract: A late Cadomian (Cambrian) layered intrusion, located in the metapelites and metabasites of the Domažlice crystalline complex and bordered by a marked contact aureole, consists of three stratiform zones: the lower — gabbroid, middle — diorite and upper — quartz diorite zones. Small tonalite and trondhjemite bodies are present as the products of a further intrusive phase. Differentiation of the products of the original tholeiite magma occurred along two trends differing in the Mg, Fe fractionation. The first, of the Skaergaard type, is represented by the olivine gabbro → fayalite ferrodiorite series. The second, characterized by low Mg, Fe fractionation, appears as diorite-tonalite-trondhjemite association. Variscan orogenesis led to local rock recrystallization, mostly accompanied by the formation of secondary amphiboles such as actinolite, tschermakite, cummingtonite, etc.

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

Introduction

The Kdyně massif is one of the largest late Cadomian (Cambrian ?) intrusions of basic and intermediate rocks in the Bohemian Massif. It covers an area of about 200 km² on the present-day surface, of which about 1/4 lies in the FRG, where it is known as the Neukirchen massif (Fischer 1929). This intrusion is part of the Kdyně basic complex, which also includes a complicated set of regionally and contact-metamorphosed Upper Proterozoic rocks of volcanic-sedimentary origin, belonging to the central volcanic zone of the Barrandian area (Fiala 1977). As a regional geological unit of the second order, this complex forms the SE and E parts of the Domažlice crystalline area (Vejnár et al. 1984).

Research carried out so far in the massif dealt primarily with its geological position and especially with its relationship to surrounding amphibolites (Bergt 1905, Sokol 1924, Fischer 1929, Rädtsch 1933). Exceptionally, the

petrogenesis of some of its rocks was studied (Slavík 1922, Šmejkal 1958, Vejnar 1984). New research is based on geological mapping of the massif and its crystalline mantle at a scale of 1:50,000 (carried out in cooperation with J. Tonika), complemented by detailed field research at a scale of 1:10,000 (in cooperation with V. Miksa) and laboratory study of rock samples.

The region underlain by the massif is considerably covered with Quaternary deposits and affected by weathering, which complicates determination of the interrelationships among the individual rock types.

This study deals with the Czechoslovak part of the massif. I am greatly indebted to Dr. G. Stettner (Bayerisches geologisches Landesamt, München) for allowing comparison of field studies of the adjacent Bavarian parts and to Prof. Dr. Jung (Universität, Hamburg) for providing information on the present state of research on the petrogenesis of some rocks in this part of the massif.

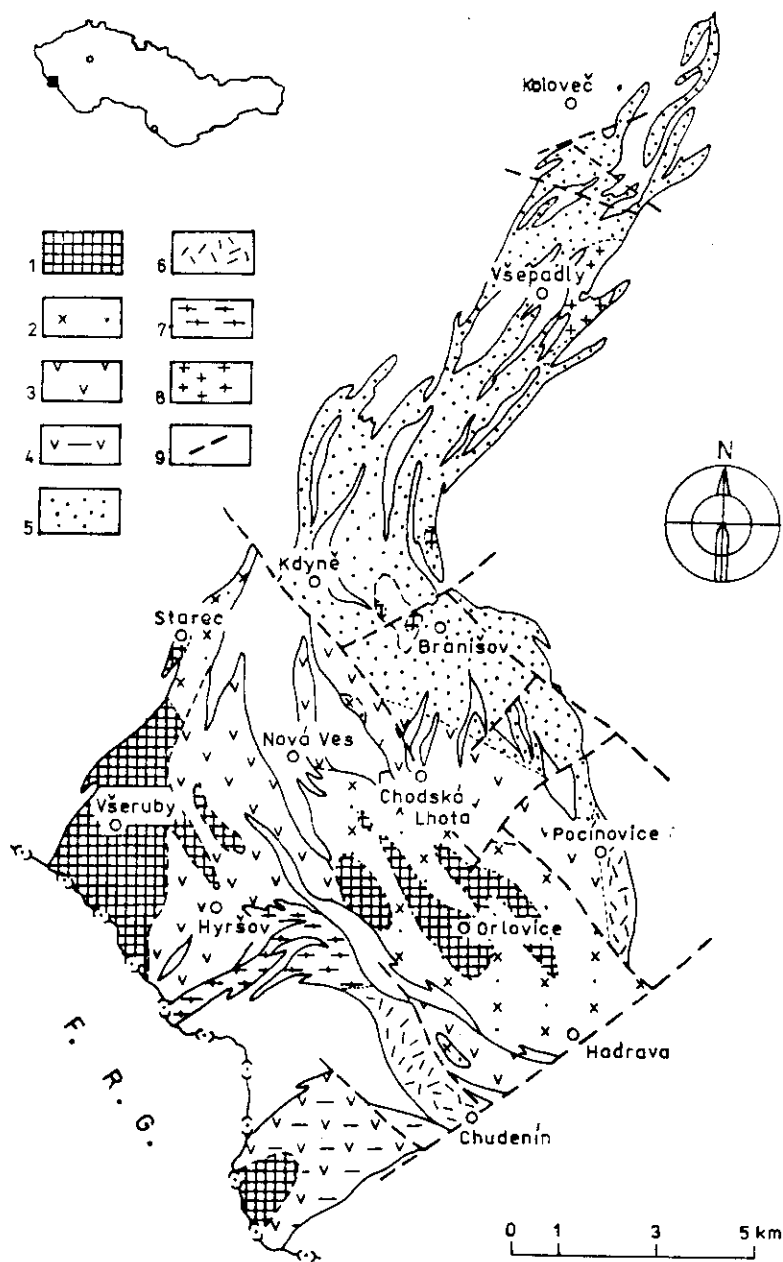
Basic geological characteristics of the massif

The Kdyně massif (fig. 1) in the present-day surface exposure represents a complicated variegated bottle-shaped intrusion elongated NE—SW. The intrusion follows a marked linear structure in this direction that in the SW is directed towards the intersection of the deep zone of the Bohemian Quartz Lode with a deep zone of the central Bohemian suture. In the NE this structure is accompanied by intrusion of the Stod massif (Tonika - Vejnar 1966).

The massif is emplaced more or less conformably with the general foliation of the neighbouring crystalline schists, formed during the Cadomian regional metamorphism of the Upper Proterozoic sedimentary and volcanic rocks. However, it is diagonally cut by metamorphic zones i. e. by the biotite zone in the NE and by the garnet zone in the SW.

Within the range of the contact effects of the massif, the crystalline schists of the biotite- and garnet zones are converted into contact schists and hornfelses. The contact aureole is developed to a greater extent along the NE part of the massif, where it is 2—4 km wide and narrows gradually to the SW. Small xenoliths and larger enclaves of the crystalline schists within the massif are also modified by contact metamorphism.

The shape of the massif is controlled in general by the above-mentioned NE—SW orientation of its intrusion zone. The characteristic bottle-shaped broadening of the central part (between Kdyně and Počínovice) is apparently connected with the system of NW—SE faults, corresponding to the southernmost part of the Mariánské Lázně fault. The sharp boundary of the massif in the SE coincides with fracture zones representing a continuation of the central



1. Geological map of the Kdyně massif

1 — gabbro, gabbronorite and ferrodiorite; 2 — uralitized gabbro and gabbronorite; 3 — diorite; 4 — diorite with metabasite xenoliths, partly uralitized; 5 — quartz diorite; 6 — biotite-hornblende tonalite; 7 — biotite trondhjemite; 8 — biotite-hornblende granodiorite; 9 — faults

Bohemian suture towards the SW, accompanied in Bavaria by serpentized peridotite bodies.

The intrusion can be most probably assigned to the lower Cambrian, since it produces contact metamorphism of the Upper Proterozoic rocks exhibiting Cadomian regional metamorphism, and since it is penetrated in the NE by granitoid rocks of the Stod massif, with radiometric ages ranging from 530 to 455 million years (Šmejkal - Vejnar 1965).

Rocks of the Kdyně massif also appear as xenoliths in the above-mentioned granitoid Stod massif.

The internal structure of the massif is very complex. Decoding of this structure was complicated by the great petrographic variability of the basic rocks, by the complicated morphology displayed by the many accompanying apophyses and by the presence of a large number of xenoliths and large enclaves of crystalline schists. The problem is further complicated by the process of secondary recrystallization-uralitization, primarily affecting the basic rocks of the central part of the massif. Similar to the nearby Poběžovice massif or Drahotín stock (Vejnar 1973 and 1980) this conversion led to partial or even complete decomposition of the original minerals and to modification of the rock structure accompanied by formation of secondary amphiboles, sodic plagioclase, biotite, chlorite and quartz.

On the basis of the regional distribution of the individual rock types, their spatial relationships and locally apparent very marked layering, caused by alternation of bands and laminae of various mineral compositions, the massif can be considered as a layered intrusion. Its original structure was deformed especially in the outer parts during emplacement into the crystalline mantle. The dominant, primarily gabbroid and dioritic rocks form a set resulting from differentiation of the original melt within a single intrusion phase. A further, locally present younger phase comprises the intrusions of differentiates of the tonalite-trondhjemite type. Other rocks present exhibit only a paragenetic relationship to the massif or are completely independent. These are primarily small bodies and dykes of leucogranite, aplite and pegmatite, that may represent metamorphic mobilizates and segregations derived by partial melting of enclaves of metapelitic rocks. Alternatively, they may represent the products of Variscan igneous activity, related to the nearby parts of the Central Bohemian pluton or of the West Bohemian pluton.

The variable group of spessartite, diorite porphyrite, trondhjemite porphyrite and granite porphyry dykes has a similar indirect relationship to the massif (Vejnar 1979).

Rocks of the older intrusive phases form three petrographically different zones in the framework of the stratiform structure of the massif. The lower zone, consisting of olivine gabbro, olivine gabbro-norite and locally present ferro-diorite, appears at partial elevations of the given structure primarily in the SW

and central parts of the massif. The middle zone consists of diorite and forms primarily the central part of the massif. The upper zone, exposed in the NE part of the massif, consists of quartz diorite.

The rocks of the lower zone appear at the present surface as isolated bodies. This is due to primary irregularities in the originally subhorizontal stratiform structure which forms local elevations (with possible rheomorphic penetration into higher zones) and to the extensive secondary recrystallization (uralitization). These bodies are most often surrounded by uralitized gabbroic rocks (primarily uralitized gabbro) and they occur near Orlovice, at Čertův kámen, near Všeruby and near Branišov.

The short-range, macroscopically visible stratification in the outcrops and the layering of the rock samples becomes less conspicuous towards the upper zones. Simultaneously, the frequency of xenoliths of crystalline schists increases and the intrusive rocks form an ever increasing number of small and larger apophyses, penetrating into the surroundings.

The uralitization is localized primarily along a poorly defined zone trending in the NW—SE direction diagonally across the massif. The zone is about 5 km wide and it roughly follows fracture zones corresponding to the SE spurs of the Mariánské Lázně fault.

Structural units of the massif and their rocks

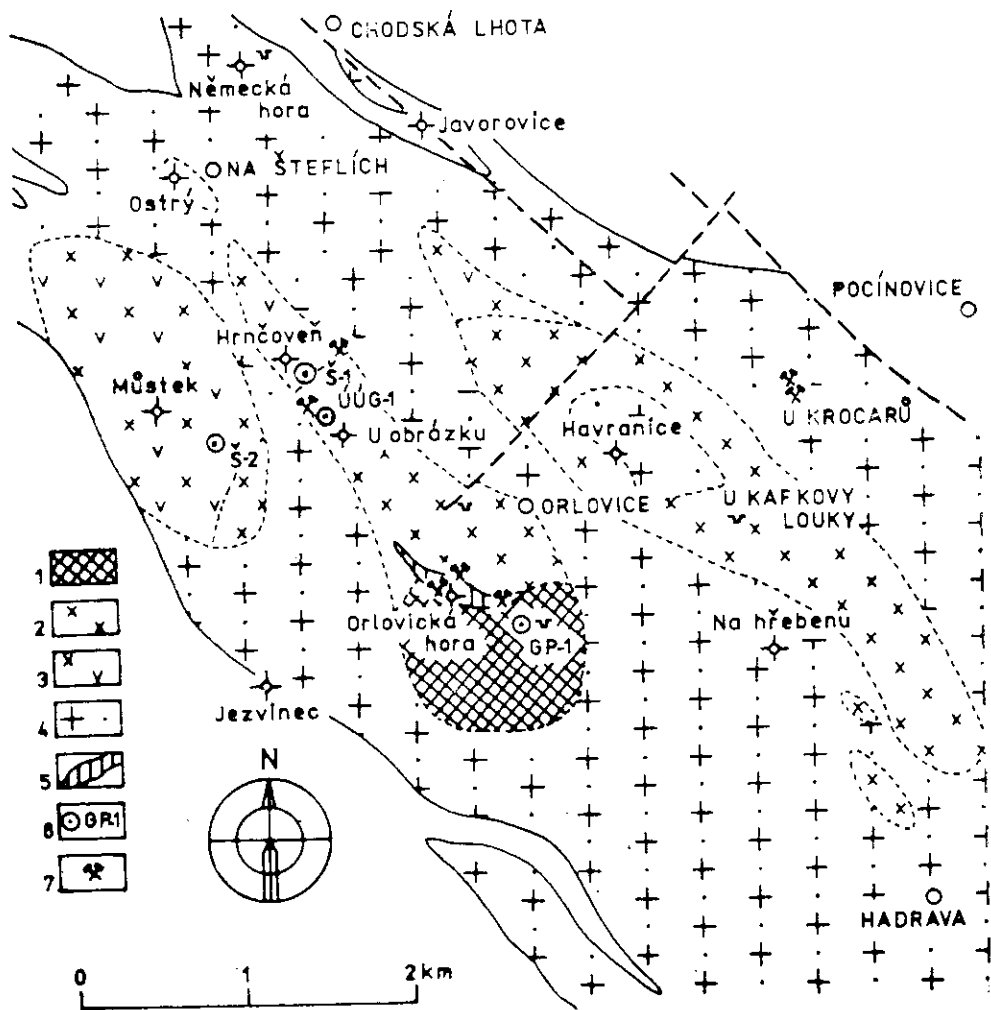
Units of the older intrusive phase

The lower zone of the massif

The lens-shaped bodies of primary gabbroid rocks accompanied by several small satellite bodies are found around Orlovice, a village lying about 7 km SW of Pocínovice; the most interesting of these is at the top of Ostrý Hill (594 m) near Štefle (3 km SW of Chodská Lhota). On the present-day surface, these bodies have the shape of irregular lenses, elongated in the NW—SE direction, about 2 km wide and 4—9 km long. These bodies are designated as the Můstek (564 m), Orlovická hora (719 m) and Havranice (666 m) bodies, depending on the name of the elevation that they form (fig. 2).

The bodies are surrounded by uralitized gabbro, and only the edge of the Můstek body lies along a hornblende-pyroxene hornfels band, accompanied by pyroxene-amphibole diorite. Exceptionally, these bodies contain enclaves of crystalline schists (primarily pyroxene-amphibole hornfels and olivine-pyroxene hornfels, locally enriched in pyrrhotite) and small intrusions of younger intrusive rocks, represented by tonalite, trondhjemite, leucogranite, spessartite, trondhjemite aplite and granite pegmatite.

The spatial relationships and clear continuity in the extent of the basic rock



2. Geological map of the region around Orlovice
 1 — olivine gabbro; 2 — olivine gabbro-norite; 3 — ferrodiorite; 4 — uralitized gabbro-norite and ferrodiorite; 5 — olivine-pyroxene hornfels, sometimes with pyrrhotite; 6 — bore; 7 — old iron and titanium ore mines

types indicate that these localities represent relics of the original continuous body with a uniform stratiform structure. This structure is retained most completely in the Orlovická hora body and in the accompanying locality at Ostrý Hill.

The Orlovická hora body consists of three major types of rocks, belonging to various levels of the stratiform structure. The lowest horizon of this structure consists of olivine gabbro and appears on the surface in the southernmost part of the body S of Orlovická hora and Orlovice. The middle horizon of

olivine gabbro-norite outcrops further to the NW. The highest horizon, exposed extensively in the NW part of the body, consists of alternating layers of gabbro-norite and olivine ferrodiorite with subsidiary interlayers of leucoferrodiorite, anorthosite and horthopolite rock. In the NW, i.e. higher in the stratiform sequence, the fraction of ferrodiorite increases, forming primarily the neighbouring Ostrý Hill locality.

The boundaries between the individual horizons are transitory, delimited by the step-wise appearance of bands, layers and schlieren of an individual rock or a particular mineral association and by the appearance of a second type of rock having a different mineral composition or containing minerals of different chemical composition. This alternation of bands of various rock types and varieties is least apparent in the lowest horizon, i.e. in the olivine gabbro. The central, gabbro-norite level is mostly thick-layered. The individual rock varieties are present in layers dm to m in thickness. The thickness of the bands in the highest level varies from mm to cms. The margins of these relatively thin bands are poorly defined and the bands pass into schlieren and streaks.

Foliation planes corresponding to this layering are generally inclined at an angle of 30–50° to the NE or NNE. Outcrops on which these planes can be measured are very rare.

The Mústek body lying further west is very poorly visible on the present surface. It consists primarily of various varieties of ferrodiorite, with olivine gabbro-norite in the S and E.

Olivine gabbro-norite predominates in the Havranice body, almost everywhere weakly uraltized. Rocks inclining to ferrodiorite appear at the NW and NE edges.

Petrography of the bodies around Orlovice. Olivine gabbro. This rock consists of small to medium-grained aggregates of euhedral crystals of plagioclase with composition An_{58-64} , in which strongly corroded lobe-shaped anhedral olivines are dispersed (size 0.5 to 3 mm), exceptionally accompanied or bordered by subhedral bronzite. The dominant dark mineral is augite, present as 1–20 mm long poikilitic crystals enclosing the plagioclase grains. Optically, these crystals are mostly zonal. Their cores are pure, homogeneous and the edges are cloudy and full of tiny, dark-grey or brown micro-litic inclusions, formed partly by augite inclining to diopside. The rock also contains a small amount (about 5 %) of dark-brown hornblende. Anhedral ilmenite and pyrrhotite appear as occasional accessory minerals.

The contact between the olivine and plagioclase is accompanied by a bizonal reaction rim, consisting of bronzite or augite and brown amphibole.

The primary stratification of the rock is not marked, and is given only by locally observed layers with various contents of poikilitic augite, or layers and schlieren differing in the crystal size of the rock-forming minerals.

The uralitization observed locally is bound to certain, several dm thick zones oriented parallel with the layering. Augite and the shape of the original olivine crystals possibly including bronzite, replaced by secondary amphiboles, are mostly retained in the thinner zones. The rock becomes light-coloured, spotted, grey-green with conspicuous whitish plagioclases. In the thicker zones, the original gabbro is mostly completely recrystallized and only ilmenite remains of the primary minerals.

Olivine gabbronorite. This rock occurs in several texturally and mineralogically different varieties, forming individual layers and bands. Šmejkal (1958) designated this rock as olivine gabbro in the sense of the classification system used at that time.

The most widespread variety of rocks is medium-grained and dark greenish-grey in colour. The texture is subhedral or gabbro-ophitic, with local poikilitic augite. The mineral composition is 50–60 % plagioclase, 15–20 % olivine, 5–8 % bronzite and 15–20 % augite. Small amounts of a brown amphibole, ilmenite, apatite and pyrrhotite are also present.

In addition to aggregates of subhedral grains, plagioclase with composition And_{53-56} forms isolated, up to 10 mm long crystals, poikilitically enclosing along its margins olivine crystals. Olivine forms anhedral, lobate grains, whose contact with the plagioclase is lined by hypersthene + amphibole reaction rims. Abundant cracks in these olivine grains are decorated by very fine-grained magnetite or hematite.

The subhedral crystals of bronzite are mostly part of the complex olivine-augite aggregate, whose interstices are mostly filled with brown amphibole, occasionally accompanied by a small amount of pyrrhotite. Augite is also present as isolated poikilitic crystals up to 5 mm in size.

Ilmenite is usually surrounded by a narrow rim of brown amphibole. Pyrrhotite is present only occasionally as drop-shaped grains; Šmejkal (1958) believes that the presence of these grains indicates a very high sulphur concentration in the original gabbroid magma. This mineral mostly forms a fill between Mg, Fe silicates. In some places these grains (up to 2 mm long), composed of mosaic aggregates of fine crystals, surround or enclose fine olivine.

Coarse-grained olivine gabbronorite, containing a somewhat smaller amount of olivine and more plagioclase and augite forms a texturally different variety of the described type. The content of accessory minerals is very low or zero.

A further variety of gabbronorite, characterized by an increased content of interstitial pyrrhotite, forms 5–50 mm wide fine-grained interlayers that are occasionally found between the thicker layers of the two above-described varieties of gabbronorite. The presence of pyrrhotite in amounts of up to cca 5 % is reflected by limonite coatings on weathered samples.

In regions of the transition between the middle and upper horizons (e.g. in

the area around the "U obrázku" cross-roads), layers and bands of further rock types and varieties forming the upper, ferrodiorite horizon are gradually inserted into the layers and schlieren of the olivine gabbronorite. In this transitional region, olivine gabbronorite contains a distinctly larger fraction of orthopyroxene (10 % and more), which forms marked, broad overgrowths around the olivine crystals (up to 0.3 mm). Of the accessory minerals, apatite is present, in addition to ilmenite and pyrrhotite.

Olivine leucogabbronorite and anorthosite. These two rock types, which are frequently bounded by transitions, form poorly defined several cm to dm thick interlayers and schlieren with characteristic variation in the content of the mafic minerals. Their edges usually have 5–30 mm wide olivine-pyroxene melanocratic borders with a relatively high content of ilmenite (5–10 %) and apatite. Ilmenite is anhedral, irregularly lobe-shaped, ranging in size from 0.2 to 1 mm. The apatite characteristically is present in thin prismatic crystals with dimensions of about 0.1×0.7 mm.

Anorthosite is present in two limiting varieties given by the mineral assemblages

plagioclase + olivine \pm augite \pm amphibole
and
plagioclase + ilmenite + apatite \pm amphibole.

In the first variety, anhedral olivine is accompanied by a small amount of interstitial augite and brown amphibole. There are practically no accessory minerals present. The second variety contains ilmenite as the main and often the only mafic mineral (5–10 %), forming irregular lobe-shaped anhedral, partly poikilitic grains (with a size of 0.5 to 1.5 mm), filling the spaces in the plagioclase aggregate and enclosing grains of apatite. Along the contacts with plagioclase a narrow rim of dark-brown amphibole is usually found. The apatite forms thin prismatic crystals (with a size of 0.1×1 mm), amounting to 1–3 %.

Hortonolite rock. This is a special rock type in the Kdyně massif discovered by Slavík in 1922; it occurs as scree in the weathered surface layer in the NW part of the Orlovická hora body, mainly between the forest road crossing at "U obrázku" (also "U Sv. Josefa") and the summit of the Hřčoveň elevation.

Hortonolite rock, also designated as ilmenite peridotite (Šmejkal 1958), forms several cm to dm thick layers in the area of the upper horizon of the Orlovická hora body, consisting primarily of olivine gabbronorite and olivine ferrodiorite with interlayers and schlieren of olivine leucoferrodiorite and anorthosite. This is a massive, smokey-black, limonitic weathered rock, primarily fine-grained, occasionally with macroscopical shiny ilmenite grains. It consists of an aggregate of anhedral olivine crystals, with spaces usually filled by

ilmenite, apatite, brown amphibole, pyroxene and very sparsely also by plagioclase.

The content of the primary minerals in the rock varies within the following limits: 100–80 % olivine, 15–0.5 % ilmenite and 10–0 % pyroxene + amphibole + plagioclase. The variations in the modal composition were studied in detail in the hornolite layer, at the "U obrázku" locality in the ÚÚG1 drill hole with an apparent thickness of 45 cm. The ilmenite content decreased in the order 15 → 5 → 2 → 0.5 % (measured at regular 15 cm intervals) from the top to the base of the layer. Simultaneously, the olivine content increased while the content of brown primary amphibole is constant (about 2 %).

Local uraltization first affects the brown amphibole, whose colour gradually changes to pale blue green. In the next stage, an aggregate of newly-formed acicular pale-green amphibole is formed, bordered by colourless actinolitic amphibole along contacts with olivine grains. As these alterations progress in irregular patches, olivine gradually decomposes to aggregates of acicular colourless actinolite, accompanied by abundant newly-formed magnetite, to be later replaced by hematite. This magnetite is accumulated in fine cracks and veins or forms marked secondary borders around former olivine grains.

These hematitized hornolite portions and weathered outcrops subjected to limonitization were once mined as iron ore and, after the first and second world wars, were prospected as potential sources of titanium ore (together with schlieren and bands of ilmenite-rich leucogabbronorite).

Olivine ferrodiorite. This rock is similar to olivine leucogabbronorite with which it is connected by transitions. It differs from the latter by its content of a less calcic plagioclase (mostly An₄₅) and a higher content of olivine, ilmenite and apatite. The amount of orthopyroxene increases at the expense of clinopyroxene. Šmejkal (1958) described this rock in the Mústek body and called it olivine diorite.

This rock is dark grey-green, mostly more or less markedly banded or streaky with gabbroic granular texture. The content of minerals in the individual bands varies considerably. The rock consists of plagioclase with a random orientation or parallel arrangement of subhedral grains, between which isolated crystals of dark minerals are dispersed.

The plagioclase is mostly zoned. Its composition ranges between An₄₅ to An₃₀.

Olivine ferrodiorite from the summit of Ostrý often contains secondary, black-coloured hematitized olivine, accompanied by bluish-grey orthopyroxene, augite and dark-brown amphibole. The composition of the plagioclase varies around An₃₅.

Uralitization of this variety of ferrodiorite progresses along cracks and interfaces and gradually changes the individual crystals of Mg, Fe silicates and

clusters of these crystals into pseudomorphs, which often have very marked zonal structure. The nuclei of these pseudomorphs, originally formed by pyroxenes, are gradually replaced by fine-grained aggregates of randomly oriented plates of light greenish or colourless amphibole (grünerite), mostly accompanied by a small amount of magnetite and titanite. The edges formed in the regions of the original borders of primary amphibole consist of radially arranged aggregates of dark blue-green amphibole (ferrotschermakite), partly also formed at the expense of the neighbouring plagioclase. Simultaneously, minute crystals of this secondary amphibole begin to appear in cracks of the plagioclase grains.

Decomposition of the olivine (fayalite) is accompanied by separation of a large fraction of magnetite later replaced by hematite.

The Mústek olivine ferrodiorite body is mostly streaky, with orthopyroxene predominating over clinopyroxene. Rarely, melanocratic bands containing up to 5% of ilmenite and 3% of apatite appear. Their uralitized parts mostly contain fine-grained, radiating aggregates of colourless amphibole (cumingtonite), accompanied by large amounts of magnetite, mostly converted to hematite.

The Čertův kámen body appears in the central part of the southern apophysis of the Kdyně massif, lying between Chudenín and the Czechoslovak border and extending further to the SW into the FRG. This apophysis is separated on the present-day surface from the main body of the massif by a band of crystalline schists, primarily represented by contact metamorphosed biotite paragneiss accompanied by hornblende-pyroxene hornfels.

The body is elliptical in shape and is surrounded by weakly uralitized pyroxene-amphibole diorite, which is the dominant rock in this apophysis. It is characterized by a high content of mafic xenoliths. This body showing characteristics of the stratiform structure (Vejnar 1984) consists of olivine diorite with some domains and layers of olivine gabbronorite. Layers of pyroxene ferrodiorite and pyroxene leucoferrodiorite appear higher in the stratiform sequence.

The Všeruby body is located at the W edge of the massif around Všeruby. Towards the SSW it continues into the FRG. It is elongated NNE—SSW and at the NNE end lies an isolated region of olivine gabbronorite at Starce, separated by a band of uralitized gabbronorite. In the W it approaches the crystalline rocks which are strongly thermally recrystallized. In the E, a number of outcrops and accompanying lens-shaped bodies (between Hájek and Hyřšov) come into contact with pyroxene-amphibole diorite, which belongs to the central zone of the Kdyně massif. Along this contact, a marked convergence of the rocks of the two zones can be observed; gabbronorite of the

Všeruby body is relatively fine-grained, poorer in olivine and richer in amphibole. On the other hand, the diorite mostly contains isolated olivine and the composition of its plagioclase attains values as high as An_{52} .

The stratiform structure of the Všeruby body is poorly defined, and is interrupted by local xenoliths of pyroxene-amphibole hornfels and by the occurrence of rocks with diorite composition. In the immediate vicinity of Všeruby, i.e. in the central part of the body, medium to coarse-grained olivine gabbro is found, gradually passing into gabbronorite. This rock contains relatively abundant olivine (20—30 %) and up to 30 mm long poikilitic crystals of augite. Gabbronorite, characterized by a high content of orthopyroxene, becomes more fine-grained towards the margins of the body.

Gabbronorite from the locality around Starec contains about 25 % of dark red-brown amphibole, replacing the pyroxenes bordering the olivine crystals. The plagioclase is mostly plate-shaped and in some places clearly with a plane-parallel arrangement.

The gabbro and gabbronorite of the Všeruby body are locally weakly uralitized. At the N edge of this body (around Hájek) the degree of this alteration rapidly increases and the rock passes into uralitized gabbronorite.

Localities around Branišov. In the relatively extensive body of uralitized gabbronorite between Branišov and Kdyně, two small localities of olivine gabbronorite are preserved, with marked plane-parallel arrangement of tabular plagioclase. This rock, which is petrographically similar to the variety from the marginal parts of the Všeruby body, is fine-grained, more rarely medium-grained and contains only 3—5 % of olivine. On the other hand, the content of dark-brown amphibole attains values up to 25 %. The local uralitization has a similar character to that in the Všeruby body. It is occasionally accompanied by weak pyritization, primarily localized along fault zones.

The further small localities of gabbronorite in the broader region around Kdyně and Hluboká have a similar character.

Bodies and outcrops of uralitized gabbronorite. As mentioned above, the occurrences of uralitized gabbronorite are associated with a tectonically activated, about 4—5 km wide zone running across the central part of the Kdyně massif. The largest continuous body lies between Hadrava and Chodská Lhota, containing the above-described bodies of the primary gabbroid rocks of the Orlovická hora, Mústek and Havranice localities.

The uralitized gabbronorite is a grey-green rock with white spots that is texturally and mineralogically very variable; the grain size varies from coarse to fine and changes in the mineral composition reflect the variability of the original rock and the degree of recrystallization.

Considering the presence of relict olivine and pyroxene (and possibly their replacement by various types of secondary amphiboles) it is apparent that, in addition to the predominant varieties formed by uralitization of olivine gabbro-norite, there are regions (e.g. around Štefle and Výrov), where they were derived from ferrodiorite and pyroxene diorite. The regional distribution of these varieties roughly corresponds to the distribution of the individual types of primary gabbroid rocks in the area.

In these sections, the rock has a relict gabbro granular or gabbro-ophitic texture, occasionally with coronite borders of secondary amphiboles around pseudomorphs after olivine or pyroxene. With increasing uralitization, a hetero-granoblastic texture appears. The original dark minerals are gradually replaced by fine-grained, radiating aggregates of light-green, colourless or dark blue-green to black-green amphibole, most often corresponding to actinolite, cummingtonite and more rarely to ferrotschermakite and grünerite. Occasionally, these amphiboles are accompanied by a small amount of biotite and light-green chlorite.

The original plagioclase is mostly converted into andesine, and was occasionally recrystallized into oligoclase-andesine and/or oligoclase. It mostly encloses dirty grey clusters of microlites, apparently belonging to the minerals of the epidote group. The small content of quartz is mostly concentrated in fine veins that often also contain chlorite.

Hematitized olivine, bronzite, augite and rarely also brown amphibole are usually present as relict phases.

The middle zone of the massif

The dominant rock in this part of the massif, outcropping on the present surface S and SE of Kdyně (around Hyřov, Chodská Lhota and Fleky) is diorite, which appears in a number of textural and mineral varieties.

This rock is mostly fine-grained, occasionally medium-grained, massive, dark grey-green. It often contains small xenoliths, mostly of hornblende-pyroxene hornfels. The texture is usually gabbro-ophitic with poikilitic hornblende. It occasionally contains pyroxene and rarely biotite. In regions with high xenolith contents, this texture changes into anhedrally granular texture with poikilitic development of amphibole or pyroxene, similar to the structure of hornblende-pyroxene hornfels.

The mineral composition of diorite changes in dependence on the stratiform structure of the massif. The region next to the rocks of the lower zone, primarily gabbro-norite, is formed by pyroxene-amphibole diorite and pyroxene diorite with plagioclase, varying in the range An_{47} to An_{53} . The higher parts of the sequence consist of pyroxene-amphibole diorite with biotite and amphibole-

pyroxene diorite with plagioclase composition $An_{40}-An_{45}$. In these rocks, pyroxene is usually in the form of hypersthene and augite is present in smaller amounts. Biotite, present in amounts of up to 5 % is dark red-brown and mostly fills the interstices in the plagioclase-pyroxene-amphibole aggregate, or forms poikilitic skeletal crystals bearing tiny inclusions of pyroxene and plagioclase. A small amount of interstitial quartz occurs mostly in the variety containing biotite. The main accessory mineral is ilmenite, present in amounts up to 5–10 % in hypersthene diorite. It is locally accompanied by a small amount of pyrrhotite and pyrite.

To the S of Chodská Lhota and SE of Chalupy, diorite appears in the transitional region between the lower and middle zones of the massif, inclining to ferrodiorite, described in the region around Ostrý. Compared to the mafic variety of pyroxene-amphibole diorite, this rock clearly has a lower content of dark minerals (the colour index equals approx. 0.35), represented by ferrohypersthene, ferroaugite and ferrohornblende. The plagioclase corresponds to andesine with composition $An_{34}-An_{40}$.

All these varieties of diorite are locally weakly uralitized, showing decomposition of the dark minerals to actinolite or cummingtonite. The gradual decolouring of primary amphibole and its decomposition is accompanied by crystallization of titanite. The plagioclase is mostly sericitized.

The upper zone of the massif

This structural unit forms the NE part of the massif, lying between Kdyně and Koloveč. It consists of quartz diorite, mostly containing abundant xenoliths of crystalline schists (hornfels). Around Branišov, E of Kdyně, this diorite contains a body of uralitized gabbro-norite, apparently representing a local elevation of the lower zone of the massif, and also a body of pyroxene-amphibole diorite with biotite (around Dobříkov), corresponding to the middle zone.

The petrographic variability of quartz diorite apparently depends on the effects of local contamination. Its apophyses, penetrating into biotite-muscovite and biotite-cordierite hornfels, mostly consist of rather felsic, biotite- and quartz-rich varieties, locally inclining to tonalite. On the other hand, parts neighbouring with bodies of amphibole-pyroxene hornfels (or containing xenoliths of this rock) are richer in amphibole and occasionally contain monoclinic pyroxene. In addition to this local variability, a clear regional trend in the changes can be observed, seen as a gradual disappearance of pyroxene and a decrease in the content of amphibole from the SW (around Kdyně) to the NE (around Koloveč).

The mafic variety of quartz diorite, extensive, e.g., around Kdyně, is fine-grained and has a subhedral granular or markedly ophitic texture. It contains

a large number of cm to dm inclusions of xenoliths of hornfelses. It consists of reddish-brown amphibole, a small amount of biotite (2–5 %), zonal plagioclase with composition An_{30} to An_{40} and quartz, which fills the intergranular spaces in the plagioclase-amphibole aggregates and is present as poikilitic skeletal crystals. Monoclinic pyroxene appears very rarely. Of the accessory minerals, zircon, apatite, ilmenite, titanite and epidote were found.

The medium-grained variety of quartz diorite mostly contains a smaller amount of amphibole and somewhat more biotite (5–15 %) and quartz. Occasionally it passes into tonalite. The amphibole is green or light green. Allanite is a characteristic accessory mineral. This rock is found most extensively in the eastern part of the massif around Pocínovice. It differs from the biotite-amphibole tonalite of the younger intrusive phase in having a less pronounced parallel fabric.

To the E of Koloveč, a variety of quartz diorite containing hypersthene (around Zichov) participates in the structure of the local apophysis of the massif, emplaced in the amphibole-pyroxene hornfels. In this variety, biotite is bright red brown, developed as macroscopically visible, 3–5 mm poikilitic flakes, carrying inclusions of bluish-grey hypersthene, dark-brown amphibole and plagioclase An_{42} – An_{50} . Quartz is present along interfaces. Local uranization appears as decomposition of the hypersthene into cummingtonite.

Rocks of the younger intrusive phase

The lens-shaped bodies of rocks of the younger intrusive phase appear primarily in the central and S parts of the massif, mostly in crystalline schists of the mantle relics around Chudenín and Pláně. They are represented by tonalite and trondhjemite. In some bodies, these two rocks are apparently closely related, but mutual contacts have not been observed.

Tonalite is a medium-grained, light-grey, often clearly foliated rock. Its texture is subhedrally granular, occasionally cataclastic. It consists of roughly equal amounts of greenish-brown amphibole and reddish brown biotite, zoned plagioclase with composition An_{26} to An_{35} and quartz. Accessory minerals include zircon, apatite, allanite, ilmenite and titanite.

In contrast to tonalite, trondhjemite is finer-grained, whitish grey in colour and the dark minerals are mostly represented by biotite alone (ca. 5–8 %), occasionally accompanied by isolated crystals of blue-green amphibole. The plagioclase composition varies from An_{20} to An_{28} . Its cores occasionally contain secondary muscovite.

The younger intrusive phase also contains an elliptical body of biotite-amphibole granodiorite from Všepadly, located in quartz diorite. The rock contains occasional tiny phenocrysts of potassium feldspar. Petrographically and

in its chemical composition, it is similar to the granitoids of the Stod massif (Tonika - Vejnár 1966).

The group of bodies of the younger intrusive phase can probably also be considered to include the small lens-shaped body of coarse-grained amphibole diorite, which penetrates through the relic of the crystalline mantle of the massif at the summit of St. Bernhard chapel 7 km WNW of Chudenín. The rock is coarse to very coarse-grained, consisting of a prismatic dark-brown amphibole and plagioclase An₃₄. Small amounts of biotite are present, along with quartz and rarely also with potassium feldspar. In some places, the rock contains almost monomineral, nest-like accumulations of large amphibole crystals, occasionally strongly uralitized.

Intrusive rocks genetically unrelated to the Kdyně massif

These rocks appear in the massif and in its mantle as occasional dykes, sometimes trending NW—SE along the faults. In the plutonic rocks of the massif, they are mostly only several dm to m thick; in the crystalline rocks of the mantle, this thickness increases up to several tens of metres. Petrographically, they comprise granite, spessartite, diorite- and trondhjemite-porphyrite (Vejnár 1979), pegmatite and granite- and trondhjemite-aplite.

Leucogranite is present primarily in the SE part of the massif, where it penetrates through the uralitized gabbro-norite and contact-metamorphosed rocks of the mantle as several hundred metres long and 10 to 100 m thick dykes. The leucogranite is mostly fine- to medium-grained, clearly foliated, occasionally with small phenocrysts of potassium feldspar. It contains 3—8 % of muscovite biotite, An₂₀ plagioclase, microcline and quartz. In the thin, mostly several cm to dm thick dykes, it is fine-grained, similar to aplite.

Spessartite appears as occasional thin dykes throughout the massif. It was studied in greater detail around Orlovice, where it occurs as fine-grained and medium-grained uralitized varieties.

The rock has relict ophitic texture. The original pyroxenes and partly the primary brown amphibole are converted into an aggregate of light-green secondary amphibole, formed partly at the expense of the original plagioclase. The high ilmenite content (ca. 5—8 %) is characteristic; it is present as marked skeletal or plate-like crystals.

Minerals and their chemical composition

The variability in the chemical compositions of olivine, pyroxenes, amphibole and biotite, present in the individual types and varieties of rocks of the older

and younger intrusive phases of the massif, was studied on the basis of analyses carried out by V. Miksa in cooperation with J. Jilemnická and Ing. Z. Kotrba on an ARL-EMX type microanalyzer, in the laboratories of the Geological Survey, Prague (headed by Ing. J. Rybka).

Olivine. Olivine is present in the rocks of the lower zone of the massif primarily as anhedral, lobe-shaped corroded crystals, whose contact with plagioclase is accompanied by simple (orthopyroxene) or bizonal (orthopyroxene-augite, orthopyroxene-amphibole) reaction rims. Depending on the iron content, polished surfaces of the olivine are colourless, light ochre-grey or yellow-ochre in colour. The high-iron olivine present in ferrodiorite is mostly grey-black in colour as a result of partial decomposition, accompanied by crystallization of magnetite.

The chemical composition of the olivine (tables 1 and 2) varies primarily in the Fe/Mg ratio: olivine gabbro contains chrysolite, whose iron content X_{Fe} [expressed as the ratio $(Fe+Mn)/(Fe+Mn+Mg)$] varies in the range 0.22–0.33. In gabbronorite, olivine is present as hyalosiderite ($X_{Fe} = 0.34–0.50$), in leucogabbronorite, anorthosite and hortonolite rock as hortonolite ($X_{Fe} = 0.60–0.62$) and in ferrodiorite as ferrohortonolite or fayalite ($X_{Fe} = 0.78–0.91$).

As the iron content increases in olivine, the content of manganese also increases from about 0.3 to 1.5 % MnO. The aluminium content, and, as indicated by a single determination, also the calcium content, are mostly very low, at the detection limit of the analytical method employed. Al_2O_3 contents up to several tenths of a percent mostly appear in olivine of gabbroid rocks rich in plagioclase.

Orthopyroxene. This mineral appears as subhedral or euhedral crystals of the cumulate type. It is most widespread in the rocks of the transitional region between the lower and middle zone of the massif, i.e. in ferrodiorite and pyroxene or pyroxene-amphibole diorite.

In the rocks of the lower zone of the massif, the composition of the pyroxene varies in agreement with changes in the iron content of the coexisting olivine. These changes were studied in detail on pyroxenes from rocks of the Orlovce bodies (table 3), where their fractional spectrum in the rock sequence olivine gabbro → ferrodiorite extends from bronzite to eulite (X_{Fe} varies from 0.20 to 0.83). The determined extend of the Fe-Mg substitution is much greater than that so far known for the Bushveld complex (Atkins 1969) or the Skaergaard intrusion (Wager - Brown 1968, Nwe 1976) and corresponds roughly to the variability of orthopyroxene from the rocks of the Harzburg massif (Vinkx 1982).

The diorite of the middle zone contains light-grey or blue-grey orthopyroxene in prismatic euhedral or subhedral crystals. Its composition (table 5) corresponds primarily to hypersthene and occasionally to ferrohypersthene.

Table 1

Microprobe analyses

Analysis	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Sample	843	846	847	850	915	888	899	825	777	V 27	896
Mother rock	olivine gabbro							olivine gabbro-norite			
SiO ₂	37.48	36.81	38.60	36.90	36.94	36.64	37.31	35.19	37.84	36.00	35.05
Al ₂ O ₃	0.22	0.05	0.07	0.06	0.02	0.04	—	0.07	0.10	0.03	0.32
FeO tot.	24.77	25.30	24.94	29.25	27.37	20.43	28.00	30.96	29.18	31.43	40.44
MnO	0.44	0.41	0.35	0.46	0.34	0.22	0.28	0.48	0.50	0.47	0.60
MgO	36.93	37.55	36.51	32.92	35.72	41.38	34.68	33.39	32.38	31.88	24.22
Total	99.84	100.12	100.47	99.59	100.39	98.71	100.27	100.09	100.00	99.81	100.63
	Formulas calculated										
Si	0.99	0.97	1.01	1.00	0.98	0.96	0.99	0.96	1.02	1.09	0.99
Al	0.01										0.01
Fe	0.55	0.56	0.55	0.66	0.61	0.45	0.62	0.70	0.66	1.15	0.96
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Mg	1.40	1.48	1.42	1.33	1.41	1.62	1.38	1.36	1.30	0.65	1.02
Fe+Mn	2.03	2.05	1.98	2.00	2.03	2.08	2.01	2.07	1.97	1.82	2.00
Fe+Mn+Mg	0.28	0.27	0.28	0.33	0.30	0.22	0.31	0.34	0.34		0.48

Localities of samples given in tables 1—15:

138 — ČUG1 bore, 48.0 m, located close to point 560 ("U obrázku"), 1.2 km NW of Orlovice; 140 — GPI bore located near the wood road from Orlovice to Jezvinec, 0.1 km S of point 622; 522 — ČUG1 bore, 12.5 m, located close to point 560, 1.2 km NW of Orlovice; 567 — abandoned quarry 0.75 km NE of Všepadly; 619 — boulders in the woods 1.1 km SSW of Prapořiště; 622 — abandoned quarry 0.75 NE of Všepadly; 627 — abandoned quarry in the woods 0.7 km SSW of Starec; 629 — boulders at the edge of the woods, 0.3 km W of point 568, ESE of Kdyně. Ilmenite-rich rock; 630 — boulders next to the field road leading to point 516 (Svatá Anna) from the Kdyně—Všeruby highway, 1.1 km SE of Brůdek; 632 — boulders at point 516 (Svatá Anna) 0.8 km SE of Hájek; 634 — abandoned sand pit at the NW edge of Všeruby; 635 — abandoned quarry in the fields 0.6 km NW of Hryšov. The rock contains amphibole-pyroxene hornfels; 638 — locality as 635; 640 — abandoned quarry on the NNE side of Mt. Bezný (659) 1 km WSW of Brniřov; 642 — locality as 635; 647 — sand pit 2 km NW of Chudenín next to the highway to Všeruby; 650 — rock outcrop close to point 446 at the edge of Hájek; 678 — abandoned quarry 0.5 km W of Branišov; 680 — abandoned sand pit in the saddle between Koráb (773 m) and Suchá hora (760 m) next to the road from Kdyně to Mezhozezy; 681 — hole left after sand quarrying 0.5 km NW of Branišov; 685 — abandoned quarry in the fields, 0.8 km NW of Chodská Lhota; 687 — rock outcrops on the N ridge of Bezný (659 m), 1.1 km WSW of Brniřov; 689 — abandoned sand pit in the saddle between Bezný (659 m) and Čepice (642 m), 1 km NW of Nová Ves; 750 — boulders at the edge of the woods on the NE side of Ostrý (594 m), 2 km SW of Chodská Lhota; 752 — abandoned quarry NW of Branišov; 753 — top of Ostrý (594 m) 1.8 km WSW of Chodská Lhota; 761 — boulders at the edge of the woods on the right bank of Kouba

Table 1

of olivine. Orlovice bodies

12	13	14	15	16	17	18	19
522	138	778	V 26	903	761	782	753
anorthosite	leucogabbro norite	hortonolite rock		ferrodiorite			
32.49	32.76	35.14	34.14	32.42	31.83	33.57	34.02
0.24	0.38	—	0.02	—	0.32	0.15	0.41
48.24	49.09	47.58	47.69	58.57	62.86	61.44	62.01
0.85	0.96	0.69	0.85	1.10	1.36	1.32	1.46
17.88	17.37	17.39	17.10	9.20	3.91	3.32	0.72
99.70	100.56	100.80	99.80	101.29	100.28	99.80	98.62
on the basis of 4(0)							
0.97	0.97	1.03	1.02	1.01	1.03	1.07	1.08
0.01	0.01				0.01	0.01	0.01
1.21	1.22	1.16	1.18	1.52	1.70	1.64	1.70
0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.04	0.04
0.80	0.77	0.76	0.76	0.43	0.19	0.16	0.03
2.04	2.02	1.94	1.96	1.98	1.94	1.85	1.78
0.61	0.62	0.60	0.61	0.78	0.88	0.91	0.98

1.5 km NE of Chalupy; 762 — locality as 753; 766 — rocky outcrop behind the shop in Zichov, W of Koloveč; 777 — abandoned quarry 0.4 km WSW of the gamekeeper's lodge in Orlovice. Band of gabbro-norite with increased pyrrhotite content; 778 — old mine slag heap close to point 50 ("U obrázku"), 1.2 km NW of Orlovice; 782 — abandoned sand pit at the edge of the woods on the SW side of Ostrý (594 m), 1.9 km WSW of Chodská Lhota; 825 — abandoned quarry 0.4 km WSW of the gamekeeper's lodge in Orlovice; 843 — abandoned quarry in the woods 0.1 km E of point 622 at the E edge of Orlovice; 846, 847 — locality as 843; 850 — rocky outcrop on the S side of Orlovická hora (719 m); 852 — locality as 843; 857 — abandoned quarry at the SE edge of Srbsice; 858 — abandoned sand pit 1.0 km SE of Srbsice; 883 — rocky outcrops on the hill 0.6 km SE of point 527 (Na hřebeni) 1.2 km NW of Hadrava; 888 — debris at the edge of the Kamenišť (541 m), 1.3 km ESE of Chalupy; 893 — outcrops next to the wood road 4.0 km N of Hyršov, 1.5 km ESE of Hájek; 896 — abandoned quarry near Káfkova louka next to the road from Orlovice to Pocinovice; 899 — debris in the woods on the E sides of point 629, 1.5 km W of Hadrava; 900 — debris in the woods road 0.5 km NE of Orlovice on the S side of Havranice (666 m); 903 — old iron mine close to the house "U Kroučů", 1.5 km SW of Pocinovice; 904 — locality as 888; 905 — debris on the SE side of Jezvinec (739 m), 0.3 km from the top; 909 — edge of the woods W of Přední Fleky; 910 — debris in the woods at point 475, 1 km NW of Sruby; 915 — locality as 843; 917 — cut in the road in the woods at the E side at the foot of Mústek (564 m), 1 km E of Chalupy; 940, 942 — boulders at the E side of Hadrava; 944 — cut in the wood road 0.2 km E of point 537 in the saddle between Mústek (564 m) and Orlovická hora (719 m); 945 — debris next to the wood road 0.25 km S of the top of Mústek (564 m), 1.5 km from Chalupy; 951 — locality as 888; 955 — boulders at the edge of the woods

at point 531, 1 km E of Chalupy; 960 — boulders in the woods at the top of the hill 1.6 km E of Vseruby, 0.5 km WNW of point 556; 975 — abandoned quarry 1.3 km S of Chodská Lhota on the NNE side of Javorovice (587 m); 979 — debris at the edge of the woods 0.2 km NW of Branišov; 1018 — debris on the slope at the WNW side of point 641, 1 km from Jezvinec (739 m); V26 — ÚČG1 bore, 21.5 m, located close to point 560 ("U obrázku"), 1.2 km NW of Orlovice; V27 — abandoned quarry 0.4 km WNW of the gamekeeper's lodge in Orlovice. Band of gabbro-norite with increased pyrrhotite content.

Table 2

Microprobe analyses of olivine, Vseruby (1-4) and Branišov (5, 6) bodies

Analysis	1	2	3	4	5	6
Sample	634	627	979	703	629	681
Mother rock	olivine gabbro		olivine gabbro-norite			
SiO ₂	37.39	35.92	31.96	34.45	34.22	33.96
Al ₂ O ₃	—	0.05	0.07	0.32	0.03	0.23
FeO tot.	28.23	26.92	38.48	40.36	41.25	46.50
MnO	0.43	0.42	0.53	0.79	0.61	0.83
MgO	32.98	37.26	28.99	22.63	23.99	18.14
Total	99.03	100.57	100.03	98.55	100.10	99.66
	Formulas calculated on the basis of 4(O)					
Si	1.00	0.95	0.91	1.00	0.98	1.00
Al	—	—	—	0.01	—	0.01
Fe	0.63	0.60	0.92	0.98	0.99	1.15
Mn	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
Mg	1.32	1.48	1.23	0.98	1.03	0.80
	1.97	2.09	2.16	1.98	2.04	1.98
Fe+Mn	0.32	0.28	0.43	0.50	0.49	0.63
Fe+Mn+Mn						

The manganese content in orthopyroxene increases, similarly as in olivine, with increasing iron content of the mineral from ca. 0.35 to 1.90 % MnO. The aluminium content is low and varies from 0.20 to 2.00 % Al₂O₃, in dependence on the Fe-Mg substitution: orthopyroxene (bronzite) of the olivine gabbro contains the most, ferrodiorite eulite, the least aluminium.

Calcic pyroxene. In olivine gabbro and partly also in gabbro-norite, this mineral primarily forms poikilitic euhedral or subhedral crystals of accumulate and intercumulate character. It appears in ferrodiorite, diorite and quartz diorite as subhedral or anhedral grains, often surrounded or replaced by primary, dark-brown amphibole.

Table 3

Microprobe analyses of orthopyroxene, Oplowice bodies

Analysis	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Sample	843	847	888	825	825	V 27	896	947	945	761	782	762
Mother rock	olivine gabbro			olivine gabbro			ferrodiorite					
SiO ₂	52.62	54.58	52.68	52.46	53.52	52.29	54.24	48.62	49.78	47.72	47.29	50.55
TiO ₂	0.30	0.34	0.23	0.34	0.21	0.96	0.03	0.12	0.14	0.09	0.12	0.04
Al ₂ O ₃	1.67	2.03	1.95	1.51	1.53	1.28	1.38	0.40	0.36	0.39	0.32	0.26
FeO	15.30	15.44	12.65	18.66	16.83	19.31	20.21	36.36	37.81	43.08	43.17	41.60
MnO	0.43	0.35	0.78	0.45	0.52	0.49	0.46	0.79	0.81	1.27	1.27	1.92
MgO	28.40	26.79	30.63	26.48	26.24	24.47	22.26	14.87	14.04	7.53	6.81	5.16
CaO	0.70	0.89	0.58	0.72	0.69	1.46	0.36	1.09	0.64	1.03	1.08	0.88
Na ₂ O	0.06	0.02	0.21	0.03	0.02	0.02	0.09	—	—	0.04	0.02	0.06
Total	99.48	100.44	99.72	100.65	99.56	100.28	99.00	99.25	100.58	101.15	100.08	100.44
Formulas calculated on the basis of 6(0)												
Si	1.94	1.96	1.89	1.88	1.95	1.93	2.02	1.97	1.99	1.95	1.97	2.06
Al	0.07	0.04	0.08	0.07	0.05	0.06	—	0.02	0.01	0.02	0.02	—
Al	—	0.05	—	—	0.02	—	0.06	—	0.01	—	—	—
Ti	0.04	0.04	0.01	0.01	0.01	0.02	—	—	—	—	—	0.01
Fe	0.47	0.47	0.33	0.56	0.51	0.60	0.62	1.24	1.27	1.50	1.51	1.42
Mn	0.04	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	0.03	0.05	0.04	0.07
Mg	1.54	1.43	1.64	1.42	1.43	1.34	1.21	0.71	0.67	0.47	0.42	0.31
Ca	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.01	0.05	0.03	0.05	0.05	0.04
Na	—	—	0.11	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe+Mn	2.06	2.00	2.08	2.03	2.01	2.01	1.91	2.03	2.01	2.07	2.02	1.85
Fe+Mn+Mg	0.24	0.25	0.20	0.29	0.27	0.32	0.33	0.63	0.66	0.77	0.79	0.83

Table 4

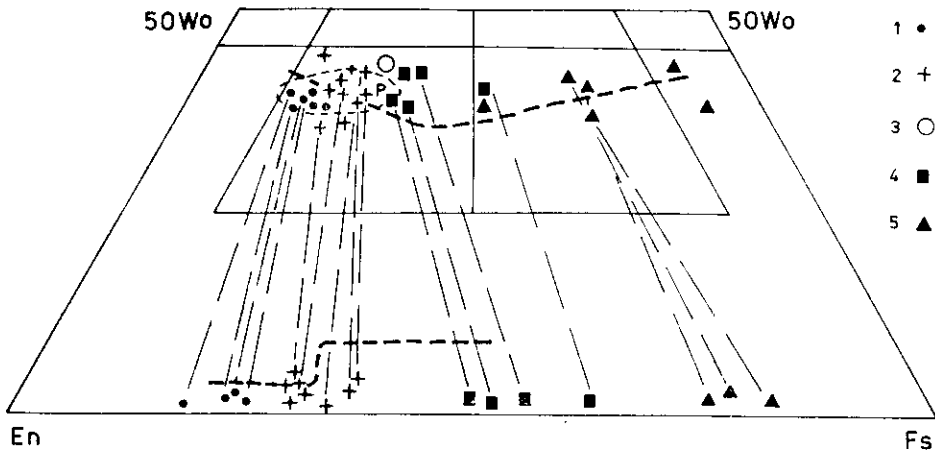
Microprobe analyses of orthopyroxene, Vseruby (1-4) and Branišov (5-7) bodies

Analysis	1	2	3	4	5	6	7
Sample	627	703	960	893	629	681	680
Mother rock	olivine gabbronorite						
SiO ₂	52.32	51.99	53.71	54.19	52.00	53.27	52.98
TiO ₂	0.35	0.43	1.21	0.91	0.37	0.32	0.26
Al ₂ O ₃	1.25	1.56	1.49	1.09	0.73	1.22	0.98
FeO	18.26	19.03	18.45	18.38	22.81	22.13	18.19
MnO	0.47	0.68	0.44	0.41	0.54	0.60	0.49
MgO	25.97	25.54	22.74	23.56	22.53	21.58	25.18
CaO	1.30	1.45	0.98	2.23	1.38	1.78	2.06
Na ₂ O	0.03	0.17	—	0.03	0.03	0.29	0.09
Total	99.95	100.85	99.02	100.80	100.39	101.19	100.23
	Formulas calculated on the basis of 6(0)						
Si	1.93	1.91	1.98	1.97	1.94	1.97	1.94
Al	0.05	0.07	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04
Al	—	—	0.04	0.02	—	0.02	—
Ti	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01
Fe	0.56	0.58	0.57	0.56	0.71	0.68	0.56
Mn	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
Mg	1.42	1.40	1.25	1.28	1.26	1.19	1.38
Ca	0.05	0.06	0.04	0.09	0.06	0.07	0.08
Na	—	0.01	—	—	—	0.02	0.01
	2.06	2.08	1.94	1.98	2.06	2.01	2.06
$\frac{\text{Fe}+\text{Mn}}{\text{Fe}+\text{Mn}+\text{Mg}}$	0.29	0.29	0.31	0.30	0.37	0.37	0.30

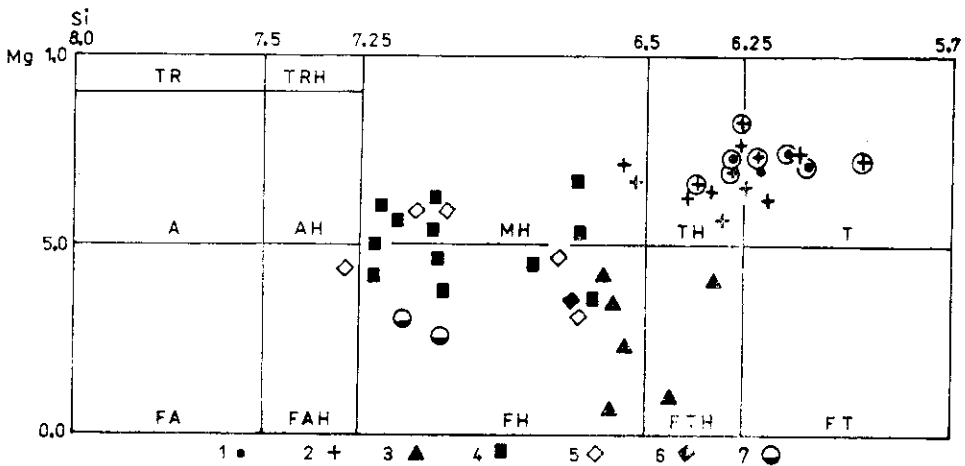
The chemical composition of the calcic pyroxene (tables 6—8) varies widely in the degree of Fe-Mg substitution, from very iron-poor augite to ferrohedenbergite. The range of this substitution is similar to that of calcic pyroxene of the Skaergaard intrusion (Brown 1957); however, the crystallization trend clearly differs from the latter in the relatively constant content of the wollastonite component (fig. 3).

The TiO₂ content is low and decreases with increasing iron content from 1.0 to 0.2 %. Simultaneously, the Al₂O₃ content also decreases from cca 3 to 1 %. The manganese content, on the other hand, increases in the range 0.2—0.6 % MnO.

The Mg-Fe distribution between coexisting orthopyroxene and calcic pyroxene was studied on the basis of the analytical data given in tabs. 3—5. Table 9



3. Orthopyroxenes and calcium pyroxenes of rocks of the Kdyně massif in the En (enstatite) — Fs (ferrosilite) — Wo (wollastonite) ternary diagram
 Pyroxene mother rocks: 1 — olivine gabbro, 2 — olivine gabbro-norite, 3 — hortonolite rock, 4 — diorite, 5 — ferrodiorite. Co-existing pyroxene pairs are linked by tie-lines. P — variation field of calcium pyroxenes of the rocks of the Poběžovice massif. The trends in crystallization of the pyroxenes of the Skaergaard intrusion are designated by dashed lines



4. Primary amphiboles of the rocks of the Kdyně massif in the B. E. Leake (1968) diagram for the hornblende group, where $Ca+Na+K$ is less than 2.50 and Ti less than 0.50
 The symbols in circles designate amphiboles for which the $Ca+Na+K$ value is greater than 2.50, and which belong to the group of pargasite and ferropargasite
 Parent amphibole rocks: 1 — olivine gabbro, 2 — olivine gabbro-norite, 3 — ferrodiorite, 4 — diorite, 5 — tonalite, 6 — ferrotonalite, 7 — granodiorite
 Designation of the amphibole classification fields: TR — tremolite, TRH — tremolitic hornblende, A — actinolite, AH — actinolitic hornblende, MH — magnesiohornblende, TH — tschermakitic hornblende, T — tschermakite, FA — ferroactinolite, FAH — ferroactinolitic hornblende, FH — ferrohornblende, FTH — ferrotschermakitic hornblende, FT — ferrotschermakite

Table 5

Microprobe analyses

Analysis	1	2	3	4	5	6	7
Sample	766	857	857	857	857	650	632
SiO ₂	49.04	52.53	53.12	53.78	51.76	55.12	51.69
TiO ₂	0.21	0.14	0.06	0.48	0.41	0.33	0.22
Al ₂ O ₃	0.45	0.97	0.70	1.58	0.97	0.96	0.58
FeO	38.20	34.15	32.04	25.45	24.25	25.45	29.19
MnO	0.69	0.79	0.72	0.57	0.48	0.56	0.65
MgO	10.51	10.43	11.90	15.32	20.62	18.08	17.38
CaO	1.25	1.23	0.86	2.35	1.73	1.09	0.96
Na ₂ O	0.01	0.13	0.10	0.24	0.03	0.02	0.03
Total	100.36	100.37	99.50	99.77	100.25	101.61	100.70
						Formulas calculated	
Si	1.98	2.06	2.07	2.03	1.95	2.04	1.98
Al	0.02	—	—	—	0.04	—	0.02
Al	—	0.04	0.03	0.07	—	0.04	0.01
Ti	0.01	—	—	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe	1.29	1.12	1.05	0.80	0.76	0.79	0.93
Mn	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg	0.63	0.61	0.67	0.86	1.16	0.99	0.99
Ca	0.05	0.05	0.04	0.09	0.07	0.04	0.04
Na	—	0.01	0.01	0.02	—	—	—
Fe+Mn	2.00	1.86	1.83	1.87	2.02	1.89	2.00
Fe+Mn+Mg	0.66	0.64	0.60	0.48	0.39	0.44	0.48

gives the results of these calculations, carried out as described by Kretz (1963).

The marked variation in the values of the distribution coefficient $K_D^{\text{opx-capx}}_{\text{Mg-Fe}}$ in the olivine gabbro in the range 0.75–0.88 apparently reflects (material) nonequilibrium between the two pyroxenes, in agreement with the textural nonequilibrium. While pyroxene forms borders around olivine and accumulate crystals, calcic pyroxene — augite — appears primarily as intercumulative, poikilitic crystals. The distribution coefficients of pyroxene pairs from gabbro-norite and ferrodiorite also exhibit similar variability.

The data for pyroxene diorite are very different; here the roughly identical distribution coefficients for the studied pyroxene pairs, varying in the range 0.56–0.59, and textural evidence unambiguously indicate the equilibrium state.

Table 5

of orthopyroxene from diorites

8	9	10	11	12	13	14	15	16
630	638	719	685	975	951	951	955	904
51.35	51.04	52.15	50.95	48.85	47.94	50.76	51.46	51.77
0.25	0.13	0.16	0.30	0.12	0.12	0.19	0.16	0.17
0.56	1.93	0.66	0.93	0.36	0.43	1.51	0.52	0.48
29.85	28.82	24.44	31.82	36.97	41.30	34.92	32.84	30.78
0.67	0.59	0.83	1.31	0.84	1.00	0.75	0.89	0.84
16.63	16.77	21.29	12.60	12.16	9.74	10.74	14.83	16.11
1.11	0.70	1.27	1.53	0.92	0.60	0.94	0.70	0.65
0.01	0.05	0.26	0.20	—	—	0.19	—	—
100.43	100.03	101.06	99.64	100.22	101.13	100.00	101.40	100.80
on the basis of 6(0)								
1.98	1.96	1.95	2.01	1.96	1.95	2.01	1.99	1.99
0.02	0.04	0.03	—	0.02	0.02	—	0.01	0.01
0.01	0.05	—	0.04	0.00	—	0.07	0.01	0.01
0.01	—	0.01	0.01	—	—	0.01	—	—
0.96	0.93	0.77	1.05	1.24	1.41	1.16	1.06	0.99
0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
0.95	0.96	1.19	0.74	0.73	0.59	0.63	0.85	0.92
0.05	0.03	0.05	0.06	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03
—	—	0.02	0.01	—	—	0.02	—	—
2.00	1.99	2.07	1.95	2.04	2.06	1.96	1.98	1.98
0.50	0.49	0.40	0.60	0.62	0.71	0.65	0.56	0.53

Primary amphiboles. These are the most widespread Fe, Mg silicates in the rocks of the Kdyně massif. On polished sections, they have adcumulate and intercumulate character. Their colour varies from reddish brown to brown green.

The chemical composition is characterized by high variability (fig. 4), primarily varying with the petrographic character of the mother rock. The composition is also affected by local uralitization processes, mostly leading to a decrease in the TiO_2 and alkali contents.

The primary amphibole of the olivine gabbro corresponds mostly to ferroan pargasite with a relatively high Ti content, approaching the critical classification value of 0.5 ions per structural formula, separating the hornblende group from Ti-amphiboles. The composition of the primary amphibole in olivine gabbro-norite varies as a result of the gradually decreasing content of $Ca + Na + K$

Table 6

Microprobe analyses

Analysis	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Sample	843	846	847	850	850	852	915	140	888
Mother rock	olivine gabbro								
SiO ₂	52.03	52.22	53.05	52.54	51.11	52.03	52.71	49.73	52.02
TiO ₂	0.98	0.94	1.14	0.51	1.14	0.91	1.23	0.87	0.79
Al ₂ O ₃	3.29	3.12	3.01	2.58	2.58	3.07	3.05	3.66	3.09
FeO	7.27	7.80	7.99	8.63	9.38	7.52	7.64	8.05	6.78
MnO	0.22	0.22	0.23	0.19	0.30	0.24	0.21	0.26	0.28
MgO	17.03	16.89	15.90	16.37	15.95	17.28	16.33	16.96	18.26
CaO	18.33	19.35	18.64	18.85	19.66	19.09	17.98	21.06	19.54
Na ₂ O	0.42	0.32	0.34	0.28	0.36	0.40	0.31	0.45	0.33
Total	99.57	100.86	100.30	99.95	100.48	100.54	99.46	101.04	101.09
	Formulas calculated								
Si	1.91	1.91	1.94	1.94	1.90	1.90	1.94	1.84	1.89
Al	0.09	0.09	0.06	0.06	0.10	0.10	0.06	0.16	0.11
Al	0.05	0.04	0.07	0.05	0.04	0.03	0.07	—	0.02
Ti	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02
Fe	0.22	0.24	0.25	0.27	0.29	0.23	0.24	0.25	0.21
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.93	0.92	0.87	0.90	0.88	0.94	0.89	0.93	0.99
Ca	0.72	0.76	0.73	0.74	0.76	0.75	0.71	0.83	0.76
Na	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02
Fe+Mn	1.99	2.02	1.98	2.00	2.00	2.01	1.97	2.07	2.02
Fe+Mn+Mg	0.20	0.21	0.12	0.20	0.25	0.20	0.22	0.23	0.19

from ferroan pargasite to tschermakite and tschermakitic hornblende. Diorite and tonalite contain hornblende with roughly equal Fe/Mg ratio and ferrodiorite contains ferrohornblende and ferrotschermakitic hornblende.

In agreement with the decrease in the mafic mineral content of the mother rock, the Si content in the structural formula increases in the given variation range of primary amphiboles, at simultaneous increase in the Fe/Mg ratio. Simultaneously, the Ti content decreases in the range of 0.5–0.15 atoms and the total Ca + Na + K in the range of ca. 2.8–1.9 atoms.

In the Na + K vs Al diagram (fig. 5), primary amphiboles are plotted in a clear variation order, in which Na + K and Al decrease in agreement with the content of mafic minerals in the rock. Amphiboles from the Všepady granodiorite lie somewhat outside this variation order, as they have a relatively

Table 6

of clinopyroxene, Orlovce bodies

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
825	777	V 27	896	V 26	903	782	761	762	753	753
olivine gabbronorite				hornolite rock	ferrodiorite					
51.49	52.21	53.10	51.64	53.36	51.57	48.73	47.34	50.84	48.50	47.34
0.99	2.19	1.15	0.71	0.33	0.42	0.32	0.26	0.26	0.26	0.34
2.42	2.36	2.61	2.55	1.60	1.50	0.85	0.98	1.14	0.85	1.00
9.52	10.15	9.72	11.13	11.33	17.86	23.80	25.14	24.56	28.65	31.41
0.30	0.63	0.28	0.35	0.36	0.50	0.64	0.60	0.53	0.63	0.61
16.01	15.83	15.91	14.48	12.67	9.95	6.44	6.15	6.06	2.11	1.80
19.01	17.33	18.26	18.10	20.32	18.20	19.30	19.26	16.87	19.49	17.27
0.36	0.30	0.40	0.29	0.34	0.34	0.24	0.24	0.28	0.26	0.23
100.10	101.00	101.43	99.25	100.31	100.34	100.32	99.97	100.54	100.75	100.00
on the basis of 6(0)										
1.91	1.92	1.93	1.94	1.99	1.98	1.94	1.91	2.00	1.97	1.95
0.09	0.08	0.07	0.06	0.01	0.02	0.04	0.05	—	0.03	0.05
0.02	0.02	0.04	0.05	0.06	0.05	—	—	0.01	0.01	—
0.03	0.06	0.04	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.05	0.01	0.01
0.30	0.31	0.27	0.35	0.35	0.57	0.79	0.85	0.81	0.97	1.09
0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
0.89	0.87	0.85	0.81	0.70	0.57	0.38	0.37	0.36	0.13	0.11
0.76	0.68	0.77	0.73	0.81	0.57	0.83	0.83	0.71	0.85	0.76
0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
2.04	1.98	2.01	1.99	1.96	1.99	2.05	2.10	1.98	2.01	2.01
0.26	0.28	0.25	0.30	0.33	0.51	0.68	0.70	0.70	0.88	0.91

high alkali content and incline toward the amphiboles of granitoid rocks of the Stod massif.

Secondary amphiboles. These are products of secondary recrystallization — uvalitization of rocks, locally affecting primarily gabbros, gabbronorites and partly also the diorites of the massif. They were formed by partial conversion of primary amphibole and by decomposition of pyroxene and olivine, or plagioclase. Their composition (tabs. 13, 14) varies widely, primarily in dependence on the character of the minerals from which they were formed.

Colourless, acicular anthophyllite (table 13, analysis 3) is present in olivine gabbro, where it replaces the edges of bronzite crystals. This rock contains greater amounts of light ochre-coloured tschermakite and tschermakitic horn-

Table 7

Microprobe analyses of clinopyroxene, Všeruby (1-5) and Braníšov (6-8) bodies

Analysis	1	2	3	4	5	6	7	8
Sample	979	703	910	960	893	629	681	752
Mother rock	olivine gabbronorite							
SiO ₂	52.13	49.96	53.66	53.74	54.05	52.75	50.91	51.22
TiO ₂	0.62	0.74	0.92	0.88	0.52	0.49	0.82	0.12
Al ₂ O ₃	1.45	2.52	3.12	2.35	1.60	1.28	1.46	1.34
FeO	10.09	9.29	5.37	6.64	6.95	11.52	9.75	10.68
MnO	0.31	0.42	0.15	0.27	0.22	0.31	0.45	0.28
MgO	17.76	16.41	17.03	14.31	15.66	14.83	15.47	14.93
CaO	17.61	20.05	18.92	21.61	21.78	18.70	21.00	20.93
Na ₂ O	0.21	0.54	0.30	0.29	0.24	0.25	0.36	0.14
Total	100.18	99.93	99.47	100.09	101.02	100.13	100.22	99.64
	Formulas calculated on the basis of 6(O)							
Si	1.93	1.87	1.95	1.97	1.97	1.97	1.91	1.93
Al	0.06	0.11	0.05	0.03	0.03	0.03	0.07	0.06
Al	—	—	0.08	0.07	0.04	0.03	—	—
Ti	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	—
Fe	0.31	0.29	0.16	0.20	0.21	0.36	0.31	0.34
Mn	0.01	0.01	—	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.98	0.92	0.92	0.78	0.85	0.82	0.86	0.84
Ca	0.70	0.81	0.74	0.85	0.85	0.75	0.84	0.85
Na	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01
Fe+Mn	2.04	2.09	1.94	1.95	1.99	2.00	2.07	2.05
Fe+Mn+Mg	0.25	0.24	0.14	0.20	0.20	0.31	0.27	0.29

blende (table 13, analyses 1, 2), formed by partial conversion of primary pargasite in portions that were weakly uralitized. The conversion is accompanied by a decrease in the TiO₂ and alkali contents. Secondary, green-grey tschermakite (table 13, analyses 4, 5, 6) was formed similarly in olivine gabbronorite.

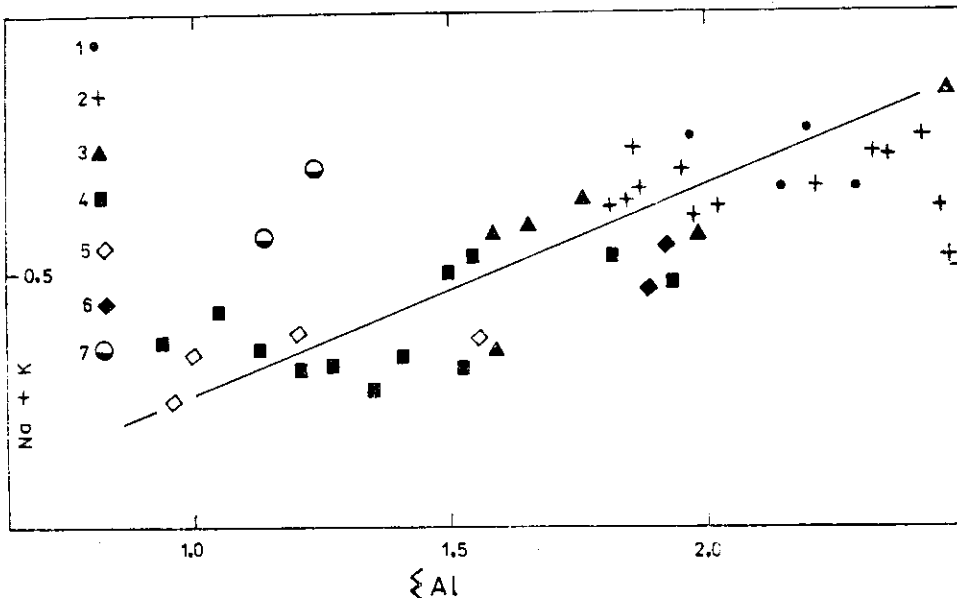
Intensely uralitized gabbro, in sites corresponding to the former hyperthene borders around the olivine crystals, contains grey, prismatic gedrite (table 13, analysis 8), replaced at the edges of these borders by a grey or colourless, radiating aggregate of tschermakite crystals (table 13, analysis 7).

Secondary amphiboles of the tschermakitic hornblende-actinolite series and, to a lesser degree, also polysynthetic lamellar cummingtonite (table 13, analysis 10) also replace the original adcumulate or intercumulate pyroxene crystals in the uralitized gabbro and gabbronorite.

Table 8

Microprobe analyses of clinopyroxene from diorites

Analysis	1	2	3	4	5
Sample	638	975	955	955	904
SiO ₂	52.78	53.12	54.95	53.93	53.66
TiO ₂	0.27	0.15	0.17	0.28	0.21
Al ₂ O ₃	1.23	0.89	0.96	1.23	0.84
FeO	13.58	17.26	12.41	12.98	14.02
MnO	0.33	0.46	0.41	0.40	0.36
MgO	13.77	9.85	11.95	11.57	12.68
CaO	19.22	17.67	19.59	19.20	17.93
Na ₂ O	0.16	0.22	0.22	0.24	0.17
Total	101.34	99.62	100.66	99.83	99.87
Formulas calculated on the basis of 6(O)					
Si	1.97	2.03	2.04	2.02	2.02
Al	0.03	—	—	—	—
Al	0.02	0.04	0.04	0.06	0.04
Ti	0.01	—	—	0.01	0.01
Fe	0.42	0.55	0.39	0.41	0.44
Mn	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
Mg	0.76	0.56	0.66	0.65	0.71
Ca	0.77	0.73	0.78	0.77	0.72
Na	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01
	2.00	1.92	1.90	1.93	1.94
Fe+Mn					
Fe+Mn+Mg	0.36	0.50	0.38	0.39	0.39



5. The ratio of the total aluminium to alkalis in primarily amphiboles of the rocks of the Kdyně massif. Symbols as in fig. 4

In the uralitized gabbro-norite, secondary amphiboles also form complicated zonal pseudomorphs after the original Fe-Mg silicates. The cores of these pseudomorphs are mostly composed of fine-grained aggregates of randomly oriented plates of light-green actinolite (table 13, analysis 13) or light blue-green magnesiobornblende (table 13, analysis 17). The bizonal border composed of radiating aggregates consists of light-green actinolitic hornblende (table 13, analysis 12), gradually changing into tschermakitic hornblende to tschermakite (table 13, analysis 11). Elsewhere, this border consists of blue-green actinolitic hornblende (table 13, analysis 15), changing into dark blue-green tschermakite

Table 10

of primary amphiboles, Orlovic bodies

9	10	11	12	13	14	15
778	917	903	782	761	945	753
hornblende rock	ferrodiorite					
41.82	42.58	41.38	40.98	40.15	42.95	40.74
2.73	1.56	1.41	2.45	2.50	2.36	1.58
11.01	8.61	13.83	8.38	8.65	10.91	8.72
17.21	22.42	20.61	28.24	29.45	23.68	32.35
0.11	0.25	0.23	0.36	0.40	0.26	0.35
12.28	8.66	7.35	4.77	4.38	7.09	1.42
9.78	11.63	9.38	9.94	9.95	8.05	10.30
2.65	0.83	2.13	1.29	1.32	1.56	1.38
0.48	0.53	1.05	0.81	0.83	0.58	1.02
97.47	97.07	97.37	97.22	97.63	97.44	97.86
on the basis of 23(O)						
6.30	6.61	6.32	6.55	6.44	6.60	6.60
1.70	1.39	1.68	1.45	1.56	1.40	1.40
0.25	0.19	0.81	0.13	0.08	0.58	0.37
0.31	0.18	0.16	0.29	0.30	0.27	0.19
2.17	2.91	2.63	3.77	3.95	3.03	4.39
0.91	0.03	0.03	0.05	0.05	0.03	0.05
2.75	2.00	1.67	1.14	1.05	1.62	0.35
5.49	5.31	5.30	5.38	5.43	5.53	5.35
1.58	1.93	1.56	1.70	1.71	1.32	1.79
0.60	0.25	0.64	0.40	0.41	0.47	0.43
0.09	0.11	0.20	0.17	0.17	0.12	0.21
2.27	2.29	2.40	2.27	2.29	1.91	2.43
0.44	0.59	0.61	0.77	0.79	0.65	0.93

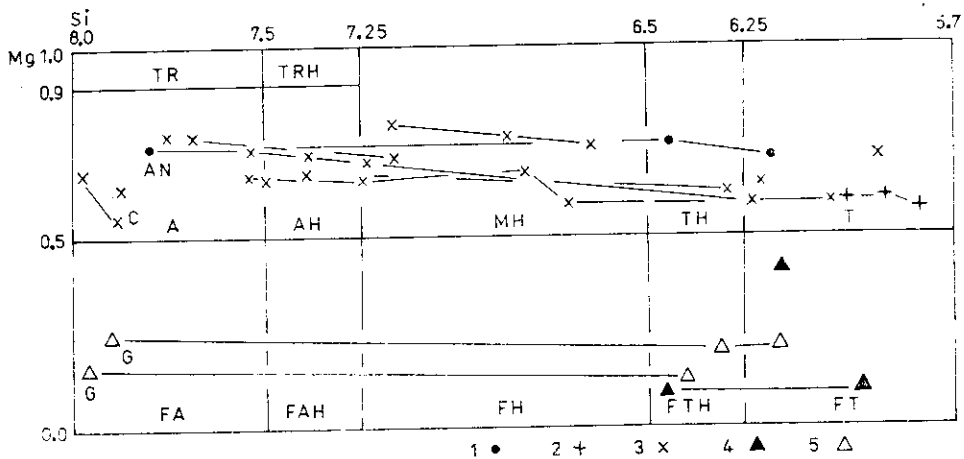
Table 11

Microprobe analyses of primary amphiboles, Vseruby (1-6) and Branišov (7-9) bodies

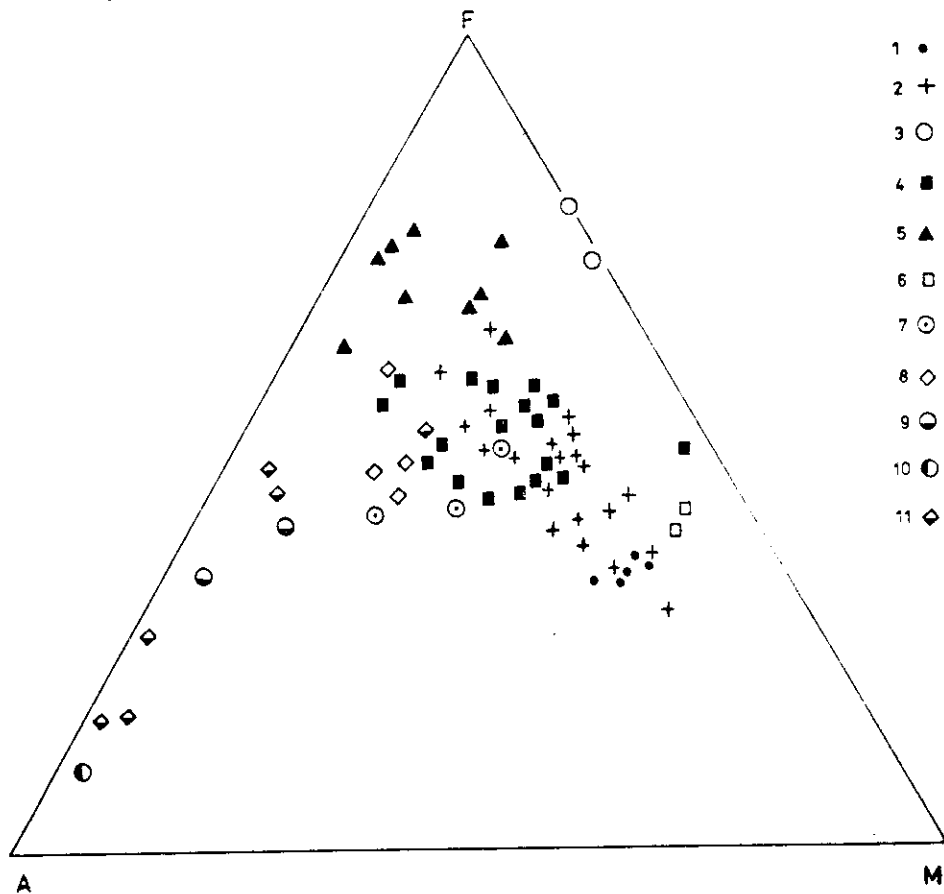
Analysis	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Sample	634	627	703	703	619	619	629	752	680
Mother rock	olivine gabbronorite								
SiO ₂	43.89	42.82	40.19	43.17	41.99	42.57	42.84	42.89	44.41
TiO ₂	2.44	4.28	2.62	1.73	3.61	1.90	3.58	4.20	2.92
Al ₂ O ₃	13.22	11.78	13.89	14.40	14.81	15.05	10.62	10.67	10.57
FeO tot.	6.71	11.03	10.66	10.80	8.99	11.00	13.85	13.25	11.95
MnO	0.14	0.20	0.23	0.28	0.14	0.21	0.18	0.16	0.29
MgO	17.08	14.13	15.56	13.73	14.75	15.81	12.54	13.58	13.42
CaO	12.27	11.21	11.22	10.83	10.42	8.90	10.98	10.59	11.40
Na ₂ O	2.00	1.91	2.31	2.00	1.66	1.45	1.78	1.92	1.71
K ₂ O	0.60	0.39	0.52	0.27	0.33	0.12	0.74	0.43	0.71
Total	98.35	97.75	97.20	97.21	96.70	97.01	97.11	97.69	97.38
	Formulas calculated on the basis of 23 (O)								
Si	6.25	6.25	5.93	6.29	6.10	6.18	6.39	6.33	6.53
Al	1.75	1.75	2.07	1.71	1.90	1.82	1.61	1.67	1.47
Al	0.47	0.28	0.35	0.77	0.64	0.71	0.26	0.18	0.36
Ti	0.26	0.47	0.29	0.19	0.40	0.20	0.40	0.47	0.32
Fe	0.80	1.35	1.32	1.32	1.09	1.33	1.73	1.63	1.47
Mn	0.02	0.03	0.03	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04
Mg	3.63	3.07	3.42	2.98	3.19	3.42	2.78	2.99	2.94
Y	5.18	5.20	5.41	5.30	5.34	5.68	5.19	5.29	5.13
Ca	1.87	1.75	1.78	1.70	1.62	1.38	1.75	1.67	1.80
Na	0.55	0.54	0.66	0.57	0.47	0.41	0.51	0.55	0.49
K	0.11	0.07	0.10	0.05	0.06	0.02	0.14	0.18	0.13
Z	2.53	2.36	2.54	2.32	2.15	1.81	2.40	2.30	2.42
Fe+Mn	0.18	0.25	0.28	0.31	0.26	0.39	0.38	0.36	0.34
Fe+Mn+Mg									

(table 13, analysis 14), which is mostly accompanied by a small amount of paragonite.

7. Chemical composition of rocks of the Kdyně massif in the A (Na₂O+K₂O) — F (Fe₂O₃+FeO) — M (MgO) diagram, mass %
 1 — olivine gabbro and uralitized gabbro; 2 — olivine gabbronorite and uralitized gabbronorite; 3 — hornolite rock; 4 — diorite; 5 — ferrodiorite and uralitized ferrodiorite; 6 — coarse-grained amphibole diorite from St. Bernhard chapel; 7 — quartz diorite; 8 — tonalite; 9 — granodiorite; 10 — trondhjemite; 11 — granitoids of the Stod massif



6. Secondary amphiboles of the rocks of the Kdyně massif in the B. E. Leake (1968) diagram. Symbols and abbreviations as in fig. 4. Coexisting amphiboles are connected by tie-lines. The diagram contains projection points for coexisting anthophyllite (AN), cummingtonite (C) and grünerite (G)



- 1 ●
- 2 +
- 3 ○
- 4 ■
- 5 ▲
- 6 □
- 7 ⊙
- 8 ◇
- 9 ⊖
- 10 ⊕
- 11 ◆

Table 12

Microprobe analyses of primary amphiboles from diorite (1-12),

Analysis	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Sample	858	857	632	630	638	635	719	685	951
SiO ₂	45.16	48.44	48.78	48.73	47.73	47.75	45.47	44.37	43.24
TiO ₂	1.58	1.15	1.59	1.62	1.36	0.30	2.50	1.98	2.21
Al ₂ O ₃	5.64	5.39	6.47	6.95	7.24	8.29	8.78	8.31	10.01
FeO tot.	25.12	23.20	16.26	16.51	15.74	18.04	12.48	19.75	23.85
MnO	0.36	0.34	0.21	0.22	0.20	0.28	0.23	0.45	0.30
MgO	7.96	8.73	12.99	12.29	13.09	12.34	14.06	8.96	7.29
CaO	9.81	9.91	9.43	10.49	10.61	9.21	11.72	11.05	8.97
Na ₂ O	1.01	0.98	0.73	0.65	0.65	0.69	1.34	1.15	1.38
K ₂ O	0.51	0.32	0.67	0.70	0.62	0.34	0.72	0.78	0.54
Total	97.15	98.46	97.13	98.16	97.24	97.84	97.30	96.80	97.79
	Formulas calculated								
Si	7.03	7.23	7.19	7.15	7.06	7.06	6.70	6.80	6.64
Al	0.97	0.77	0.81	0.85	0.94	0.94	1.30	1.20	1.36
Al	0.07	0.19	0.31	0.35	0.32	0.51	0.23	0.30	0.45
Ti	0.18	0.14	0.18	0.18	0.15	0.03	0.23	0.23	0.26
Fe	3.27	2.92	2.01	2.02	1.95	2.30	1.54	2.53	3.06
Mn	0.05	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.06	0.04
Mg	1.85	1.96	2.85	2.69	2.88	2.72	3.09	2.05	1.67
Y	5.42	5.25	5.38	5.27	5.32	5.59	5.12	5.17	5.48
Ca	1.64	1.60	1.53	1.65	1.68	1.46	1.85	1.81	1.48
Na	0.31	0.29	0.20	0.18	0.19	0.20	0.38	0.34	0.71
K	0.10	0.06	0.13	0.13	0.12	0.06	0.14	0.15	0.11
X	2.05	1.95	1.86	1.96	1.99	1.72	2.37	2.30	2.00
Fe+Mn									
$\frac{\text{Fe}+\text{Mn}}{\text{Fe}+\text{Mn}+\text{Mg}}$	0.63	0.59	0.41	0.43	0.40	0.46	0.33	0.56	0.65

Secondary amphiboles, formed during partial or complete uranization of ferrodiorite, represent a special group. Their chemical composition corresponds to ferrotschermakite and ferrotschermakitic hornblende. The rocks mostly also contain light-greenish or colourless grünerite (table 13, analyses 27, 30), present at aggregates of randomly oriented plates and forming the cores of pseudomorphs after the original orthopyroxene (ferrohypersthene or eulite). The radial radiating borders of these pseudomorphs, formed partly at the expense of the surrounding plagioclase, consist of dark blue-green, prismatic ferrotschermakitic hornblende (table 13, analyses 26, 28) or ferrotschermakite (table 13, analyses 25, 29).

Table 12

tonalite (13—16), ferrotonalite (17—18) and granodiorite (19—20)

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
955	955	904	640	687	680	647	909	1018	567	622
49.05	44.71	47.55	47.83	47.43	48.15	44.30	43.54	43.40	45.85	44.65
1.49	2.72	1.73	1.01	1.39	1.35	2.70	1.84	1.02	1.61	1.52
8.78	10.91	8.01	5.29	5.62	6.92	8.72	10.60	10.41	6.69	6.37
17.47	16.74	16.86	21.28	15.72	15.17	19.83	23.48	24.36	23.80	27.80
0.28	0.22	0.27	0.52	0.53	0.69	0.38	0.45	0.57	0.60	0.52
10.09	9.86	11.57	9.49	13.14	13.21	9.70	6.37	7.19	5.91	5.30
8.87	10.27	9.80	10.74	11.61	11.26	10.66	9.64	9.06	9.85	9.47
0.94	1.38	0.88	0.49	0.73	0.96	0.81	1.21	1.10	1.81	1.49
0.19	0.40	0.43	0.53	0.70	0.53	0.63	0.95	0.55	0.80	0.71
97.16	97.21	97.10	97.18	96.87	98.24	97.12	98.05	97.66	96.92	97.44
on the basis of 23 (0)										
7.22	6.67	7.05	7.28	7.10	7.06	6.73	6.67	6.68	7.13	7.04
0.78	1.33	0.95	0.72	0.90	0.94	1.27	1.33	1.32	0.87	0.96
0.74	0.59	0.45	0.23	0.69	0.26	0.29	0.59	0.57	0.36	0.17
0.17	0.31	0.19	0.11	0.16	0.15	0.31	0.21	0.12	0.19	0.18
2.15	2.09	2.09	2.70	1.97	1.86	2.52	3.01	3.14	3.09	3.66
0.03	0.03	0.03	0.07	0.07	0.09	0.05	0.06	0.07	0.08	0.07
2.21	2.19	2.56	2.15	2.93	2.89	2.19	1.45	1.65	1.37	1.25
5.30	5.21	5.32	5.26	5.22	5.25	5.36	5.32	5.55	5.09	5.33
1.40	1.64	1.54	1.75	1.86	1.77	1.64	1.58	1.50	1.64	1.60
0.27	0.40	0.25	0.14	0.21	0.27	0.24	0.36	0.33	0.54	0.43
0.03	0.08	0.08	0.10	0.13	0.10	0.12	0.18	0.11	0.16	0.14
1.70	2.12	1.87	1.99	2.20	2.14	2.07	2.12	1.94	2.34	2.17
0.50	0.49	0.54	0.56	0.41	0.40	0.53	0.68	0.66	0.70	0.75

Biotite. Biotite is present in diorites as interstitial crystals red-brown in colour. In tonalite, trondhjemite and granodiorite it forms brown subhedral flakes that are isolated or intergrown by amphibole.

The chemical composition (table 15) varies in dependence on the type of mother rock. Primarily the TiO_2 content (from 6 to 3 %) and the Fe/Mg ratio (X_{Fe} varies from 0.4 to 0.9) change. These rocks contain mainly Fe-biotite; Mg-biotite is present only in pyroxene diorite with very low amphibole content (table 15, analyses 4, 5). In the granodiorite from Věspadly its composition approaches that of lepidomelane (X_{Fe} varies from 0.81 to 0.91).

A characteristic of biotite in rocks of the Kdyně massif is the relatively high

Table 13 (continued)

Analysis	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	
Sample	940	940	940	883	883	884	884	903	750	750	762	905	905	905	905	
Mother rock	unutilized gabbro and unutilized gabbrobronic						ferrodiortite			unutilized ferrodiortite						
SiO ₂	45.05	46.42	51.69	43.44	50.33	49.41	53.79	39.94	41.30	36.91	40.40	50.20	40.44	39.31	50.47	
TiO ₂	0.14	0.17	0.37	0.08	0.03	0.38	0.08	0.02	0.41	0.02	0.40	0.04	0.62	0.79	0.08	
Al ₂ O ₃	10.77	9.94	3.08	17.21	8.57	6.68	1.83	15.55	15.63	17.38	12.44	0.63	15.59	16.05	1.15	
FeO	13.90	12.27	12.77	13.10	13.25	11.17	10.04	24.42	26.74	27.60	29.02	39.72	25.47	26.27	36.62	
MnO	0.30	0.32	0.36	0.18	0.31	0.22	0.24	0.45	0.29	0.35	0.45	1.46	0.37	0.40	0.80	
MgO	12.28	14.77	15.00	12.04	15.89	15.92	18.50	9.85	1.39	1.17	2.46	4.73	3.51	3.71	7.93	
CaO	12.23	11.90	12.63	8.77	7.10	12.39	12.53	2.64	8.52	10.15	9.96	0.91	8.67	8.05	0.35	
Na ₂ O	1.57	1.52	0.47	2.22	1.12	0.70	0.27	1.75	2.70	1.45	1.57	0.11	1.65	1.70	0.12	
K ₂ O	0.24	0.18	0.10	0.15	0.07	0.28	0.06	2.79	0.72	0.98	0.74	—	1.55	0.51	—	
Total	96.48	96.80	97.07	96.89	96.67	97.15	97.34	97.41	97.40	96.01	97.53	98.02	97.87	96.79	97.61	
Formulas calculated on the basis of 23 (0)																
Si	6.71	6.84	7.54	6.30	7.25	7.16	7.69	6.16	6.45	5.96	6.44	8.02	6.34	6.17	7.91	
Al	1.29	1.16	0.46	1.70	0.75	0.84	0.31	1.84	1.55	2.04	1.56	—	1.66	1.83	0.09	
Al	0.61	0.46	0.07	1.26	0.71	0.30	—	0.99	1.33	1.26	0.77	0.12	1.21	1.14	0.12	
Ti	0.02	0.02	0.04	0.01	—	0.04	0.01	—	0.01	—	0.05	—	0.07	0.09	0.01	
Fe	1.73	1.51	1.56	1.60	1.60	1.36	1.19	3.14	3.49	3.72	3.86	5.39	3.23	3.45	4.80	
Mn	0.04	0.04	0.05	0.02	0.04	0.03	0.03	0.06	0.04	0.05	0.06	0.20	0.05	0.05	0.12	
Mg	2.73	3.24	3.30	2.62	3.41	3.44	3.35	2.26	0.32	0.28	0.58	1.12	0.82	0.87	1.48	
Y	5.13	5.27	5.11	5.51	5.76	5.17	5.18	6.45	5.19	5.31	5.32	6.73	5.38	5.60	6.53	
Ca	1.95	1.87	1.97	1.37	1.09	1.93	1.92	0.43	1.43	1.75	1.70	0.15	1.55	1.35	0.06	
Na	0.46	0.43	0.43	0.63	0.32	0.20	0.07	0.52	0.82	0.45	0.48	0.02	0.50	0.52	0.03	
K	0.05	0.03	0.02	0.03	0.01	0.05	0.01	0.55	0.14	0.20	0.19	—	0.11	0.10	—	
X	2.46	2.33	2.12	2.03	1.62	2.18	2.00	1.50	2.39	2.40	2.37	0.17	2.06	1.97	0.09	
Fe+Mn	0.39	0.32	0.32	0.38	0.32	0.28	0.23	0.59	0.93	0.93	0.87	0.83	0.79	0.79	0.75	
Fe+Mn+Mg																

Table 14

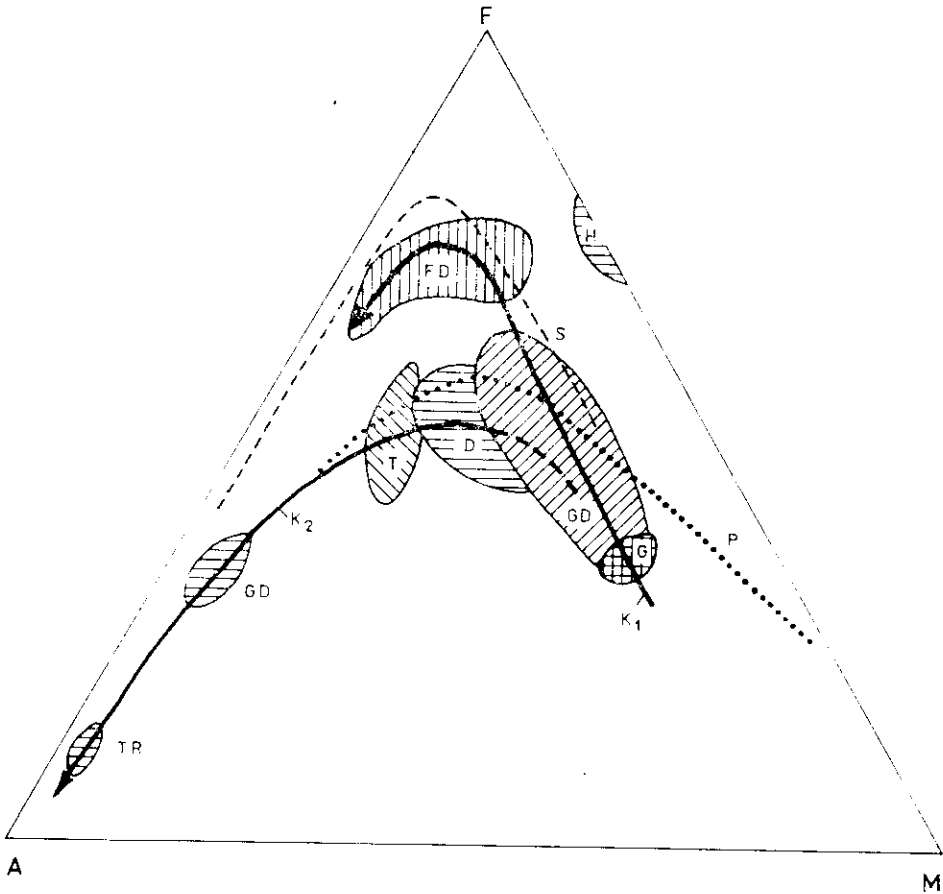
Microprobe analyses of secondary amphiboles, Všeruby (1-4)
and Braníšov (5-9) bodies

Analysis	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Sample	619	619	619	979	681	752	752	678	678
Mother rock	uralitized gabbronorite								
SiO ₂	46.43	48.00	50.41	55.13	42.33	49.96	51.82	50.69	54.54
TiO ₂	0.74	0.30	0.12	0.04	0.07	0.10	0.09	0.97	0.06
Al ₂ O ₃	13.17	10.77	6.71	1.17	15.66	6.00	4.09	4.35	1.73
FeO	9.84	9.06	9.17	10.99	12.66	13.15	14.61	12.59	14.64
MnO	0.15	0.16	0.17	0.16	0.22	0.19	0.15	0.18	0.16
MgO	15.12	16.73	20.26	19.79	13.00	16.73	16.73	15.27	14.95
CaO	10.12	10.57	10.04	11.03	10.96	10.09	9.81	9.96	11.41
Na ₂ O	1.55	1.28	0.24	0.98	2.23	0.83	0.06	0.52	0.09
K ₂ O	0.09	0.12	0.02	0.03	0.24	0.25	0.04	0.28	0.03
Total	97.21	96.99	97.14	98.42	97.37	97.30	97.40	94.81	97.61
Formulas calculated on the basis of 23 (0)									
Si	6.65	6.86	7.17	7.77	6.21	7.24	7.50	7.40	7.88
Al	1.35	1.14	0.83	0.20	1.79	0.76	0.50	0.60	0.12
Al	0.87	0.68	0.29	—	0.92	0.27	0.20	0.18	0.17
Ti	0.03	0.03	0.01	—	0.01	0.01	0.01	0.01	—
Fe	1.13	1.08	1.09	1.29	1.56	1.60	1.77	1.60	1.77
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01
Mg	3.23	3.56	4.29	4.16	2.85	3.62	3.61	3.46	3.22
Y	5.38	5.37	5.70	5.47	5.37	5.52	5.61	5.37	5.17
Ca	1.55	1.62	1.53	1.67	1.72	1.57	1.52	1.62	1.77
Na	0.43	0.36	0.07	0.02	0.64	0.23	0.02	0.15	0.02
K	0.02	0.02	—	—	0.04	0.04	0.01	0.05	—
X	2.00	2.00	1.60	1.69	2.40	1.84	1.55	1.82	1.79
Fe+Mn									
Fe+Mn+Mg	0.26	0.24	0.20	0.24	0.36	0.31	0.33	0.32	0.36

content of TiO₂ and total iron, which clearly distinguish this mica from the biotite in similar rocks of the nearby Drahotín stock (Vejnár 1980).

The chemical composition of the rocks

The petrographic and mineralogical variability of the rocks of the Kdyně massif is reflected in the wide range of their chemical compositions, apparent from the analyses given in table 16. Their two basic petrochemical variation trends are depicted in the A, F, M diagram in figs. 6 and 7. The first, including



8. Scheme of the differentiation trends of the Kdyně massif (K1, K2) in the A—F—M diagram and their relationship to the Poběžovice (P) and Skaergaard (S) trends
 The variation field of the Kdyně massif: G — olivine gabbro, GD — olivine gabbronorite and unalitized gabbronorite, FD — ferrodiorite, H — hortonolite, D — diorite, T — tonalite, GD — granodiorite, TR — trondhjemite

rocks of the lower zone of the massif, is represented by the series olivine gabbro → olivine gabbronorite → ferrodiorite. The second, appearing in the central and upper zones of the massif appears as diorite-tonalite association.

In this diagram, olivine gabbro occupies a relatively narrow field characterized by the lowest iron content [$X_{Fe} = FeO_{tot.}/(FeO_{tot.} + MgO)$, expressed as mass percent] varying from 0.40 to 0.43. From the point of view of the Fe, Mg fractionation, this rock represents the magnesium-richest member of the given variation series.

The much greater range of the variation field of olivine gabbronorite corresponds to its greater structural variability, expressed by the banded struc-

Table 15

ferrotonalite (17—18) and granodiorite (19—21)

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
975	951	640	687	689	647	909	1018	567	567	622
36.48	34.95	36.84	38.06	38.32	36.40	36.20	34.20	34.31	33.72	35.92
4.71	4.37	1.91	2.80	2.35	4.10	5.60	3.54	3.23	2.73	3.90
15.48	16.51	16.67	16.73	17.08	15.44	15.12	16.63	13.70	14.71	12.22
22.98	26.42	23.34	19.49	19.09	21.50	26.34	27.46	35.73	33.63	31.28
0.08	0.09	0.32	0.31	0.41	0.19	0.19	0.22	0.34	0.40	0.30
9.39	6.89	8.56	9.03	9.43	9.80	6.44	6.71	2.05	4.50	3.87
0.02	—	0.02	0.43	0.32	—	—	—	0.38	0.44	—
0.04	0.06	0.05	0.15	0.17	0.12	0.08	0.11	0.20	0.16	0.03
7.25	7.18	9.50	9.73	9.51	9.34	7.96	8.81	7.09	7.09	9.10
96.43	96.47	97.21	96.73	96.68	96.89	97.93	97.68	97.03	97.38	96.62
on the basis of 22(0)										
5.52	5.39	5.60	5.71	5.72	5.52	5.51	5.30	5.55	5.38	5.75
2.48	2.61	2.40	2.29	2.28	2.48	2.49	2.70	2.45	2.62	2.25
0.28	0.39	0.59	0.67	0.73	0.28	0.22	0.34	0.16	0.15	0.06
0.54	0.51	0.22	0.32	0.27	0.47	0.64	0.41	0.39	0.33	0.47
2.91	3.41	2.97	2.44	2.38	2.72	3.35	3.56	4.83	4.50	4.19
0.01	0.01	0.04	0.04	0.05	0.04	0.02	0.03	0.05	0.05	0.04
2.12	1.58	1.93	2.02	2.10	2.20	1.46	1.55	0.49	1.07	0.92
5.86	5.90	5.75	5.49	5.53	5.71	5.69	5.89	5.92	6.10	5.68
—	—	—	0.07	0.05	—	—	—	0.07	0.08	—
0.01	0.02	0.02	0.05	0.05	0.04	0.02	0.03	0.07	0.05	0.01
1.40	1.41	1.84	1.86	1.81	1.80	1.54	1.74	1.46	1.44	1.86
1.41	1.43	1.86	1.98	1.91	1.84	1.56	1.77	1.60	1.57	1.87
0.38	0.68	0.61	0.55	0.54	0.55	0.70	0.70	0.91	0.81	0.82

alkali content. The Fe, Mg ratio in this series varies in a narrower range ($N_{Fe} = 0.50-0.80$).

The coarse-grained amphibole diorite from St. Bernhard chapel (table 16, analyses 59 and 60) occupies a special position in the A, F, M diagram, close to olivine gabbro: the only dark mineral in this rock is tschermakitic hornblende. In this rock, the iron content expressed as the N_{Fe} index, attains a value of 0.43.

In addition to the described variability in the Fe/Mg ratio, the distribution of titanium, manganese and phosphorus and the sulphur content are also interesting.

Table 16

Chemical composition

Analysis	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Sample	40	159	269	359	785	779	808	775	807	357
Rock type	olivine gabbro					olivine gabbronorite				
SiO ₂	48.88	47.38	49.62	47.21	48.41	47.64	49.30	48.90	50.26	48.34
TiO ₂	0.51	0.17	0.75	0.83	0.38	4.46	2.84	0.64	0.88	2.23
Al ₂ O ₃	18.76	19.62	16.19	14.20	20.75	16.14	19.18	20.69	16.99	18.23
Fe ₂ O ₃	0.87	0.45	0.91	1.34	0.64	0.96	0.40	0.66	0.82	0.80
FeO	5.41	6.53	5.67	8.19	6.37	10.36	7.73	4.62	7.36	11.34
MnO	0.12	0.08	0.14	0.18	0.10	0.16	0.15	0.09	0.14	0.18
MgO	9.00	9.98	9.47	12.44	10.09	6.17	4.48	7.23	6.90	3.36
CaO	11.65	10.96	12.05	9.96	8.31	9.14	9.65	12.60	9.82	8.20
Na ₂ O	3.38	2.64	2.96	2.15	2.92	2.73	3.79	2.60	3.26	4.61
K ₂ O	0.66	0.16	0.22	0.23	0.11	0.13	0.25	0.10	0.43	0.31
P ₂ O ₅	0.04	0.14	0.07	0.06	0.04	0.34	0.06	0.07	0.17	1.08
CO ₂	0.20	0.27	0.44	0.30	0.11	0.09	0.23	0.08	0.13	—
H ₂ O ⁺	0.67	0.58	0.46	2.01	0.80	0.96	0.94	0.96	2.20	0.44
S	0.04	0.10	0.07	0.10	0.08	0.22	0.07	0.09	0.28	0.08
H ₂ O ⁻	0.18	0.01	0.15	0.04	0.21	0.18	0.19	0.19	0.26	0.09
Total	100.37	99.07	99.17	99.24	100.02	99.38	99.27	99.52	99.90	99.29

Table 16 (continued)

Analysis	22	23	24	25	26	27	28	29
Sample	880	842	839	841	877	S5	S3	360
Rock type	ferrodiorite							uralitized gabbro
SiO ₂	49.30	48.69	50.33	53.07	45.42	35.57	46.41	47.06
TiO ₂	1.44	2.43	1.18	1.27	2.88	8.00	3.65	0.15
Al ₂ O ₃	14.51	14.29	15.65	18.34	15.60	8.66	12.62	19.08
Fe ₂ O ₃	5.62	3.42	2.05	1.40	0.50	6.85	1.94	1.06
FeO	12.23	14.45	13.35	10.75	16.71	13.69	14.07	5.58
MnO	0.39	0.33	0.33	0.24	0.28	0.47	0.30	0.15
MgO	0.79	1.43	2.15	1.08	3.96	4.20	4.16	10.11
CaO	7.50	7.75	7.47	6.27	7.50	12.45	10.22	8.20
Na ₂ O	4.80	3.77	4.91	6.09	3.61	2.45	3.73	2.60
K ₂ O	0.58	0.40	0.30	0.38	0.24	0.09	0.39	1.00
P ₂ O ₅	0.47	0.82	0.80	0.15	1.60	5.12	0.84	0.02
CO ₂	—	0.02	0.03	0.02	0.03	—	—	—
H ₂ O ⁺	1.03	1.25	0.51	0.49	0.67	1.96	0.72	4.48
S	—	0.02	0.09	—	0.11	0.58	0.23	0.01
H ₂ O ⁻	0.07	0.22	0.14	0.14	0.20	0.70	0.01	0.15
Total	98.73	99.29	99.29	99.69	99.40	100.79	99.89	99.65

Table 16

of rocks of the Kdynè massif

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
136	137	S1	K2	852	K4	216	S2	K3	S6	324
olivine gabbronorite									hortonolite rock	
48.92	50.58	49.52	50.17	48.26	48.21	49.13	49.36	49.99	28.33	34.05
0.64	0.89	0.36	0.38	1.75	1.69	0.47	0.88	0.97	8.53	0.24
13.96	18.98	18.74	19.94	15.88	15.82	18.04	16.39	17.43	0.81	0.69
3.36	0.86	1.16	0.42	1.04	1.20	1.39	1.17	0.70	6.90	6.53
6.98	5.81	7.20	6.18	9.60	10.51	9.47	9.20	9.03	38.20	38.51
0.15	0.13	0.25	0.11	0.22	0.21	0.15	0.17	0.17	0.67	0.72
10.93	6.85	8.95	7.84	7.40	7.66	8.16	7.12	7.19	11.90	17.20
12.14	11.36	9.88	9.98	10.37	10.19	9.52	10.98	9.61	2.78	0.67
2.76	3.54	3.02	3.40	2.88	2.75	3.16	3.40	3.35	0.13	0.42
0.20	0.22	0.11	0.42	0.12	0.15	0.22	0.13	0.15	0.06	0.17
0.93	0.03	0.06	0.05	0.04	0.07	0.04	0.09	0.05	0.15	0.08
0.27	0.20	—	—	0.19	—	—	—	—	—	—
0.53	0.57	0.90	0.79	1.27	1.27	0.75	1.38	1.12	1.28	0.29
0.59	0.17	0.05	—	0.11	—	0.10	0.22	—	—	—
0.06	0.05	0.06	0.14	0.07	0.11	0.11	0.08	0.13	0.40	0.16
100.72	100.24	100.26	99.52	99.20	99.84	100.71	100.57	99.89	100.14	99.73

Table 16 (continued)

30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
776	K155	K156	806	830	782	942	323	325	838	S4
uralitized gabbronorite									uralitized ferrodiorite	
50.43	53.20	49.54	50.63	46.58	50.71	51.56	43.94	51.47	49.52	44.47
3.44	2.73	0.91	0.96	0.62	0.30	0.37	3.34	1.67	1.56	4.88
16.79	16.82	20.51	15.49	18.38	19.69	16.87	15.30	21.61	15.96	12.08
0.59	0.64	1.16	1.04	1.12	0.36	0.90	2.82	0.93	3.55	1.28
8.81	7.90	6.57	7.94	6.20	3.77	6.14	13.13	3.81	13.27	13.70
0.16	0.14	0.12	0.15	0.11	0.09	0.15	0.26	0.08	0.37	0.23
4.45	3.80	4.74	7.35	10.40	7.92	7.26	4.85	1.21	1.03	5.24
8.81	7.74	9.33	11.04	9.37	12.43	11.91	8.09	9.66	6.55	10.65
3.11	3.32	3.09	2.56	2.36	1.75	3.08	3.77	4.64	4.74	2.88
0.53	0.71	0.49	0.21	0.40	0.38	0.25	0.28	1.41	0.56	0.64
0.25	0.26	0.15	0.06	0.15	0.05	0.02	1.94	0.12	0.28	0.29
0.14	0.16	0.19	0.03	0.05	0.07	0.05	—	0.23	0.01	—
1.46	1.71	2.36	1.93	3.20	1.95	1.44	1.70	2.48	1.50	3.06
0.12	0.06	0.14	0.24	0.04	0.03	0.04	0.12	—	—	0.30
0.19	0.11	0.08	0.24	0.36	0.26	0.24	0.15	0.19	0.26	0.05
99.28	99.30	99.38	99.87	99.34	99.76	100.28	99.69	99.51	99.16	99.75

Table 16 (continued)

Analysis	41	42	43	44	45	46	47	48	49
Sample	943	944	786	K5	882	834	835	890	781
Rock type	pyroxene-amphibole diorite								
SiO ₂	50.43	53.84	49.24	49.59	48.76	50.92	54.34	48.51	51.49
TiO ₂	1.78	1.81	3.25	2.84	2.84	0.84	1.56	4.71	2.39
Al ₂ O ₃	16.92	19.30	14.42	15.03	16.25	19.87	15.02	3.41	15.07
Fe ₂ O ₃	0.82	1.02	0.42	2.63	1.83	0.53	0.10	1.87	0.75
FeO	10.78	8.23	11.42	9.05	10.47	7.08	9.27	12.38	10.09
MnO	0.20	0.17	0.21	0.22	0.22	0.12	0.16	0.32	0.18
MgO	4.24	2.26	6.31	6.37	5.08	5.81	7.02	14.26	5.92
CaO	8.58	6.93	8.92	9.16	8.62	9.65	6.97	11.36	8.75
Na ₂ O	3.98	5.13	2.81	2.85	3.73	3.85	2.78	0.59	2.99
K ₂ O	0.25	0.27	0.19	0.18	0.34	0.16	0.77	0.27	0.42
P ₂ O ₅	0.60	0.34	0.49	0.48	0.66	0.05	0.11	0.14	0.35
CO ₂	0.07	0.02	0.37	—	—	0.09	0.16	—	0.39
H ₂ O ⁺	0.96	0.79	0.97	0.92	0.15	0.76	0.85	0.21	0.90
S	0.10	0.05	0.15	—	0.07	0.08	0.30	0.25	0.11
H ₂ O ⁻	0.15	0.19	0.21	0.09	0.03	0.10	0.12	0.05	0.23
Total	99.86	100.35	99.38	99.41	99.05	99.91	99.53	98.33	100.03

Table 16 (continued)

Analysis	61	62	63	64	65	66	67	68
Sample	816	817	804	813	814	253	802	833
Rock type	quartz diorite			tonalite				granodiorite
SiO ₂	61.67	53.59	55.36	54.17	62.22	59.00	57.25	69.90
TiO ₂	0.78	2.92	1.14	1.95	1.20	1.28	1.56	0.33
Al ₂ O ₃	16.91	16.37	16.47	16.65	15.31	15.99	15.88	14.09
Fe ₂ O ₃	1.32	1.19	0.91	2.29	1.78	1.05	1.22	0.39
FeO	4.20	7.20	5.76	8.50	5.25	5.93	6.83	3.51
MnO	0.09	0.14	0.14	0.18	0.10	0.12	0.13	0.06
MgO	2.52	4.91	4.41	2.21	2.44	3.18	3.11	0.42
CaO	5.91	7.67	8.73	6.50	4.39	6.08	5.80	2.25
Na ₂ O	3.72	3.22	3.77	4.46	3.78	4.08	3.67	4.84
K ₂ O	1.58	0.67	1.18	0.89	1.72	1.57	1.83	2.25
P ₂ O ₅	0.20	0.14	0.08	0.58	0.27	0.26	0.35	0.18
CO ₂	0.03	0.13	0.07	0.02	0.03	—	0.03	0.17
H ₂ O ⁺	1.07	1.78	1.75	1.53	1.32	1.25	1.45	0.73
S	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
H ₂ O ⁻	0.32	0.28	0.30	0.26	0.37	0.19	0.26	0.28
Total	100.33	100.23	100.08	100.20	100.19	100.00	99.39	99.42

Table 16 (continued)

50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
832	39	K153	K154	K111	K112	812	780	831	884	887
pyroxene-amphibole diorite								amphibole diorite		
50.05	54.05	52.92	51.24	53.24	54.13	54.39	50.82	54.25	49.83	49.59
1.46	1.38	1.88	1.99	1.84	1.83	2.04	2.39	1.18	1.44	1.40
16.33	16.06	15.67	16.78	17.51	17.33	16.70	15.77	16.45	9.40	8.50
1.02	1.18	0.48	0.35	1.15	0.54	1.64	0.19	0.57	2.49	2.99
7.22	7.53	9.01	8.08	7.41	7.64	8.95	10.84	6.90	7.95	8.14
0.14	0.18	0.19	0.17	0.16	0.16	0.16	0.21	0.13	0.16	0.18
6.51	4.95	4.87	6.43	3.91	3.84	2.53	6.45	5.24	13.76	14.06
8.81	7.68	8.39	9.35	7.35	7.37	6.52	8.33	8.08	9.25	9.42
3.18	4.12	3.23	2.95	4.30	4.47	4.23	3.23	4.04	1.66	1.38
0.45	1.37	0.58	0.36	0.72	0.66	0.87	0.28	0.73	0.85	0.57
0.26	0.25	0.27	0.07	0.39	0.47	0.54	0.44	0.24	0.17	0.19
1.34	0.17	0.35	0.22	0.02	0.02	0.02	0.37	0.14	—	—
2.80	1.08	1.36	1.23	1.19	1.01	1.08	0.81	1.85	2.08	1.87
0.01	0.05	0.10	0.09	0.07	0.19	0.18	0.11	0.05	0.02	0.01
0.36	0.14	0.09	0.10	0.12	0.18	0.23	0.22	0.31	0.07	0.06
99.94	100.19	99.39	99.41	99.38	99.84	100.08	100.46	100.16	99.13	98.36

69	70	71	72
878	879	809	A21
spessartite			trond- hjemite
45.25	44.72	44.32	75.79
3.91	3.89	4.42	0.09
13.31	13.21	12.61	14.03
2.41	2.16	3.21	0.22
12.43	12.57	12.03	0.53
0.25	0.25	0.25	0.02
6.00	6.04	5.80	0.25
9.56	9.42	9.56	1.23
2.92	2.82	2.73	5.84
0.44	0.58	0.51	0.92
0.68	0.67	0.79	0.05
0.17	0.60	0.27	—
1.54	2.05	2.35	0.51
0.15	0.17	0.29	—
0.22	0.21	0.24	0.15
99.24	99.36	99.38	99.63

Locality: 1 — holes left from stone quarrying 0.5 km W of Pláně, next to the highway to Všeruby; 2—3 — abandoned quarry in the woods 0.1 km E of elevation point 622 at the S edge of Orlovice; 4 — drill hole GP1 next to the woods road from Orlovice to Jezvinec, 0.01 km S of elevation point 622; weakly uraltized rock; 5 — weathered boulders in an abandoned sand quarry near the NW edge of Všeruby; 6 — boulders at the edges of the woods 0.3 km W of elevation point 562, ESE of Kdyně; variety with increased ilmenite content; 7 — weathered boulders in an abandoned sand quarry 0.3 km W of Branišov; 8 — abandoned quarry in the woods 0.7 km SSW of Starec; slightly uraltized rock; 9 — weathered boulders in the sand quarry at the saddle point between

Koráb (773 m) near the highway from Kdyně to Mezholezy; 10 — UUG drill hole 1 48.0 m, close to elevation point 560 ("U obrázku"), 1.2 km NW of Orlovice; 11 — abandoned quarry 0.4 km WSW of the Orlovice gamekeeper's lodge. Gabbronorite location with increased pyrrhotite content; 12, 13, 14 — locality as in no. 11. Medium to coarse-grained variety of olivine gabbronorite; 15, 16 — abandoned quarry on the NE side of Havranice (66 m), 0.3 km SW of the farm "U Havelků", 2 km W of Pociňovice; 17, 18 — abandoned quarry near Kařkova louka meadow near the road from Orlovice to Pociňovice (close to elevation point 606); 19 — locality as in no. 17. Weakly uraltized rock; 20 — pit near elevation point 560 ("U obrázku"), 1.2 km NW of Orlovice. Rock variety with high ilmenite content; 21 — ÚUG drill hole 1, 21.5 m, close to elevation point 560 ("U obrázku"), 1.2 km NW of Orlovice. Rock variety with occasional ilmenite; 22 — boulders near the sand quarry on the S side of Ostrý (594 m), 1.5 km SW of Chodská Lhota; 23 — debris on the top of Ostrý (594 m), 1.5 km SW of Chodská Lhota; 24 — boulders on the SW edge of elevation point 568 m, 2.2 km SW of Chodská Lhota; 25 — boulders at the S edge of elevation point 568 m in the Kouba valley, 2.2 km SW of Chodská Lhota; 26 — drill hole Š-1 located close to elevation point 551 m (Hrčoveň), 1.5 km NW of Orlovice; 27 — mining shaft for ilmenite at the site called "V obci" on the NE side of elevation point 551 m (Hrčoveň). Ilmenite-rich variety of ferrodiorite; 28 — drill hole Š-2 located close to elevation point 537 SE of the top of Mústek (564 m), 2.1 km WNW of Orlovice; 29 — drill hole GP1 located on the woods road from Orlovice to Jezvinec, 0.1 km S of elevation point 622; 30, 31, 32 — abandoned quarry 1.5 km ESE of Kdyně; 33 — abandoned quarry in the woods 0.5 km WSW of Branišov; 34 — boulders in the woods 1.1 km SSW of Prapořiště; 35 — boulders on the ridge 0.5 km W of Brůdek; 36 — boulders at the E edge of Hadrava; 37 — ÚUG drill hole 1, 19.0 m, located near elevation point 560 m ("U obrázku"), 1.2 km NW of Orlovice; 38 — locality as in no. 37, rock with tiny prehnite veins; 39 — debris at elevation point 567 m on the SW outcrop of Ostrý (594 m), 1.5 km SW of Chodská Lhota; 40 — drill hole Š-2 situated close to elevation point 537 SE of the top of Mústek (564 m), 2.1 km WNW of Orlovice; 41 — boulder outcrops on the NW part of the Čertův kámen ridge (651 m), 2.5 km W of Svatá Kateřina. The diorite contains occasional olivine; 42 — boulder outcrops on Čertův kámen (651 m) 2.5 km W of Svatá Kateřina. The rock is inclined to the leucocratic variety of ferrodiorite; 43, 44 — abandoned quarry in the fields 0.6 km NW of Hyršov. The rock contains occasional xenoliths of amphibole-pyroxene hornfels; 45 — rocky outcrop in the Kouba valley 0.3 km NW of Pláně. Diorite with many more or less assimilated xenoliths of pyroxene-amphibole hornfels; 46 — boulders near the road in the fields 0.3 km N of Hájek; 47 — boulder outcrops close to elevation point 446, N edge of Hájek; 48 — boulders on the SW part of elevation point 535 (Na skalici), 2.2 km WNW of Chodská Lhota. Melanocratic variety of diorite rich in ilmenite; 49 — boulders at elevation point 516 (St. Anna) 0.8 km NE of Hájek; 50 — abandoned quarry near the highway 1.7 km NE of Němčice; 51, 52, 53 — quarry still in use at the N edge of Smržovice; 54, 55 — abandoned quarry at the edge of the woods on the SW side of Dobrá hora (641 m), NW of Chodská Lhota; 56 — abandoned quarry in the fields 0.8 km NW of Chodská Lhota; 57 — boulders near the field road leading to elevation point 516 (St. Anna) from the Kdyně—Všeruby highway, 1.1 km SE of Brůdek; 58 — abandoned quarry near the highway 1.7 km NE of Němčice; 59 — boulder outcrops 0.15 km SSE of the St. Bernhard chapel, 1 km E of Liščí. Very coarse-grained amphibole diorite; 60 — boulders in the field at elevation point 567 near the highway from Liščí to Nýrsko; 61 — abandoned sand quarry on the saddle point between Bezný (659 m) and Čepice (642 m), 1 km NW of Nová Ves; 62 — abandoned quarry 0.6 km SSW of Dobříkov near the field road from Hluboká; 63 — abandoned quarry in the woods 0.5 km WSW from Branišov. Uralitized rock; 64 —

abandoned quarry on the NNW side of Bezný (659 m) 1 km WSW of Brnířov. Foliated rock variety; 65 — boulder outcrops on the N ridge of Bezný (659 m) 1.1 km WSW of Brnířov. Foliated rock variety; 66 — ČUG drill hole 0.5 km S of the farm "U Cihlářů", 2 km SSE of Počínovice; 67 — boulders in the sand quarry 2 km NW of Chudenín near the highway to Vřeruby; 68 — abandoned quarry 0.75 km NE of Vřepadly; 69, 70 — drill hole Š-1 near elevation point 551 (Hřřoveň) 1.5 km NW of Orlovice. Fine-grained and small-grained varieties of spessartite; 71 — abandoned quarry on Německá hora (644 m), 0.5 km WSW of Chodská Lhota; 72 — boulders in the sand quarry located at the edge of the woods on the E side of Hlasný vrch 1 km ENE of Pláně, close to the highway to Chudenín.

The analyses were performed by the staff of the chemical laboratory of the Geological Survey Prague under the guidance of Z. Sulcck and M. Huka with exception of samples Š1—Š6 taken from V. Šmejkal (1958).

The TiO_2 content, primarily bound in ilmenite, varies widely, more or less independently of the degree of differentiation expressed as the Fe/Mg ratio. Large differences have been found in the content of this metal even within a single rock type. Examples are analyses of hortonolite rock, where the TiO_2 content varies from 0.2 to 8.5 %, or ferrodiorite, with variations from 1.3 to 8.0 % TiO_2 . These variations are dependent on local differentiation, leading to separation of the individual mineral phases or certain mineral assemblages into separate bands and schlieren. Extreme differences appear in the most markedly banded rock portions.

The manganese distribution considerably depends on the iron content of the rock. The maximal contents of this metal appear in ferrodiorite, where it varies from 0.3 to 0.5 % MnO. The distribution of phosphorus is similar, with a content increasing in the rock series olivine gabbro → olivine gabbronorite → ferrodiorite from ca. 0.1 to 0.8 % P_2O_5 . Extremely high values of 1.0—5.0 % P_2O_5 are connected with rocks containing ilmenite and appatite-rich layers, appearing in the transition zone between gabbronorite and ferrodiorite or in ferrodiorite.

The sulphur content is low everywhere and mostly varies from 0.05 to 0.20 % S. Higher contents appear only exceptionally in pyrrhotite-rich bands of olivine gabbronorite (table 16, analysis 11 — 0.69 % S), or ferrodiorite (table 16, analysis 27 — 0.58 % S), occasionally present in the Orlovická hora body. On the basis of the increased contents of sulphur at this locality and considering the presence of drop-shaped grains of pyrrhotite in the gabbronorite Šmejkal (1958) concluded that there had been a very high concentration of sulphur in the original basaltoid magma, which could eventually have led to the liquidation of a separate sulphidic melt.

Table 16 shows that uraltization leads to only slight changes in the original composition of the rocks. It is reflected only in an increased content of K_2O and chemically bonded water and is also accompanied by oxidation of iron.

Of the trace elements, only chromium and nickel have so far been studied. In addition to the degree of differentiation, the contents of these elements are

markedly dependent on the mafic mineral contents and the appearance of ilmenite and pyrrhotite in the analyzed samples.

The chromium contents in the olivine gabbro and olivine gabbro-norite vary from 90 to 150 ppm, in the ferrodiorite and diorite they are below 100 ppm. The ilmenite-rich variety of pyroxene diorite (table 16, analysis 48) has an exceptional content of 170 ppm Cr.

The nickel distribution is similar: its contents vary in the olivine gabbro and olivine gabbro-norite from 20 to 40 ppm and in the ferrodiorite and diorite from 10 to 20 ppm. The maximum content — 110 ppm — was found in the ilmenite-rich pyroxene diorite (table 16, analysis 48).

The petrochemical relationship of the Kdyně massif to the Poběžovice massif in the W part of the Domažlice crystalline region (Vejnar 1973) is depicted in the A.F.M diagram in fig. 8. Magnesium-rich types, including peridotite, troctolite and pyroxenite, occur in the Poběžovice massif. Similar rocks were not found in the Kdyně massif. From the point of view of the Fe, Mg fractionation, the variation trend of the rocks in the Poběžovice massif occupies a central position between the two above trends for the Kdyně massif, of which the first exhibits a very sharp shape of the Skaergaard type and the second has a flat shape similar to the main variation trend of the Central Bohemian Pluton (Vejnar 1973).

Conclusions

The Kdyně massif is a very complicated intrusion of late Cadomian (Cambrian ?) age. It is located on a NE—SW oriented fault zone, appearing in the SW at the intersection of the deep fault zone of the Bohemian Quartz Lode with the Central Bohemian deep fault.

The well-developed contact zone, the presence of a high content of xenoliths of the surrounding crystalline mantle rocks, and the chemical composition of the rocks and their mineral phases indicate that a shallow level of the massif is exposed on the present surface.

The rock association has bimodal character: in addition to basic gabbroid and diorite rocks, representing the older intrusive phase, acidic rocks of the tonalite to trondhjemite type, corresponding to the younger intrusive phase, are present. The spatial arrangement of the basic types and varieties of rocks of the older intrusive phase, especially for the gabbroic members, reflect a more or less marked stratiform structure of the massif, with local magmatic layering.

The chemical composition of the gabbroic rocks is characterized by a relatively high content of Al_2O_3 (17.6 %), and a very low content of K_2O (0.2 %) approaching the chemical composition of Al-rich tholeiites. CIPW calculations indicate that these rocks are of the olivine normative type. The relatively high Fe/Mg ratio in the most basic rocks in the massif and in their Fe,Mg silicates, together with the low contents of chromium (ca. 120 ppm) and nickel (ca.

30 ppm) show that these rocks represent advanced differentiates of the original magma, lying higher in the stratiform structure. Residual, magnesium-, chromium- and nickel-enriched rocks of the peridotite or pyroxenite type have not been found in the exposed part of the massif. They can, however, be assumed at depth as a complementary differentiation component. In this connection it should be noted that the local occurrence of hortonolite rock cannot be assigned to residual rock types because of the composition of its olivine, characterized by a high iron content, and because this rock belongs to the primarily magmatic layering of gabbronorite in the region of transition to ferrodiorite.

Differentiation of the original magma, in which crystallization of ilmenite played a characteristic role, follows two completely different trends from the point of view of the Fe,Mg fractionation. The first, represented by rocks of the olivine gabbro → olivine gabbronorite → ferrodiorite series, has a very sharp trend of the Skaergaard type that has not yet been observed for the region of the Bohemian Massif. The second, including the rock series pyroxene diorite → tonalite → trondhjemite, is relatively flat compared to the trend of the nearby Pobežovice massif (Vejnár 1973) and is thus similar to the variation trend of mafic rocks in the Central Bohemian Pluton (Vejnár 1973).

The thermal conditions for crystallization of the most mafic rocks of the massif, i.e. gabbro and gabbronorite, can be estimated to correspond to cca 1200–1050 °C on the basis of the Fe,Mg distribution in the coexisting pyroxene pairs. The very low content of aluminium and titanium in the pyroxenes of these rocks indicates that the crystallization occurred at quite low pressures.

Local secondary conversion of the rocks of the massif, apparently produced by processes of Variscan orogenesis and metamorphism, has uralitization character: the original minerals, primarily Fe,Mg silicates were gradually replaced by secondary amphiboles accompanied by a small amount of chlorite. The original plagioclase underwent decalcification or recrystallization, accompanied by the formation of a small amount of quartz. Secondary minerals formed included ilmenite (ilmenite II) and magnetite, mostly replacing the primary, iron-rich olivine.

From the point of view of metallogenesis, differentiation of the rocks of the Kdyně massif is accompanied by the formation of small accumulations of ilmenite, mostly accompanied by relatively high amount of apatite. These accumulations are connected with cca 1–5 mm thick layers and streaks and occur primarily in the strongly banded variety of olivine gabbronorite of the transition zone between olivine gabbronorite and ferrodiorite. They are accompanied by 5–30 cm thick layers of hortonolite rock, sometimes also containing more ilmenite. The role of sulphur is limited to very exceptional occurrences of pyrrhotite in this layers in the olivine gabbronorite or segregations cm to dm in size, most often present in the neighbourhood of pyrrhotite-bearing xenoliths of crystalline schists, enclosed in diorite and in gabbroid rocks.

The discussion of the geological position, internal structure, petrochemical characteristics and the significant role of the Fe/Mg fractionation in the differentiation permits interpretation of the Kdyně massif as a tectonically modified layered intrusion, with characteristics similar to the Harzburg gabbro massif. On the present surface, the upper part of the intrusion, characterized by the presence of rocks with medium to very high Fe/Mg ratios, is exposed.

*K tisku doporučil S. Vrána
Přeložila Madelaine Štulíková*

References

- Atkins F. B. (1969): Pyroxenes of the Bushveld intrusion, South Africa. — *J. Petrology*, 10, 222—249. Oxford.
- Bergt W. (1905): Das Gabbromassiv im bayerisch-böhmischen Grenzgebirge. — II. Sitz.-Ber. Preuß. Akad. Wiss., 22, 432—442. Berlin.
- Fiala F. (1977): Proterozoický vulkanismus Barrandienu a problematika splitů. — *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 30, 1—247. Praha.
- Fischer G. (1929): Die Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen am Inn. Blut und ihr Rahmen. — *Neu. Jb. Mineral. Geol. Paläont.*, 60, Abh. A, 251—262. Stuttgart.
- Kretz R. (1963): Distribution of magnesium and iron between orthopyroxene and calcic pyroxene in natural mineral assemblages. — *J. Geol. (Chicago)*, 71, 773—785. Chicago.
- Leake B. E. (1968): A catalog of analyzed calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals. — *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 98. Boulder.
- Nwe Y. Y. (1976): Electron-probe studies of the earlier pyroxenes and olivines from the Skaergaard intrusion, east Greenland. — *Contrib. Mineral. Petrology*, 55, 105—126. Berlin — New York.
- Rädisch J. (1933): Nástin geologických a petrografických poměrů mezi Všeruby a Počínovicemi. — *Věst. Stát. geol. Úst.*, 9, 1—8. Praha.
- Slavík F. (1922): Dvě anchimonominerální facie západočeského gabbra. — *Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd*, 31, 16. Praha.
- Smejkal V. (1958): Petrografie a petrochemie některých basických hornin z okolí Orlovic. — *Sbor. Vys. Šk. chem.-technol. v Praze*, 323—334. Praha.
- Smejkal V. - Vejnár Z. (1965): Zur Frage des prävaristischen Alters einiger Granitoide des Böhmischem Massivs. — *Geochemie v Československu*, sbor. pr. 1. geochem. konference v Ostravě 1965. Ostrava.
- Tomíka J. - Vejnár Z. (1966): Geologie a petrografie stodského masivu. — *Čas. Mineral. Geol.*, 11, 129—137. Praha.
- Vejnár Z. (1973a): Poběžovický masív a distribuce Mg, Fe v jeho minerálech. — *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 25, 85—143. Praha.
- (1973b): Petrochemistry of the Central Bohemian Pluton. — *Geochemie. Geochemical Methods and Data* 2, 1—116. Praha.
- (1979): Žilné horniny domažlického krystalinika. — *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 33, 153—171. Praha.
- (1980): The spinel- and corundum-bearing basic intrusion of Drahotín, South-West Bohemia. — *Krystalinikum*, 15, 33—54. Praha.
- (1984): The Certův kámen diorite body in the Kdyně massif. — *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 59, 267—274. Praha.

- Vejnar Z. et al. (1984): Geologie domažlické oblasti. — Ústí. úst. geol. Praha.
- Vinx R. (1982): Das Harzburger Gabbromassiv, eine orogenetisch geprägte layered intrusion. — Neu. Jb. Mineral., Abh. 144, 1, 1—28. Stuttgart.
- Wager L. R. - Brown G. M. (1968): Layered igneous rocks. — Oliver and Boyd, 1—588. Edinburgh.

Kdyňský masív v jihozápadních Čechách – tektonicky modifikovaná zvrstvená bazická intruze

(Résumé anglického textu)

Zdeněk Vejnár

Předloženo 7. května 1984

Kdyňský masív, zaujímající na dnešním povrchu plochu ca 200 km², z čehož asi 1/4 leží na území NSR, představuje morfologicky i látkově velmi složitou bazickou intruzi pozdně kadomského (kambrického ?) stáří. Je situován na poruchové zóně sv. směru, vycházející na JZ z oblasti, kde se protíná hlubinný zlom českého křemenného valu se středočeským hlubinným zlomem (středočeským švem). Masív je součástí domažlického krystalinika a v jeho sv. pokračování leží prevariská granitoidní intruze stodského masívu (Šmejkal - Vejnár 1965).

Výrazně vyvinutý kontaktní dvůr a přítomnost vysokého podílu xenolitů okolních krystalických břidlic ukazuje, spolu s chemickým složením hornin i jejich minerálních fází, že na dnešním povrchu je odkryta svrchní, původně patrně mělce intruzivní část masívu.

Masív má velmi komplikovanou vnitřní stavbu stratiformního charakteru, v které lze rozlišit tři základní jednotky: spodní zónu, tvořenou olivinickým gabrem, olivinickým gabronoritem a fayalitickým ferodioritem, dále střední dioritovou zónu a svrchní zónu, budovanou křemenným dioritem. Kromě tohoto horninového souboru, představujícího starší intruzivní fázi, jsou v masívu přítomny horniny tonalitového až trondhjemitového typu, patřící mladší intruzivní fázi. Jako cizí element se v masívu dále vyskytují drobná čočkovitá a žilná tělesa leukokratické žuly, spessartitu, dioritového porfyritu, žulového porfyru, aplitu a pegmatitu.

Chemické složení gabroidních hornin masívu je charakterizováno relativně vysokým obsahem Al₂O₃ (ca 17,6 %) při velmi nízkém podílu K₂O (ca 0,2 %), čímž se blíží chemickému složení Al-bohatých tholeiitů. Z hlediska CIPW kalkulace jsou tyto horniny olivín-normativního typu.

Relativně vysoký Fe-Mg poměr v nejbazičtějším členech horninové suity masívu ($X_{Fe} = 0,40$) i v jejich Fe, Mg silikátech spolu s nízkými obsahy chromu (ca 120 ppm) a niklu (ca 30 ppm) ukazuje, že tyto horniny představují pokročilé, z hlediska stratiformní stavby masívu výše ležící diferenciáty původního magmatu. Výskyt reziduálních, hořčíkem, chromem a niklem obohacených hornin typu

peridotitu nebo pyroxenitu není v dnes obnažené části masívu znám. lze jej však jako komplementární složku diferenciacce předpokládat v hloubce. Známé lokální výskyty hornolitoce (Slavík 1922) nelze za horninu tohoto reziduálního typu považovat vzhledem k složení jejího olivínu, charakterizovanému vysokou železnatostí ($X_{Fe} = 0,60$).

Diferenciace původního magmatu, při které významnou roli hrála krystalizace ilmenitu, sledovala z hlediska Fe-Mg frakcionace dva zcela odlišné trendy. Prvý, reprezentovaný horninovou řadou olivínické gabro → olivínický gabronorit → ferodiorit, má velmi strmý průběh skaergaardského typu. Druhý, zahrnující horninovou řadu pyroxenický diorit → amfibol-pyroxenický diorit → tonalit → trondhjemit je naopak relativně plochý, plošší než trend petrochemicky blízkého poběžovického masívu (Vejnár 1973a). Je podobný základnímu variačnímu trendu hornin střeodočeského plutonu (Vejnár 1973b).

Teplotní podmínky krystalizace nejbazaltějších hornin masívu, tj. gabra a gabronoritu, lze na základě Fe-Mg distribuce v koexistujících pyroxenových párech odhadnout na ca 1200—1050 °C. Velmi malý obsah aluminia a titanu v pyroxenech těchto hornin pak naznačuje, že krystalizace probíhala za relativně nízkých tlaků.

Lokální druhotná přeměna hornin masívu, patrně vyvolaná pochody variské orogeneze a metamorfózy, má charakter uralitizace: původní minerály, především Fe, Mg silikáty, byly postupně nahrazovány sekundárními amfiboly, v malé míře provázenými chloritem. Původní plagioklas podlehl dekalcifikaci, popř. rekrystalizaci, provázené vznikem malého množství křemene. Jako druhotný minerál vznikal — kromě titanitu — také ilmenit (ilmenit II) a magnetit, převážně nahrazující primární vysoce železnatý olivín. Tento magnetit bývá dále zcela změněn v hematit.

Z hlediska metalogeneze je diferenciacce hornin kdyňského masívu provázena vznikem drobných akumulací ilmenitu, obvykle provázeného apatitem. Tyto akumulace jsou vázány na ca 1—5 mm mocné laminy a šlírý a vyskytují se především ve výrazně páskované varietě olivínického gabronoritu přechodního horizontu mezi gabronoritem a ferodioritem. Jsou provázeny 5—30 cm mocnými polohami hornolitoce, někdy obsahujícího zvýšený podíl ilmenitu. Role síry se omezuje jen na zcela výjimečné drobné výskyty pyrhotinu, vázaného na vzácně se vyskytující tenké laminy v olivínickém gabronoritu, nebo na segregace centimetrových až decimetrových rozměrů, nejčastěji přítomné v sousedství xenolitů pyrhotin obsahujících krystalických brádlie.

Diskutovaná geologická pozice, vnitřní stavba, petrochemické rysy i výrazná role Fe-Mg frakcionace při diferenciaci dovolují interpretovat kdyňský masív jako tektonicky modifikovanou zvrstvenou intruzi, která je svými vlastnostmi blízká harzburgskému gabrovému masívu. Na dnešní povrch vystupuje tato intruze svou svrchní částí, charakterizovanou přítomností hornin se středním až velmi vysokým Fe-Mg poměrem.

Vysvětlivky k tabulkám

- Tabulka 1. Chemické složení olivínu z těles v okolí Orlovice.
Tabulka 2. Chemické složení olivínu z všerubského (1—4) a branišovského (5—6) tělesa.
Tabulka 3. Chemické složení ortopyroxenu z těles v okolí Orlovice.
Tabulka 4. Chemické složení ortopyroxenu z všerubského (1—4) a branišovského (5—7) tělesa.
Tabulka 5. Chemické složení ortopyroxenů z dioritů.
Tabulka 6. Chemické složení klinopyroxenu z těles v okolí Orlovice.
Tabulka 7. Chemické složení klinopyroxenu z všerubského (1—5) a branišovského (6—8) tělesa.
Tabulka 8. Chemické složení klinopyroxenu z dioritů.
Tabulka 9. Distribuční koeficienty pyroxenových párů.
Tabulka 10. Chemické složení primárních amfibolů z těles v okolí Orlovice.
Tabulka 11. Chemické složení primárních amfibolů z všerubského (1—6) a branišovského (7—9) tělesa.
Tabulka 12. Chemické složení primárních amfibolů z dioritů (1—12), tonalitu (13—16), ferotonalitu (17—18) a granodioritu (19—20).
Tabulka 13. Chemické složení sekundárních amfibolů z těles v okolí Orlovice.
Tabulka 14. Chemické složení sekundárních amfibolů z všerubského (1—4) a branišovského (5—9) tělesa.
Tabulka 15. Chemické složení biotitu z dioritů (1—12), tonalitu (13—16), ferotonalitu (17—18) a granodioritu (19—21).
Tabulka 16. Chemické složení hornin kdyňského masivu.

Lokality vzorků uvedených v tabulkách 1—15:

138 — vrt UUG1, 47,0 m, situovaný poblíž kóty 560 („U obrázku“), 1,2 km sz. od Orlovice; 140 — vrt GPI situovaný při lesní cestě z Orlovice na Jezvínek, 0,1 km j. od kóty 622; 522 — vrt UUG1, 12,5 m, situovaný poblíž kóty 560, 1,2 km sz. od Orlovice; 567 — opuštěný lom 0,75 km sv. od Všepadel; 619 — balvany v lesíku 1,1 km jz. od Prapořístě; 622 — opuštěný lom 0,75 km sv. od Všepadel; 627 — opuštěný lom v lesíku 0,7 km jz. od Starce; 629 — balvany při okraji lesíka 0,3 km z. od kóty 568, vjv. od Kdyně. Hornina bohatá ilmenitem; 630 — balvany u polní cesty směřující na kótu 516 (Svatá Anna) ze silnice Kdyně—Všeruby, 1,1 km jv. od Brůdku; 632 — balvany na kótě 516 (Svatá Anna) 0,8 km sv. od Hájku; 634 — opuštěná pískovna při sz. okraji Všerub; 635 — opuštěný lom v polích 0,6 km sz. od Hyršova. Hornina obsahuje xenolity amfibol-pyroxenického rohovce; 638 — lokalita jako 635; 640 — opuštěný lom v sv. svahu Bezného (659 m) 1 km zjz. od Brnířova; 642 — lokalita jako 635; 647 — pískovna 2 km sz. od Chudenína při silnici do Všerub; 650 — balvanitý výchoz poblíž kóty 446 při s. okraji Hájku; 678 — opuštěný lom 0,5 km z. od Branišova; 680 — opuštěná pískovna v sedle mezi Korábem (773 m) a Suchou horou (760 m) při silnici z Kdyně do Mezholez; 681 — jáma po těžbě písku 0,5 km sz. od Branišova; 685 — opuštěný lom v polích, 0,8 km sz. od Chodské Lhoty; 687 — balvanité výchozy na s. hřbetu Bezného (659 m) 1,1 km zjz. od Brnířova; 689 — opuštěná pískovna v sedle mezi Bezným (659 m) a Čepicím (642 m) 1 km sz. od Nové Vsi; 703 — balvany u polní cesty 0,3 km s. od Hájku; 715 — opuštěná pískovna j. od Nové Vsi; 750 — balvany při okraji lesa na sv. svahu Ostrého (594 m), 2 km jz. od Chodské Lhoty; 752 — opuštěný lom sz. od Branišova; 753 — vrchol Ostrého (594 m) 1,8 km zjz. od Chodské Lhoty; 761 — balvany při okraji lesa na pravém břehu Kouby 1,5 km sv. od Chalup; 762 — lokalita jako 753; 766 — balvanitý výchoz za obchodem v Zichově, z. od Kolovče; 777 — opuštěný lom 0,4 km zjz. od

hájovery v Orlovici. Pásek gabronoritu se zvýšeným podílem pyrrhotinu; 778 — halda staré kutací práce poblíž kóty 560 („U obrázku“), 1,2 km sz. od Orlovice; 782 — opuštěná pískovna při okraji lesa na jz. svahu Ostrého (594 m), 1,9 km zjz. od Chodské Lhoty; 825 — opuštěný lom 0,4 km zjz. od hájovery v Orlovici; 843 — opuštěný lom v lese 0,1 km v. od kóty 622 při j. okraji Orlovice; 846, 847 — lokalita jako 843; 850 — balvanité výchozy na j. svahu Orlovické hory (719 m); 852 — lokalita jako 843; 857 — opuštěný lom při jv. okraji Srbije; 858 — opuštěná pískovna 1,0 km jv. od Srbije; 883 — skalní výchozy na návrší ležícím 0,6 km jv. od kóty 527 (Na břebení) 1,2 km sz. od Hadravy; 888 — skelet při okraji lesa 0,4 km v. od Kameníště (541 m), 1,3 km vjv. od Chalup; 893 — výchoz u lesní cesty 4,0 km s. od Hyršova, 1,5 km vjv. od Hájku; 896 — opuštěný lom u Kafkovy louky při cestě z Orlovce do Pocinovic; 899 — skelet v lese na v. svazích kóty 629 1,5 km z. od Hadravy; 900 — výchozy v lesní cestě 0,5 km sv. od Orlovce na j. svahu Havranice (666 m); 903 — staré kutací práce na železnou rudu poblíž samoty „U Krocářů“ 1,5 km jz. od Pocinovic; 904 — lokalita jako 888; 905 — skelet na jv. svahu Jezvínce (739 m) 0,3 km od vrcholu; 909 — okraj lesa z. od Předních Fleků; 910 — skelet v lese u kóty 475 1 km sz. od Srubů; 915 — lokalita jako 843; 917 — zářez lesní cesty na v. úpatí Můstku (564 m) 1 km v. od Chalup; 940, 942 — balvany při v. okraji Hadravy; 944 — zářez lesní cesty 0,2 km v. od kóty 537 ležící v sedle mezi Můstkem (564 m) a Orlovickou horou (719 m); 945 — skelet u lesní cesty 0,25 km j. od vrcholu Můstku (564 m), 1,5 km v. od Chalup; 951 — jako lokalita 888; 955 — balvany na okraji lesa u kóty 531 1 km v. od Chalup; 960 — balvany v lese na návrší 1,6 km v. od Všerub, 0,5 km zsz. od kóty 550; 975 — opuštěný lom 1,3 km j. od Chodské Lhoty na ssv. svahu Javorovice (587 m); 979 — skelet při okraji lesa 0,2 km sz. od Branišova; 1018 — skelet na svahu při zsz. úpatí kóty 641 1 km jv. od Jezvínce (739 m); V26 — vrt ÚČGL 21,5 m, situovaný poblíž kóty 560 („U obrázku“), 1,2 km sz. od Orlovice; V27 — opuštěný lom 0,4 km zjz. od hájovery v Orlovici. Pásek gabronoritu se zvýšeným podílem pyrrhotinu.

Lokalitty vzorků uvedených v tabulce 16:

1 — jámy po těžbě kamene 0,5 km z. od Pláni při silnici do Všerub; 2, 3 — opuštěný lom v lese 0,1 km v. od kóty 622 při j. okraji Orlovice; 4 — vrt GP1 při lesní cestě z Orlovce na Jezvínce, 0,1 km j. od kóty 622. Hornina slabě uralitizována; 5 — navětralé balvany v opuštěné pískovně při s. okraji Všerub; 6 — balvany při okraji lesíka 0,3 km z. od kóty 552, vjv. od Kdyně. Varieta se zvýšeným podílem ilmenitu; 7 — vyvětralé balvany v opuštěné pískovně 0,3 km z. od Branišova; 8 — opuštěný lom v lesíku 0,7 km jjz. od Starce. Hornina slabě uralitizována; 9 — vyvětralé balvany v pískovně ležící v sedle mezi Korábem (773 m) při silnici z Kdyně do Mezholez; 10 — vrt ÚČGL 47,0 m, poblíž kóty 560 („U obrázku“), 1,2 km sz. od Orlovice; 11 — opuštěný lom 0,4 km zjz. od orlovické hájovery. Poloha gabronoritu se zvýšeným podílem pyrrhotinu; 12, 13, 14 — lokalita jako č. 11. Středně až hrubě zrnitá varieta olivínického gabronoritu; 15, 16 — opuštěný lom na sv. svahu Havranice (666 m), 0,3 km jz. od samoty „U Havelků“, 2 km z. od Pocinovic; 17, 18 — opuštěný lom u Kafkovy louky při cestě z Orlovce do Pocinovic (poblíž kóty 606); 19 — lokalita jako č. 17. Hornina slabě uralitizována; 20 — halda staré kutací práce poblíž kóty 560 („U obrázku“), 1,2 km sz. od Orlovice. Varieta horniny s hojným ilmenitem; 21 — vrt ÚČGL 21,5 m, poblíž kóty 560 („U obrázku“), 1,2 km sz. od Orlovice. Varieta horniny se zcela ojedinělým ilmenitem; 22 — balvany u pískovny na j. svahu Ostrého (594 m), 1,5 km jz. od Chodské Lhoty; 23 — skelet na vrcholu Ostrého (594 m) 1,5 km jz. od Chodské Lhoty; 24 — balvany na jz. úpatí kóty 568 m, 2,2 km jz. od Chodské Lhoty; 25 — balvany na j. úpatí kóty 568 m v údolí Kouby, 2,2 km jz. od Chodské Lhoty; 26 — vrt S-1 situovaný poblíž kóty 551 m (Hřčoveň), 1,5 km sz. od Orlovice; 27 — kutací šachtička na ilmenit v místě zvaném „V obci“ na sv. svahu kóty

551 m (Hrčoveň). Ilmenitem bohatá varieta ferodioritu; 28 — vrt Š-2 situovaný poblíž kóty 537 jv. od vrcholu Můstku (564 m), 2,1 km szs. od Orlovice; 29 — vrt GP1 situovaný na lesní cestě z Orlovice směrem na Jezvinec, 0,1 km j. od kóty 622; 30, 31, 32 — opuštěný lom 1,5 km vjv. od Kdyně; 33 — opuštěný lom v lesíku 0,5 km zjz. od Branišova; 34 — balvany v lesíku 1,1 km jjz. od Prapořiště; 35 — balvany na hřbetu 0,5 km z. od Brůdku; 36 — balvany při v. okraji Hadravy; 37 — vrt ČUG1, 19,0 m situovaný u kóty 560 m („U obrázku“), 1,2 km sz. od Orlovice; 39 — lokalita jako č. 37. Hornina s drobnými žilkami prehnitu; 39 — skelet na kótě 567 m na jz. výběžku Ostrého (594 m), 1,5 km jz. od Chodské Lhoty; 40 — vrt Š-2 situovaný poblíž kóty 537 jv. od vrcholu Můstku (564 m), 2,1 km szs. od Orlovice; 41 — balvanité výchozy na sz. části hřebenu Čertova kamene (654) 2,5 km z. od Svaté Kateřiny. Diorit obsahuje ojedinelý olivín; 42 — balvanité výchozy na Čertově kameni (651 m) 2,5 km z. od Svaté Kateřiny. Hornina inklinuje k leukokratické varietě ferodioritu; 43, 44 — opuštěný lom v polích 0,6 km sz. od Hýřšova. Hornina obsahuje ojedinelé xenolity amfibol-pyroxenického rohovce; 45 — skalní výchoz v údolí Kouby 0,3 km sz. od Plání. Diorit s četnými víceméně asimilovanými xenolity pyroxen-amfibolického rohovce; 46 — balvany u polní cesty 0,3 km s. od Hájku; 47 — balvanitý výchoz poblíž kóty 446, s. okraj Hájku; 48 — balvany na jz. části kóty 535 (Na skaličích) 2,2 km zjz. od Chodské Lhoty. Melanokratická varieta dioritu bohatá ilmenitem; 49 — balvany na kótě 516 (Svatá Anna) 0,8 km sv. od Hájku; 50 — opuštěný lom u silnice 1,7 km sv. od Němčic; 51, 52, 53 — lom v provozu při s. okraji Smržovic; 54, 55 — opuštěný lom při okraji lesa na jz. svahu Dobré vody (641 m) sz. od Chodské Lhoty; 56 — opuštěný lom v polích 0,8 km sz. od Chodské Lhoty; 57 — balvany u polní cesty směřující na kótu 516 (Svatá Anna) ze silnice Kdyně—Všeruby, 1,1 km jv. od Brůdku; 58 — opuštěný lom u silnice 1,7 km sv. od Němčic; 59 — balvanité výchozy 0,15 km jjv. od kaple sv. Bernarda, 1 km v. od Liščí. Velmi hrubozrnný amfibolický diorit; 60 — balvany v poli na kótě 567 u silnice z Liščí do Nýřska; 61 — opuštěná pískovna v sedle mezi Bezným (659 m) a Čepicí (642 m), 1 km sz. od Nové Vsi; 62 — opuštěný lom 0,6 km jjz. od Dobříkova při polní cestě do Ilmboké; 63 — opuštěný lom v lesíku 0,5 km zjz. od Branišova. Hornina uralitizována; 64 — opuštěný lom v szs. svahu Bezného (659 m) 1 km zjz. od Brniřova. Hornina usměrněna; 65 — balvanité výchozy na s. hřbetu Bezného (659 m) 1,1 km zjz. od Brniřova. Hornina usměrněna; 66 — vrt ČUG 0,5 km j. od samoty „U Cihlářů“, 2 km jjv. od Počinovic; 67 — balvany v pískovně 2 km sz. od Chudenína při silnici do Všerub; 68 — opuštěný lom 0,75 km sv. od Všepadel; 69, 70 — vrt Š-1 u kóty 551 (Hrčoveň) 1,5 km sz. od Orlovice. Jemnozrnná a drobnozrnná varieta speksaritu; 71 — opuštěný lom na Německé hoře (644 m) 0,5 km zjz. od Chodské Lhoty; 72 — balvany v pískovně situované při okraji lesa na v. svahu Hlasného vrchu 1 km vsv. od Plání, poblíž silnice do Chudenína.

Vysvětlivky k obrázkům

1. Geologická mapa kdyňského masívu.

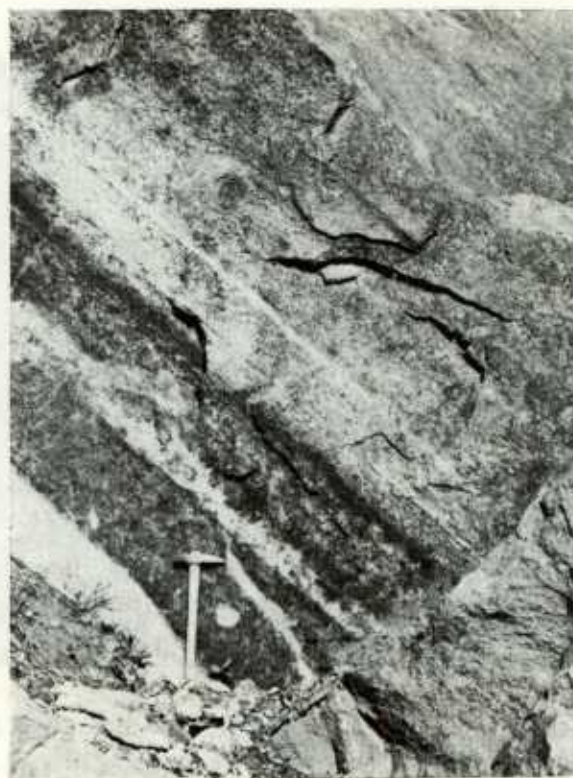
1 — gabro, gabronorit a ferodiorit; 2 — uralitizované gabro a gabronorit; 3 — diorit; 4 — diorit s xenolity metabazitů, zčásti uralitizovaný; 5 — křemenný diorit; 6 — biotit-amfibolický tonalit; 7 — biotitický trondhjemit; 8 — biotit-amfibolický granodiorit; 9 — zlomy.

2. Geologická mapa okolí Orlovice.

1 — olivínické gabro; 2 — olivínický gabronorit; 3 — ferodiorit; 4 — uralitizovaný gabronorit a ferodiorit; 5 — olivín-pyroxenický rohovec, místy s pyrotinem; 6 — vrt; 7 — staré důlní práce na železné a titanové zrudnění.



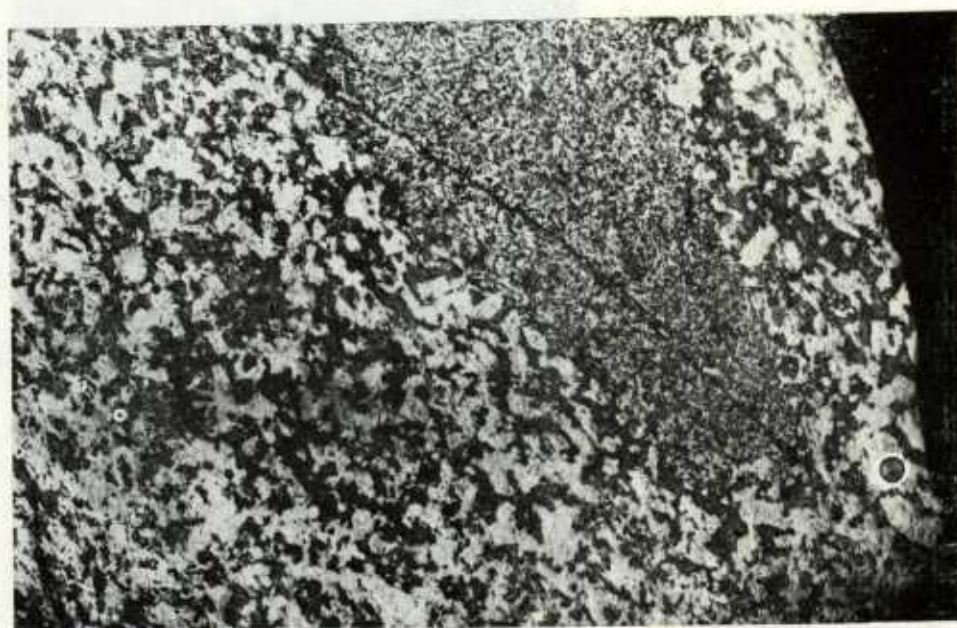
1. View of the central part of the Kdyně massif from the NW. Kdyně is in the foreground, in the background, on the horizon, the mountain ridge of Královský hvozď with Ostrý Hill



2. Coarsely handed structure (layering) in olivine gabbro-norite. Abandoned quarry close to the gamekeeper's lodge in Orlovice
Photographs by Z. V e j n a r



1. Rocky outcrop of layered olivine gabbro on the S side of Orlovická hora Hill



2. Weakly unalitized pyroxene-amphibole diorite with basic xenolith. Disintegrated outcrop NW of Chudenin. $\times 1.2$

Photographs by Z. Vejnar

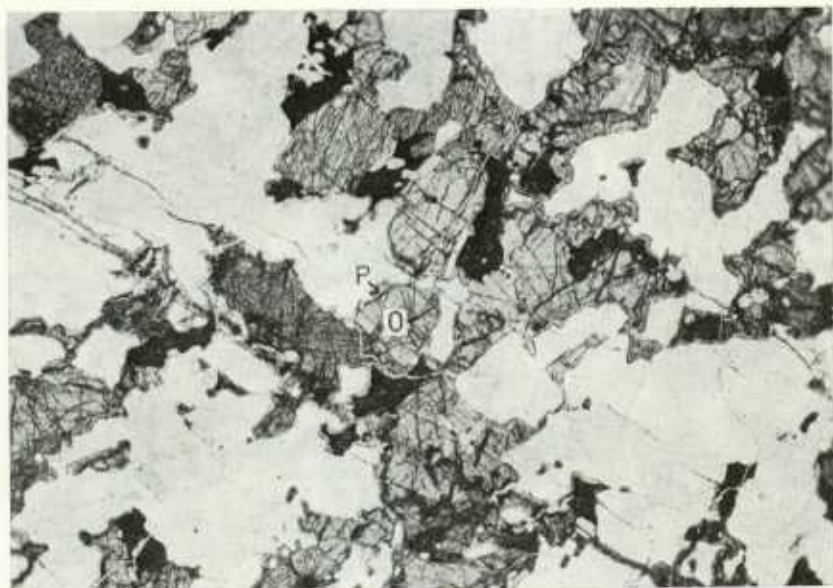


1. Olivine gabbro with poikilitic crystal augite enclosing fine tabular plagioclase. Orlovice. $\times 11.5$, nicols //

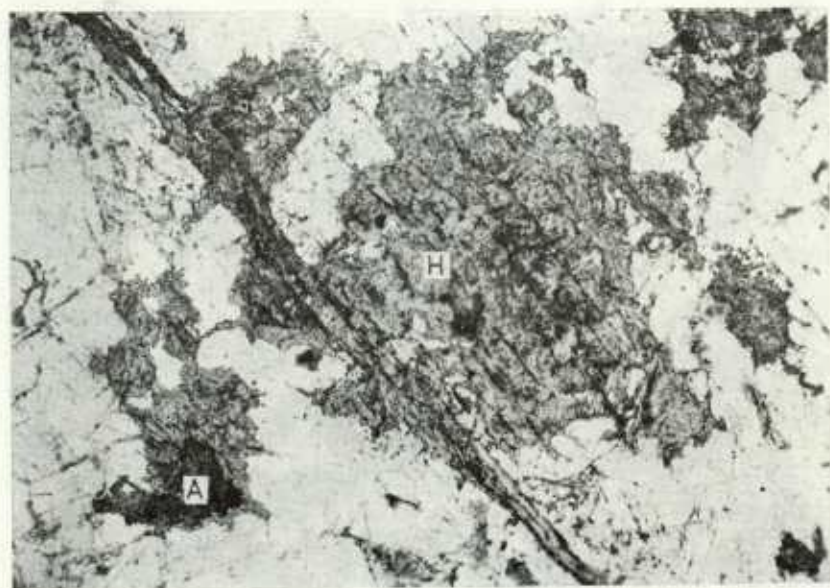


2. Zonal poikilitic augite from olivine gabbro with light-grey core and dark-grey border. Orlovice. $\times 11.5$, nicols //

Photographs by UDG — K. Navrátilová

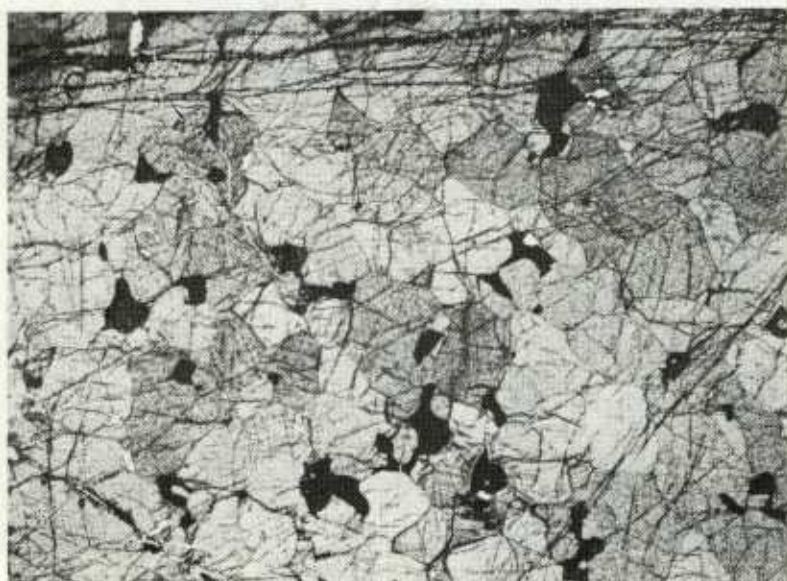


1. Olivine gabbronorite rich in ilmenite (black). Olivine (O) is accompanied by a narrow border of rhombic pyroxene (P) at the point of contact with plagioclase. Orlovice. $\times 11.5$, nicols //

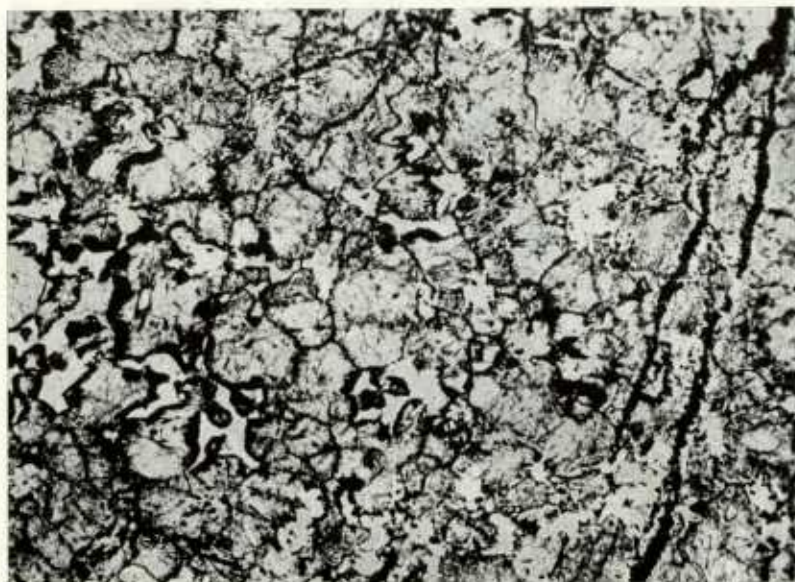


2. Uralitized gabbronorite with aggregates of secondary amphibole (H), with occasional augite (A) relicts and filling fine veins. $\times 12$, nicols //

Photographs by UUG — K. Navrátilová

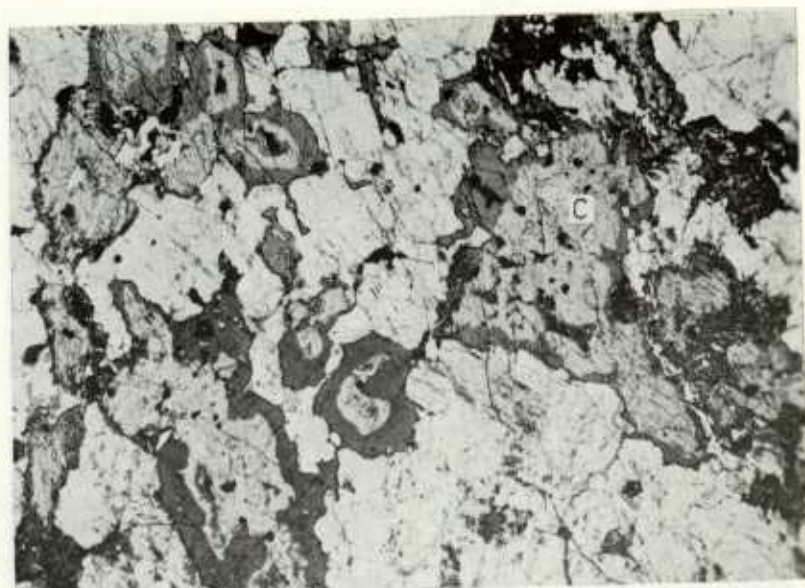


1. Hortonolite rock with accessory ilmenite (black). Hematitized magnetite is collected in fine cracks, Orlovice. $\times 14$, nicols //

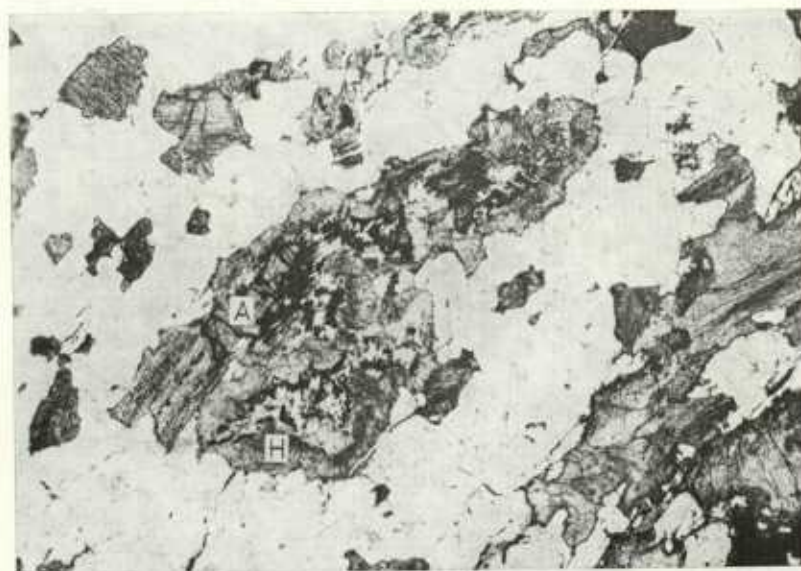


2. Partially uralitized hortonolite rock (variety without ilmenite) with hematitized magnetite concentrated at the edges of the olivine crystals and in fine veins. The magnetite is accompanied by secondary actinolitic hornblende. Orlovice. $\times 11,5$, nicols //

Photographs by ÚČG — K. Navrátilová

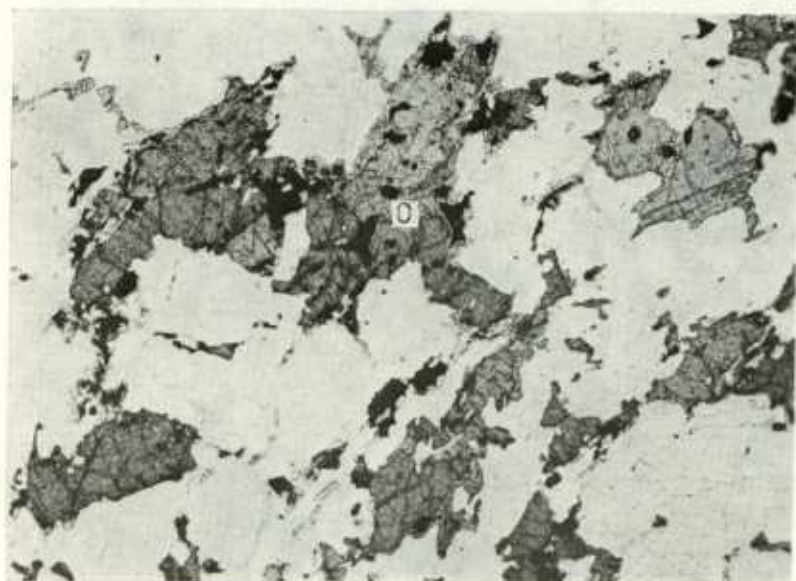


1. Partially unalitized gabbronorite with pseudomorphs after pyroxenes formed of cummingtonite (C) and bordered by partly bleached primary amphibole. $\times 11.5$ nicols //



2. Uralitized gabbronorite. Actinolite pseudomorphs after olivine containing hematite are bordered by dirty grey-green secondary amphibole (H), formed at the expense of primary amphibole and suppressing the surrounding plagioclase. Primary augite is retained in the rock. $\times 11.5$. nicols //

Photographs by UEG — K. Navrátilová



1. Leucocratic variety of ferrodiorite with olivine (O), ilmenite (black) and rich in apatite. $\times 13$, nicols //

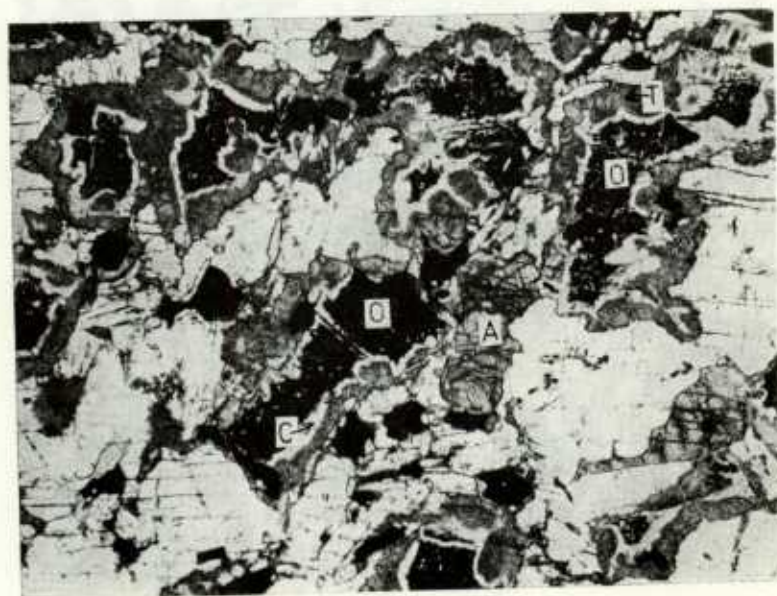


2. Uralitized ferrodiorite. Actinolite-hematite pseudomorphs after fayalite (F) with narrow borders of cummingtonite (C) and radial acicular blue-green ferrotschermakite (T). Ferrotschermakite also forms fine veins and fills the cracks in the plagioclase. Ostrý Hill, $\times 14$, nicols //

Photographs by ÚUG — K. Navrátilová

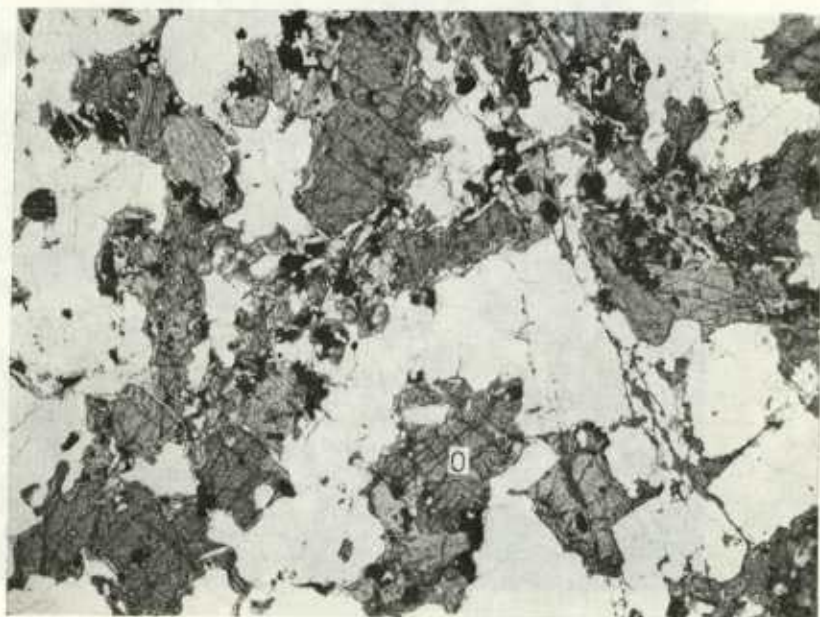


1. Leucocratic variety of ferrodiorite with hematitized olivine (O) and ferrohedenbergite (H). Ostrý Hill. $\times 11.5$, nicols //

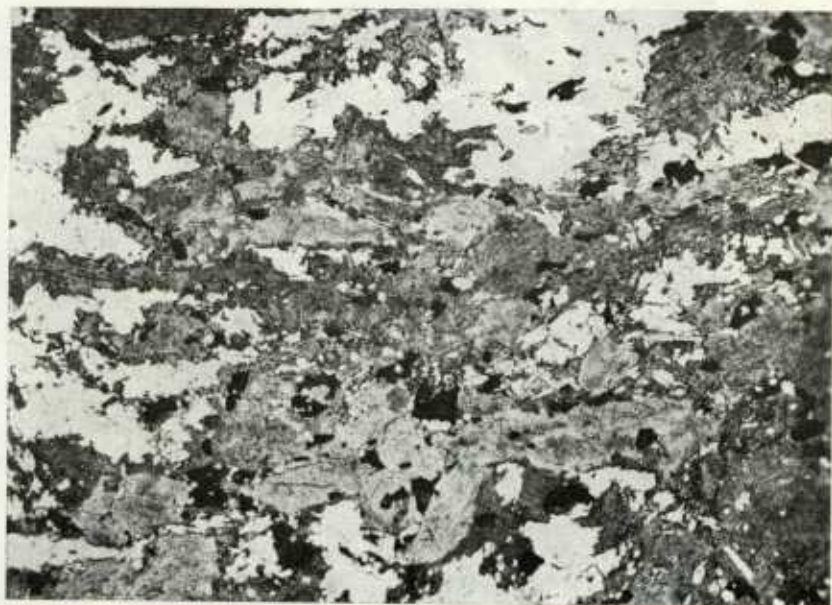


2. Uralitized ferrodiorite with hematitized olivine (O), bordered by cummingtonite (C) and blue-green ferrotschermakite (T). Primary augite (A) is retained in the rock. Orlovice. $\times 14$, nicols //

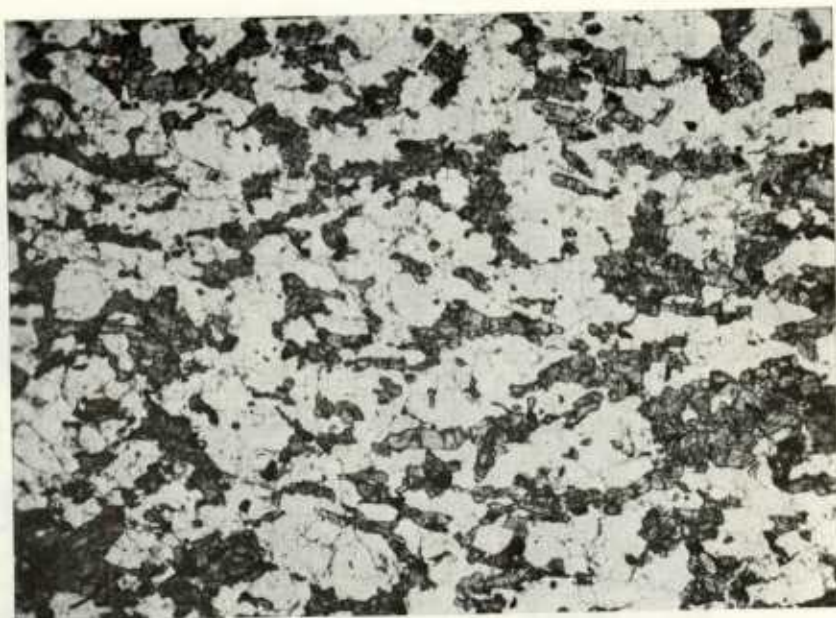
Photographs by UUG — K. Navrátilová



1. Ilmenite ore, formed of ferrodiiorite with ferrohortonolite (0), ilmenite and apatite. Orlovice, $\times 11.5$, nicols //



2. Ilmenite ore (ferrodiiorite rich in ilmenite), uralitized, $\times 11.5$, nicols //
Photographs by ÚUG — K. Navrátilová

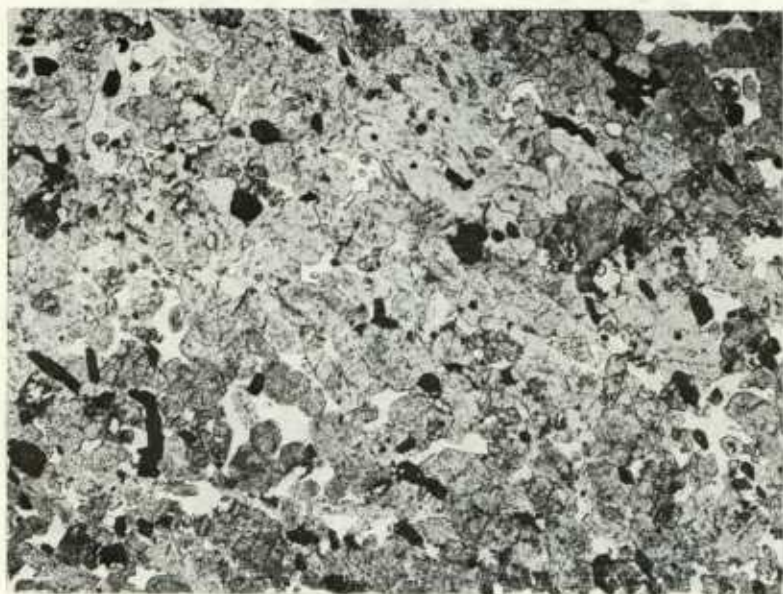


1. Fine-grained pyroxene diorite with tabular, plane-parallel arrangement of plagioclase crystals. Nová Ves. $\times 13$, nicols //

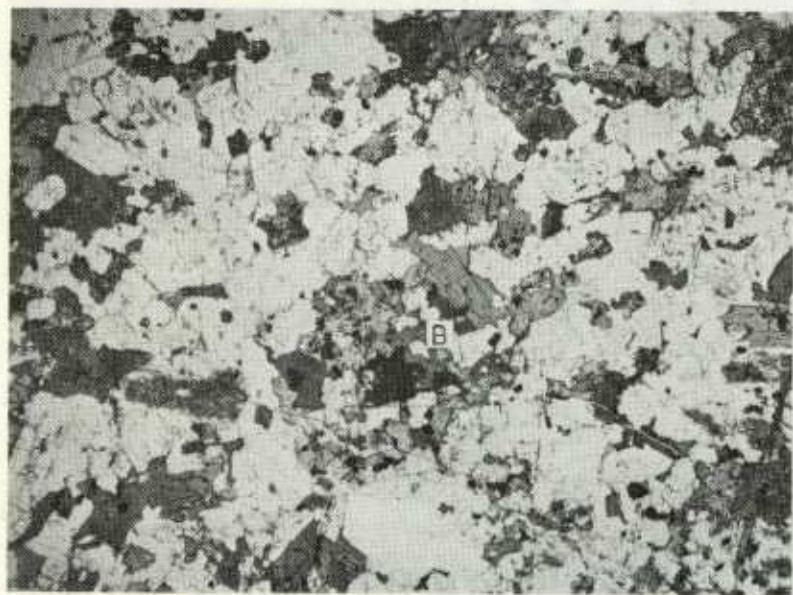


2. Ditto, Nicols \times

Photographs by ČUG — K. Navrátilová

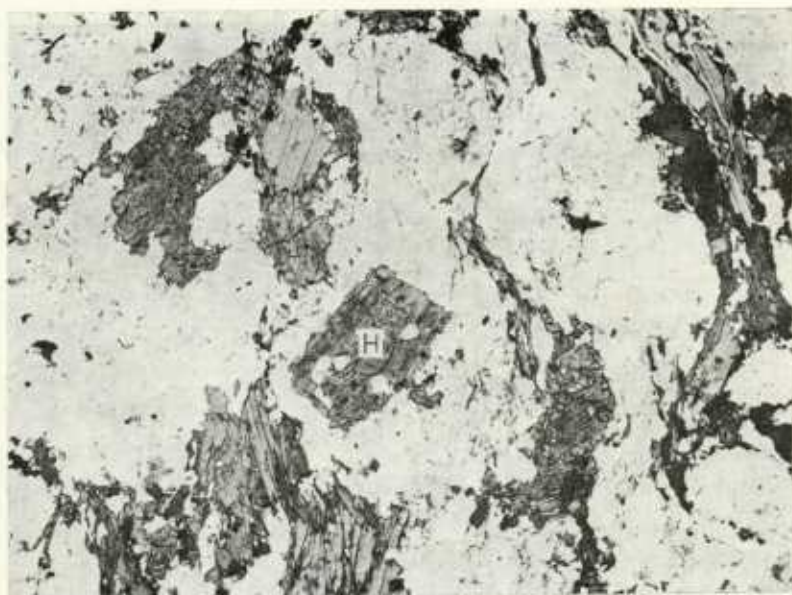


1. Melanoeratic variety of pyroxene diorite rich in ilmenite. Skalice Hill
near Chodská Lhota. $\times 14$, nicols //



2. Amphibole-pyroxene diorite with biotite (B) and isolated quarts from
the transition zone between diorite and quartz diorite. Chodská Lhota.
 $\times 11.5$, nicols //

Photographs by UUG — K. Navrátilová



1. Biotite-amphibole tonalite. Amphibole (H) forms poikilitic crystals enclosing plagioclase. Počásovice. $\times 11,5$, nicols //



2. Biotite trondhjemite. Pláně. $\times 14$, nicols //
Photographs by UUG — K. Navrátilová

3. Ortopyroxeny a kalciové pyroxeny hornin kdyňského masívu v ternárním diagramu En (ferstatit) — Fs (ferosilit) — Wo (wolastonit).
Mateřské horniny pyroxenů: 1 — olivinické gabro; 2 — olivinický gabronorit; 3 — hortonolitovec; 4 — diorit; 5 — ferodiorit.
Koexistující pyroxenové páry jsou spojeny čarami. P — variační pole kalciových pyroxenů hornin poběžovického masívu. Čárkovane jsou vyznačeny trendy krystalizace pyroxenů skaergaardské intruze.
4. Primární amfiboly hornin kdyňského masívu v B. E. Leakově (1968) diagramu pro skupinu amfibolů, kde $Ca+Na+K$ je menší než 2,50 a Ti než 0,50.
Symboly v kroužku označují amfiboly, u kterých je hodnota $Ca+Na+K$ vyšší než 2,50, a které náležejí ke skupině pargasitu a feropargasitu.
Mateřské horniny amfibolů: 1 — olivinické gabro; 2 — olivinický gabronorit; 3 — ferodiorit; 4 — diorit; 5 — tonalit; 6 — ferotonalit; 7 — granodiorit.
Označení klasifikačních polí amfibolů: TR — tremolit; THR — tremolitický obecný amfibol; A — aktinolit; AH — aktinolitický obecný amfibol; MH — hořečnatý obecný amfibol; TH — tschermakitický obecný amfibol; T — tschermakit; FA — feroaktinolit; FAII — feroaktinolitický obecný amfibol; FH — železnatý obecný amfibol; FTH — ferotschermakitický obecný amfibol; FT — ferotschermakit.
5. Poměr celkového aluminia k alkáliím v primárních amfibolech hornin kdyňského masívu. Vysvětlivky značek jsou uvedeny u obrázku 4.
6. Sekundární amfiboly hornin kdyňského masívu v B. E. Leakově (1968) diagramu. Vysvětlivky značek a zkratk jsou uvedeny u obrázku 4. Koexistující amfiboly jsou spojeny čarami. V diagramu jsou zaneseny průmětné body koexistujícího antofylitu (AN), cumingtonitu (C) a grüneritu (G).
7. Chemické složení hornin kdyňského masívu v A (Na_2O+K_2O) — F (Fe_2O_3+FeO) — M (MgO) diagramu, hmotnostní %.
1 — olivinické gabro a uralitizované gabro; 2 — olivinický gabronorit a uralitizovaný gabronorit; 3 — hortonolitovec; 4 — diorit; 5 — ferodiorit a uralitizovaný ferodiorit; 6 — hrubozrnný amfibolický diorit od sv. Bernharda; 7 — křemenný diorit; 8 — tonalit; 9 — granodiorit; 10 — trondhjemit; 11 — granitoidy stodského masívu.
8. Schéma diferenciačních trendů kdyňského masívu (K_1, K_2) v A—F—M diagramu a jejich vztah k poběžovickému (P) a skaergaardskému (E) trendu.
Variační pole hornin kdyňského masívu: G — olivinické gabro; GD — olivinický gabronorit a uralitizovaný gabronorit; FD — ferodiorit; H — hortonolitovec; D — diorit; T — tonalit; GD — granodiorit; TR — trondhjemit.

Vysvětlivky k přílohám

Příl. I

1. Pohled na centrální část kdyňského masívu od SZ. V popředí Kdyně, v pozadí na obzoru je patrný horský hřeben Královského hvozdu s Ostrým.
2. Hrubě páskovaná textura (zvrstvení) olivinického gabronoritu. Opuštěný lom poblíž hájovny v Orlovici. Foto Z. Vejnara

Příl. II

1. Skalní výchoz zvrstveného olivinického gabra na j. svahu Orlovické hory.
2. Slabě uralitizovaný pyroxen-amfibolický diorit s bazickou uzavřeninou. Rozpadlý výchoz sz. od Chudenína, zvětšeno 1,2×. Foto Z. Vejnara

Příl. III

1. Olivinické gabro s poikilitickým krystalem augitu uzavírajícím drobný tabulkovitý plagioklas; Orlovice. Zvětšeno 11,5×, nikoly //
2. Zonální poikilitický augit z olivinického gabra se světlešedým jádrem a tmavošedými okraji; Orlovice. Zvětšeno 11,5×, nikoly // Foto ÚUG — K. Navrátilová

Příl. IV

1. Olivinický gabronorit bohatý ilmenitem (černý). Olivín (O) je na styku s plagioklasem provázen úzkým lemem rombického pyroxenu (P); Orlovice. Zvětšeno 11,5×, nikoly //
2. Uralitizovaný gabronorit s agregáty sekundárního amfibolu (H), místy uzavírajícího relikty augitu (A) a vyplňujícího drobné žilky; Orlovice. Zvětšeno 12×, nikoly // Foto ÚUG — K. Navrátilová

Příl. V

1. Hortonolitovec s akcesorickým ilmenitem (černý). V drobných trhlinkách je nahromaděn hematitizovaný magnetit; Orlovice. Zvětšeno 14×, nikoly //
2. Částečně uralitizovaný hortonolitovec (varieta bez ilmenitu) s hematitizovaným magnetitem, nahromaděným na okrajích olivinových krystalů a v drobných žilkách. Magnetit je provázen sekundárním aktinolitickým obecným amfibolem; Orlovice. Zvětšeno 11,5×, nikoly // Foto ÚUG — K. Navrátilová

Příl. VI

1. Částečně uralitizovaný gabronorit s pseudomorfózami po pyroxenech, tvořenými cummingtonitem (C) a lemovanými částečně odbarveným primárním amfibolem. Zvětšeno 11,5×, nikoly //
2. Uralitizovaný gabronorit. Aktinolitové pseudomorfózy po olivínu obsahující hematit jsou lemovány špinavě šedozeleným sekundárním amfibolem (H), vzniklým na úkor primárního amfibolu a zatlačujícím okolní plagioklas. Primární augit (A) je v hornině zachován. Zvětšeno 11,5×, nikoly // Foto ÚUG — K. Navrátilová

Příl. VII

1. Leukokratická varieta ferodioritu s olivínem (O), ilmenitem (černý) a hojným apatitem. Zvětšeno 13×, nikoly //
2. Uralitizovaný ferodiorit. Aktinolit-hematitové pseudomorfózy po fayalitu (F) s úzkými lemy cummingtonitu (C) a radiálně paprskového modrozeleného ferotschermakitu (T). Ferotschermakit dále tvoří drobné žilky a vyplňuje trhliny v plagioklasu; Ostrý vrch. Zvětšeno 14×, nikoly // Foto ÚUG — K. Navrátilová

Příl. VIII

1. Leukokratická varieta ferodioritu s hematitizovaným olivínem (O) a ferohedenbergitem (H); Ostrý vrch. Zvětšeno 11,5×, nikoly //
2. Uralitizovaný ferodiorit s hematitizovaným olivínem (O), lemovaným cummingtonitem (C) a modrozeleným ferotschermakitem (T). Primární augit (A) je v hornině zachován; Orlovice. Zvětšeno 14×, nikoly // Foto ÚUG — K. Navrátilová

Příl. IX

1. Tzv. ilmenitová ruda, tvořená ferodioritem s ferohortonolitem (O), ilmenitem a apatitem; Orlovice. Zvětšeno 11,5×, nikoly //
2. Tzv. ilmenitová ruda (ferodiorit bohatý ilmenitem), postižená uralitizací. Zvětšeno 11,5×, nikoly // Foto ÚUG — K. Navrátilová

Pril. X

1. Drobnozrný pyroxenický diorit s tabulkovitými, planparalelně uspořádanými krystaly plagioklasu; Nová Ves. Zvětšeno 14×, nikoly //
2. Dio. Nikoly ×

Foto ÚUG — K. Navrátilová

Pril. XI

1. Melanokratická varieta pyroxenického dioritu bohatá ilmenitem; Skačice (u Chodské Lhoty). Zvětšeno 14×, nikoly //
2. Amfibol-pyroxenický diorit s biotitem (B) a ojedinělým křemenem z přechodní zóny mezi dioritem a křemenným dioritem; Chodská Lhota. Zvětšeno 11,5×, nikoly //

Foto ÚUG — K. Navrátilová

Pril. XII

1. Biotit-amfibolický tonalit. Amfibol (H) tvoří poikilitické krystaly uzavírající plagioklas; Pocimovice. Zvětšeno 11,5×, nikoly //
2. Biotitický trondhjemit; Pláně. Zvětšeno 14×, nikoly //

Foto ÚUG — K. Navrátilová

**Кдыньский массив в ю.-з. Чехии —
тектонически модифицированная
пластовая интрузия основного состава**

Позднекадомская (кембрийская?) пластовая интрузия, внедренная в метаселиты и metabазиты Домажлицкого кристалликума и окаймленная выразительным контактовым ореолом, сложена тремя стратиформными зонами, именно нижней — габброидной, средней — диоритовой и верхней — кварцдиоритовой. В результате дальнейшей фазы внедрения массива присутствуют мелкие тела тоналита и трондьемита. Дифференциация первичной толситовой магмы произошла по двум направлениям, отличающимся друг от друга степенью фракционирования Mg, Fe. Первое, скергардского типа, представляется рядом: оливиновое габбро—фаялитовый ферродиорит; второе, характеризованное низкой степенью фракционирования Mg, Fe, представлено рядом: диорит—тоналит—трондьемит. Вследствие варисского орогенеза местами произошла рекристаллизация пород, сопровождаемая, прежде всего, образованием вторичных амфиболов, как напр. актинолита, чермакита, куммингтонита и др.

Přeložil A. Kráz



Sbor. geol. vřd	Geologie 41	Pages 69—103	1 fig.	2 tabs.	10 pls.	Praha 1986 ISSN 0584-9172
--------------------	----------------	-----------------	-----------	------------	------------	------------------------------

Ordovician-Silurian boundary in the Prague Basin (Barrandian area, Bohemia)

Hranice ordovik-silur v prařské pánvi (Barrandien)

Petr Storch¹

Received April 2, 1984

Storch P. (1986): Ordovician—Silurian boundary in the Prague Basin (Barrandian area, Bohemia). — Sbor. geol. Vřd, Geol., 41, 69—103. Praha.

Abstract: The Ordovician—Silurian boundary in the Prague Basin is characterized by an uninterrupted sedimentation and abrupt increase of the organic matter content which is accompanied by a change of colour and texture of the sediments. Bioturbated mudstones of the uppermost Kosov Formation, with abundant Hirnantia fauna in the eastern part of the Basin, are followed by dark graptolitic shales at the base of the Silurian (in the Prague Basin the base of the *A. ascensus* Zone). The marked change of sedimentation manifested itself by a transition to sandy-micaceous laminites in the course of the *Par. acuminatus* Zone sedimentation. The change chronologically corresponds to the break in sedimentation in the north limb of the Basin and in the Pankrác area in which the break continues up to the *Monocl. griestoniensis* Zone. The sedimentary sequence and the succession of faunal communities indicate a gradual quieting of sedimentation in the deepening sedimentary area which originated already in the uppermost Kosov Formation. The paper surveys the fauna of the Kosov and the lower part of Želkovice Formations. The analysis of graptolite faunas permitted a detailed stratigraphic description of the boundary interval in the Prague Basin and its international correlation.

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

Introduction

The Ordovician—Silurian boundary interval in the Prague Basin (Barrandian area) is characterized by a transition from the flysch type development of the Kosov Formation (upper Ashgill) into black graptolitic shales of the Želkovice Formation (lower Llandovery).

Opinions on the character of the Ordovician—Silurian boundary in the Prague Basin have been developing gradually. Researchers, originally influenced by Perner and Kodým (1919, 1922), recognized the stratigraphic gap on the base of the Silurian and considered it a chief evidence of the Taconic phase of the Caledonian orogeny in the Barrandian (Prague Basin). The exist-

ence of the so called emergent Taconic phase was evidenced also by a marked lithologic change on the boundary with the Silurian graptolitic shales.

Graptolites of the Silurian *Akidograptus acuminatus* Zone were for the first time documented by Marek (1951a) in an isolated occurrence of the Silurian strata near Běchovice. Therefore Marek (1951a) and Bouček (1953) already contradicted the boundary gap in the Úvaly region (Běchovice), however, they still admitted the existence of the gap for the very Barrandian as a mobile area.

Horný (1956, 1960) found even lower Silurian graptolite zone of *Akidograptus ascensus* in the entire south limb of the Basin extending from Libomyšl through Želkovice up to Černošice and came to the conclusion that in the major part of the Barrandian (Prague Basin) the continuous sedimentation spanned from the Ordovician to the Silurian. This hypothesis was not corroborated namely in the north limb of the Basin. Horný (1958, 1960) reported that the basal graptolite Silurian zones were absent locally and considered this phenomenon the evidence of epeirogenic movements which represented the aftermath of tectonic activity during sedimentation of the Kosov Formation. Recent synthetic papers of Havlíček (1981, 1982) showed that the deformation of the linear sedimentary depression of the Prague Basin resulted in tectonically affected sedimentation and subsequent lithologic changes in the uppermost Ordovician. However, this intensive deformation of the Basin can be associated with the effect of the emergent Taconic phase of the Caledonian orogeny. The results of this work suggest that the weakening of tectonic activity took place as early as in the uppermost Ordovician and the sedimentation of the Ordovician—Silurian boundary beds was not affected by further tectonic movements.

The present research began in the south limb of the Basin (Štorch 1980), continued on incidental exposures on the territory of Prague (Štorch 1982) and was terminated by examination of the north limb of the Basin. Fourteen reference sections were studied in detail. We used the results of Horný (1956, 1960) from the southwest closure of the Silurian syncline as well as unpublished results of exploratory drilling for the uranium industry and descriptions of additional localities (Prague: - Pankrác, Štěpánek 1974; - Řeporyje, Bouček 1937; - Řeporyje — a trench on the southeast periphery of the village, J. Kříž pers. comm.; - Nová Ves near Jínonice, Marek - Havlíček 1967; - Velká Chuchle — turning of the road to Lochkov, J. Kříž pers. comm. Tachlovice — borehole, Prantl - Přibyl 1944 and other). The complex study of the Ordovician—Silurian boundary links up with the work of the preceding authors, namely with the stratigraphic work of Bouček (1953) and Horný (1956, 1960), papers on the Barrandian's "colonies" (Přibyl 1940, Kříž - Pojeťa 1974), sedimentological studies of Bouček - Přibyl (1958) and Kukač (1961a, 1963a,b) and communication on the fauna of the Kosov Formation (Marek 1954, 1963a and Marek - Havlíček 1967). The

conception of the geological development of the Prague Basin emanates from the theory that the Basin is a linear sedimentary depression (Havlíček 1980, 1981, 1982).

The sedimentological and detailed stratigraphical research that has just been completed confirmed that the Ordovician–Silurian boundary in the Prague Basin belongs already to the period of the deepening of the sedimentary area which followed after the tectonic activity period (synsedimentary deformations of the Basin which can be associated with the Taconic phase). The research yielded, besides a detailed biostratigraphic description and correlation, also a model of the Basin development in the uppermost Ordovician and basal Silurian, which explains shifting of the apparently monotonous graptolitic shale facies as well as the local gaps.

The paper on the Ordovician–Silurian boundary in the Prague Basin contributes to the international discussion about a convenient boundary horizon and stratotype section. According to the international Subcommittee for the Silurian stratigraphy in Kiev, May 1983, the section Dob's Linn in Scotland was selected as the stratotype locality of the Ordovician–Silurian boundary and the base of the *Parakidograptus acuminatus* Zone was chosen as the base of the Silurian. The Ordovician–Silurian boundary interval in the Prague Basin can be well compared with the proposed stratotype and with other important sections in the world (tab. 1).

The author wishes to thank Dr. I. Chlupáč, J. Kříž, Z. Kukul and M. Šnajdr from the Geological Survey, Prague, for very helpful discussions and for providing him with some important data. He also wishes to express his gratitude in the first place to dr. V. Havlíček (Geological Survey, Prague) for his expert criticism which was so important for analysing the problems.

Description of sections

The reference sections (pl. 1) served for measuring of thicknesses with ± 2 cm precision, collecting samples for thin sections and for X-ray examination of clay minerals. The content of organic matter in graptolitic shales was orientationally assessed and the sections were thoroughly exploited for fauna regardless of its frequently insufficient preservation (especially in laminites).

Prague - Běchovice

This locality, at present inaccessible, was discovered by V. Havlíček in 1950, during mapping in the Úvaly area. North of Běchovice railway station gently inclined boundary beds of the Ordovician and Silurian were unearthed by

construction works. Rich Hirnantia fauna was discovered in light-coloured siltstones and especially in concretions of muddy limestones of the uppermost layers of the Kosov Formation (Marek 1951, Marek - Havlíček 1967). At Běchovice, graptolitic shales (clayey to silty shales) of the basal Silurian set on the uppermost layers of the Kosov Formation without any interruption. Their graptolite fauna was partially evaluated by Bouček (1953) but unfortunately the locality had been already almost destroyed by then. The present author studied the new section within the *Par. acuminatus* — *Cyst. vesiculosus* Zones (in the true thickness of 4.5 m).

The Silurian near Běchovice represents a denudational remainder and the highest preserved zone is *Dem. pectinatus*. Great thicknesses of the basal graptolite zones (pl. 1) with coarser silty sediments are characteristic. Silicites were not recorded. The onset of laminites occurs in the higher part of the *Par. acuminatus* Zone. The section is similar to that at the locality Prague - Řepy, as to sedimentology and biostratigraphy.

Prague - Řepy

Another temporarily accessible locality was described by Storch (1982). Up to 6 m deep construction excavations exposed a sedimentary succession of the uppermost Ordovician and the lower Silurian. Excavation walls showed a gradual bleaching of dark shales and siltstones covered by thick ancient waste mantle. At the bottom of excavations, fresh rock exhibited perfectly preserved original sedimentary textures (bedding, pyrite clusters).

In the uppermost layers of the Kosov Formation Hirnantia fauna was discovered only 35 centimeters below the first graptolitic shales. The Ordovician—Silurian boundary is undoubtedly concordant, lithologic change occurs gradually within 10 cm thick transitional layer with first graptolites (see ? *G. persculptus* Zone). The typical assemblage of graptolites of the *A. ascensus* Zone occurs in dark graptolitic shales located even 10 cm higher. *A. ascensus* and *Par. acuminatus* Zones developed in greater thicknesses, usually in the form of silty shales and thin-bedded clayey to silty shales. Laminites appeared in the higher portion of the *Par. acuminatus* Zone and prevailed up to the *Dem. convolutus* Zone. Some graptolite faunas permit a correlation of the sections on an intrazonal level in the framework of the Prague Basin; on the boundary of the *A. ascensus* and *Par. acuminatus* Zones an assemblage with *Cl. trifilis* and in the higher portion of the *Par. acuminatus* Zone an assemblage with *D. diminutus apographon*. The position of the locality outside the Prague Fault is very important for geological interpretations.

Prague - Řeporyje (Velká Ohrada)

An interesting section was exposed by excavations near the northeast periphery of Řeporyje. The local Silurian pertains to a tectonic block neighbouring with the block from the locality of an abandoned kiln described by Prantl and Příbyl (1940). The new exposure furnished an unambiguous image of the character of the Ordovician—Silurian boundary in this part of the Prague Basin north limb.

The uppermost layers of the Ordovician are formed as usually by siltstones and claystones. The base of the Silurian displays 5 cm of grey clayey to silty shales with climacograptid fauna and rare *A. ascensus*. Sandy laminites and silty shales of the *Demirastrites convolutus* Zone with thickness reaching only 60 cm sharply set on the basal shales. They are followed by light-coloured bioturbated claystone from the base of Litohlavy Formation (Kříž 1975). The stratigraphic gap in this site is not situated on the base of graptolitic shales but inside the Silurian, between the *A. ascensus* and *Dem. convolutus* Zones. Above the bioturbated claystone the section is continued in its typical development by the *Spirograptus turriculatus* Zone. Between the *Dem. convolutus* Zone and basal claystone of the Litohlavy Formation occurs another sedimentary break ranging from the *Monograptus sedgwickii* to *Rastrites linnaei* Zone. In this place, a transitional type between the complete development of the lower Silurian and the development with a pronounced stratigraphical gap was observed. The most prominent sedimentary break (the whole of the Želkovice and a part of Litohlavy Formations) is known from the southern outskirts of Prague (Malá Chuchle, Pankrác).

Loděnice

The territory between Řeporyje and Mezouň is shaped by an old peneplain with a thick waste mantle. Further outcrops of the upper Ordovician and lower Silurian were observed as far as east of Loděnice (Kolo and Hačka hills). Northeast of the Loděnice lime-kiln construction works uncovered the Ordovician—Silurian boundary. Above a tectonically disturbed diabase sill with kneaded graptolitic shales a longitudinal fault follows. Above the fault the section encountered 30 cm of bioturbated siltstones and claystones of the topmost Kosov Formation followed by the basal Silurian graptolite zones of *A. ascensus* and *Par. acuminatus* in the form of light-coloured bleached clayey shales. Joint thickness of the both zones (incomplete) is 50 cm. Above these zones laminites of the *Dem. triangulatus* Zone abruptly set on. Again, a gap was observed, this time between the *Par. acuminatus* (upper portion) and *C. cyphus* Zones. The section was terminated by siliceous shales of the *Dem. pribyli* Zone. The *A.*

ascensus and *Par. acuminatus* Zones near Loděnice were described for the first time from the north limb of the Prague Basin.

Sedlec

Another section of the Ordovician—Silurian boundary was studied northeast of Sedlec, near Loděnice. It is situated in the area of a direct influence of the Svatý Jan volcanic center; however, it seems that the sedimentation at the Ordovician—Silurian boundary has not been affected by the volcanism (it holds for the situation north of Tachlovice fault, the situation south of the fault is unknown).

The solid bioturbated siltstone of the uppermost layers of the Kosov Formation are overlaid by dark silty shales with graptolites corresponding to middle part of the *Par. acuminatus* Zone. Then follows 20 cm of tectonically disturbed shales with undeterminable graptolites and above them siliceous shales with sandy laminae, the *Dem. pectinatus* and *Dem. pribyli* Zones. The base probably lacks the *A. ascensus* Zone, the absence of the *Cyst. vesiculosus*, *C. cyphus* and *Dem. triangulatus* Zones may be associated with the break in sedimentation as well as with the tectonic fault.

There are not any suitable exposures for the study of the Ordovician—Silurian boundary between Sedlec and Kosov hill near Beroun. The southwest closures of the Prague Basin Silurian were studied using technical works by Horný (1956, 1958, 1960) in the fifties. Horný failed to document the basal graptolite zones of the Silurian in the north part of the area (Kosov, Koukolova hora Hill, Malkov, Lounín, Tmaň). Horný (1960) explains this fact by lack of sedimentation on the very base of the Silurian in these parts of the sea bottom and by unfit fossilization environment. On the other hand, he described the lowermost Silurian graptolite zones (Želkovice, Bykoš, Liteň) from the entire southern part of the area.

Graptolitic shales set here abruptly but concordantly on claystones and siltstones of the uppermost layers of the Kosov Formation, without signs of sedimentary break.

Želkovice

Horný (1956) described the sections of the Ordovician—Silurian boundary around Želkovice from test pits. I have extended his findings by the study of the section south of Želkovice. The uppermost Ordovician is formed by light-coloured bioturbated siltstones. On the base of the Silurian Horný (l. c.) described gray clayey shales with climacograptids and rare glyptograptids.

probably from the *G. persculptus* or *G. bohemicus* group (? *G. persculptus* Zone). Above them follow 40 cm of dark clayey shales and 30 cm of compact brown shales of the *A. ascensus* Zone. Then come 30 cm of laminites which I assign to the *Par. acuminatus* Zone and above the laminites I observed compact shales of the *Cyst. vesiculosus* and *C. cyphus* Zones with an increasing number of siliceous intercalations.

B ě l e ě

At present, the Ordovician—Silurian boundary in the Prague Basin is best exposed in the roadcutting at the eastern periphery of Běleč. The uppermost Ordovician is represented by ochre bioturbated siltstones and claystones. Partially bleached clayey shales of the *A. ascensus* Zone sharply set on the bioturbated Ordovician sediments. Above them occur laminites which exhibited *Par. acuminatus* and *Cyst. vesiculosus* Zones within the thickness of less than 30 cm. In the lower portion (*Par. acuminatus* Zone) the sandy laminites are present, in the upper part they contain thin muddy intercalations with numerous graptolites (*Cyst. vesiculosus* Zone — an assemblage with dimorphograptids and *Atavograptus atavus*). The *C. cyphus* Zone is composed of light-coloured shales with frequent *Monograptus austerus*, above them is an assemblage with *Diplograptus fezzanensis*. Just below the basalt sill it is followed by shales which were compacted by contact metamorphism. A similar development as that at Běleč can be observed during the boundary interval in major part of the south limb of the Prague Basin.

V o ě k o v

Another section was studied more northwards, on the slope of the Vočkov hill. In this site, the base of the Silurian is situated in the tectonic band separated from the Běleč outcrops by a longitudinal fault which forms one of the branches of the Vočkov overthrust. Above the light-coloured bioturbated claystones and siltstones of the uppermost Kosov Formation dark graptolitic shales with numerous climacograptids on the base (? *G. persculptus* Zone) sharply set on. Above them *A. ascensus* and *D. modestus* were discovered. They are followed by 10 cm of sandy laminites with undeterminable graptolites. The section continues by 40 cm thick *Cyst. vesiculosus* Zone, in the lower part in the form of laminites and in the upper part in the form of dark compact shales with dimorphograptids and *A. atavus*. Then come 70 cm of silty shales of the *C. cyphus* Zone which exhibit frequent *D. fezzanensis* in their upper part. The section is terminated with dark shales of the *Dem. triangulatus* Zone compacted by contact metamorphism.

Zadní Třebaň

Another reference section of the Ordovician—Silurian boundary as a continuation of the tectonic band which we encountered already near Běleč was situated in the cutting of the Prague—Beroun railway, west of Zadní Třebaň. The uppermost Ordovician is represented by light-coloured bioturbated claystones and siltstones. On the base of the Silurian fine, dark, slightly micaceous shales of 15—20 cm thick *A. ascensus* Zone were observed. Soft sandy-micaceous laminites appear approximately in the middle of 30 cm thick *Par. acuminatus* Zone, extended throughout major part of the *Cyst. vesiculosus* Zone (50 cm) and gradually disappeared roughly in the middle of the *C. cyphus* Zone. They are substituted by black-grey compact, thin-bedded silty shales. In the underlying layer of 50 cm thick basalt (“diabase”) apophysis the upper part of the *C. cyphus* Zone with an assemblage of *D. fezzanensis* has typically developed. Above the apophysis contactly metamorphosed shales of the *Dem. triangulatus* Zone and above them a thick basalt (“diabase”) sill were observed.

Hlásná Třebaň

The locality on the slope overlooking the road from Hlásná Třebaň to Lety is the most easily accessible section of the lower part of the Želkovice Formation, stretching from the base up to the *Dem. convolutus* Zone.

The section begins with a thick basalt (“diabase”) sill which forms a rock wall above the road between Hlásná Třebaň and Lety. In the overlying rock there are about 20 m of micaceous silty shales of the middle part of the Kosov Formation and above them laminated siliceous sandstones with shale intercalations which represent the upper part of the Kosov Formation. On the base of the flysch type sedimentation of sandstones and shales a bank of coarse-grained sandstone to conglomerate with capsular sedimentary structure (Marek 1951b, Bouček - Přibyl 1958) extending to the underlying shales was observed. The depression is filled with petromictic conglomerate which, besides quartz pebbles, contains fragments of earlier Ordovician sediments, Proterozoic shales and pebbles of granitic rocks (Marek 1951b, Bouček - Přibyl 1958 and Kuka 1961b). In the course of the flysch type upper Kosov Formation deposition (thickness cca 25 m) smaller grain-size and more quiescent sedimentation was observed. The sedimentation resulted into 2 m thick layer of soft light-ochre clayey siltstones. The uppermost layer of the Kosov Formation is known already from the description of previous sections. Clayey shales of the *A. ascensus* basal Zone are very thin in the Hlásná Třebaň section. Their thickness is only 1 cm. Above them lay dark sandy-micaceous laminites with indistinct climacograptid graptolites. We failed to document the

Par. acuminatus Zone; the first graptolites of the Cyst. vesiculosus Zone were found 40 cm above the base of the Silurian, in the layer of silty shale. A rich fauna of graptolites of the C. cyphus Zone was found only in approximately 70 cm thick compact clayey shales with silty admixture. The onset of a new graptolite fauna on the base of the Dem. triangulatus Zone can be detailedly studied in the section.

Karlik

On the wooded ridge northeast of Karlik the Barrande's locality "colony Karlik" is situated. Above light-coloured bioturbated claystones of the uppermost Kosov Formation concordantly lie dark clayey shales of the basal Silurian A. ascensus Zone. In the upper part of the A. ascensus Zone an assemblage with *Climacograptus trifilis* followed by the first laminites was observed. Above 40 cm thick A. ascensus Zone 20 cm thick Par. acuminatus Zone composed prevailingly of laminites is situated. Approximately in the middle of its bed succession there is 4 cm thick layer of light-coloured claystones without graptolites. The Par. acuminatus and Cyst. vesiculosus Zones repeat twice in the profile due to a minute longitudinal fault of an overthrust character. In the C. cyphus Zone laminites disappear and thin-bedded compact dark shales prevail. Above 120 cm thick C. cyphus Zone the section continues by the Dem. triangulatus Zone in the form of dark siliceous shales.

Černošice

The locality is situated on the slope of Babka hill, above the Černošice—Solopysky road (Bouček 1953). The tectonic block of the Silurian originated by doubling of the bed succession behind the longitudinal fault.

The Ordovician—Silurian boundary beds are erect and mildly upturning. The uppermost Ordovician exhibits bioturbated claystones to siltstones. Then follows a break and above it approximately 15 cm of laminites of the Par. acuminatus Zone. Horný (1956) described the section from a dug pit cca 300 m northeasterly. He describes the A. ascensus Zone as 80 cm thick, however he failed to document the Par. acuminatus Zone. The section on the slope of Babka hill is continued by laminites of the Cyst. vesiculosus Zone (30 cm) and C. cyphus Zone (50 cm). In the upper part of the C. cyphus Zone an assemblage with *D. fezzanensis* was found. The beds in the locality above the Dem. triangulatus Zone are folded.

Prague - Velká Chuchle

Southwesterly of Velká Chuchle, on the slope above the Praha—Beroun railway, in the middle of the Upper Ordovician formations, crops out another block of graptolitic shales (Barrande's "colony Haidinger"). Above the basalt ("diabase") sill 30 cm of light-coloured bioturbated claystones of the uppermost Kosov Formation, which were compacted by contact metamorphism, were preserved. They are covered with 30 cm of dark-grey clayey shales of the *A. ascensus* Zone. Clayey sedimentation continues into the lower part of the *Par. acuminatus* Zone and then is interchanged by sandy-micaceous laminites which continue upwards into the *Cyst. vesiculosus* Zone.

A completely different situation, according to the section provided by J. Kříž (pers. comm.), can be seen on the south edge of Velká Chuchle, not far from the described locality. The onset of graptolitic shales can be observed in the *S. turriculatus* Zone and perhaps already in the uppermost part of the *R. linnaei* Zone. There is a long break in sedimentation, the entire Želkovice Formation is absent, and in the uppermost Ordovician a layer of siliceous sandstone replacing the common bioturbated claystones occurs.

Prague - Malá Chuchle

Above the railway tunnel face in Malá Chuchle a remarkable bed succession was found. In the Kosov Formation the sandy sedimentation continues almost up to the boundary with the Silurian. The last several centimeters thick intercalations of fine-grained siliceous sandstones lay only 160 cm below the base of graptolite shales. Sandstones were succeeded by siltstones and 40–60 cm below the base was observed a sedimentary breccia in several layers formed by tiny (up to 5 mm) chips of brown-green claystones and siltstones. Immediately above the base of graptolitic shales light-coloured claystone resembling claystone intercalations in the overlying Litohlavý Formation was established. Here, bioturbations are infrequent and some parts are strongly limonitized. The Silurian begins with dark clayey shales of the *Monoclimacis greistoniensis* Zone with numerous intercalations of light-coloured claystones. In spite of the fact that probably the uppermost several tens of centimeters of the Kosov Formation and certainly the whole of Želkovice Formation and half of the Litohlavý Formation are missing, no influence was observed on the sedimentation type of the rest of the Litohlavý Formation. A similar situation occurs also in other places: in the area of Pankrác (Bouček 1946), Nová Ves near Jinonice (Marek - Havlíček 1967) and Tachlovice (Prantl - Přibyl 1944).

Sediments of the Ordovician—Silurian boundary interval

Claystones to siltstones of the uppermost Kosov Formation

The end of Kosov sedimentation (upper Ashgill) is characterized by a transition from psammitic sediments to aleurites and pelites. Light, yellow-grey, easily weathering, frequently bioturbated claystones and siltstones are typical of the uppermost layers. Bioturbations of Arenicolite type with corridors 1–4 mm in diameter are conspicuous. Vertical parts of the corridors are shorter than the middle horizontal part. Clastic mica flakes in the vicinity of the corridors are oriented parallelly with their walls. In the middle of the clayey matter of the rock well visible elongated clusters of clastic grains were observed. Except of the bioturbated portions the flakes of clastic muscovite in the rock are oriented according to the bedding. The incomplete, often chaotic stratification of the sediment results especially from heavy bioturbation. According to X-ray studies the basic clayey mass is formed by illite (Štorch 1980). The clastic component is composed of angular quartz grains 0.02–0.06 mm in size. Rounded quartz grains of about 0.1 mm are rare. Numerous muscovite flakes reach 0.2–0.3 mm in diameter. Lamellar plagioclases and zircon were rare. Association of heavy minerals from psammitic sediments of the Kosov Formation was described by Kukaľ (1961b). The content of disseminated organic matter is very low. Limonite impregnations originating from pyrite weathering are frequent. According to Horný (1960) the rocks in the fresh state are darker and rich in pyrite concentrated in irregular concretions and as bioturbation fillings.

Clayey shales of the base of the Silurian

The sediments change namely their colour on the base of the Silurian. The *A. ascensus* Zone, which represents the base of the Silurian in the Prague Basin, is in all sites developed in the form of dark-grey clayey shales with a variable silty admixture. From the granulometric point of view shales are very similar to the sediments from the uppermost layers of the Kosov Formation. They display similarly incomplete parallel orientation of clastic muscovite. Better orientation and horizontal bedding is known only from some localities (Prague-Repy, Vočkov). In Repy and Běchovice shales the number and size of clastic quartz grains increases and sediments get the character of silty shales to clayey siltstones. Illite is the absolutely prevailing clayey mineral in the rock, however, mixed structures of illite-montmorillonite and chlorite also occur. The content of organic matter in clayey shales of the *A. ascensus* Zone amounts to about 3.65–3.75 percent by weight (Štorch 1980). Marešová (1973) gives the mean content of organic carbon in graptolitic shales as 5.8% and Kukaľ (1961a) 3.78% (6.04%).

Laminites

After deposition of clayey shales of the *A. ascensus* Zone there occurred a marked change in the character of sedimentation in major part of the sedimentation area in the lower half of the *Par. acuminatus* Zone. The difference is in many respects more pronounced than that between the sediments on the immediate Ordovician—Silurian boundary. There were observed sandy-micaceous laminated shales (laminites) termed varvitic shales by Horný (1956). Darker clayey laminites rich in organic matter interchange with light-coloured laminites with prevailing elastic silty and fine sandy material. The thickness of individual laminae is of tenth mm order, only exceptionally it exceeds 1 mm. Dark clayey laminae contain a great deal of disseminated organic matter, elastic laminae exhibit only rare structural organic remains (rhabdosomes of graptolites). In some sites were also observed circular particles of 0.1—0.2 mm in cross-section which probably pertain to microorganisms. The clastic component is formed especially by subangular quartz grains of 0.05—0.1 mm in size, rounded quartz grains of about 0.2 mm size were observed less frequently. Rare feldspars are represented by plagioclases with lamellae and sericitized potassium feldspars. Numerous muscovite flakes reach 0.2 (max. 0.4) mm in cross-section. Frequent limonite infiltrations and yellow coatings of sulphates result from weathering of disseminated pyrite. Sedimentation of laminites continues up to the *Cyst. vesiculosus* Zone and fades away in the course of the *C. cyphus* Zone in majority of localities (pl. I). In the north limb of the Basin laminites were observed up to the *Dem. pectinatus* Zone and in the Řeporyje—Velká Ohrada section up to the *Dem. convolutus* Zone. In the section Prague - Řepy silty shales with laminite layers continue also up to the *Dem. convolutus* Zone.

Clayey to silty shales (thin-bedded mudstones)

Clayey to silty shales (thin-bedded mudstones) form a transitional element between clayey shales of the *A. ascensus* Zone and sandy micaceous laminites (pl. II, fig. 2). They exhibit perfect horizontal bedding, granulometrically correspond to some clayey siltstones of the uppermost Kosov Formation and altogether lack lamination. In localities with maximum thickness of basal Silurian graptolite zones (Běchovice, Řepy) they are developed in their most typical form and underlie laminites. In the south limb they occur sporadically in the layers overlying laminites, usually in the course of the *C. cyphus* Zone. The rocks are of very dark colour with well visible bedding and sometimes with microlamination. The thickness of the microlaminae is of a hundredth millimeter order. The differences between neighbouring microlaminae lie rather in the content of the disseminated organic matter than in the amount of the clastic

component. Angular grains of clastic quartz reach the size of 0.01–0.03 (max. 0.06) mm. Lamellar plagioclases are rare, muscovite flakes have 0.01–0.15 in cross-section. Small clusters of light-coloured (“sericite”) matter were observed locally. The main clayey minerals are formed by illite-montmorillonite mixed structures. Silica cement whose content increases towards the overlying strata is becoming more important.

Siliceous shales

First intercalations of shales with transverse fissility occurred in the area of southwest closures and in the western part of the south limb of the Silurian syncline of the Prague Basin already during sedimentation of the Cyst. vesiculosus Zone (pl. 1, Želkovice section; see Horný 1956). In the Dem. triangulatus Zone the sedimentation of siliceous shales spreads over the whole south limb. The sections exhibit interchanging of thin-bedded more compact siliceous shales with fissile muddy silicites. Siliceous shales show perfectly horizontal bedding. The clastic component is composed namely of angular quartz grains of approximately 0.02 mm in size, thinly scattered semirounded grains of the size about 0.05 mm, rare feldspars, infrequent muscovite and lighter clusters of sericite. There was observed conspicuous number of siliceous skeletons of Radiolaria. Prantl (1949) reported 10–25 mm thick interlayers with 60–75 % of radiolaria skeletons of the spumellarian type from Hlásná Třebaň. He termed these siliceous shales phtanites. In the overlying beds above the Dem. triangulatus Zone the silica cement content further increases and finely bedded transversely splitted black-grey siliceous shale to muddy silicites gradually spread into the north limb of the Basin and into the Řepy–Běchovice area. A similar migration in the sedimentary area of the Prague Basin was noticed in all types of sediments of the Ordovician–Silurian boundary interval (fig. 1).

Faunal assemblage and sedimentological development of the uppermost Kosov Formation (uppermost Ashgill)

The Kosov Formation was detailedly studied by Bouček and Příbyl (1958), Kukač (1961b, 1963a,b) and Havlíček (1982). In their opinion, the formation represents a shallow-water sedimentation on tectonically active bottom. Kukač (1961b, 1963a,b) draws attention to the presence of turbidity currents and seismic activity in the Prague Basin during sedimentation of flysch-type deposits of the Kosov Formation. In his concept of the Prague Basin as a linear depression Havlíček (1981, 1982) presupposes particularly intensive synsedimentary deformations of the Basin during the Kosov Formation. Marginal segments outside the central graben-like segment ascended and were

exposed to erosion. This was evidenced by numerous fragments of earlier Ordovician shales and sandstones exhibiting even fauna (Havlíček 1982) in the conglomerate layers of the Kosov Formation. At the end of the Kosov Formation sedimentation (uppermost Ordovician) the tectonic activity connected with the enhanced deformation of the basin recedes. The sections exhibit a transition from interchanging of tabular bank-like quartz sandstones and shales to siltstones (see section III.ásná Třebaň).

The uppermost Ordovician developed in the form of very fine often heavily bioturbated siltstones to claystones. Calcareous admixture is present in various amounts either in the cement or it is concentrated in the form of lenses and flat concretions of clayey to silty limestones (Prague - Běchovice). In the topmost Ordovician of the Prague Basin area there could be expected a gradual and mild deepening of the sea (Havlíček 1982), which, together with ceasing of the tectonic activity in the area, changed the character of sedimentation and permitted invasion of a new fauna in the place of the previous one which was destroyed by the abrupt change of the environment and living conditions at the base of the Kosov Formation.

The gradual deepening of the sedimentary area manifests itself in the sequence of new faunal assemblages. The first monotonous assemblage of in-faunal lamellibranchs giving evidence of intertidal environment (Havlíček 1982) occur already in the last layers of quartz sandstones. In the eastern half of the basin, in the higher level of siltstones and claystones (often calcareous) the assemblage is replaced by rich *Hirnantia sagittifera* Community testifying in favour of subtidal environment (according to Havlíček 1982).

The world-wide *Hirnantia sagittifera* Community found in the sediments of the uppermost part of the Kosov Formation permits broad international correlations. It was recorded in the uppermost Ordovician of Britain, Sweden, Poland, Austria, Marocco, Kazakhstan, China, and according to Koren' et al. (1983) in the NE U.S.S.R. and according to Lespérance - Sheehan (1981) in Canada. Its invasion into the Bohemian Lower Paleozoic sea brought entirely new faunal elements (brachiopods *Dalmanella*, *Aphanomena*, *Plectothyrella*, *Cryptothyrella*, *Zygospira*, cyrtodontid lamellibranchs and other organisms). In the Prague Basin *Hirnantia sagittifera* Community was first found near Prague - Běchovice (Marek 1963b, Marek - Havlíček 1967) and in Nová Ves near Jinonice (Marek - Havlíček 1967), and later in Prague - Pankrác (Štěpánek 1974) and Prague - Řepy (Štorch 1982). Isolated findings were discovered in the borehole near Tachovice (Prantl - Příbyl 1944) and in the test pit on the SE border of Řeporyje (J. Kříž pers. comm.). In the community prevail sessile elements represented namely by articulate brachiopods.

Intertidal community and *Hirnatia sagittifera*
Community from the uppermost Ordovician
of the Prague Basin

In the table, no. 1 designates the most abundant species, 2 — common species,
 3 — rare species.

Polychaets

Kettnerites sp.

Inarticulate brachiopods

"Lingulella" sp. 3

Trematis sp. 3

Orbiculoidea sp. 3

Paracraniops sp. 3

Philhedra (?) sp. 3

Articulate brachiopods

Trucizetina subrotundata Havlíček 2

Giraldibella subsilurica (Marek et Havlíček) 3

Comatopoma sororium Marek et Havlíček 3

Ravozetina rava (Marek et Havlíček) 3

Dalmanella testudinaria (Dalman) 1

Dalmanella pectinoides Bergström 3

Hirnantia sagittifera (Mc Coy) 2

Kinella kielanae proclinis Havlíček 1

Draborthis caelebs Marek et Havlíček 2

Aegiromena ultima Marek et Havlíček 2

Aphanomena ultrix (Marek et Havlíček) 2

Aphanomena urbicola (Marek et Havlíček) 2

Eostropheodonta squamosa Havlíček 2

Leptaena rugosa Dalman 2

Bracteoleptaena polonica (Temple) 3

Leptaenopoma trifidum Marek et Havlíček 1

Fardenia comes Marek et Havlíček 3

Cliftonia oxoplectioides Wright 2

Plectothyrella crassicosta (Dalman) 2

Cryptothyrella sp. 3

Zygospira fallax Marek et Havlíček 2

Lamellibranchs (unrevised) of genera: *Cleidophorus*, *Ctenodonta*, *Goniophorina*,
Modiolopsis, *Mytilarca*, *Praerca*, *Cyrtodonta*.

Gastropods

Sinuitopsis hornyi Marek 3

Grandostoma taconicum Marek 3

Tenmodiscus evolvens (Perner) 3

Trilobites

<i>Mucronaspis mucronata</i> (Brongniart)	2
<i>Brongniartella platynota</i> (Dalman)	2
<i>Primaspis</i> (<i>Bojokoralaspis</i>) sp.n.	3
<i>Duftonia</i> sp.	3

Graptolites

<i>Glyptograptus bohemicus</i> Marek	2
--------------------------------------	---

There were also established remains of seaweeds (*Ischadites* sp.), unspecified conularids, trepostomate bryozoans, nautiloids, hyolitids, ostracodes (*Bollia* sp.n.), crinoid columnals, and blastoids (*Mespilocystites* sp.). Marek (1951b) mentions also scolecodonts and a mass occurrence of conodonts.

In none of the localities the Hirnantia fauna occurred just below the graptolitic shales. In addition, the section Prague - Rapy shows a layer of coarser bioturbated siltstone overlying the fossiliferous layers and in the section Nová Ves (Marek - Havlíček 1967) the sedimentary sequence of the uppermost Ordovician is terminated by a layer of nonfossiliferous sandy shale (layer no. 8). In the remaining localities the described layer probably corresponds to heavily bioturbated uppermost layers of claystones and siltstones.

The benthic Hirnantia fauna did not survive the dramatic change of living conditions accompanying the sedimentation of graptolitic shales. The sudden onset of graptolitic shales was not restricted to the central Bohemian Paleozoic only. Probably it was the result of more causes. The extensive and rapid transgression at the Ordovician—Silurian boundary and in the basal Silurian (Berry - Boucot 1973) was accompanied by facies changes, changes of sea currents, climatic changes and perhaps also by a decrease of salinity resulting from rapid thawing of the upper Ordovician glaciers.

Lowermost Silurian history of the Prague Basin

Formal differentiation of the Basin on the basis of sedimentological development

In accordance with the lithologic development of the basal Silurian the Prague Basin may be formally divided into five areas (pl. 2).

Pankrác area

The Pankrác area is characterized by a conspicuous, long break in sedimentation. Siltstones to claystones of the uppermost Ordovician are followed by graptolitic shales of the Litohlavý Formation. The longest gap was observed

in Prague - Pankrác (Bouček 1946), Prague - Malá Chuchle and in Nová Ves (Marek - Havlíček 1967) with almost the entire Llandovery Series (approx. 10^6 years) absent. The sedimentation revives in the Monoclimacis griestoniensis Zone for the first time. At Prague - Velká Chuchle (the turn of the road to Lochkov) and in the borehole near Tachlovice (Prantl - Přibyl 1944) the sedimentation of the Silurian begins approximately at the level of the *S. turriculatus* Zone. Prantl and Přibyl (1944) presuppose tectonic border of the Ordovician—Silurian in this site but the character of the presumed thrust plane and occurrence of the Hirnantia fauna in the uppermost Ordovician give evidence for the presence of a gap.

In the section Prague - Řeporyje (pl. 1), in the kiln near Stodůlky (Prantl - Přibyl 1940) and in the slope above the road between Řeporyje and Třebonice (Bouček 1937) the long break in sedimentation splits into two shorter gaps. The sections represent the transition to the sedimentation typical of the north limb of the Basin.

North limb area

The whole area exhibits only few outcrops. The Ordovician—Silurian boundary was studied near Loděnice and Sedlec (pls. 1, 2). Both localities are situated outside (to the north) the Tachlovice fault. The thicknesses of the basal Silurian graptolite zones are reduced. Sedimentation is interrupted in the course of the *Par. acuminatus* Zone and reappears in the form of silty shales to laminites of the *Dem. triangulatus* and *Dem. pectinatus* Zones.

Southwest closures area

The southwest closures area was studied by Horný (1958, 1960). Horný failed to document guide graptolites of the basal Silurian zones but he described approximately 50 cm of laminites (Kosov, Koukolova hora Hill, Tmaň, Lounín) below the *C. cyphus* Zone. Basal graptolite zones are developed in the form of laminites. According to Horný (1960) laminites originated by subaquatic redeposition of the uppermost layers of the Kosov Formation. From the degree of roundness of quartz grains we deduce a transfer of the sandy component grains in laminites from earlier sediments. We presume local subaquatic redeposition of the uppermost layers of the Kosov Formation by currents, however this statement is difficult to prove. Towards the south the character of the sediments changes and the thickness of the basal graptolite zones increases.

South limb area

From several standpoints, the sections give evidence of the most quiescent sedimentation in probably the deepest part of the Basin. A complete sedimentary succession from the *A. ascensus* Zone to the *Dem. triangulatus* Zone (which was the uppermost detailedly studied zone) has been preserved in all localities (pls. 1, 2). From Želkovice HORNÝ (1956) reports greenish clayey shales with climacograptids and rare glyptograptids present still in the base of the *A. ascensus* (*G. persculptus* ?) Zone. A similar assemblage was established on the immediate base of graptolitic shales at Vočkov section by the author. In the south limb of the basin the *A. ascensus* Zone developed in the form of clayey shales with variable silty admixture. Sandy-micaceous laminites set in the course of the *Par. acuminatus* Zone and temporarily correspond to the sedimentation break in the north limb of the Basin. Laminites disappear again in the westernmost part of the south limb (Želkovice, Bykoš) during the *Cyst. vesiculosus* Zone as well as towards the east in the *C. cyphus* Zone (Bělec, Vočkov, Zadní Třeboň, Hlásná Třeboň, Karlík, Černošice). In the easternmost parts (Prague: Rádotín - Klapice and Velká Chuchle — section in pl. 1) laminites reach up to the *Dem. triangulatus* Zone. Similarly to laminites, the onset of siliceous shales sedimentation migrates in the south limb. In Želkovice they occur in the *Cyst. vesiculosus* Zone (HORNÝ 1956), further to the east in the *Dem. triangulatus* Zone and at Černošice and Velká Chuchle even higher.

Řepy—Běchovice area

The Řepy—Běchovice area exhibits a complete sedimentary succession, more rapid sedimentation (with a higher content of silty component) and larger thicknesses of graptolite zones. Together with the Pankrác area it is characterized also by the occurrence of the *Hirnantia* fauna in the uppermost Ordovician. In Řepy below the base of the *A. ascensus* Zone occurs approximately 20 cm thick transient layer with graptolites corresponding most probably to the *G. persculptus* Zone. I suppose that the layer is authentic with that described by HORNÝ (1956) from Želkovice. Laminites appear in the middle of the *Par. acuminatus* Zone; in the course of the *C. cyphus* Zone they pass into thin-bedded mudstones and continue up to the *Dem. convolutus* Zone.

-
1. Lithological (facial) development and relationships within biostratigraphy, chronostratigraphy and lithostratigraphy of the Ordovician—Silurian boundary interval in the Prague Basin (Barrandian area)

1 — siltstone to fine-grained quartz sandstone; 2 — siltstone and silty shale; 3 — laminite; 4 — claystone and clayey shale; 5 — siliceous shale to muddy silicite. Columns with lithological development and biostratigraphy show time span interval and areal distribution of sedimentary break. Also diachronous base of graptolitic shales (Želkovice Formation) is depicted

Biostratigraphy and correlation

Uppermost Ordovician

Biostratigraphical subdivision of the uppermost Ordovician of the Prague Basin (Kosov Series) is very problematic. The highest established graptolite zone of international validity in the upper part of the Králův Dvůr Formation (Královodvor Series) is the *Dicellograptus anceps* Zone (Chlupáč 1953, Havlíček - Marek 1973). The fauna is unknown from the overlying, usually coarsely clastic flysch-type sediments of the Kosov Formation. Only the uppermost layers of the Kosov Formation contain rich fauna permitting broad correlations.

Hirnantia sagittifera Community refers the uppermost part of the Kosov Formation to the uppermost Ashgill (Hirnantian Stage). The graptolite *Glyptograptus bohemicus* Marek accompanying the *Hirnantia sagittifera* Community in the Prague Basin enables even more precise correlations. In Europe, *G. bohemicus* was established by Jaeger (1977) in Saxony (GDR), similar forms were reported from Kazakhstan (Apollonov - Bandaletov - Nikitin eds., 1980). It has been recorded as the guide fossil from the uppermost Ordovician of China (Mu et al. 1983, Li-Qian-Zhang 1983).

Glyptograptus bohemicus Zone: In the Prague Basin I assign to the *G. bohemicus* Zone the uppermost layers of the Kosov Formation which in many sites exhibit a simultaneous occurrence of the guide graptolite and benthic community of the *Hirnantia* fauna. Since this association is evidently dependent on the type of sedimentation the *G. bohemicus* Zone in the Prague Basin is used in the sense of a biozone (taxon-range zone, Hedberg ed., 1976) instead of a chronozone. A systematic classification of the *Glyptograptus bohemicus* Marek I leave open. As it follows from the correlation table (tab. 1) *G. bohemicus* Zone roughly agree with the *Cl. extraordinarius* Zone and with a part of the *G. persculptus* Zone in Dob's Linn international stratotype in Scotland. The presence of *Hirnantia* fauna corroborates the above correlation.

Glyptograptus persculptus Zone: A community of climacograptid graptolites accompanied by rare glyptograptids from the *G. bohemicus* — *G. persculptus* group (tab. 2) was discovered in several localities (Želkovice — Horný 1956, ? Vočkov, Řepy — Storch 1982) at the base of graptolitic shales. This graptolite assemblage was found just below the layer with species which indicate the base of the Silurian and there was always a nonfossiliferous layer of light bioturbated mudstones separating it from the earlier *G. bohemicus* Zone (pl. 1). Therefore I suppose that the basal layers of graptolitic shales described from Řepy, Želkovice and perhaps also from Vočkov correspond to the higher part of the *G. persculptus* Zone. Their delimitation against the underlying strata was caused by a change of lithology and since this change could not

occur at the same time all over the Basin, the base of graptolitic shales of the Zelkovic Formation is somewhat diachronic (fig. 1).

Basal Silurian

In Bohemia, the base of the *Akidograptus ascensus* Zone, defined by the presence of *Akidograptus ascensus* Davies which is usually almost simultaneously accompanied by *Diplograptus modestus* Lapworth, is comparable with the base of the Silurian established in the base of the Par. *acuminatus* Zone at the section Dob's Linn (Williams 1983) by the International Subcommittee on Silurian Stratigraphy.

Akidograptus ascensus Zone: It is a sequence of layers extending from the first incidence of *Akidograptus ascensus* Davies to the first incidence of the guide species of the following *Parakidograptus acuminatus* Zone. The *Akidograptus ascensus* Zone is characterized by the following assemblage (pl. V): *Akidograptus ascensus* Davies, *Diplograptus modestus* Lapworth and *Climacograptus* aff. *miserabilis* Elles et Wood (? = *angustus*). In the upper layers of the zone, species (tab. 2) passing into the lower layers of the Par. *acuminatus* Zone were rarely observed. Abundant *Climacograptus trifilis* Manck is typical for layers bordering with the Par. *acuminatus* Zone. In majority of foreign countries *A. ascensus* is not considered an independent zone and corresponds with the lower part of the Par. *acuminatus* Zone (Hutt 1975, Williams 1983, Apollonov - Bandaletov - Nikitin eds. 1980, Koren' et al. 1983). From southwest China (Mu et al. 1983) and perhaps also from the Northern Canadian cordillera (Lenz 1982) is reported an assemblage corresponding most probably to the Bohemian *A. ascensus* Zone from the upper part of the *G. persculptus* Zone.

Parakidograptus acuminatus Zone: In the Prague Basin, this zone represents the succession of layers from the first occurrence of *Parakidograptus acuminatus* (Nicholson) to the first occurrence of the guide species of the following *Cyst. vesiculosus* Zone. Besides numerous specimens of *Paracuminatus*, *Climacograptus* cf. *medius* Törnquist is also typical for the Par. *acuminatus* Zone. The base of the zone exhibits also *A. ascensus* Davies, *D. modestus* Lapworth, *Cl. trifilis* Manck, *Cystograptus ancestralis* Storch and other species. In the middle of the zone, *Cl. trifilis* is succeeded by *Climacograptus longifilis* Manck and *Diplograptus diminutus apographon* Storch.

Cystograptus vesiculosus Zone: The zone is defined by a vertical range of occurrence of the guide species *Cystograptus vesiculosus* (Nicholson). The guide species is accompanied by rare *Diplograptus elongatus* Churkin et Carter throughout the entire zone. Due to the fact that graptolites were insufficiently preserved the assemblage of the lower part of the *Cyst. vesi-*

Table 2

Stratigraphical distribution of the Ordovician—Silurian boundary graptolites from the Prague Basin (Barrandian area)

	graptolite zones					
	? persculptus	ascensus	acuminatus	vesiculosus	cyphus	triangulatus
<i>Climacograptus</i> aff. <i>miserabilis</i>						
<i>Climacograptus normalis</i>						
<i>Glyptograptus</i> ex gr. <i>bohemicus</i>						
<i>Glyptograptus</i> sp. (aff. <i>avitus</i>)						
<i>Diplograptus modestus</i>						
<i>Akidograptus ascensus</i>						
<i>Diplograptus elongatus</i>						
<i>Diplograptus</i> aff. <i>parvulus</i>						
<i>Diplograptus parajanus</i>						
<i>Cystograptus ancestralis</i>						
<i>Climacograptus</i> cf. <i>medius</i>						
<i>Climacograptus trifilis</i>						
<i>Parakidograptus acuminatus</i>						
<i>Climacograptus longifilis</i>						
<i>Diplograptus diminutus apographon</i>						
<i>Cystograptus vesiculosus</i>						
<i>Climacograptus</i> aff. <i>rectangularis</i>						
<i>Glyptograptus</i> ex gr. <i>tamariscus</i>						
<i>Atavograptus atavus</i>						
<i>Dimorphograptus confertus</i>						
<i>Orthograptus obuti</i>						
<i>Rhaphidograptus toernquisti</i>						
<i>Rhaphidograptus</i> aff. <i>extenuatus</i>						
<i>Lagarograptus</i> aff. <i>acinaces</i>						
<i>Pribylograptus incommodus</i>						
<i>Monograptus austerus austerus</i>						
<i>Monograptus</i> cf. <i>sudburiae</i>						
<i>Limpidograptus</i> cf. <i>posohovae</i>						
<i>Diplograptus</i> cf. <i>thuringiacus</i>						
<i>Diplograptus jezzanensis</i>						
<i>Coronograptus cyphus cyphus</i>						
<i>Orthograptus cyperoides</i>						
<i>Pribylograptus argutus</i>						
<i>Monograptus</i> cf. <i>revolutus</i>						
<i>Petalograptus ovatoelongatus</i>						
<i>Rastrites longispinus</i>						
<i>Demirastrites triangulatus</i>						
<i>Coronograptus gregarius gregarius</i>						

culosus Zone provides only partial information. It seems that the assemblage lacks monoserial graptolites of the family Monograptidae and dimorphograptids. In the second third of the zone there was established plentiful *Atavograptus atavus* (Jones) immediately followed by numerous *Dimorphograptus confertus* (Nicholson) and by other species (tab. 2). This assemblage is comparable to that from the upper part of the A. atavus Zone from the Lake District area (Hutt 1975) and from North Canada (Lenz 1982). *Lagaro-graptus* aff. *acinaces* (Törnquist) and *Orthograptus obuti* Rickards et Koren' were found in the uppermost layers of the Cyst. vesiculosus Zone. Together with plentiful *Monograptus austerus austerus* Törnquist, *Rhaphidograptus toernquisti* (Elles et Wood) and other species they form an assemblage which in the Prague Basin passes into the C. cyphus Zone and seems to correspond to the *Lagaro-graptus acinaces* Zone of the Lake District.

Coronograptus cyphus Zone: In the Prague Basin, the zone is defined as the succession of layers ranging from the first occurrence of *Coronograptus cyphus* (Lapworth) to the first occurrence of *Demirastrites triangulatus* (Harkness). In the lower part of the zone C. cyphus is not so frequent and therefore its boundary with the underlying Cyst. vesiculosus Zone can be more easily determined according to the abrupt disappearance of dimorphograptids in all the sections. The base of the C. cyphus Zone is characterized also by an assemblage with *L.* aff. *acinaces* (Törnquist). In the upper parts frequent *C. cyphus* (Lapworth) and *Rh. toernquisti* (Elles et Wood) are accompanied by *Diplograptus* cf. *thuringiacus* Eisel, *Orthograptus obuti* Rickards et Koren', *Monograptus austerus austerus* Törnquist and *Diplograptus fezzanensis* Desio. The last named species is most abundant in the uppermost layers of the zone. The upper parts of the C. cyphus Zone correspond with the C. cyphus Zone in the Lake District.

Demirastrites triangulatus Zone: A change of graptolite assemblage at the base of this zone is typical. This change of assemblages is discussed by Bouček (1953). The base of the zone is determined by the first occurrence of *Demirastrites triangulatus* (Harkness). It is immediately followed by *Petalograptus ovatoelongatus* Kurck, *Rastrites longispinus* Perner and *Coronograptus gregarius* (Lapworth). *D. fezzanensis*, *O. obuti*, *C. cyphus* and other species are disappearing.

The biostratigraphical research of the sections through the basal Silurian of the Prague Basin suggested that graptolite zones should be approached as biozones of various types. The basic criterion for definition of graptolite biozones (further only zones) in the Prague Basin was the fact whether they are easily distinguishable in the field, whether they offer a possibility of broad international correlation and in the interest of stable stratigraphic division, the traditional guide species should be employed as frequently as possible. However, these traditional guide species, important from the correlation view-point,

do not always link up with each other in the vertical range. Once they mutually overlap on the zone boundary (*A. ascensus* — *Par. acuminatus*), once there is a gap between the first and the last occurrence (*Cyst. vesiculosus* — *C. cyphus*).

In the interval ranging from the base of the Silurian up to the base of the *Dem. triangulatus* Zone (corresponds with the lower part of the Želkovice Formation according to Bouček 1953) the subdivision into four biozones complying basically with the taxon-range zone in the sense of both Czechoslovak (Chlupáč ed. 1978) and internationally recommended stratigraphical principles (Hedberg ed. 1976) seems the most suitable, despite some partial shortcomings.

Development of the Prague Basin environment during the Ordovician—Silurian boundary interval

Sediments of the Ordovician—Silurian boundary in the Prague Basin are preserved namely in the central graben-like segment (Havlíček 1981), which exhibited a rapid subsidence and quite large thicknesses of sediments during the Ordovician. Deposits of the Kosov and Želkovice Formations were preserved only rarely outside the central segment (pl. 2) — near Hýskov, Nenačovice and Řepy. Due to lack of information on the evolution of the Prague Basin outside the central segment, the reconstruction of the former sedimentary conditions is very difficult.

The Kosov Series (upper Ashgill) is the period of intensive deformations of the Prague Basin. The deformations resulted in an abrupt change in the sedimentation and extinction of deep-water shelly fauna and trilobites (Havlíček 1981, 1982). The lithological development of the Kosov Formation gives evidence of a tectonically influenced shallow-water sedimentation (Kukal 1963a,b, Havlíček 1982) in the central segment of the Basin. Conversely, in the marginal segment regions we presume erosion of earlier deposited Ordovician formations. This is testified by splinters and pebbles of Ordovician sediments in coarsely elastic beds of the Kosov Formation. In the closing of the Kosov a certain deepening of the Basin was observed. Even an eustatic uplift of the sea level cannot be ruled out (Berry - Boucot 1973). Besides current trace-fossils the upper Kosov Formation exhibits monotonous intertidal assemblages of infaunal lamellibranchs. In subsequent layers the sediments grow finer until up to the uppermost layers of the Kosov Formation where there was observed an invasion of a species-rich, according to Havlíček (1982) subtidal Hirnantia fauna which is usually found in fine, often calcareous silty to clayey deposits. The influx of the world-wide Hirnantia fauna brought brand-new faunal elements, unknown from the earlier formations of the Bohemian Paleozoic.

The development of sedimentation on the immediate Ordovician—Silurian boundary proved that the conditions had already stabilized. The break of sedimentation at the base of the Silurian resulting from the emergent Taconian phase as presumed by the older authors (Perner - Kodym 1919, Marek 1951, Bouček 1953 and others) should be excluded. The hypothesis that the Kosov Formation stratigraphically corresponds with the basal Silurian graptolite zones (Troedsson 1936, Bouček 1937b, Příbyl 1948) should be also ruled out. The sediments on the Ordovician—Silurian boundary change their colour and texture but do not change from the granulometric point of view in the north and south limb of the Basin as well as in the Řepy—Běchovice area. Bioturbated non-bedded siltstones and claystones of the uppermost Ordovician are replaced by dark clayey shales with variable silty admixture. Except for solitary cases (Štoreh 1980) the bioturbation disappears. It can be explained by an abiotic environment in the sediment (black colour, content of framboidal pyrite). The dark colour of shales is caused by an increased content of disseminated organic matter. A similar change can be observed in numerous regions around the world; it results from global causes. Dark graptolitic shales exhibit an utter lack of benthic fauna. Only some localities displayed numerous tiny inarticulate brachiopods together with usually planctonic graptolites of the *A. ascensus* — *Par. acuminatus* Zones. I suppose that these small subcircular lingulids lived attached to various floating organisms (algae). The cause of the sudden world-wide spread of the dark graptolitic shale facies may be the extensive and rapid transgression on the Ordovician—Silurian boundary (Berry - Boucot 1973) and associated changes. We cannot presume that the change was accomplished simultaneously in all sites. The research focussed on the rather small area of the Prague Basin corroborated that the onset of graptolitic shales sedimentation might be shifting within a certain time interval (the upper part of the *G. persculptus* Zone).

Laminites represent a more expressive change of sedimentation in the framework of the Prague Basin. Contrary to clayey shales of the Silurian base (*A. ascensus* Zone) which granulometrically correspond with the sediments of the uppermost Ordovician, the *Par. acuminatus* Zone exhibits a periodical, more elastic sedimentation. Laminae with prevailing clayey substance and high content of disseminated organic matter interchange with laminae with prevailing coarse silty to fine sandy fraction. Sandy laminae may represent sedimentation from suspension, but they lack graded bedding. Comparative studies of various sections from the lithological view point and a detailed intrazonal biostratigraphy revealed that the laminites represent more condensed sedimentation than clayey and silty shales. The onset of laminites is chronologically identical with the break in sedimentation in the north limb of the Basin. The transient development of the section Řeporyje—Velká Ohrada suggests that the sedimentation in the Pankrác area might have been interrupted at that time as well. In such

case we presume an additional washing of several centimeters to tens of centimeters of up to then unconsolidated graptolitic shales of the Silurian base (A. ascensus Zone — lower part of the Par. acuminatus Zone) and perhaps also of the part of the uppermost Ordovician (again several tens of centimeters of claystones and siltstones). Erosion of the part of the Kosov Formation has not been credibly corroborated in any site. The uppermost Ordovician underwent an anomalous development (coarser clastic deposits and absence of bioturbation in the upper layer) which permits the possibility of erosion of the uppermost layers of the bioturbated claystones only near Malá Chuchle and in the turn of the road near Velká Chuchle.

The relation between laminites and gaps in the north limb and the Pankrác area remains to be explained. The advancing lower Llandoveryan transgression caused further eustatic deepening of the Prague Basin sedimentary area and flooding of additional parts of the Basin's marginal segments. In the central graben-like segment of the Basin, in deeper environment, mildly intensive bottom current probably originated. The current brought about either a shorter break of sedimentation (area of the north limb of the Basin) or a longer lasting gap, perhaps accompanied by a mild subaquatic erosion (Pankrác area). In sites with decreased washing capacity of the bottom current a disquiet, condensed sedimentation of laminites occurred. The current with fluctuating intensity alternated settling of the uppermost thin layer of the sediment with its washing out. Large accumulations of undamaged and insufficiently directed graptolite rhabdosomes (with intact fragile parts) found in clayey laminae indicate a low intensity of the flow. Rhabdosomes were infrequently established also in sandy laminae. The fine sandy material from elastic laminae comes probably from the sediments washed out from sites with a stronger flow (according to its sorting and ovaling of quartz grains). The influx of new elastic material from the land was strongly limited with regard to decreased rate of sedimentation in the basal Silurian of the Prague Basin. Direction of the bottom current was possible to determine according to the trending of graptolites in several cases on the locality Prague - Řepý (proximal ends of the rhabdosomes were oriented 20° to the NW).

The rate of graptolitic shales sedimentation in the Prague Basin basal Silurian was approximately established on the basis of data from North Canada and Alaska (Churkin - Carter - Johnson 1977). Using the results of absolute age dating (Rb/Sr, K/Ar) the authors calculated the speed of graptolitic shales sedimentation and the time interval of several graptolite zones at the Ordovician—Silurian boundary. The *G. persculptus* Zone probably lasted 0.2 m.y., *A. acuminatus* Zone (which corresponds to the *A. ascensus* and *Par. acuminatus* Zones of the Prague Basin) ranged 0.4 m.y. and *Cyst. vesiculosus* and *C. cyphus* Zones 0.6 and 1.1 m.y., respectively. After biostratigraphical correlation and simple conversion the results can be applied also in the

Bohemian Silurian. Thus was determined that in the *A. ascensus* and *Par. acuminatus* Zone the sedimentation rates ranged between 1 mm (south limb of the Prague Basin) and 7.5 mm (Řepy, Běchovice) per 1 000 years. According to the sections majority of the speed of sedimentation in the *Cyst. vesiculosus* and *C. cyphus* Zones was about 1 mm per 1 000 years.

South limb and the southern part of the southwest closures of the Prague Basin at the Ordovician—Silurian boundary represent the deepest part of the Prague Basin with the most quiescent sedimentation. The Želkovice Formation exhibits no gaps and the agitated laminite sedimentation is limited to a short interval (*Par. acuminatus* and *Cyst. vesiculosus* Zones). Sedimentations of siliceous rocks ("phtanites") and silty silicites of the *Dem. convolutus* Zone in the south limb area are the earliest and the most expressive. The area of the most quiescent basal Silurian sedimentation corresponds to the region with an intensive subsidence in the upper Ordovician (Havlíček 1981). The Řepy--Běchovice area joins two distant localities with common lithologic development with similar larger thicknesses of the basal Silurian. Larger thicknesses and coarser muddy sediments in Řepy evidence more rapid sedimentation in the environment probably isolated by a rising zone (in sites of the present Prague Fault) from the areas exposed to the influence of the bottom current in the Pankrác area. The rising zone has been documented by Havlíček (1982) from the period of the Bohdalec Formation sedimentation.

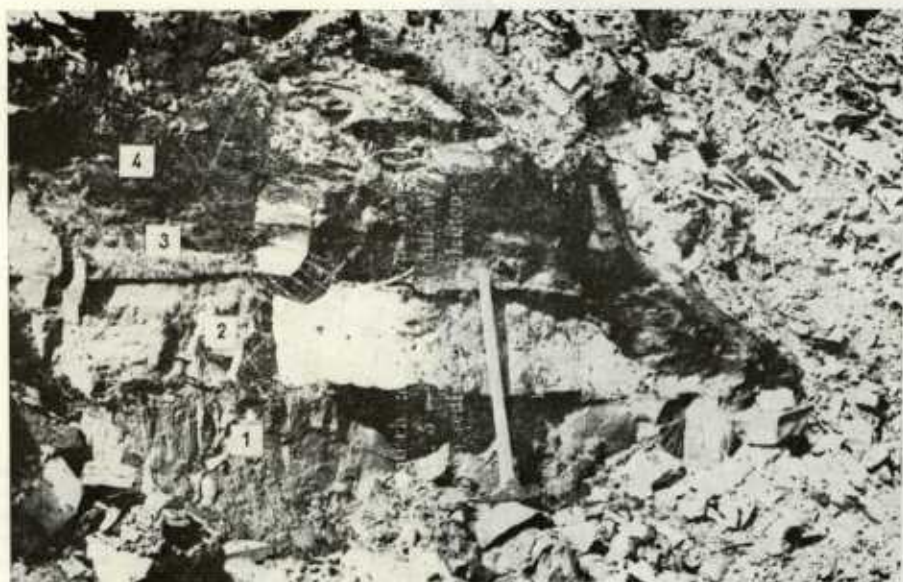
For a total reconstruction of the sedimentary area we lack data on the Ordovician—Silurian boundary from the substratum of the Silurian and Devonian sediments in the center of the Basin. Unfortunately, the base of the Silurian is not known south of Tachlovice Fault, nor from isolated Silurian blocks between Hýskov and Železná and from Nenačovice (pl. 2). In spite of this, the present research of the Ordovician—Silurian boundary yielded several important findings.

Conclusion

The evolution of the Prague Basin at the Ordovician—Silurian boundary is represented as a model open to further data.

An uninterrupted sedimentary succession has been established beyond doubt in the Řepy—Běchovice area, entire south limb and in the southern part of the southwest closures of the Prague Basin Silurian syncline. An interrupted sedimentary succession has been proved in the north limb and the Pankrác area.

In the north limb the sedimentation is interrupted in the *Par. acuminatus* Zone and the same situation is extrapolated into the Pankrác area. The stratigraphic gap of the Pankrác area extends up to the *Monocl. greistoneinsis* Zone (fig. 1).

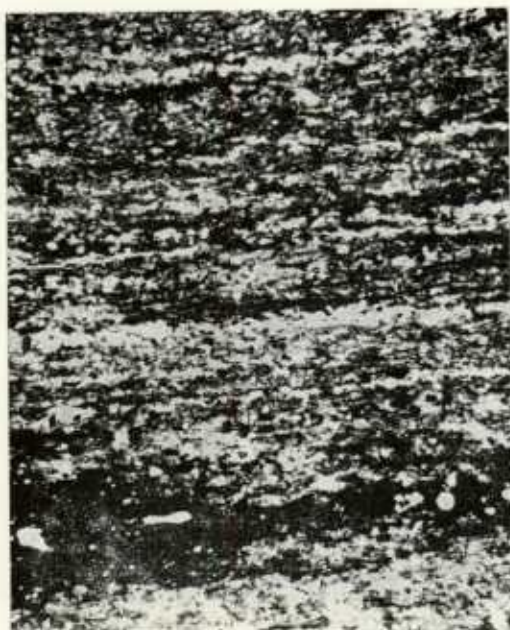


1. Ordovician—Silurian boundary at Prague-Repy
1 — slightly calcareous bioturbated claystone with *Hirnantia* fauna; 2 — heavy bioturbated siltstone; 3 — layer with transition from light to dark laminated shales (? *G. persculptus* Zone); 4 — dark clayey shales (*A. ascensus* Zone)

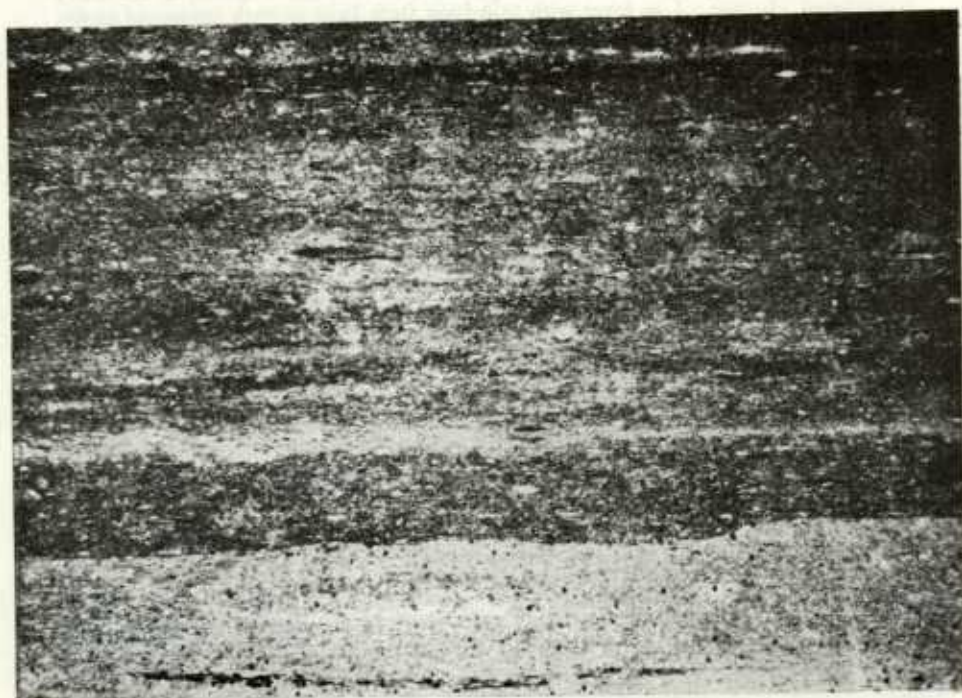


2. Light-grey bioturbated claystone to siltstone of the uppermost layers of the Kosov Formation. Černošice section. Parallel nicols; $\times 60$

Photo (1) P. Storch, (2) J. Zoubek

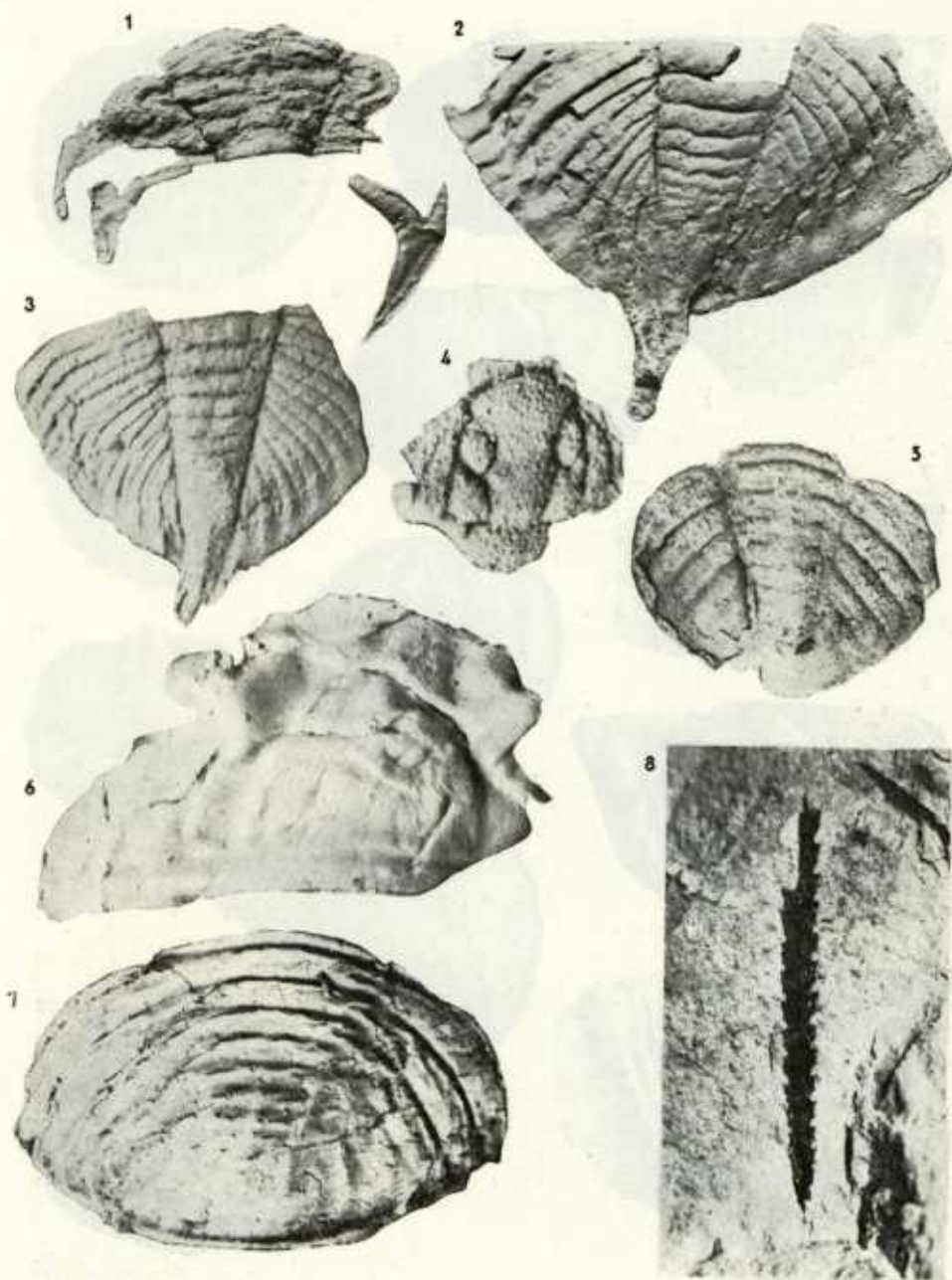


1. Laminite. Light laminae with silty and fine-grained sandy material, dark clayey laminae are rich in organic matrix. Uppermost part of *Par. acuminatus* Zone. Prague - Ropy section, Parallel nicols; $\times 20$

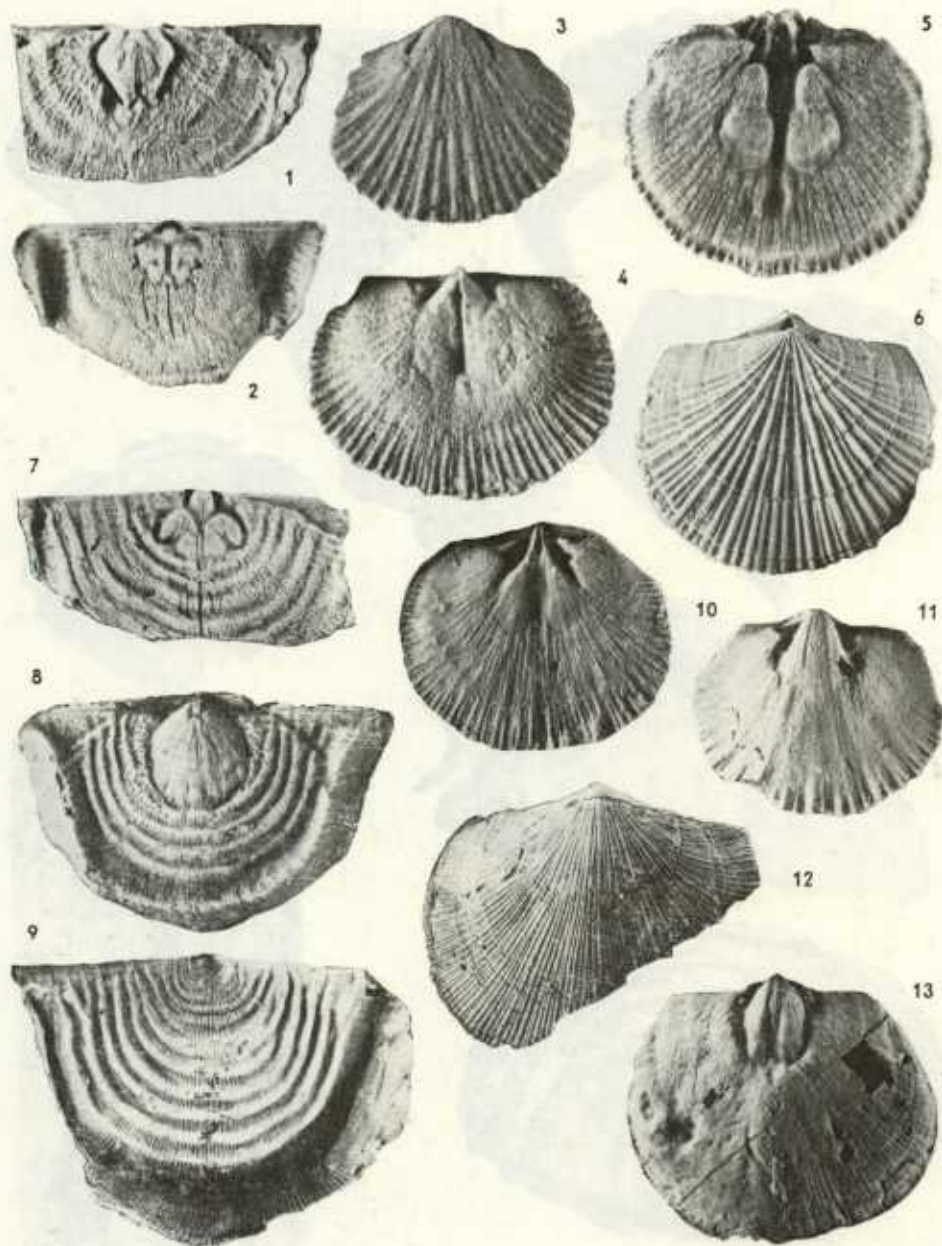


2. Clayey to silty shale. Lamination is present due to different content of organic matrix. Lower part of *Par. acuminatus* Zone. Prague - Ropy section, Parallel nicols; $\times 20$

Photos J. Zoubek



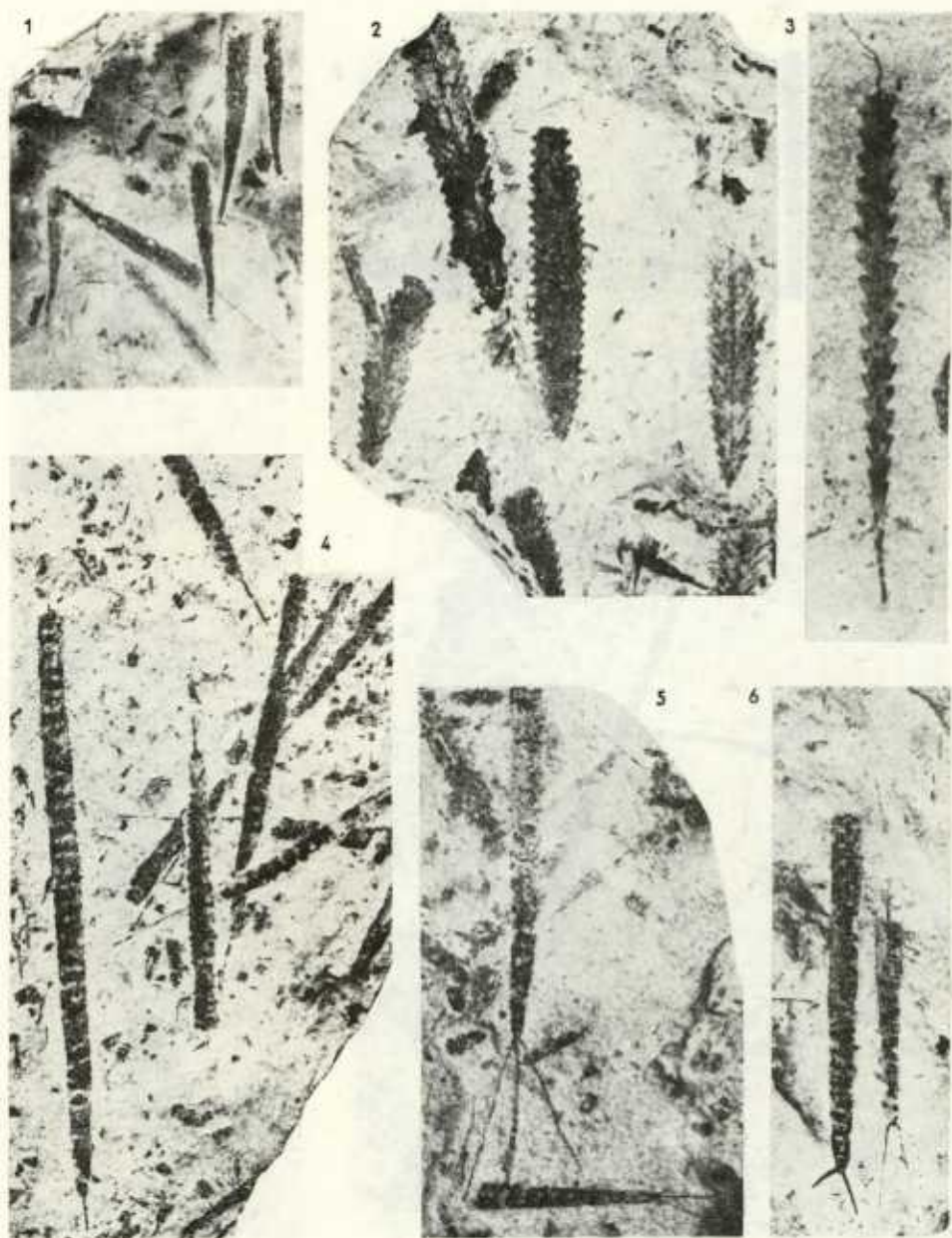
Uppermost Ordovician Hirnantia fauna
1, 2, 3 — *Mucronaspis mucronata* (Brongniart), 4 — *Primaspis* (*Bojokoralaspis*) *spec. nov.*;
5 — *Duftonia* *sp.*; 6, 7 — *Brongniartella platynota* (Dalman); 8 — *Glyptograptus bohemicus* Marek. Figs. 1, 8 ($\times 3$); fig. 2 ($\times 2.5$); figs. 3, 5 ($\times 5.5$); fig. 4 ($\times 9$); figs. 6, 7 ($\times 2$)
Photos P. Storch



Uppermost Ordovician Hirnantia fauna

1, 2 — *Leptaenopoma trifidum* Marek et Havlíček; 3, 4 — *Draborthis caelebs* Marek et Havlíček; 5, 6 — *Dalmanella testudinaria* (Dalman); 7, 8, 9 — *Leptaena rugosa* Dalman; 10, 11 — *Trucizetina subrotundata* Havlíček; 12, 13 — *Hirnantia sagittifera* (McCoy) Fig. 1 (×2); figs. 2, 7, 8, 9, 12, 13 (×1.5); fig. 3 (×5); figs. 4, 11 (×4); figs. 5, 6, 10 (×3)

Photos UUG — H. Vršťalová



Graptolite assemblages of *A. ascensus* Zone (1, 2) and *Par. acuminatus* Zone (3, 4, 5, 6)
1 — *Akidograptus ascensus* Davies, 2 — *Diplograptus modestus* Lapworth, 3 — *Parakidograptus acuminatus* (Nicholson), 4 — *Climacograptus* cf. *medius* Törnquist, 5 — *Climacograptus trifilis* Manck, 6 — *Climacograptus longifilis* Manck, Figs. 1, 3 ($\times 3$); figs. 2, 4, 5, 6 ($\times 2$)
Photos P. Storch



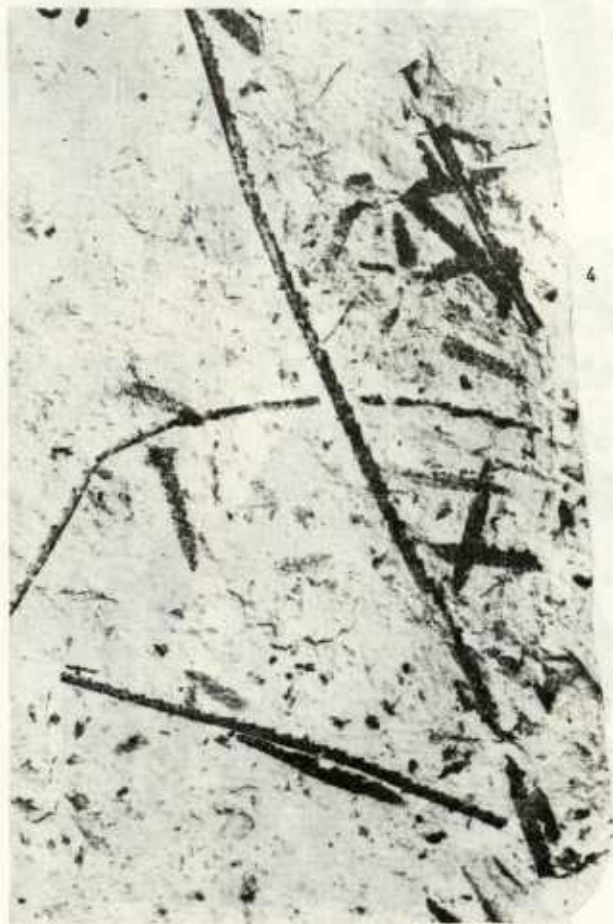
1



2



3



4



5

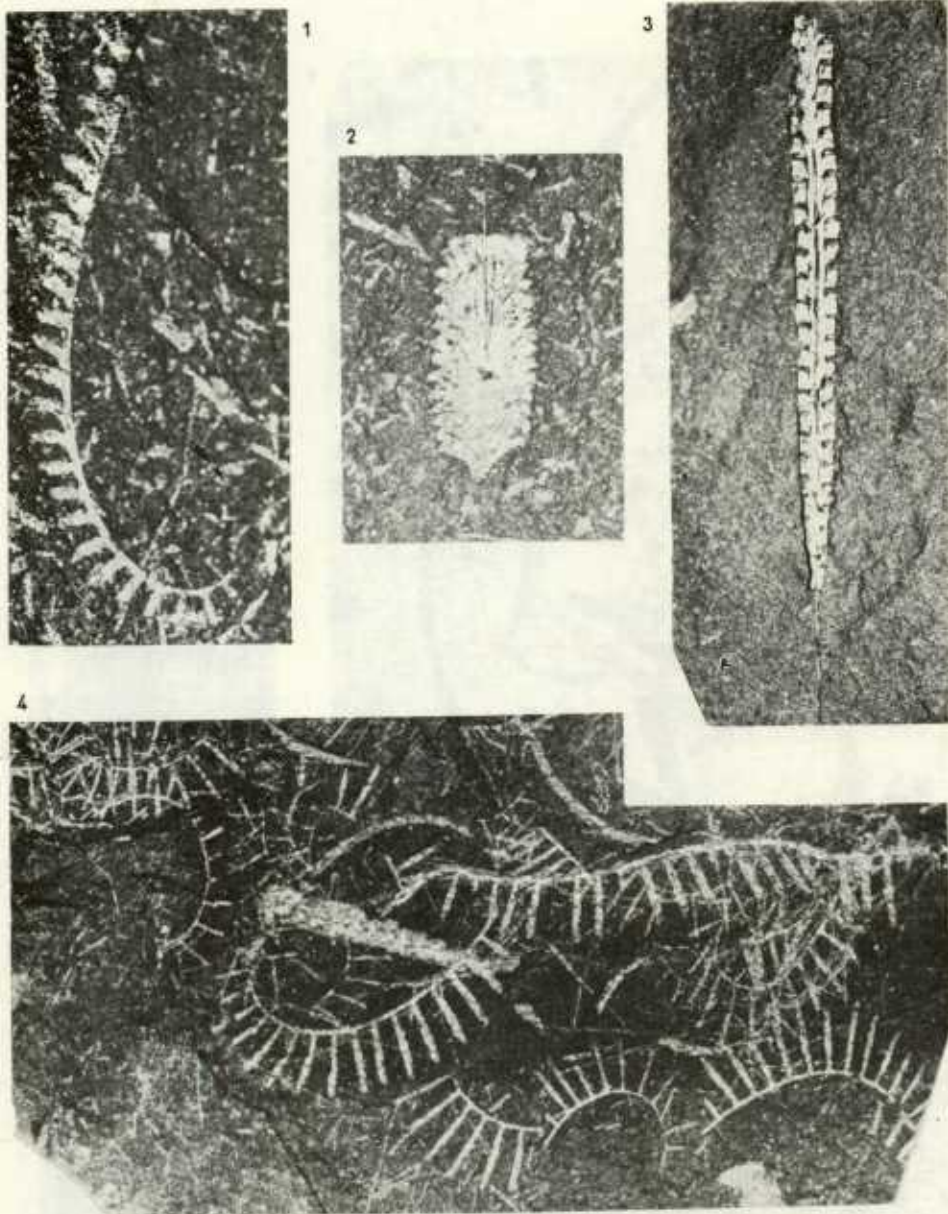
Graptolite assemblage of *Cyst. vesiculosus* Zone
 1, 4 — *Atavograptus atavus* (Jones), 2, 5 — *Cystograptus vesiculosus* (Nicholson), 3 —
Dimorphograptus confertus (Nicholson). All specimens ($\times 2$) Photos P. Storch



Graptolite assemblage of *C. cyphus* Zone

1 — *Coronograptus cyphus cyphus* (Lapworth), 2 — *Diplograptus jezzanensis* Desio, 3, 4 —
Monograptus austerus austerus Törnquist. All specimens (X2)

Photos P. Storch



Graptolite assemblage of *Dem. triangulatus* Zone
Demirastrites triangulatus (Harkness), 2 — *Petalograptus ovatoelongatus* Kurek, 3 — *Rhaphidograptus toernquisti* (Elles et Wood), 4 — *Rastrites longispinus* Perner. All specimens (X3)
 Photos P. Storch

The chapter on the evolution of the uppermost Ordovician surveys the *Hirnantia sagittifera* Community of the Prague Basin. The G. bohemicus Zone from the uppermost Ordovician of the Prague Basin was defined in the chapter on biostratigraphy.

Detailed biostratigraphy of the Silurian permitted, besides more accurate delimitation of the Ordovician—Silurian boundary on the base of the *Akidograptus ascensus* Zone and determination of the sequence of graptolite faunas, a precise correlation of the Silurian sections with those abroad, including correlation with the Dob's Linn international stratotype in Scotland (tab. 1).

The Silurian base of the Prague Basin is defined by the first occurrence of *Akidograptus ascensus* and *Diplograptus modestus* and is comparable with the base of the *Parakidograptus acuminatus* Zone in Dob's Linn. Several localities of the Prague Basin (Želkovice, ? Vočkov, Prague - Řepy) exhibited dark shales with graptolites already below the base of the *A. ascensus* Zone. The assemblage probably corresponds to the uppermost part of the *G. persculptus* Zone.

The onset of graptolitic shales was not simultaneous within the whole Basin; it occurred perhaps in the course of the upper part of the *G. persculptus* Zone which is the uppermost Ordovician graptolite zone according to the present conception. In several parts of the Prague Basin graptolitic shales were established with certainty not before the base of the *A. ascensus* Zone and the *G. persculptus* Zone was developed still in the form of light-coloured bioturbated siltstones and claystones of the Kosov Formation. The slight disproportion between the Kosov and Želkovice Formations lithostratigraphic boundary and the Ordovician—Silurian (based on biostratigraphy) is shown in fig. 1.

K tisku doporučil I. Chlupáč

Přeložila T. Hlavatá

References

- Apollonov M. K. - Bandaletov S. M. - Nikitin I. F. eds. (1980): *Grani-ca ordovika i silura v Kazachstane*. — Izd. Nauka, Alma-Ata.
- Berry W. B. N. - Boucot A. J. (1973): *Glacio-eustatic control of Late Ordovician — Early Silurian Platform sedimentation and faunal changes*. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, 275—284. New York.
- Bouček B. (1937a): *Stratigrafie siluru v dalejském údolí u Prahy a v jeho nejbližším okolí*. — *Rozpr. Čes. Akad. Věd Umění, Tř. II*, 46, 27. Praha.
- (1937b): *Stratigraphie et parallélisme de l'Ordovicien supérieur de la Bohême*. — *Bull. Soc. géol. France, Sér. 5*, 7, 439—458. Paris.
- (1946): *Příspěvek k poznání siluru a nejmladšího ordoviku na pravém břehu vltavském u Prahy*. — *Věst. Král. Čes. Společ. Nauk, Tř. mat.-přírodověd., II*. Praha.
- (1953): *Biostratigrafie, vývoj a korelace želkovických a motolských vrstev českého siluru*. — *Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. paleont.*, 20, 421—484. Praha.

- Bouček B. - Přibyl A. (1958): Studie o litologii kosovských vrstev českého ordoviku. — Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd, 68, 8. Praha.
- Chlupáč I. (1953): Poznámky ke stratigrafii královských břidlic v okolí Litně. — Čas. Nár. Muz., Odd. přírodověd., 122, 1, 28—33. Praha.
- Chlupáč I. ed. (1978): Zásady československé stratigrafické klasifikace. — Věst. Ústř. Úst. geol., 53, 6, 322—331. Praha.
- Churkin M. - Carter C. - Johnson B. (1977): Subdivision of the Ordovician and Silurian time scale using accumulation rates of graptolitic shale. — *Geology*, 5, 452—456. Cardiff.
- Havlíček V. (1980): Vývoj paleozoických pánví v Českém masívu (kambrium — spodní karbon). — Sbor. geol. Věd, Geol., 34, 31—65. Praha.
- (1981): Development of a linear sedimentary depression exemplified by the Prague Basin (Ordovician—Middle Devonian; Barrandian area — central Bohemia). — Sbor. geol. Věd, Geol., 35, 7—48. Praha.
- (1982): Ordovician in Bohemia: development of the Prague Basin and its benthic communities. — Sbor. geol. Věd, Geol., 37, 103—136. Praha.
- Havlíček V. - Marek L. (1973): Bohemian Ordovician and its international correlation. — Čas. Mineral. Geol., 18, 225—232. Praha.
- Hedberg H. D. ed. (1976): International Stratigraphic Guide. — A. White - Intersei. Publ., 1—200. New York — London — Sydney — Toronto.
- Horný R. (1956): Zóna *Akidograptus ascensus* v jižním křídle barrandienského siluru. — Věst. Ústř. Úst. geol., 31, 62—69. Praha.
- (1958): Zpráva o stratigraficko-paleontologickém výzkumu a mapování středočeského siluru. — MS archiv Ústř. úst. geol. Praha.
- (1960): Stratigrafie a tektonika západních uzávěrů siluro-devonského synklinoria v Barrandienu. — Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol., 26, 1, 495—530. Praha.
- Hutt J. (1975): The Llandovery graptolites of the English Lake District. — Monogr. Palaeontogr. Soc., 2, 57—137. London.
- Jaeger H. (1977): Das Silur/Lochkov-Profil im Frankenberger Zwischengebirge (Sachsen). — Freiberg. Forsch.-H., R. C, 326, 45—59. Freiberg.
- Koren' T. N. et al. (1983): Granica ordovika i silura na Severo-Vostoke SSSR. — Izd. Nauka. Leningrad.
- Kříž J. (1975): Revision of the Lower Silurian stratigraphy in Central Bohemia. — Věst. Ústř. Úst. geol., 50, 5, 275—282. Praha.
- Kříž J. - Pojeta J. (1974): Barrandes colonies concept and a comparison of his stratigraphy with the modern stratigraphy of the middle Bohemian lower Paleozoic Rocks (Barrandian) of Czechoslovakia. — *J. Paleont.*, 48, 3, 489—494. Tulsa.
- Kukal Z. (1961a): Složení černých břidlic liteňských vrstev barrandienského siluru. — Zpr. geol. Výzk. v r. 1960, 78—81. Ústř. úst. geol. Praha.
- (1961b): Složení a vznik sedimentů vrstev kosovských barrandienského ordoviku. — Věst. Ústř. Úst. geol. 36, 5, 347—350. Praha.
- (1963a): Výsledky sedimentologického výzkumu barrandienského ordoviku. — Sbor. geol. Věd, Geol., 1, 103—138. Praha.
- (1963b): Sedimentární textury barrandienského ordoviku. — Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd, 73 (2). Praha.
- Lenz A. C. (1979): Llandoveryan graptolites zonation in the northern Canadian Cordillera. — *Acta palaeont. pol.*, 24, 1, 137—153. Warszawa.
- (1982): Llandoveryan graptolites of the Northern Canadian Cordillera: *Petalograptus*, *Cephalograptus*, *Rhapidograptus*, *Dimorphograptus*, *Retiolitidae*, and *Monograptidae*. — *Life Sci. Contr. Royal Ontario Mus.*, 130, 1—154. Toronto.

- Lespérance P. J. - Sheehan P. M. (1981): Hirnantian fauna in and around Percé, Québec. — In: Field meeting, Anticosti — Gaspé, Québec, 1981, V. (2), Stratigraphy and Paleontology, 231—245. Montréal.
- Li Ji-jin - Qian Yi-yunan - Zhang Jun-ming (1983): Ordovician—Silurian Boundary Section at Beigong of Jingxian, Anhui Province. — In: Papers for the Symposium on the Cambrian—Ordovician and Ordovician—Silurian Boundaries Nanjing, China, October 1983, 123—129. Nanjing.
- Marek L. (1951a): Nález druhu *Akidograptus acuminatus* (Nich.) v českém siluru. — Věst. Ústř. Úst. geol., 26, 3, 382—384. Praha.
- (1951b): Nové nálezy ve vrstvách kosovských (dřz). — Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. paleont., 18, 233—244. Praha.
- (1954): *Glyptograptus bohemicus* n. sp. z vrstev kosovských (dřz). — Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. paleont., 21, 7—10. Praha.
- (1963a): Bellerophonid gastropods in the Kosov Beds (Ordovician) of Bohemia. — Věst. Ústř. Úst. geol., 38, 4, 273—276. Praha.
- (1963b): Zpráva o výzkumu fauny vrstev kosovských českého ordoviku. — Zpr. geol. Výzk. v r. 1962, 103—104. Ústř. úst. geol. Praha
- Marek L. - Havlíček V. (1967): The articulate brachiopods of the Kosov Formation (Upper Ashgillian). — Věst. Ústř. Úst. geol., 42, 4, 275—284. Praha.
- Marešová L. (1954): Průzkum uranonosnosti silurských uloženin v Barrandienu. — MS Geofond. Praha.
- Mu En-zhi et al. (1983): Ordovician-Silurian Boundary of Yichang, Hubei. — In: Papers for the Symposium on the Cambrian—Ordovician and Ordovician—Silurian Boundaries Nanjing, China, October 1983, 94—106. Nanjing.
- Perner J. - Kodým O. sen. (1919): O rozčlenění svrchního siluru v Čechách. — Čas. Mus. Král. čes., 93, 6—24. Praha.
- (1922): On the zonal division and correlation of the Silurian of Bohemia. — Amer. J. Sci., 5, 4, 19. Washington.
- Prantl F. (1949): Some Llandoveryan Radiolarites from Bohemia. — Věst. Král. Čes. Společ. Nauk, Tř. mat.-přírodověd., 1—6. Praha.
- Prantl F. - Příbyl A. (1940): Příspěvek k poznání siluru v okolí Stodůlek. — Věst. Král. Čes. Společ. Nauk, Tř. mat.-přírodověd., 1—13. Praha.
- (1944): Příspěvek k poznání geologických poměrů u Tachlovic. — Rozpr. Čes. Akad. Věd Umění, Tř. II, 54, 3. Praha.
- Příbyl A. (1940): Stratigrafické rozčlenění graptolitových zón z tak zvaných „Barrandeových kolonií“. — Věst. Král. Čes. Společ. Nauk, Tř. mat.-přírodověd., 1—12. Praha.
- (1948): Bibliographic Index of Bohemian Silurian Graptolites. — Knih. St. geol. Úst. Republ. Čs., 22. Praha.
- Štěpánek P. (1984): Geologie pankrácké štoly. — MS archív Ústř. úst. geol. Praha.
- Storch P. (1980): Litologický vývoj a biostratigrafie želkovickeho souvrství v jv. křídle Barrandienu. — MS (Rigorózní práce), Geofond. Praha.
- (1982): Ordovician-Silurian boundary in the northernmost part of the Prague Basin (Barrandian, Bohemia). — Věst. Ústř. Úst. geol., 57, 4, 231—236. Praha.
- Troedsson G. F. (1936): The Ordovician—Silurian Boundary in Europe, mainly in the Scandinavian-Baltic Region. — Report of XVI intern. Geol. Congr. Washington 1933. Washington.
- Williams S. H. (1983): The Ordovician—Silurian graptolite fauna of Dob's Linn, southern Scotland. — Palaeontology, 26, 3, 605—639. London.

Hranice ordovik-silur v pražské pánvi (Barrandien)

(Résumé anglického textu)

Petr Štorch

Předloženo 2. dubna 1984

Práce se zabývá hraničním intervalem ordovik—silur v oblasti pražské pánve. V návaznosti na starší práce jsem se pokusil o rekonstrukci vývoje sedimentačního prostoru pražské pánve na hranici ordovik—silur na základě litologických a detailních stratigrafických výzkumů.

Po období synsedimentárních deformací pánve dochází v nejvyšším kosovském souvrství k uklidnění a určitému prohloubení sedimentačního prostoru. Již v nejvyšších lavicích křemenných pískovců flyšoidní svrchní části kosovského souvrství (stupeň Kosov) se objevuje kromě ichnofosilií chudé intertidální (Havlíček 1982) společenstvo infaunních mlžů. Výše dochází v souvislosti s tektonickým uklidněním ke zjemňování sedimentů. V často vápnatých prachových až jílových uloženinách nejvyšších poloh kosovského souvrství se objevuje druhově bohatá, světové rozšířená, podle Havlíčka (1982) mělce subtidální *hirnantiová fauna*. Její imigrace přinesla do Čech zcela nové faunistické prvky, ze starších souvrství neznámé.

Podle charakteru vývoje hraničního intervalu bylo v rámci pražské pánve vymezeno pět oblastí (přil. 2). V úseku Řepy—Běchovice, v celém j. křídle a v j. části jz. uzávěrů silurské synklinály pražské pánve byl zjištěn nepřerušovaný vrstevní sled. V severním křídle a v pankrácké oblasti je naopak přerušovaná sedimentace. Plošné a vertikální rozšíření hiátů je znázorněno na obrázku 1.

Na bezprostřední hranici ordoviku a siluru nedochází k podstatné změně sedimentace. Granulometricky se sedimenty téměř nemění, tmavá barva jílových graptolitových břidlic bazálního siluru je dána vysokým obsahem rozptýlených organických látek. Změnu textury způsobenou náhlým vymizením bioturbací v tmavých břidlicích lze vysvětlit abiotickým redukčním prostředím v sedimentu. Proto v graptolitových břidlicích nenacházíme nepřemístěnou bentózní faunu.

Určitou změnu dynamiky sedimentace vyjadřuje nástup písčito-sílnatých laninitů během zóny *Par. acuminatus*, který se podle biostratigrafie časově kryje s přerušením sedimentace v s. křídle pánve a pravděpodobně i s přerušením sedimentace v pankráckém úseku. Aplikací výsledků autorů Churkin - Carter - Johnson (1977) byla v pražské pánvi stanovena rychlost sedimentace graptolitových břidlic. V zónách *A. ascensus*—*C. cyphus* se pohybuje

okolo 1 mm za 1000 let (max. rychlost 7,5 mm za 1000 let byla vypočtena pro lokalitu Praha - Řepy).

Souhrnný přehled fauny kosovského souvrství je uveden v kapitole o vývoji nejvyššího ordoviku. Zóna *G. bohemicus* je definována v nejvyšším ordoviku pražské pánve v kapitole o biostratigrafii.

Báze siluru je v pražské pánvi definována nástupem druhu *Akidograptus ascensus* (společně s *Diplograptus modestus*), což odpovídá bázi zóny *Par. acuminatus* v Dobš Linn. Na několika lokalitách (Želkovice, Praha - Řepy, ? Vočkov) byly již v podloží zóny *A. ascensus* zjištěny tmavé břidlice s graptolity. Společenstvo odpovídá nejspíše svrchní části zóny *G. persculptus*, která je v současném pojetí nejvyšší ordovickou graptolitovou zónou. V některých částech pražské pánve se graptolitové břidlice objevují prokazatelně až na bázi zóny *A. ascensus* a zóna *G. persculptus* je vyvinuta ještě v podobě světlých bioturbovaných prachovců a jílovců nejvyššího kosovského souvrství. Drobná disproporce mezi litostratigrafickou hranicí kosovského a želkovického souvrství a chronostratigrafickou hranicí ordovik—silur (založenou na biostratigrafii) je znázorněna na obrázku 1.

Detailní biostratigrafie siluru přinesla, vedle formálního upřesnění hranice ordovik—silur v pražské pánvi na bázi zóny *Akidograptus ascensus* a poznání sledu graptolitových společenstev, přesnou korelaci se základními profily v zahraničí (tab. 1).

Vysvětlivky k tabulkám a obrázku 1

Tabulka 1. Korelační tabulka biostratigrafického členění hraničního intervalu ordovik—silur.

Pozn.: Výskyt světově rozšířené hirnanciové fauny se zdá být omezen na zóny *G. persculptus*—*Cl. extraordinarius* (*G. bohemicus*); zóna *G. persculptus* neodpovídá ve všech oblastech stejnému stratigrafickému rozsahu a má i poněkud proměnlivé graptolitové společenstvo.

Tabulka 2. Stratigrafické rozšíření graptolitů hraničního intervalu ordovik—silur v pražské pánvi (Barrandien).

1. Litologický (faciální) vývoj a biostratigrafické, chronostratigrafické a litostratigrafické poměry na hranici ordovik—silur v pražské pánvi (Barrandien).

1 — prachovec až jemnozrnný křemenný pískovec; 2 — prachovec a prachová břidlice; 3 — laminit; 4 — jílovec a jílovitá břidlice; 5 — křemičitá břidlice až prachovito-jílovitý silicit. Ve sloupci znázorňujícím litologický vývoj a v biostratigrafické kolonce je znázorněn časový interval a rozšíření přerušení sedimentace; rovněž je znázorněn diachronický nástup sedimentace graptolitových břidlic (želkovické souvrství).

Vysvětlivky k přílohám

Příl. I

1. Profil hranici ordovik—silur v Praze - Řepích.

1 — slabě vápnitý bioturbovaný jílovec s hirnanciovou faunou; 2 — intenzivně biotur-

- bovaný prachovec; 3 — vrstva s přechodem ze světlých do tmavých laminovaných břidlic (zóna ? *G. persculptus*); 4 — tmavé jílovité břidlice (zóna *A. ascensus*).
2. Světle šedý bioturbovaný jílovec až prachovec z nejvyšších poloh kosovského souvrství. Profil Černošice. Rovnoběžné nikoly; $\times 60$. Foto (1) P. Štorch, (2) J. Zoubek

Příl. II

1. Laminit. Světlé laminy jsou tvořeny převážně prachovou a jemně písčitou komponentou, tmavé jílovité laminy obsahují hodně organické substance. Nejvyšší část zóny *Par. acuminatus*. Profil Praha - Řepy. Rovnoběžné nikoly; $\times 20$.
2. Jílovitá až prachovitá břidlice. Laminace je zřetelná z rozdílného obsahu organické substance. Spodní část zóny *Par. acuminatus*. Profil Praha - Řepy. Rovnoběžné nikoly; $\times 20$. Foto J. Zoubek

Příl. III

Hirnanciová fauna nejvyššího ordoviku.

- 1, 2, 3 — *Mucronaspis mucronata* (Brongniart), 4 — *Primaspis (Bojokoralaspis) spec. nov.*; 5 — *Duftonia* sp.; 6, 7 — *Brongniartella platynota* (Dalman); 8 — *Glyptograptus bohemicus* Marek. Obr. 1, 8 ($\times 3$); obr. 2 ($\times 2.5$); obr. 3, 5 ($\times 5.5$); obr. 4 ($\times 9$); obr. 6, 7 ($\times 2$). Foto P. Štorch

Příl. IV

Hirnanciová fauna nejvyššího ordoviku.

- 1, 2 — *Leptaenopoma trifidum* Marek et Havlíček; 3, 4 — *Draborthis caelebs* Marek et Havlíček; 5, 6 — *Dalmanella testudinaria* (Dalman); 7, 8, 9 — *Leptaena rugosa* Dalman; 10, 11 — *Trucizetina subrotundata* Havlíček; 12, 13 — *Hirnantia sagittifera* (McCoy). Obr. 1 ($\times 2$); obr. 2, 7, 8, 9, 12, 13 ($\times 1.5$); obr. 3 ($\times 5$); obr. 4, 11 ($\times 4$); obr. 5, 6, 10 ($\times 3$). Foto UUG — H. Vršalová

Příl. V

Graptolitové společenstvo zóny *A. ascensus* (1, 2) a *Par. acuminatus* (3, 4, 5, 6).

- 1 — *Akidograptus ascensus* Davies, 2 — *Diplograptus modestus* Lapworth, 3 — *Parakidograptus acuminatus* (Nicholson), 4 — *Climacograptus cf. medius* Törnquist, 5 — *Climacograptus trifilis* Manek, 6 — *Climacograptus longifilis* Manek. Obr. 1, 3 ($\times 3$); obr. 2, 4, 5, 6 ($\times 2$). Foto P. Štorch

Příl. VI

Graptolitové společenstvo zóny *Cyst. vesiculosus*.

- 1, 4 — *Atavograptus atavus* (Jones), 2, 5 — *Cystograptus vesiculosus* (Nicholson), 3 — *Dimorphograptus confertus* (Nicholson). Vše zvětšeno $2\times$. Foto P. Štorch

Příl. VII

Graptolitové společenstvo zóny *C. cyphus*.

- 1 — *Coronograptus cyphus cyphus* (Lapworth), 2 — *Diplograptus fezzanensis* Desio, 3, 4 — *Monograptus austerus austerus* Törnquist, Vše zvětšeno $2\times$. Foto P. Štorch

Příl. VIII

Graptolitové společenstvo zóny *Dem. triangulatus*.

- 1 — *Demirastrites triangulatus* (Harkness), 2 — *Petalograptus ovatoelongatus* Kurek, 3 — *Rhaphidograptus toernquisti* (Elles et Wood), 4 — *Rastrites longispinus* Perner. Vše zvětšeno $3\times$. Foto P. Štorch

Пřil. 1

Korelace nejdůležitějších profilů hranic ordovik—silur v pražské pánvi (Barrandien). 1 — žlutošedý jílovec až prachovec; 2 — tmavě šedá břidlice; 3 — tmavě šedá prachovitá břidlice; 4 — tmavě šedý laminit; 5 — černá křemičitá břidlice; 6 — zpevnění sedimentů na kontaktu s intruzemi; 7 — zelenošedá jílovitá sedimentární brekie; 8 — intruzivní bazalt („diabas“); 9 — bioturbace; 10 — bentózní hirnanciová fauna; 11 — oxidy a hydroxidy železa; 12 — přerušeni sedimentace; 13 — zlom; 14 — drobné tektonické porušení.

Пřil. 2

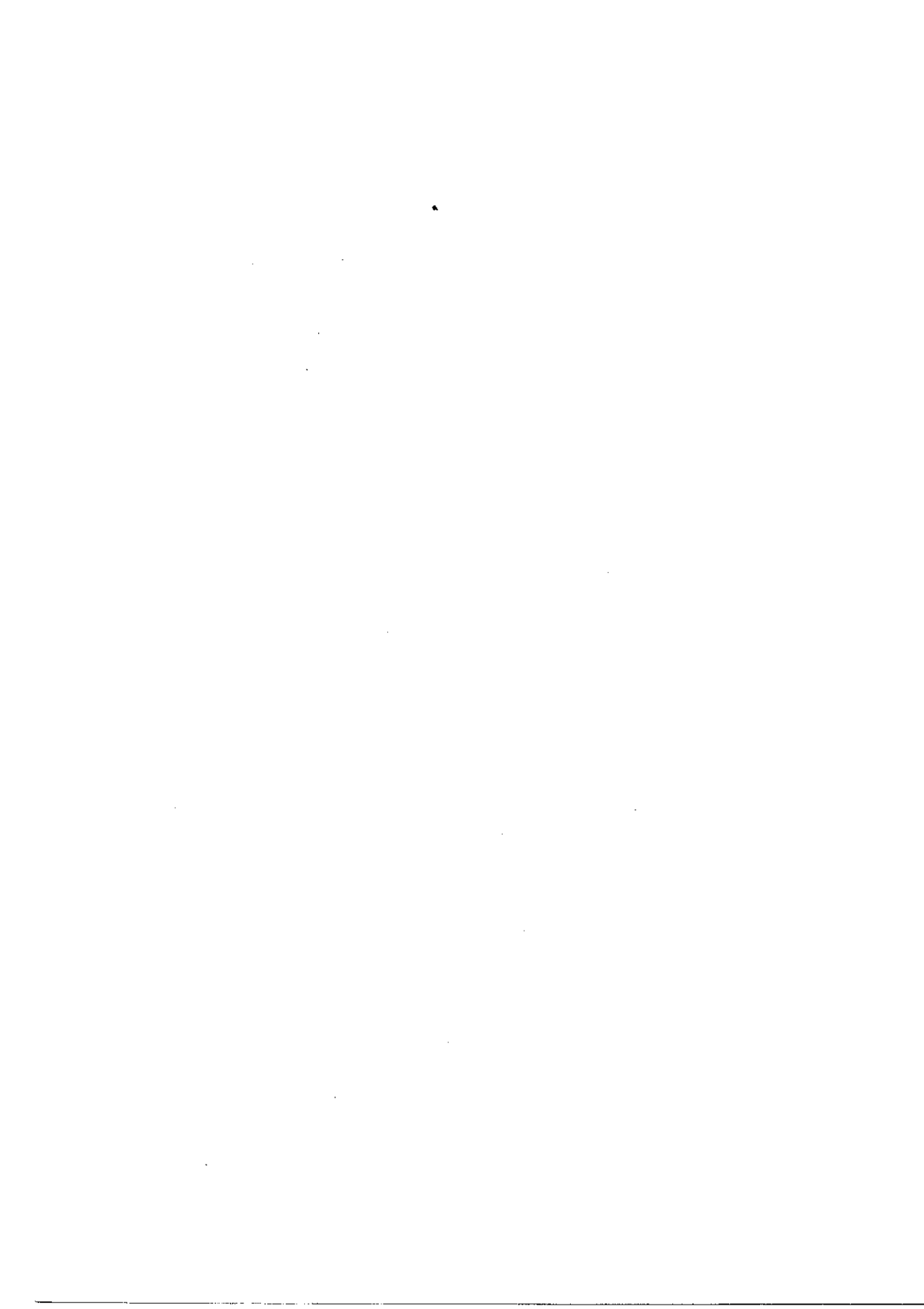
Mapa zachovalé části sedimentačního prostoru bazálního siluru (želkovické souvrství) pražské pánve.

1 — výchozy sedimentů spodního siluru (litéňská skupina); Rozdělení na oblasti podle charakteru sedimentace v bazálním siluru: 2 — oblast Pankráce; 3 — severní křídlo; 4 — jihozápadní uzávěry; 5 — jižní křídlo; 6 — oblast Řep a Běchovic. Lokality: 7 — výskyt hirnanciové fauny; 8 — profily vyobrazené na příloze 1; 9 — profily sestavené podle B. Boučka, R. Horného, J. Kříže a A. Příbyla (B — Běchovice, C — Černošice, D — Běleč, E — Želkovice, H — Hlásná Třeboň, K — Karlík, L — Loděnice, M — Malá Chuchle, O — Řeporyje - Velká Ohrada, R — Řepy, S — Sedlec, U — Velká Chuchle, V — Vočkov, Z — Zadní Třeboň, e — Nenačovice, n — Jinonice - Nová Ves, p — Pankrác, t — Tachlovice, y — Hýskov).

Граница между ордовиком и силуром в Пражском бассейне (Баррандиен)

Граница между ордовиком и силуром в Пражском бассейне характеризуется непрерывной последовательностью напластования, а внезапным повышением содержания органического вещества, сопровождаемым изменением окраски и текстуры пород. Бiotурбидитовые аргиллиты и алевролиты самой верхней, косовской свиты ордовика, содержащие в восточной части бассейна изобильную фауну рода *Hirnantia*, переслаиваются на базе силура (в Пражском бассейне на базе зоны *A. ascensus*) темноцветными граптолитовыми сланцами. Выразительное изменение осадконакопления наступило в виде начала седиментации слюдисто-песчанистых ламинитов в пределах зоны *Par. acuminatus*. Это изменение соответствует по времени перерыву осадкообразования в северном крыле бассейна и в Панкрацкой области, в которой стратиграфический перерыв продолжается по зону *Monoc. griestoniensis*. Развитие осадконакопления и последовательность сообществ животных указывают на постепенное успокоение осадкообразования на углубляющейся седиментационной площади, начавшееся уже в самой верхней части косовской свиты. В представленной работе приводится обзор фауны косовской и нижней части желковицкой свит. Возможность детальной стратиграфии граничного интервала в Пражском бассейне и его корреляции с соответствующим промежутком на иностранных территориях была предоставлена анализом сообществ граптолитов.

Přeložil A. Kříž



Sbor. geol. věd	Geologie 41	Str. 105—125	3 obr.	— tab.	9 příl.	Praha 1986 ISSN 0581-9172
--------------------	----------------	-----------------	-----------	-----------	------------	------------------------------

Stratigrafie proterozoika orlicko-kladské klenby

Stratigraphy of the Proterozoic of the Orlické hory—Kłodzko Dome

† František Pauk¹

Předloženo 10. ledna 1984

Pauk F. (1986): Stratigrafie proterozoika orlicko-kladské klenby. — Sbor. geol. Věd, Geol., 41, 105—125. Praha

V ý s t a h : Výsledky geologického výzkumu orlicko-kladské klenby nasvědčují tomu, že genezi horní krystalinika a příkrovovou tektonickou strukturu této geologické jednotky lze jednoznačně vysvětlit vývojem orlicko-kladské geosynklinály za sedimentace ve starším a mladším proterozoiku, který vyvrcholil příkrovovým variským vrásněním a intruzivním magmatismem. V tomto procesu lze rozlišit fázi sedimentace v primární geosynklinále v starším proterozoiku, fázi vzniku sedimentů a vulkanitů stroňské „série“ a „série“ zábřežsko-staroměstské v sekundárních geosynklinálách na sedimentech staršího proterozoika, fázi progresivní regionální metamorfózy celého komplexu sedimentů proterozoika a granitizace sedimentů primární geosynklinály v migmatity a posléze variskou tektonicko-metamorfni a magmatickou fázi, ve které nabylo krystalinikum klenbovitou příkrovovou strukturu. Celý geosynklinální vývoj klenby se uskutečnil v jediném cyklu.

¹ Chrudimská 6, 130 00 Praha 3 - Vinohrady

Úvod

V geologickém výzkumu orlicko-kladské klenby lze rozlišit období popisné, ve kterém byla shromažďována základní data o výskytu hornin a jejich genetických a stratigrafických vztazích, a období, ve kterém se na základě výsledků pokročilého geologického a petrologického výzkumu projevila potřeba řešit otázky tektonické struktury této horské jednotky.

Popisné období zahrnující léta asi od poloviny minulého století do padesátých let století dvacátého bylo zhruba uzavřeno vydáním *P ř e h l e d n ý c h g e o l o g i c k ý c h m a p Č S S R* v měřítku 1 : 200 000 na listech *N á c h o d*, *Č e s k á T ř e b o v á* a *J e s e n í k* a *V y s v ě t l í v e k* k těmto mapám na počátku šedesátých let. Obsah těchto *V y s v ě t l í v e k* je shrnut v publikaci *J. S v o b o d y* a kolektivu autorů: *R e g i o n á l n í g e o l o g i e Č S S R*, díl I. *Č e s k ý m a s í v*, sv. 1. *K r y s t a l i n i k u m*.

Podle textu *V y s v ě t l í v e k* ke geologickým mapám listu *N á c h o d*, *Č e s k á T ř e b o v á* a *J e s e n í k* a podle textu kapitol o *Orlických horách* a *Králickém Sněžniku* v I. dí-

le Regionální geologie ČSSR (str. 257—271) lze si učinit jen neúplnou představu o stavbě a vzniku orlicko-kladské klenby. Její vznik je vysvětlován vyvrážděním a metamorfózou algonkické „série“ během assyntské orogeneze. Vznik radiálních poruch na v. okraji klenby je přisuzován účinkům mladokaledonské orogeneze. Za variské tektonické linie je považováno jen vacetínské nasunutí staroměstského svorového pásma na velkovrbenskou grafitovou sérii a ramzovské nasunutí staroměstského svorového pásma a velkovrbenské grafitové série na synklinorium Branné.

Páteří orlicko-kladské klenby jsou migmatity známé v literatuře pod názvem sněžnická a gieraltovská rula. Jejich plášť tvoří v jádře klenby horniny stroňské „série“ (termín „série“ — v uvozovkách — je použit z důvodu návaznosti na terminologii stratigrafie z 50. až 70. let našeho století) v obvodové části klenby horniny „série“ zábřežsko-novoměstské a staroměstské (staroměstského svorového pásma Květoně z r. 1951). Viz příloha 1; Pa uk 1953, 1971, 1977.

1. Představy o původu a genezi migmatitů

Na konci minulého století a na počátku století 20. převládal názor, že migmatity představují metamorfované ložní intruze granitového magmatu. S tímto názorem se i v literatuře místy setkáváme dosud. S velkou rozmanitostí názorů se setkáváme zvláště při výkladu o původu matečných hornin migmatitů a o podmínkách jejich geneze.

Vývoj názorů na vznik migmatitů lze vysvětlit na příkladu z krystalinika Králického Sněžníku. Fischer (1935) rozlišil v masívu Králického Sněžníku tyto tektonicko-stratigrafické jednotky: ruly gersdorfské, pojmenované podle obce Gersdorf (polského Gieraltowa v Kladsku), ortoruly sněžnické, pojmenované podle výskytu na Králickém Sněžníku a sérii stroňskou (Seitenberger Serie) podle obce Stronie Śląskie. Gieraltovské ruly (migmatity s granity a eklogity) považoval za pravděpodobné archaikum, sněžnické ruly za horniny pravděpodobně kaledonské. Svory, kvarcity, grafitické kvarcity, vápence a mocná tělesa metabazitů stroňské série kladl do algonkia až kambria. Toto stratigrafické pojetí krystalinika Králického Sněžníku převzali v r. 1945 i polští geologové a petrologové. Věnovali však velkou pozornost texturám rul (migmatitů) a látkovým a genetickým vztahům těchto sérií. Podle výsledku výzkumu celého kolektivu polských petrografů vznikla gieraltovská rula granitizací starších komplexů svorů (Smulikowski 1957, str. 44, Mísař 1960, str. 28) Sněžnické ruly představují další stadium metasomatické granitizace základní sedimentární série stroňské, které vznikly pochody migmatitizace rul gieraltovských.

Roztříštění krystalinika Králického Sněžníku saxonskou tektonikou na řadu ker značně ztížilo výzkum vztahu sérií sedimentárního původu k migmatitům.

Daleko příznivější podmínky ke studiu vztahů „sérií“ sedimentárního a vulkanického původu, tj. „série“ stroňské, zábřežsko-novoměstské a staroměstské a rul (migmatitů) nacházel geologický výzkum v Orlických horách a v Králickém Sněžníku na území Československa. Na mnoha místech tohoto terénu je možno zjistit, že „série“ stroňská, zábřežsko-novoměstská a staroměstská spočívají vždy souladně na migmatitovém stratigrafickém horizontu. Jsou tedy tyto „série“ mladší než migmatity a nemohou být považovány za spodní migmatitizovaný oddíl těchto „sérií“. Tvoří samostatný, litologicky a geneticky odlišný horizont. Pozice stroňské, zábřežsko-novoměstské a staroměstské „série“ v nadloží migmatitů však mohla vyvolat představu, že migmatitová tělesa vznikla granitizací spodního oddílu sedimentů stroňské nebo zábřežsko-novoměstské a staroměstské „série“. Tuto představu měl i autor článku v době uveřejnění práce v r. 1977. Metodou rekonstrukce vývoje orlicko-kladské klenby však došel k přesvědčení, že vznik matečných sedimentů, z nichž vznikly migmatity, nelze spojovat přímo se vznikem hornin stroňské a zábřežsko-staroměstské „série“ v sekundárních geosynklinálách.

Opakovaný výskyt deskovitých migmatitových těles s pláštěm hornin stroňské nebo zábřežsko-novoměstské a staroměstské „série“ však svědčí jednoznačně o příkrovové stavbě orlicko-kladské klenby.

V zájmu objektivního řešení vztahu mezi horninami stroňské série a migmatity vysledoval autor článku ve spolupráci s polskými geology L. Kaszou, M. Duniczem a L. Sawickim souvislost výskytů stroňské „série“ v typickém litologickém vývoji od výskytu u obce Stronie Śląskie ve hřbetu Orlických a Bystřických hor, Králického Sněžníku a masívu Suchého vrchu.

Na československém území se stroňská „série“ vždy nachází jen v nadloží migmatitových deskovitých těles digitací příkrovu Klapáče v jádře klenby. Obdobnou polohu v nadloží migmatitového tělesa příkrovu orlického má i „série“ zábřežsko-novoměstská a staroměstská.

2. Geologické podmínky vzniku sedimentů proterozoika

Ze vztahu mezi migmatity a sériemi hornin sedimentárně vulkanického původu lze rekonstruovat toto schéma jejich původní vzájemné stratigrafické pozice:

novoměstská „série“

zábřežská, staroměstská „série“

stroňská série

souvislá, nepřerušovaná sedimentace

mocné souvrství migmatitů (metamorfovaných psefitických, psamitických a pelitopsamitických hornin).

Z litologické povahy hornin primární geosynklinály a geosynklinál sekundárních lze soudit, že matečné horniny migmatitů se uložily na dně rozlehlé primární geosynklinály a horniny zábřežsko-staroměstské a stroňské „série“ v samostatných sekundárních geosynklinálách, které vznikly vyklenutím kordillery v ose primární geosynklinály (obr. 1). Sedimentům těchto geosynklinál se obecně přisuzuje proterozoické stáří. Z výrazné litologické odlišnosti matečných hornin primární geosynklinály a geosynklinál sekundárních a z jejich superpozice vyplývá, že horniny primární geosynklinály lze považovat za starší proterozoikum, horniny sekundárních geosynklinál za proterozoikum mladší. Tento stratigrafický vztah hornin proterozoika lze vyjádřit schématem:

starší proterozoikum

vznik primární geosynklinály a sedimentů primární geosynklinály (matečných hornin migmatitů)

mladší proterozoikum

vznik sekundárních geosynklinál rozčleněním primární geosynklinály kordillero na geosynklinály sekundární

vznik sedimentů a vulkanitů v sekundární geosynklinále zábřežské a staroměstské „série“.	vznik sedimentů a vulkanitů v sekundární geosynklinále stroňské „série“.
--	--

V primární geosynklinále sedimentovalo mocné souvrství psefitů, psamitů a peliticko-psamitických sedimentů — matečných hornin migmatitů, celkové mocnosti několika set metrů (obr. 1). V sousedství primární geosynklinály se pravděpodobně nacházela mocná a rozlehlá elevace, která podléhala rychle zvětrávání a splachu zvětralin do geosynklinály.

V západní sekundární geosynklinále zábřežsko-novoměstské a staroměstské „série“ (obr. 2) vznikaly v bazální části souvrství na sedimentech primární geosynklinály bez přerušení sedimentace převážně psefity a psamity (droby, arkózy, písčitojílovité sedimenty), směrem do nadloží se sedimentační materiál zjemňoval, a nejsvrchnější souvrství tvořily pelitické a peliticko-psamitické horniny s vložkami písčitých jílovců, kvarcitů, drobových kvarcitic-kých slepenců. Geosynklinála byla i jevištěm bazického iniciálního vulkanismu.

Ve v. sekundární geosynklinále stroňské „série“ se na sedimenty primární geosynklinály souhlasně ukládaly převážně pelitické a peliticko-psamitické sedimenty s vložkami pískovců s příměsí organických látek i mocné vložky pískovců s jílovitou příměsí a četné čočky dolomitických vápenců. Tato geosynklinála měla nepochybně příznivější podmínky pro život organismů než geosynklinála zábřežsko-novoměstské a staroměstské „série“. I tato geosynklinála byla jevištěm bazického iniciálního vulkanismu.

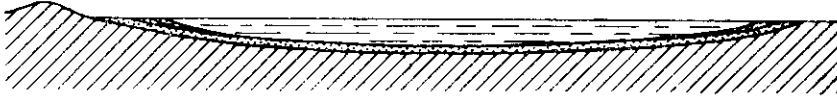
1

Z (W)

STARŠÍ PROTEROZOIKUM

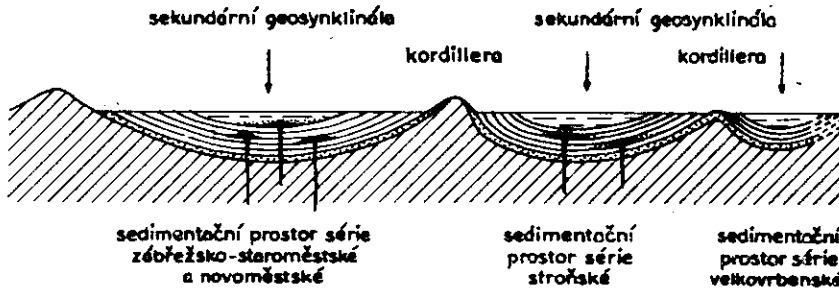
V (E)

primární geosynklinála



2

MLADŠÍ PROTEROZOIKUM



1. Uložení sedimentů — matečných hornin migmatitů — v primární geosynklinále
2. Vznik sekundární geosynklinály zábrěžsko-novoměstské a staroměstské „série“ a sekundární geosynklinály stroňské „série“ rozčleněním primární geosynklinály kordillerou v mladším proterozoiku

3. Metamorfní fáze vývoje geosynklinály

Dno geosynklinály zatěžované vrstvami primární geosynklinály, které dosáhly mocnosti několika set metrů, i sedimenty a vulkanity druhotných geosynklinál, pozvolna klesalo a vzestup geoizoterm a tepelná energie vulkanitů sekundárních geosynklinál vyvolaly v komplexu hornin geosynklinály pozvolnou progresivní metamorfózu celého sedimentárního komplexu hornin geosynklinály v albitové facií (obr. 3, příl. II-1, 2, III-1, 2). Proces metamorfní homogenizace (albitizace) sedimentů geosynklinály postihl i nejmladší sedimenty novoměstské a stroňské série. Přetrval tedy celé období sedimentační fáze geosynklinálního vývoje. Projevil se vznikem charakteristických blastů albitu zakalených sericitem. Mají nejvýše velikost desetin milimetrů. Výskyt tohoto albitu ve všech metamorfovaných sedimentech geosynklinály svědčí o tom, že

proces progresivní metamorfózy probíhal za tektonického klidu. Vznik kordillery v primární geosynklinále na rozhraní mezi starším a mladším proterozoikem pouze přesunul nepřerušenu sedimentaci z primární geosynklinály do geosynklinál sekundárních.

Vzestup geoizoterm, který vyvolal progresivní metamorfózu sedimentů geosynklinál, připravil následný vzestup fronty migmatitové, které však byly vystaveny pouze horniny primární geosynklinály. Horniny sekundárních geosynklinál vytvořily vzestupu migmatitové fronty téměř nepropustnou bariéru. Granitizaci progresivně metamorfovaných sedimentů primární geosynklinály v albitové facii vznikla v podloží progresivně metamorfovaných hornin stroňské a zábřežsko-novoměstské série mocná vrstva migmatitů (ortorul M. Opletala - K. Domečky), (příl. I-1, 2), zatímco pouze albitizované sedimenty stroňské a zábřežsko-novoměstské a staroměstské „série“ vytvořily jejich plášť.

Látkovým přínosem K-živce byly migmatity podstatně obohaceny mikroklinem, který v různé míře metasomaticky zatlačil albit, vytvořený ve fázi progresivní metamorfózy. Původní albit progresivně metamorfovaných sedimentů se stal reliktním minerálem migmatitů. Svým minerálním složením migmatity připomínají metamorfované intruzivní horniny žulového magmatu, liší se však od nich zpravidla rovnoběžnou texturou, a zvláště mikroskopickou strukturou.

Primárními součástkami migmatitů je z větší části křemen, reliktní albit a jemné šupinky biotitu; nově tvořenými součástkami jsou mikroclin, rekrystalovaný albit a větší šupiny biotitu a muskovitu. Vzácně se vyskytuje granát.

Sedimentární horniny primární geosynklinály i geosynklinál sekundárních si zachovaly během progresivní metamorfózy původní sedimentární foliaci.

4. Textura a struktura migmatitů

Odlučnost migmatitů v deskovitých lavicích od mocnosti několika setin nebo desetin metru do 10 metrů, různost textur a struktur jednotlivých lavic, změny textur v jednotlivých lavicích v horizontálním směru, různost poměru jednotlivých minerálních složek v jednotlivých lavicích dokazuje, že migmatity vznikly z mocného souvrství sedimentů různého minerálního a horninového složení i různé velikosti součástek.

Poměrně hojně je mezi migmatity zastoupen drobně zrnitý typ gieraltovský se součástkami v hornině rovnoměrně rozptýlenými, se slídkami stejnoměrně rozptýlenými po plochách foliace nebo uspořádanými v prouzcích,

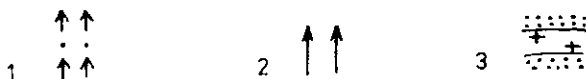
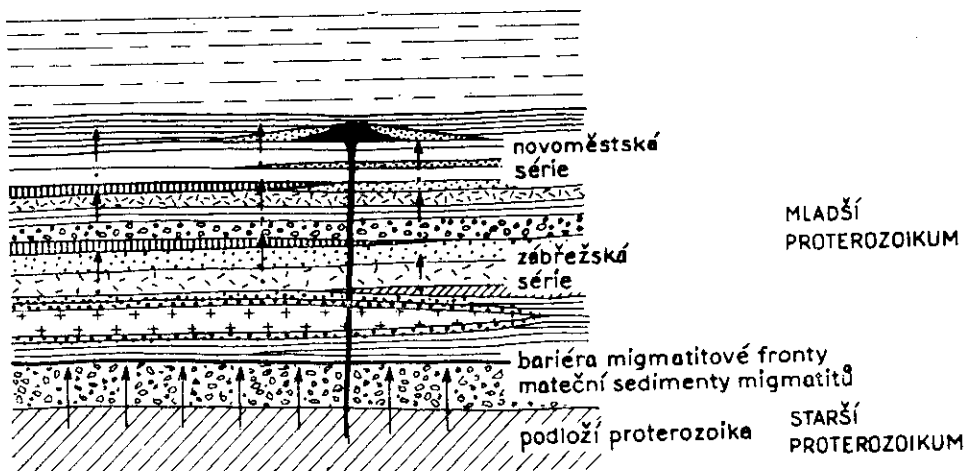
typ stejněměrně tence laminovaný, typ nestejně laminovaný, typ s laminami čočkovitě zduřujícími, typ tence lineárně plástevný, typ plošně stébelnatý, typ hrubě plástevný s monominerálními plástvičkami živce, křemene a slíd, typ čočkovitý, typ okatý s oky mikroklinu a albitu do velikosti 2—5 cm, zdánlivě hrubě zrnitý typ sněžnický, tvořený paralelně uspořádanými vřetenovitými agregáty živce a křemene obalenými slídami. Mocné lavice tvořívá stromatický migmatit, ve kterém se střídají neostře ohraničené šmouhy s převahou světlých součástek se šmouhami bohatými biotitem. Migmatity typu arteritů se vyskytují zřídka. Ve většině případů se jednotlivé typy migmatitů štěpí na deskovité úlomky; úlomky migmatitu sněžnického typu bývají nepravidelné.

I v horizontálním směru je výskyt jednotlivých texturních typů nepravidelný. Žádný texturní typ migmatitu nelze sledovat v horizontálním směru na větší vzdálenost. Také zastoupení jednotlivých texturních typů je ve všech tělesech migmatitů obdobné. Z toho lze bezpečně soudit, že všechna migmatitová tělesa tvořila před příkrovovým zvrásněním souvislou mocnou vrstvu značné plošné rozlohy. Její šířka byla mnohem větší než vzdálenost mezi Vrchmezím a ramzovským nasunutím.

Naprostá shoda mezi minerálním složením, strukturami a texturami migmatitových těles (gierałtowských a sněžnických rul G. Fischera) i shoda mezi jejich genezí a stratigrafickou polohou v podloží stroňské nebo zábřežské série ukazuje, že rozlišování rul na gierałtowské a sněžnické již nemá žádný význam a je spíše na překážku při řešení tektonické struktury klenby. Reprezentují též stratigrafický horizont migmatitů, který však byl při příkrovovém vrásnění rozčleněn spolu s pláštěm do několika tektonických jednotek příkrovového charakteru. Rozlišování jednotlivých texturních typů rul mělo význam jen při řešení geneze migmatitů (rul).

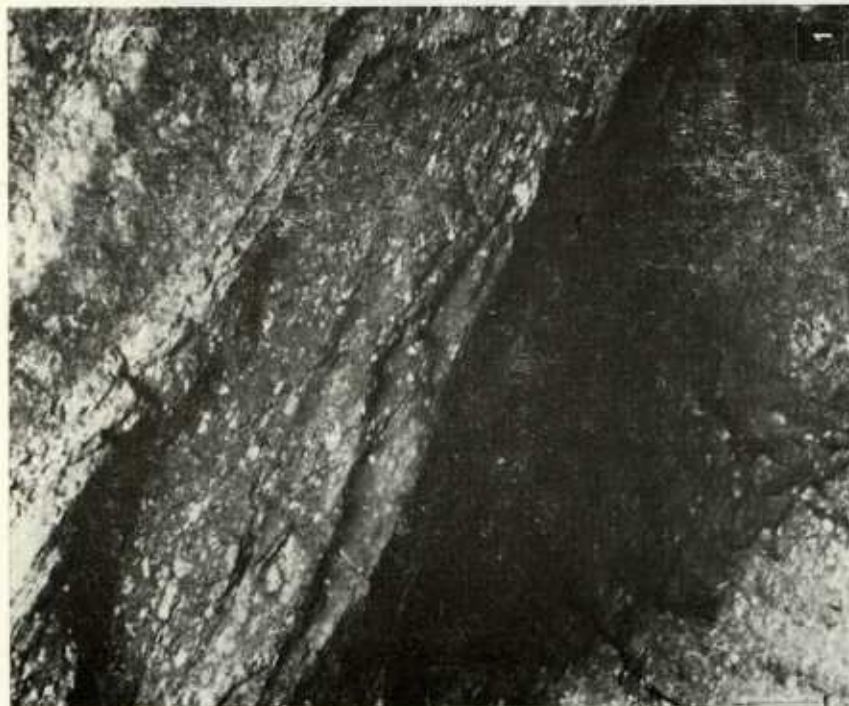
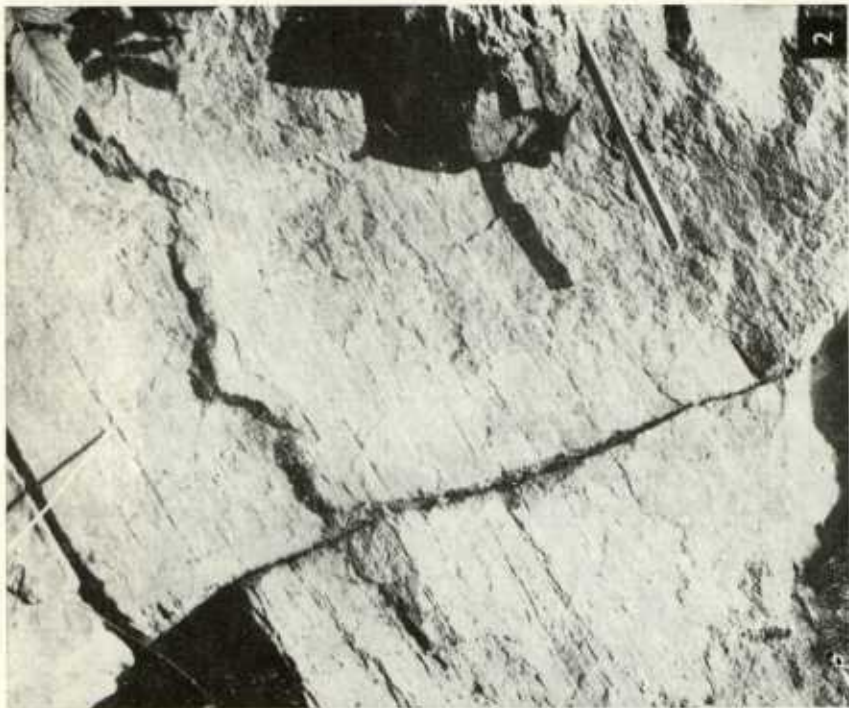
Nejprůkaznějším dokladem sedimentárního původu migmatitů je jejich minerální obsah a mikroskopická struktura. Všechny progresivně metamorfované horniny sedimentárního původu obsahují charakteristický albit (přil. IV-1, 2; V-1, 2; VI-1, 2), který vznikl za období progresivní metamorfni fáze celého komplexu hornin geosynklinály, a podstatný podíl mikroklinu, který dokazuje přínos K-živce migmatitovou frontou do albitizovaných sedimentárních hornin primární geosynklinály. Smulikowski (1958, str. 15) pokládá za nejpřijatelnější Wegmannův výklad procesu granitizace parami a roztoky vystupujícími z hlubin zemské kůry prostřednictvím intergranulárního filmu.

Wegmann (1935, str. 325) konstatuje obvyklý sled mikroklinové feldspatizace za feldspatizací plagioklasovou. Ze vzlínajících roztoků par a plynů



3. Schematické znázornění progresivní albitové regionální metamorfózy celého komplexu proterozoických sedimentů geosynklinály, vzniku migmatitů metasomatickou granitizací sedimentů primární geosynklinály migmatitovou frontou a kontaktní metamorfózy paralel zábřežské „série“ na styku s intruzemi variských magmatitů. Zobrazena je jen část primární geosynklinály a sekundární geosynklinály zábřežsko-novoměstské „série“
 1 — výstup geozoterm; 2 — výstup migmatitové fronty; 3 — zóna kontaktní metamorfózy

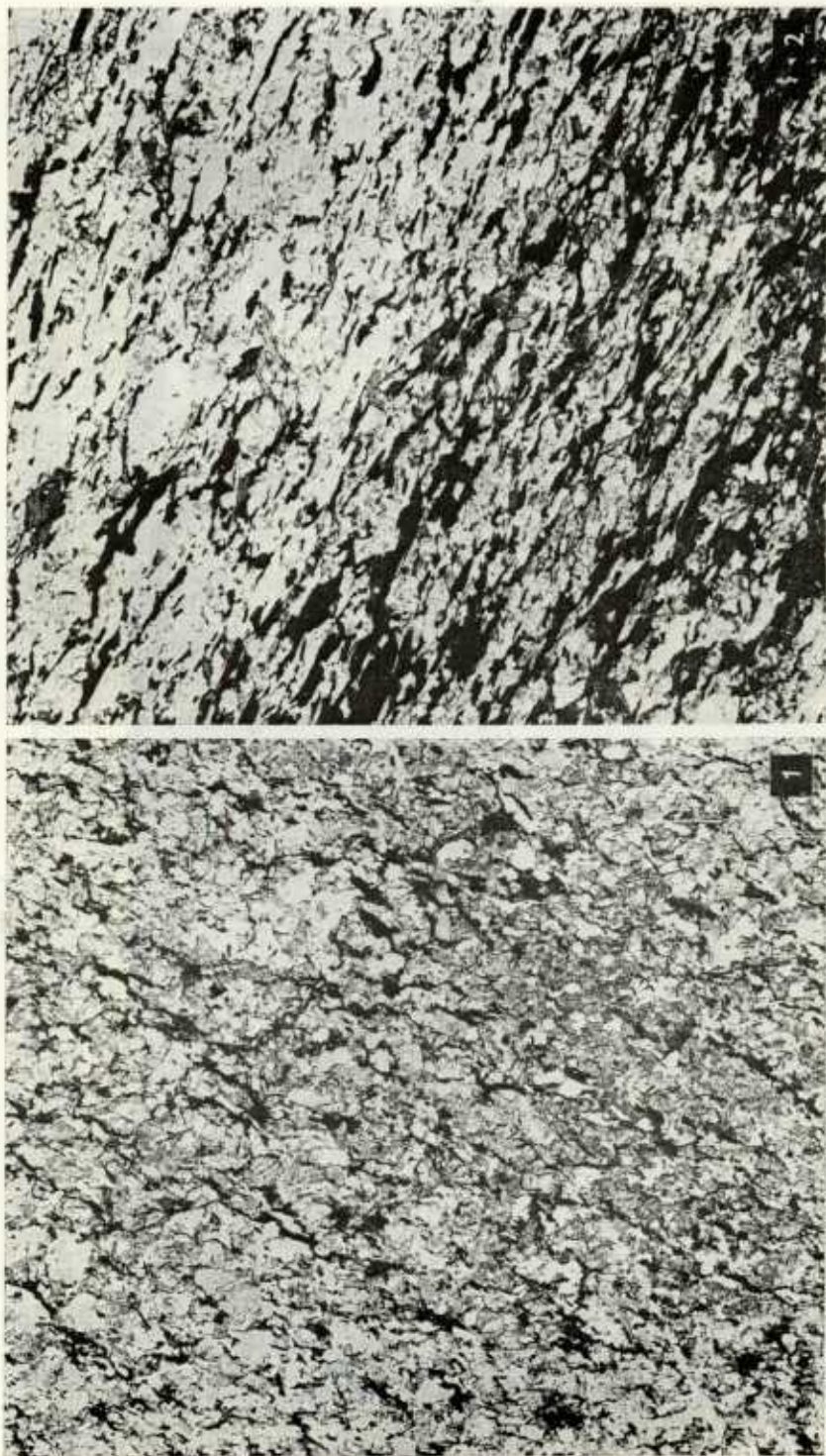
z hlubin se vylučoval mikroklin, který různým způsobem nahrazoval a zatlačoval albit progresivně metamorfovaných sedimentů primární geosynklinály. Tento albit se tak stával v migmatitech minerálem reliktním. Asociace mikroklinu, reliktního albitu, popř. albitu rekrystalovaného odlišuje výrazně vzniklé migmatity od hornin strožské a zábřežsko-novoměstské „série“. Náhrada albitu mikroklinem měla různé obměny ve způsobu i intenzitě metasomatózy. Stupeň granitizace migmatitů lze zhruba odhadnout podle kvantitativního poměru mikroklinu k reliktnímu a rekrystalovanému albitu. Za migmatity nejnižšího stupně granitizace lze označit horniny, ve kterých mikroklin jen zaceluje intergranulární prostory mezi zrny albitu (příl. V-1, 2). Při podstatnějším přínosu K-živce se tvořily metablastézou (Scheumann 1936, str. 406) v základní tkáni shluky drobných blastů mikroklinu, a posléze i souvislé laminy nebo i nepravidelné ploché shluky porfyroblastů (příl. VI-1, 2). Přitom bývají reliktní albity uzavírány v okrajích porfyroblastů mikroklinu (příl. IV-1, 2), nebo zatlačeny růstem porfyroblastů mezi porfyroblasty (příl. IV-2; V-1, 2). Krajní případ zatlačení reliktního albitu mezi porfyroblasty mikroklinu je zachycen na příloze VII-2. Srovnáváním vlastností a velikostí zrn reliktního albitu



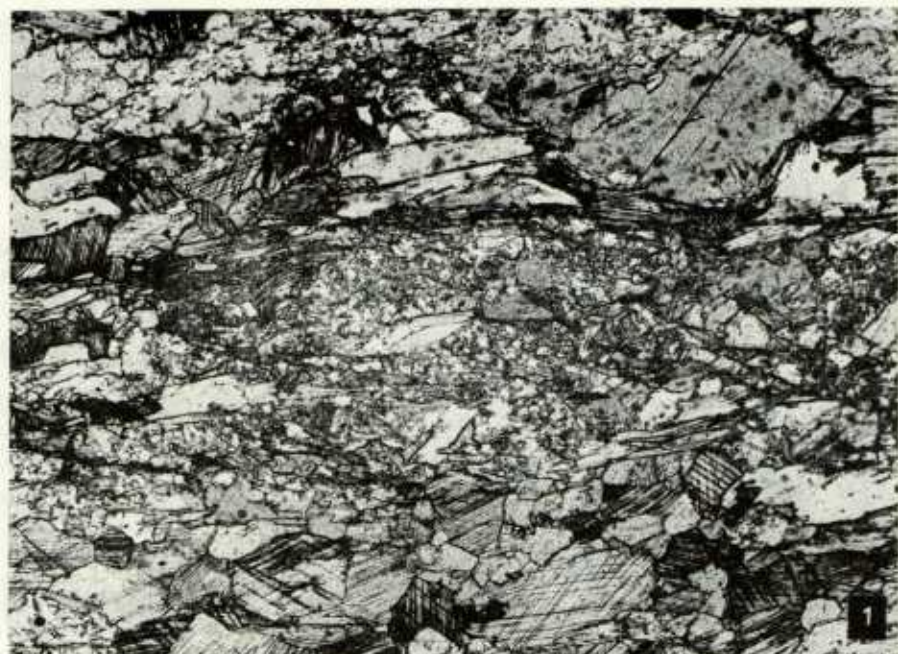
1. Migmatit příkrovu Klapáče a porfyrblasty K-živce; skalní srub v údolí Tiché Orlice v Lichkově

2. Laminovaný migmatit orlického příkrovu; zářez silnice z Jablonného nad Orlicí do Orlicí v údolí Orlicí

Foto V. Habáň



1. Základní osnova lavicovitě pararuly stroňské „série“, tvořená rovnoměrně rozptýlenými blasty křemene, albitu a sliid; průměrná část údolí Těchomínského potoka. Bez analyzátoru, zvětšeno 20X
2. Základní osnova pararuly stroňské „série“ s výraznou paralelní texturou; Celné, osada Dolany. Bez analyzátoru. Foto VI, Silba. zvětšeno 20X

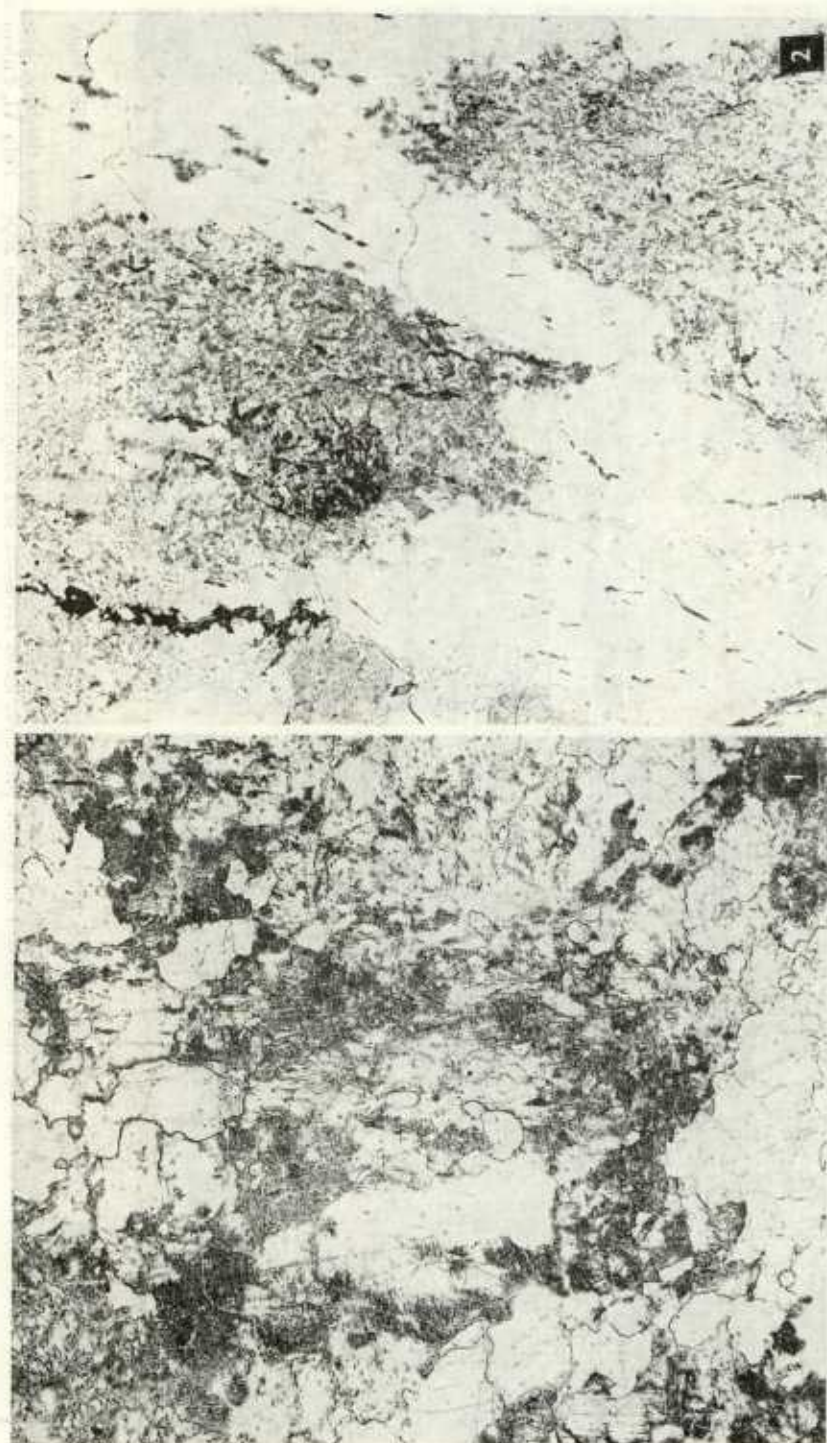


1. Erlanová vložka pararuly stroňské „série“ tvořená střídavými polohami základní osnovy s polohami kalcitu a biotitu; zářez železnice v Celném u km 106. Bez analyzátoru, zvětšeno 20×
2. Tektonická brekcie pararuly stroňské „série“ s různě orientovanými úlomky pararuly. Poruchová zóna je vyhojena úlomky pararuly, mikroklinem a chloritem; zářez železnice z Mladkova do Těchonína. Bez analyzátoru, zvětšeno 20× Foto Vl. Šilhan

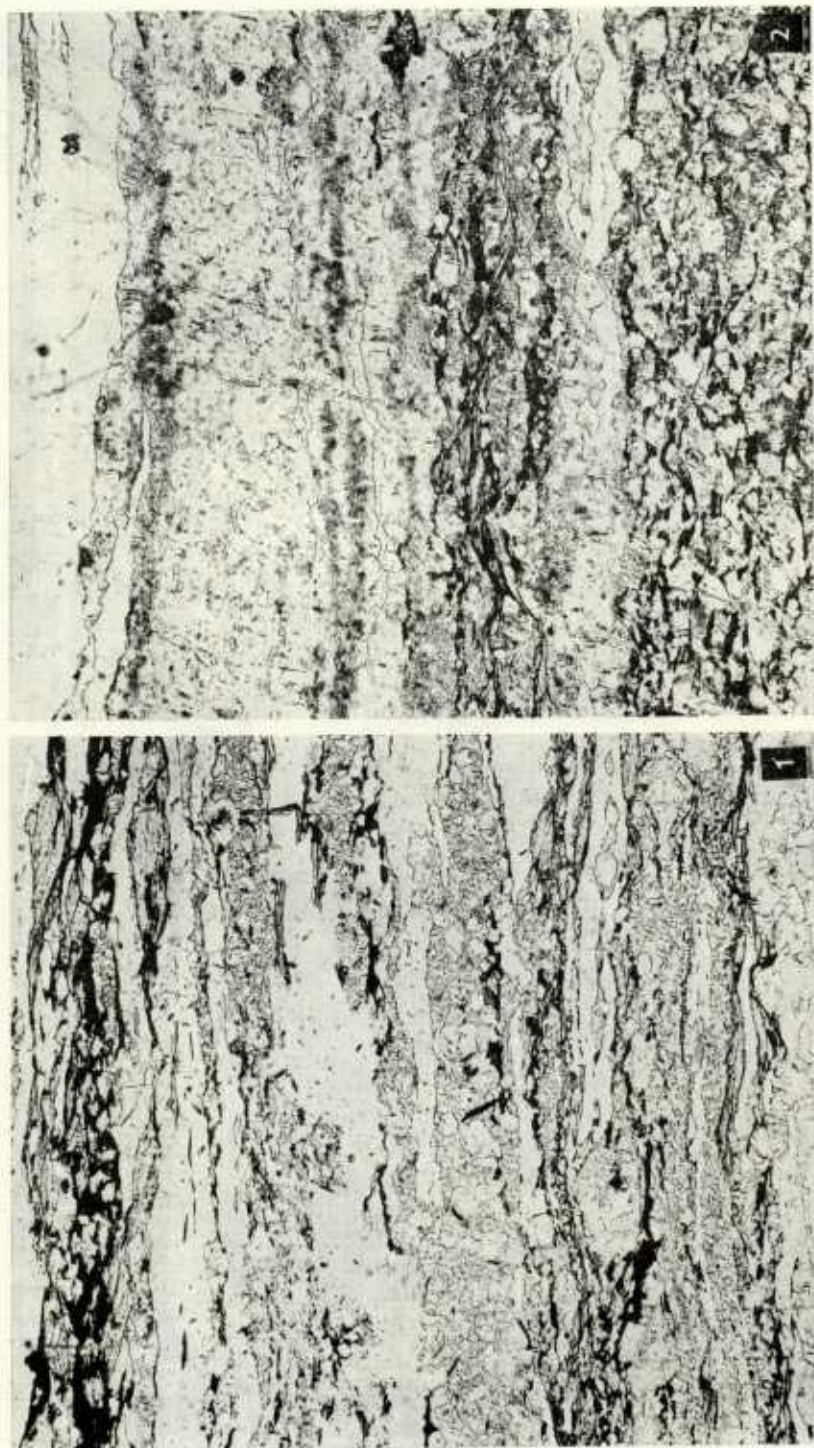


1. Porfyroblasty mikroklinu, které uzavírají zakalené mikrolity albitu, dokazují přínos K-živce do pararuly zábrěžské série z ložních intruzí magmatitů, Vlčkovice u Mladkova. Bez analyzátoru, zvětšeno 20×
2. Mikroskopická struktura migmatitu orlického příkrovu dokazuje metasomatické ztlačování reliktního albitu uzavřeného na obvodu porfyroblastů mikroklinu; Jablonné nad Orlicí, skaliska „Brány“ v údolí Orličky. Bez analyzátoru, zvětšeno 20×

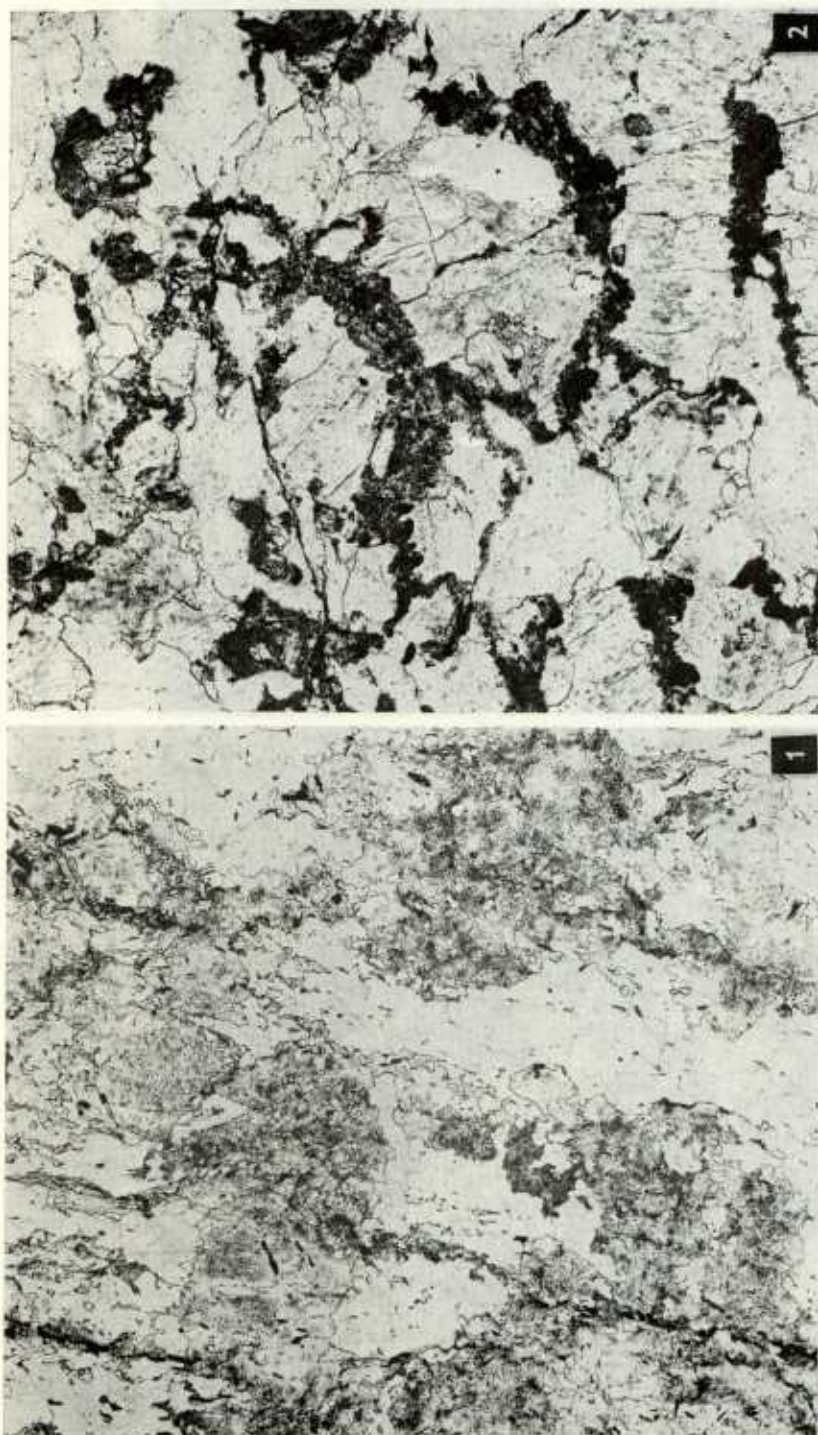
Foto VI. Šilhan



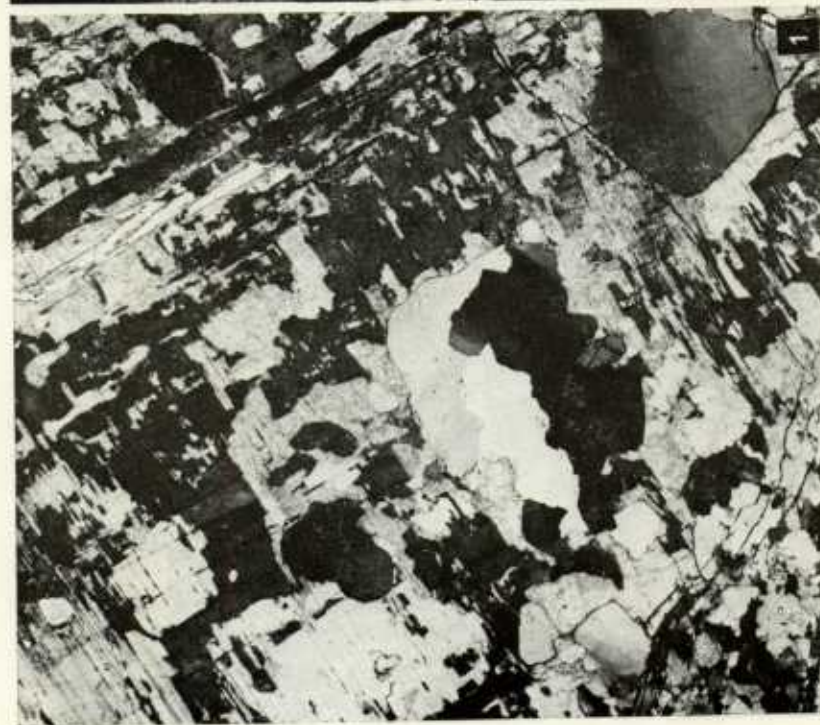
1. Četné, neurčité ohraničené mikrolity reliktního albitu uzavřené v porfyroblastech mikroklínu svědčí o intenzivním zatlačení albitu mikroklínem. Migmattit „Brdny“, Jab omác nad Orlicí. Bez analýzatoru, zvětšeno 20X
2. Čočkovité slouky splyvajících blastů mikroklínu, situované v m zatece agregátu křemene, uzavřené a zatlačují množství mikrolitů albitu; migmattit příkrovu Klapáče, z. svah Vysokého kamene. Bez i analýzatoru, zvětšeno 20X



1. Migmatit ortlického příkrovu je tvořen jednak plástvičkami křemene, jednak plástvičkami minerálů základní osnovy z mikroklinu a reliktního albitu, k nimž se přidružuje biotit. Dolní konec Těchonína, Bez analyzátoru, zvětšeno 20X
2. Cočkovité nebo nepravidelné blasty mikroklinu s uzavřenými mikrolity reliktního albitu splyvají v plástvičky různé tloušťky, které se střídají s plástvičkami křemene. Migmatit ortlického příkrovu, dolní Těchonín, Bez analyzátoru, zvětšeno 20X Foto VI, Šilhan



1. V mozaice agregátů křemene jsou rozptýleny rovnoběžně uspořádané členité shluky blastů mikroklinu, které uzavírají a zatlačují četné mikrolity reliktního albitu; migmatit příkrovu Klapáče, zářez železnice z Lichkova do Mladkova. Bez analyzátoru, zvětšeno 20X.
 2. Přebíhající část horniny tvoří porfýroblasty mikroklinu, které při svém růstu zatlačily do mezer mezi porfýroblasty mikrolity reliktního albitu. Migmatit orlického příkrovu, zářez železnice u zastávky Tachonín. Bez analyzátoru, zvětšeno 20X. Foto Vt. Silhan



1. Mikrofotoграфия průřezu žíveovou čočkou sekrecionálního původu, vytvořenou v migmatitu. Polysyntetická srostlice rekrystalovaného albitu je částečně zatláčena při štipných teplotních mikroklinem. Kóta Martinovy lázně u Jamného nad Orlicí, Nikolý X, zvětšeno 32X
2. Mikrofotoграфия migmatitu vzniklého koncentrací křemene, mikr křinu a rekrystalovaného albitu; zářez železnice na S od zastávky Jamné nad Orlicí, Nikolý X, zvětšeno 20X

Foto V. Šilhan

základní osnovy a zrn uzavřených v porfyroblastech mikroklínu lze pozorovat, že zrna uzavřená v mikroklínu bývají větší než zrna albitu základní osnovy. Zvětšila se sběrnou krystalizací. Bývají to i polysyntetické srosllice podle albitového zákona s velmi jemnými lamelami. Skupinka albitových zrn uzavřená v mikroklínu může se vyznačovat i stejnou optickou orientací. Z toho je patrný vliv přínosu K-živce na rekrystalizaci reliktního albitu. Svědčí o tom i výskyt porfyroblastů albitu, které jsou zčásti zakalené a zčásti číré v migmatitech zrnité struktury. Jejich vznik lze vysvětlit koncentrací rekrystalovaného albitu (příl. VII-2). Tyto porfyroblasty bývají podle štěpných trhlin zatlačeny mikroklínem. Přínos K-živce jako nejmladší součástky hornin krystalinika dokazuje i mikroklínová výplň trhlínky v migmatitovém mylonitu v údolí Tiché Orlice u Celného (příl. III-2), který vznikl až v období destruktivní fáze tektonické struktury klenby. I rozmanitost mikroskopických struktur migmatitů a různý poměr křemene, albitu, slíd a mikroklínu v migmatitech dosvědčuje, že mateřské sedimenty migmatitů měly různé minerální složení a rozmanitou strukturu a texturu.

5. Stratigrafie proterozoika orlicko-kladské klenby před variským vrásněním a po vrásnění

Vztah mezi stratigrafickými horizonty proterozoika před variským vrásněním:
 geosynklinála zábřežské a staro- geosynklinála stroňské „série“
 městské „série“

novoměstská fylitová „série“

zábřežská a staroměstská „série“ stroňská „série“

přesun sedimentace z primární geosynklinály do sekundárních geosynklinál bez přerušení sedimentace

sedimentace mocného souvrství p sefitů, psamitů a pelitů — matečných hornin migmatitů staršího proterozoika.

Vztah mezi stratigrafickými horizonty po příkrovovém zvrásnění krystalinika

Orlické hory

Králický Sněžník

orlický příkrov

novoměstská fylitová série

staroměstská „série“

zábřežská „série“

migmatit orlického příkrovu

migmatit orlického příkrovu

příkrov Klapáče

svrchní digitace

stroňská „série“ Zakletého

migmatit svrchní digitace

spodní digitace

stroňská „série“ neratovsko-mladkovská

stroňská „série“ horního údolí Moravy

migmatit spodní digitace

migmatit spodní digitace

Spodní digitace příkrovu Klapáče je budována migmatitem Bystřických hor, v. části masívu Suchého vrchu, pohraničního hřebene Králického Sněžníku s vrcholem Klapáče s pláštěm stroňské série neratovsko-mladkovské a stroňské série údolí Moravy; svrchní digitace Klapáče migmatitem Velké Deštné a Anenského vrchu s pláštěm stroňské „série“ Zakletého; příkrov orlický migmatitem Říček, z. svahu masívu Suchého vrchu, Sušiny a Jeřábu s pláštěm zábřežsko-novoměstské „série“ a staroměstského svorového pásma (příl. 1).

6. Tektonicko-metamorfnní fáze vývoje geosynklinály

Za metamorfnní fáze vývoje krystalinika klenby se pozvolna připravovaly podmínky vývoje fáze tektonicko-metamorfnní. Progresívně metamorfované horniny stroňské a zábřežsko-staroměstské „série“ vytvořily spolu s migmatitovým podložím dvě soudržná deskovitá tělesa, která se chovala v tektonicko-metamorfnní fázi jako střížné příkrovy. Horniny stroňské série s migmatitovým podložím byly vysunuty z geosynklinální prohlubně v podobě spodního střížného příkrovu, který nazýváme příkrovem Klapáče podle kóty Klapáče v pohraničním hřebeni Králického Sněžníku; horniny zábřežsko-novoměstské a staroměstské „série“ s migmatitovým podložím byly přesunuty v podobě svrchního střížného příkrovu orlického přes příkrov Klapáče. Tlakem orlického příkrovu byl příkrov Klapáče rozčleněn na spodní mohutnější digitaci, která je zastoupena v Orlických, Bystřických horách i v Králickém Sněžníku, a rozlohou menší digitací svrchní, zastoupenou pouze v Orlických horách. Spodní mocný oddíl těchto tektonických jednotek je budován migmatity, plášť migmatitů obou digitací příkrovu Klapáče horninami stroňské „série“, plášť migmatitů orlického příkrovu horninami zábřežské a staroměstské „série“. Horniny příkrovu Klapáče budují jadernou část orlicko-kladské klenby, horniny orlického příkrovu plášť celé klenby. Ve vrcholové části klenby byla původní souvislost tohoto pláště porušena saxonským kladským prolomem a dalekosáhlou denudací. Tektonicko-metamorfnní proces příkrovového vrásnění vyvolal vrásovou kinetickou metamorfózu, při které byla diferencíálním transportem horninových mas sedimentů po vrstevních plochách okopírována původní sediment

tární foliace hornin sedimentárního původu. Při kinetické metamorfóze se přizpůsobil minerální obsah progresivně metamorfovaných hornin novým tlakovým a tepelným podmínkám vrásové metamorfózy. Při kinetické metamorfóze vznikaly přednostně minerály s vrstevní strukturou, tj. zvláště slídy a chlority, které zvýrazňují někdejší vrstevní foliaci. Vrásová metamorfní foliace zvýrazňuje i klenbovitou příkrovovou tektonickou strukturu orlicko-kladské klenby.

Příkrovová tektonická struktura klenby podmínila i syntektonickou intruzi ložních těles tonalitů, granodioritů aj. magmatitů. Zvláště tonalitová intruzivní tělesa mají značnou rozlohu. Některá z nich pokračují z Orlických hor do v. křídla klenby. Stáří kudovsko-olešnického masívu určené metodou K-Ar (a Rb/Sr) je podle údajů převzatých z polské literatury (Opletal - Domečka 1980, str. 88) $293 - 328 \cdot 10^6$ let, tj. odpovídá období asturské až sudetské fáze variského vrásnění. Též stáří jsou zcela nepochybně i tonality a granodiority (tvořící ložní intruze) v souvrství pararu zábřežské série a staroměstského svorového pásma.

Celý cyklus geosynklinálního vývoje orlicko-kladské klenby tedy probíhal dlouhodobě během celého proterozoika a byl ukončen teprve tektonicko-metamorfní fází za příkrovového variského vrásnění.

V tektonické struktuře orlicko-kladské klenby následují za sebou směrem do podloží tyto tektonické a stratigrafické jednotky:

Orlické a Bystřické hory	Králický Sněžník
	orlický příkrov
novoměstská fylitová „série“	staroměstské svorové pásmo
zábřežská „série“	
migmatit Říček a z. svahu masívu Suchého vřehu	migmatit Sušiny a Jerábu nasunutí
	příkrov Klapáče
	svrchní digitace
stroňská „série“ Zakletého	
migmatit Velké Deštné — Anenského vřehu	nasunutí
	spodní digitace
stroňská „série“ neratovsko-mladkovská	stroňská „série“ údolí Moravy
migmatit Bystřických hor	migmatit hřebene Klapáče
	Králického Sněžníku
	neznámé podloží

Na v. okraji klenby je nasunuto staroměstské svorové pásmo orlického příkrovu na pokračování vacetínského nasunutí na velkovrbenskou grafitovou „sérii“ a na ramzovském nasunutí na velkovrbenskou grafitovou „sérii“ Branné (příl. 1).

Nejstaršími přístupnými horninami klenby jsou migmatity, které jsou pravidelně podobně staroproterozoické. Horniny stroňské a zábřežské „série“ jsou stejného stáří mladšího proterozoika. Obojí spočívají konkordantně na migmatitu.

7. Závěr

V cyklu geosynklinálního vývoje krystalinika orlicko-kladské klenby lze rozlišit tyto fáze:

1. fázi sedimentace matečných hornin migmatitů v primární geosynklinále v starším proterozoiku;
2. fázi sedimentace matečných hornin stroňské „série“ a „série“ zábřežsko-novoměstské a staroměstské a iniciálního vulkanismu v sekundárních geosynklinálách v mladším proterozoiku;
3. fázi progresivní regionální albitizace (albitové homogenizace) sedimentárních hornin primární geosynklinály a synklinál sekundárních koncem proterozoika a začátkem paleozoika: za tektonického klidu si sedimentární horniny zachovaly původní sedimentární foliaci;
4. fázi metasomatické injekční granitizace progresivně albitizovaných sedimentů primární geosynklinály — vzniku mocného souvislého horizontu migmatitů v podloží stroňské a zábřežsko-novoměstské a staroměstské „série“;
5. fáze likvidace geosynklinály variským příkrovovým vrásněním, při kterém nabyly horniny geosynklinály vrásovou metamorfní foliací, kopírující původní foliaci sedimentární — fázi současné intruze ložních těles magmatitů do komplexu pararul zábřežské série a kontaktní metamorfózy hornin zábřežské série: variským vrásněním vytvořilo krystalinikum klenbu příkrovové tektonické struktury.

V podloží migmatitů se nenacházejí reliktů staršího tektonicko-metamorfního cyklu.

V uvedeném přehledu fází tektonického vývoje orlicko-kladské klenby nelze vymezit časový úsek pro existenci celého tektonicko-metamorfního kaledonského cyklu. Také Cháb a Suk

(1977, str. 135) neshledávají v metamorfním vývoji západosudetské provincie, k níž oblast Orlických hor patří, nic, co by opravňovalo představu o existenci úplného mladokaledonského cyklu. Ten by podle těchto autorů představoval jen část dlouhodobého tektonického cyklu variského. Tento názor je v souladu s výše uvedeným přehledem vývoje orlicko-kladské geosynklinály.

Během mladšího proterozoika, a na počátku staršího paleozoika, patrně probíhal proces progresivní regionální metamorfózy celého komplexu hornin proterozoika a granitizace sedimentů primární geosynklinály migmatitovou frontou za tektonického klidu, a teprve za variské fáze byl proces vývoje geosynklinály ukončen příkrovovým vrásněním, vrásnovou kinetickou metamorfózou a intruzí ložních těles magmatitů do komplexu pararul zabřežské série.

Za saxonské tektogeneze byla klenba porušena systémem podélných radiálních zlomů a kladským prolomem s poklesovou tendencí ker v jádře klenby.

V oficiální geologické literatuře a zvláště v učebnicích geologie se dosud traduje názor, že tektonický vývoj Orlických hor a Králického Sněžníku začíná vyvrásněním a metamorfózou algonkické série a vznikem mohutné orlicko-kladské klenby během assyntské orogeneze. Podle přehledu geosynklinálního vývoje orlicko-kladské klenby však během celého proterozoika probíhala sedimentační fáze, koncem mladšího proterozoika a počátkem paleozoika progresivní metamorfóza za tektonického klidu, a teprve za poslední tektonicko-metamorfní variské fáze došlo k vyvrásnění krystalinika v klenbu s příkrovovou tektonickou strukturou.

V období mezi počátkem proterozoika a variskou fází vývoje geosynklinály nelze předpokládat žádný úplný geosynklinální cyklus. Vznikem kordillery v primární geosynklinále mezi starším a mladším proterozoikem došlo jen k přemístění sedimentace z primární geosynklinály do geosynklinál sekundárních. Svědčí o tom souhlasné uložení sedimentů sekundárních geosynklinál na sedimentech primární geosynklinály.

K tisku doporučil Z. Pouba

Literatura

- Ansilewski J. (1966): Petrografia metamorfy Górze Bialskich. — Geol. sudetica, 2, 121—260. Warszawa.
- Domečka K. - Opletal M. (1971): Stratigrafie, stavba a metamorfóza severní části novoměstské série. — MS Ústí. úst. geol. Praha.
- (1974): Granitoidy západní části orlicko-kladské klenby. — Acta Univ. Carol., Geol., 1, 75—109. Praha.
- Domečka K. - Opletal M. - Pošmourný K. (1975): Barytová mineralizace v orlicko-kladské klenbě. — Věst. Ústí. Úst. geol., 50, 1, 9—17. Praha.

- Don J. (1964): Góry Złote i Krowiarki jako elementy składowe metamorfiku Śnieżnika. — *Geologica sudetica*, 1, 79—114. Warszawa.
- Dumicz M. (1960): Obserwacje drobnych struktur tektonicznych w południowej części metamorfiku Gór Bystrzyckich. — *Acta geol. pol.*, 10, 42—65. Warszawa.
- (1964): Budowa geologiczna krystaliniku Gór Bystrzyckich. — *Geologica sudetica*, 1, 169—204. Warszawa.
- Fajst M. (1975): Geneze klenbowých struktur ve východní části Českého masívu. — Zpráva o vědeckovýzkumné činnosti v roce 1974. Úst. geol. věd přírodověd. fak. Univ. Karl. 16—18. Praha.
- (1976a): Geneze klenbowých struktur ve východní části Českého masívu. — Zpráva o vědeckovýzkumné činnosti v roce 1975. — Úst. geol. věd přírodověd. fak. Univ. Karl. 16—18. Praha.
- (1976b): Nová diskordance v prekambriu Českého masívu. — *Čas. Mineral. Geol.*, 21, 3, 257—275. Praha.
- (1976c): Vztah zábřežské a stroňské série v prekambriu západních Sudet. — Sborník „korelace proterozoických a paleozoických stratiformních ložisek“ 4. — Úst. geol. věd přírodověd fak. Univ. Karl. 85—95. Praha.
- Fischer G. (1935): Der Bau des Glatzer Schneegebirges. — *Jb. Preuß. geol. Landesanst.*, 56, 1, 712—732. Berlin.
- Gierwielaniec J. (1957): Geologia i petrografia granitu Kudowy i jego osłony. — Przewodnik do 30. zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej, 100—119. Wrocław.
- Gunia T. (1974): Mikroflora prekambryjskich wapieni okolic Dusznik Zdroju (Sudety Środkowe). — *Rocz. Pol. Tow. geol.*, 44, 1, 65—92. Warszawa - Kraków.
- Hejtmán B. (1962): Petrografie metamorfovaných hornin. — *Nakl. Čs. akad. věd. Praha.*
- Cháb J. - Suk M. (1977): Regionální metamorfóza na území Čech a Moravy. — *Knih. Ústř. Úst. geol.*, 50. Praha.
- Chaloupský J. (1975): Prekambrická tektogeneze v Českém masívu. — *In: Sborník přednášek slavnostního semináře.* — Ústř. úst. geol. 26—29. Praha.
- Jaroš J. - Losert J. - Misař Z. (1959): Die Konglomerate mit den Magmatitgeröllen in der Záběh-Serie von Hoštejn. — *Acta Univ. Carol., Geol.*, 3, 253—271. Praha.
- Juroszek C. (1972): Granitognejsy Gór Bystrzyckich. — *Arch. mineral.*, 30, 173—242. Warszawa.
- Kasza L. (1964): Budowa geologiczna górnego dorzecza Białej Łądeckiej. — *Geol. sudetica*, 1, 119—167. Warszawa.
- Kettner R. (1922): Algonkium na Moravě. — *Čas. Vlasten. Spol. mus.*, 33, 1, 1—4. Olomouc.
- Kodým O. (1952): Geologie Českého masívu, 3. Soustava západosudetská. — *Učební texty Karl. univ. Praha.*
- Kodým O. - Svoboda J. (1948): Kaledonská příkrovová stavba Krkonoš a Jizerských hor. — *Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ.*, 15, 109—160. Praha.
- Kretschmer F. (1918): Der metamorphe Dioritgabbrogang nebst seinen Peridotiten und Pyroxeniten im Spiegglitzer Schnee- und Bielengebirge. — *Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst.*, 67, 1—210. Wien.
- Kura I. - Sawicki L. (1968): Recent work on the crystalline massifs in the Góry Bystrzyckie and Góry Orlickie Mountains. — *Biuletyn (Inst. geol. Warszawa)*, 227, Z badań geol. na Dol. Śląsku, 17, 185—216. Warszawa.
- Květůň P. (1951): Stratigrafie krystalinických sérií v okolí severomoravských grafitových ložisek. — *Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol.*, 18, 227—360. Praha.

- L y d k a K. (1963): O niektórych problemach migracji alkaliów w skalach metamorficznych osadowego pochodzenia. — Arch. mineral., 24, 1, 117—134. Warszawa.
- M a l ě j k a A. (1925): Příspěvek ku geologii údolí Divoké Orlice mezi Bartošovicemi a Nekoňi (list Žamberk). — Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., 1, 5—6, 1—12. Praha.
- M í s a ř Z. (1960): Geologické problémy krystalinika na severovýchodním okraji Českého masívu v literatuře od roku 1850. — Kraj. nakl. v Ostravě. Ostrava.
- (1963): Předdevonský geologický vývoj severovýchodního okraje Českého masívu. — Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd, 73, 17. Praha.
- O b e r e J. (1957): Zagadnienia geologii metamorfiku zachodniej części Gór Białskich i obniżenia Stronia Śląskiego. — Przewodnik do 30. zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej, 72—89. Wrocław.
- (1960): Podział geologiczny Sudetów. — Biuletyn (Inst. geol. Warszawa), 30, część 2, Czterdzieści lat Instytutu Geologicznego, 309—354. Warszawa.
- (1968): Budowa geologiczna Polski, 1, 1, Prekambr i paleozoik, Sudety. — 63—68, Wydawn. Geol. Warszawa.
- (1972): Budowa geologiczna Polski, 4, Tektonika, 2, Sudety i obszary przyległe. — Wydawn. Geol. Warszawa.
- O n d r a P. - P o t m ě š i l O. (1965): Zpráva o geologickém mapování centrální části Orlických hor. — Zpr. geol. Výzk. v Roce 1965, 37—40. Praha.
- (1965): Zpráva o geologickém mapování v širším okolí Mladkova. — Ibid., 40—41. Praha.
- O p l e t a l M. (1969a): Zpráva o geologickém mapování olešnického masívu, novoměstských fylitů a stroňské série v Orlických horách. — Zpr. geol. Výzk. v Roce 1967, 51—58. Praha.
- (1969b): Zpráva o geologickém mapování a petrografickém výzkumu stroňské série mezi Olešnicí a Deštným v Orlických horách. — Zpr. geol. Výzk. v Roce 1968, 1, 31—34. Praha.
- (1969c): Stroňská a novoměstská série v severozápadní části Orlických hor. — MS Geofond. Praha.
- O p l e t a l M. - D o m e ě k a K. (1975): Przegląd wyników nowych badań geologicznych w Górach Orlickich. — Przegl. geol., 7, 414—418. Warszawa.
- P a u k F. (1953): Poznámky ke geologii Orlických hor a Králického Sněžniku. — Věst. Ústř. Úst. geol., 28, 5, 193—212. Praha.
- (1971): Geologie a petrografie Orlických hor v povodí Tiché Orlice mezi státní hranicí u Lichkova a údolím Orličky. — Kandidátská disert. práce. — MS Geofond. Praha.
- P a u k F. - C h a l o u p s k ý J. (1961): Jádru orlicko-kladské klenby se sérií stroňskou. In Svoboda J. - Chaloupský J. et al.: Vysvětlivky k přehledné geol. mapě ČSSR 1 : 200 000 M-33-18 Náchod, 17—26. Ústř. úst. geol. Praha.
- P a u k F. - C h a l o u p s k ý J. et al. (1961): Záběžská série a staroměstské svorové pásmo. — Ibid. 33—40. Praha.
- P e t r a s c h e c k W. (1909): Die kristallinen Schiefer des nördlichen Adlergebirges. — Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst., 59, 3, 524. Wien.
- P o u b a Z. et al. (1962): Vysvětlivky k Přehledné geol. mapě ČSSR 1 : 200 000 M-33-18 Jeseník. — Ústř. úst. geol. Praha.
- S a w i c k i L. (1958): Wstępne sprawozdanie z badań geologicznych w okolicach Międzylesia (Sudety Środkowe). — Kwart. geol., 2, 2. Warszawa.
- S k á c e l J. - V o s y k a S. (1959): Přehled geologie Rychlebských hor. — Sborník prací o přírodních poměrech. 9—45. Kraj. nakl. v Ostravě. Ostrava.
- S m u l i k o w s k i K. (1957): Formacje krystaliczne grupy górskiej Śnieżnika Kłodzkiego. — Przewodnik do 30. zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej, 37—53. Wrocław.

- Smulikowski K. (1958): Zagadnienia genetycznej klasyfikacji granitoidów. — Stud. geol. pol., 1, Warszawa.
- (1960): Evolution of the granitegneisses in the Sněžnik Mountains. — East Sudetes — Report 21. Sess. Norden. Int. geol. Congr., 14, 120—130. København.
- Svoboda J. et al. (1964): Regionální geologie CSSR, díl 1., Český masív, 1, Krystalinikum. — Ústř. úst. geol. Praha.
- Svoboda J. - Chaloupský J. et al. (1961): Vysvětlivky k Přehledné geologické mapě CSSR 1 : 200 000, M-33-17 Náchod. — Ústř. úst. geol. Praha.
- Svoboda J. - Zoubek V. (1950): Zpráva o orientačním výzkumu rozhraní moldanubické, moravské a lužické stavby. — Věst. Ústř. Úst. geol., 25, 5, 309—323. Praha.
- Teisseyre H. (1937): Budowa geologiczna okolic Międzygórze. Rozwój budowy geologicznej w regionie Łądku i Śnieżnika Kłodzkiego. — Przewodnik do 30. zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej, 9—23, 54—72. Wrocław.
- (1964): Uwagi o rewolucji strukturalnej Sudetów. — Acta geol. pol., 14, 459—494. Warszawa.
- (1972): Wyniki badań geologicznych na Śnieżniku. — Kwart. geol., 16, 1039. Warszawa.
- Teisseyre H. - Smulikowski K. - Oberc J. (1957): Regionalna geologia Polski, 3, Sudety, 1, 1, Utwory przedtrzciorzędowe. — Kraków.
- Tietze E. (1904): Erläuterungen zur geologischen Karte der Österr.-Ungar. Monarchie, NW-Gruppe Nr. 39. Landskron—Mährisch Trübau. — K.-Kön. Geol. Reichsanst. Wien.
- Urban K. (1948): Zpráva o mapování zábržského krystalinika (list spec. mapy Šumperk-4058/1 a, Česká Třebová-4057/2, 4). — Věst. St. geol. Úst. Cs. Republ., 23, 21—227. Praha.
- Wegmann C. E. (1935): Zur Deutung der Migmatite. — Geol. Rdsch., 26, 305—350. Stuttgart.
- Wierchołowski B. (1965): Granitoidy Bielic w Sudetach i ich osłona lupkowa. — Arch. mineral., 26. Warszawa.
- Wolf H. (1864): Bericht über die geologische Aufnahme im östlichen Böhmen, 1. — Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst., 14, 4, 463—494. Wien.
- Zapletal K. (1950): Přehled geologie Slezska. — Slezský studijní ústav v Opavě. Opava.
- (1954): Přehled geologie Olomouckého kraje. — Stud. a lidových Úst. kraje Olomouckého. Olomouc.
- Zrústek V. (1960): Zpráva o geologickém mapování krystalinika mezi Habarticemi a Starým Městem pod Sněžníkem. — Zpr. geol. Výzk. v Roce 1958, 180—186. Praha.
- (1961): Petrografie krystalinických sérií mezi Bušínem a St. Městem. — Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol., 26, 2, 529—568. Praha.
- Zrústek V. - Kalášek J. (1957): Zpráva o geologickém mapování krystalinika severně od bušinské poruchy mezi Bušínem a Hanušovicemi. — Zpr. geol. Výzk. v Roce 1956, 203—206. Praha.
- Żelazniewicz A. (1973): Kink band structures in the Orlica Mts., Middle Sudetes. — Acta geol. pol., 23, 273—291. Warszawa.
- (1977): Tectonic and metamorphic events in the Polish part of the Orlickie Mts. — Geologica sudetica 2, 1, 101—117. Warszawa.

Stratigraphy of the Proterozoic of the Orlické hory—Kłodzko Dome

(Summary of the Czech text)

† František Pauk

Received January 10, 1984

Introductory reports on the discovery of the nappe structure of the Orlické hory—Kłodzko Dome were published by the author of this article in 1953. In the following years, cooperation of the author of the nappe theory with Polish petrologists and geologists resulted in finding a linkage between the individual units of the crystalline rocks of the Orlické hory—Kłodzko Dome on both sides of the Czechoslovak—Polish frontier. The results of this joint research work strengthened the conviction of the author that the genesis of the rocks of the Dome is explainable only in terms of the nappe theory (Pauk 1971, 1977).

Analysis of the stratigraphic relationships between the migmatites, the Stronie "series" and the Zábřeh "series" and their lithologic character provide evidence of the fact that the crystalline rocks of the Dome were formed in the course of a long-lasting regular geosynclinal development within one cycle, which probably began with the origin of a primary geosyncline at the onset of the Early Proterozoic and ended with the Variscan nappe tectogenesis.

In the extensive primary geosyncline elongated in a meridional direction, a thick formation consisting predominantly of pschitic sediments, the parent rocks of migmatites, was formed (fig. 1).

In the period between the Early and Late Proterozoic, a cordillera formed along the axis of the primary geosyncline. It divided the sedimentary area of the primary geosyncline into two adjacent secondary geosynclines (fig. 2). Due to the origin of the cordillera, the sedimentation from the primary geosyncline was shifted into two secondary geosynclines. In the W secondary geosyncline, the rocks of the Zábřeh-Nové Město "series" and of the Staré Město "series" were laid down in the E geosyncline the rocks of the Stronie "series". The two secondary geosynclines were also the scene of basic initial volcanism. In consequence of the gradual subsidence of the bottom of the geosyncline loaded with sediments and volcanites, the complex of the rocks in the geosyncline was invaded by heat waves from below — geoisotherms. The thermal energy caused progressive regional metamorphism of the sediments in the geosynclines in the albite facies (fig. 3). The then following rise of the migmatite front at simul-

taneous K-feldspar supply caused intensive metamorphism of the sediments of the primary geosyncline resulting in a thick, tabular body of migmatites. The sediments and volcanites of the secondary geosynclines formed an impermeable barrier to the migmatite front and thus were protected against migmatization. In this way, the Proterozoic sediments were differentiated into a thick basal migmatite plate and into a weakly, progressively albitized mantle of the Stronie "series" and of the Zábřeh-Nové Město and Staré Město "series", which only partly covers the migmatite body. The metamorphism of Proterozoic rocks prepared the temperature and pressure conditions of the tectono-metamorphic phase of the geosynclinal development. The rocks of the secondary geosynclines formed coherent, plate-like bodies with the underlying parts of the migmatite body that were shifted during nappe folding from the geosynclinal bottom in the form of shear nappes. The rocks of the Stronie "series" formed with the underlying migmatite the lower Klapáč nappe, the rocks of the Zábřeh-Nové Město and Staré Město "series" with the underlying migmatite the upper Orlické hory nappe. The Orlické hory nappe was divided into two digitations when being shifted over the Klapáč nappe. The lower part of both digitations consists of migmatite, the mantle is composed of the rocks of the Stronie "series". The Klapáč nappe forms the core of the arch and the nappe structure and the Orlické hory nappe forms the broad, peripheral part of the arch. The thicker, lower digitation of the Klapáč nappe is represented in the Králický Sněžník Mts. and in the Orlické hory Mts., the less extensive upper digitation in the Orlické hory Mts. only.

The nappe folding of the Orlické hory—Kłodzko Dome was associated also with the tonalite and granodiorite intrusive magmatism, which formed numerous sills in the paragneiss complex of the Zábřeh "series" and caused the origin of pearl gneisses at the contact with gneisses. The K-Ar (and Rb/Sr) ages of these magmatites ranging from 293–328 · 10⁶ years indicate their Variscan age and also the Variscan age of the nappe orogeny. Due to the nappe folding, the crystalline rocks of the Dome assumed also a metamorphic fold foliation, which copies the initial sedimentary foliation of the sediments.

During the Saxonian folding, the Orlické hory—Kłodzko Dome was dissected by numerous longitudinal and transverse faults into a series of blocks displaying subsidence tendency of the middle blocks. The Kłodzko graben caused individualization of the limbs of the Dome resulting in the Orlické hory Mts. and the Králický Sněžník Mts.

From the geosynclinal history of the Orlické hory—Kłodzko Dome we may conclude that the oldest rocks of the Dome are migmatites, metamorphosed sediments of the primary geosyncline of Early Proterozoic age, whereas the rocks of the Stronie "series" and of the Zábřeh-Nové Město and Staré Město "series" that originated simultaneously in the secondary geosynclines, are Late Proterozoic in age.

No unconformity was found between the Early and Late Proterozoic. The sedimentary and metamorphic history of the geosyncline spanned a long-lasting cycle, within which only two evolutionary phases are distinguishable.

Přeložila H. Šilarová

Explanation of text-figures

1. Position of sediments — parent rocks of migmatites — in the primary geosyncline.
2. Forming of the secondary geosyncline of the Zábřeh-Nové Město "series" and Staré Město "series" and of the secondary geosyncline of the Stronie "series" by diversification of the primary geosynclinal cordillera in Late Proterozoic times.
3. Simplified presentation of progressive albite regional metamorphism of the whole complex of Proterozoic sediments of the geosyncline, of the origin of migmatites through metasomatic granitization of the sediments of the primary geosyncline through the influence of the migmatite front and metamorphism of the paragneisses of the Zábřeh "series" at the contact with intrusions of Variscan magmatites. Only part of the primary geosyncline and of the secondary geosyncline of the Zábřeh-Nové Město "series" is shown. 1 — rise of geoisotherm; 2 — rise of migmatite front; 3 — zone of contact metamorphism

Explanation of plates

Pl. I

1. Migmatite from the Klapáč nappe containing K-feldspar porphyroblasts. Cottage in Lichkov, Tichá Orlice River valley.
2. Laminated migmatite from the Orlické hory nappe. Road cutting between Jablonné nad Orlicí and Orličky. Orlička River valley. Photographs by Vl. Habětín

Pl. II

1. Thickly schistose paragneiss of the Stronie "series" composed of equally distributed blasts of quartz, albite and micas. Headwater region of the Těchonínský potok brook region. Without analyzer, $\times 20$.
2. Thickly schistose paragneiss of the Stronie "series" of mica schists appearance showing distinct parallel structure. Celné, community Dolany. Without analyzer, $\times 20$. Photographs by Vl. Šilhan

Pl. III

1. Erlan intercalation in the paragneiss of the Stronie "series" formed of alternating layers of the basic pattern with calcite and biotite layers. Railway cut in Celné, near km 106. Without analyzer, $\times 20$.
2. Tectonic breccia of the paragneisses of the Stronie "series" containing paragneiss fragments oriented in various directions. Faulted zone healed with paragneiss fragments, microcline and chlorite. Railroad cutting between Mladkov and Těchonín. Without analyzer, $\times 20$. Photographs by Vl. Šilhan

Pl. IV

1. Microcline porphyroblasts enclosing clouded albite microlites provide evidence of supply of K-feldspar into the paragneisses of the Zábřeh "series" from concordant magmatite intrusions. Vlčkovice near Mladkov. Without analyzer, $\times 20$.

2. Microscopical texture of the migmatite of the Orlické hory nappe proving metasomatic replacement of relict albite enclosed at the periphery of microcline porphyroblasts. Jablonné nad Orlicí, rocky hills "Brány" in the Orlička River valley. Without analyzer, $\times 20$. Photographs by Vl. Šilhan

Pl. V

1. Numerous, indistinctly bounded relict albite microlites enclosed in microcline porphyroblasts provide evidence of intensive replacement of albite by microcline. Migmatite, "Brány", Jablonné nad Orlicí. Without analyzer, $\times 20$.
2. Lenticular aggregates of coalescing microcline blasts in mozaic of quartz aggregate enclose and replace a great number of albite microlites. Migmatite in the Klapáč nappe. W slope of Vysoký kámen Hill. Without analyzer, $\times 20$. Photographs by Vl. Šilhan

Pl. VI

1. The migmatite of the Orlické hory nappe is made up of both hexagonal quartz crystals and hexagonal crystals of the minerals of the basic pattern formed by microcline and relict albite accompanied by biotite. Lower end of Těchonín. Without analyzer, $\times 20$.
2. Lenticular or irregular microcline blasts with enclosed microlites of relict albite coalesce with tiny hexagonal crystals of various thickness alternating with quartz crystals. Migmatite of the Orlické hory nappe, lower part of Těchonín. Without analyzer, $\times 20$. Photographs by Vl. Šilhan

Pl. VII

1. Parallely arranged articulated aggregates of microcline blasts are scattered in mozaic of quartz aggregate. They enclose and replace numerous microlites of relict albite. Migmatite of the Klapáč nappe, railroad cut between Lichkov and Mladkov. Without analyzer, $\times 20$.
2. Major part of rock is composed of microcline porphyroblasts; microlites of relict albite in interstices between porphyroblasts. Migmatite of the Orlické hory nappe, railroad cut near Těchonín station. Without analyzer, $\times 20$. Photographs by Vl. Šilhan

Pl. VIII

1. Photomicrograph of section feldspar lenticle of secretory origin in migmatite. Polysynthetic twin of recrystallized albite has been partly replaced by microcline near cleavage cracks. Elevation point Martinovy Hatě near Jamné nad Orlicí. Nicols \times , $\times 32$.
2. Photomicrograph of migmatite formed by concentration of quartz, microcline and recrystallized albite. Railway cut N of station Jamné nad Orlicí. Nicols \times , $\times 20$. Photomicrographs by Vl. Šilhan

Pl. 1

Tectonic map of the Orlické hory—Kłodzko Dome (after original map by the author, the Geological Map of the ČSSR at 1:200,000 scale sheet Náchod — J. Svoboda et al. 1962, sheet Jeseník — Z. Pouba et al., the geological map published on the occasion of the 30th Congress of the Polskie Towarzystwo Geologiczne in 1957, M. Opletal — 1974, M. Dumicz — 1964, L. Sawicki — 1958).

A—B — cross section of the southern part of the Orlické Hory-Kłodzko Dome.

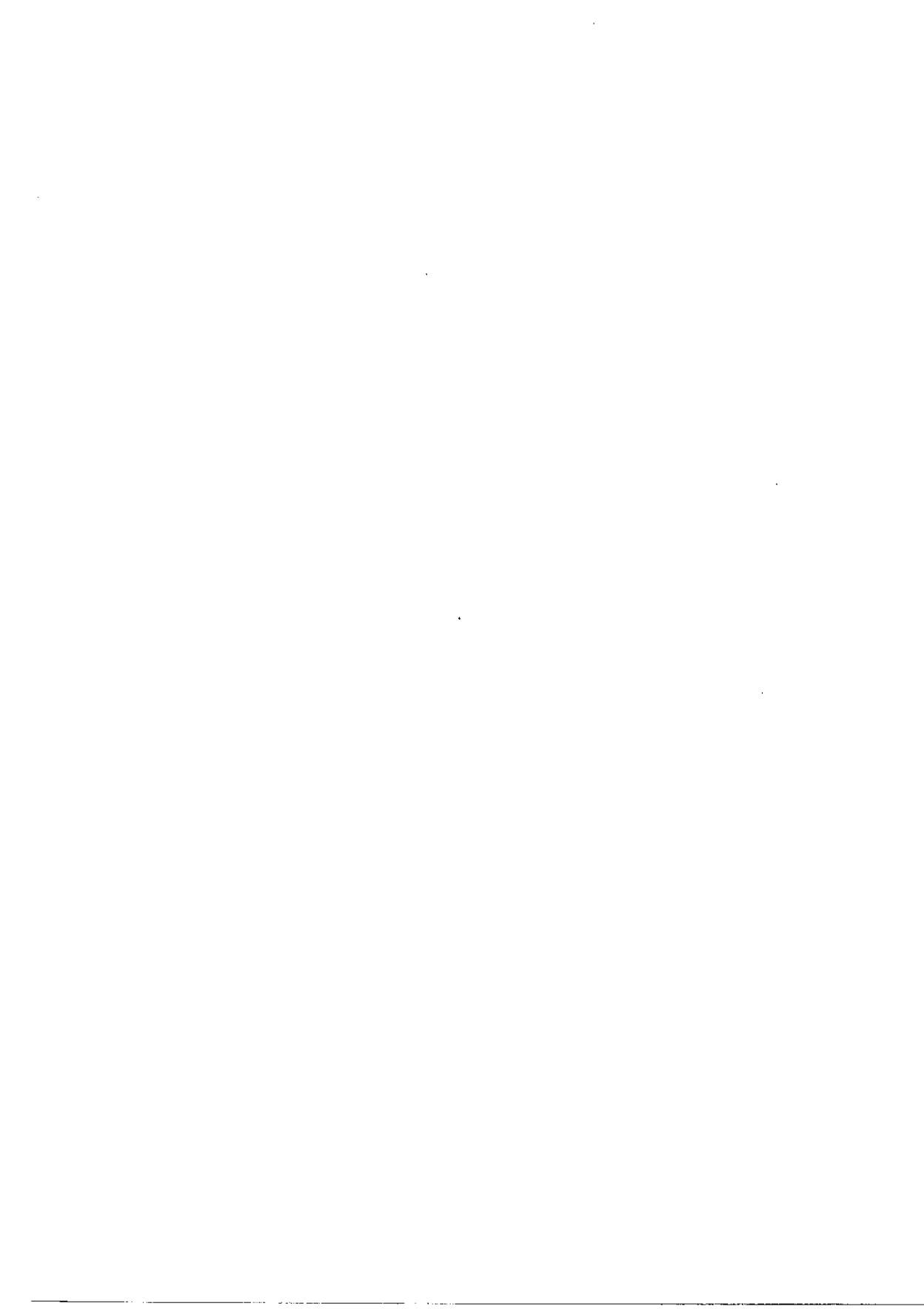
Crystalline: Klapáč nappe: *a* (encircled) rocks of the lower digitation, *b* (encircled) rocks of the upper digitation; 1 — migmatites; Stronie "series": 2 — paragneisses and mica schists; 3 — amphibolites; 4 — dolomite limestones; 5 — quartzites and graphitic quartzites. Orlické hory nappe: 6 — migmatites; Zábřeh "series" and Staré Město mica schists zone: 7 — two-mica paragneisses, mica-schist gneisses, mica schists; 8 — amphibolites; 9 —

greywackeous gneisses, mica schists, phyllites, phyllitic schists of the upper part of the Zábřeh "series"; 10 — quartzites, quartzitic phyllites, greywackeous quartzitic conglomerates; 11 — tonalites, granodiorites; 12 — gabbro near Deštná; 13 — quartz porphyry; 14 — serpentinite; series of Nové Město phyllites; 15 — sericite, albite and two-mica phyllites; 16 — chlorite-actinolite schists, metadiabases. Covering formations: 17 — Perm; 18 — Upper Cretaceous; 19 — Neogene; 20 — line of nappe overthrust; 21 — radial faults, symbols indicating strike and dip of foliation; 22 — state frontier.

Стратиграфия протерозоя Орлицко-Кладского свода

Результаты геологических исследований Орлицко-Кладского свода указывают на то, что образование кристаллических пород и покровное строение этой единицы можно однозначно объяснить развитием Орлицко-Кладской геосинклинали в ходе осадконакопления во время нижнего и верхнего протерозоя, завершённым покровной варисской складчатостью и интрузивным магматизмом. В процессе этого развития можно определить фазу осадконакопления в первичной геосинклинали во время нижнего протерозоя, фазу образования осадочных и вулканических пород строньской и забржежско-староместской серий во вторичных геосинклиналих, наложенных на отложения нижнего протерозоя, фазу прогрессивного регионального метаморфизма всего комплекса протерозойских отложений и гранитизации осадочных пород первичной геосинклинали в мигматиты и наконец варисскую тектоническо-метаморфическую и магматическую фазу, в результате которой кристаллиникум приобрел сводообразное покровное строение. Все геосинклиналиное развитие свода произошло в пределах единственного цикла.

Přeložil A. Kříž



Sbor. geol. věd	Geologie 41	Str. 127—165	10 obr.	2 tab.	2 příl.	Praha 1986 ISSN 0581-9172
--------------------	----------------	-----------------	------------	-----------	------------	------------------------------

Geologie permokarbonu českokamenické a kravařské pánve

Geologie des Permokarbons

im Česká Kamenice- und Kravaře-Becken

Miroslav Vejlupek¹ - Josef Novák² - Daniela Schovánková¹

Předloženo 28. května 1984

Vejlupek M. - Novák J. - Schovánková D. (1986): Geologie permokarbonu českokamenické a kravařské pánve. — Sbor. geol. Věd, Geol., 41, 127—165. Praha.

V ý t a h : Permokarbon v podloží křídý sv. od Litoměřic je od roudnické pánve oddělen elevací vz. směru šířky 2—3 km. Tvoří dvě samostatné pánve, oddělené krystalinickou elevací minimálně 3 km širokou. Na J je pánve kravařská, severněji českokamenická pánve.

Kravařská pánve je mělká, mocnosti permokarbonu patrně nepřesahují 200 m. Její sedimentární výplň je korelovatelná se sedimenty líšského souvrství středněčeského permokarbonu. V českokamenické pánvi jsou ve dvou lužicky orientovaných strukturách zachovány sedimenty mladší, autunské, podobné uloženinám pánve mnichovohradištské. Českokamenickou pánve je třeba řadit k limnickým permokarbonským pánvím lužicka. S ohledem na litostratigrafickou pozici permokarbonských uloženin a mocnosti, zjištěné seizmickým průzkumem, nelze v permokarbonu sv. od Litoměřic očekávat mocnější a plošně rozsáhlé uhelné slaje.

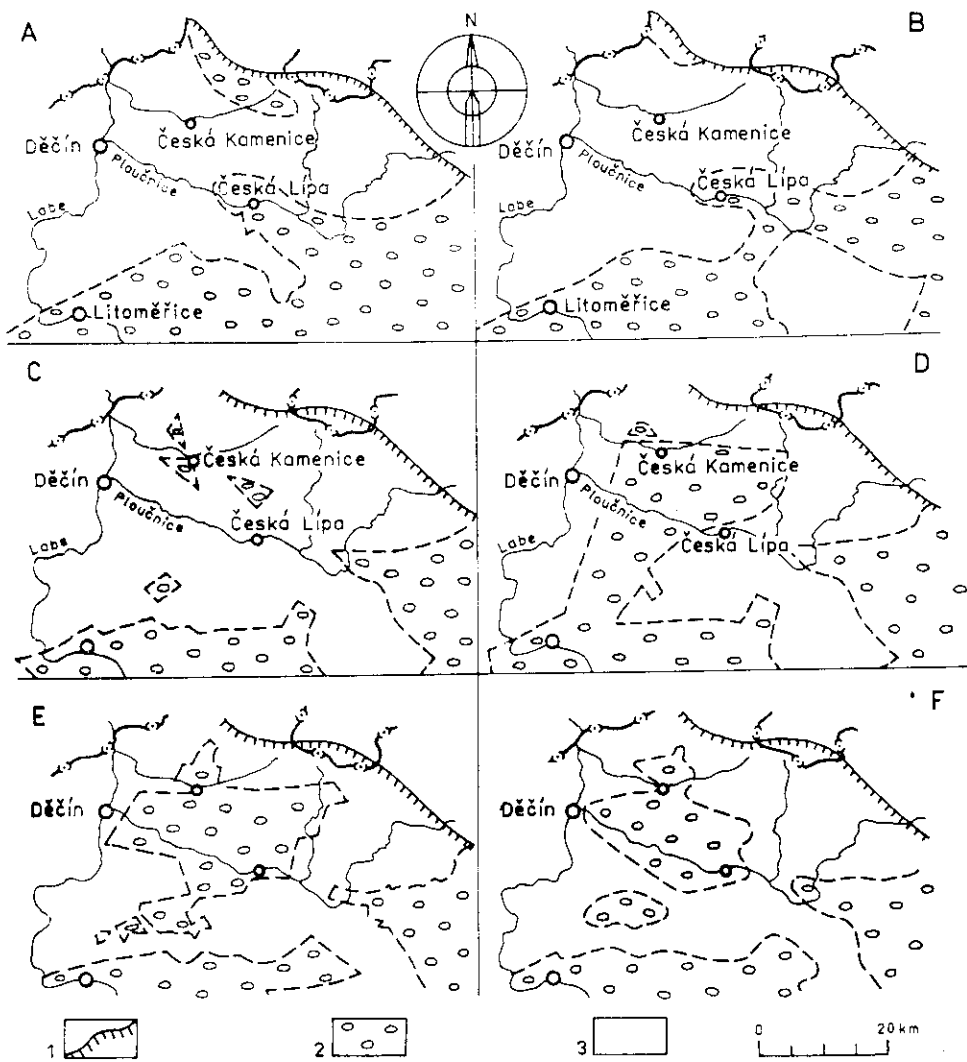
¹ Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1

² Geofyzika, n. p., Brno, Ječná 29a, 612 46 Brno - Řečkovice

Úvod

O permokarbonu v podloží svrchní křídý sv. od Litoměřic nebyly žádné informace do r. 1970. Na ideové mapě podloží křídý (P o u b a et al. 1959) byl zakreslen výběžek permokarbonu z mnichovohradištské pánve podél toku Ploučnice do z. okolí České Lípy (obr. 1A). Permokarbon sv. od České Kamenice při okraji české křídové pánve podél lužického zlomu byl zakreslen jako předpokládané pokračování od výchozů s. od Chříbské a na Vlčí hoře. Rozsah permokarbonu na geologické mapě podloží křídý sestavené pod vedením V a c h t l a (1965) se od mapy P o u b y et al. (1959) příliš nelišil. Permokarbon sv. od České Kamenice byl plošně zmenšen (obr. 1B).

Po dokončení prvých vrtů v tomto území byl permokarbon interpretován jako tektonicky zakleslé kry a označován jako výskyty u České Kamenice (H o -



1. Vývoj názorů na rozšíření permokarbonu v podloží svrchní křídý sv. od Litoměřic
A — Z. Pouba et al. (1959), *B* — J. Vachtl et al. (1965), *C* — V. Holub - R. Tásler (1971),
D — V. Holub - R. Tásler (1974), *E* — M. Kučera - J. Pešek (1982), *F* — M. Vejlupek
 (1984); 1 — lužický zlom — sv. omezení křídý; 2 — permokarbon; 3 — předkřídý formace

lub - Tásler 1974) nebo permokarbon mezi Děčínem a Českou Lípou (Holub 1975) — viz obrázek 1C. V posledních letech byl permokarbon sv. od Litoměřic zakreslován jako výběžek páneve roudnické a označován jako českokamenická deprese (Holub - Tásler 1980, Holub et al. 1981) — obrázek 1D, nebo jako českokamenická pánev (Klener 1979, Havlena - Pešek 1980).

Vrty Uranového průzkumu do podloží křídý sv. od Litoměřic přinesly zjištění, že českokamenická pánev netvoří výběžek roudnické pánve, ale že je od roudnické pánve oddělena krystalinickou elevací vz. směru, širokou minimálně 2–3 km (Kučera - Pešek 1982), obrázek 1E.

Vejlupek (1982) koreloval uloženíy j. okraje českokamenické pánve s líňským souvrstvím středočeského permokarbonu, výplň s. části pánve s libšátským souvrstvím podkrkonošské pánve, tj. vrchlabským a prosečenským souvrstvím nového třídění (Táslér - Havlena - Prouza 1981). Permokarbon sv. od Litoměřic byl později rozdělen na dvě litofaciálním vývojem svých uložení odchylné části: pánve kravařskou na J a severnější pánev českokamenickou (Vejlupek 1984), obrázek 1F.

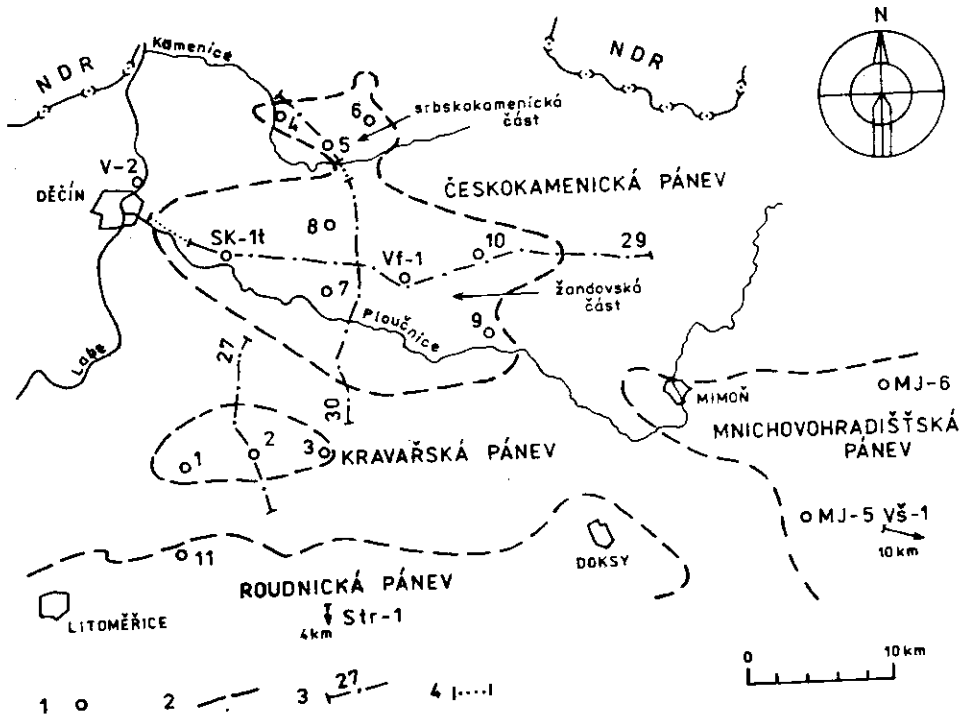
Rozsah permokarbonu v podloží křídý

Několik vrtů, provedených v letech 1981–1983, a seizmický výzkum přinesly další informace, které umožnily věrohodněji ohraničit permokarbon v podloží svrchní křídý sv. od Litoměřic. V roce 1981 proměřila Geofyzika, n. p., Brno tři seizmické profily: profil 29/81 vz. směru od Benešova nad Ploučnicí ke Sloupu v délce 32 km, profil 30/81 sj. směru od Všemil přes Volfartice na Stvolínky v délce 25 km a další sj. profil 27/81 od Valkeřic k Úštěku v délce 13 km. Interpretace geofyzikálních měření v širším okolí českokamenické pánve, zejména reflexních seizmických profilů, přinesla poznatky o tektonice pánve a mocnosti pánevních uložení.

Seizmický průzkum zjistil řadu zlomů v permokarbonu (příl. 1), ale jen část z nich postihuje celý sled permokarbonských uložení a jen některé i křídové sedimenty. Při okraji permokarbonu jsou jen zlomy podružné nebo jsou hranice erozní. Zatím se projevuje, že předpokládané omezení pánví většinou nesleduje hlavní zlomy v křídě. Proto je omezení pánví znázorněno atektonicky (obr. 2).

Pánev kravařská má plochu asi 45 km² a je protažená vz. směrem. Od pánve roudnické je oddělená krystalinickou elevací vz. směru šířky minimálně 2–3 km. Elevace je budována fylity, svory a rulami s pronikou granitoidů (heřmánecký granodiorit). Doposud byl permokarbon této pánve, litologicky korelovatelný se sedimenty líňského souvrství středočeského permokarbonu zastížen 7 vrty. Mocnost křídý v nich dosahovala 570–727 m. Seizmický průzkum udává v této pánvi — na profilu 27/81 — maximální mocnosti permokarbonu 200 m (příl. 1 a obr. 3). V kravařské pánvi lze očekávat jen přítomnost líňského souvrství.

Elevace, oddělující roudnickou pánev od pánve kravařské, se uplatňovala od mladšího paleozoika do cenomanu. Na její j. straně — v roudnické pánvi — je mocnost spodních tří souvrství středočeského permokarbonu výrazně redukována nebo chybí (Vejlupek 1984), redukovány jsou i uložení cenomanu.

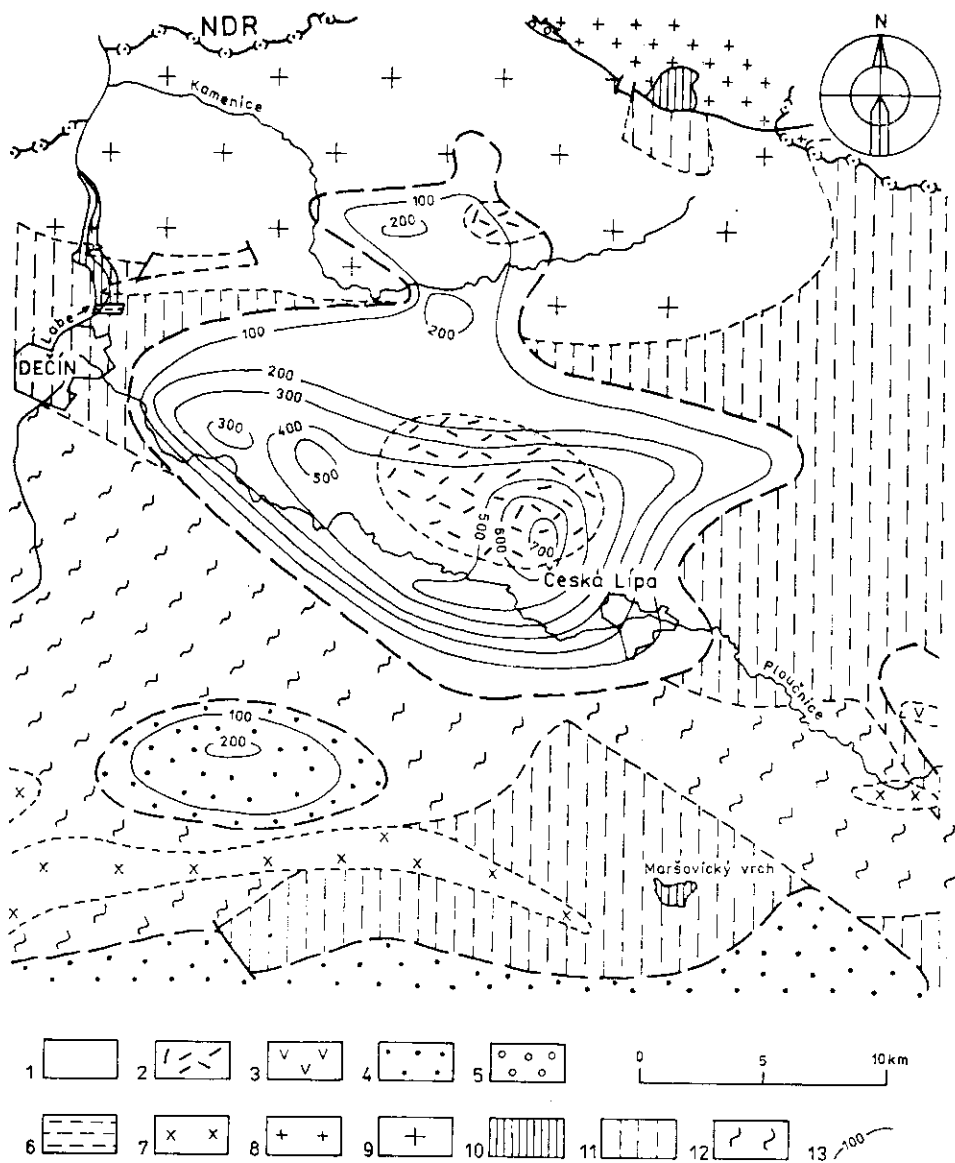


2. Podkřídové permokarbonské pánve s vybranými vrty do podloží svrchní křída
 1 — vrty do podloží křída, citované v textu; 2 — hranice pánvi; 3 — linie seizmických profilů a geologických řezů s číselným označením; 4 — úseky geologických profilů, neproměřené seizmicky. V textu citované vrty jsou označeny čísla nebo indexy: 1 — Lovečkovice, 2 — Brusov, 3 — Kravaře, 4 — Srbská Kamenice, 5 — Filipov, 6 — Líska, 7 — Žandov, 8 — Kerhartice, 9 — Stará Lipa, 10 — Chotovice, 11 — Horní Řepčice

Od českokamenické pánve je kravařská pánev oddělena elevací, která je na s. straně patrně založena tektonicky. V nejužším místě dosahuje šířky asi 3 km.

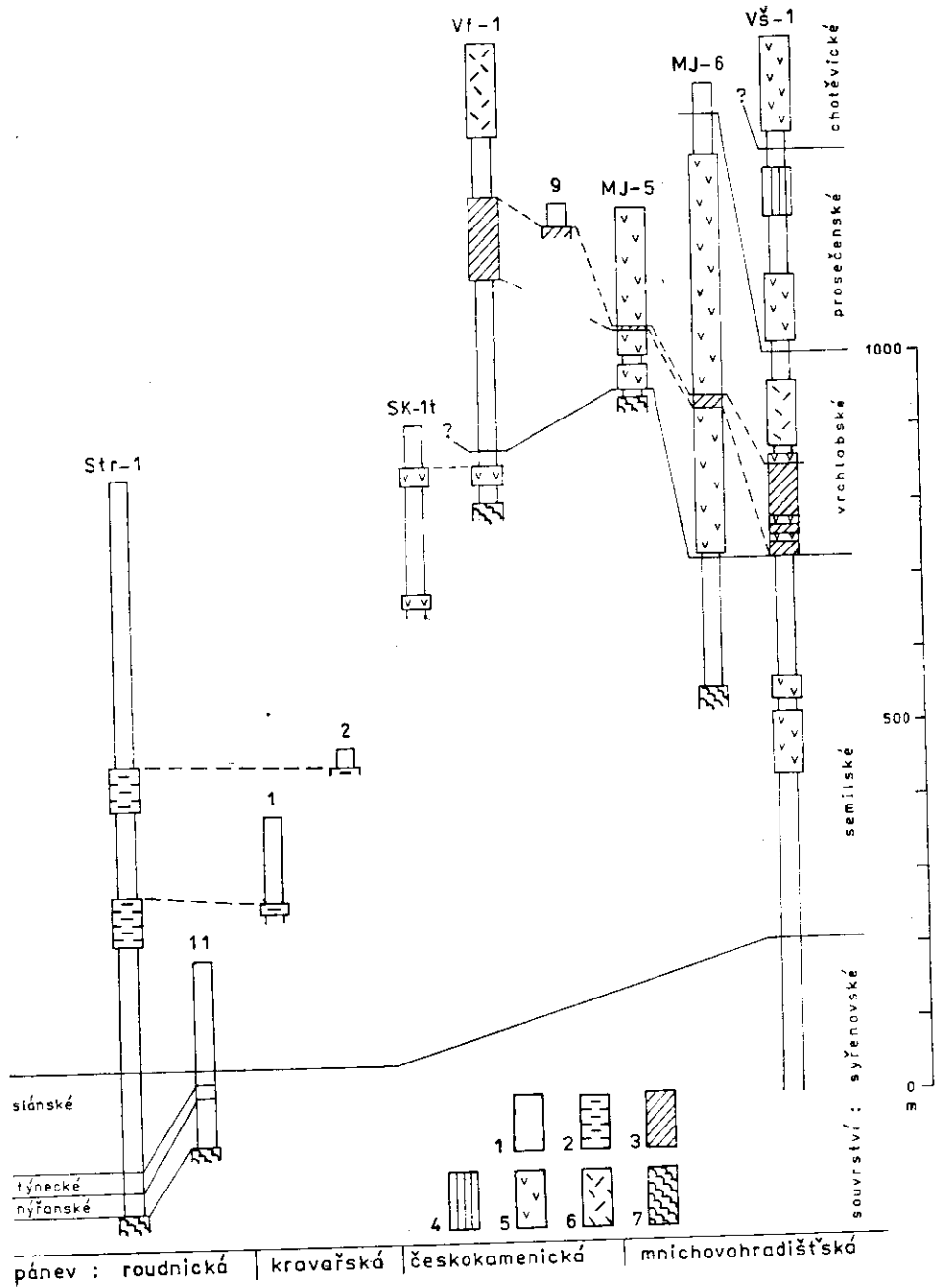
Českokamenická pánev se biostratigraficky i litologií výplně od pánve roudnické i kravařské liší; jsou zde zachovány sedimenty mladší — autunské. V řadě vrtů byly ve sledu permských uloženin zastíženy vulkanity — melafyry i ryolity. Českokamenická pánev má blízký vztah k pánvi mnichovohradištské, s níž původně souvisela. Českokamenickou pánev je třeba řadit k limnickým permokarbonským pánvím lugika. Korelace stratigrafických jednotek ve vrtech z. části mnichovohradištské pánve, pánve českokamenické, kravařské a s. části roudnické pánve je na obrázku 4.

Českokamenická pánev vyplňuje dvě lugicky orientované synklinální struktury — žandovskou a srbskokamenickou. Podél toku Ploučnice a s. od ní po j. okraj České Kamenice je to větší část pánve (asi 250 km²), kterou je možno označit za žandovskou část českokamenické pánve nebo žandovskou dílčí pánve. Mocnosti křída v ní dosahují v. od České Lípy necelých 600 m, v centrální části



3. Geologická mapa podloží svrchní křída sv. od Litoměřic

1—3 — stefan C až autun (semilské a vrchlabské souvrství): 1 — sedimenty, 2 — produkty kyselého vulkanismu, 3 — produkty intermediárního až bazického vulkanismu; 4 — stefan C (líňské souvrství); 5 — permokarbon na výchozech při lužické poruše; 6 — permokarbon pod kvartérem a křídou sv. od Děčína; 7 — variské granitoidy; 8 — předvariské (kadomské) granitoidy na výchozech; 9 — dto v podloží křída; 10 — metamorfity (převážně fylity) — svrchní proterozoikum až spodní paleozoikum na výchozech; 11 — dto v podloží křída; 12 — metamorfity (ruly a svory) — střední až svrchní proterozoikum (?) s proniky variských (?) granitoidů; 13 — izolinie mocnosti permokarbonu



4. Korelace hlavních stratigrafických jednotek ve vrtech z. části mnichovohradištské pánve, pánve českokamenické a kravařské a s. části roudnické pánve
1 — klastické sedimenty; **2** — šedé obzory v línském souvrství; **3** — rudnický obzor vrchlabského souvrství; **4** — kalenský obzor v prosečenském souvrství; **5** — melafyry; **6** — ryolity; **7** — metamorphy. Čísla a indexy vrtů jsou shodné s obrázkem 2

se pohybovaly mezi 749—1022 m. Na vz. seizmickém profilu 29/81 tvoří její krystalinické podloží plochou pánev, jejíž okraje se pozvolna zvedají k V i Z, bez výrazného tektonického porušení (příl. 1). Západní omezení žandovské části pánve nebylo na seizmickém profilu 29/81 zastíženo. Na jeho počátku z. od Benešova nad Ploučnicí je mocnost permokarbonu asi 300 m. Jeho vyklínění je předpokládáno asi 2 km západněji. Nelze vyloučit, že pokračuje dále až k Děčínu, protože v údolí Labe s. od Děčína byly ve vrtu V-2 Prostřední Žleb navrtány pod kvartérem rudohnědé slepence patrně permského stáří (A b s o - l o n 1979). Permokarbon s. od Děčína je možná vázán jen na úzkou tektonicky omezenou kru. obdobnou výskytům permokarbonu při lužické poruše jz. od Krásné Lípy. Mocnosti permokarbonu v žandovské části pánve dosahují podle seizmického výzkumu maximálně 450—650 m, v úzkých depresích snad až 1000 m.

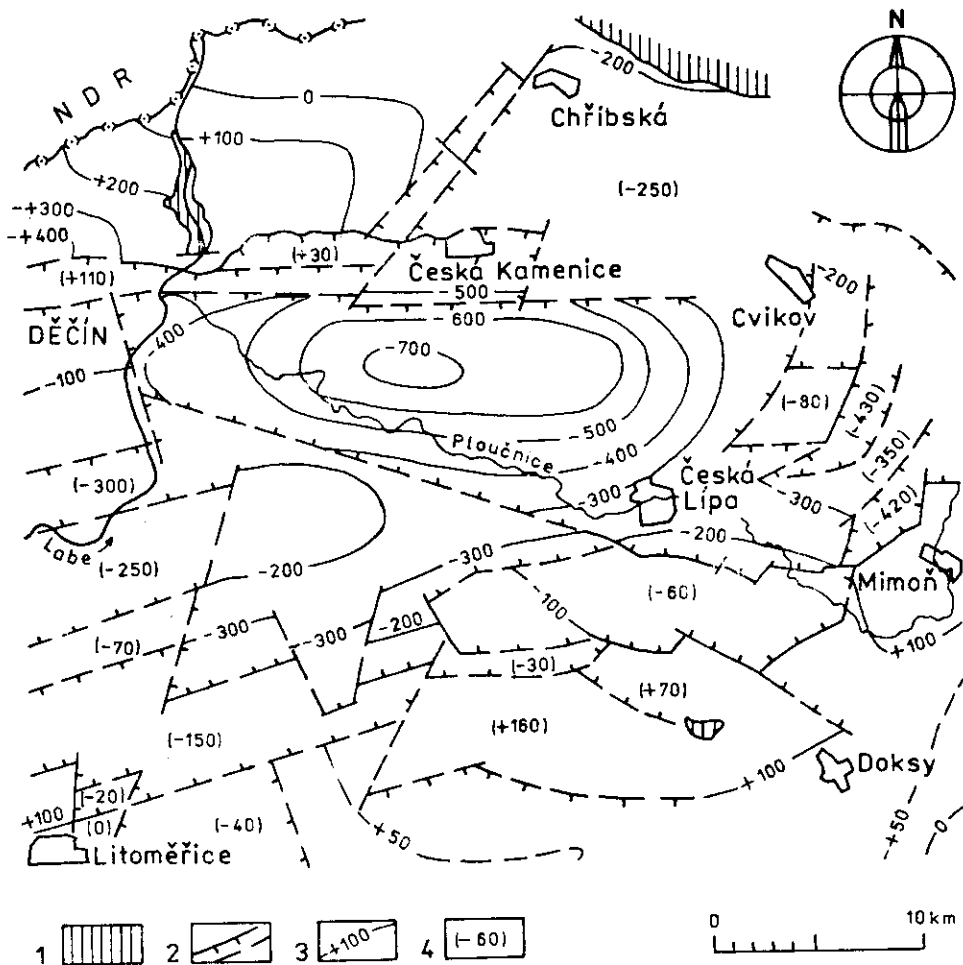
Severně od České Kamenice je na granitoidech lužického masívu v podloží křídových sedimentů, dosahujících mocnosti do 500 m, druhá část českokamenické pánve — dílčí pánev srbskokamenická. Zaujímá plochu asi 25 km² a její souvislost s žandovskou částí pánve není zatím ověřena. Seizmický průzkum zde předpokládá mocnosti permokarbonu do 200 m (příl. 1), mocnost křídý stoupá ze 180 m na Z na téměř 500 m na V (obr. 6).

Geologická charakteristika nadložních a podložních formací

Permokarbon sv. od Litoměřic je zcela zakryt svrchní křídou, na níž jsou zejména v z. části území uloženy terciární. Kvartér je málo mocný.

Svrchní křída spadá do periferní části lužické oblasti, v jz. části území, jz. od Úštěku, do oherské faciální oblasti, vyznačující se převážně pelitickým vývojem středního turonu. V zájmovém území jsou zastoupena všechna souvrství české křídý, souvrství perucko-korycanské až merboltické (cenoman až santon). Celková mocnost svrchnokřídových sedimentů je závislá na tektonické pozici a silně kolísá. Maximální zjištěná mocnost křídý 1022,3 m, je ve vrtu J-358 458 Habartice v. od Benešova n. Ploučnic. Tektonická skica a izolonie báze svrchní křídý je na obrázku 5, stratigrafické kolonky svrchní křídý některých vrtů v pánvi kravařské a českokamenické jsou na obrázku 6. Stratigrafie na některých vrtech není opřena o podrobný paleontologický výzkum; mezi specialisty není také dosud shodný názor na vedení hranice coniac—santon.

Perucko-korycanské souvrství je zastoupeno na většině území jen mořskými sedimenty; uloženy sladkovodní, příp. brakické, jsou v malé mocnosti zachovány jen lokálně (okolí Žandova, j. od Nového Boru, s. od České Kamenice). Korycanské vrstvy jsou budovány převážně pískovci různého charakteru, jen podřízeně jsou zastoupeny prachovce. Mocnost mořského cenomanu se pohybuje mezi 30—85 m, narůstá s. od linie Česká Lípa—Srbská Kamenice.



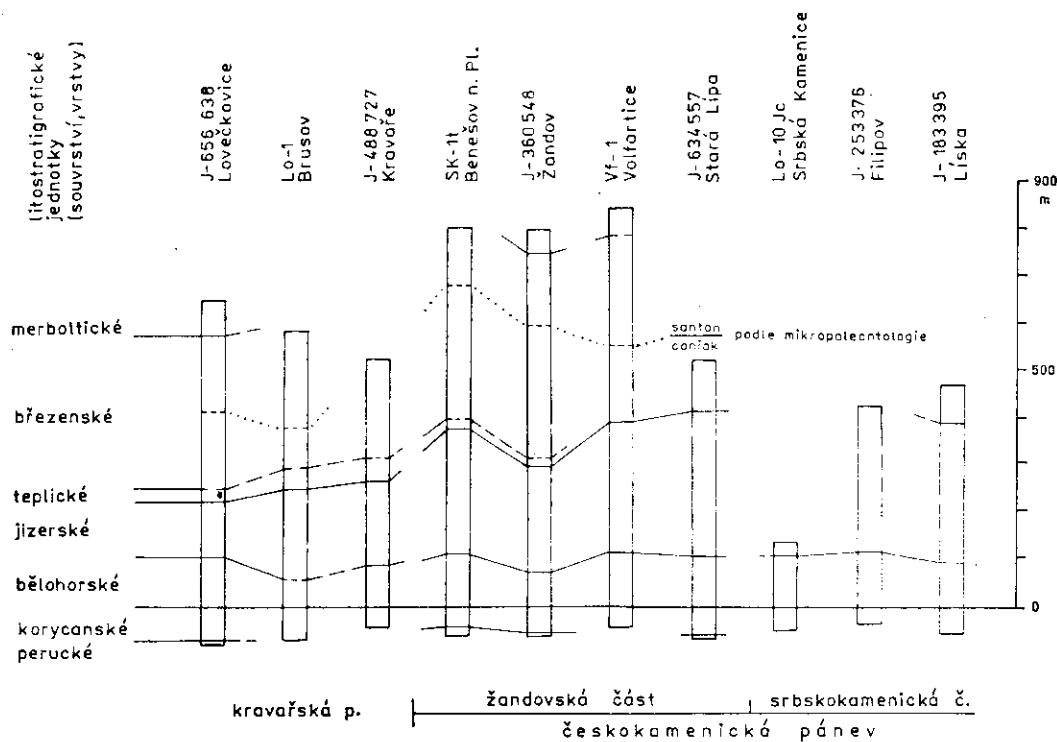
5. Tektonická skica svrchní křídvy

1 — předkarbonské formace; 2 — zlomy ověřené a předpokládané; 3 — izohypsy báze křídvy; 4 — přibližná nadmořská výška báze křídvy v tektonické kře

Bělohorské souvrství má charakter výrazného asymetrického inverzního cyklu s postupným hrubnutím klastické složky do nadloží. Naspodu je tvořen prachovitými slínovci. Mocnost kolísá od 60–110 m. Nejmenší mocnosti jsou j. od České Lípy, největší jz. a sv. od České Kamenice.

Jizerské souvrství se vyznačuje velmi proměnlivým litofaciálním vývojem, inverzně cyklickou sedimentací a proměnlivou mocností. Generelně se od JZ k SV více uplatňuje psanitická sedimentace, cykly se štěpí a celková mocnost narůstá ze 70 m na JV na více než 300 m sv. od linie Česká Lípa—Česká Kamenice. Cykly mají stavbu: prachovité slínovce — prachovité pískovce — středně zrnité křemenné pískovce — hrubě zrnité křemenné pískovce.

Teplické souvrství je budováno na JZ vápnatými jílovci až slínovci, někdy s polohami vápenců, v sv. části je v psamitickém vývoji. Mocnost stoupá z 20 m na SV na 50 m na JV.



6. Stratigrafické kolonky a mocnost svrchní křídy ve vrtech v pánvi kravařské a českokamenické

Březenské souvrství je ve spodní části budováno vápnatými jílovci, podřadně jsou zastoupeny slínovce a jílovce, ve v. a sz. části území se objevují tenké vložky i mocnější polohy pískovců. Svrchní část je charakterizována střídáním různě mocných poloh psamitů s pelity. Mocnost spodního oddílu kolísá mezi 150 až 200 m, svrchního od 100 až do 150 m.

Merboltické souvrství je budováno štěrčikovými pískovci až slépenici, které představují regresní sedimenty svrchnokřídového moře. Mocnost dosahuje 60 m.

Z hlediska vodárenského využití přicházejí v úvahu napjatě zvodně v pískovcích merboltického, březenského a jizerského souvrství. Po kvalitativní stránce jde o akumulace podzemních vod nejsvrchnější hydrogeochemické podzóny Cl^{Ca} o mineralizaci zpravidla okolo 0.1—0.3 g/l. Vodárenské využití vod v ce-

nezmanském kolektoru nepřichází v úvahu vzhledem ke zvýšené teplotě a především pro zvýšenou radioaktivitu (většinou okolo 0,4–1,2 Bq/l), která je vlastně jediným kvalitativním znakem, výrazně odlišující bazální křídovou zvodeň od vyšších zvodní v kolektorech turonu a santonu. Vody bazální zvodně lze využít jako vody termální (Jetel - Rybářová 1983).

Terciér je zastoupen především vulkanity, které patří k sv. části Českého středohoří. Žíly nebo tělesa terciérních vulkanitů jsou popisovány z vrtů. V permokarbonu dosahují mocnosti většinou 1–3 m, ve svrchní křídě jsou mocnosti terciérních vulkanitů větší. Podle sklonu žíly nebo komínu prošly vrty těmito vulkanity v délce i přes 100 m, příp. musely být předčasně ukončeny po navrtání mocného vulkanického tělesa, které se na povrchu neprojevovalo. Souvislé příkrovy olivinických čedičových hornin a jejich pyroklastik jsou zastoupeny zejména v z. části území. Jinde se setkáváme pouze s málo mocnými povrchovými sopečnými produkty, spočívajícími jako větší nebo menší izolované kry na křídových sedimentech.

Na počátku vulkanického období, na hranici oligocén–miocén. sedimentovaly v menších sladkovodních pánvích pyroklastika, tufity, diatomové horniny, uhelné sedimenty, písčité jíly a písky. Celková mocnost terciérních sedimentů uvnitř vulkanického komplexu na sv. okraji Českého středohoří dosahuje mocnosti až 160 m. Podrobně je zpracovali Vejlupek, Kodymová a Šrbený (1983).

Kvartér je zastoupen převážně nejběžnějšími typy sedimentů: aluvia, svahové uloženiny různé zrnitosti, někde deluvio-eolické a eolické sedimenty.

Metamorfity a granitoidy podloží permokarbonu a svrchní křídý vycházejí na povrch v údolí Labe s. od Děčína a s. od lužického zlomu. Metamorfity jsou neznámého stáří (svrchní proterozoikum, příp. kambrium až ordovik). Krystalinické podloží křídý a permokarbonu bylo zpracováno Chaloupským (1974). Nejnověji podloží křídý s. Čech zpracovali Kučera a Pešek (1982). Ohraničení permokarbonu předpokládají většinou tektonické. V území v. a sv. od České Lípy vedou hranici permokarbonu odchylně od interpretace Steinera (1978). V několika vrtech v tomto území uvádí Steiner (1978, obr. 1) v podloží křídý metamorfované horniny, zatímco Kučera a Pešek (1982) ve stejných vrtech permokarbonové sedimenty. Prvotní dokumentaci není snadné revidovat a interpretace popisů vrtů je někdy problematická. Profily vrtů, které máme k dispozici, odpovídají interpretaci Steinera (1978).

Kučera a Pešek (1982) vyznačili hranice mezi soubory hornin místy dosti složitě, i když sami konstatují, že rozsah krušnohorského krystalinika (spodní proterozoikum) i rozsah svrchnoproterozoického komplexu v podloží křídý v s. Čechách je dosud stále nejasný a že podobný charakter hornin a epizonální metamorfózy svrchního proterozoika a spodního paleozoika nedovoluje jednoznačně určit vzájemný poměr těchto dvou formací ve studovaném území.

Podloží permokarbonu českokamenické pánve bylo zastiženo pouze jediným vrtem ve Volfarticích v žandovské části pánve. Krystalinikum vrtu Vf-1 Volfartice je tvořeno souvrstvím slabě regionálně přeměněných sedimentárních a vulkanogenních hornin neznámého stáří. Horniny jsou detailně provrásněné, zčásti i silně drcené. Břidličné plochy mají sklon od 20 do 70°. Hlavní horninové typy jsou: zeizené břidlice, metatufy, krystalické vápence a fylitické písčité břidlice. Litologicky se vulkanogenní formace vrtu Volfartice nejvíce blíží formacím odkrytým v ostrůvku krystalinika s. od Děčína, v Ještědském pohorí a na Železnobrodsku (tzv. radčické skupině). Je však možné i litologické srovnání s hraničním devonským souvrstvím severního Ještědska (Holub et al. 1984).

Reflexní seizmická měření

Reflexní seizmická měření proběhla v roce 1981. Jejich úkolem bylo přispět k řešení hloubek a morfologie podloží permokarbonu, resp. křídý, vyhledat místa postižená zlomovou tektonikou a podle možností sledovat fyzikálně litologická rozhraní uvnitř permokarbonu a snad i křídý. Úkol byl řešen soustavou tří krivočarých profilů (slalomového typu) o celkové délce asi 70 km. Měřeno bylo v modifikaci společného reflexního bodu (s dvanáctinásobným překrytím) a elastické vlny byly buzeny technologií Vibroseis⁺. Při interpretaci seizmických měření byly využity údaje z dříve proměřených vrtů, refrakční seizmiky a bylo přihlédnuto k tilovým indikacím.

Z hlediska řešení hlavního úkolu reflexní seizmiky, tj. sledování hloubek a morfologie podloží permokarbonu, resp. křídý, jsou podstatné rychlostní difference mezi horninami křídý, permokarbonu a podloží. Jak ukázalo seizmokarotážní měření na vrtu Vf-1 Volfartice (Filková 1983), resp. i měření fyzikálních vlastností hornin na vzorcích z vrtních jader tohoto vrtu (Píchová 1983), existuje v českokamenické pánvi na rozhraní svrchní křídý a permokarbonu rychlostní skok zhruba z 3600 m/s na 4000 m/s, na rozhraní mezi permokarbonem a jeho podložím pak rychlostní skok z 4000–4500 m/s na 5500 m/s. Uvedená rozhraní jsou tedy rozhraními fyzikálními a převážně na nich vznikají amplitudově výrazné reflexy.

V souvislosti s litofaciálními změnami podél profilů je místy rychlostní diferenciace polačena; popsaná rozhraní se pak neprojevují vždy jako reflexní horizonty a jsou konstruována jako fiktivní horizonty. Jak je uvedeno v podrobných popisech seizmických profilů, může být dynamická výraznost reflexů vznikajících na sledovaných rozhraních oslabena. Domníváme se, že k tomu dochází při nerovnostech odrazného rozhraní, způsobených zvětrávacími procesy nebo erozivními vlivy při jeho značné členitosti, podmíněné zejména zlomovou tektonikou. Nepříznivý vliv mohla mít i přítomnost tenkých vrstev v těsném nadloží

+ Registrovaná ochranná značka Continental Oil Company

rozhraní, kdy vlny odražené od rozhraní a od tenké vrstvy mohou interferovat. Komplikovaná byla interpretace v těch úsecích, kde z hlubších poloh mohou přicházely výrazné reflexy. Nepříznivě působily poruchové vlny, které nejspíše vznikají v souvislosti s mocnou a nepravidelnou připovrchovou vrstvou malých rychlostí, resp. s přítomností povrchových poloh vulkanických hornin. Geofyzikální interpretace se pak nutně stávala subjektivní.

Zpracování naměřených dat bylo provedeno na počítači RDS 500 seizmickým programovým systémem Geomax*. Výsledky měření byly zobrazeny ve formě časových řezů. Převod údajů z časové oblasti do hloubkového měřítka byl realizován na základě výsledků seizmocarotážních měření na vrtu Vf-1 Volfartice (Filková 1983) i 2756 Jablonné v Podještědí (Malý et al. 1967).

Profil 27/81

Mocnost křídly j. od litoměřického zlomového pásma je kolem 400 m; byla ověřena několika vrtů v blízkosti seizmického profilu. Severně od litoměřického zlomového pásma vzrůstá mocnost křídly na 700 m. Litoměřické zlomové pásmo sestává, jak naznačuje seizmický materiál, nejméně ze 4 zlomů o celkové výšce skoku okolo 400 m. V rozsahu 2,6–4,4 km (přil. 1) je v křídle řada kvalitních reflexů, které ukazují, že křídlová souvrství směrem k S stoupají. Pod bází křídly, indikované ukončením rozsáhlých mírně uklouňných reflexů, pozorujeme zejména v úseku 3,0–5,0 km krátké subhorizontální reflexy, odpovídající permokarbonu. Mezi reflexy v křídle a permokarbonu je možno sledovat náznak úhlové diskordance. Interpretace permokarbonu v okolí litoměřického zlomového pásma je obtížná, možné řešení je naznačeno. Průběh podloží je indikován místy výrazným reflexem. Mocnost permokarbonu vychází podle interpretace na profilu od 2,8 do 7,2 km kolem 200 m. Přitom nelze zcela spolehlivě vyloučit jeho větší mocnost. V úseku od 2,8 do 8,0 km se totiž nalézají výraznější reflexy až do hloubky –1000 m. Pravděpodobně se zde ovšem jedná již o reflexy z podloží. Jsou zřejmě indikovány granodioritovým masívem, zjištěným na vz. elevaci Maršovický vrch—vrch Sedlo, jehož pokračování do větších hloubek k S lze předpokládat na základě charakteru tíhového pole (záporná anomálie). Zhoršení seizmického materiálu, potlačení četnosti reflexů a jejich rozbití do segmentů od 5,8 do 7,0 km souvisí s výskytem poruchových vln, které vznikají v souvislosti s přítomností povrchových neogenních vulkanitů a jejich tufů. Mocnost permokarbonu se směrem k S zmenšuje a vyklínění je vyznačeno na km 8,2; možné vyznění je snad až u km 8,8. Severní část profilu 27/81 zasahuje do tíhové elevační oblasti neovulkanitů Českého středohoří, permokarbonské sedimenty zde již nejsou interpretovány. Sledování podloží je věrohodné zejména

* Registrovaná ochranná značka CGG, Massy, Francie

v úseku od 11,0 km k S. Zde se již nevyskytují reflexy ve větších hloubkách, jako byly na úseku 2,8 až 8,0 km. Výraznější zlomy v podloží nejsou, jen na km 11,0. Reliéf podloží k S mírně stoupá.

Profil 29/81

V křídě jsou v mnoha úsecích rozsáhlé a nedeformované reflexy. Na některých tektonických kráčích jsou nápadné změny sklonů reflexů. Mocnost křídly byla ověřena v z. části vrtem SK-It Benešov n. Ploučnicí, ve střední části vrtem Vf-1 Volfartice a ve v. části vrtem J-480 751 Chotovice. Od km 16,0 báze křídly k V stoupá, od 27 km je spíše subhorizontální. Ve v. části profilu je vliv tektoniky na mocnost křídových sedimentů podstatný.

Množství reflexů z permokarbonu je nižší, jedná se převážně o kratší až krátké reflexy. Báze permokarbonu je v místě vrtu Vf-1 indikována amplitudově výrazným reflexem. Směrem k Z se však amplituda zmenšuje a sledování báze je obtížné, místy je reliéf podloží sledovatelný nespojitě. To by mohlo nasvědčovat na lokální změnu charakteru reliéfu podloží (navětrání, ztráta hladkosti, zvlnění aj.). Největší nejistota je v úseku 2,0–6,5 km. Zde je předpokládána báze permokarbonu ve dvou alternativách. Nelze vyloučit, že reflexy, které podle hlubší alternativy jsou přisuzovány permokarbonu, mohou pocházet z hlubších poloh granitoidového tělesa, které zde vyznačil Chaloupský (1974). Úsek 2,0–6,5 km je v oblasti záporné tíhové anomálie, jejímž zdrojem by mohly být granitoidy.

Interpretace seizmického profilu ukazuje, že podloží permokarbonu směrem k Z stoupá, mocnost permokarbonu na 0,0 km seizmického profilu je asi 300 m. Vyznění předpokládáme asi 2 km západněji. Původní představa o ohraničení permokarbonu v podloží křídly nebyla správná, proto seizmický profil 29/81 nezachytil jeho z. okraj.

Směrem k V od vrtu Vf-1 lze sledovat podloží permokarbonu spolehlivě po km 22. V úseku 22–25 km je dynamická výraznost reflexu od báze permokarbonu značně oslabena a interpretace reliéfu podloží je zde obtížná. Podloží ve směru k V stoupá, a tím podmiňuje zmeušování mocnosti permokarbonu. Vyklinění je interpretováno na km 27,5. Lze zde sledovat úhlovou diskordanci mezi bází křídly a reliéfem fundamentu. Od místa vyklinění permokarbonu směrem k V lze pozorovat výrazné zhoršení sledovatelnosti reliéfu podloží. Důvodem je nejpravděpodobněji hluboké rozvětrání podloží (až 100 m podle sdělení pracovníků UP), budovaného převážně fylity. V úseku 24,0–29,0 km byly získány reflexy z hlubšího podloží sedimentů. Zdrojem je možná těleso vyvřelých hornin, snad pokračování krkonošsko-jizerského masívu, interpretovaného zde na základě tíhových měření v oblasti záporné tíhové anomálie.

V seizmickém řezu je interpretováno množství zlomů. Většina z nich porušuje jen podloží a spodní část permokarbonu. 16 zlomů porušuje i křídlová souvrství.

Výška skoků je 40–100 m, podstatně větší výšky skoků jsou předpokládány při řešení hlubší alternativy na km 2,0–6,5. Podle seizmického materiálu se zdá, že ze zlomů, porušujících křídová souvrství vycházejí na povrch jen 4 zlomy ve v. části profilu (od km 22,0 do konce), z nichž největší dosahují výšky skoku 150 a 300 m.

Profil 30/81

V severní části profilu (0,0–6,2 km) jsou v křídě i permokarbonu reflexy jen sporadické, s nevýraznou amplitudou. Báze křídly je identifikovatelná jen obtížně, zejména v úseku 0,0–2,0 km, kde leží nepochybně přímo na fundamentu. Při jejím vedení bylo využito vrtných údajů. Mocnost křídly se od SZ k JV zvětšuje — z 200 m na 550 m s. od českokamenického zlomového pásma, j. od zlomů až na 800 a v zakleslých krátech a s ohledem na morfologii terénu stoupá až na 1000 m. V rozmezí 2,8–6,2 km lze pozorovat pod reflexem, odpovídajícím podle interpretace bázi permokarbonu, soustavu dalších reflexů. Snad jde o odrazy z hlubších poloh lužického masívu (v oblasti záporné tíhové anomálie).

Severně od České Kamenice porušují křídly zlomy na km 1,0, 2,3 a 3,0 km, odpovídající zlomům chřibského zlomového pásma, zjištěným povrchovým geologickým mapováním; zlom na km 5,0 je zřejmě jednou větví českokamenického zlomového pásma, jehož hlavní linie je situována v seizmicky neproměřeném úseku (mezi 6,2 a 7,2 km).

Jižně od České Kamenice, na úseku 7,2–13,0 km je interpretace rozhraní permokarbon — podloží problematická. Řešení je předloženo ve dvou alternativách, protože nelze jednoznačně vyčlenit reflex, odpovídající tomuto rozhraní. Mělejší alternativa předpokládá mocnosti permokarbonu do 200 m, hlubší do 600 m. Úsek 7,2–12,6 km je územím kladné tíhové anomálie, jejímž zdrojem jsou pravděpodobně bazické horniny v hlubším podloží sedimentů. Nelze tedy vyloučit, že hlubší alternativa báze permokarbonu odpovídá již reliéfu tohoto bazického tělesa. Gravimetrická měření ukazují, že tíhová indikace odpovídá změně charakteru podloží, nelze však rozhodnout, která alternativa fundamentu je správná. Potvrzuje se tak zkušenost, že gravimetrie nemůže přispět k řešení otázky stanovení mocnosti platformních uloženin. V úseku 13,5–14,5 km lze sledovat lokální potlačení dynamiky reflexů od reliéfu podloží. Nejednotnost interpretace zde byla omezena navázáním na údaje křížujícího profilu 29/81. V uvedeném území se snad jedná o lokální navětrání nebo zdrsnění reliéfu. Od 15,0 km k J je reliéf podloží indikován amplitudově výrazným reflexem a je možno jej sledovat se značnou spolehlivostí. Na 17,5 km dosahuje hloubka báze permokarbonu největších hodnot (–1100 m). Zvětšení mocnosti permokarbonu je podníněno tektonicky. Směrem k J podloží stále stoupá a mocnost permokarbonu klesá. U km 21,0 je výrazná diskordance mezi permokarbonem a jeho

podložím, vyznačená různými směry reflexů. Směrem k J od 21,5 km je reliéf podloží sledovatelný jen obtížně. Vyklínění permokarbonu je interpretováno na km 24,8. Mocnost permokarbonu v posledním 1,5 km před vyznačeným vyklíněním nedosahuje ani 100 m. Nelze vyloučit vyklínění permokarbonu již před km 23,0 (tak je také kresleno na obrázcích tohoto článku).

V celém profilu j. od České Kamenice je interpretována řada zlomů, které však postihují jen podloží a permokarbon, některé zasahují až do křidy, na povrch patrně žádný ze zlomů nevystupuje. Jejich výška skoku je 40–80 m, s výjimkou zlomu u km 13,2, u něž je při hlubší alternativě předpokládán skok asi 200 m a zlom u km 17,5 se skokem rovněž asi 200 m.

Podobně jako na profilu 29/81 je nejobtížněji interpretovatelný reliéf podloží v území, kde souvrství křidy leží přímo na fundamentu. Zřejmě se zde opět jedná o silné rozvětrání hornin podloží. Obtížné je jeho sledování v úseku 21,5–24,8 km, kde se zřejmě jedná o lokální případ nepříznivého odrazného prostředí (ztráta hladkosti fundamentu aj.).

Pozice českokamenické a kravařské pánve v tíhovém poli

Pánev kravařská i českokamenická mají ve srovnání s ostatními permokarbonskými pánvemi v Čechách odlišnou pozici v regionálním tíhovém poli. Leží v oblasti záporné regionální tíhové zóny, zatímco ostatní pánve jsou situovány v oblasti převážně kladné tíhové zóny. Permokarbonské pánve sv. od Litoměřic leží v elevační zóně, kde docházelo k silným granitizačním procesům a k intruzi rozsáhlých granitoidních masívů. Ostatní pánve v pruhu od Plzeňska do Podkrkonoší leží naopak v oblasti geologických depresí, které odpovídají mocným komplexům metamorfovaných hornin s výskyty bazik. V území českokamenické pánve však dochází k výraznému přerušení záporné tíhové zóny, což je podmíněno zeslabením záporného regionálního tíhového zdroje. Granitoidy se zde dostávají do větších hloubek, což v dalším vývoji bylo pravděpodobně příčinou vzniku pánve. Vznik pánve výrazně ovlivnil i regionální tektonický prvek, který sleduje j. hranici českokamenické pánve na linii j. od České Lipy—Žandova—Benešova nad Ploučnicí, kde leží stará elevační struktura v místech ostrého tíhového gradientu. Tato elevační zóna odděluje pánev českokamenickou od pánve kravařské.

Rozdílnou fyzikální charakteristiku uložení permokarbonu v pánvi českokamenické a roudnické prokázala i seizmocarotáž. Na vrtu Vf-1 Volfartice byla zjištěna výrazná rychlostní variabilita, naproti tomu ve vrtu Str-1 Strachaly v s. části roudnické pánve ukazují naměřené hodnoty u permokarbonských hornin postupný růst rychlosti s hloubkou (Chudomel et al. 1983).

Litologie permokarbonských uloženin

Kravařská pánev

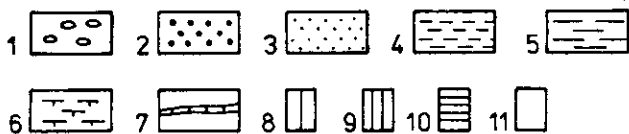
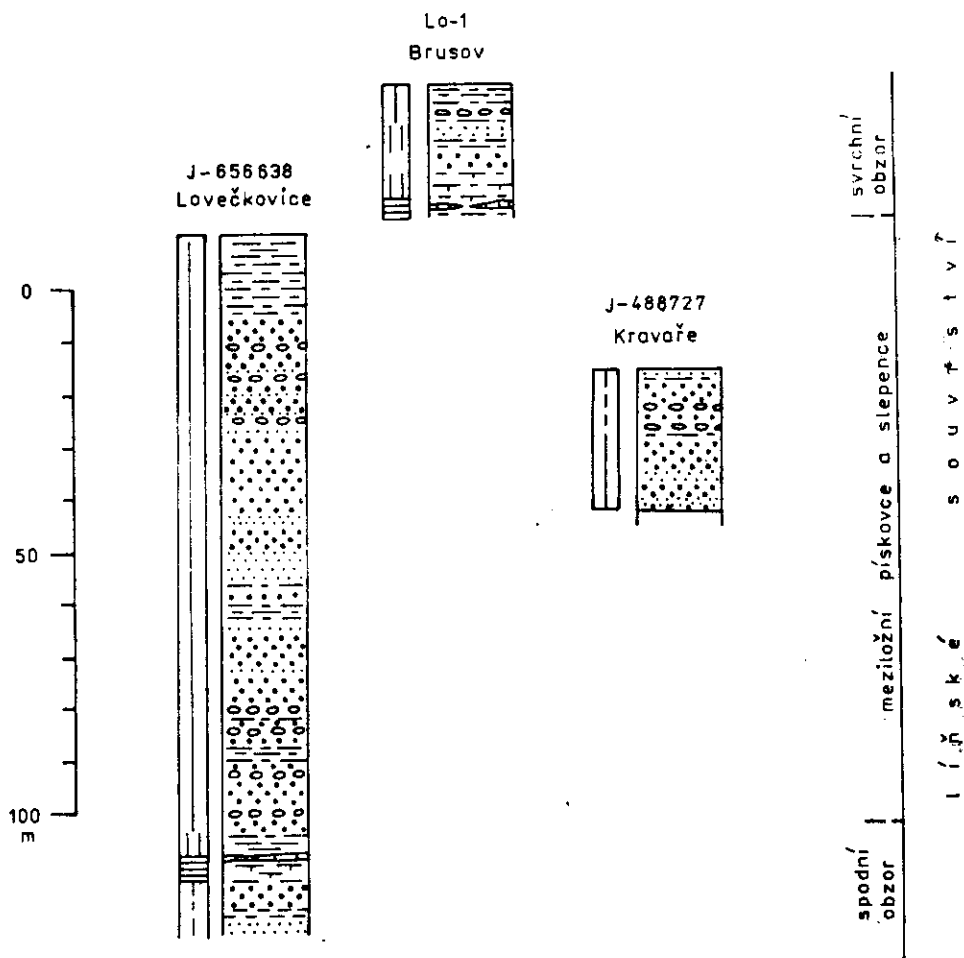
Ze sedmi vrtů, které navrtaly permokarbon, prošel jen jediný do podložního krystalinika. Byl to vrt J-488 727 Kravaře; permokarbonu měl jen 27,1 m. Nejhlouběji pronikl vrt J-656 638 Lovečkovice. Provrtal 134 m převážně červenohnědých sedimentů, které mají obdobný charakter jako sedimenty liňského souvrství v s. části roudnické pánve. Byly zastíženy převážně klastické uloženiny terestrického původu, které mají charakter červených vrstev (red beds) s polohami šedých nebo pestrých fluviolakustrinních sekvencí. V malém rozsahu se vyskytují karbonáty a jílovce se zvýšeným obsahem organické hmoty. Pro korelaci s roudnickou pávní lze použít jen nejúplnější profil vrtu Lovečkovice a vrt Brusov, kde byly navrtány sedimenty šedých a pestrých barev. V ostatních vrtech byla zastížena klastika různé zrnitosti převážně červenohnědých barev.

Nejbližší strukturní vrt v s. části roudnické pánve Str-1 Strachaly, vzdálený 15 km jiv. od vrtu Lo-1 Brusov, měl pod křídou 798,3 m liňského souvrství, v němž zastihl dva obzory šedých a pestrých hornin, oddělené nevýrazné cyklicky stavěnými červenohnědými meziložními psamity a psefity mocnosti 117,6 m (K l e n e r 1983). Jsou budovány pískovci většinou středního zrna, slepenci, prachovci a podřadně i jílovci.

Vrt Lovečkovice zastihl ve svrchní části aleuropelity červenohnědých barev (16 m) s karbonátovými konkrécemi a odbarvenými izometrickými skvrnami. **Níže pak 98 m pískovců a slepenců s tenkými vložkami aleuropelitů.** Ve vrstevním sledu lze vymezit 8 základních dvou až tříčlenných cyklů: slepenec—pískovec—prachovec nebo slepenec—pískovec. Zhruba uprostřed psefiticko-psamitického souvrství je 15 m mocný úsek s jemnějšími sedimenty. Převažují jemnozrnné pískovce, místy silně slídnaté a jemně laminované prachovce. Tenké vložky hrubozrnných pískovců nebo prachovitých jílovců jsou ojedinelé. Obdobné slídnaté pískovce a zvrstvené prachovce rozdělují meziložní psamity a psefity ve vrtu Strachaly v úseku 744,40—759,90 m.

Pod psefiticko-psamitickým souborem, který je možno korelovat s meziložními hnědočervenými psamity a psefity vrtu Str-1 Strachaly je ve vrtu Lovečkovice 10 m mocný šedý (pestrý) obzor, tvořený tmavě fialovohnědými a zelenošedými aleuropelity, níže kávově hnědými a šedými jílovci slabě vápnitými, se 4 cm vložkou vápence, se zbytky fauny (šupiny, kůstky), a ojedinelé rostlinnými zbytky. Tento šedý obzor by mohl odpovídat spodnímu obzoru šedých a pestrých aleuropelitů vrtu Strachaly.

Pod šedými jílovci vrtu Lovečkovice bylo zastíženo 10 m hnědošedých a hnědých pískovců s vložkou aleuropelitů. Podle seizmických měření je celková mocnost permokarbonu v kravařské pávní okolo 200 m. Protože spodní šedý obzor je ve vrtech v s. části roudnické pánve asi 150—180 m nad bází liňského souvrství, nelze při obdobném litologickém vývoji červených uloženin



7. Korelace vrtů v kravařské pánvi

1 — slepenec; 2 — pískovec středně až hrubě zrnitý; 3 — pískovec jemnozrnitý; 4 — prachovec; 5 — jílovec; 6 — vápnité aleuropelity; 7 — vápenec. Barva hornin — úzký sloupec: 8 — červenohnědá, 9 — pastelově pestrá (šedofialová, šedozeleňá, pestré páskování a skvrnitost), 10 — šedá až černá, 11 — světle šedá, nazelenalá a nafialovělá

očekávat v kravařské pánvi přítomnost sedimentů starších. Tento předpoklad podporuje i výsledek vrtu Kravaře, který bází permokarbonu provrtal. Byla budována červenohnědými pískovci a slepenci s vložkami červenohnědých aleuropelitů, většinou s hojnými fukoidy.

Pestrý (šedý) obzor, zastižený v neúplné mocnosti necelých 10 m při bázi vrtu Lo-1 Brusov, je budován vápnitými prachovci a vápnitými jílovci s 5 cm čočkovitou polohou vápence. Odpovídá nejspíše svrchnímu obzoru šedých a pestrých aleuropelitů ve vrtu Strachaly (K l e n e r 1983), zejména pro možnou korelaci jeho nadloží, kde je nápadná poloha arkózových pískovců a vápnité aleuropelity. Může však reprezentovat nižší část spodního obzoru šedých a pestrých aleuropelitů vrtu Lovečkovice. Absolutní hloubka stropu šedého obzoru ve vrtu Lovečkovice je -370 m n. m., strop pestrého obzoru vrtu Brusov -340 m n. m., ve vrtu Strachaly je strop svrchního obzoru šedých a pestrých aleuropelitů v hloubce -339 m n. m. Korelace vrtů v kravařské pánvi je na obrázku 7.

Ve vrtech v kravařské pánvi nejsou vulkanické horniny popisovány, vulkanogenní příměs v klastických sedimentech je však v některých částech vrstevního sledu velmi pravděpodobná.

Českokamenická pánev

Žandovská část pánve

V žandovské části pánve proniklo do permokarbonu 9 vrtů, ale jen vrt Vf-1 Volfartice dosáhl až do podložního krystalinika. Jen dva další vrty prošly více než 100 m mladopaleozoických uloženin: vrt SK-1t Benešov nad Ploučnicí 260,3 m a vrt J-360 548 Žandov 223,2 m.

Permokarbonské uloženiny v celkové mocnosti 623,2 m ve vrtu Vf-1 Volfartice mají obdobný vývoj jako permokarbon v s. části mnichovohradištské pánve a v pánvi podkrkonošské. Ze všech vrtů, hloubených v českokamenické pánvi, poskytl jen vrt Vf-1 spolehlivé podklady pro stratigrafickou korelaci. Zastihl několik šedých nebo pestrých poloh, místy se zvýšeným obsahem organické hmoty.

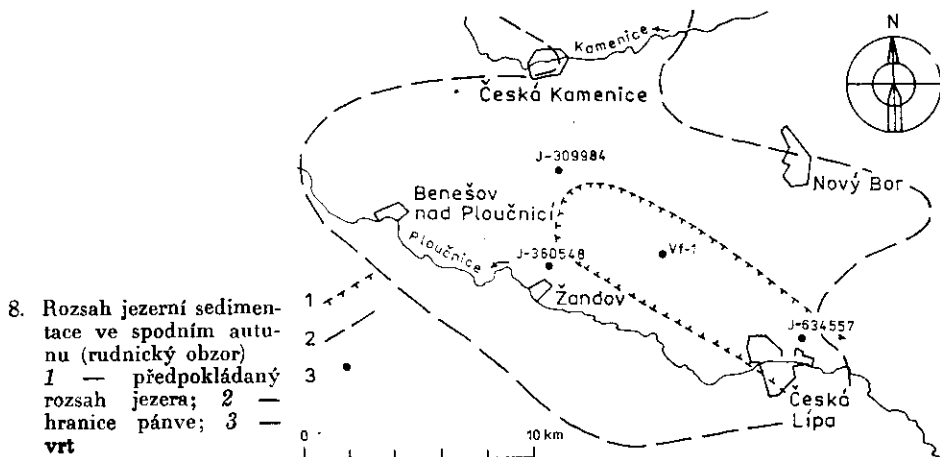
Stratigraficky nejvýznamnějším souborem hornin jsou šedé, někdy hnědavě laminované jemně prachovité většinou vápnité jílovce rudnického obzoru. Aleuropelity mají na odlučných plochách jemný sericit; obsahují několik poloh tmavě šedých až černošedých, místy bituminózních. Ve vrtu Vf-1 je rudnický obzor mocný 109,2 m (1101,0—1210,2 m), biostratigraficky přísluší autunu. Pravděpodobný rozsah jezerních uloženin v autunu (rudnický obzor), je na obrázku 8.

Nejbližší strukturální vrt v mnichovohradištské pánvi s vrchlabským souvrstvím Vš-1 Všeň, jz. od Turnova, je vzdálen od vrtu Vf-1 48 km. Rudnický obzor je ve vrtu Vš-1 mocný 121,2 m, asi 1/4 mocnosti zaujímají melafyry (T á s l e r et al. 1971).

Dvě polohy šedých nebo pestrých aleuropelitů, mocné 2,4 a 15,8 m, s tenkými vložkami pískovce nebo slepence byly zastiženy pod rudnickým obzorem

vrtnu Vf-1, od něhož jsou odděleny polohami hnědých, šedohnědých, příp. šedo-zelených psamitů a psefitů mocnosti 29,2 a 26,9 m. Palynologicky byly tyto dvě polohy sterilní.

Další výrazně šedý obzor vápnných aleuropelitů mocný 12,6 m, podobající se litologicky aleuropelitům rudnického obzoru, je 131,6 m pod jeho bází. Sporomorfová asociace ze dvou vzorků tohoto šedého obzoru prokazuje autunské stáří (Valterová 1982).



Na základě procentuálního zastoupení hornin a podle některých litotypů v profilu, rytmické nebo cyklické stavby, podle zbarvení uloženin a zastoupení vulkanitů je možno celý sled permokarbonských hornin vrtnu Vf-1 Volfartice rozdělit na několik úseku a oddílů (příl. 2):

I. úsek, mocný 130,9 m (890,8—1021,7 m), tvořený mocným tělesem ryolitů (ryolitových ignimbritů) a ryolitových tufů;

II. úsek — 29,3 m (1021,7—1050,0 m) sestává z uloženin bazálních pyroklastických vln (odpovídá angl. termínu „base surge“), složených z pyroklastického i nevulkanického materiálu. Jsou červenohnědých a rudohnědých barev, mají sporadické vložky světle zelenošedých klastik. Mikroskopicky tyto ryolitové tufy obsahují až 50 % hrubého andezitového klastického materiálu, tmeleného ryolitovou popelovou hmotou;

III. úsek mocný 106,6 m (1050,0—1156,6 m) budují aleuropelity hnědých, šedohnědých nebo šedých barev s několika vrstvami a vložkami pískovců ve spodní části. Aleuropelity jsou většinou slabě vápnné, obsahují konkrce až hlízovité polohy karbonátu. V některých polohách se vyskytují karbonátové nebo křemité akumulace centimetrových mocností;

IV. úsek mocný 77 m (1156,6—1239,6 m) má dvě odlišné části. Ve vrchních 42,6 m převažuje rytmická sedimentace základních typů: šedý, někdy jemně

písčitý prachovec nebo jemnozrnný pískovec a šedý až tmavošedý jílovec (tzv. „žihance“); níže se v několikametrových cyklech opakují: polymiktní slepenec, arkózový pískovec, šedohnědý, někdy zelenošedý aleuropelit;

V. úsek je mocný 100,2 m (1239,6—1339,8 m), převážně pseliticko-psamitického charakteru s výraznou tufoenní složkou ve střední části. Aleuropelity jsou zastoupeny jen 15 0/0. Jsou červenohnědé a zelenošedé, ve svrchní části převážně šedé až tmavošedé, s vápnitými konkrercemi a vrstvou šedých, červeně šmouhovaných silicitů;

VI. úsek mocný 121,8 m (1339,8—1460,8 m) má na bázi hrubě zrnité pískovec, které rychle přecházejí do jemnozrnných pískovců a prachovců, střídající se rytmičky s arkózovými pískovci. Tenké polohy kyselých tufů jsou pestře pastelově zbarvené, časté jsou karbonátové konkrerce. Ve svrchních 14 m jsou tmavošedé vápnité aleuropelity rudnického typu nebo „žihance“, rozdělené několika vložkami hrubozrnného pískovce s valounky, až slepenec. Tmavošedé aleuropelity s centimetrovými vložkami silněji karbonátickými tvoří tři polohy 2—8 m mocné ve střední části úseku. Jsou od sebe odděleny hnědošedými a šedohnědými prachovci;

VII. úsek mocný 28,7 m (1460,8—1489,5 m) tvoří dva lávové proudy andezitu (melafyrový komplex);

VIII. úsek mocný 24,5 m (1489,5—1514,0 m) je bazálním souborem permokarbonu; svrchní polovinu tvoří pískovce proměnlivé zrnitosti s vložkami slepenců a brekcí, spodní část většinou vápnité aleuropelity s karbonátovými konkrercemi a vložkami jemnozrnných pískovců. V aleuropelitech je několik tenkých poloh tmavošedých až černých jílovců. Jílovito-prachovitý bazální sediment 0,3 m mocný obsahuje valounky a útržky rozvětralého podložního krystalinika.

Srbskokamenická část pánve

Permokarbon v podloží křídly zastihlo 7 vrtů, ale údajů je k dispozici velice málo; nejhluběji do permokarbonu pronikl vrt J-220 372 Kunratice, a to jen 32,6 m. Převažují středně a hrubě zrnité arkózové pískovce a arkózy. Obsah kaolinizovaných živců barvy bílé, nazelenalé nebo růžové přesahuje někdy 50 0/0. Pískovce mají často podíl ostrohranných, 2—10 mm velkých úlomků prachovců, pískovců a granitoidů, ojediněle úlomky pískovců a aplitů velikosti 1—3 cm. Barva pískovců je většinou červenohnědá, s polohami šedozelenavými. Místa jsou časté laminy červenohnědých prachovců. Ve dvou vrtech byly zastíženy vulkanity. Stratigrafická pozice uloženin s. od České Kamenice je nejistá. Přísluší nejspíše autunu a mohou odpovídat pískovcové sekvenci v nadloží nebo podloží rudnického obzoru.

Biostratigrafie permokarbonu

Rostlinné fosilie stratigrafického významu byly doposud z českokamenické pánve získány jen z vrtu Vf-1 Volfartice. Z žádných dalších vrtů zahloubených do permokarbonu českokamenické pánve nejsou údaje o biostratigrafii. Ve vrtu Vf-1 bylo palynologicky prokázáno autunské stáří v hloubkovém intervalu 1146–1354 m (Valterová 1982). Asociace mikrofosilií byla v tomto autunském intervalu značně chudá, tvořená převážně pylovými zrny s celokrajnými váčky a jednoduchými centrálními těly. Velkou část sakátních forem nebylo možné pro nezachování identifikačních znaků blíže určit. Kromě těchto pylových zrn byly v rostlinných mikrofosiliích typy rodu *Potoneisporites*, méně *Florinites*, *Wilsonites* a *Endosporites*. Mezi stratigraficky nejvýznamnější sporomorfy náleží striátní typy rodu *Vittatina*, které jsou vůdčími mikrofosiliemi pro spodnopermské sedimenty. Sporomorfy rodu *Vittatina* patřily k procentuálně nejvýrazněji zastoupeným ve vzorcích z hl. 1146–1354 m. Mateřskými rostlinami těchto sporomorf byly pravděpodobně gymnospermy. Spóry permokarbonských pteridosperm. kordaitů aj. jsou zastoupeny méně až ojediněle.

Miosporové společenstvo z nejhlubší části vrtu (1501–1502 m) je velmi chudé a neúplné. Vzhledem k tomu, že byl zaznamenán úbytek sakátních forem, které byly čtenější v nadložním autunském úseku, je pravděpodobné, že se jedná již o stefanskou sedimentaci, kterou však nebylo možné bezpečně prokázat (Valterová 1982).

Makrofosilie jsou vázány na dva hloubkové intervaly (1166–1210 a 1343–1354 m) v šedých prachovecích.

Zjištěná tafocenóza je velmi chudá, neboť jde jen o rody z čeledi *Walchiaceae* (Knobloch 1982). Významné je zjištění druhu *Walchia filiciformis* (Schloth.) Sternb. = *Ernestiodendron filiciformae* (Schloth.) Florin, který je považován za druh charakteristický pro autun, udává se však již ze svrchního stefanu ve Ferdinandově šachtě (Florin 1939). Nálezy rodu *Lebachia* jsou příliš fragmentální a nelze je bez anatomického studia spolehlivě druhově určit. Florin (1939) uvádí z permu Českého masívu osm druhů rodu *Lebachia*, z nichž se pouze jediný vyskytuje již ve stefanu.

Mladopaleozoický vulkanismus

Mladopaleozoický vulkanismus českokamenické pánve byl sledován především ve vrtech Vf-1 Volfartice a SK-1t Benešov nad Ploučnicí; byly zhodnoceny i dva starší vrty: J-303 484 Kerhartice a J-360 548 Žandov.

Celou mocnost permokarbonské výplně (623,2 m) prošel pouze vrt Vf-1, další navrtaly 260,3 m, 86,0 m a 223,2 m mladšího paleozoika v podloží křídových sedimentů. Z toho tvoří vulkanity 21,6 % (včetně tufitů v těsném spojení s hlav-

ními vulkanickými fázemi), asi dalších 5 0/0 připadá na sedimenty se zřetelnou pyroklastickou příměsí. Dvě třetiny celkového množství vulkanického materiálu přísluší kyselému ryolitovému vulkanismu. Velké množství poloh ukazuje, že počet erupcí kyselého charakteru byl vyšší než andezitového charakteru (příl. 2). Andezitové vulkanity byly zjištěny ve vrtech Vf-1 a SK-1t, podle dokumentace i ve vrtech J-480 751 Chotovice a Lo-10 Je Srbská Kamenice. Zatímco mezi andezity převládají lávy (66,2 0/0), ryolitová vulkanická činnost byla výhradně explozivní.

Vulkanity ve vrtu Vf-1

Vulkanická činnost v okolí Volfartic nastoupila andezitovou fází 23,6 m nad bází permokarbonu. Po ní následovaly projevy převážně ryolitového složení: slabá spodní ryolitová fáze v úseku o mocnosti 16 m, 55 m nad stropem andezitové fáze, poněkud silnější střední ryolitová fáze v úseku o mocnosti 30 m, 161 m nad stropem andezitové fáze a mohutná svrchní ryolitová fáze, 465 m nad stropem andezitové fáze. V úseku II a III je příněs neobvyklého materiálu, který může být vulkanického původu.

Andezitová fáze o celkové mocnosti 30,3 m začala prvými projevy 23,6 m nad bází permokarbonu. O dva metry výše nasedá 0,7 m mocná bazální brekie, která je překryta 1,7 m lávovým proudem. Hornina je tmavě šedá, velmi jemnozrná, řídkce porfyrická, s vyrostlicemi plagioklasu a rozloženého tmavého minerálu (olivín ?) o velikosti kolem 1 mm. Obsahuje drobné nehojné mandle. Od svrchního lávového proudu je spodní proud oddělen asi 11 m hrubozrných andezitových brekcií tmelených karbonátem, ve spodních 2,5 m sedimentární prachovcovou hmotou. Karbonátového tmelu nahoru přibývá. Svrchní lávový proud je ve svrchních 2,4 m zestruskovatělý a zbrekciovatělý, tmelený malým množstvím sedimentární prachovcové hmoty. Souvislá část proudu 9,5 m mocná je tvořena tmavě šedým velmi jemnozrným andezitem s nehojnými, kolem 1 mm velkými vyrostlicemi plagioklasu a řídkými pseudomorfózami po tmavém minerálu. Svrchu je mandlovcovitý, směrem ke středu polohy mandlí ubývá. Hornina je zjlovělá, karbonátizovaná a chloritizovaná, v celé mocnosti zbrekciovatělá, na bázi struskovitá.

Z celkového charakteru andezitových hornin je patrné, že jde o subakvatický vulkanismus synchronní s prachovcovou sedimentací.

Spodní ryolitová fáze se projevuje v úseku 16 m. Její slabé odezvy můžeme sledovat v jemných, převážně prachovcových sedimentech šedých barev ve formě jemné popelovité příměsí. Ve střední části této fáze (v hl. 1399,1 m) byla zjištěna vložka neobvyklého ryolitového tufu, který kromě vyrostlic křemene a K-živce obsahuje poměrně značné množství vyrostlic kyselého plagioklasu a biotitu.

Střední ryolitová fáze se projevuje v úseku asi 30 m většinou přítomností pyroklastické příměsi v jemnozrnných slídnatých pískovcích až prachovcích světle zelenošedých barev, s maximem v hloubce 1270–1280 m (180–190 m nad stropem andezitové fáze). Pyroklasty mají podobu tenkých, patrně diageneticky zploštělých zjilovělých částic pastelových, nazelenalých a nafialovělých barev. Svou velikostí kolem 10 nm se nápadně odlišují od jemného materiálu uzavírajících prachovců. Byly patrně ryolitového složení.

Svrchní ryolitová fáze vytvořila mohutné, 130,3 m mocné ignimbitové těleso, které bezprostředně nasedá na 28,2 m mocnou polohu ryolitových tufů až tufitů, které mají charakter jemně až hrubě zrnitých pískovců, často se sedimentárními strukturami, včetně šikmého zvrstvení, s četnými sedimentárními vložkami. Mohou být interpretovány jako uloženiny bazálních pyroklastických vln (base surge).

Ignimbitové těleso je složeno ze tří jednotek mocných 62,9 m, 46,8 m a 10,6 m, oddělených explozivními ryolitovými brekciemi. Svrchní a spodní jednotka je kryta fosilními ryolitovými zvětralinami. Svrchní a střední jednotka je tvořena ryolitovými ignimbity, spodní jednotka je nespečená, představovaná krystalovetroklastickými tufy popelových proudů. Na bázi tělesa je asi 0,7 m mocná poloha napadaných ryolitových tufů.

Vulkanity ve vrtu SK-1t

Na rozdíl od ostatních vrtů se zde ryolitový vulkanismus projevil jen okrajově, jako pyroklastická příměs ve smíšených andezit-ryolitových tufitech v hloubce 913,0–918,5 m. Sopečné produkty zde mají převážně andezitové složení a jsou soustředěny do dvou fází v hloubce 918,5–949,9 m a 1098,6–1117,8 m (příl. 2). Je to největší prozatím zjištěná akumulace andezitových hornin v českokamenické pánvi.

Starší andezitová fáze se skládá ze tří poměrně pravidelných těles. Jejich stropní partie jsou tvořeny tufovými aglomeráty až tufitickými konglomeráty s prachovcovou základní hmotou, níže pak mandlovcovými andezity s ubývajícím množstvím mandlí a se skoro masívními spodními partiemi. Spodní proud leží na bazální, 1,1 m mocné poloze tufové brekcie. Andezity jsou velmi jemnozrnné až skoro celistvé. Svrchní proud obsahuje řídké mikrovyrostlice plagioklasu, střední a spodní jsou afyrické.

Mladší andezitová fáze začíná 2,7 m mocnou polohou tufů a tufitů, překrytou tenkým zpěněným lávovým proudem s brekciovitou stropní partií. Spodní část proudu je nehojně a drobně mandlovcovitá. Další souvislý lávový proud je 16,8 m mocný. Je tvořen masívním andezitem s řídkými vyrostlicemi plagioklasu a ojedinělými pseudomorfozami po tmavém minerálu (olivín ?), s velmi jemnozrnnou základní hmotou. Ve svrchní části má proud brekciovitou texturu. Na

něm spočívá 10,5 m mocná akumulace tufovéch aglomerátů až tufitických konglomerátů složených z lapilů a bomb 1 až 20 cm velkých a bazálního tmelu zrnitosti jemnozrnného pískovce. Tufové aglomeráty jsou překryty silně zpěněným a dezintegrovaným lávovým proudem, který je ve svrchní části smíšen s tufitickým prachovcovým materiálem. Andezitová fáze je zakončena 5,5 m mocnými smíšenými andezit-ryolitovými tufy a tufity. Andezity starší i mladší fáze jsou silně karbonátizované, kaolinizované a chloritizované.

Vulkanity ve vrtech Žandov a Kerhartice

Permokarbonské uloženiny ve vrtu J-360 548 Žandov byly poměrně výrazně ovlivněny slabými projevy vulkanické činnosti převážně ryolitového složení. V těsném podloží křídových sedimentů vystupují ryolitové horniny ignimbritového charakteru v mocnosti 5,5 m. Centimetrové až decimetrové vložky sedimentů obsahují ryolitovou pyroklastickou příměs, pouze sporadicky jeví pyroklastický materiál vztahy spíše k andezitům (příl. 2). V hloubce 187,6 m a 143,8 m pod ignimbrity byly identifikovány neobvyklé ryolitové tufy obohacené plagioklasovými a biotitovými vyrostlicemi, podobného charakteru jako tufy z hloubky 1399,1 m ve vrtu Vf-1.

Vrtem J-303 484 Kerhartice byly v permokarbonu zastíženy pouze slabé odezvy převážně ryolitového vulkanismu. Asi 7 m pod bází křídly je 2,2 m mocná poloha ryolitového tufu ignimbritového charakteru. V sedimentech nacházíme pouze slabou pyroklastickou příměs.

Chemismus vulkanitů českokamenické pánve

Podle klasifikace Le Maitra et al. (1982) lze andezitové horniny z vrtu SK-1t Benešov u. Ploučnic klasifikovat jako trachyandezity a volfartický ignimbrit jako ryolit.

Stejně jako mikroskopické studium, také chemické analýzy ukazují, že jde o horniny přeměněné, v případě ryolitů postižené zjištěním a silicifikací (vysoké H_2O a SiO_2), u andezitů silnou karbonatizací a zjištěním (vysoké CO_2 a H_2O^+). Přesto mohou analýzy dát určitý obraz o původním složení hornin, neboť sledování permokarbonských andezitových hornin Českého masívu ukazuje všeobecně, že při jejich karbonatizaci dochází ve velké většině případů pouze k přínosu CO_2 ; ostatní složky karbonátu pocházejí většinou z původní horniny. Poněkud neobvyklý je obsah alkálií v andezitech, který je na tak přeměněné horniny opravdu vysoký.

Stopové prvky nevykazují žádné charakteristické vztahy kromě obsahu Zn, který je v andezitech z obou vrtů zřetelně zvýšený (tab. 1 a 2).

Obsahy vzácných zemin jak v andezitech, tak i ryolitech jsou podobné (obr. 9 a 10), ale stejně jako u stopových prvků, jsou závěry z tak malého počtu rozborů nepřilíš spolehlivé. Srovnáním obsahu vzácných zemin v českokamenických vulkanitech s dostupnými analýzami permokarbonských vulkanitů s. a sv. Čech je možné konstatovat (opět s výhradou na malý počet analyzovaných vzorků), že se jeví určité příbuzenské vztahy k z. okraji mnichovohradištské pánve, konkrétně u andezitových hornin k andezitu z vrtu MJ-5 Horní Rokytá, u ryolitových hornin k ryolitu z vrtu Stavební geologie L-2 Bílá. Směrem k V se podobnost vytrácí.

Korelace vulkanitů českokamenické pánve

Na základě obsahu Zn a podobnosti obsahu vzácných zemin je možno vyslovit domněnku, že andezitové horniny z vrtu Vf-1 a SK-1t mohou patřit jednomu vulkanickému cyklu. Podle pozice vrtů v pánvi se dá předpokládat, že k přírodnému pohybu lávových proudů docházelo spíše od Z k V než obráceně. Andezitové horniny ve vrtu SK-1t jsou doprovázeny menším množstvím explo-

Tabulka 1

Chemické analýzy mladopaleozoických vulkanitů českokamenické pánve

	1	2	3	4	5	6	7	8
	%						%	%
SiO ₂	77,34	—	—	—	—	—	48,24	46,01
TiO ₂	0,23	—	—	—	—	—	1,71	1,35
Al ₂ O ₃	11,85	—	—	—	—	—	16,96	15,64
Fe ₂ O ₃	1,74	—	—	—	—	—	3,69	2,80
FeO	0,32	—	—	—	—	—	4,32	4,72
MnO	0,02	—	—	—	—	—	0,10	0,11
MgO	0,33	—	—	—	—	—	6,11	3,50
CaO	0,27	—	—	—	—	—	3,43	7,08
Na ₂ O	0,40	—	—	—	—	—	2,90	3,40
K ₂ O	4,88	—	—	—	—	—	3,53	1,77
P ₂ O ₅	0,06	—	—	—	—	—	0,57	0,34
CO ₂	st	—	—	—	—	—	8,30	10,26
H ₂ O+	2,18	—	—	—	—	—	3,41	3,98
Corg	st	—	—	—	—	—	0,20	0
S	0,02	—	—	—	—	—	0,01	0,02
F	st	—	—	—	—	—	0,02	0,04
suma	99,64						103,50	101,02

1—4 — ryolitové ignimbrity z vrtu VZ-1 Volfartice: 1 — hl. 906,0 m; 2 — hl. 929,6 m; 3 — 966,6 m; 4 — 1000,7 m; 5—8 — andezity; 5 — vrt Vf-1 Volfartice; hl. 1488,7 m; 6—8 — z vrtu SK-1t Benešov nad Ploučnicí; 6 — hl. 936,5 m; 7 — 939,1 m; 8 — 1103,4 m

Tabulka 1 (pokračování)

[ppm]

	1	2	3	4	5	6	7	8
As	1	14	16	31	4	1	0	0
Ba	162	235	200	320	—	300	79	329
Co	2	2	1	1	33	30	32	39
Cr	0	3	—	9	184	124	100	103
Cs	13	9	11	16	1	7	9	24
Cu	0	—	—	—	—	—	20	62
Ga	13	22	16	20	47	0	18	15
Hf	3	6	6	6	9	10	6	5
Nb	20	—	—	—	—	—	30	21
Ni	5	—	—	—	—	—	50	40
Pb	40	—	—	—	—	—	4	21
Ra	—	2	3	4	2	1	—	—
Rb	248	273	314	322	16	74	71	55
Sc	6	6	6	5	24	23	20	22
Sn	14	18	16	10	—	—	11	7
Sr	27	33	30	33	174	299	92	82
Ta	2	2	2	2	2	2	2	1
Th	25	29	29	29	7	8	8	7
U	5	3	4	5	—	2	—	—
W	5	4	4	4	—	—	15	11
Y	77	50	55	56	40	35	50	37
Zn	5	22	27	35	418	100	1447	365
Zr	155	131	120	112	286	317	372	240
La	60	64	60	60	47	60	61	42
Ce	116	144	149	138	109	136	120	83
Sm	10	10	10	9	9	11	11	8
Eu	0,6	0,4	0,4	0,4	2,0	2,2	2,2	1,8
Tb	1,9	1,6	1,5	1,5	1,4	1,0	1,8	1,3
Er=Y								
Yb	5,7	5,4	5,0	5,0	3,8	3,8	3,8	3,6
Lu	0,9	0,7	0,7	0,8	0,6	0,6	0,8	0,6

Analýzy č. 1, 7 a 8 byly provedeny v laboratořích Geoindustrie, n. p., Černošice, analýzy č. 2 až 6 v laboratořích Čs. uranového průmyslu, Stráž pod Ralskem

Vysvětlivky: 0 = nenalezeno, — = nehlédáno

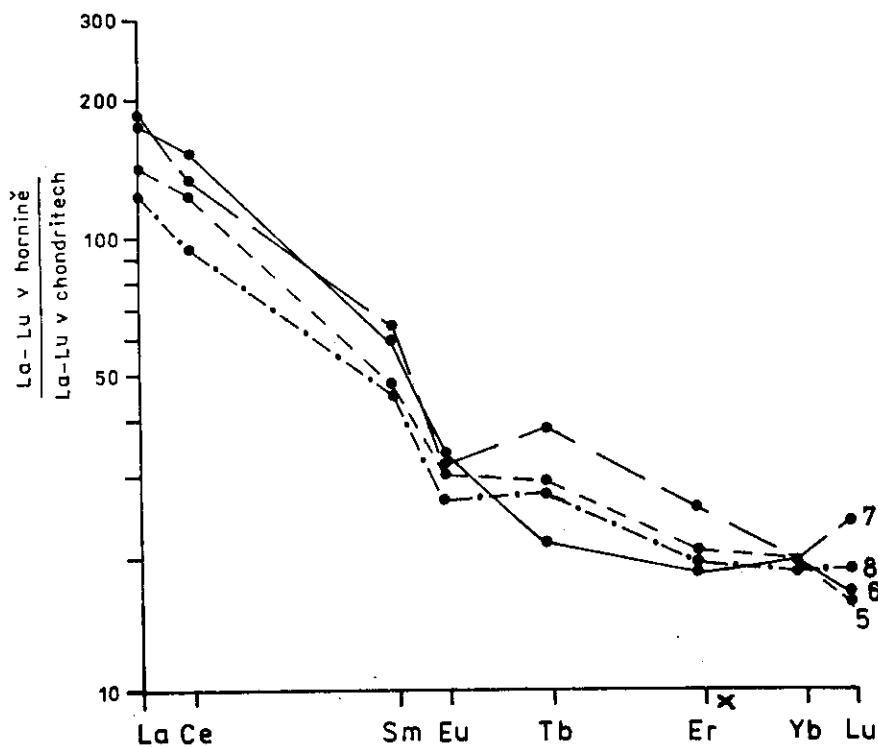
zivního materiálu (spodní melafyrový komplex obsahuje 27 % a svrchní 38 % tufových brekcí) než andezitové horniny ve vrtu Vf-1 (57 % tufových brekcí). To by mohlo být způsobeno transportem nesouvislých vyvržením ve formě laharů směrem do centra. Jde především o akumulaci tufových brekcí mezi dvěma lávovými proudy, které ve volfartickém vrtu způsobují jejich vysoký podíl. Také silnější zbrekciovatění volfartických andezitů mohl vyvolat jejich déletrvající transport.

Za předpokladu, že byl oběma vrty, i přes jejich značnou vzdálenost — přes 10 km — zastižen stejný lávový proud, bylo by možné s andezity z vrtu Vf-1 paralelizovat spíše svrchní andezitovou sérii vrtu SK-1t; shodně obsahují vyrostlice plagioklasu a pseudomorfovaného olivínu, na rozdíl od spodního melafyrového materiálu.

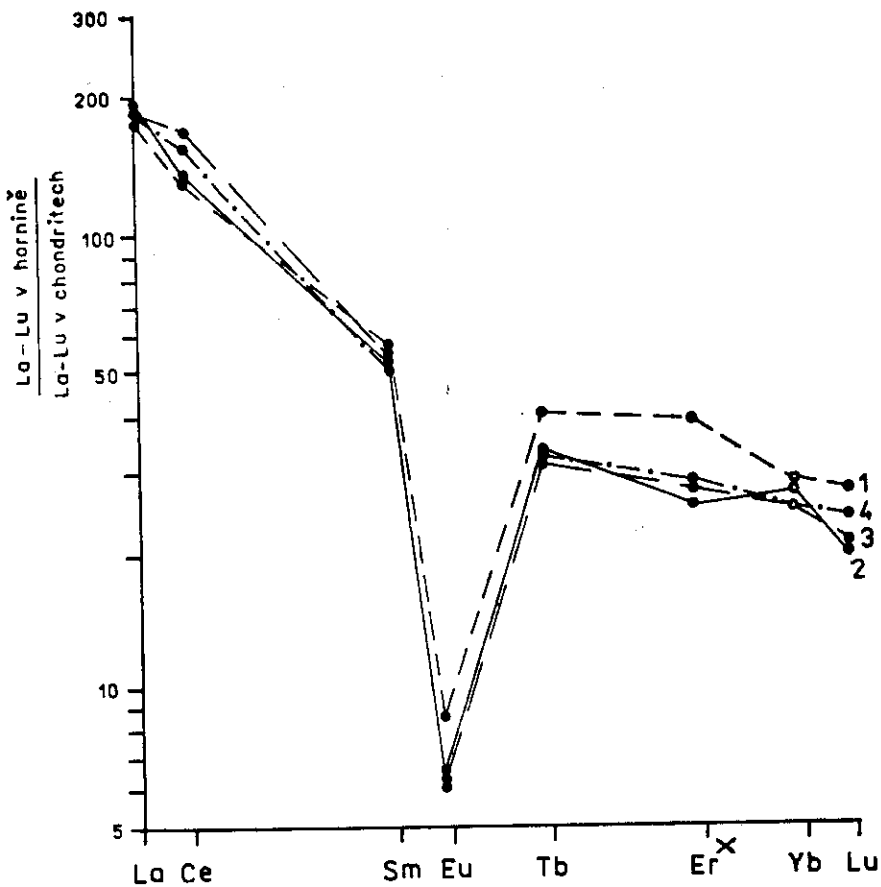
Tabulka 2

Průměrné obsahy Zn [ppm] v mladopaleozoických vulkanitech s. a sv. Čech

pánev	průměr	min.—max. obsah v ppm	počet vzorků	hornina
českokamenická	583	100—1447	4	andezit
mnichovohradištská	114	50—318	12	
podkrkonošská	115	38—497	26	
vnitrosudetská	189	74—337	3	
podkrkonošská	68	11—142	14	dacit
vnitrosudetská	14	0—50	6	trachyryolit
českokamenická	22	5—35	4	ryolit
mnichovohradištská	27	5—73	19	
podkrkonošská	13	5—21	4	
vnitrosudetská	29	26—32	2	



9. Obsahy vzácných zemin v andezitových horninách českokamenické pánve
Vysvětlivky jako u tabulky 1



10. Obsahy vzácných zemin v ryolitových horninách českokamenické pánve
Vysvětlivky u tabulky 1

fyrového komplexu, který má mikrovyrostlice plagioklasu pouze ve svrchním proudu a olivín neobsahuje vůbec. Volfartické andezity však mají poněkud hrubozrnnější vývoj a trochu větší obsah vyrostlic.

Vrty Žandov a Kerhartice mají při stropu permokarbonu ryolitové tufy podobné tím, že jde o tufy popelových proudů.

Pokud bychom chtěli paralelizovat vrt Vf-1 a Žandov, bylo by možné pro korelaci využít neobvyklých ryolitových tufů bohatých plagioklasovými vyrostlicemi, které jsou ve vrtu Vf-1 v hloubce 1399,1 m a ve vrtu Žandov v hloubce 1007,2 a 1051,0 m, tj. 143,8 a 187,6 m pod ignimbritem. Pak by horizont ryolitových tufů 71–85 m pod ignimbritem v Žandově odpovídal střední ryolitové fázi ve vrtu Vf-1 a ryolitové tufy až ignimbrity z vrtu Žandov paralelizoval s ignimbritovou sekvencí z Volfartice (viz příl. 2) za předpokladu snížené

mocnosti sedimentů ve vrtu Žandov, možné vzhledem k jeho pozici blíže k okraji pánve. Tuto paralelizaci podporuje i možná korelace vápencových poloh z vrtu Žandov a Volfartice, i když ve vrtu Žandov nejsou vyvinuty silicity.

Stratigrafická pozice a korelace vrtů českokamenické pánve

Litologicky odpovídají šedé aleuopelity úseků III až VI vrtu Vf-1, u nichž bylo prokázáno autunské stáří, sedimentům známým z rudnického obzoru vrchlabského souvrství. Jestliže je korelace vulkanitů (příl. 2) opodstatněná, lze předpokládat rozsah jezerní sedimentace v autunu, v období ukládání rudnických vrstev, jen ve 3–4 km široké subsidenční zóně zhruba v ose žandovské dílejší pánve (obr. 8).

Vrchlabskému souvrství přísluší spolehlivě úseky I–IV. Hranice mezi vrchlabským a semilským souvrstvím by mohla být na bázi hrubých klastik úseku V, vzhledem k prokázanému autunskému stáří aleuopelitů svrchní části úseku VI ji řadíme do sekvence aleuopelitů úseku VI, do hloubky 1440,5 m, kam až lze sledovat našedle hnědé aleuopelity. Pod tímto rozhraním převažují temně hnědé aleuopelity se zelenošedými skvrnami nebo páskováním.

Pokud by korelace vulkanických hornin vrtů Žandov a Kerhartice, vyslovená výše, neodpovídala skutečnosti, bylo by nutné považovat sled hornin vrtů Žandov a Kerhartice za ekvivalent úseku II a I vrtu Volfartice, příp. za jejich nadloží. Aleuopelity vrtu Stará Lípa odpovídají nejspíše úseku III vrtu Vf-1. Nejistá je korelace vrtu SK-1t Benešov nad Ploučnicí. Hrubá klastika se dvěma polohami melafyřů, vzdálenými od sebe vertikálně asi 150 m, by mohla odpovídat podloží rudnického obzoru vrtu Volfartice. Podle možné korelace melafyrových komplexů by odpovídaly spodní části úseku VI, úseku VII a VIII.

Sledy hornin ostatních vrtů žandovské části pánve zařazujeme do autunu nebo nejvyššího stefanu, i když nemají žádné význačné znaky pro korelaci. Převažují rudohnědá klastika, ve vrtu Chotovice s melafyrovou brekcií. Korelace vrtů žandovské části pánve je na příloze 2.

Tektonický a paleogeografický vývoj

Základním rysem předkarbonských formací v s. Čechách je obloukovitý strukturní útvar daný rozložením starších a mladších proterozoických formací a assyntským strukturním plánem, jemuž se více či méně podřizuje rozmístění staro- i mladopaleozoických formací. Obloukovitá struktura je zvýrazněna zlomy a zlomovými pásy převážně ssz., sv. a vz. směru. Charakter vrásové stavby je těžko určitelný. Chaloupský (1974) předpokládá jednoduché megastruktury a mírné vrásy s amplitudou několika set metrů. V severních Čechách jsou většinou nejvýraznější projevy prekambriického (assyntského)

vrásnění; pásma s intenzivnější kaledonskou a variskou vrásou přestavbou či regionální přeměnou jsou relativně úzká (Chaloupský 1974).

Mladopaleozoické sedimenty vyplňovaly intermontánní deprese variského orogénu. Povariské chladnutí litosféry, doprovázené zvýšením její hustoty, vedlo k zaklesávání a sedimentaci svrchního karbonu a permu. Je známo, že nově granitizovaná zemská kůra je výrazně lehčí a zaklesávání se snižuje. Proto na granitoidech lužického masívu vznikla jen mělká pánev pravděpodobně až v autunu a granitoidy heřmáneckého tělesa projevovaly stabilitu až do svrchního cenomanu. Výraznější zaklesávání bylo vázáno patrně na ty části území, kde byly paleozoické tepelné toky zvýšené, ale nedosáhly intenzity nezbytné pro vyšší metamorfózu a granitizaci (Škvor 1983).

V období nejvyššího stefanu zasahovala sedimentace z roudnické pánve do okolí Kravař přes vz. krystalinickou elevaci s tělesem heřmáneckého granitoidu. Odchylný sedimentační režim vládl až s. od linie Děčín—Česká Lípa. V lugicky orientovaných depresních strukturách započala sedimentace v českokamenické pánvi nejspíše až koncem stefanu a pokračovala v autunu. Uložení permo-karbonu jsou podle výsledků seizmiky postiženy drobnými zlomy s výškou skoků většinou 40—80 m. Většina zlomů postihuje jen spodní část permokarbonu. Jsou dokladem synsedimentární tektoniky při zahlubování sedimentačního prostoru. Pro stanovení jejich směru nejsou spolehlivé podklady, sledují nejspíše směry sz.—jv. a vz. a sj. směry.

Po ukončení vyplňování mladopaleozoických depresí ve svrchním permu se Český masív stal oblastí zdvihu, silné peneplenizace a snosu. Území s. Čech bylo až do svrchní křídly prakticky souší. Výjimku tvořilo relativně krátké období mořské záplavy ve svrchním doggeru. Litologický vývoj jurských sedimentů v s. Čechách svědčí již pro pokročilou peneplenizaci zdrojových oblastí. Po ústupu jurského moře pokračuje až do albu peneplenizace povrchu a jeho zvětrávání. Předkřídový povrch byl málo členitý, výškové rozdíly byly dány odolností jednotlivých typů hornin vůči zvětrávání a předkřídovou tektonikou. Malou dynamičnost reliéfu dokazuje nedostatek hrubých klastik na bázi svrchnokřídových sedimentů, nepřítomnost proluviálních sedimentů a místy zachované zvětrávací profily. Koncem albu až v cenomanu postupně poklesává Český masív a začíná sedimentace sladkovodních sedimentů, vázaných na deprese reliéfu. Další pokles vedl ve svrchním cenomanu a spodním turonu k rozsáhlé mořské transgresi. Severočeská část české křídové pánve byla ohraničena dvěma zdrojovými oblastmi — západosudetským a středoevropským ostrovem. Rozdílná tektonická aktivita obou zdrojových oblastí podmiňuje nesouměrné rozmístění facií ve svrchnokřídové pánvi. Pánevní výplň a její mocnosti ovlivnily i synsedimentární pohyby uvnitř pánve, závislé na tektonické stavbě jejího fundamentu. Oblastí maximální subsidence byla zóna podél jz. okraje západosudetského ostrova. Zde se nahromadily sedimenty v mocnostech 1000 až 1200 m (Valčka 1974).

V paleogénu, zejména pod vlivem starosávské a mladosávské fáze pokračoval rozpad křídý do ker; pohyb jednotlivých ker nejspíše neustal ani později, ale pro nedostatek souvislejších výskytů mladších neogenních souvrství se nedá přesně datovat. Je také obtížné stanovit relativní stáří zlomů. Tektonická skica (obr. 5) ukazuje jen schematicky kerný rozpad křídý. **Zlomová tektonika je detailně zobrazena na seizmických profilech (příl. 1).** Lze z nich vyvodit, že z mnoha zlomů, které porušují spodní část křídových souvrství a permokarbon, jen některé vycházejí na povrch. Jen významnější zlomy byly zjištěny povrchovým geologickým mapováním a zobrazeny na geologických mapách.

Z analyzovaného materiálu seizmických profilů a rozšíření permokarbonu v podloží křídý lze vyvodit, že ohraničení permokarbonu nesleduje zlomy, které výrazně porušují nadložní křídová souvrství.

Závěry

1. Permokarbon v podloží svrchní křídý sv. od Litoměřic, označovaný v posledních letech jako českokamenická deprese nebo českokamenická pánev a přičleňovaný k limnickým pánvím středočeského permokarbonu, je od pánve roudnické oddělen krystalinickou elevací šířky 2–3 km. budovanou fylity a svory s pronikem granitoidů. Permokarbon s. od této elevace se rozpadá na dvě pánve s odlišným litofaciálním vývojem výplní.
2. Jižnější pánev kravařská má plochu asi 45 km² a maximální mocnosti permokarbonu podle seizmických měření jen málo přesahují 200 m. Mocnosti nadložních křídových uloženin dosahují v pánvi 570–727 m. Výplň pánve lze korelovat s líňským souvrstvím středočeského permokarbonu. Pánev kravařská je od severnější pánve českokamenické oddělena krystalinikem o šířce minimálně 2–3 km.
3. Českokamenická pánev zahrnuje dvě **lugicky orientované dílčí pánve, žandovskou a srbskokamenickou, oddělené prahem** zsz. směru u České Kamenice. Sedimentární výplň pánve včetně produktů melafyrového a ryolitového vulkanismu lze korelovat s uloženinami mnichovohradištské a podkrkonošské pánve. Českokamenická pánev přísluší k permokarbonským pánvím oblasti lugika.
4. Žandovská dílčí pánev má plochu asi 250 km², mocnosti permokarbonu podle seizmických měření dosahují maximálně 600–700 m, v úzkých depresích snad až 1000 m. Pánevní výplň provrtal doposud jediný vrt ve Volfarticích: zjistil mocnost 623,2 m. Mocnosti nadložních křídových uloženin dosahují v pánvi 590 až 1022 m.
5. Srbskokamenická dílčí pánev má plochu asi 25 km². Podle seizmických měření dosahují mocnosti permokarbonu nejvýše 200 m. Mocnost křídových sedimentů kolísá mezi 180 a 500 m.

6. Rostlinné fosilie stratigrafického významu byly získány jen z vrtu Vf-1 Volfartice. Palynologicky bylo prokázáno autunské stáří sedimentů v hloubkovém intervalu 1146–1354 m. Miosporové společenstvo nejhlubší části vrtu (1501–1502 m) náleží nejspíše svrchnímu stefanu.
7. Studium vulkanismu prokázalo v českokamenické pánvi existenci tří fází permokarbonského ryolitového extruzivního vulkanismu a dvou až tří fází andezitového vulkanismu, v němž převažují lávy. V kravaňské pánvi nebyly vulkanické produkty zjištěny, některé sedimenty obsahují patrně příněs vulkanického materiálu.
8. V krystalinickém podloží českokamenické pánve jsou předpokládány vrásové, příp. i zlomové deformace převážně sz.—jv. směru. Lineární prvky tíhových polí sj. a vz. orientace jsou považovány za doklad rozdílného složení a patrně i odchýlné aktivity krystalinických ker. Jejich odrazem byly rozdílné synsedimentární pohyby v permokarbonu, pro což svědčí nejednotnost sedimentace a rychlé faciální změny.
9. V kravaňské ani českokamenické pánvi nebyla dosud v permokarbonu zjištěna žádná uhelná sloj nebo slojové reprezentanty. V aleuropelitěch rudnického obzoru je několik tenkých poloh se zvýšeným obsahem bitumenu. S ohledem na litostratigrafickou pozici permokarbonských uloženin a mocnosti, zjištěné seizmickým průzkumem, nelze v permokarbonu sv. od Litoměřic očekávat mocnější uhelné sloje většího plošného rozsahu.

K tisku doporučil V. Škoček

Literatura

- Absolon A. (1979): Permské slepence v údolí Labe u Děčína. — Geol. Průzk., 2, 58. Praha.
- Filková V. (1983): Seizmokarotážní měření a vertikální seizmické profilování na vrtu Volfartice-1. — MS archiv Geofyzika, n. p. Brno.
- Florin R. (1939): Die Koniferen des Oberkarbons und des unteren Perms. — Palaeontographica, Abt. B, 85, 2. Stuttgart.
- Havlena V. - Pešek J. (1980): Stratigrafie, paleogeografie a základní strukturální členění limnického permokarbonu Čech a Moravy. — Sbor. Západočes. Muz., Přír. 34. Plzeň.
- Holub V. (1975): Map of the thicknesses of the Late Palaeozoic inner molasse fillings of the Variscan orogenic belt in the Bohemian Massif. — Věst. Ústř. Úst. geol., 50, 6, 329–336. Praha.
- Holub V. et al. (1981): Geologická mapa karbonu a permu Československa 1 : 1,000 000. — Ústř. úst. geol. Praha.
- (1984): Závěrečná zpráva o vrtu Vf-1 Volfartice. — MS Geofond. Praha.
- Holub V. - Tásler R. (1974): Mladší paleozoikum a spodní trias v podloží české křídové pánve. — In Malkovský M. et al.: Geologie české křídové pánve a jejího podloží. — Ústř. úst. geol. Praha.
- (1980): Vývoj a styl tektonické stavby svrchního karbonu a permu v Českém masívu. — Sbor. geol. Věd, Geol., 34, 103–129. Praha.

- Chaloupský J. (1974): Geologie podloží křídý a permokarbonu. — *In* Malkovský M. et al.: Geologie české křídové pánve a jejího podloží, 40—71. — Ústř. úst. geol. Praha.
- Chudomel J. et al. (1983): Zpráva o reflexně seizmických a tíhových měřeních v pánvích roudnické, mšenské, českokamenické, mnichovohradištské a podkrkonošské v letech 1981—1982. — MS Geofond. Praha.
- Jetel J. - Rybářová L. (1983): Hydrogeologické vyhodnocení vrtu Vf-1 Volfartice. — MS archiv Ústř. úst. geol. Praha.
- Klener J. (1979): Geologické prognózy ložisek fosilních paliv v ČSR. — Sbor. 60. výr. Ústř. Úst. geol., 37—42. Praha.
- Klener J. et al. (1983): Strukturální vrt Strachaly (Str-1). Závěrečná zpráva. — MS Geofond. Praha.
- Knobloch E. (1982): Rostlinné nálezy ve vrtu Vf-1 Volfartice. — MS archiv Ústř. úst. geol. Praha.
- Kučera M. - Pešek J. (1982): Geologické poměry v českokamenické svrchnopaleozoické pánvi a jejím okolí. — Acta Univ. Carol., Geol., Pouba Vol. 3, 285—295. Praha.
- Le Maitre R. W. et al. (1982): A proposal for a definitive chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram (TAI). — IUGS Subcommission, 36th circular, Contrib. 100, 1—24. Granada.
- Malý V. et al. (1967): Seizmický průzkum české křídý v roce 1966 v oblasti Doksy. — MS Geofond. Praha.
- Píčovská E. (1983): Fyzikální vlastnosti hornin na vrtu Volfartice-1. — MS archiv Geofyzika, n. p. Brno.
- Pouba Z. et al. (1959): Geologie podloží křídových usazenin v Čechách a na Moravě. — MS Geofond. Praha.
- Steiner J. (1978): Geologická charakteristika křídý v severovýchodní části lužické faciální oblasti. — Sbor. Severočes. Mus., přír. Vědy, 10, 101—123. Liberec.
- Škvor V. (1983): Thermal regimens and the geological development of the Bohemian Massif. — Sbor. geol. Věd, Geol., 38, 41—70. Praha.
- Táslér R. et al. (1971): Strukturální vrt Vš-1 Všeň (u Turnova). — MS Geofond. Praha.
- Táslér R. - Havlena V. - Prouza V. (1981): Nové litostratigrafické členění centrální a západní části podkrkonošské pánve. — Věst. Ústř. Úst. geol., 56, 3, 129—145. Praha.
- Vachtl J. et al. (1965): Výsledky strukturálně geologického výzkumu české křídý a jejího podloží v letech 1961—1963. — Sbor. geol. Věd, Geol., 9, 7—9. Praha.
- Valterová P. (1982): Biostratigrafický posudek k vrtu Vf-1 Volfartice. — MS archiv Geindustria, n. p. Praha.
- Vejlupek M. (1982): Českokamenická pánev. — Sbor. IV. uhel. geol. konf. přírodověd. fak. Univ. Karl., 155—158. Praha.
- (1984): Permokarbon v podloží křídý severovýchodně od Litoměřic. — Věst. Ústř. Úst. geol., 59, 3, 173—177. Praha.
- Vejlupek M. - Kodymová A. - Šhrbený O. (1983): Terciární sedimenty uvnitř vulkanického komplexu na severovýchodním okraji Českého středohoří. — Věst. Ústř. Úst. geol., 58, 2, 91—98. Praha.

Geologie des Permokarbons im Česká Kamenice- und Kravaře-Becken

(Zusammenfassung des tschechischen Textes)

Miroslav Vejlupek - Josef Novák - Daniela Schováňková

Vorgelegt am 28. Mai 1984

Das Permokarbon im Untergrund der Oberkreide nordöstl. von Litoměřice wurde in den letzten Jahren als Česká Kamenice-Becken bezeichnet und als Ausläufer des Roudnice-Beckens angesehen. Durch neue Bohrungen und eine seismische Erkundung in diesem Gebiet wurde nachgewiesen, daß das Permokarbon nordöstl. von Litoměřice durch eine von O nach W streichende, etwa 3 km breite Erhebung vom Roudnice-Becken abgetrennt ist. Es zerfällt in zwei Teile von unterschiedlicher lithofazieller Entwicklung darin erhaltener Ablagerungen, nämlich in das südlich gelegene Kravaře- und das nördliche Česká Kamenice-Becken.

Das Kravaře-Becken nimmt eine etwa 45 km² große, von O nach W ausgehende Fläche ein. Das Permokarbon wurde darin durch 7 Bohrungen angetroffen, den Kristallinuntergrund erreichte nur eine Bohrung am Ostrand des Beckens, wo das Permokarbon nur 27 m mächtig ist. Die Mächtigkeit der Kreideablagerungen schwankte in den Bohrungen zwischen 570–727 m. Die Permokarbonablagerungen sind von ähnlichem lithologischem Charakter wie jene der Líně-Formation im Nordteil des Roudnice-Beckens. Es wurden vornehmlich klastische Ablagerungen von terrestrischer Herkunft und von Charakter der Rotschichten (red beds) in einer Mächtigkeit von 114 m angetroffen. Darin sind acht zwei- bis dreigliedrige Zyklen zu unterscheiden: Konglomerat—Sandstein—Schluffstein oder Konglomerat—Sandstein. In zwei Bohrungen wurde eine Lage grauer bzw. bunter fluviolakustrischer Aleuopelite mit Kalksteineinlagerungen ermittelt. Nach den seismischen Messungen beträgt die Maximalmächtigkeit des Permokarbons im Kravaře-Becken etwa 200 m, daher sind hier keine als die Líně-Formation älteren Ablagerungen zu erwarten.

Das Česká Kamenice-Becken unterscheidet sich von dem Roudnice- und dem Kravaře-Becken biostratigraphisch sowie durch seine Lithologie; es sind darin jüngere Ablagerungen — von Autunienalter — erhalten. In einigen Bohrungen wurden innerhalb der Abfolge der Permokarbonablagerungen Vulkanite angetroffen. Das Česká Kamenice-Becken steht in enger Beziehung zum Mnichovo

Hradiště-Becken, mit dem es wahrscheinlich ursprünglich zusammenhing. Es ist zu den limnischen Becken des Lugikums zu zählen. Vom Kravaře-Becken ist es durch eine am engsten Ort etwa 3 km breite Kristallinerhebung abgetrennt, an der Nordseite ist es tektonisch gegründet. Mit Ablagerungen des Česká Kamenice-Beckens sind zwei in der Streichrichtung des Lugikums orientierte Synklijalstrukturen — von Žandov und von Srbská Kamenice — ausgefüllt. Das größere Žandov-Teilbecken dehnt sich längs des Flusses Ploučnice und nördl. von ihm bis zum Südrand von Česká Kamenice auf einer Fläche von 250 km² aus. Die Kreidemächtigkeiten erreichen bei Česká Lípa 600 m, im Zentralteil 750—1000 m. Nördl. von Česká Kamenice liegt auf Granitoidgesteinen des Lausitzer Massivs im Untergrund bis 500 m mächtiger Kreideablagerungen das zweite Srbská Kamenice-Teilbecken, das eine Fläche von etwa 25 km² einnimmt.

Im Žandov-Teilbecken wurden in das Permokarbon 9 Bohrungen eingeteuft, aber nur die Bohrung Volfartice Vf-1 erreichte bis den Kristallinuntergrund. Drei weitere Bohrungen durchteuften mehr als 100 m von jungpaläozoischen Ablagerungen. Nach den seismischen Messungen am Profil 29/81 bildet der Kristallinuntergrund ein seichtes Becken, dessen Ränder sich gegen O und W ohne eine deutliche tektonische Störung allmählich erheben. Die Permokarbonmächtigkeiten erreichen höchstens 450—650 m, in schmalen Einsenkungen vielleicht bis 1000 m.

Die Bohrung Vf-1 wurde fast im tiefsten Beckenteil abgeteuft. Die darin ermittelten, insgesamt 623,2 m mächtigen Permokarbonablagerungen weisen eine ähnliche Faziesausbildung wie das Permokarbon im Nordteil des Mnichovo Hradiště-Beckens und im Krkonoše-Vorlandbecken auf. Den in der Bohrung Vf-1 stratigraphisch bedeutsamsten Gesteinskomplex stellen graue, manchmal bräunlich gebänderte, feinschluffige, meistens kalkhaltige Tonsteine des Rudník-Horizonts der Vrchlabí-Formation (Autunien) dar. Die Aleuropelite weisen auf den Trennflächen feinen Serizit auf und schließen einige dunkelgraue, stellenweise bituminöse Lagen ein. Von Pflanzenmikrofossilien wurden Typen von der Gattung *Potoneisporites*, weniger von den *Florinites*, *Wilsonites* und *Endosporites* festgestellt. Den bedeutsamsten Sporomorphen gehören striate Typen von der Gattung *Vittatina* an, die für die Unterpermsedimente bezeichnende Leitmikrofossilien darstellen.

Makrofossilien kamen selten vor. Bedeutungsvoll ist die Ermittlung der Art *Walchia filiciformis* (Schloth.) Sternb. [= *Ernestiodendron filiciformae* (Schloth.) Florin], die für die Autun-Stufe bezeichnend ist. Der einem 28 m mächtigen Melaphyrkomplex unterlagerte Basalteil des Permokarbons in der Bohrung Vf-1 gehört höchstwahrscheinlich bereits dem Oberstefan an.

Jungpaläozoische Vulkanite bilden etwa 20 % der Schichtenfolge. Bei weitem die öftesten — was die Anzahl von Eruptionen sowie die Menge des ausgeschleuderten Materials anbelangt — sind Äußerungen des Rhyolithvulka-

nismus, die etwa 65 % von der Gesamtmenge darstellen. In 4 Bohrungen wurden Andesitvulkanite ermittelt. Während unter den Andesiten Laven überwiegen, war die Rhyolithvulkanitaktivität von ausschließlich explosivem Charakter. Der Rhyolithvulkanismus äußerte sich im Žandov-Teilbecken in drei Phasen. Produkte der unteren und mittleren Phase erreichen nur eine kleine Mächtigkeit. Es sind Ablagerungen mit feinkörniger aschiger Beimengung und mit Tuffeinlagerungen. Das Produkt der oberen Phase stellt ein 130 m mächtiger Ignimbritkörper dar, der einer 28 m mächtigen Lage von Rhyolithtuffen und -tuffiten der basalen pyroklastischen Wellen aufgelagert ist. Im Westteil des Beckens sind zwei Phasen der Andesitvulkanitaktivität zu unterscheiden. In der Bohrung SK-1t in Benčšov nad Ploučnicí ordnen wir der älteren Phase drei relativ regelmäßige, insgesamt 18 m mächtige Lavakörper zu. Die jüngere Phase wird durch vornehmlich pyroklastisches Material mit drei zwischengelagerten Lavaströmen repräsentiert. Im Ostteil des Beckens liegt wahrscheinlich die dritte, oberste Andesitphase vor, die durch Melaphyre in der Bohrung Chotovice dargestellt wird.

Die vulkanischen Gesteine unterlagen einer Umwandlung. Die Rhyolithe wurden durch eine Vertonung und Silifizierung, die Andesite durch eine starke Karbonatisierung und Vertonung betroffen. Die Ähnlichkeit des Gehalt an seltenen Erden in Andesiten und Rhyolithen zeugt von Verwandtschaftsverhältnissen der Vulkanite am Westrand des Mnichovo Hradiště-Beckens mit den im Žandov-Teil des Česká Kamenice-Beckens ermittelten Vulkaniten.

Das Srbská Kamenice-Teilbecken ist seicht, die Permokarbonmächtigkeiten erreichen darin nach den seismischen Messungen höchstens 200 m. Das Permokarbon wurde im Liegenden der Kreideablagerungen durch 7 Bohrungen angetroffen, doch es stehen nur wenige Angaben zur Verfügung, denn die Bohrungen wurden nur einige Meter unter der Kreidebasis beendet. Die größte Bohrtiefe betrug 32 m. In allen Bohrungen überwiegen rotbraune, grüngrau gestreifte, mittel- und grobkörnige Arkosesandsteine und Arkosen. Die Sandsteine enthalten bis 1 cm große Schluffstein-, Sandstein- und Granitoidbruchstücke, oft kommen darin Streifen rotbrauner Schluffsteine vor. Sie gehören höchstwahrscheinlich der Autun-Stufe an und dürften der Sandsteinschichtenfolge im Haugenden bzw. im Liegenden des Rudník-Horizonts entsprechen.

Das Kravaře- und das Česká Kamenice-Becken nehmen im Vergleich zu anderen Permokarbonbecken in Böhmen eine unterschiedliche Stellung im regionalen Schwerefeld ein. Sie liegen im Bereich einer negativen regionalen Schwerezone, in einem Hebungsgebiet, wo starke Granitisierungsvorgänge und eine Intrusion ausgedehnter Granitoidmassive erfolgten. Die postvariszische Abkühlung der Lithosphäre rief eine Absenkung hervor, die mit der Ablagerung des Oberkarbons und Perms verbunden war. Die Absenkung war außerhalb der Bereiche der maximalen Durchwärmung mehr ausgeprägt. Im Česká Kamenice-Becken begann die Sedimentation höchstwahrscheinlich erst gegen Ende des

Stefans und wurde im Autunien fortgesetzt. Die Permokarbonablagerungen sind nach den seismischen Erkundungsergebnissen durch kleine Brüche betroffen, deren Sprunghöhen meistens 40—80 m betragen. Durch die meisten Brüche ist aber nur der untere Teil des Permokarbons betroffen. Sie belegen eine synsedimentäre Tektonik bei der Entiefung des Sedimentationsraums. Zur Bestimmung ihrer Streichrichtung gibt es keine verlässlichen Unterlagen. Höchstwahrscheinlich streichen sie von NW nach SO und von O nach W sowie von N nach S. Aus dem analysierten Material über die seismischen Profile sowie aus der Verbreitung des Permokarbons im Untergrund der Kreideablagerungen läßt sich folgern, daß die Abgrenzung des Permokarbons im Untergrund der Kreideablagerungen die die Kreideschichtenfolgen ausgeprägt störenden Brüche nicht verfolgt.

Im Permokarbon des Kravaře- sowie des Česká Kamenice-Beckens wurden keine Kohlenflöze und auch keine Repräsentanten von ihnen ermittelt. Mit Rücksicht auf die stratigraphische Stellung der Permokarbonablagerungen und ihre durch die seismische Erkundung ermittelten Mächtigkeiten sind weder im Kravaře- noch im Česká Kamenice-Becken mächtigere und flächenmäßig ausgedehnte Kohlenflöze vorauszusetzen.

Přeložil A. Kříž

Erläuterungen zu den Tabellen

Tabelle 1. Chemische Analysen jungpaläozoischer Vulkanite im Česká Kamenice-Becken.
Tabelle 2. Zn-Durchschnittsgehalte jungpaläozoischer Vulkanite in Nord- und Nordostböhmen.

Erläuterungen zu den Abbildungen

1. Entwicklung der Ansichten über die Permokarbonverbreitung im Untergrund der Oberkreide nordöstl. von Litoměřice.
A — Z. Poucha et al. (1959); B — J. Vachtl et al. (1965); C — V. Holub - R. Tásler (1971); D — V. Holub - R. Tásler (1974); E — M. Kučera - J. Pešek (1982); F — M. Vejlupek (1984); 1 — Lausitzer Bruch, NO-Abgrenzung der Kreide; 2 — Permokarbon; 3 — vorkarbonische Formationen.
2. Permokarbonbecken im Untergrund der Kreide mit ausgewählten Bohrungen, die den Untergrund der Kreideablagerungen erreichten.
1 — im Text erwähnte Bohrungen, die den Untergrund der Kreideablagerungen erreichten; 2 — Beckengrenzen; 3 — mit Nummern bezeichnete Linien seismischer und geologischer Profile; 4 — seismisch nicht vermessene Abschnitte geologischer Profile; im Text erwähnte Bohrungen sind mit folgender Nummerbezeichnung versehen: 1 — Lovčkovice, 2 — Brusov, 3 — Kravaře, 4 — Srbská Kamenice, 5 — Filipov, 6 — Liska, 7 — Žandov, 8 — Kerhartice, 9 — Stará Lípa, 10 — Chotovice, 11 — Horní Řepčice.
3. Geologische Karte des Untergrunds der Oberkreide nordöstl. von Litoměřice.
1—3 — Stefan C bis Autunien (Semily- und Vrchlabí-Formation): 1 — Sedimentgesteine, 2 — Produkte des sauren Vulkanismus, 3 — Produkte des intermediären bis

- basischen Vulkanismus; 4 — Stefan C (Líně-Formation); 5 — Permokarbon in Aufschlüssen an dem Lausitzer Bruch; 6 — Permokarbon im Liegenden der Quartär- bzw. Kreideablagerungen nordöstl. von Děčín; 7 — variszische Granitoide; 8 — prävariszische (kadamische) Granitoide in Aufschlüssen; 9 — do. im Liegenden der Kreideablagerungen; 10 — Metamorphite (vornehmlich Phyllite), oberes Proterozoikum bis unteres Paläozoikum, in Aufschlüssen; 11 — do. im Liegenden der Kreideablagerungen; 12 — Metamorphite (Gneise und Glimmerschiefer), mittleres bis oberes Proterozoikum (?), mit Intrusionen variszischer (?) Granitoide; 13 — Mächtigkeitsisolinen des Permokarbons.
4. Korrelation der stratigraphischen Haupteinheiten in Bohrungen im Westteil des Mnichovo Hradiště-Beckens, im Česká Kamenice- und Kravaře-Becken und im Nordteil des Roudnice-Beckens.
1 — klastische Sedimente; 2 — graue Horizonte in der Líně-Formation; 3 — Rudník-Horizont der Vrchlabí-Formation; 4 — Kalná-Horizont der Prosečské-Formation; 5 — Melaphyre; 6 — Rhyolithe; 7 — Metamorphite; Nummerbezeichnung der Bohrungen entspricht jener in der Abb. 2.
5. Tektonische Skizze der Oberkreide.
1 — vorkarbonische Formationen; 2 — ermittelte und vorausgesetzte Brüche; 3 — Isohypsen der Kreidebasis; 4 — beiläufige Meereshöhe der Kreidebasis in der tektonischen Scholle.
6. Stratigraphische Säulenprofile der Oberkreide in Bohrungen im Kravaře- und Česká Kamenice-Becken.
7. Korrelation der Bohrungen im Kravaře-Becken.
1 — Konglomerat; 2 — mittel- bis grobkörniger Sandstein; 3 — feinkörniger Sandstein; 4 — Schluffstein; 5 — Tonstein; 6 — kalkhaltige Aleurolite; 7 — Kalkstein; Gesteinsfarbe — schmale Spalte: 8 — rotbraun; 9 — pastellfarbig-bunt (grauviolett, graugrün, bunt-bandstreifig und -fleckig); 10 — grau bis schwarz; 11 — hellgrau, grünlich und violett-angehaucht.
8. Umfang der limnischen Sedimentation im unteren Autunien (Rudník-Horizont).
1 — angenommene Ausdehnung des Sees; 2 — Beckengrenze; 3 — Bohrungen.
9. Gehalte an seltenen Erden in Andesitgesteinen des Česká Kamenice-Beckens.
10. Gehalte an seltenen Erden in Rhyolithgesteinen des Česká Kamenice-Beckens.

Erläuterungen zu den Beilagen

Beil. 1

Geologische Profile des Česká Kamenice- und Kravaře-Beckens (längs der seismischen Profile).

1 — Oberkreide; 2 — Permokarbon; 3 — Granitoide; 4 — Metamorphite; 5 — Bruch; 6 — Strukturbohrung; 7 — Charakter seismischer Grenzflächen: *volle Linie* — ausgeprägte Reflexionen, *gestrichelte Linie* — kurze, wenig ausgeprägte Reflexionen, *strichpunktierte Linie* — ohne Reflexionen (bzw. hypothetische Grenzflächen in seismisch nicht vermessenen Abschnitten); 8 — tiefere Variante des Untergrunds des Permokarbons; 9 — seismisch nicht vermessene.

Beil. 2

Korrelation der Bohrungen im Česká Kamenice-Becken.

Im Säulenprofil klastischer Gemengteile ist in der horizontalen Richtung das Vorhandensein von Klaster nach der Korngrößenverteilung, in der vertikalen Richtung die Gesteins-

mächtigkeit dargestellt; Farbenabstufung: 1 — weiß und weißgrau; 2 — rotbraun und braunrot; 3 — braun und graubraun; 4 — grüngrau und graugrün; 5 — bunt; 6 — grau; 7 — dunkelgrau bis schwarz; 8 — Karbonatkonkretionen; 9 — Kalkstein; 10 — Karbonatverkitzung; 11 — Silizit; 12 — Bitumen; 13 — Bezeichnung des Profilabschnitts.

Геология пермокарбона Чешскокаменицкого и Краваржского бассейнов

Пермокарбон в основании мела с.-в. г. Литомержице отделен от Роудницкого бассейна возвышенностью, простирающейся с в. к з., шириной в 2—3 км. Он состоит из двух самостоятельных бассейнов, отделенных друг от друга возвышенностью кристаллических пород, шириной минимально в 3 км. На юге находится Краваржский бассейн неглубок, мощности пермокарбона здесь не превышают, по всей вероятности, величины 200 м. Последовательность его осадконакопления сопоставима с отложениями линьской свиты среднечешского пермокарбона. В Чешскокаменицком бассейне в узком смысле слова сохранены в виде двух структур, ориентированных в направлении простирания Лугикума, отложения более молодого, отэнского возраста, подобные отложениям в Мниховоградиштьском бассейне. Чешскокаменицкий бассейн в узком смысле слова следует отнести к лимническим пермокарбонным бассейнам Лугикума. Учитывая литостратиграфическое положение отложений пермокарбона и их мощности, определенные сейсмической разведкой, нельзя в пермокарбоне с.-в. г. Литомержице предполагать угольные пласты больших размеров, имеющие экономическое значение.

Přeložil A. Kriz



Sbor. geol. věd	Geologie 41	Str. 167—245	8 obr.	9 tab.	1 přil.	Praha 1986 ISSN 0581-9172
--------------------	----------------	-----------------	-----------	-----------	------------	------------------------------

Geochemické zhodnocení sedimentů slezské jednotky

Geochemical evaluation of the sediments of the Silesian unit

Marie Adamová¹

Předloženo dne 25. května 1984

Adamová M. (1986): Geochemické zhodnocení sedimentů slezské jednotky. — Sbor. geol. Věd, Geol., 41, 167—245. Praha.

V ý t a h: Geochemický výzkum sedimentů slezské jednotky (svrchní jura—oligocén) byl zaměřen na studium chemického a mineralogického složení pelitů a psamitů odebraných z výchozů a z vrtů, stanovení geochemické charakteristiky těchto hornin, jejich vzájemné porovnání pro účely geochemické a geologické interpretace. Byly studovány koncentrace hlavních prvků, stopových prvků (Ag, As, B, Ba, Co, Cr, Cu, Ga, Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, S, Sb, Sn, Sr, Ti, U, V, Y, Zn, Zr) a významné poměry dvojic těchto prvků, stanovení jejich distribuce, korelačních vztahů a geochemických fónů v horninách jednotlivých litostratigrafických členů slezské jednotky s možností využití geochemického zhodnocení pro jejich rozlišení a stratigrafickou korelaci. Výzkum byl ve vybraných vzorcích doplněn studiem prvků vzácných zemín, uranu, thoria, hafnia a organické hmoty. Pozornost byla rovněž věnována otázce pestrých vrstev a původu SiO₂ v sedimentech.

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

Úvod

V posledních několika letech jsem se zabývala mineralogicko-geochemickým výzkumem flyšových sedimentů z části československých Karpat. Slezská jednotka, jako významná tektonická jednotka flyšového pásma Karpat, byla podrobně charakterizována po stránce petrograficko-mineralogické a geochemické.

Cílem výzkumu bylo stanovení geochemické charakteristiky hornin slezské jednotky flyšového pásma, jejich vzájemné porovnání pro účely geochemické a geologické interpretace. Práce je dále zaměřena na studium koncentrací hlavních a stopových prvků, stanovení jejich distribuce, korelačních vztahů a geochemických fónů v horninách jednotlivých litostratigrafických členů této jednotky s možností využití geochemického zhodnocení pro jejich rozlišení a stratigrafickou korelaci.

Metodika výzkumu

Pro studium byly odebírány bodové vzorky (1,5—4,5 kg podle plánovaných analýz) z povrchových výchozů a hlubokých vrtů. Na základě litologie, stratigrafie a typu odběru

byly všechny vzorky rozděleny do jednotlivých litostratigrafických souborů. Pro analytické zpracování byly odebrané vzorky homogenizovány v Geologickém průzkumu, Ostrava, závod Brno.

U všech vzorků byla v laboratořích Geologického průzkumu, Ostrava, závod Brno (M. Janáčková, V. Selucká) stanovena standardní řada stopových prvků rentgenovou fluorescenční spektrální analýzou s touto citlivostí (v ppm): As (5), Ba (50), Co (5), Cu (5), Nb (5), Ni (5), Pb (5), Rb (5), S (100), Sb (3), Sr (10), TiO₂ (20), U (10), V (5), Y (5), Zn (5), Zr (5). Emisní spektrální kvantitativní analýza byla použita pro stanovení koncentrací Ag (0,06), B (9), Ga, Mo a Sn (1). Metodu instrumentální neutronové aktivační analýzy byly v laboratořích Geoindustrie, n. p., Praha (V. Moučka) stanoveny koncentrace těchto prvků s mezí detekce (v ppm): Sm (1), La (1), Au (0,05), Ce (1), Yb (1), Lu (0,01), Th (1), Rb (10), Eu (0,1), Tb (1), Co (1), Hf (1), Sb (1), U (3). Stanovení U, Th, Ra a K gamaspektrometrickou analýzou (laboratoře Geofyzika, n. p., Brno) bylo provedeno u vybraných vzorků jednotlivých litostratigrafických členů studované jednotky. Citlivost stanovení této metody je: U — 1,2 ppm, Ra — 0,13 ppm (vyjádřeno v ekv. koncentraci U), Th — 0,4 ppm a K — 0,07 ‰. Kompletní silikátové analýzy provedly laboratoře Ústředního ústavu geologického, Praha a Geologického průzkumu, n. p., Ostrava, závod Brno.

Mineralogické složení vybraných vzorků bylo studováno rentgenovou difrakční analýzou a konfrontováno s výsledky diferenční termické analýzy (laboratoře Ústředního ústavu geologického, Praha). Některé vzorky byly podrobně analyzovány automatickou rentgenovou difrakční analýzou (H. Moravcová a J. Korecký — Ústřední ústav geologický), založenou na určení co nejlepší shody mezi naměřenými difrakčními daty vzorku a teoretickým difrakcogramem směsi (Moravcová - Fiala 1980). Ve vybraných vzorcích studovaných sedimentů byla rovněž provedena analýza těžkých minerálů (laboratoře Ústředního ústavu geologického, Praha — F. Veselovský, A. Tytlová, J. Pišová). Průměrná část vzorku byla zalita do kanadského balzámu, část ponechána v prášku. Při vyhodnocování trvalých preparátů se většinou vycházelo z 500—600 zrn, vzorky s velmi malým množstvím materiálu, nebo téměř monofázové, byly určovány semikvantitativně.

K analýze organické hmoty (laboratoře Moravských naftových dolů, Hodonín) bylo použito standardního postupu (Smeral 1964), který je založen na stanovení jednotlivých genetických typů organické substance po předcházející dekalcinaci horniny. Analýza n-alkanů, provedená v několika vzorcích (laboratoře Ústředního ústavu geologického, Brno), je založena na plynově chromatografickém stanovení nasycených parafinických uhlovodíků s 12—35 uhlíky v molekule po předcházející separaci jejich adduktu s močovinou (Wette 1967).

Základním klasifikačním kritériem k statistickému zpracování bylo třídění původních dat podle litostratigrafického členění slezské jednotky. V jednotlivých takto vytvořených souborech bylo provedeno základní statistické zpracování v RVS Geindustria, n. p., Praha. Pro vybrané dvojice hlavních stopových prvků byly vypočteny průměrné hodnoty jejich poměrů. Výsledky statistické analýzy jsou shrnuty do tabulek. Veškerá hmotná i analytická dokumentace je uložena u autorky.

Geologická charakteristika

Flyšové pásmo Karpat je součástí příkrovů (vněkarpatského alochtonu), zvrásněných a nasunutých na původní předpolí Českého masívu a na výplň oligomiocenní předhlubně v průběhu sávských a štýrských orogenních fází (Menčík et al. 1983). Flyšové pásmo vnějších Karpat na Moravě a z. Sloven-

sku se dělí na skupinu okrajovou, střední a magurskou. Slezská jednotka, podobně jako jednotka ždánicko-podslezská patří ke skupině střední.

Ve slezské jednotce byl výhradně zkoumán její vrstevní sled ve vývoji godulském (svrchní jura—oligocén). Tento vývoj je svým plošným rozsahem pro stavbu slezské jednotky na s. Moravě rozhodující a pro pochopení základních geochemických faktorů nejdůležitější. Bašský vývoj slezské jednotky je naproti tomu zastoupen podřadně, omezuje se v dnešní geologické stavbě Štramberké vrchoviny na území plošně omezených tektonických ker.

K vrstevnímu sledu slezské jednotky ve vývoji godulském podle Rotha a Menčíka (*in* Roth et al. 1962; *in* Menčík et al. 1983) patří: spodní těšínské vrstvy (oxford—svrchní tithón), těšínské vápence ve facii kalové (svrchní tithón) a organodetritické (berrias—spodní valangin), těšínsko-hradištské souvrství členěné na svrchní těšínské vrstvy (svrchní berrias—spodní hauteriv) a hradištské vrstvy (spodní hauteriv—apt), veřovické vrstvy (střední—svrchní apt), lhotecké vrstvy (alb), godulské souvrství, obsahující pestré vrstvy godulské s ostravickým pískovcem (cenoman—spodní turon) a godulské vrstvy s.s. (v rozsahu turon—coniak—santon), istebňanské vrstvy (kampan—dán), podmenilitové souvrství s ciezkovickým pískovcem (paleocén—svrchní eocén), menilitové souvrství (spodní oligocén) a krosněnské vrstvy (oligocén).

Sedimenty slezské jednotky byly podrobně studovány na vzorcích z povrchových výchozů s cílem získat, pokud to bylo možné, co nejúplnější soubory jednotlivých litostratigrafických členů této jednotky. Toto studium je doplněno odběry vzorků ze sledovaných vrstev.

Mineralogicko-petrografická a geochemická charakteristika

Vývoj chemického složení flyšových hornin je v úzkém sepětí s historií geotektonického vývoje geosynklinální oblasti. Výrazný vliv na formování chemického složení sedimentů měl především tektonický režim, složení zdrojových oblastí a hydrodynamický režim bazénů. Velký význam pro plné poznání charakteru hornin má jak studium hlavních chemických komponent hornin, tak studium koncentrace, distribuce a korelačních vztahů stopových prvků, doplněné výzkumem jejich minerálního složení a organické hmoty.

Srovnávání koncentrací hlavních a stopových prvků bylo provedeno v horninách stejného litologického složení. Pozornost byla věnována zejména studiu jílovců a pískovců — hlavních komponent karpatského flyše. Pelitické horniny, ačkoliv hrají ve flyšových sedimentech menší úlohu ve srovnání s pískovci, dobře charakterizují podmínky sedimentace a zároveň vedle toho, že odrážejí změny ve zdrojových oblastech, mají schopnost sorbovat některé prvky. Organická hmota, která se často nachází v pelitických horninách v jemně dispergované formě, ještě zesiluje tento proces.

Mineralogicko-petrografická charakteristika

Spodní těšínské vrstvy

V minerálním složení tmavošedých nebo hnědošedých vápničných jílovců až jílovitých vápenců, převažujících v těchto vrstvách, se vedle křemene (15–20 %) a živců (4–6 %) uplatňuje především kalcit (25–35 %), slabě je přítomen dolomit. V jednom vzorku byl určen cristobalit a anatas. Z jílových minerálů převládají slídové minerály (minerály skupiny illitu a velmi jemná slída) v rozsahu 12–19 % nad často přítomným kaolínem (stopy až několik procent) a ojediněle se vyskytujícími minerály skupiny montmorillonitu. Chlorit je akcesorický. Obsahy pyritu jsou stabilní (1–2 %). Charakteristické jsou vyšší obsahy organické hmoty.

V těžké minerální frakci jílovců z lokality Nebory a profilu potoka Chotěbuzka převládají opakní minerály (69–77 %), hlavně pyrit; magnetitu je velmi málo. Z průhledných minerálů je hojně zastoupen rutil, baryt, turmalín, pyroxen, amfibol, akcesoricky zirkon, granát a Ti-minerály.

Sedimenty těchto vrstev byly studovány na lokalitách Ropice, Guty, Třinec, Vendryně, Nebory, oblast nýdecké kotliny, Ostrý u Vendryně, řeka Olše u Třince, potok Chotěbuzka, Ropičanka a Karpetná — celkem 30 vzorků a na vitech Jablunkov-I a NP 818 Kunčice — 10 vzorků.

Těšínské vápence

Ve složení jemně detritických (kalových) vápenců převážně dominuje kalcit (60 %) doprovázený v podřadném množství dolomitem a sideritem (70–80 % obsahu sumárního železa je vázána na karbonáty). Z klastických minerálů je vedle křemene (~ 20 %) přítomno malé množství živců. Jílová složka je reprezentována téměř výhradně slídovými minerály, doprovázenými podřadným chloritem. Obsahy organické hmoty a pyritu jsou téměř stopové.

Vápence byly studovány na lokalitách Ropice, Třinec, nýdecká kotlina a potok Chotěbuzka, celkem 8 vzorků a z vrtu NP 818 Kunčice (4 vzorky).

Těšínsko-hradišfské souvrství

Svrchní těšínské vrstvy

V minerálním složení černošedých a hnědošedých vápničných jílovců se podíl prachovité a písčité příměsi projevuje průměrným obsahem 20–25 % křemene a 2–5 % živců. V jednom vzorku byl zjištěn stopový cristobalit. Slídové minerály jsou zastoupeny 12–20 %, v některých jílovcích je téměř ve stejném

množství přítomen kaolinit (obvykle jen několik procent). Minerály skupiny montmorillonitu se vyskytují ojediněle v malých, většinou stopových množstvích. Totéž lze říci i o chloritu. Z karbonátových minerálů zřetelně převládá kalcit (10–24 %), často je v malém množství doprovázen dolomitem. Charakteristická je přítomnost pyritu (1 %, max. 2 %) a organické substance. V jednom vzorku byl zjištěn anatas.

Z analýzy těžkých minerálů vápenného jílovce a šedých vápenných prachovitých pískovců vyplývá výrazná převaha opakních minerálů — od 76 do 91 %, v nichž jednoznačně dominuje pyrit, v malém množství Fe-oxidy (limonit, hematit), bílé sekundáry a akcesoricky magnetit. Z průhledných minerálů převládá zirkon, dále rutil, turmalín, granát, akcesoricky apatit, Ti-minerály, amfibol, tmavá slída.

Odběry pelitických sedimentů těchto vrstev byly provedeny na lokalitách Horní Lišná, nýdecká kotlina, Tichá, Stonávka, Oldřichovice, Trinec, Strítež, Trenovice, Ostrý a Vendryně, potok Ropičanka. Ropice — celkem 26 vzorků a vrtech NP 818 Kunčice a Bystrice-2 (7 vzorků), čtyři vzorky pískovců byly odebrány na lokalitách Stanislavice, Strítež, nýdecká kotlina a Stonávka.

Hradištské vrstvy

Černohnědé, černošedé až šedočerné převážně silně vápenné, často destičkovité nebo střípkovitě rozpadavé, lokálně prachovité jílovce mají obsahy křemene nejčastěji v rozsahu 33 až 35 % (od 26 do 37 %) a poměrně nízká konstantní množství živců (od stop do 4 %). Z jílových minerálů jsou 15–23 % zastoupeny slídové minerály a minerály skupiny montmorillonitu a ve stopách až 4% chloritový minerál. Ojediněle v několika málo procentech jsou přítomny minerály se smíšenými I-M strukturami. Přítomnost kaolinitu je nepravidelná, převážně v akcesorickém množství, jen vzácně dosahuje 1 %. Stálou složkou těchto jílovců je pyrit (do 3 %, v průměru 1–1,5 %) a organická substance. Obsahy karbonátů, zejména pak kalcitu mají značné koncentrační rozpětí (od stop do 38 %) s trendem poklesu směrem do nadloží. Dolomit (1–2 %) a převážně stopový siderit jsou přítomny pouze v některých vzorcích.

V těžké minerální frakci šedých až tmavě šedých, jemně až středně zrnitých, převážně vápenných pískovců většinou převládají opakní minerály (agregáty pyritu, řada přeměněných minerálů — slíd a Ti-minerálů, v malém množství Fe-oxidy — limonit a hematit). Z průhledných minerálů převládá zirkon, druhým nejhojněji zastoupeným minerálem je turmalín, dále rutil, granát, pyroxen, ve stopách apatit, topaz, anatas a ojediněle glaukonit.

Pelitické sedimenty byly studovány na výchozech Stanislavice, Ostravice, Krásná, Komorní Lhotka, Na Bystrém, Kunčice pod Ondřejníkem, Pindula, Hradiště, Satinský potok, Janovice, Lubno, Čeladná, Lichnov, Babí Hora, Ná-

vrší. Frýdlant, Čeladenka, Hermanův Kopec, Nová Ves, Mořkov — celkem 26 vzorků a ve vrtech Jablunkov-1, NP 818 Kunčice, NP 821 Malenovice, SV 6 Čeladná a Rožnov-1 (22 vzorků), pískovce na lokalitách Stanislavice. Ostravice, Komorní Lhotka, Na Bystrém, Babí Hora, Návrší, Hradiště, Janovice, Čeladná. Lichnov — 11 vzorků.

Veřovické vrstvy

Sazově černé, místy prachově písčité, nevápnité, často silicifikované jílovce obsahují vysoká množství křemene (od 35 do 66 %, v průměru 55–60 %). Není vyloučena přítomnost amorfních forem SiO_2 (vysoké hodnoty poměru $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ s rozsahem 4,2–8,3). Obsahy živců kolísají od stop do 6 % (s průměrem ≈ 4 %). Slídové minerály bývají zastoupeny 17 až 30 %, někdy jsou doprovázeny minerály se smíšenými I-M strukturami a téměř vždy stopami až několika procent minerálů ze skupiny montmorillonitu. Kaolinit se vyskytuje sporadicky ve stopovém množství až několika málo procent. Typickou komponentou těchto sedimentů je chlorit s koncentračním rozsahem od stop do 9 % (průměrně ≈ 5 %). Karbonáty jsou přítomny jen ojediněle v akcesorickém množství při převaze dolomitu, ev. sideritu. Pouze v horninách při bázi lhoteckých vrstev byl nalezen ve 2–3 % kalcit. Pyrit je vždy přítomen v množství od 1 do 2,5 %, v jednom vzorku byl identifikován jarosit. Stanovení těžké minerální frakce bylo provedeno u několika vzorků, ale pouze u vzorku z lokality Trojanovice bylo možné provést kvantitativní analýzu (relativně větší množství minerálů). Množství průhledných a opakních minerálů je prakticky stejné; charakteristická je asociace zirkon—grauát—rutil, v některých vzorcích turmalin, pyroxeny, apatit, Ti-minerály. Všechny minerály jsou převážně v akcesorických množstvích. Z opakních minerálů převažují Fe-oxidy, hojný je pyrit (agregáty, úlomky, pyritizované organické zbytky), ojediněle markazit.

Studované vzorky byly odebrány na lokalitách Stonávka, Trojanovice, Na Bystrém, Ondřejník, Pindula, Kunčice pod Ondřejníkem, Zubří - Pindula, Ostravice, Satinský potok, potok Čeladná, Bordovice — celkem 31 vzorků a z vrstů Oldřichovice-1, Rožnov-1 a NP 818 Kunčice (13 vzorků).

Lhotecké vrstvy

Zelenašedé, šedé proměnlivě vápnité jílovce vykazují ve vzájemném střídání variabilní zastoupení; typická je i facie jílovců skvrnitých. V jejich minerálním složení dosahuje průměrný obsah křemene 30 až 50 %, patrný je celkový trend v poklesu obsahů živců (převážně od stop do 5 %, max. 7 %). S nástupem sedimentace zelených jílovců vzrůstají průměrné obsahy slídových minerálů (30–40 %). Z ostatních jílových minerálů jsou pravidelně přítomny minerály

skupiny montmorillonitu (od stop do několika procent) a chlorit (stopy až 5 %, převážně 3 %), výjimečně se objevují minerály se smíšenými I-M strukturami (8–9 %). Přítomnost a množství kaolinitu v těchto jílovcích je značně variabilní v rozmezí od stop do několika procent (max. 5 %). Spíše na šedé jílovce jsou vázána malá množství pyritu (≈ 1 %) a nízké obsahy organické substance. Značná proměnlivost je patrna v kvantitativním zastoupení karbonátových minerálů, zejména kalcitu, v menší míře dolomitu a sideritu. Obsahy se pohybují od stop do max. 11 %.

U řady jílovců byla provedena analýza těžké minerální frakce, v níž většinou převládají opakní minerály. Ty jsou reprezentovány hlavně pyritem (agregáty; zarostlý v křemeni), Fe-oxidy (limonit, hematit), přeměny minerálů (leukoxen), tmavé pyroxeny, bílé neprůhledné sekundární minerály a výjimečně markazit. Mezi průhlednými minerály téměř vždy převládá zirkon, dále granáty, rutil, turmalín a pyroxeny. Ojediněle se akcesoricky vyskytují distén, topaz, apatit, staurolit, Ti-minerály a chlorit. Vzorek z lokality Řeka se složením průhledných minerálů liší od ostatních jílovců — jednoznačně zde převládají pyroxeny, dále granáty, amfiboly, turmalín, staurolit, zirkon, rutil, apatit, akcesoricky chlorit.

Odběry těchto sedimentů byly provedeny na lokalitách Řeka, Komorní Lhotka, Ráztoka u Frenštátu, Na Bystrém, Ondřejník, Pindula, Ostravice, Návřší, Horečky, Kopytná — 32 vzorků jílovců.

Godulské souvrství

Pestré vrstvy. — Rudohnědé a zelené jílovce těchto vrstev obsahují z klastické příměsi křemen (40–46 %), množství živců kolísá od 5 do 15 % s průměrem 7–8 %. Z jílových minerálů dominují stále slídové minerály (27–37 %), v několika procentech (max. 10 %) se většinou vyskytují minerály skupiny montmorillonitu, ojediněle i minerály se smíšenými I-M strukturami. Pravidelně je přítomen chlorit (převážně stopy), méně častý je v akcesorickém množství (několik málo procent) kaolinit. Karbonátové minerály, především kalcit jsou přítomny sporadicky v malých množstvích (do 6 %). Pyrit je ve většině jílovců ve stopách, vzácně až 2 %. V několika vzorcích rudohnědých jílovců byl zjištěn hematit. U pěti vzorků jílovců byla stanovena těžká minerální frakce. Z analýz vyplývá převaha průhledných minerálů (od 50 do 84 %), ve kterých převládají granáty, nebo granáty a zirkon jsou ve zhruba stejném množství. Rutil představuje 7 až 19 % průhledných minerálů, několika procenty je přítomen turmalín, jako akcesorie apatit, pyroxen, Ti-minerály, ojediněle distén, staurolit a glaukonit. Opakní minerály jsou zastoupeny Fe-oxidy (limonit, hematit), pyritem, ilmenitem a ojediněle magnetitem.

Světle šedé, středně až hrubě zrnité glaukonitické pískovce — tzv. ostravické, mají ve složení těžké minerální frakce převahu průhledných minerálů, v nichž

jednoznačně dominuje zirkon, dále rutil, turmalín, granát a apatit. Akcesoricky jsou přítomny pyroxeny, Ti-minerály a glaukonit, z opakních minerálů Fe-oxidy (limonit) a různé přeměny minerálů.

Studované sedimenty byly odebrány z výchozů Mazák, Komorní Lhotka, Vyšní Lhoty, Šance, Ráztoka, Na Bystrém, Zubří - Píndula, Ondřejník, Staré Zubří, Kopytná, s. svah Radhoště (31 vzorků jílovců) a 3 pískovce z lokality Mazák a Šance.

S p o d n í o d d í l. — Šedé a zelenošedé proměnlivé písčité jílovce vykazují kolísavé obsahy křemene (16–27 %), množství živců je stále zvýšené v průměru 8–10 % s max. 12 %. Přebíhající komponentou jsou slídkové minerály (35–55 %, max. 66 %) průběžně doprovázené chloritem (několik %) a stopovým až malým množstvím minerálů skupiny montmorillonitu. Výjimečná je přítomnost minerálů se smíšenými I-M strukturami a většinou stopových množství (max. 8 %) kaolinitu. Pyrit a organická substance se nachází v akcesorických koncentracích, stejně jako kalcit, dolomit a siderit.

Těžká minerální frakce modrošedých, zelenavě modrošedých a zelenošedých, jemnozrnných, místy prachovitých pískovců se skládá z 66 až 91 % průhledných minerálů. Ze tří studovaných vzorků mají dva převahu zirkonu nad granátem, zejména pískovec z lomu Vyšní Lhoty. V pískovci z potoka u Starého Zubří mají převahu granáty. Z dalších minerálů je hojně zastoupen rutil, akcesoricky až několika procenty turmalín, převážně ve stopových množstvích pyroxeny, apatit, Ti-minerály (anatas) a glaukonit. Z opakních minerálů je přítomen pyrit, oxidy Fe (limonit), nejruznější přeměny minerálů.

Jílovec z lokality Ráztoka má převahu opakních minerálů (60 %) — hlavně hematit, limonit, vzácněji magnetit. Z průhledných minerálů převládá zirkon, rutil, akcesoricky je přítomen leukoxen, turmalín, staurolit, apatit a biotit.

Jílovce jsou studovány na lokalitách Ostravice, Ráztoka, Vyšní Lhoty, Čeladná, Jablunkov, Morávka, Staré Zubří, Nytrová, Radhošť, Řeka (potok a jeho pramenná větev) — celkem 27 vzorků a na vrtech Krásná-1, Staré Hamry-1a (20 vzorků), pískovce na výchozech Ráztoka, Staré Zubří, Morávka, Ostravice, Vyšní Lhoty (5 vzorků) a z vrtu Staré Hamry-1a (4 vzorky).

S t ř e d n í o d d í l. — Jílovce těchto vrstev představují podřadnou součást středně až hrubě rytmického písčitého flyše. Obsahují 20 až 33 % křemene doprovázeného výrazným podílem živců v průměru kolem 13 %. Slídkové minerály (35–45 %) v doprovodu menšího množství chloritu (do 8 %) jsou ve výrazné převaze nad akcesorickým množstvím sporadicky se vyskytujících minerálů skupiny montmorillonitu a kaolinitu. Z dalších akcesorií bývá přítomen glaukonit (Eliáš 1970), anatas a biotit. Podobně pyrit a organická hmota se vyskytuje pouze ve stopových množstvích.

Na složení těžkých minerálů šedých, zelenošedých až šedo zelených, jmenně

a středně zrnitých glaukonických pískovců se podílejí průhledné minerály 75 ‰. Opakní minerály (25 ‰) jsou reprezentovány různými přeměnami (Ti-minerály), Fe-oxidy (limonit, hematit), pyritem a akcesoricky ilmenitem. Z průhledných minerálů zcela jednoznačně převládá zirkon a rutil, dále turmalín, granát, v malém množství apatit, Ti-minerály a akcesoricky glaukonit, chlorit a pyroxeny.

Ke studiu byly pelity odebrány z lokalit Čeladná, Ondřejník, Horní Lomná a lomu Řeka (6 vzorků) a z vrtů Krásná-1, Staré Hamry-1a (5 vzorků). Pískovce z lokalit Šance, Ráztoka, Čeladná, Nýdek, Morávka, Ondřejník, Řečice, Horní Lomná (9 vzorků) a z vrtu Staré Hamry-1a (6 vzorků).

Svrchní oddíl. — V šedých a šedozelených proměnlivě písčítých, jemně slídnatých jílovcích těchto kolísá podíl křemene od 20 do 28 ‰ a ve významných obsazích (10–11 ‰ s max. 15 ‰) byly nalezeny živce. Z jílových minerálů jsou téměř výhradně přítomny slídové minerály (32–45 ‰) v doprovodu chloritů (3–9 ‰). Zcela sporadické jsou minerály skupiny montmorillonitu, minerály se smíšenými I-M strukturami a kaolinit (s max. 7 ‰). Ve většině vzorků byla nalezena organická substance, akcesorický pyrit, z karbonátů v malém množství kalcit (do 2–3 ‰) a dolomit. Šedé až modravě šedé, jemně a středně zrnité pískovce, místy slabě vápnité, obsahují v těžké minerální frakci 44–81 ‰ průhledných minerálů. Z opakních minerálů se jedná zejména o pyrit, řadu přeměněných neprůhledných minerálů a Fe-oxidy. Kvantitativní zastoupení průhledných minerálů ve 4 studovaných vzorcích se liší. Ve vzorcích z údolí Morávky a Čeladné převládá zirkon nad granátem, dále je přítomen rutil, turmalín, Ti-minerály a akcesoricky apatit, glaukonit a chlorit. V pískovci z lomu Kněhyně je množství zirkonu a granátu téměř stejné.

Popsané soubory těžkých minerálů z celého godulského souvrství odpovídají asociacím stanoveným *Peslovou* (in *Menčík et al.* 1983) při regionálním zpracování tohoto souvrství.

Pelitické sedimenty byly odebrány na lokalitách Šance, Staré Hamry, Jablunkov, Čeladná, Morávka, Sulov, Řečice, Ostravice, Kněhyně, Horní a Dolní Lomňanka, Horní Lomná (26 vzorků) a z vrtu Staré Hamry-1a (5 vzorků), pískovce na lokalitách Čeladná, Stonávka, Řečice - Šance, Ostravice, Kněhyně, Prostřední Kněhyně a Dolní Lomná (7 vzorků) a z vrtu Staré Hamry-1a (8 vzorků).

Istebňanské vrstvy

Na složení tmavě šedých až černošedých jílovců se v klastické příměsi podílí 25 až 37 ‰ (nejčastěji 28–32 ‰) křemen a živce (v průměru 7–8 ‰ s max. 11 ‰). Obsahy slídových minerálů, které jednoznačně převažují v jílové složce,

dosahují 35–40 % (s max. 47 %), jsou stabilně doprovázeny malým množstvím kaolinitu (do 3 %) a chloritu (stopy až 5 %). V akcesorickém množství jsou přítomny minerály skupiny montmorillonitu, ojediněle minerály se smíšenými I-M strukturami. V nevápniých jílovcích převládá v karbonátovém podílu siderit (stopy až 3 %), bývá přítomen i dolomit a lokálně stopové množství kalcitu. Jílovce vykazují zvýšený obsah organické hmoty (max. 9,3 % C_{org} v jílovcích s hojným rostlinným detritem) a pyritu (od 1 do max. 8 %). Středně až hrubě zrnité světle šedé pískovce a slepencové pískovce obsahují v těžké minerální frakci 59–84 % průhledných minerálů. Z opakních minerálů se jedná o nejruznější přeměny (Ti-minerály), Fe-oxidy (limonit) a pyrit. Z průhledných minerálů výrazně převládá zirkon (viz též *Peslová in Menčík et al. 1983*), v menších množstvích rutil, turmalín, apatit, granáty, Ti-minerály, pyroxeny, chlorit a akcesoricky glaukonit. Tato minerální asociace ukazuje na převahu magmatických hornin ve zdrojové oblasti.

Studované sedimenty pocházejí z lokalit Bílá Ostravice, Horní a Dolní Bečva, Rožnovská Bečva, Horní Lomňanka, Mosty u Jablunkova, Mečůvka, Košariska, Predmier a Prašivá, Bílá, Bílý Kříž - Sulov, Visalaje, Staré Hamry — celkem 19 jílovců a 14 pískovců.

Podmenilitové souvrství

Redukční vývoj (redukční paleocén). — Tento vývoj je charakterizován facií černošedých (tmavošedých) jílovců, na jejichž složení se podílí 16–28 % křemen (v průměru 25 %) v doprovodu 3–7 % živců. V jílové složce převládají slídkové minerály (30–40 % s max. 45 %), kaolinit je méně hojný (jen výjimečně dosahuje 18–23 %). Téměř ve všech jílovcích jsou přítomny minerály skupiny montmorillonitu (od stop do 10 %), zcela ojediněle minerály se smíšenými I-M strukturami. Chlorit byl identifikován asi u poloviny vzorků pouze ve stopách. V karbonátovém podílu, který je velmi nízký, převládá siderit (až 2–4 %). Obsahy S odpovídají hojnějšímu výskytu pyritu (až do 3 %); také koncentrace organické hmoty je zvýšená. Z těžkých průhledných minerálů byly v jílovci z Horní Bečvy stanoveny granáty, zirkon a tmavá slída, z opakních akcesorický limonit a koncentrát pyritu.

Odběry vzorků byly provedeny na lokalitách Bílá Ostravice, Horní Bečva, Hrachovec, Hrádek n. Olší, Milíkov, Olešná, celkem 25 vzorků a z vrtu Jablunkov-1 (1 vzorek).

Pestrý vývoj. — Zelenošedé, šedozelené a rudohnědé jílovce tohoto vývoje obsahují křemen mezi 20 až 30 %, nejčastěji 23–25 % a značně variabilní množství živců (od několika procent do 13 %). Slídkové minerály s obsahy 30–37 % jsou stabilně doprovázeny kaolinitem (6–18 %). Sporadicky jsou

v několika procentech přítomny minerály skupiny montmorillonitu a minerály se smíšenými I-M strukturami. Chlorit se vyskytuje ve stopách až 4 % téměř ve všech vzorcích, zejména v zelených a šedozelených jílovcích. V rudohnědých jílovcích byl nalezen v množství kolem 1 % hematit. Obsah karbonátů v těchto jílovcích je obecně velmi nízký, směrem do nadloží je patrný stoupající trend. Vedle kalcitu je místy přítomen dolomit, ojediněle též siderit. Ve většině vzorků, zejména zelenošedých a šedozelených jílovců je přítomen pyrit.

Pelity těchto vrstev byly odebrány na lokalitách Jablunkov, Písek (u Jablunkova), Šance, Prostřední Ostravice, Horní Bečva, Hrádek n. Olší, Hrachovec, Bocanovice, Kopytná, Hlavice - Klokočov, celkem 31 vzorků a z vrtů Rusa-va-3, 4 (3 vzorky).

Podrohovcové vrstvy

Jsou zastoupeny dvěma vzorky z lokality Loučka u Valašského Meziříčí. Tmavě hnědošedý tabulkovitý slínovec obsahuje kolem 55 % kalcitu, 20–25 % křemene, z jílových minerálů kaolinit, v menším množství slídové minerály a kolem 1,5 % pyritu. Pod polohou slínovců byl odebrán tmavě šedý silicifikovaný břidličnatý jílovec. Na jeho složení se vedle křemene (60 %) podílí v malém množství cristobalit (≈ 1 %), živce prakticky chybí. Jílové minerály jsou zastoupeny hlavně kaolinitem (23 %) a minerály skupiny montmorillonitu, slídové minerály jsou přítomny ve velmi nízkých až stopových obsazích. Vedle kalcitu (12 %) byl v malém množství zjištěn též siderit a sádrovec; obsah pyritu se pohybuje kolem 1 %.

Menilitové souvrství

U šedohnědých nebo čokoládově hnědých jílovců proměnlivé silicifikace se uplatňuje síranové zvětrávání a tvorba sekundárního jarositu a sádrovce. Obsahy křemene se v jílovcích pohybují od 20 do 63 % (v průměru 23–28 %) podle intenzity silicifikace. Na silicifikaci jílovců se podílí také SiO_2 v amorfní formě. V některých vzorcích je ve stopách až několika procentech přítomen cristobalit. Živce buď chybějí, nebo jsou zastoupeny v obsazích od stop do několika málo procent. Slídové minerály jsou přítomny v rozsahu od 10 do 31 %, u silicifikovaných jílovců nejčastěji v množství 23–28 % a jsou doprovázeny křovinatým podílem kaolinitu (od stop do 10 % s max. 28 %). Minerály skupiny montmorillonitu jsou zastoupeny v množství do 15 %. Ve většině jílovců (≈ 70 %) byl převážně ve stopovém množství nalezen chlorit. Přítomnost karbonátových minerálů je velmi nerovnoměrná. Lokálně se vyskytuje dolomit a siderit, množství kalcitu kolísá od stop do max. 26 %. V menilitových jílovcích je typický

stabilně vyšší obsah pyritu (do 5 ‰), který odpovídá zvýšeným obsahům síry. Slínovce menilitového souvrství mají vedle kalcitu, který představuje 46–51 ‰, přítomen křemen (30–33 ‰), slídové minerály (13–15 ‰), chlorit (≈ 1 ‰), v několika procentech minerály skupiny montmorillonitu a ve stopovém množství kaolinit.

Z menilitového souvrství na lokalitě Loučka u Valašského Meziříčí byl odebrán vzorek z tufitické vložky. V minerálním složení je nejvíce zastoupen chloritový minerál (33 ‰), z jílových minerálů kaolinit (22 ‰) a minerály skupiny montmorillonitu (≈ 17 ‰). Křemen je přítomen v množství 12 ‰, kalcit 9 ‰ a dolomit kolem 3 ‰. Ve stopovém množství byl zjištěn albit a pyrit.

Sedimenty menilitového souvrství byly studovány na lokalitách Jablunkov, Písek (u Jablunkova), Šance, Rožnov p. Radhoštěm, Vitališov, Bocanovice, Loučka (celkem 30 vzorků) a z vrtu TV-7 – Štramberk a Rusava-4 (5 vzorků).

Krosněnské vrstvy

Šedé, proměnlivě písčité vápnité jílovce jsou z hlediska minerálního složení (rentgenografické analýzy) charakterizovány obsahy křemene od 25 do 30 ‰, vyšším množstvím živců v rozsahu až 15 ‰. Spolu se slídovými minerály v množství od 22 do 35 ‰ je vždy přítomen chlorit (do 9 ‰). Kaolinit se vyskytuje sporadicky jen v několika málo procentech, minerály skupiny montmorillonitu nebyly nalezeny; v karbonátovém podílu dominuje kalcit (od několika procent s max. 30 ‰), hojný, ale nepravidelně zastoupený je dolomit (od stop do 16 ‰). Siderit bývá přítomen jen ve stopách. Ve většině vzorků se vyskytuje pyrit (stopy až 1 ‰). Organická hmota se nachází zpravidla v nízkých koncentracích.

Krosněnské vrstvy, které se vyvíjejí z menilitového souvrství, obsahují ve své bazální části ještě vložky jílovců menilitového typu (menilit – krosněnské jílovce), jejichž celkový charakter odpovídá vlastnímu menilitovému souvrství (vysoké obsahy pyritu – až 5 ‰ a organické hmoty). Na rozdíl od jílovců krosněnských vrstev, mají tyto jílovce podstatně vyšší zastoupení kaolinitu v jílové frakci, zatímco slídové minerály jsou přítomny v menším množství. Chlorit se vyskytuje ve stopovém množství. Karbonátové minerály – kalcit a dolomit – jsou přítomny v proměnlivém množství (od stop do 20 ‰).

Ve vzorku vápnitého jílovce z lokality Prostřední Ostravice a šedých, modrošedých jemnozrnných vápnitých jemně slídnatých pískovců z lokalit Prostřední Ostravice, Šance a Jablunkovská brázda byla stanovena těžká minerální frakce. V jílovcí převládají opakní minerály (80 ‰), které jsou reprezentovány hlavně pyritem, jeho přeměnami a Fe-oxidy. Z průhledných minerálů jsou zastoupeny nejvíce granáty, dále zirkon, apatit, rutil, turmalín, baryt a pyroxeny.

V pískovcích jsou opakní minerály (34–75 %) zastoupeny hlavně pyritem, limonitizovanými zrny a různými přeměnami. Pískovec z lokality Šance má nejhojněji zastoupen zirkon, dále apatit, rutil, granáty, turmalín a baryt. Pískovec z Jablunkovské brázdy je charakterizován zcela jednoznačnou převahou granátu, zhruba stejně jsou zastoupeny rutil, zirkon a baryt, dále pak chlorit, Ti-minerály, turmalín, apatit, biotit a akcesoricky zoisit. Pískovec z lokality Prostřední Ostravice mají v proměnlivém množství zastoupen apatit, distén, baryt, granáty, zirkon, dále turmalín, rutil a chlorit. Podle Pešlové (*in* Menčík et al. 1983) lze charakterizovat pískovce krosněnských vrstev především vybranými soubory granátické subfacie těžkých minerálů.

Pelitické sedimenty těchto vrstev byly odebrány na lokalitách Jablunkov, Písek (u Jablunkova), Mosty u Jablunkova, potok Líska u Jablunkova, Šance, Návsí, Milíkov, Hrádek n. Olší, Prostřední Ostravice — 27 vzorků, pískovce na lokalitách Jablunkov, Písek (u Jablunkova), Šance, Návsí, potok Olše, Prostřední Ostravice — celkem 11 vzorků.

Geochemická charakteristika

Studium hlavních prvků

Při studiu zastoupení oxidů hlavních prvků ve flyšových, zejména pelitických sedimentech slezské jednotky, byly vedle průměrných obsahů sledovány i změny koncentrací oxidů těchto prvků v jednotlivých vrstvách a souvrstvích a změny poměrů vybraných vzorků. Průměrné obsahy oxidů hlavních prvků v souvrstvích a vrstvách slezské jednotky jsou uvedeny v tabulce 1 a 2.

Nejvyšší obsahy SiO_2 jsou v pelitech slezské jednotky vázány v godulském souvrství, zejména ve spodním oddílu a pestrých vrstvách, ve lhoteckých vrstvách a zvláště pak ve vrstvách veřovických, v nichž průměrný obsah $\approx 70\%$ SiO_2 je odrazem silicifikace jílovců. Nejnižší obsahy jsou ve vápnatých jílovcích krosněnských vrstev a svrchních těšínských vrstev. V celém stratigrafickém profilu slezskou jednotkou se projevuje výrazná závislost obsahů SiO_2 na podílu karbonátů (např. menilitové a těšínsko-hradištské souvrství — viz tab. 1). Ve srovnání s průměrným chemickým složením jílovců podle Shawa (1956 — 60,76 % SiO_2) a Ronova et al. (1965 — 56,19 % SiO_2) mají obsahy SiO_2 v pelitech slezské jednotky velmi variabilní charakter. Stejný obrázek z hlediska koncentrace SiO_2 vidíme ve smyslu stratigrafickém i u pískovců (tab. 2).

Obsahy Al_2O_3 ukazují od těšínsko-hradištského souvrství směrem do nadloží trend postupného vzrůstu s maximem ve středním oddílu godulského souvrství a s druhým maximem v podmenilitovém souvrství s následujícím poklesem dále do nadloží (tab. 1). V menilitovém a těšínsko-hradištském souvrství kolísají obsahy Al_2O_3 podle podílu karbonátů a z části též SiO_2 (silicifikace).

Tabulka 1

Průměrné obsahy (\bar{x}) a koncentrační rozmezí (min.—max.) oxidů

stratigrafická pozice a litologie		počet vzorků	SiO ₂ % min.—max. \bar{x}	Al ₂ O ₃ min.—max. \bar{x}	Fe ₂ O ₃ min.—max. \bar{x}	FeO min.—max. \bar{x}	oxidů Σ Fe min.—max. \bar{x}
krosněnské vrstvy — jílovec		10	41,5—50,26 45,0	11,1—17,17 12,9	0,73—2,91 1,5	1,81—3,7 3,0	3,74—6,3 4,9
menilit — krosněnské vrstvy — jílovec		2	47,3—62,8	13,0—16,07	3,3—4,25	1,0—0,88	4,33—5,2
menilitové souvrství	slínovec	1	34,10	5,32	1,89	0,16	2,1
	rohovec	1	30,22	4,03	2,17	0,35	2,5
	jílovec (silicifikované)	12	40,6—72,7 55,1	8,2—19,83 13,4	1,32—4,6 1,9	1,34—5,9 2,8	3,0—6,5 5,0
podrohovcové vrstvy — slínovec		1	21,05	7,64	1,99	0,62	2,7
podmenilitové souvrství	pestré vrstvy — jílovec	15	51,1—61,94 54,3	17,1—23,5 19,4	2,0—6,94 3,7	0,66—5,0 2,6	4,6—8,98 6,6
	redukční paleogén — jílovec	10	51,9—57,8 55,2	17,7—20,8 19,2	0,92—4,4 2,7	3,7—5,97 3,8	5,8—7,74 6,7
istebňanské vrstvy — jílovec		6	54,9—63,4 57,0	17,2—21,8 17,2	1,1—3,09 2,3	0,8—4,79 3,4	4,1—7,8 6,9
godulské souvrství	svrchní oddíl — jílovec	8	57,7—64,6 60,7	15,4—20,52 18,5	2,65—3,6 3,1	1,2—2,6 2,0	4,7—5,55 5,3
	střední oddíl — jílovec	4	53,6—64,7 58,0	16,5—22,17 20,0	3,28—4,6 3,7	1,8—3,66 2,3	5,0—6,22 6,3
	spodní oddíl — jílovec	8	54,78—65,5 61,5	16,24—22,3 17,6	2,15—4,5 3,5	1,47—3,2 2,1	4,3—6,81 5,0
	pestré vrstvy — jílovec	17	61,13—71,6 65,5	9,8—18,07 15,1	1,7—6,3 4,3	0,77—2,16 1,4	3,92—7,8 5,9
lhotecké vrstvy — jílovec		20	57,2—69,28 66,0	8,53—16,2 13,1	0,77—3,0 1,9	0,75—3,9 1,94	2,6—4,58 4,1
veřovické vrstvy — silicifikované jílovec		17	63,5—77,5 70,4	9,7—15,8 12,7	1,46—3,2 2,0	0,99—3,36 2,6	2,76—5,8 4,9

Tabulka 1

hlavních prvků (v %) v horninách slezské jednotky (výchozy)

MnO min.-max. \bar{x}	MgO min.-max. \bar{x}	CaO min.-max. \bar{x}	Na ₂ O min.-max. \bar{x}	K ₂ O min.-max. \bar{x}	CO ₂ min.-max. \bar{x}	P ₂ O ₅ min.-max. \bar{x}	H ₂ O+ min.-max.	H ₂ O- min.-max.
00,6-0,1 0,07	1,83-7,2 4,0	3,29-15,25 10,9	0,52-1,13 0,8	1,82-3,15 2,5	2,33-14,4 10,1	0,11-0,23 0,15	3,82-5,5	0,55-2,23
0,03-0,06	1,41-3,0	0,75-12,5	0,62-0,65	2,07-2,47	0,2-10,75	0,12-0,18	3,41-3,75	1,68-2,11
0,174	0,68	26,61	0,02	0,70	21,98	0,46	6,28	1,96
0,025	0,53	0,81	0,10	0,65	0,15	0,49	11,42	0,74
0,01-0,1 0,04	0,95-1,91 1,4	0,29-14,76 4,1	0,1-0,68 0,5	1,46-3,2 2,3	0,23-12,74 3,12	0,12-0,54 0,28	4,24-12,07	1,06-2,82
0,055	0,70	30,03	0,04	1,03	24,33	0,16	6,00	0,76
0,01-0,24 0,06	1,2-2,39 1,8	0,19-17,95 1,2+	0,28-0,85 0,5	1,94-3,81 2,7	0,07-13,73 1,02+	0,07-0,19 0,12	4,21-7,2	1,77-3,09
0,02-0,09 0,05	1,47-2,9 2,3	0,34-1,3 0,7	0,5-1,04 0,8	2,55-3,6 3,1	0,09-0,87 0,4	0,1-0,21 0,15	5,11-7,15	1,5-3,05
0,01-0,04 0,02	0,67-1,7 1,4	0,09-0,85 0,4	0,5-1,08 0,7	2,9-5,48 4,1	0,09-1,07 0,48	0,11-0,43 0,20	5,6-7,86	0,88-1,97
0,01-0,026 0,02	1,6-2,4 2,0	0,51-1,11 0,6	0,77-1,1 0,9	3,4-5,3 4,4	0,08-0,69 0,34	0,07-0,18 0,12	4,62-5,9	1,02-1,6
0,024-0,08 0,03	2,0-2,71 2,4	0,26-0,56 0,4	0,64-1,07 1,0	4,43-5,88 5,4	0,07-0,33 0,17	0,1-0,19 0,14	4,2-4,9	1,2-1,65
0,01-0,04 0,025	1,7-2,24 2,1	0,33-1,18 0,6	0,54-1,18 0,9	3,04-5,8 4,3	0,05-0,7 0,2	0,09-0,87 0,13+	3,3-5,68	0,89-1,9
0,01-0,15 0,035	1,42-2,38 1,8	0,11-6,33 0,68+	0,23-1,05 0,6	1,9-4,29 3,4	0,03-0,99 0,2	0,05-0,67 0,20	2,3-5,0	1,27-2,3
0,03-0,24 0,09	0,94-2,88 1,7	0,3-7,52 2,3	0,18-0,53 0,4	1,4-2,81 2,1	0,14-5,68 2,1	0,07-0,14 0,13	2,78-5,3	1,12-2,76
0,01-0,09 0,03	0,84-1,96 1,4	0,12-2,94 0,7	0,16-0,66 0,4	1,44-2,52 2,0	<0,005-1,67 0,4	0,04-0,14 0,10	3,43-6,05	1,24-2,05

Tabulka 1 (pokračování)

stratigrafická pozice a litologie		počet vzorků	SiO ₂ % min.—max. \bar{x}	Al ₂ O ₃ min.—max. \bar{x}	Fe ₂ O ₃ min.—max. \bar{x}	FeO min.—max. \bar{x}	oxidů Σ Fe min.—max. \bar{x}
těšínsko-hradištské souvrství	hradištské vrstvy — jílovce	12	40,01—62,9 52,7	7,2—18,7 13,3	1,2—4,7 2,3	0,75—2,6 1,8	3,2—5,35 4,3
	svrchní těšínské vrstvy — vápnité jílovce	5	47,49—51,51 48,9	12,7—18,5 14,7	1,53—3,1 2,2	1,35—2,1 1,8	3,0—5,23 4,2
těšínské vápence		3	12,67—26,3 20,8	1,5—6,32 3,6	0,18—0,31 0,3	0,45—1,8 1,1	0,76—2,17 1,5
spodní těšínské vrstvy — vápnité jílovce		5	25,0—38,1 31,1	6,9—11,25 8,3	1,04—2,16 1,3	0,97—2,7 1,6	2,22—4,0 3,1

Tabulka 2

Průměrné obsahy (*m*) a koncentrační rozmezí (min.—max.) oxidů

stratigrafická pozice a litologie		počet vzorků	SiO ₂ % min.—max. <i>m</i>	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Σ oxidů Fe
krosněnské vrstvy — pískovce		4	49,36—51,48 50,0	6,37—9,34 7,9	0,45—1,26 0,8	1,51—2,6 2,1	2,37—3,27 3,1
istebňanské vrstvy — pískovce		6	67,5—80,53 83,3	3,1—5,98 5,4	0,06—0,49 0,31	0,58—1,94 0,8	0,79—1,99 1,3
godulské souvrství	svrchní oddíl — pískovce	4	74,13—80,98 76,5	5,42—7,37 6,5	0,73—0,94 0,9	1,51—1,66 1,6	2,39—2,59 2,5
	střední oddíl — pískovce	5	78,42—85,15 79,9	5,28—9,43 7,7	0,73—2,0 1,23	1,4—2,52 1,8	2,13—3,68 3,2
	spodní oddíl — pískovce	3	80,31—89,77 83,0	2,9—8,04 6,7	0,88—1,7 1,1	0,72—2,4 1,1	1,8—3,33 2,3
	pestré godulské vrstvy — pískovce	1	82,28	2,15	0,05	0,52	0,6
těšínsko-hradištské souvrství	hradištské vrstvy — pískovce	5	49,9—89,19 68,5	1,21—6,08 3,9	0,56—1,8 1,3	0,79—2,16 1,2	1,67—3,8 2,5
	těšínské vrstvy — silně vápnité pískovce	2	42,8—47,67	2,77—4,0	0,59—0,96	1,42—1,44	2,2—2,6

Tabulka 1

MnO min.—max. \bar{x}	MgO min.—max. \bar{x}	CaO min.—max. \bar{x}	Na ₂ O min.—max. \bar{x}	K ₂ O min.—max. \bar{x}	CO ₂ min.—max. \bar{x}	P ₂ O ₅ min.—max. \bar{x}	H ₂ O+ min.—max.	H ₂ O— min.—max.
0,01—0,11 0,06	0,87—2,1 1,4	1,44—22,4 11,0	0,18—0,57 0,4	0,97—2,75 2,0	1,4—18,39 8,0	0,05—0,24 0,13	3,02—7,16	0,98—2,5
0,01—0,1 0,05	1,3—2,0 1,7	6,98—13,48 10,8	0,3—0,63 0,5	1,96—2,59 2,2	5,04—10,12 8,1	0,15—0,38 0,24	3,36—6,75	1,51—2,4
0,06—0,11 0,08	0,70—1,44 1,0	32,46—45,47 38,7	0,16—0,33 0,2	0,32—1,08 0,6	26,03—36,27 31,0	0,11—0,16 0,14	0,34—1,8	0,25—0,55
0,01—0,04 0,026	1,0—2,53 1,5	19,11—32,9 25,2	0,35—0,73 0,6	1,08—2,11 1,5	15,93—25,7 20,3	0,46—0,89 0,67	1,42—2,66	0,49—1,26

Tabulka 2

hlavních prvků v horninách slezské jednotky (pískovce — výchozy)

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O—
0,046—0,1 0,06	3,98—4,51 4,3	12,26—16,09 14,7	0,92—1,43 1,2	0,9—1,48 1,2	14,01—16,9 15,7	0,11—0,18 0,15	0,65—0,82	0,11—0,33
0,006—0,23 0,01	0,23—3,8 0,5+	0,07—9,78 0,4+	0,33—0,67 0,5	1,05—2,1 1,4	0,09—10,8 0,3+	0,02—0,05 0,04	0,98—1,97	0,08—0,37
0,027—0,06 0,04	0,61—0,89 0,8	2,52—7,34 5,4	1,06—1,49 1,2	0,59—1,73 1,1	2,58—5,91 4,1	0,09—0,15 0,12	0,49—0,79	0,11—0,33
0,01—0,03 0,02	0,63—1,07 0,9	0,47—3,5 1,3	1,07—1,33 1,2	1,18—2,45 2,1	0,53—2,57 0,9	0,11—0,35 0,14	1,28—2,03	0,09—0,42
0,01—0,02 0,02	0,40—1,11 0,8	0,77—1,34 1,0	0,44—1,1 0,6	0,73—2,09 1,8	0,06—0,78	0,1—0,44 0,18	1,04—2,04	0,17—0,43
0,01	0,26	7,48	0,3	0,66	5,75	0,16	0,34	0,18
0,40—0,15 0,07	0,37—1,7 1,0	3,16—15,27 9,9	0,2—0,69 0,4	0,13—0,85 0,4	2,18—12,91 8,8	0,04—0,14 0,135	0,09—1,75	0,04—0,38
0,05	0,68—0,75	23,4—27,3	0,12—0,39	0,31—0,61	18,5—19,88	0,09—0,26	0,85—0,89	0,29—0,47

Obsahy Al_2O_3 v pískovcích krosněnských vrstev a svrchního až spodního oddílu godulského souvrství jsou velmi blízké, směrem do podloží (pestré godulské vrstvy až svrchní těšínské vrstvy) jsou koncentrace Al_2O_3 podstatně nižší (snížené obsahy živců).

Z poměru $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, který podle K u k a l a (1962) indikuje při hodnotě nad 3 podíl klastického křemene, event. jiných forem SiO_2 nad 25 %, vyplývá, že zvýšené obsahy klastického křemene jsou vázány na spodní část godulského souvrství, lhotecké vrstvy a těšínské vápence, v menilitovém souvrství a veřovických vrstvách jsou zvýšené hodnoty tohoto poměru projevem silicifikace těchto sedimentů. Nejnížší obsahy klastického křemene (nejnížší hodnoty poměru) jsou přítomny v jílovcích podmenilitového souvrství.

Vedle klastického křemene byl v horninách menilitového souvrství a v podrohovcových vrstvách zjištěn cristobalit ve stopovém množství až několika málo procentech. Přítomnost SiO_2 ve formě cristobalitu, který podle G u c w y (1966, G u c w a - Š l a c z k a 1972) vzniká v době rozpadu kyselých vulkanických skel, vytváří dobré podmínky pro rozvoj křemičitých organismů. Vedle těchto dvou forem SiO_2 není vyloučena přítomnost ještě amorfni formy SiO_2 — opál nebo chalcedon.

Poměr $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$, který podle P e t t i j o h n a (1957) vyjadřuje stupeň chemické zralosti pelitických sedimentů (u chemicky nejzralejších může dosáhnout hodnoty 125), ukazuje na celkově nízkou zralost hornin slezské jednotky. Relativně nejzralejší jsou horniny menilitového souvrství, podrohovcových vrstev a podmenilitových vrstev. O něco nižší chemickou zralost mají jílovce veřovických a lhoteckých vrstev. Prakticky nezralé jsou jílovce krosněnských vrstev a godulského souvrství.

Nejvyšší koncentrace železa jsou vázány na podmenilitové souvrství. Celkový trend je vzrůst množství železa od podloží do nadloží s maximem v podmenilitovém souvrství a pak jeho obsah opět klesá. Z tabulky 1 je patrná zřetelná převaha Fe_2O_3 nad FeO v jílovcích pestrých vrstev godulského souvrství a pestrých jílovcích podmenilitových vrstev. Převaha FeO ukazuje na výrazně redukční charakter sedimentačního prostředí spodních těšínských vrstev, veřovických a lhoteckých vrstev, redukčního paleocénu, menilitových a krosněnských jílovců. Železo je v těchto sedimentech vázáno na pyrit a produkty jeho rozpadu v procesu zvětrávání (Fe-oxidy, v menilitovém souvrství též jarosit). Vazba na jílové minerály, především chlorit a montmorillonit je pravděpodobně diadochická. Z poměrů $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$ a $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$, z obsahů CO_2 a z mineralogického složení vyplývá, že část železa ve spodní části těšínsko-hradišského souvrství, ve veřovických, istebňanských a redukčních jílovcích je vázána v karbonátové formě, v pestrých godulských vrstvách na Fe-oxidy (hematit, limonit), v podrohovcových vrstvách a menilitovém souvrství na pyrit, Fe-oxidy (hlavně limonit) a jarosit. Průměrné sumě obsahů oxidů Fe^{II} a Fe^{III} , které udává S h a w (1956) — 6,38 %, se blíží obsahy v podmenilitovém souvrství.

Nejvyšší obsahy železa byly nalezeny v krosněnských a godulských pískovcích, nejnižší v ístebňanských pískovcích a pískovci z pestrých godulských vrstev. Ve všech pískovcích (z vrtů i z výchozů) převládá FeO nad Fe₂O₃.

Mangan byl zjištěn v nejvyšší koncentraci ve slínovci menilitového souvrství (0,174 % MnO), dále v lhoteckých vrstvách a těšínských vápencích, minimální množství MnO je přítomno v godulském souvrství, ístebňanských vrstvách, veřovických a spodních těšínských vrstvách (ve vzorcích z vrtů mají veřovické jílovce podstatně vyšší obsah MnO — 0,076 %). Na rozdíl od železa jsou obsahy manganu ve vzorcích z výchozů v důsledku zvěřávacích procesů nižší než ve vzorcích z vrtů. Vzhledem k průměrným obsahům, uváděným R o n o v e m et al. (1965) — 0,06 % MnO, jsou manganem výrazně chudší ístebňanské, godulské a spodnotěšínské jílovce. Podobný trend koncentrace manganu z hlediska stratigrafie vykazují i pískovce slezské jednotky (tab. 2).

Koncentrace Na₂O vykazují ve stratigrafickém profilu slezské jednotky sinusoidní charakter s trendem poklesu od spodních těšínských po lhotecké vrstvy. S nástupem sedimentace godulského souvrství — pestrých godulských vrstev — vzrůstají obsahy Na₂O s maximem v jílovcích středního oddílu, odkud nastává směrem do nadloží opět pokles až do menilitového souvrství, v menilit-krosněnských vrstvách množství Na₂O znovu vzrůstá. Obsahy K₂O plynule stoupají od spodních těšínských vrstev s maximem ve středním oddílu godulského souvrství, odtud směrem do nadloží klesají se slabým vzrůstem v krosněnských vrstvách. Zjištěné obsahy alkálií a hodnoty poměru K₂O/Na₂O odpovídají vzrůstu množství slídových minerálů (zejména minerálů skupiny illitu) ve spodních těšínských, veřovických a lhoteckých vrstvách a godulském souvrství a zvýšenému podílu živeců, zejména plagioklasů v jílovcích godulského souvrství, ístebňanských vrstvách, redukčním paleocénu a krosněnských vrstvách.

Průměrné množství P₂O₅ se pohybuje v jednotlivých členech slezské jednotky od 0,10 do 0,67 % s maximem ve spodních těšínských vrstvách. Obsahy fosforu v těchto horninách jsou vzhledem k průměrným hodnotám, uváděným R o n o v e m et al. (1965) — 0,13 % P₂O₅, zvýšené. Z poměru (FeO + Fe₂O₃)/P₂O₅ vyplývá určité obohacení fosforem vzhledem k železu v menilitovém souvrství a v těšínských vrstvách. Toto obohacení koreluje se zvýšenými obsahy organické hmoty. Uvedená zjištění vybízejí k předpokladu, že fosfor v horninách menilitového souvrství a těšínských vrstev je s největší pravděpodobností převážně organického původu. Obsahy fosforu v pískovcích se pohybují od 0,04 do 0,26 % P₂O₅ s maximálním množstvím v pískovcích těšínsko-hradištského souvrství (pravděpodobně i možnost vlivu těšínského vulkanismu).

V obsazích CaO se v profilu slezské jednotky projevuje výrazná variabilita s maximálními koncentracemi ve spodních těšínských vrstvách, podrohovecových vrstvách, slínovcích menilitového souvrství a v krosněnských vrstvách, s minimem v jílovcích godulského souvrství (zejména ve středním oddílu), ístebňanských a redukčních vrstev.

Tabulka 3

Průměrné obsahy (v ppm), směrodatné odchytky a koncentrační rozmezí
 (\bar{x} — aritm. průměr, m — medián, x_g — geometrický průměr, s , s_g — aritm.

stratigrafická pozice a litologie	počet vzorků	Ag			As			
		\bar{x} m x_g	s s_g	min.—max. V %				
krosněnské vrstvy — jílovce	27	0,14 0,10 0,08	0,27 3,23	<0,06—1,3 195,1	11 8 8	9,8 2,3	<5—41 86,5	
krosněnsko-meniilitové vrstvy — jílovce	5			<0,06	15		9—25	
meniilitové souvrství	slínovec			<0,06			9	
	jílovce a silicifikované jílovce	25	0,29 0,10 0,11	0,56 3,7	<0,06—2,3 193,2	22 25 18	12,5 2,4	<5—39 57,6
	rohovec	1		<0,06			18	
	tufit	1		<0,06			24	
podrohovecové vrstvy — jílovce	2			<0,06			9—12	
podmeniilitové souvrství	pestré vrstvy — jílovce	31	0,22 0,10 0,09	0,36 3,96	<0,06—1,9 163,0	8 5 5	6,6 2,5	<5—22 84,6
	redukční paleocén — jílovce	25	0,18 0,12 0,10	0,21 3,19	<0,06—0,9 116,4	15 15 13	6,9 1,9	<5—26 45,0
istebňánské vrstvy — jílovce	19	0,11 0,1 0,07	0,1 2,6	<0,06—0,5 91,1	18 18 17	7,1 1,4	9—40 39,1	
godulské souvrství	svrchní oddíl — jílovce	26	0,36 0,12 0,13	0,6 4,0	<0,06—2,9 186,1	10 9 7	6,2 2,1	<5—25 63,9
	střední oddíl — jílovce	6	0,15 0,12	0,12	<0,06—0,4 80,1	17 12	15,6	<5—39 88,6
	spodní oddíl — jílovce	27	0,09 0,10 0,07	0,05 2,4	<0,06—0,2 55,5	9 8 6	6,2 2,3	<5—23 71,2
	pestré vrstvy — jílovce	31	0,09 0,02 0,06	0,12 2,9	<0,06—0,6 133,2	4 3 4	4,0 1,9	<5—17 105,2

Tabulka 3

(minimum—maximum) sledovaných stopových prvků v horninách slezské jednotky
a geometr. směrodatná odchylka, $V\%$ — koeficient variace, st — stopy)

B			Be			Ba			Co		
78	61,4	15—206	2	1,5	1—4	365	93	212—610	14	7,3	5—34
59	2,3	78,7	2		66	351	1,3	25,4	12	1,6	52,5
58						355			12		
89		57—140	—			397		375—427	12		6—16
		29	—					213			5
92	44,5	24—160	6	2,1	4—9	360	144	150—930	15	9,3	<5—34
87	1,7	48,3	6		32,3	361	1,4	40,0	16	2,4	62,0
80						359			11		
		32	—					269			<5
		31	—					529			26
		60—106	—					219—339			5—22
101	21,2	70—140	11	3,8	7—14	513	115	270—770	17	6,6	5—37
96	1,2	21,0	10		33,6	519	1,3	23,0	17	1,5	37,9
99						500			18		
130	24,1	92—170	6	1,7	5—9	514	79	379—720	19	6,4	5—31
129	1,2	18,5	6		26,1	508	1,2	16,0	20	1,6	34,2
127			4			509			17		
107	14,6	90—125	—			525	117,1	280—721	18	9,3	5—44
106		14,0				478	1,3	22,7	15	1,7	58,0
						512			14		
120	45,0	83—191	5	1,1	4—6	531	121	268—760	14	5,4	5—29
100		37,5	4		23,4	532	1,3	22,7	13	1,5	37,7
						517			14		
186	5,6	182—190	—			639	49	562—898	20	6,5	14—31
185		3,0				661		7,8	17		32,9
136	51,9	75—250	5	0,6	5—6	512	95	305—700	16	4,4	8—27
115	1,4	38,1	5		11,3	512	1,2	18,5	17	1,3	26,8
127						504			16		
158	39,6	106—230	6	1,7	4—9	390	70	268—520	17	4,5	7—27
157	1,2	25,0	5		30,9	407	1,2	18,0	18	1,3	25,4
154						384			17		

Tabulka 3 (pokračování)

stratigrafická pozice a litologie		počet vzorků	Ag			As		
			\bar{x} m \bar{x}_g	s g	min.—max. V %			
lhotecké vrstvy — jílovce		32	0,31 0,16 0,16	0,4 3,4	<0,06—1,9 129,0	4 3 3	2,8 1,9	<5—10 75,3
veřovické vrstvy — jílovce		31	0,63 0,35 0,38	0,6 1,2	<0,06—2,8 104,4	6 5 4	6,4 2,6	<5—22 101,1
těšínsko-hradištské souvrství	hradištské vrstvy — vápnnité jílovce	26	0,59 0,17 0,16	1,0 5,7	<0,06—4,0 167,0	4 4 4	5,4 2,0	<5—27 142,0
	svrchní těšínské vrstvy — vápnnité jílovce	26	0,23 0,11 0,17	0,22 2,0	0,1—0,9 95,3	11 9 8	8,1 2,5	<5—26 71,2
těšínské vápence		8	0,14 0,11	0,1	<0,06—0,32 71,0	4 5	5,3	<5—17 135,0
spodní těšínské vrstvy — vápnnité jílovce		30	0,18 0,12 0,13	0,2 2,1	<0,06—0,8 88,8	3 3 3	2,2 1,7	<5—12 64,7

Obsahy MgO jsou ve spodní části slezské jednotky poměrně konstantní, slabě vzrůstají v godulském souvrství a redukčním paleocénu; s nástupem sedimentace krosněnských vrstev dosahují svého maxima — 4 % MgO. Ve srovnání s průměrnými hodnotami, které uvádějí Shaw (1956 — 2,49 % MgO a Ronov et al. (1965) — 2,44 % MgO, mají sedimenty převážně části slezské jednotky obsahy hořčíku nižší (viz tab. 1, 2). Z poměrů MgO/Al₂O₃, CaO/Al₂O₃, CaO/MgO, podložených výsledky rentgenografické analýzy vyplývá, že část hořčíku je v jílovcích spodních těšínských vrstev, lhoteckých vrstev, spodní části godulského souvrství, redukčním paleocénu, menilitovém souvrství, a hlavně v krosněnských vrstvách, vázána v karbonátovém podílu ve formě dolomitu. V hradištských, veřovických, lhoteckých, pestrých godulských a istebňanských vrstvách je hořčík vázán na minerály skupiny montmorillonitu a chloritu, v godulském souvrství na chloritové minerály a v horninách redukčního paleocénu, podrohovecových vrstev a menilitového souvrství na minerály skupiny montmorillonitu (dobře souhlasí s rentgenografickými analýzami a obsahy H₂O⁺).

Také v pískovcích slezské jednotky jsou nejvyšší obsahy hořčíku, podobně jako v jílovcích, vázány v krosněnských vrstvách (4,3 % MgO).

Tabulka 3

B			Be			Ba			Co		
160	37,9	95-220	3	0,9	2-5	425	163	189-991	16	4,8	8-25
170	1,3	23,6	3		24,2	380	1,4	38,4	16	1,4	30,0
155						400			15		
134	40,0	70-190	3	0,9	2-5	450	133	200-797	11	4,0	5-20
125	1,3	29,8	3		26,4	426	1,3	20,4	11	1,5	36,0
129						433			10		
152	59,2	80-240	4	1,4	2-6	277	128	130-560	14	4,7	5-23
150	1,5	38,9	3		36,8	226	1,6	46,3	13	1,4	33,8
141						252			13		
206	45,0	134-282	5	2,5	3-8	197	56	100-371	11	3,4	6-20
196	1,2	21,8	5		47,1	192	1,3	28,4	11	1,4	30,0
201			3			190			11		
-			-			101	40	60-166	11	10,4	<5-34
						90		39,6	7		91,2
142	61,6	77-265				147	37	92-270	5	3,1	<5-11
121		43,3				140	1,3	25,1	5	2,0	60,7
						143			5		

Koncentrace, distribuce a korelační vztahy stopových prvků

Průměrné obsahy a koncentrační rozpětí sledovaných stopových prvků v sedimentech slezské jednotky jsou uvedeny v tabulkách 3 a 4 a obrázcích 1, 2.

Koncentrace stříbra dosahují maximálních hodnot v horninách veřovických vrstev, o něco nižší jsou v jílovcích hradištských vrstev. Slabé zvýšení vzhledem ke klarkové hodnotě — 0,1 ppm (K r a f t et al. 1969) lze pozorovat v jílovcích menilitového souvrství, svrchního oddílu godulských vrstev a lhoteckých vrstev. Zvýšené obsahy Ag v hradištských a veřovických vrstvách mohou být kladně ovlivněny redukčním charakterem sedimentačního prostředí, event. zvýšeným přínosem prvků (vedle Ag též Cu a Mo) pravděpodobně uvolňovanými při harmyrolýze pyroklastického materiálu, provázejícího těšínitový vulkanismus. Také v pískovcích jsou nejvyšší obsahy Ag vázány v hradištských vrstvách. Stříbro bývá v pozitivní korelaci nejčastěji s As, Mo, Sn, Pb, S, někdy s Cu.

Arzén v sedimentech slezské jednotky se s výjimkou menilitového souvrství (21,7 ppm) blíží spodní hranici klarkového rozpětí (13-65 ppm — K r a f t et al. 1969) nebo jsou jeho obsahy nižší. Zeela deficitní jsou koncentrace As ve spodních těšínských vrstvách, hradištských, lhoteckých a pestrých godulských vrstvách.

Obsahy beryllia dosahují maximálních hodnot v pestrých jílovcích podmenili-

Tabulka 3 (pokračování)

stratigrafická pozice a litologie		počet vzorků	Cr			Cu		
			\bar{x} m \bar{x} g	s g	min.—max. V %			
krosněnské vrstvy — jílovec		27	100 95 98	24,3 1,3	64—167 24,2	39 34 36	20,1 1,6	20—106 50,8
krosněnsko-menilitové vrstvy — jílovec		5	127		115—150	42		32—59
menilitové souvrství	slínovec	1			31			43
	jílovec a silicifikované jílovec	25	120 129 116	32,4 1,3	60—204 26,8	61 59 56	25,1 1,5	20—101 40,9
	rohovec	1			34			36
	tufit	1			110			43
podrohovcové vrstvy — jílovec		2			60—122			59—94
podmenilitové souvrství	pestré vrstvy — jílovec	31	118 114 115	28,9 1,3	57—193 24,5	51 48 49	17,7 1,4	28—100 34,1
	redukční paleocén — jílovec	25	126 120 123	32,2 1,2	91—227 25,5	45 43 44	13,5 1,3	28—78 29,7
istebňanské vrstvy — jílovec		19	107 106 106	18,9 1,2	81—153 17,6	33 34 31	10,9 1,5	11—47 33,0
gotalské souvrství	svrchní oddíl — jílovec	26	103 106 100	25,6 1,3	43—157 24,9	43 39 41	23,2 1,4	17—148 52,9
	střední oddíl — jílovec	6	117 116	26,0	82—145 22,1	58 56	10,2	49—76 17,3
	spodní oddíl — jílovec	27	108 109 107	17,9 1,2	70—144 16,5	42 41 40	10,5 1,3	20—68 25,0
	pestré vrstvy — jílovec	31	88 83 85	29,2 1,4	44—158 33,1	51 48 47	25,5 1,5	20—154 50,0
lhotecké vrstvy — jílovec		32	70 66 68	20,5 1,3	39—116 29,2	69 65 65	29,9 1,5	27—168 43,0
veřovické vrstvy — jílovec		31	73 75 72	15,8 1,3	40—98 21,6	156 119 123	105,8 2,0	44—382 67,7

Tabulka 3

Ga			Mo			Nb			Ni		
13	14,4	1-72	6	9,6	<1-37	10	3,4	5-17	80	22,3	30-126
9	2,4	106,2	2	3,9	160,0	9	1,4	34,6	54	1,4	36,6
9			3			9			57		
11		6-18	10		4-17	13		7-17	67		52-82
		3			3			8			36
22	13,1	6-64	25	23,1	4-101	14	4,4	6-24	71	33,2	26-159
19	1,7	57,9	16	2,5	95,2	14	1,4	30,7	69	1,6	46,4
19			18			13			65		
		5			15			<5			18
		13			20			9			80
		2-26			2-7			9-14			57-60
50	50,4	7-200	3	2,7	<1-11	15	3,9	5-23	59	19,9	34-125
32	2,3	99,0	2	2,6	83,3	16	1,4	25,4	56	1,4	33,2
38			2			15			56		
56	48,2	12-180	3	1,8	<1-7	17	3,2	10-21	62	14,7	35-69
52	2,1	86,2	3	2,6	64,2	17	1,2	19,1	65	1,3	23,6
42			2			18			60		
38	30,4	9-115	2	1,9	<1-7	17	4,6	8-24	48	14,0	26-73
23	2,2	79,7	2	2,7	90,4	17	1,4	28,9	48	1,4	29,2
29			1			15			46		
39	28,4	7-113	3	3,3	<1-14	16	2,7	9-21	47	8,4	28-59
26	2,0	72,8	2	3,3	122,1	17	1,2	16,1	49	1,2	17,8
31			1			16			46		
32	10,2	14-41	1	1,4	<1-4	17	4,0	12-22	50	5,9	45-62
34		31,6	1		102,3	17		23,1	40		11,7
22	13,7	10-74	1	1,2	<1-4	14	3,2	9-22	49	7,5	39-69
19	1,6	62,5	1	2,4	101,0	14	1,2	21,9	48	1,2	15,2
19			1			14			48		
14	5,8	3-29	2	1,6	<1-6	12	5,1	5-32	51	11,8	33-76
13	1,7	41,7	1	2,4	84,1	12	1,5	41,4	50	1,3	23,1
13			1			11			50		
20	19,7	2-81	3	2,1	<1-9	11	4,5	<5-24	54	13,4	33-85
10	2,3	97,5	3	2,2	64,5	11	1,6	39,8	54	1,3	24,6
14			2			10			53		
20	17,6	1-68	5	3,1	<1-15	11	3,7	5-20	60	20,7	25-102
15	2,4	85,8	5	2,1	58,4	11	1,4	33,0	53	1,4	34,5
15			4			10			57		

Tabulka 3 (pokračování)

stratigrafická pozice a litologie		počet vzorků	Cr			Cu		
			\bar{x} m	s	min.—max. V %	\bar{x} g	\bar{x} g	min.—max.
těšínsko-hradištské souvrství	hradištské vrstvy — vápnité jílovce	26	76	25,5	37—136	75	49,3	14—203
			75	1,4	33,5	74	2,0	65,7
			73			61		
těšínské souvrství	svrchní těšínské vrstvy — vápnité jílovce	26	110	24,5	65—163	39	18,3	18—92
			103	1,2	22,2	34	1,5	46,3
			107			36		
těšínské vápence		8	43	24,5	20—87	52	24,4	25—90
			37		57,0	44		46,9
spodní těšínské vrstvy — vápnité jílovce		30	101	23,8	54—143	22	13,3	5—61
			105	1,3	23,5	17	1,8	61,5
			98			18		

ových vrstev, které představují téměř čtyřnásobek klarkové hodnoty 3 ppm (Kraft et al. 1969). Minimální obsahy jsou vázány na jílovce hradištských až veřovických vrstev.

Obsahy barya vykazují v pelitech slezské jednotky nepřímou závislost na obsazích CaO; se vzrůstem CaO klesá množství Ba. Tento vztah se projevuje často negativní korelací se Sr, zejména ve spodní části slezské jednotky (těšínsko-hradištské souvrství, spodní těšínské vrstvy). Nejvyšší obsahy Ba byly nalezeny v jílovcích podmenilitového souvrství, v jílovcích a pískovcích istebňanských vrstev a spodním až svrchním oddílu godulského souvrství s maximem ve středním oddílu. Tyto nejvyšší koncentrace dobře korelují (s výjimkou menilitového souvrství) se zvýšenými obsahy K₂O (s maximem také ve středním oddílu godulského souvrství). Tato skutečnost dovoluje předpokládat přítomnost alespoň části Ba v draselných minerálech (obr. 3, 5), zejména v minerálech skupiny illitu (Nicholls - Loring 1962, Rankama - Sahama 1950). Ve veřovických vrstvách a těšínsko-hradištském souvrství je Ba ve významné pozitivní korelaci s uranem.

Ve střední části slezské jednotky (godulské souvrství, istebňanské vrstvy a podmenilitové souvrství) sledují obsahy kobaltu do určité míry obsahy Ni. Nejvyšší koncentrace Co byly zjištěny v jílovcích středního oddílu godulských vrstev a podmenilitového souvrství, které se blíží klarkové hodnotě 20 ppm (Kraft et al. 1969). Pokles v obsazích Co lze sledovat jednak od podmenilitových vrstev směrem do podloží, jednak od lhoteckých vrstev směrem do podloží (s výjimkou pískovců svrchních těšínských vrstev). Forma vazby kobaltu v pelitech je v podstatě obdobná jako u niklu (Wedepohl 1960, Hirst 1962,

Tabulka 3

Ga			Mo			Nb			Ni		
24			4	2,4	<1-10	12	3,7	5-18	65	22,8	28-119
17	23,9	1-96	4	2,0	52,1	12			62	1,4	35,0
15	2,9	99,1	4			11	1,4	31,6	61		
18			5	5,6	<1-25	14	3,7	5-19	53	14,1	30-84
15	10,4	5-43	3	3,4	105,3	14	1,4	27,4	54	1,3	26,6
16	1,8	57,7	3			13			52		
6			8	11,7	<1-30	4	3,9	<5-13	49	24,5	
3	6,8	1-20	3		137,1	3		102,0	45		50,0
		113,0									
5			1	1,0	<1-5	6	4,3	<5-23	41	11,5	18-63
4	5,5	1-24	1	2,1	111,0	6	2,0	69,3	42	1,4	28,0
4	2,1	98,2	1			5			40		

Gucwa 1973). K. H. Wedepohl předpokládá dva hlavní zdroje kobaltu — klastické jílové minerály a vulkanický materiál.

Nejvyšší obsahy niklu byly zjištěny v jílových menilitového souvrství, veřovických a hradišských vrstev (vzorky jak z výchozů, tak z vrtů), redukčního paleocénu u vzorků z povrchových výchozů a ve svrchním oddílu godulského souvrství u vzorků odebraných z vrtů. V sedimentech godulského souvrství a veřovických vrstvách jsou obsahy Ni ve vzorcích z vrtů obecně trochu vyšší než ve vzorcích z povrchových výchozů. Naopak v sedimentech spodních a svrchních těšinských vrstev, podmenilitového souvrství a krosněnských vrstev je situace zcela opačná. V pískovcích je Ni nejvíce koncentrován v krosněnských a svrchních těšinských vrstvách. Nikl se v recentních pelagických sedimentech vyskytuje v koloidní frakci (Goldberg - Arrhenius 1958). Určitý podíl niklu je vázán na jílové minerály, Fe-oxidické minerály, event. v sulfidech. Krauskopf (1956) zdůrazňuje význam organických reakcí jako kontrolního faktoru při vysrážení Ni z mořské vody. Nikl hraje také určitou úlohu v procesech fotosyntézy (možnost vazby v metaloorganických komplexech). V menilitovém souvrství převaha Fe^{II} — vysoké obsahy pyritu a nepřítomnost hematitu — prakticky vylučuje vazbu niklu na Fe-oxidické minerály (významnou v pestrých jílových podmenilitových vrstev a pestrých godulských vrstvách), navíc přistupuje možnost vazby ve formě metaloorganických sloučenin a sorpce na organickou hmotu. Nikl bývá v pozitivní korelaci zejména s Zn, Co, V, Cr, Cu a S. V menilitových jílových má vysokou korelaci především se S, V, Mo, Cu, Zn, Co a As.

Variace poměru Ni/Co indikují podle Wedepohla (1960), Vinogra-

Tabulka 3 (pokračování)

stratigrafická pozice a litologie	počet vzorků	Pb			Rb				
		\bar{x}_m	s_g	min.-max. V %					
krosněnské vrstvy - jílovec	27	20			112				
		21	8,3	5-38	109	22,6	88-195		
		19	1,6	40,4	111	1,2	20,1		
krosněnsko-menlitové vrstvy- jílovec		5	18	9-31	113		100-127		
menlitové souvrství	slínovec		1	<5			19		
	jílovec a silicifikované jílovec	25	23			119			
			21	8,0	9-40	121	34,8	52-181	
			22	1,4	34,3	114	1,4	29,3	
	rohovec		1		<5			21	
tufit		1		22			42		
podrohovcové vrstvy - jílovec		2		6-30			41-94		
podmenlitové souvrství	pestré vrstvy - jílovec		31	23	7,4	5-43	164	39,1	76-253
		22		1,5	30,9	164	1,3	23,8	
		22				159			
redukční paleocén - jílovec		25	22	5,7	10-39	183	27,9	77-218	
	22		1,3	25,5	186	1,2	15,2		
	22				181				
istebňanské vrstvy - jílovec		19	24	7,6	13-42	178	37,1	110-275	
	23		1,3	31,0	179	1,2	20,9		
	23				175				
godulské souvrství	svrchní oddíl - jílovec		26	19	5,4	5-33	194	36,3	95-244
		20		1,4	27,6	198	1,3	18,7	
		19				191			
	střední oddíl - jílovec		6	17	6,2	5-22	264	25,3	214-281
	20			35,8	273		9,6		
spodní oddíl - jílovec		27	18	7,5	5-31	193	44,3	110-283	
	20		1,7	40,1	195	1,3	22,3		
	17				188				
pestré vrstvy - jílovec		31	21	9,1	6-48	153	31,5	98-200	
	19		1,6	43,5	158	1,3	20,5		
	19				150				
lhotecké vrstvy - jílovec		32	26	9,0	14-50	97	22,6	50-135	
	23		1,4	33,8	104	1,3	23,2		
	25				94				
veřovické vrstvy - jílovec		31	24	11,5	9-69	83	16,9	53-114	
	21		1,5	47,1	81	1,2	20,3		
	23				82				
těšínsko-bradišské souvrství	bradišské vrstvy - vápnité jílovec		26	24	12,2	12-71	97	18,3	62-125
		20		1,5	50,2	99	1,2	18,8	
		22				95			
svrchní těšínské vrstvy - vápnité jílovec		26	15	6,6	6-33	93	15,8	68-129	
	15		1,5	44,0	92	1,2	17,0		
	14				92				
těšínské vápence		8	15	8,2	5-28	33	31,9	5-89	
	16			54,6	27		96,6		
spodní těšínské vrstvy - vápnité jílovec		30	7	6,1	5-20	54	17,0	34-108	
	5		2,4	84,7	52	1,3	31,4		
	5				53				

Tabulka 3

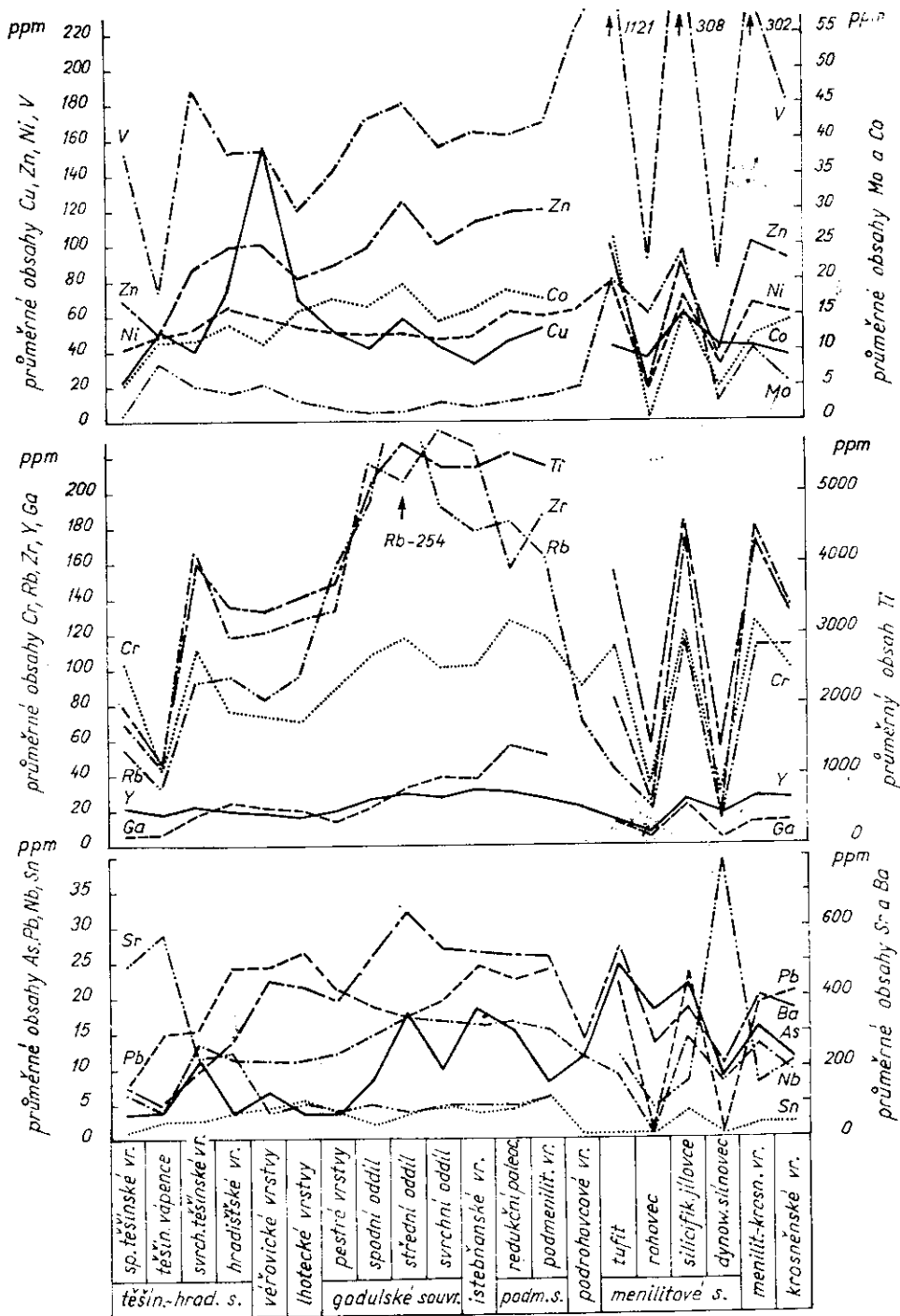
S	Sb	Sn	Sr	Th				
6 940 4 520 4 723	6 164 2,8 88,8	200-25 800	2 1 1	1,7 1-6 1,4 87,8	2 1 1	2,5 1-10 2,8 131,1	210 135 94-882 170 1,6 64,2 188	9,2 1,8 6,7-12,9 9,3 1,4 19,5 6,0
330	100-700 3 900	3	1,7-4 1	2	<1-3 <1	152 782	85-213	10,1 3,5
11 128 7 300 4 918	9 743 5,3 87,5	200-28 500	1 1 1	1,0 1-1 2,4 69,8	4 3 3	3,3 1-11 2,9 86,8	158 134 60-525 94 1,9 84,8 123	8,4 2,8 2,1-13,0 8,8 33,3
	3 800 8 100		<1 2,7		<1 <1	85 233		3,1 6,3
	8 800-17 000		<1-2		<1-1	209-1000		3,5-11,5
3 630 600 715	6 074 8,4 167,0	<100-26 400	2 1 1	2,4 1-9,9 2,0 104,0	6 6 4	3,2 1-9 2,0 56,1	108 60,5 54-306 82 1,6 56,0 97	11,6 1,9 7,8-13,9 12,3 16,3
5 355 2 300 3 308	5 161 2,8 96,3	600-16 000	1 1 1	2,3 1-10 1,7 135,2	4 4 3	2,9 1-10 2,3 64,4	93 17,6 59-144 93 1,2 18,9 92	14,4 2,6 10,7-17,7 14,6 18,0
3 553 2 200 2 661	2 948 2,2 82,9	600-10 000	1 1 1	0,8 1-3 1,8 53,3	4 3 3	2,5 1-9 1,9 64,1	95 33,0 67-208 82 1,3 34,7 91	12,8 3,7 6,4-19,9 12,9 28,9
1 264 300 409	1 495 6,0 118,2	<100-4 800	1 1 1	0,3 1-1,5 2,5 25,2	5 5 3	3,5 1-10 3,1 72,9	92 19,2 66-153 90 1,2 30,8 91	14,1 1,1 11,8-15,4 14,5 7,8
70 76	35 49,4	<100-100	1 1	0,1 1-1,2 10,0	3 3	3,2 1-8 88,8	77 13,2 55-91 75 17,1	16,7 1,9 15,3-18,1 16,6 11,3
285 100	573 3,5	<100-2 800 201,0	1 1	0,5 1-3 40,6	2 2 1	2,4 1-8 3,1 120,0	96 14,0 71-127 95 1,1 14,7 95	12,7 2,2 9,0-14,9 13,2 17,3
240 50 108	374 3,5	<100-1 600 150,3	1 1	1,6 1-6 112,0	4 3 2	2,2 1-9 2,2 66,6	82 32,7 47-240 79 1,3 39,8 79	9,8 1,0 8,5-11,1 10,0 10,2
1 593 600 640	1 801 5,2	<100-7 600 112,4	1 1	1,1 1-4 122,2	5 5 4	2,4 1-10 1,9 45,2	100 44,0 52-314 93 1,3 44,0 95	8,8 0,8 7,2-9,7 9,0 9,1
3 437 2 350 1 975	3 035 3,5	100-9 900 88,3	1 1	0,4 1-2,1 44,4	4 4 4	2,1 1-9 1,7 46,6	75 16,7 48-119 73 1,2 23,2 74	8,1 1,3 6,3-10,5 8,2 16,0
4 815 4 800 2 047	3 911 6,9	<100-12 800 81,2	1 1	0,6 1-3 54,5	4 4 3	2,4 1-8 2,7 61,5	242 118 78-522 246 1,7 48,9 212	8,7 3,8 4,6-14,6 9,4
2 341 1 500 908	2 193 6,8	<100-660 93,6	2 1	2,2 1-9 100,0	3 3 2	2,0 1-8 2,9 74,0	229 78,1 111-482 220 1,4 34,1 219	9,1 2,0 7,5-13,0 8,0 21,9
1 015 300	1 388 136,0	<100-3 200	3 3	1,2 1-4 42,8	2 2	2,5 1-7 96,1	574 254 330-1012 505 44,2	-
3 305 2 800 2 638	2 221 2,1	300-9 600 67,2	3 1	2,4 1-9 85,7	1 1 1	1,0 1-4 2,3 90,9	497 109 106-642 499 1,4 21,9 478	6,3 2,4 4,3-12,6 5,4 38,0

Tabulka 3 (pokračování)

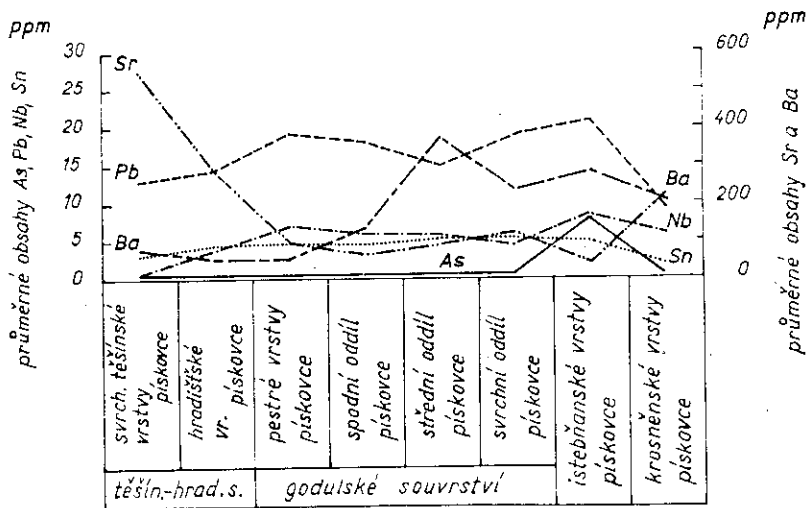
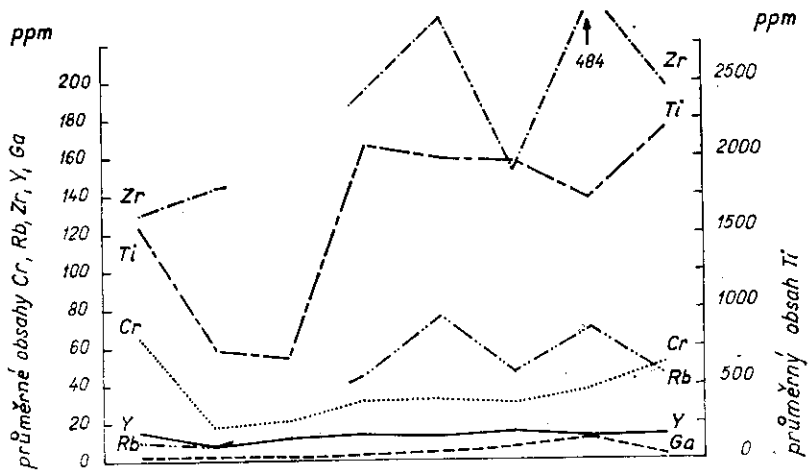
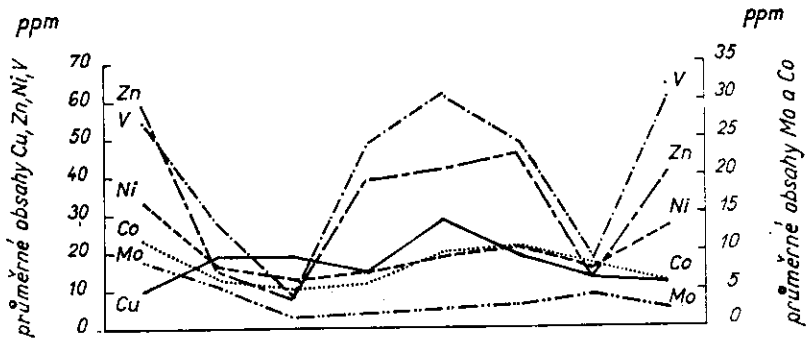
stratigrafická pozice a litologie	počet vzorků	Ti			U			
		\bar{x} $\frac{m}{x_g}$	s s_g	min.—max. V %				
krosněnské vrstvy — jílovec	27	3310 2998 3223	885 1,3	2398—6115 26,1	4,2 4,0 3,9	2,3 1,5	2—14 54,7	
krosněnsko-menilitové vrstvy — jílovec	5	4257		3299—5276	9,5		3,7—21,8	
menilitové souvrství	slínovec	1		1409			2,5	
	jílovec a silicifikované jílovec	25	4615 4586 4478	1126 1,3	2218—7014 24,3	10,6 10,0 8,0	8,8 2,2	2—40,6 83,0
	rohovec	1		1439			2,1	
	tufit	1		3777			21,4	
podrohovcové vrstvy — jílovec	2			1829—4436			4,7—10,2	
podmenilitové souvrství	pestré vrstvy — jílovec	31	5352 5515 5207	1118 1,3	2038—7434 20,8	2,5 2,0 2,3	1,1 1,5	< 1,2—5,8 44,0
	redukční paleocén — jílovec	25	5553 5576 5529	520 1,1	4514—6834 9,4	3,2 3,7 3,0	1,1 1,4	2—5 34,3
istebňanské vrstvy — jílovec	19	5337 5456 5267	815 1,2	2998—6774 15,2	3,7 4,0 3,3	2,1 1,7	< 1,2—11 56,7	
godulské souvrství	svrchní oddíl — jílovec	26	5380 5395 5318	661 1,1	3957—6415 12,5	2,6 2,0 2,5	0,8 1,4	< 1,2—4,2 30,7
	střední oddíl — jílovec	6	5748 5743	464	4916—6115 8,1	3,0 2,9	1,1	2—4,2 36,6
	spodní oddíl — jílovec	27	5061 5066 4982	925 1,2	3500—7196 18,2	3,0 3,2 2,8	1,1 1,5	< 1,2—4,9 36,6
	pestré vrstvy — jílovec	31	3737 3957 3619	903 1,3	2096—5095 24,1	2,4 2,0 2,2	1,0 1,5	< 1,2—5,9 41,6
lhotecké vrstvy — jílovec	32	3532 3617 3473	631 1,2	2218—4616 17,8	2,1 2,0 2,0	0,5 1,3	< 1,2—4 23,8	
veřovické vrstvy — jílovec	31	3312 3219 3256	635 1,2	2398—4676 19,2	2,8 2,0 2,6	1,1 1,4	1,9—5,9 39,2	
těšínko- hradčácké souvrství	hradčácké vrstvy — vápnité jílovec	26	3483 3722 3365	882 1,3	1918—4856 25,3	2,7 2,2 2,5	1,2 1,5	1,2—5,8 42,9
	svrchní těšínské vrstvy — vápnité jílovec	26	3974 4107 3888	822 1,2	2578—5575 20,7	2,8 2,8 2,6	1,1 1,6	1,6—4,3 33,5
těšínské vápence	8	1207 1229	677	360—2218 56,0	2,5 2,2	0,9	2—4 36,8	
spodní těšínské vrstvy — vápnité jílovec	30	1916 1899 1871	451 1,2	1259—3417 23,5	2,4 2,3 2,2	1,0 1,6	1,1—4,1 40,8	

Tabulka 3

V			Y			Zn			Zr		
183	44,7	117-265	24	7,0	5-44	93	15,4	65-118	135	40,8	100-305
181			25			96			124		
178	1,2	24,4	23	1,5	28,6	92	1,2	16,5	132	1,3	30,2
302		203-431	27		18-38	106		86-133	180		121-239
		86			18			38			15
308	106	145-522	24	9,2	5-54	90	44,1	16-194	174	69,4	66-304
318	1,4	34,4	23	1,5	38,1	93	1,8	49,0	171	1,5	39,6
390			22			80			181		
					7			19			25
					14			105			80
		204-247			18-26			53-102			28-150
170	57,5	79-348	25	12,4	5-76	120	43,3	46-264	189	58,7	52-322
163	1,4	33,8	25			116			179	1,4	31,0
162			22	1,9	48,4	114	1,4	35,7	179		
162	30,5	101-214	30	15,9	5-85	120	21,6	72-174	157	26,6	114-193
160	1,2	18,8	27	1,6	52,8	121	1,2	18,0	162	1,2	16,9
159			27			119			155		
165	46,5	75-251	31	6,8	21-48	113	33,0	65-212	226	66,3	112-400
161	1,3	28,0	29	1,2	21,9	112	1,3	29,2	209	1,3	29,3
160			30			108			218		
157	30,4	109-208	26	4,7	12-37	104	11,2	68-121	236	51,5	127-397
155	1,2	19,3	27	1,2	17,8	106	1,1	10,8	232	1,5	21,8
155			26			104			232		
181	41,8	137-236	29	4,9	24-34	125	29,1	95-178	207	39,9	164-268
182		23,1	30		16,7	118		23,2	196		19,2
174	38,9	100-245	26	7,2	14-46	97	18,2	52-118	215	75,3	118-495
173	1,3	22,3	25	1,3	27,0	100	1,2	18,7	202	1,4	35,0
170			26			95			206		
142	53,9	58-266	20	12,2	5-58	89	24,6	22-126	134	34,0	60-181
128	1,5	37,9	18	1,8	60,3	88	1,4	27,8	142	1,3	25,3
133			17			84			130		
120	37,1	75-220	17	4,3	5-24	82	22,7	34-143	129	27,7	77-212
107	1,3	20,9	17	1,4	24,5	81	1,4	27,7	131	1,2	21,4
116			17			79			127		
156	58,0	60-283	19	6,9	6-33	101	38,7	43-218	122	26,5	87-186
155	1,4	37,1	20	1,5	35,0	89	1,5	38,3	120	1,2	21,7
145			18			95			120		
153	48,2	98-279	20	5,9	7-31	100	39,6	40-190	118	27,9	59-178
141	1,3	31,4	20	1,6		93	1,5	39,6	120	1,3	23,6
147			19			93			115		
187	55,2	100-291	22	4,8	13-32	88	22,3	48-140	168	42,7	92-239
172	1,3	29,5	23	1,3	21,3	87	1,3	25,3	170	1,3	25,4
180			22			85			162		
74	50,7	30-179	18	4,1	14-28	48	20,8	27-91	45	29,4	5-99
65		68,5	17		22,7	41		43,3	47		65,3
155	36,2	78-214	21	4,0	14-28	88	14,0	66-100	69	43,4	27-208
160	1,3	23,2	20	1,2	19,0	65	1,2	20,5	60	1,6	62,8
151			20			67			61		



1. Průměrné obsahy stopových prvků v sedimentech slezské jednotky (vzorky z výchozů)



2. Průměrné obsahy stopových prvků v sedimentech slezské jednotky (vzorky z výchozů)

do va a Ronova (1956) a Savula et al. (1963) podmínky vzniku mořských sedimentů. K. H. Wedepohl udává hodnotu 3,88 pro pelitické sedimenty Atlantského oceánu a 2,73 pro pelity Tichého oceánu. Savul et al. (1963) zjistili pro flyšové sedimenty rumunských Karpat hodnotu 6,43 a usuzují na sedimentaci v kontinentálním moři. Průměrné hodnoty tohoto poměru ve stratigrafickém sledu slezské jednotky kolísají od 2,7 do 11,6. Minimální hodnoty, zjištěné v sedimentech godulského souvrství, se blíží k hodnotám uváděným K. H. Wedepohlem. Hodnoty v nejvyšších a bazálních částech slezské jednotky jsou zvýšené.

Průměrné obsahy olova s výjimkou spodních těšínských vrstev a těšínských vápenců odpovídají klarkové hodnotě 20 ppm udávané pro pelity (Kraft et al. 1969, Hawk es - Webb 1962). Nejvyšší obsahy byly zjištěny ve lhoteckých, veřovických a hradištských vrstvách (s max. 71 ppm Pb) ve vzorcích z výchozů, ve středním a svrchním oddílu godulského souvrství a veřovických vrstvách v horninách odebraných z vrtů. Podle Krauskopfa (1956) je převážná část olova v pelitických sedimentech obsažena v Fe-Mn minerálech a v koloidní frakci sedimentu, především v jílových minerálech (obr. 3, 5). S tímto předpokladem jsou v souhlasu zvýšené koncentrace Pb v jílovcích godulského souvrství z vrtů — zvýšené obsahy K₂O a sumy Fe-oxidů, v hradištských a veřovických vrstvách můžeme ještě uvažovat o přítomnosti Pb v sulfidické formě. Také u pískovců se nejvyšší obsahy Pb koncentrují vedle ístebňanských vrstev v godulském souvrství (jak z vrtů, tak z výchozů). V jílovcích redukčního vývoje je Pb ve významné pozitivní korelaci s U, Th, a S.

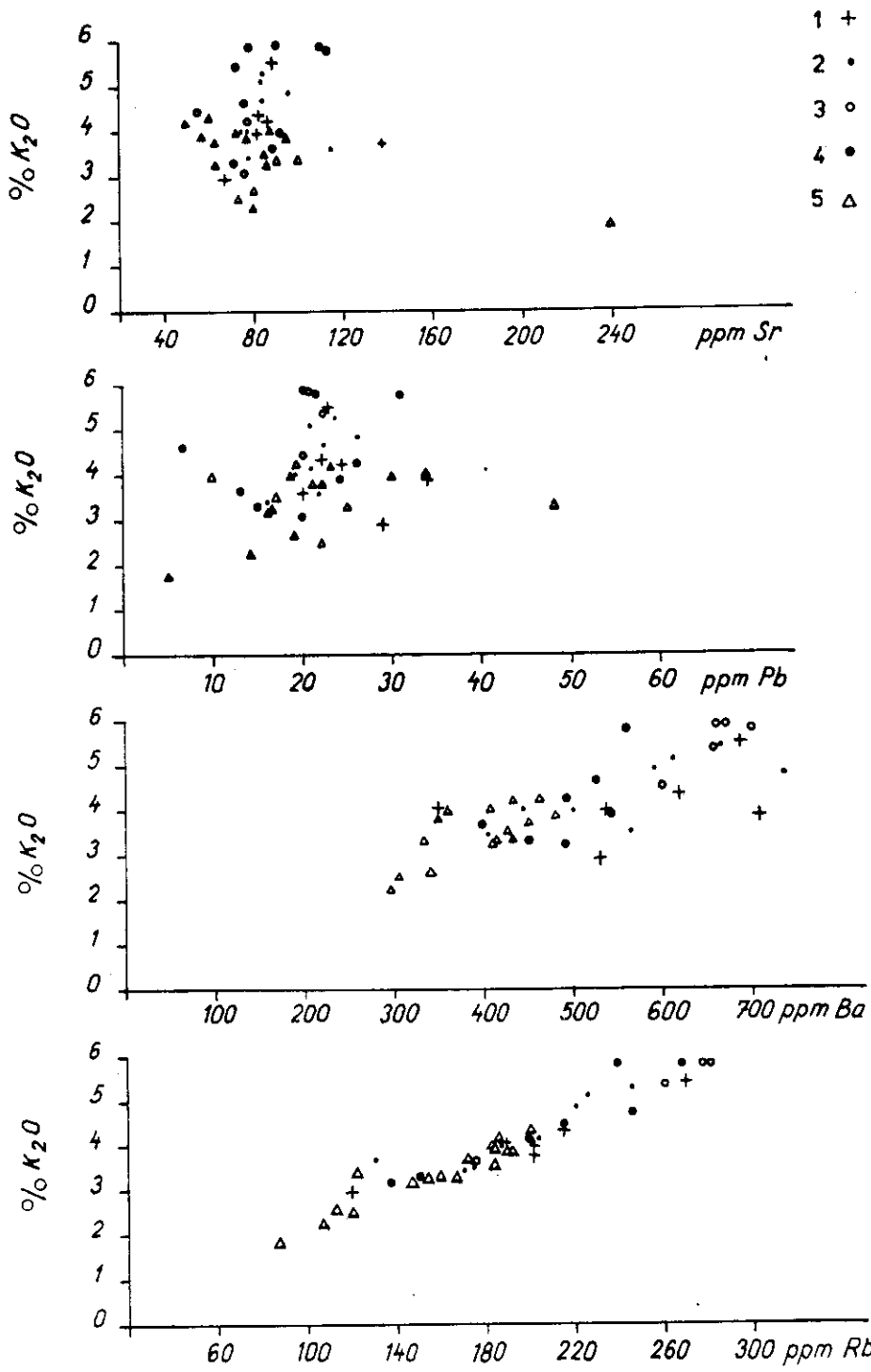
Nejvyšší obsahy chromu jsou vázány na jílovce menilitového a podmenilitového souvrství, zejména redukční paleocén. Ve stratigrafickém profilu slezské jednotky ve vzorcích z vrtů i výchozů lze s nástupem sedimentace spodního oddílu godulského souvrství pozorovat náhlý vzrůst obsahů chromu směrem do nadloží se slabým poklesem v krosněnských vrstvách. U vzorků z výchozů mají pelity těšínských vrstev vyšší obsahy Cr, odpovídající klarku 100 ppm (Kraft et al. 1969). Podle Fröchlícha (1960) je chrom v sedimentech převážně koncentrovaný ve slídových a jílových minerálech, zejména v minerálech skupiny illitu, v menší míře montmorillonitu (Hirst 1962). Lze předpokládat, že v pelitech slezské jednotky bude Cr vázán na uvedené minerály (obr. 4, 6), zvýšené obsahy Cr nad 100 ppm mohou indikovat přítomnost produktů rozkladu pyroklastického materiálu (El Wakeel - Riley 1961, Goldberg - Arrhenius 1958). V pískovcích byly nejvyšší koncentrace Cr zjištěny u vzorků z vrtů ve středním a svrchním oddílu godulského souvrství a ve spodních těšínských vrstvách u pískovců z výchozů. U chromu byla zjištěna častá pozitivní korelace s Ni, V, Zn, Ga, někdy s B, Ti, U (Adamová 1983a).

Koncentrace mědi dosahují svého maxima v jílovcích veřovických vrstev (max. 382 ppm), kde představují téměř trojnásobek klarkové hodnoty (Kraft et al. 1969). Zvýšené obsahy jsou též v podložních hradištských a nadložních

lhoteckých vrstvách. Směrem do nadloží dochází k slabému poklesu a opětovnému vzrůstu v podrohovcových vrstvách a menilitových jílovcích. V krosněnských vrstvách jsou obsahy Cu opět nízké. Tato distribuce je patrná ve vzorcích jak z vrtů, tak z výchozů. Měď může být ve studovaných sedimentech vázána jednak v sulfidické formě, jednak v jílové frakci. V sedimentech menilitového souvrství a podrohovcových vrstev bude určitý podíl mědi pravděpodobně přítomen ve formě organokomplexů. V menilitových jílovcích je Cu ve významné pozitivní korelaci s Mo, Ni, V, Co, Zn a S. Jak bylo uvedeno u koncentrací stříbra, jsou pro veřovické vrstvy typické nejvyšší koncentrace Cu a Ag doprovázené zvýšenými koncentracemi Mo. Tyto zvýšené koncentrace jsou pravděpodobně ovlivněny zvýšeným přínosem těchto prvků uvolňovaných při rozkladu pyroklastického materiálu, provázející těšínský vulkanismus. Slabé zvýšení obsahu Cu je v pískovcích z vrtů i výchozů vázáno na střední oddíl godulského souvrství (slabé zvýšení je patrné i v jílovcích tohoto oddílu).

Průměrné obsahy Ga jeví vzestupnou tendenci od báze slezské jednotky směrem do nadloží s maximálními koncentracemi v podmenilitovém souvrství, odkud dále směrem do nadloží opět klesají s minimální hodnotou v krosněnských vrstvách. Převážná většina obsahů Ga odpovídá klarkové hodnotě — 25 ppm udávané pro pelity (Fairbridge 1972), nebo jsou výrazně vyšší. S velmi blízkými hodnotami iontových poloměrů a ionizačních potenciálů mezi Ga a Al souvisí i vysoký stupeň jejich geochemické příbuznosti (diadochické zastupování). V menším rozsahu Ga následuje též trojmocné železo (blízký iontový poloměr). Gallium je v recentních sedimentech vázáno převážně na jílové minerály (El Wakeel - Riley 1961), a to zejména na minerály skupiny illitu (Nicholls - Loring 1962). Nicholls a Loring (1962) dále uvádějí, že část Ga, které není vázáno v detritických minerálech, bude pravděpodobně v asociaci s organickou hmotou (adsorbováno na C_{org}). Zvýšené obsahy Ga v podmenilitovém souvrství budou souviset hlavně se zvýšenými obsahy železa (zejména Fe_2O_3), v istebňanských vrstvách vedle možnosti asociace s organickou substancí a v godulském souvrství (kromě pestrých vrstev) také se zvýšenými obsahy slídových minerálů (minerály skupiny illitu — výrazně zvýšené obsahy K_2O). V jílovcích spodního oddílu godulského souvrství nebyl nalezen žádný korelační vztah jak s Al_2O_3 , tak se \sum oxidů Fe (obr. 4). V převážné části sedimentů byla zjištěna pozitivní korelace mezi Ga a Rb, Mo, Sn, Th, někdy též s Cr a Ti.

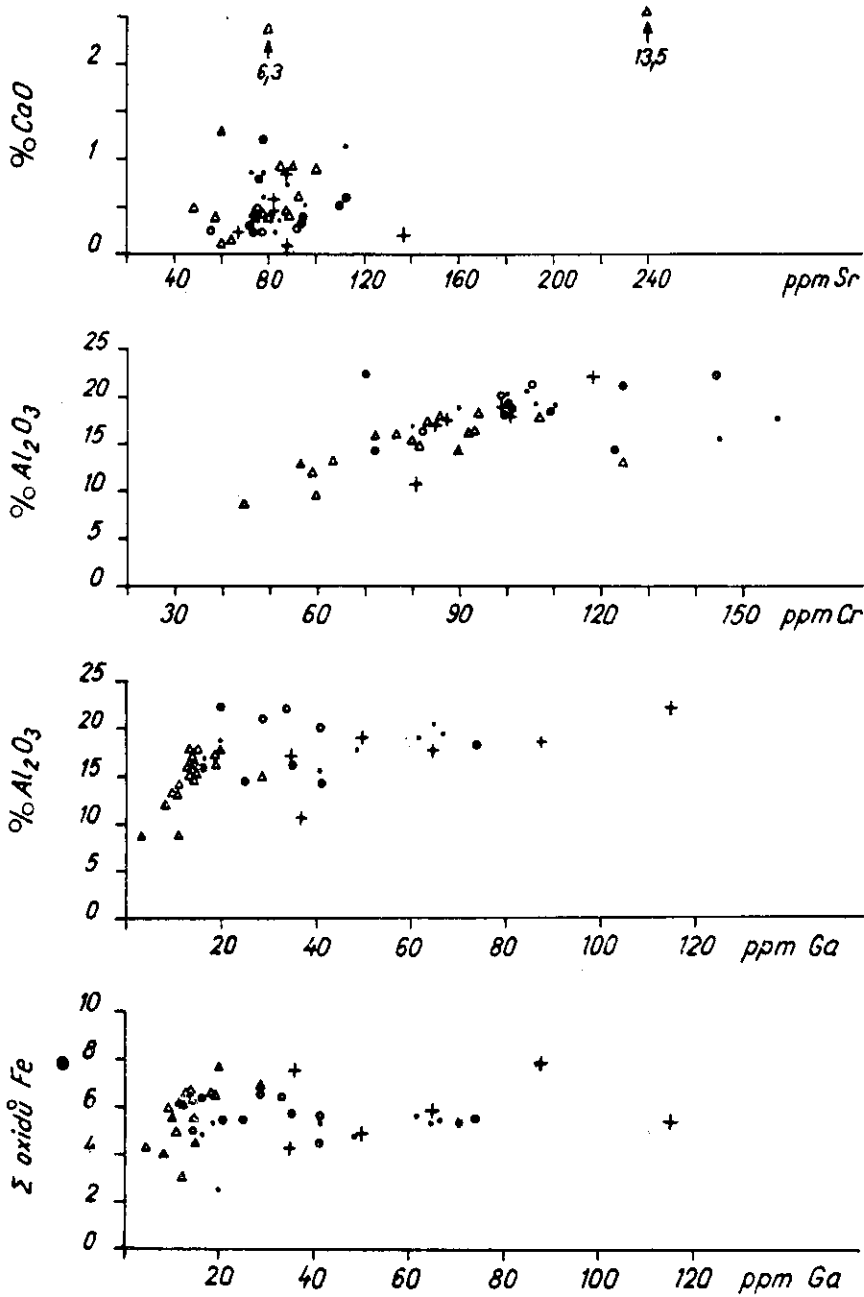
Nejvyšší obsahy molybdenu jsou vázány na horniny menilitového souvrství, slabě zvýšené jsou ještě v krosněnských vrstvách (hlavně v jejich bazální části), dále ve veřovických vrstvách a v těšínsko-hradištském souvrství. O možnosti zvýšených koncentrací v těšínsko-hradištském souvrství a veřovických vrstvách bylo diskutováno v souvislosti s mědí. Molybden, podobně jako další těžké kovy (Cu, Ni, Co, Zn ap.), může být vázán v oxidických minerálech železa nebo koloidní frakci sedimentu. Podle některých autorů (Isajeva 1974, Leva-



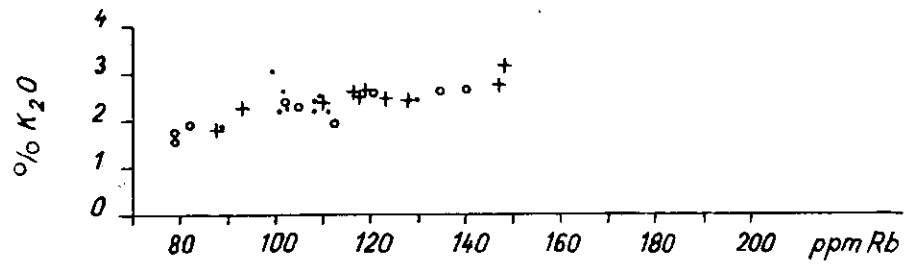
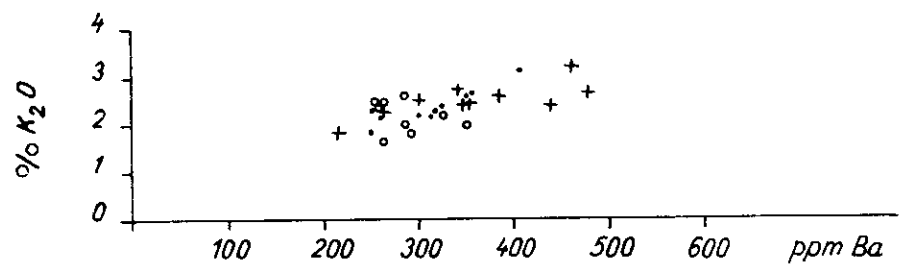
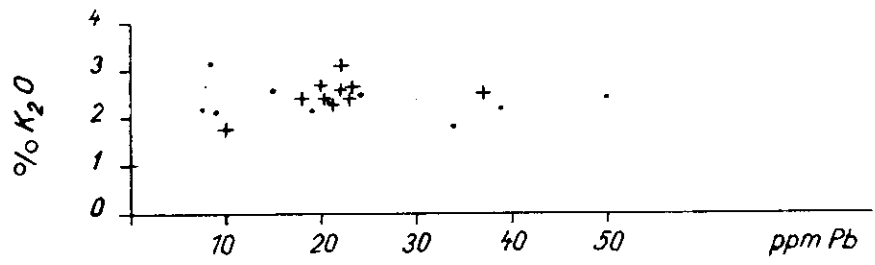
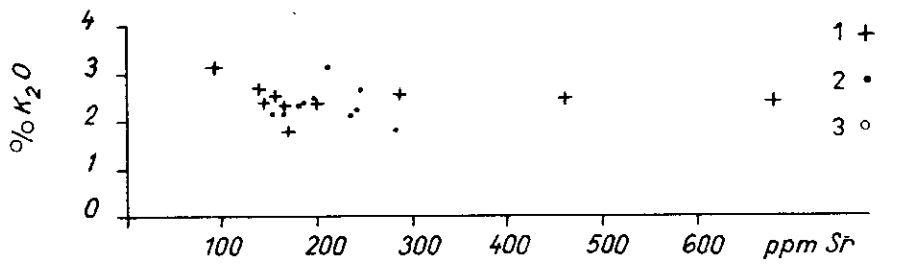
šev et al. 1975) mohou být zvýšené koncentrace Mo pozitivně ovlivněny přítomností pyroklastického materiálu. S tímto zjištěním je ve shodě vysoký obsah Mo ve vzorku tufitu (tab. 3). Molybden také patří mezi prvky, jejichž akumulace probíhá též chemickou cestou procesem pohlcování z mořské vody. Biochemické obohacování závisí na charakteru planktonu, který převládá v bazénu. Molybden — jako biokatalyzátor je důležitým aktivátorem v transformaci nitrátů na nitrity u modrozelených a zelených řas (Aron et al. 1955). V sedimentech s převahou vápenného planktonu se objevují vyšší koncentrace Mo (př. globigerinové slíny — Adamová 1980, Adamová - Stránil 1984). V horninách menilitového souvrství jsou výrazně zvýšené koncentrace Mo a V (jak bude uvedeno dále), což odpovídá smíšenému charakteru planktonu. Na základě výsledků studia lze předpokládat, že Mo v menilitovém souvrství se koncentroval jednak biochemickou cestou, jednak jako primární zdroj alespoň části Mo přistupuje pyroklastický materiál (přítomnost tufitu v menilitovém souvrství, obsahy cristobalitu a zvýšené množství montmorillonitu v jílovcích). Zvýšené obsahy Mo byly také zjištěny v pískovcích těšínsko-hradištského souvrství. Významné pozitivní korelace byly nalezeny zejména mezi Mo a Sn, Ag, As, Ga, Th a S. V menilitovém souvrství s U, V, Cu a Ni. S uranem je také významná korelace v jílovcích redukčního paleocénu a spodních těšínských vrstev (Adamová 1983a).

Koncentrace vanadu jsou v celém litostratigrafickém profilu slezské jednotky (s výjimkou lhoteckých vrstev) zvýšené proti klarkové hodnotě 130 ppm (Kraft et al. 1969). Maximální koncentrace dosahuje vanad v horninách menilitového souvrství. V godulském souvrství byly nejvyšší obsahy V, podobně jako Cu, Ba a Rb nalezeny jak v jílovcích, tak pískovcích středního oddílu (Adamová 1980, Adamová in Menčík et al. 1983). Významnými nositeli vanadu by mohly být jílové minerály (zejména minerály skupiny montmorillonitu — Hirst 1962), Fe-oxidické minerály a snad i autigenní minerály Ti (Harder 1951, Goldberg - Arrhenius 1958). Zvýšené obsahy V mohou být vázány na dispergovanou organickou hmotu. Vanad projevuje také tendenci k biochemické koncentraci v sedimentech s převahou křemičitého planktonu (Harvey 1939). Hraje úlohu katalyzátoru v procesech fotosyntézy, tzv. „dark reaction“ (Aron - Wessels 1953). Uchovává se v sedimentech v důsledku tvorby pevných metaloorganických komplexů. Zvýšené obsahy V mohou být přítomny v pyroklastickém materiálu (viz vysoký obsah vanadu v tufitickém sedimentu z menilitového souvrství — 1121 ppm). To, co bylo řečeno o způsobu koncentrace molybdenu v menilitovém souvrství, bude

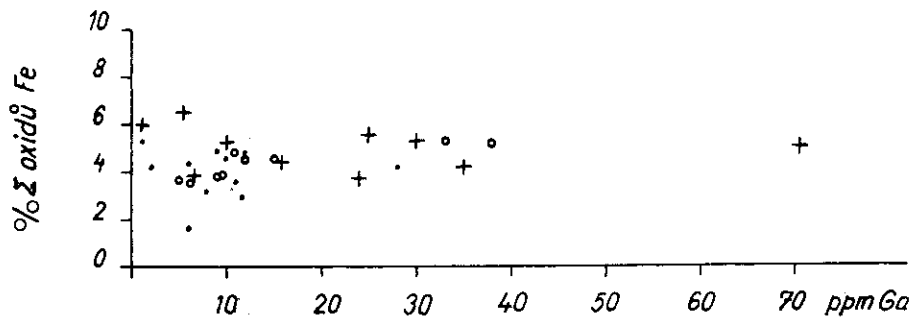
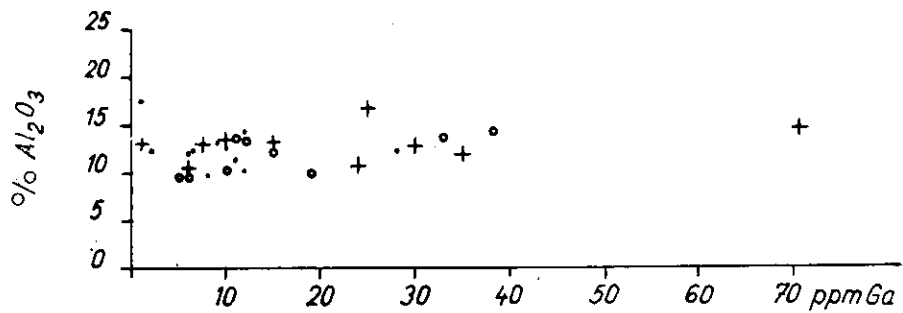
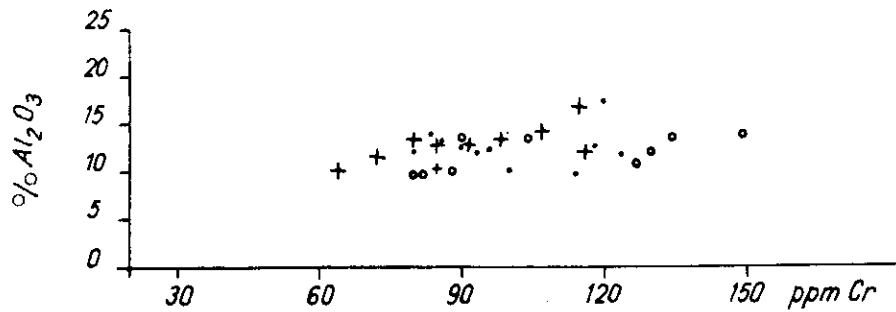
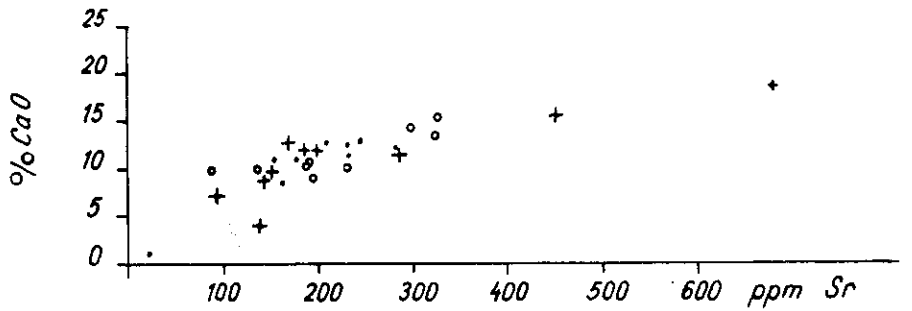
-
3. Bodový diagram Rb-K₂O, Ba-K₂O, Pb-K₂O, Sr-K₂O v pelitických sedimentech istebňanských vrstev a godulského souvrství slezské jednotky
 1 — istebňanské vrstvy; 2 — svrchní oddíl godulského souvrství; 3 — střední oddíl godulského souvrství; 4 — spodní oddíl godulského souvrství; 5 — pestré vrstvy godulského souvrství



4. Bodový diagram Ga- Σ oxidů Fe, Ga-Al₂O₃, Cr-Al₂O₃, Sr-CaO v pelitických sedimentech istebňanských vrstev a godulského souvrství slezské jednotky
Vysvětlivky viz obr. 3



5. Bodový diagram Rb-K₂O, Ba-K₂O, Pb-K₂O, Sr-K₂O v jílovcích krosněnských vrstev slezské jednotky a ždánicko-hustopečského souvrství ždánické jednotky
 1 — krosněnské vrstvy; 2 — ždánicko-hustopečské souvrství, flyšový vývoj; 3 — ždánicko-hustopečské souvrství, pelitický vývoj



6. Bodový diagram Ga- Σ oxidů Fe, Ga- Al_2O_3 , Cr- Al_2O_3 , Sr-CaO v jílovcích krosněnských vrstev slezské jednotky a ždánicko-hustopečského souvrství ždánické jednotky
Vysvětlivky viz obr. 5

s největší pravděpodobností platit i pro vanad (s vazbou vanadu na minerály skupiny montmorillonitu a metalloorganické sloučeniny). Pro vanad jsou charakteristické pozitivní korelace s Ni, Cr, Zn a U; v menilitovém souvrství zejména s U, Mo, dále s As, Cu, Ni, Zn, Cr a Co.

Nejvyšší obsahy zinku jsou vázány na jílovce podmenilitového souvrství a středního oddílu godulského souvrství, minimální koncentrace byly zjištěny v bazální části slezské jednotky. Koncentrace zinku v celé slezské jednotce odpovídají klarkové hodnotě 80 ppm nebo jsou vyšší (Kraft et al. 1969, Vinogradov 1962). Zinek je převážně vázán v sulfidické formě (např. v jílovcích redukčního paleocénu a istebňanských vrstvách), v jílové frakci sedimentu a v Fe-oxidických minerálech (zejména v pestrých jílovcích podmenilitových vrstev).

Nejvyšší koncentrace síry jsou přítomny v horninách menilitového souvrství, v bazální části krosněnských vrstev, v podrohovcových vrstvách a redukčním paleocénu, zvýšené jsou obsahy S v těšínsko-hradištském souvrství, veřovických a istebňanských vrstvách (klark síry pro pelitické sedimenty je podle Krafta et al. 1969 — 3000 ppm, podle Hawkesa a Webba 1962 — 1100 ppm). Zvýšené obsahy S dobře koreluje s výrazně redukčním charakterem sedimentačního prostředí výše jmenovaných vrstev a souvrství. Síra je převážně vázána v sulfidické formě (pyritu), v menilitovém souvrství ještě ve formě sulfátové — častý výskyt sádrovce a jarositu (ve vzorcích z povrchových výchozů). Část síry v menilitovém souvrství a podrohovcových vrstvách bude mít pravděpodobně organogenní původ. V pískovcích jsou nejvyšší obsahy S vázány v těšínsko-hradištském souvrství.

Koncentrace stroncia v pelitických sedimentech slezské jednotky jsou obecně nižší, než průměrná hodnota 450 ppm udávaná pro pelity (Kraft et al. 1969). Výjimku představují vápnité jílovce a slínovce spodních těšínských vrstev a podrohovcových vrstev, slínovce menilitového souvrství a těšínské vápence (klarková hodnota pro karbonáty je 610 ppm Sr — Kraft et al. 1969). Nejnižší obsahy Sr jsou přítomny v sedimentech veřovických a pestrých godulských vrstev, ve středním oddílu godulského souvrství a v redukčním paleocénu. Tyto výsledky potvrzují pozorování z recentních mořských sedimentů, ve kterých obsahy Sr dobře koreluje s obsahy CaO (Goldberg - Arrhenius 1958, El Wakeel - Riley 1961 aj.). Výjimkou ve studovaných sedimentech jsou jílovce godulského souvrství a istebňanských vrstev, v nichž nebyla nalezena žádná korelace s CaO ani s K₂O (obr. 3 a 4). V souladu s poznatkami z pelitických hornin jsou i koncentrace Sr v pískovcích s maximem v těšínsko-hradištském souvrství a zvýšenými obsahy v krosněnských vrstvách a svrchním oddílu godulského souvrství.

Průměrné obsahy cínu jsou v sedimentech slezské jednotky velmi nízké, nedosahují většinou ani poloviny klarkové hodnoty 10 ppm, kterou pro pelity udávají Kraft et al. (1969), Hawkes a Webb (1962) udávají dokonce

40 ppm. Maximální koncentrace Sn byly zjištěny v pestrých jílovcích podmenilitových vrstev a lhoteckých vrstvách. Významné pozitivní korelace s cínem byly nalezeny u Ag, Ga, Cu, S, Mo, U, někdy též u V. Cín je v korelaci s U v podmenilitovém souvrství a ve svrchním a středním oddílu godulského souvrství.

Průměrné obsahy antimonu dosahují maxima v bazální a nejvyšší části slezské jednotky (slabé zvýšení vzhledem ke klarku 2 ppm, udávaného pro pelity K r a f t e m et al. 1969) a v pestrých jílovcích podmenilitových vrstev. V ostatních litostratigrafických členech jsou obsahy Sb velmi nízké. Nejčastější pozitivní korelace antimonu jsou s Th, V, dále Cr, Mo a U.

Obsahy niobu v sedimentech celé slezské jednotky nikde nedosahují průměrných hodnot, uváděných K r a f t e m et al. (1969) a V i n o g r a d o v e m (1962) — 20 ppm. Maximální koncentrace Nb jsou vázány na svrchní část godulského souvrství, dále na istebňanské a podmenilitové vrstvy a redukční paleocén. Lze říci, že poměrně dobře sledují koncentrace Cr. Kromě korelace s Cr je niob často v korelaci s Rb, Th, Ti, Zr, Ga, ve středním oddílu godulského souvrství s Mo, As, U a Cr.

Ytrium dosahuje klarkové hodnoty 30 ppm (K r a f t et al. 1969) v jílovcích istebňanských vrstev, redukčního paleocénu a středním oddílu godulského souvrství. Ytrium má tendenci poklesu od těšňanských po lhotecké vrstvy; s nástupem sedimentace godulského souvrství obsahy Y stoupají a dosahují maxima v jílovcích istebňanských vrstev a redukčního paleocénu, odkud je patrný opět slabý pokles do nadloží. Ytrium vykazuje pozitivní korelaci zejména se Zn, Ba, Ga, Th, někdy také s Ti a Zr. Výrazným deficitem se vyznačují koncentrace Y v pískovcích (klarková hodnota 40 ppm — K r a f t et al. 1969).

Koncentrace rubidia jsou ve svrchní a zejména spodní části slezské jednotky značně deficitní vzhledem ke klarkové hodnotě pro pelitické sedimenty — 200 ppm (K r a f t et al. 1969) a 250 ppm (K r a u s k o p f 1967). S nástupem sedimentace godulského souvrství obsahy Rb rychle vzrůstají (s maximem 264 ppm ve středním oddílu). Náhlý pokles v množství Rb nastává v nadloží menilitového souvrství. Jak ukazují bodové diagramy (obr. 3, 5), bude převážná část Rb vázána v jílové frakci sedimentů, především na slídkové minerály.

Koncentrace zirkonia se vyznačuje minimálními obsahy v bazální a nejvyšší části slezské jednotky a maximem v godulském souvrství a istebňanských vrstvách. Tomuto rozdělení odpovídají i koncentrace Zr v pískovcích (s maximálními obsahy ve středním oddílu godulského souvrství). Udávaná klarková hodnota pro pískovce i jílovce je podle K r a f t a et al. (1969) — 200 ppm. Zirkonium kromě vazby na těžké minerály (zirkon) bude přítomno též v koloidní frakci sedimentů. Pro zirkonium jsou charakteristické významné pozitivní korelace s Rb, Ti, Th, často též s Ga, Y a V.

Koncentrace titanu pozvolna vzrůstají od báze slezské jednotky směrem do nadloží s náhlým vrůstem ve spodním oddílu godulského souvrství. Maximální

obsahy Ti byly nalezeny ve středním oddílu godulského souvrství a v redukčním paleocénu, minimální pak ve veřovických a krosněnských vrstvách. Průměrné obsahy titanu pro pelity udává *Shaw* (1954) — 0,81 % TiO_2 , *Kraft et al.* (1969) — 4500 ppm Ti. Podle *Goldschmidta* (1954) je nosným minerálem titanu v pelitech obecně rutil, částečně též anatas. Vedle klastického rutilu může být titan vázán na jílovou frakci sedimentu (zejména minerály skupiny montmorillonitu — *Midgiso* 1960). Titan bývá v sedimentech slezské jednotky v pozitivní korelaci zejména s Rb, dále Zr, Th, v menším rozsahu s Ga, V a Cr (*Adamová* 1983a).

Typ rozdělení stopových prvků v pelitických sedimentech slezské jednotky

Na základě výsledků statistické analýzy (hodnoty šikmosti a špičatosti) bylo u sledovaných prvků v jednotlivých litostratigrafických členech slezské jednotky stanoveno zhruba toto rozdělení.

Ag, Sb a U mají v celém profilu slezské jednotky rozdělení blízké se k lognormálnímu typu; As, Ga, Mo, Sn, S a Sr mají převážně téměř lognormální typ rozdělení; k normálnímu rozdělení se blíží síra jen ve spodních těšínských a hradištských vrstvách, stroncium v hradištských, veřovických, spodních godulských vrstvách a redukčním paleocénu, cín v hradištských až pestrých godulských vrstvách, molybden v hradištských a veřovických vrstvách a menilitových jílovcích, Ga v pestrých godulských vrstvách a menilitových jílovcích, As v menilitových jílovcích, redukčním paleocénu a ístebňanských vrstvách.

Ostatní prvky — B, Be, Ba, Co, Cr, Cu, Nb, Ni, Pb, Rb, Th, Ti, V; Y; Zn a Zr mají převážně charakter rozdělení blízký k normálnímu typu (*Adamová* 1983a,b).

Z výsledků studia vyplývá, že celá řada stopových prvků má více či méně lognormální rozdělení v horninách godulského souvrství a spodní části slezské jednotky — spodních těšínských vrstvách, event. i v těšínsko-hradištském souvrství. Bór, titan a zejména zirkonium mají téměř lognormální rozdělení v krosněnských vrstvách. Stejný charakter rozdělení těchto prvků byl zjištěn v nejvyšší části ždánické jednotky ve ždánicko-hustopečském souvrství (*Adamová* 1980).

Koncentrace prvků vzácných zemin, uranu, thoria a hafnia

Prvky vzácných zemin

Nejvyšší obsahy sledovaných prvků vzácných zemin (R.E.E.) jsou vázány v jílovcích redukčního paleocénu, ístebňanských vrstev a godulského souvrství (tab. 5). Na tyto jílovce jsou zároveň také vázány nejvyšší obsahy Hf a Y. Hodnoty poměrů lehkých a těžkých prvků vzácných zemin dosahují svého

maxima v godulském souvrství (42—48). Velice blízké obsahy jsou charakteristické pro jílovce lhoteckých vrstev a spodních a svrchních těšínských vrstev. V celém sledovaném profilu je patrna negativní Eu anomálie vzhledem k chondritům (C11 — W e d e p o h l 1975), což odpovídá dobře vyvinuté zemské kůře (T a y l o r - M c L e n n a n 1981). Ve srovnání s obsahy těchto prvků v severoamerických jílových břidlicích (North American Shales — N A S ; H a s k i n et al. 1968) má výraznější europiovou anomálii godulské souvrství (příl. 1).

Hodnoty poměru La/Th se ve sledovaném profilu slezské jednotky pohybují od 2,08 (rohovec) do 4,0 (spodní těšínské vrstvy). Pro svrchní zemskou kůru byl tento poměr stanoven 2,7 (M c L e n n a n et al. 1980). Vysoké poměry La/Th a nízké poměry Th/U indikují podíl materiálu vulkanického původu (B h a t t i a - T a y l o r 1981). Nejvyšší hodnoty poměru La/Th byly nalezeny v menilitovém a těšínsko-hradištském souvrství. Naopak hodnoty poměrů Th/Yb a Th/U jsou v horninách těchto souvrství nejnižší. Relativně slabé obohacení La vůči Ce (hodnoty poměru La/Ce — F a i r b r i d g e 1972) lze pozorovat v těšínských a podrohovcových vrstvách, v jílovcích menilitového souvrství a středního oddílu godulského souvrství.

Všechny tyto údaje ukazují, že při sedimentaci godulského souvrství, istebňanských vrstev a částečně i redukčního paleocénu se významně uplatnil materiál granitoidního charakteru, ev. starší sedimenty odvozené z obdobného materiálu. V těšínských vrstvách a zejména v menilitovém souvrství lze konstatovat určitý příspěvek materiálu vulkanické provenience.

Uran

Obsahy uranu sledují v celém profilu slezské jednotky obsahy vanadu. Nejvyšší koncentrace U jsou přítomny v horninách menilitového souvrství, v bazální části krosněnských vrstev a v podrohovcových vrstvách. Slabé zvýšení vzhledem ke klarku uranu (pro sedimentární horniny 1,2 ppm — K i t a - B a d a k - B a d a k - S a l d a n 1965; 3,2 ppm pro šedé, rudé a zelené jílovce až jílové břidlice — F a i r b r i d g e 1972) bylo zjištěno v istebňanských vrstvách. Zvýšené obsahy uranu v menilitovém souvrství byly prokázány také ve ždánické jednotce (A d a m o v á 1980, A d a m o v á - S t r á n í k 1984) a ve slezské jednotce polských flyšových Karpat, kde koncentrace uranu dosahují až 620 ppm (B a d a k - G r u s z c z y k - K i t a - B a d a k 1965; K i t a - B a d a k - B a d a k - S a l d a n 1965). Tyto vysoké koncentrace jsou vázány na bituminózní břidlice ve spodní části menilitového souvrství (s obsahy organické hmoty od 4 do 13 %). Podle těchto autorů se uran vyskytuje v horninách v dispergované formě spojený s bituminózní substancí.

V menilitovém souvrství je uran pravděpodobně syngenetického původu a koncentruje se procesem sorpce na planktonní organismy nebo na organickou

substanci v době její bitumenizace. Nejvyšší obsahy U byly nalezeny v diatomitech menilitového souvrství ždánické jednotky s vyšším podílem bitumenů v organické hmotě (A d a m o v á 1983a). Lze tedy uvažovat o přínosu uranu do sedimentační pánve s vulkanickým materiálem, při jehož rozkladu přechází částečně do sedimentu, částečně zůstává v mořské vodě, odkud je sorbován organickou hmotou a jílovými minerály. Určité množství uranu mohlo být do bazénu přineseno povrchovými vodami z pevniny (G a b i n e t 1959).

O přínosu uranu spolu s pyroklastickým materiálem do sedimentační pánve menilitového souvrství svědčí jeho vysoký obsah v tufitických sedimentech ze slezské i ždánické jednotky.

Thorium

Koncentrace thoria v sedimentech slezské jednotky dobře korespondují s obsahy prvků vzácných zemin. Nejvyšším obsahům Th (klarková hodnota pro pelity je 11 ppm — K r a f t et al. 1969), které jsou vázány na godulské souvrství, ístebňanské vrstvy a redukční paleocén, odpovídají i nejvyšší obsahy Y a R.E.E. (tab. 5).

Hodnoty poměrů K/Th, které jsou podle P l i l e r a a A d a m s e (1962) pro jílovce a jílové břidlice poměrně konstantní a blízké hodnotě 2200, dosahují svého maxima v jílovcích godulského souvrství. Zvýšené obsahy K a vyšší hodnoty K/Th odrážejí vzrůst podílu jílového materiálu, především minerálů skupiny illitu v sedimentu. Odpovídající zvýšené koncentrace Th indikují, že thorium je v těchto sedimentech sdruženo hlavně s jílovou frakcí a to buď v jemných detritických rezistentních částicích, nebo adsorbováno přímo na jílové minerály (adsorpční účinky jílu na thorium ukazují, že jily mají kapacitu adsorbovat mnohem více Th za geologických podmínek, než jak se zdálo dříve; P l i l e r - A d a m s 1962). U hornin godulského souvrství dochází k určitému poklesu v obsazích Th vzhledem k vysokým hodnotám obsahu draslíku. Tato změna lineárního trendu ve vztahu K k Th by mohla být dána, ale pouze v nepatrné míře, minerálním složením, ve kterém vedle zcela převládajících minerálů ze skupiny slid může být v nepatrném množství přítomen i draselný živce (nebyl však rentgenograficky zjištěn): jako hlavní faktor, jenž ovlivnil množství Th. Lze uvažovat velkou rychlost sedimentace (krátké časové období pro možnost sorpce Th na jílové minerály).

U thoria je celkově patrný shodný trend jeho koncentrace s koncentracemi nejen prvků vzácných zemin a Y, ale též Ti, Zr, Rb, Nb a do určité míry i sumy oxidů železa.

Hafnium

Vzhledem k průměrným hodnotám — 3 až 4,5 ppm Hf, které pro zemskou kůru udává F a i r b r i d g e (1972), je patrné výraznější obohacení hafniem

Tabulka 5

Průměrné obsahy (medián) a koncentrační rozsahy (v ppm) prvků vzácných ze K/Th, Th/U v horninách slezské jednotky. Ch — hodnoty poměrů zjištěných obs NAS — dto k obsahům v severoamerick.

stratigrafická pozice a litologie		počet zorků	La min.—max. m NAS CH	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb
krosněnské vrstvy — jílovec		8	23,1—39,0 31,8 0,99 101	44,7—73,1 59 0,8 71	4,2—6,17 5,8 1,01 29	0,88—1,33 1,2 0,97 16,5	<1—1,6 <1	1,82—2,8 2,1 0,68 11
menilit-krosněnské vrstvy — jílovec		2	34,3—44,5 1,07 110 1,39 143	70—92,2 0,96 83 1,26 110	6,32—8,7 1,11 31,6 1,53 43,6	1,15—1,52 0,92 15,3 1,22 20,2	1,2—1,25 1,4 24 1,47 25	2,4—3,5 0,77 12 1,27 20
menilitové souvrství	jílovec	11	26,8—37,1 31 0,97 100	50,2—66,4 59 0,8 71	4,4—6,69 5,9 1,03 29,4	0,91—1,47 1,3 1,04 17,7	<1—1,41 <1	1,94—2,8 2,2 0,71 11
	rohovec	1	7,41 0,23 23,9	13,2 0,18 15,7	1,38 0,24 6,9	0,28 0,23 3,8	<1	<1
	slínovec	1	13,3 0,42 43	24,2 0,33 28,8	2,5 0,44 12,5	0,61 0,49 8,4	1	1,12 0,36 5,
	tufit	1	20,5 0,64 66,1	35,9 6,5 42,7	4,97 0,9 25	1,23 0,99 16,8	1	1
podrohovcové vrstvy — vápniť jílovec		1	17,4 0,54 56,1	33,7 0,76 40,1	3,58 0,63 17,9	0,77 0,62 10,5	<1	<1
podmenilitové souvrství	pestré vrstvy — jílovec	6	24,5—36,3 31 0,97 100	54,3—77,0 68 0,95 80	4,93—7,2 6,0 1,06 30,3	1,0—1,46 1,3 1,06 18,1	<1—1,17 ~1	2,13—3,2 2,5 0,8 12,
	redukční paleocén — jílovec	7	29,2—46,2 37 1,14—119	66,6—91,2 83 1,2 99	6,1—9,9 7,7 1,4 38,5	1,28—1,9 1,64 1,32 22,5	<1—1,78 <1	2,32—3,7 2,9 0,93 11

Tabulka 5

E.E.), U, Th, Y, Hf, a průměrné hodnoty poměrů La/Th, Th/Yb, La/Ce, Hf/Zr,ých prvků k obsahům udávaným pro chondrity (K. H. Wedepohl 1975)
dlicích (M. A. Haskin et al. 1968)

Lu	Σ R.E.E.	La-Eu/Yb-Lu	Th	La/Th	Hf	Zr	U	K/Th
	Σ R.E.E.+Y		Th/Yb	La/Ce	Y	Hf/Zr	Th/U	
29-0,39 0,36 74 11,4	100 126	36	7,6-12,9 m 9,5 4,5	3,34 0,53	2,5-5,04 m 4,0 25	132 0,03	<1,2-8,2 m 4,2 2,5	2372
31-0,69 ,64 10 43 22,2	116-153 239-181	25-28	10,5-14,3 3,6 4,4	3,1-3,27 0,49	3,5-6,9 23 28	123-238 0,03	2,0-10,4 1,4-5,2	2121-2551
28-0,5 0,36 76 11,4	105 131	37	5,3-11,5 m 9,2 3,93	3,62 0,53	1,6-6,18 m 4,5 26	148 0,03	4,4-24,8 m 11,5 0,8	2260
0,10 21 3,2	22,9 29,9	-	3,55 -	2,08 0,56	1,07 7	25 0,04	1,1 3,5	1032
0,16 .33 5,2	41,9 59,9	32	3,63 3,24	3,66 0,55	1,59 18	15 0,13	2,5 1,4	1943
0,28 .58 9,0	63,3 77,3	-	6,25 -	3,28 0,57	3,29 14	80 0,04	21,4 0,29	
0,28 .58 9,0	56,3 74,3	-	5,49 -	3,17 0,52	<1 18	28 -	9,28 0,59	1704
27-0,51 0,36 .7 11,4	110 137	39	11,1-14,6 m 12,2 4,77	2,66 0,48	3,6-8,8 m 4,7 26	162 0,03	<1,2-5,2 m 3,6 3,7	2100
30-0,54 0,46 .94 14,8	133 165	39	11,5-17,7 m 13,8 4,8	2,74 0,48	3,4-6,97 m 4,9 27+	169 0,03	<1,2-4,3 m 2,9 5,3	1805

Tabulka 5 (pokračování)

stratigrafická pozice a litologie		počet vzorků	La min.—max. m NAS CH	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb
Istebňanské vrstvy — jílovec		8	24,8—51,1 36,2 1,13 117	66,0—108,1 77,5 1,05 92,3	6,07—10,7 6,8 1,2 34	1,1—2,61 1,43 1,15—19,6	<1—1,13 1,03 1,21 21	1,49—3,11 2,92 0,85 15,4
godulské souvrství	svrchní oddíl — jílovec	5	34,3—43,5 37,5 1,17 121	64,0—78,0 73,5 1,01 87,5	5,3—6,73 6,3 1,1 32	0,88—1,26 1,15 0,94 16	<1—1,1 1	1,9—2,98 2,4 0,78 12,4
	střední oddíl — jílovec	4	32,5—50,3 43,4 1,36 140	60,0—78,5 75 1,01 89	4,8—5,48 5,2 0,9 26	0,94—1,11 1,0 0,8 13,7	<1—1,23 1,0 1,2 21	1,51—3,1 2,1 0,68 11,1
	spodní oddíl — jílovec	4	36,7—45,0 40,3 1,26 130	57,0—84,1 78 1,08 93	3,7—6,32 6,0 1,08 30	0,9—1,42 1,12 0,9 15,3	<1—1,26 <1	1,9—2,76 2,5 0,8 13
	pestré godulské vrstvy — jílovec	6	28,6—37,3 33,1 1,03 107	56,6—87,0 70 0,94 83	4,6—8,07 5,6 0,94 28	0,98—2,81 1,3 1,04 17,8	<1—1,44 <1	1,55—2,36 2,0 0,66 10,5
lhotecké vrstvy — jílovec		6	19,5—26,5 23,4 0,73 76	40,5—55,0 47 0,64 56	3,6—4,63 4,0 0,7 20	0,77—1,03 0,86 0,7 11,8	<1	1,32—2,31 1,7 0,55 8,9
veřovické vrstvy — jílovec		6	18,7—35,0 24,8 0,77 80	36,6—66,5 55 0,75 65	3,22—6,2 5,0 0,88 25	0,76—1,7 1,17 0,96 16,0	<1	1,3—2,31 1,9 0,6 10
těšínsko-hradištské souvrství	hradištské vrstvy — jílovec	5	22,2—32,2 31,0 0,97 100	50,0—73,8 69 0,94 82	4,3—7,03 5,7 1,0 29	0,98—1,72 1,33 1,04 18,2	<1—1,69 <1	2,05—2,38 2,2 0,7 11,5
	svrchní těšínské vrstvy — vápnité jílovec	6	26,4—36,2 29,6 0,89 94	48,3—75,0 52 0,71 62	3,74—7,3 4,1 0,74 21	0,87—1,7 0,9 0,72 12,3	<1—1,29 <1	1,2—2,61 1,8 0,59 9,6
spodní těšínské vrstvy — vápnité jílovec, sílnovec		7	17,9—38,0 23,1 0,72 75	26,7—71,0 40 0,54 48	2,87—4,84 3,7 0,64 18	0,84—1,0 0,84 0,68 11,5	<1	1,35—3,2 1,8 0,57 9,5

v istebsňanských vrstvách a godulském souvrství, zejména ve svrchním a spodním oddílu. Poměr Hf/Zr je v celém litostratigrafickém profilu málo variabilní, jeho hodnoty se pohybují převážně v rozmezí 0,02—0,04; zcela převládající hodnota je 0,03 (tab. 5). Nejčastěji udávaná průměrná hodnota poměrů Hf/Zr pro minerály zirkonia — hlavně zirkon je 0,02—0,03 (Fairbridge 1972).

Tabulka 5

Lu	Σ R.E.E.	La-Eu/Yb-Lu	Th	La/Th	Hf	Zr	U	K/Th
	Σ R.E.E. + Y		Th/Yb	La/Ce	Y	Hf/Zr	Th/U	
0,39–0,62 0,52 1,08 16,8	127 156	37	11,5–19,9 m 13,0	2,9	5,6–8,11 m 7,0	225	1,2–4,8 m 4,2	
			4,6	0,47	32	0,03	3,7	
0,39–0,59 0,53 1,1 17,1	122 150	43	11,8–14,0 m 13,0	2,9	5,7–7,2 m 6,6	210	1,2–4,6 m 2,5	2823
			5,51	0,51	28	0,03	5,2	
0,42–0,54 0,47 0,98 15,2	125 159	48	10,5–14,2 m 14,0	3,2	3,2–6,1 m 4,5	188	<1,2–5,4 m 2,4	3449
			6,75	0,58	34	0,024	5,5	
0,41–0,61 0,51 1,05 16,5	129 156	42	9,0–14,8 m 13,2	3,1	3,9–7,9 m 5,3	200	<1,2–4,9 m 3,8	2694
			5,33	0,52	27	0,03	3,6	
0,29–0,41 0,33 0,7 10,6	104 126	48	9,3–12,9 m 10,7	3,1	2,13–4,4 m 3,0	127	<1,2–4,2 m 2,2	3090
			5,61	0,51	24	0,025	4,5	
0,24–0,43 0,34 0,71 11	75 95	35	7,9–9,7 m 8,9	2,66	2,4–4,2 m 3,7	127	<1,2–3,4 m 2,1	2015
			5,2	0,50	20	0,03	4,8	
0,22–0,53 0,37 0,77 11,9	88 109	37	6,2–10,9 m 8,0	3,1	1,8–3,6 m 2,9	105	<1,2–4,4 m 2,8	2002
			4,0	0,40	23	0,03	2,9	
0,30–0,49 0,38 0,8 12,3	109 136	40	7,3–10,8 m 10,2	3,2	2,96–4,7 m 3,3	114	<1,2–3,5 m 2,6	1938
			4,1	0,45	24	0,03	3,8	
0,29–0,41 0,35 0,75 11,3	88 106	40	7,56–10,8 m 7,9	3,52	2,9–6,03 m 4,2	147	<1,2–4,3 m 2,3	1993
			4,56	0,58	21	0,03	3,3	
0,21–0,36 0,26 0,55 8,4	69 92	33	4,26–11,1 m 6,1	4,0	1,3–2,1 m 1,9	53	<1,2–3,2 m st.	2270
			3,44	0,66	21	0,035	>3	

S výjimkou některých slinitých sedimentů odpovídají vypočtené hodnoty literárním údajům.

Zvýšené obsahy Hf spolu s nejvyššími koncentracemi Zr v ístebňanských vrstvách a godulském souvrství ukazují na významný přínos klastického materiálu granitoidní povahy během jejich sedimentace.

Organická hmota ve studovaných sedimentech

Sledované parametry

Byly sledovány obsahy organické hmoty a jednotlivých genetických typů, charakterizovaných koncentrací organického uhlíku (C_{org}), silně karbonifikované organické složky (kerogenu- C_{zbyt}), meziproduktů karbonifikačního procesu, které jsou vyjádřeny obsahem huminových látek (C_{hum}) a produktu bitumenizačního procesu (C_{bit}). Jednotlivé genetické typy jsou charakterizovány takto: kerogén — nerozpustná organická hmota — je definován jako složka, nerozpustná v organických a alkalických rozpouštědlech; huminové látky jsou definovány jako podíl organické látky rozpustný v alkalických rozpouštědlech (5 % NaOH nebo KOH); bitumeny jako podíl organické složky rozpustný v organických rozpouštědlech, jako např. chloroformu.

Celkový obsah rozptýlené organické hmoty je parametrem, který je závislý na sedimentologických, příp. faciálních podmínkách sedimentace. Obsah organické hmoty je v reciproké závislosti na zrnitosti sedimentů. Nejvyšší obsahy v hodnotách hmotnostních % mají sedimenty pelitické, v 0, X % psamitické a nejnižší jsou v sedimentech s vysokým podílem karbonátů.

Zastoupení jednotlivých genetických typů organické hmoty vyjádřené tzv. uhlíkovou bilancí (tj. procentuálním podílem obsahu C_{zbyt} , C_{hum} , a C_{bit} v celkové hmotnosti organického uhlíku) vyjadřuje pokročilost metamorfózy organického substrátu (poměr C_{zbyt} a C_{hum}), nebo migraci pohyblivé bituminózní složky. Na tyto procesy zvláště citlivě reaguje složení organické hmoty v psamitických sedimentech.

Výsledky řízené pyrolýzy jsou vyjádřeny indexy S_1 , S_2 , S_3 , T_{max} , IP, IH, IO. Index S_1 charakterizuje obsah primárních v hornině již přítomných uhlovodíků, index S_2 vyjadřuje obsah uhlovodíků, vzniklých sekundárně pyrolitickým rozkladem organické hmoty přítomné v hornině. Index S_3 představuje obsah CO_2 uvolněný rozkladem organické hmoty v hornině a index T_{max} značí teplotu ve °C, při které dochází k maximální pyrolýze. Indexy IP (index produkce), IH (vodíkový index) a IO (kyslíkový index) jsou odvozenými ukazateli z hodnot S_1 , S_2 a S_3 . Index produkce charakterizuje poměr v obsahu primárních a termickým přepracováním vzniklých uhlovodíků. Je vyjádřen zlomkem $\frac{S_1}{(S_1+S_2)}$, při-

čemž hodnoty blízké 1 charakterizují horniny s vysokým obsahem primárních uhlovodíků.

Indexy IH a IO charakterizují látkové složení rozptýlené organické hmoty. Nízké hodnoty IH (<100) a zvýšené hodnoty IO (hodnoty v desítkách) jsou typické pro terestrický materiál kontinentálního původu, hodnoty IH nad 100 a nízké hodnoty IO charakterizují sapropelový, zpravidla zoogenní materiál.

Nasyčené parafinické uhlovodíky jsou indikátorem složení matečného organického substrátu, pokročilosti jeho přeměny, příp. migrační diferenciace. Posouzení stupně metamorfózy se opírá o tzv. CPI (carbon preference index), vyjadřující poměr zastoupení sumy obsahů lichých a sudých uhlovodíků. Pokročilá stadia přeměny jsou charakterizována hodnotami blízkými 1. Pro kontinentální splachový materiál je typický vysoký podíl uhlovodíků s maximem obsahů individuálních uhlovodíků s 25 až 30 uhlíky v molekule, mořský substrát obsahuje uhlovodíky se 14 až 25 uhlíky v molekule.

Diskuse

Nejvyšší koncentrace organické hmoty byly ve slezské jednotce zjištěny v horninách podrohovcových vrstev a menilitového souvrství, dále vyšší obsahy jsou vázány na spodní těšínské vrstvy, veřovické vrstvy a redukční paleocén. Nejnižší množství organické substance je přítomno s výjimkou svrchního oddílu v pelitech godulského souvrství a v pestrých vrstvách podmenilitového souvrství (tab. 6). Nejpokročilejší stupeň karbonifikační metamorfózy rozptýlené organické hmoty vykazují horniny redukčního paleocénu, istebňanských a veřovických vrstev. Podíl huminových látek na uhlíkové bilanci přesahuje zcela výjimečně 5 ‰. Rovněž obsah bitumenů je nízký (s maximem v menilitovém souvrství) a je omezen pouze na reziduální složku (nejvyšší podíl 5–8 ‰ bitumenů v C_{org}).

Index T_{max} ukazuje na nižší až střední stupeň tepelné metamorfózy rozptýlené organické hmoty. Do nejvyššího stupně je přeměněna organická hmota jílovců istebňanských vrstev. Obsah primárních uhlovodíků je v celém sledovaném souboru vzorků velmi nízký. Relativně nejvyšší množství bylo nalezeno v rohovcových jílovcích menilitového souvrství a v jílovcích krosněnských vrstev (tab. 7).

Malý podíl primárních uhlovodíků je výsledkem buď málo pokročilé bitumenizační metamorfózy organického substrátu nebo vytěsnění pohyblivého podílu. Celkově výrazně převládají uhlovodíky sekundární, které jsou ve sledovaných horninách vždy několikanásobkem obsahu volných uhlovodíků.

Menilitové souvrství slezské, stejně jako ždánické jednotky, obsahuje výrazně zvýšené množství rozptýlené organické hmoty ve vztahu k ostatním souvrstvím, přičemž menilitové sedimenty slezské jednotky jsou podle CPI indexů nasycených parafinických uhlovodíků (tab. 8) v podstatě pokročilejším stadiu karbonifikační přeměny, než menilitové horniny ždánické jednotky (A d a m o v á 1983a).

Z hlediska chemického složení se výrazně odlišuje rozptýlená organická hmota rohovcových vrstev menilitového souvrství a podrohovcových vrstev jak slezské, tak ždánické jednotky. Podle vodíkového indexu ji tvoří smíšený sapropelový a terestrický materiál (zvýšené hodnoty IH a nižší hodnoty IO). Smíšený sapropelový a terestrický organický materiál se také vyskytuje v organické hmotě jílovce krosněnských vrstev (tab. 7, vzorek č. 1888). Naproti tomu převážná část organické hmoty ostatních sledovaných hornin představuje hlavně fytoγενní terestrický materiál (z kontinentálních splachů).

Paleosalinita

Stanovení charakteru sedimentačního prostředí, zejména paleosalinity, má význam nejen pro paleogeografické studium, ale též jako nepřímá metoda strati-

Tabulka 6

Celkové obsahy organické hmoty a jednotlivých genetických typů (C_{org} , těchto genetických typů vyjádřené tzv. uhlíkovou bilancí a hodnoty

litostratigrafické zařazení		počet vz.	celková organická hmota	C_{org}	C_{zbyt}
krosněnské vrstvy — jílovce		10	1,026 + 0,940	0,800 0,741	0,770 0,682
menilit-krosněnské vrstvy — jílovce		4	3,075	2,450	2,380
menilitové souvrství	slánovec	1	2,102	1,655	1,398
	jílovce a vápnité jílovce	10	5,880 + 4,910	4,636 3,919	4,259 3,633
	rohovec	1	4,691	3,694	3,442
podrohovcové vrstvy — vápnité jílovce, slánovec		2	5,743—10,712	4,522—8,434	4,329—7,980
podmenilitové souvrství	pestrý vývoj — jílovce	11	0,648 + 0,364	0,500 0,301	0,483 0,271
	redukční paleocén — jílovce	8	2,558 + 2,320	2,014 1,850	1,990 1,810
istebňánské vrstvy — jílovce		6	1,716 + 1,975	1,371 1,560	1,350 1,520
godulské souvrství	svrchní oddíl — jílovce	7	1,180 + 1,044	0,930 0,826	0,900 0,791
	střední oddíl — jílovce	2	0,126—1,120	0,099—0,882	0,085—0,842
	spodní oddíl — jílovce	6	0,403 + 0,283	0,317 0,223	0,302 0,212
	pestré vrstvy — jílovce	8	0,335 + 0,196	0,273 0,155	0,262 0,146
lhotecké vrstvy — jílovce		5	0,952 + 0,990	0,755 0,780	0,725 0,750
veřovické vrstvy — jílovce		9	2,328 + 2,101	1,833 1,712	1,789 1,654
těšínsko-hradištské souvrství	hradištské vrstvy — vápnité jílovce	6	1,407 + 1,360	1,108 1,070	1,084 1,051
	svrchní těšínské vrstvy — jílovce	3	1,231	0,972	0,927
spodní těšínské vrstvy — silně vápnité jílovce		8	2,623 + 2,328	2,122 1,891	1,967 1,716

+ aritmetický průměr (platí pro celý řádek), jinak uváděna hodnota mediánu, v při-

Tabulka 6

C_{zbyt}, C_{hum}, C_{bit}) vyjádřené v hmot. % C v hornině, procentuální zastoupení koeficientu bituminóznosti v sedimentech slezské jednotky

C _{hum}	C _{bit}	% C _{zbyt}	% C _{hum}	% C _{bit}	% CaCO ₃	K _{bit}
0,006	0,037	94,5	0,79	4,8	19,3	0,045
0,006	0,033	94,4	0,80	4,9	20,2	0,037
0,025	0,070	94,5	2,8	2,8	1,2	0,090
0,116	0,140	84,5	7,0	8,5	47,3	0,154
0,099	0,273	92,3	1,75	5,93	9,0	0,298
0,061	0,256	92,4	1,10	5,9	4,7	0,270
0,042	0,210	93,2	1,1	5,7	0,6	0,223
0,038—0,087	0,155—0,367	94,6—95,8	0,8—1,1	3,4—4,4	22,3—49,6	0,159—0,388
0,009	0,023	94,0	3,3	2,63	6,3	0,007
0,006	0,007	94,6	2,8	2,80	3,1	0,006
0,007	0,017	98,8	0,32	1,04	2,0	0,020
0,007	0,017	98,7	0,34	1,0	2,5	0,018
0,007	0,030	97,6	0,4	2,4	1,9	0,032
0,007	0,034	97,6	0,4	2,2	2,0	0,035
0,009	0,018	96,9	1,14	1,97	1,9	0,018
0,010	0,018	97,3	1,3	1,9	2,0	0,018
0,005—0,032	0,008—0,008	86,2—95,5	3,6—5,3	0,9—8,5	0,6—1,2	0,009—0,008
0,008	0,007	94,4	3,3	2,4	1,3	0,006
0,006	0,006	95,0	2,3	2,7	1,2	0,006
0,005	0,006	91,5	4,1	4,4	3,3	0,006
0,004	0,006	94,1	2,0	4,0	3,0	0,006
0,007	0,018	96,7	0,96	2,34	4,8	0,002
0,008	0,021	97,2	1,4	2,4	5,2	0,002
0,006	0,030	97,4	0,41	2,4	1,7	0,032
0,006	0,030	97,5	0,35	2,35	1,5	0,032
0,006	0,035	96,5	0,5	3,2	30,8	0,036
0,005	0,035	95,8	0,48	3,55	33,0	0,037
0,014	0,025	95,4	1,43	2,6	24,0	0,026
0,005	0,091	94,9	0,23	4,8	45,7	0,096
0,004	0,089	94,8	0,2	4,9	44,3	0,095

padě dvou vzorků uváděn rozsah hodnot od—do

Tabulka 7

Výsledky pyrolýzy ve vybraných studovaných vzorcích

číslo vzorku	litostratigrafické zařazení	S ₁	S ₂	T max.	S ₃	IP	IH	IO	
slezská jednotka	1888	krosněnské vrstvy – jílovce	0,4	3,5	434	0,6	0,09	169	26
	1889	dito	0,04	0,1	445	0,5	0,23	45	116
	1770	podrohovcové vrstvy – slínovce	0,22	16,53	424	1,01	0,02	370	22
	1924	podmenilitové souvrství – jílovce	0,04	–	–	0,6	–	14	197
	1929	dito	0,05	–	–	0,6	–	10	129
	1931	redukční paleocén – jílovce	0,02	–	–	0,4	–	6	123
	1933	istebňanské vrstvy – jílovce	0,1	0,6	459	0,7	0,15	38	41
	1891	godulské souvrství střední oddíl – jílovce	0,1	–	–	0,7	–	7	77

Tabulka 8

Celkový obsah n-alkanů (v ‰), sumy obsahů lichých a sudých n-alkanů (v µg/g) a hodnoty poměrů sumy lichých a sudých n-alkanů v sedimentech slezské jednotky

číslo vzorku	tektonická a stratigrafická pozice a litologie	celkový obsah n-alkanů	obsah lichých n-alkanů	obsah sudých n-alkanů	CPI	
slezská jednotka	1888	krosněnské vrstvy – jílovce	5,78	6,99	11,07	0,631
	1889	krosněnské vrstvy – jílovce	4,62	1,93	1,85	1,04
	1924	podmenilitové souvrství – jílovce	4,52	1,04	1,06	0,98
	1929	podmenilitové souvrství – jílovce	5,33	0,426	0,552	0,78
	1891	godulské souvrství střední oddíl – jílovce	7,08	0,809	0,958	0,85

grafické korelace. Geochemické metody umožňují určit jen podstatné rozdíly v paleosalinitě prostředí sedimentace. Z prací, zabývajících se touto problematikou vyplývá, že k určení původní salinity prostředí je vhodný zejména bór a hodnoty poměru Th/U.

B ó r

Během sedimentace je bór extrahován z mořské vody. Převládajícím procesem je vazba B na jílové minerály, zejména na minerály skupiny illitu, glaukonit a také na minerály

skupiny montmorillonitu. Sorpční kapacity těchto minerálů jsou podobné a daleko vyšší, než sorpční kapacita kaolinitu. Walker (1968) předpokládá, že bór vstupuje do tetraedrických pozic během vzniku illitu. Jde pravděpodobně o diadochii bóru za hliník, i když diadochie B—Si byla také potvrzena. Experimentálně bylo zjištěno, že sorpce bóru na jílové minerály nezáleží jenom na jeho koncentraci v roztoku, ale též na reaktivním čase a teplotě vodních roztoků.

Podle literárních údajů (Ernst - Werner 1964, Tourtelot 1964, Reynolds 1972) je v mořských jílovcích a jílových břidlicích B přítomen v množství 100—200 ppm, ve sladkovodních uloženinách 10—50 ppm B. Jílovce uložené v brakickém prostředí mívají 80—110 ppm B (Bouška 1980). Pro karbonátové horniny se udávají průměrné obsahy kolem 20 ppm B, v pískovcích 35 ppm B. Podíl siltové nebo písčité složky, právě tak jako přítomnost karbonátů v jílovém sedimentu významně snižuje obsah bóru. Naopak, přítomnost vulkanogenního materiálu, ev. blízkost významných tektonických linií, mohou obsahy bóru zvyšovat (Cody 1970).

Zákonitosti rozdělení B mezi minerály skupiny illitu a mořskou vodou použil Reynolds (1965) při stanovení koncentrace B v prekambriickém moři. Pro korekci obsahu celkového B na bór vázaný v illitické frakci udává tento vztah:

$$B_{\text{illit}} = B_{\text{vzorek}} \times \frac{7,7}{\% \text{ K}_2\text{O vzorku}}$$

Hodnota 7,7 představuje teoretický obsah K₂O v čistém illitu v ‰.

Pro mořské pelitické sedimenty se udávají ekvivalentní obsahy B v rozmezí 300 až 400 ppm, pro sladkovodní méně než 200 ppm, pro brakické sedimenty 200—300 ppm bóru.

Průměrné obsahy B a zejména hodnoty ekvivalentního B zřetelně ukazují na mořské prostředí sedimentace všech studovaných sedimentů (tab. 9). Obsahy bóru vykazují určitou cykličnost, která dobře koresponduje s litofaciálním a tektonickým vývojem bazénu. Maximální obsahy ekv. B se projevují ve spodní a střední části cyklu, bazální části cyklu mají obsahy snižené, nejvyšší části cyklu obsahy výrazně nižší. Ve slezské jednotce mají nejvyšší koncentrace svrchní těšinské, hradištské, veřovické a lhotecké vrstvy (620—660 ppm ekv. B — spodní a střední část cyklu), zatímco istebňanské vrstvy, které představují nejvyšší část cyklu, mají obsahy ekv. B 240 ppm. Podmenilitovým souvrstvím začíná sedimentační cyklus, který má maximální obsahy ekv. B v menilitovém souvrství, kdežto finální sedimenty tohoto cyklu — krosněnské vrstvy — mají obsahy B podstatně nižší. Obdobná situace byla zjištěna v jednotce ždánické (Adamová - Stráník 1984, Adamová 1983a).

Uvedené výsledky ukazují, že maximální obsahy B jsou přítomny v pelagických sedimentech (např. veřovické vrstvy a meulitové souvrství), tj. v sedimentech, jejichž rychlost sedimentace byla relativně nejnižší. Klidná pomalá sedimentace dává možnost většího časového prostoru pro sorpci B na jílové minerály. Naproti tomu flyšové sedimenty (godulské souvrství, istebňanské a krosněnské vrstvy), jejichž velká mocnost v malém časovém období ukazuje na rychlou sedimentaci, se vyznačují relativně nižšími obsahy ekv. B.

Tabulka 9

Průměrné obsahy B (ppm) v jednotlivých litostratigrafických souborech slezské jednotky, počet vzorků, u kterých byl proveden přepočet na ekvivalentní B, jeho průměrné hodnoty a průměrné hodnoty poměru Th/U

stratigrafická pozice a litologie		počet vzorků	B	ekv. B	Th/U
krosněnské vrstvy — vápnité jílovec		6	78	301	2,5
menilitové souvrství	— sílnovec	1	29	320	
	(silicifikovaný) — jílovec	9	92	371	0,8
	— rohovec	1	32	592	3,5
podrohovcové vrstvy — vápnité jílovec		2	60—106	370—448	0,6—1,4
podmenilitové souvrství	pestré vrstvy — jílovec	9	101	333	3,7
	redukční paleocén — jílovec	5	130	324	5,3
istebňanské vrstvy — jílovec		4	107	240	3,7
godulské souvrství	svrchní oddíl — jílovec	6	120	234	5,2
	střední oddíl — jílovec	3	186	312	5,5
	spodní oddíl — jílovec	8	136	310	3,6
	pestré godulské vrstvy — jílovec	10	158	408	4,5
lhotecké vrstvy — jílovec		18	160	660	4,8
veřovické vrstvy (silicifikované) — jílovec		15	134	620	2,9
těšínsko-hradištské souvrství	hradištské vrstvy — vápnité jílovec	12	152	644	3,8
	svrchní těšínské vrstvy — vápnité jílovec	5	206	591	3,3
spodní těšínské vrstvy — vápnité jílovec		8	142	580	3,0

Poměr Th/U

Pro indikaci sedimentačního prostředí navrhli Adams a Weaver (1958) použití poměru Th/U. Podle uvedených autorů mají mořské sedimenty sledovaný poměr značně pod hodnotu 7, zatímco kontinentální sedimenty mají tento poměr nad 7. Hodnoty poměru Th/U nedosahují v horninách žádného litostratigrafického členu slezské jednotky 7 (tab. 9). Určité zvýšení této hodnoty lze pozorovat v sedimentech godulského souvrství a redukčním paleocénu. Současně má godulské souvrství s výjimkou pestrých vrstev nižší obsahy ekvivalentního bóru. Je možné předpokládat, že vlivem tektonických pohybů došlo

k prohloubení pánve, což vedlo ke zvýšení přínosu materiálu z kontinentálních okrajů (event. ze slezské kordilléry) a tím i ke zvýšení koncentrace thoría v těchto sedimentech.

Shrnutí výsledků

Geochemické zhodnocení studovaných sedimentů s ohledem na jejich genezi

Variabilita mineralogického a chemického složení pelitů jednotlivých členů slezské jednotky úzce souvisí s celkovým vývojem tohoto sedimentačního prostoru. Počátek sedimentace (vápnité jílovce spodních těšínských vrstev) se vyznačuje nízkým stupněm chemické zralosti. Svrchní těšínské, veřovické a lhotcké vrstvy zahrnují jílové sedimenty s relativně vyšším (středním) stupněm zralosti. Náhlý pokles zralosti nastává v godulském souvrství v období flyšového vývoje, v němž sedimentace jílovců nevytváří litologicky samostatně diferencované sedimentární sekvence (spodní až svrchní oddíl godulského souvrství). U nadložních istebňanských vrstev, podmenilitového a menilitového souvrství, kde jílovce vytvářejí litologicky vyhraněné polohy nebo jsou převážnou složkou sedimentárních flyšových sekvencí, chemická zralost jílovců opět stoupá. Svého maxima (středního stupně) dosahuje v jílovcích pestrého vývoje podmenilitového souvrství a v horninách menilitového souvrství.

Závěr sedimentace (krosněnské vrstvy) i při významném podílu jílovců se vyznačuje nízkým stupněm chemické zralosti. Uvedené charakteristice odpovídá variabilita obsahů jílových — zejména slídových minerálů a živců (plagioklasů, jejichž relativně nejvyšší koncentrace se objevují v jílovcích flyšových sekvencí godulského souvrství.

Ve smyslu prací Wedepohla (1960), Vinogradova a Ronova (1956) a Savula et al. (1963) lze usuzovat, že hodnota poměru Ni/Co může ukazovat na složitost paleogeografických poměrů a postavení sedimentačních bazénů a hloubku ukládání sedimentů na s. okraji tethydního prostoru. Koeficient Ni/Co v litostratigrafických členech slezské jednotky ukazuje, že sedimentační bazén dosáhl největších hloubek v období ukládání godulského souvrství, istebňanských vrstev a na počátku sedimentace podmenilitového souvrství, zatímco počátek a závěr sedimentace probíhal v relativně menších hloubkách (Adamová 1983c). Pro obecné marinní sedimenty se uvádí hodnota poměru Ni/Co — 4,23 (Wedepohl 1960) a 4,13 (Vinogradov - Ronov 1956); pro hlubokovodní pelitické sedimenty Pacifiku — 2,75 a Atlantského oceánu — 3,68.

V koncentracích Ga se obecně projevuje v celém vrstevním sledu slezské jednotky přímá závislost na obsazích Al_2O_3 a sumy oxidů železa, přičemž počí-

naje sedimentací spodních godulských vrstev nastává zřetelný trend vzrůstu množství Ga, kulminující v jílovcích istebňanských vrstev a redukčního paleocénu. Určité výkyvy ve vzájemných relacích mezi Al_2O_3 , sumárním železem a Ga (obr. 4) naznačují, že na zvýšené koncentrace Ga mohly mít vliv i další faktory, jako např. zvýšený přínos zuhelnatělého rostlinného detritu.

Obsahy bóru vykazují určitou cykličnost, která dobře odpovídá litofaciálnímu vývoji slezské jednotky, který souvisí s tektonickým vývojem bazénů. Maximální obsahy ekvivalentního B se projevují ve spodní a střední části cyklu, v bazální části cyklu jsou obsahy slabě sniženy, zatímco nejvyšší části cyklu mají koncentrace ekv. B zřetelně nižší.

Ve slezské jednotce mají nejvyšší koncentrace ekv. B hradištské, veřovické a lhotecké vrstvy (620—660 ppm — střední část cyklu), zatímco istebňanské vrstvy, které představují nejvyšší část cyklu, mají obsahy ekv. B 240 ppm. Výsledky studia ukazují, že maximální obsahy bóru jsou přítomny v pelagických sedimentech (např. veřovické vrstvy, menilitové souvrství), tj. v sedimentech, jejichž rychlost sedimentace byla relativně nejnižší. Naproti tomu flyšová sedimentace (godulské souvrství, istebňanské a krosněnské vrstvy), jejichž velká mocnost v krátkém časovém období ukazuje na rychlou sedimentaci, se vyznačuje relativně nejnižšími obsahy ekv. B (malý časový prostor pro sorpci B na jílové minerály).

Z hlediska koncentrací sledovaných stopových prvků se projevila ve studovaných pelitech a psamitech výrazná změna mezi nižšími stratigrafickými členy slezské jednotky (těšínsko-hradištské souvrství až lhotecké vrstvy) a jejich nadložím. Je vyvolána změnou v charakteru sedimentačního prostředí a změnou zdrojové oblasti.

Sedimentační prostředí celého těšínsko-hradištského souvrství a spodních těšínských vrstev bylo redukční, alkalické povahy, maximálně příznivé pro tvorbu lávkových a konkrecionálních forem pelosideritů v těšínsko-hradištském souvrství. Zvýšené koncentrace Mo ve svrchních těšínských vrstvách pravděpodobně souvisí s přítomností vápnitého planktonu (koncentrace biochemickou cestou), vyšší obsahy V s redukčním charakterem prostředí. Lze uvažovat též o vlivu bazického vulkanismu těšínitové asociace. Silně redukční prostředí sedimentace spíše kyselého charakteru, zvýšené salinity a minimálního přínosu klastického materiálu je charakteristické pro veřovické vrstvy. Větší přínos klastického materiálu o nižší chemické zralosti a pravděpodobně s větším obsahem a jiným kvantitativním složením minerální frakce se odráží v nápadné změně koncentrací (jejich vzrůstem) zejména Rb, Ti, Zr, Cr, Y a sumy Fe-oxidů v godulském souvrství. Se zvýšením koncentrací těchto prvků jsou v pozitivní korelaci také nejvyšší obsahy prvků vzácných zemí, Th a Hf. Ve vyšších polohách svrchního oddílu godulského souvrství dochází ke slabému poklesu v obsazích Rb, Ti, Ba, Cu, Co, Cr a V, kdežto u As, S a organické hmoty se objevuje tendence vzrůstu jejich koncentrací směrem do nadloží, naznačující nástup re-

dukčního charakteru prostředí sedimentace (istebňanské vrstvy — charakterizované autigenním sideritem, pyritem a vyššími koncentracemi organické hmoty). Jílovce pestrého vývoje podmenilitového souvrství se ukládaly v prostředí, které nabývalo oxidačního charakteru. Zároveň se mění acidita prostředí — z neutrálního až slabě kyselého v období ukládání sedimentů redukčního vývoje na slabě alkalické, jež bylo příhodné pro vyšší akumulaci kalcitu v závěru sedimentace podmenilitového souvrství.

Sedimentace hornin významného litostratigrafického horizontu slezské i ždánické jednotky menilitového souvrství, probíhala v silně redukčním prostředí za zvýšených obsahů S a organické hmoty, s omezenou komunikací s otevřeným mořem, normální až slabě zvýšenou salinitou a minimálním přínosem klastického materiálu (A d a m o v á 1983a, b). Obohacení těchto sedimentů molybdenem, vanadem a uranem je pro menilitové souvrství charakteristické. Vedle vazby V na dispergovanou organickou hmotu se projevuje podobně jako u Mo tendence k biochemické koncentraci; v sedimentech s převahou křemitého planktonu se koncentruje V, s převahou vápnného planktonu Mo. Zvýšené koncentrace obou těchto prvků odpovídají smíšenému typu planktonu v menilitových sedimentech. Primárním zdrojem části molybdenu a vanadu je pyroklastický materiál. Tento závěr je doložen přítomností tufitů s vysokými koncentracemi těchto prvků v menilitovém souvrství. Uran, vyskytující se v těchto sedimentech v dispergované formě spojené zejména s bituminózní substancí, je pravděpodobně syngenetického původu a koncentruje se procesem sorpce na planktonní organismy nebo na organickou hmotu v době její bitumenizace. O přínosu uranu do sedimentační pánve menilitového souvrství spolu s pyroklastickým materiálem svědčí i vysoký obsah U v tufitu (tab. 3).

Na základě velmi blízkého geochemického charakteru sedimentů podrohovcových vrstev a menilitového souvrství, zejména rohovcových vrstev slezské i ždánické jednotky (stejná minerální asociace montmorillonit—zeolit—cristobalit, výrazně vyšší obsahy organické hmoty, pyritu, podobné koncentrace celé řady prvků — V, Mo, U, Cu, As, Pb, Ba, Rb, Sb, Ti, Th a do určité míry i Zn a Zr, blízké hodnoty poměrů La/Th, Th/U, Th/Yb, K/Th, značná podobnost v korelacích a typu rozdělení u mnoha prvků v podrohovcových a rohovcových vrstvách) docházím k závěru o příslušnosti podrohovcových vrstev, dosud řazených k podmenilitovému souvrství, k souvrství menilitovému (A d a m o v á 1980, 1983a, Š i m á n e k et al. 1981, A d a m o v á - S t r á n í k 1984). K tomuto závěru se také přiklání Roth a Hanzlíková (1982).

Krosněnské vrstvy obsahují ve své bazální části ještě vložky jílovců menilitového typu, jejichž geochemický charakter odpovídá vlastněmu menilitovému souvrství (vysoké obsahy pyritu — až 5 %, organické hmoty a analogické zvýšení koncentrace stopových prvků — zvláště Mo, V, U, As, Ag a Ni). Krosněnské vrstvy jako celek se ukládaly v sedimentačním prostředí, které se stávalo postupně méně redukčním, slabě alkalické povahy se sníženou salinitou a vyšším

přínosem klastického materiálu. Charakteristická je asociace slídových minerálů s chlority, vyšší podíl živců a významné množství dolomitu v karbonátové příměsi. V krosněnských vrstvách dochází k značnému poklesu koncentrací řady stopových prvků, zejména Zr, Ti, Sn, Ga, As, Cu a Mo. Významné zastoupení granátu a přítomnost disténu v těžké minerální frakci spolu s poklesem obsahu Zr a Ti ukazují na podstatný podíl metamorfovaných hornin jako zdrojového materiálu těchto sedimentů.

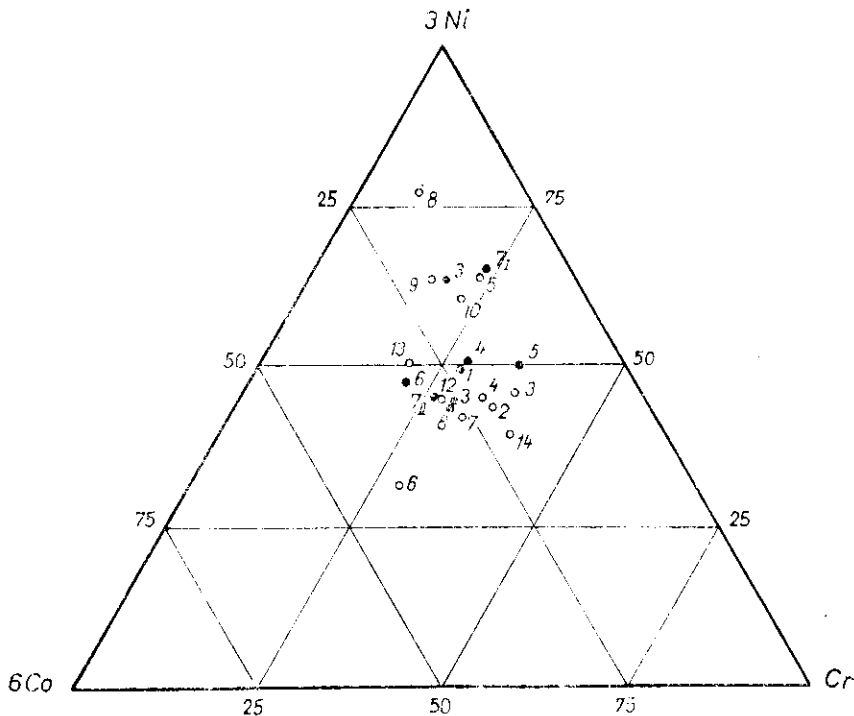
Všechny získané výsledky, hodnoty poměrů vybraných dvojic stopových prvků, La/Th, Th/U, Th/Yb, La/Ce, zvýšené koncentrace prvků vzácných zemin a řady stopových prvků, zejména Y, Th, Ti, Zr a Hf ukazují na významné uplatnění granitoidních hornin v klastickém materiálu godulského souvrství, istebňanských vrstev a částečně i redukčního paleocénu. V těšínských vrstvách a především v menilitovém souvrství lze konstatovat určitý vliv vulkanogenní činnosti v období jejich sedimentace (příspěvek materiálu vulkanické provenience).

Na základě všech dostupných údajů bylo provedeno srovnání sedimentů krosněnských vrstev slezské jednotky a ždánicko-hustopečského souvrství ždánické jednotky (A d a m o v á 1983b). Lze konstatovat, že sedimenty obou srovnávaných litostratigrafických členů mají velmi podobné mineralogické složení — vyšší obsahy živců, dominující asociace slídových minerálů a chloritů, významný podíl dolomitu v karbonátové příměsi, převaha granátu v těžké minerální frakci. Po chemické stránce mají velmi blízké obsahy SiO_2 , Al_2O_3 , oxidů železa, MgO, CaO, Na_2O , K_2O , P_2O_5 , H_2O^+ , převážně většiny stopových prvků (s nepatrně vyššími koncentracemi As, Co, Cu, Mo, Ni, S a U ve slezské jednotce), blízké průměrné hodnoty poměrů vybraných dvojic stopových prvků, absolutní obsahy B. Koncentrace prvků vzácných zemin jsou v krosněnských vrstvách jen nepatrně vyšší při identické hodnotě poměru lehkých a těžkých prvků vzácných zemin. Také hodnoty poměrů Th/U, La/Th, La/Ce, Th/Yb a K/Th jsou velmi blízké. Výsledky tohoto srovnání naznačují, že zdrojové oblasti sedimentů krosněnských vrstev a ždánicko-hustopečského souvrství byly obdobné, ev. že jde o jednu významnou zdrojovou oblast.

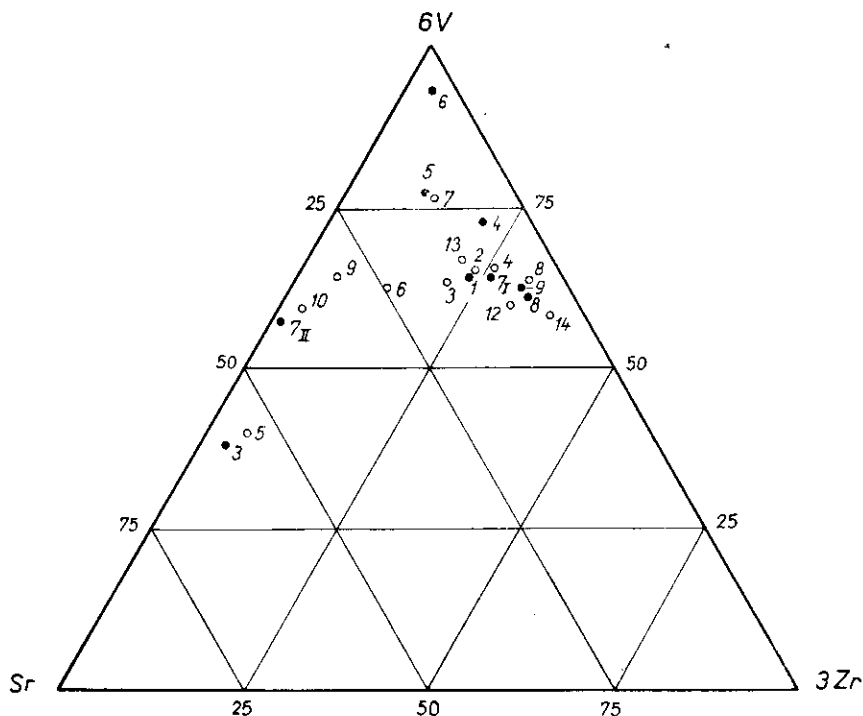
Pro porovnání studovaných sedimentů (převážně pelitů) jednotlivých souvrství a vrstev slezské a ždánické jednotky byly sestaveny trojúhelníkové diagramy (S h a w 1954) s vrcholy 6V—3Zr—Sr a 3Ni—Cr—6Co (obr. 7 a 8). Pozice bodů, vynesných do diagramů pro pelity ždánicko-hustopečského souvrství a krosněnských vrstev (zejména flyšový vývoj a krosněnské vrstvy) podporují závěry uvedené výše. Také u dynowských slínovců, podrohovecových vrstev, u jílovců pestrého a do určité míry i redukčního vývoje podmenilitového souvrství studovaných jednotek (redukční vývoj ždánické jednotky je slabě obohacen Cr) jsou projekční body blízko u sebe. Jílovce rohovecových vrstev ždánické jednotky jsou oproti jílovcům slezské jednotky více obohaceny vanadem vzhledem k zirkoniu. Významný rozdíl, který se projevil v uspořádání bodů

u tufitických sedimentů obou jednotek, odráží bazičtější povahu tufitů slezské jednotky (obohacení V, Co a Cr).

Shrnutí všech poznatků geochemického výzkumu ukazuje na určité sjednocení sedimentačního prostoru slezské jednotky v období sedimentace podmenilitového a menilitového souvrství a krosněnské litofacie se sedimentačním prostorem jednotky ždánické (ev. ždánicko-podslezské). V průběhu sedimentace krosněnských vrstev a ždánicko-hustopečských souvrství byl klastický materiál, na rozdíl od podložních sedimentů, přinášán s největší pravděpodobností z východu, z oblasti magurské zóny.



7. Diagram 3Ni—Cr—6Co pro sedimenty slezské a ždánické jednotky
 Slezská jednotka (plná tečka): 1 — krosněnské vrstvy; 3 — menilitové souvrství, dynóvské slínovce; 4 — menilitové souvrství, jílovce; 5 — menilitové souvrství, rohovce; 6 — menilitové souvrství, tufity; 7 — podrohovcové vrstvy; 7_I jílovce, 7_{II} slínovce; 8 — podmenilitové souvrství, pestré vrstvy; 9 — podmenilitové souvrství, redukční paleocén
 Ždánická jednotka (kroužek): 2 — ždánicko-hustopečské souvrství, flyšový vývoj; 3 — ždánicko-hustopečské souvrství, pelitický vývoj; 4 — menilitové souvrství, šitbořícké vrstvy; 5 — menilitové souvrství, dynóvské slínovce; 6 — menilitové souvrství, silicity; 7 — menilitové souvrství, jílovce; 8 — menilitové souvrství, tufity; 9 — podrohovcové vrstvy, jílovce; 10 — podrohovcové vrstvy, slínovce; 12 — podmenilitové souvrství, pestrý vývoj; 13 — podmenilitové souvrství, skvrnitý vývoj; 14 — podmenilitové souvrství, redukční paleocén



8. Diagram 6V—3Zr—Sr pro sedimenty slezské a ždánické jednotky
Vysvětlivky viz obr. 7

Původ SiO_2

Otázka původu SiO_2 v sedimentech, zejména v silicitech je velmi složitá. Na zdroj SiO_2 existuje celá řada názorů.

1. Přínos z pevniny v důsledku procesu pokročilého zvětrávání (Nalivkin 1956).
2. Chemický rozpad a desintegrace produktů starých hornin (Mitsui - Taguchi 1977).
3. Vulkanický původ v podobě emanací nebo vulkanického materiálu, zejména vulkanického skla popelu a tufů (Gabinet 1958, Siever 1962, Sosman 1965, Calvert 1966, 1971, W. R. Reynolds 1960, Mizutani 1970, Gucwa 1973, Hurd 1973, Aoyagi - Kazama 1980, Iljima - Tada 1981).
4. Kde morfologie bazénů podporuje výstup hlubinných proudů (upwelling), stává se oceán zdrojem SiO_2 (Calvert 1966).
5. Siever (1962) uvádí, že jedním ze zdrojů SiO_2 je transformace montmorillonitu přes smíšené I-M struktury na illit v průběhu diagenese (hypotéza je podporována relativním poklesem množství montmorillonitu ve starších sedimentech). Také při transformaci montmorillonitu na kaolinit je SiO_2 uvolňován do pórových roztoků.
6. Organický původ, jenž spočívá v rozpouštění schránek křemičitých organismů po jejich odumření (Correns 1950; Krauskopf 1956, 1959; Calvert 1966; Ernst - Calvert 1969; Lewin 1961; Moore 1969; Greenwood 1973).

Vzhledem k nízkým koncentracím SiO_2 v mořské vodě, která představuje silně nenasycený roztok, je vysrážení SiO_2 chemickou cestou ve větším rozsahu nemožné (Krauskopf 1959). Převážná většina autorů předpokládá, že SiO_2 v silicitech, především v rohovcích, je převážně vulkanogenního nebo biogenního původu, nebo kombinací obou. Siever a Scott (1963) uvádějí, že nesmírné zvýšení v populaci diatom následuje po spadu vulkanického popelu, který alteraci uvolňuje velké množství SiO_2 do roztoku. Mnoho starých křemičitých uloženin je asociováno s vulkanickým materiálem (Taliaferro 1953; Hay 1966; Mizutani 1970; Peterson 1970); Calvert 1971; Mitsui - Taguchi 1977; Aoyagi - Kazama 1980. Siever (1962) uvádí častou asociaci vulkanického skla a sekundárního opálu v popelových spadech, obecná je také asociace silicifikovaných zón s bentonity.

Společný výskyt zeolitu (nejčastěji clinoptilolitu, philipsitu nebo mordenitu), minerálů skupiny montmorillonitu a cristobalitu v sedimentech je obecně považován za výsledek alterace jemnozrnného vulkanického materiálu (Reynolds 1970, Hay 1966, Keller 1970, Mizutani 1970, Hurd 1973). Podle Sosmana (1965) je cristobalit obecným produktem devitrifikace vulkanických skel. Aoyagi a Kazama (1980) a Tiller a Dibble (1981) uvádějí, že alterace vulkanického skla a popelů může produkovat metastabilní fáze, jež zahrnují alumosilikátové gely, minerály skupiny montmorillonitu, zeolity a amorfní SiO_2 . Tyto fáze jsou během diagenetických procesů transformovány na stabilnější minerály skupiny illitu (přes smíšené I-M struktury), analcim, živce a křemen (cristobalit je považován za intermediární stádium transformace).

Odlišení mezi rohovci, vzniklými z organických nebo vulkanických zdrojů je v důsledku diagenetických změn velmi obtížné. Určitou pomocí může být asociace minerálů v okolních sedimentech, charakteristická pro tyto zdroje. Přítomnost zeolitu, cristobalitu a minerálů skupiny montmorillonitu v pelitech, v nichž vznikají rohovce, nasvědčuje podle Greenwooda (1973) podílu vulkanogenní složky v sedimentu a zdrojů SiO_2 při vzniku rohovců.

Většina sovětských autorů (Gabinet 1958, Tkačuk - Afanas'jeva 1977, Afanas'jeva 1979) spojuje původ SiO_2 v menilitových vrstvách s vulkanickou činností mezi svrchním eocénem a oligocénem, Stejný názor zastávají mnozí naši a polští autoři (Leško - Ďurkovič - Čičel 1959, Wieser 1963, Gucwa 1983), někteří z nich připouštějí také organický původ (Kuźniar 1954, Gucwa 1973, Koráb - Ďurkovič 1978). Roth (1981, Roth - Hanzlíková 1982) předpokládá, že hlavním zdrojem SiO_2 v menilitových sedimentech ve střední Evropě byl paleogenní vulkanismus v panonské pánvi, zčásti pravděpodobně i extenzivní tropické zvětrávání v oblasti Českého masívu (Malkovský 1979).

Nalezené zvýšené obsahy minerálů skupiny montmorillonitu, přítomnost cristobalitu (Adamová 1980, 1983a, Šimánek et al. 1981), zeolitu a tufitického materiálu v sedimentech menilitového souvrství studovaných tektonických jednotek a stejné minerální asociace (montmorillonit—cristobalit—zeolit) zjištěné v podrohovcových vrstvách mě utvrzují v názoru, že hlavním primárním zdrojem SiO_2 v těchto sedimentech byl vulkanogenní materiál. Výskyt diatom a radiolárií v menilitových sedimentech podporuje předpoklad, že vznik silicitů je výsledkem kombinace vulkanického a organického faktoru (vysrážení SiO_2 biochemickou a snad i chemickou cestou), přičemž lze uvažovat i vlivy dalších uvedených faktorů (Adamová 1983a, Adamová - Stráňník 1984).

K otázce pestrých vrstev

Pestré vrstvy se nacházejí v podmenilitovém souvrství slezské a ždánické jednotky a ve spodní části godulského souvrství slezské jednotky — pestré godulské vrstvy. Obecně se flyšové červené vrstvy vyznačují střídáním jílovců červené (rudolínědé) a zelené (šedo zelené) barvy, někdy jsou přítomny křemenné pískovce a siltovce. Litologický charakter flyšových červených vrstev je téměř jednotný, lokální variace závisí na kvalitě a kvantitě klastického materiálu přinášeného do sedimentační pánve. Po mineralogické stránce (viz mineralogicko-petrografická charakteristika) jsou pestré jílovce podmenilitového souvrství slezské jednotky charakterizovány převahou slídových minerálů stabilně doprovázených kaolinitem a ve stopách až několika procentech chloritem. V menším množství jsou minerály skupiny montmorillonitu a minerály se smíšenými I-M strukturami. V pestrých godulských vrstvách také dominují slídové minerály, vždy je přítomen chlorit, v několika procentech se většinou vyskytují minerály skupiny montmorillonitu a smíšených I-M struktur, ojedinělý v akcesorickém množství je kaolinit.

V pestrých jílovcích ždánické jednotky (A d a m o v á 1983a) jsou vedle slídových minerálů významně zastoupeny minerály skupiny montmorillonitu (v některých jílovcích převládá montmorillonit v asociaci se zeolitem). Kaolinit se vyskytuje v množství několika málo procent (~ 3 ‰), chlorit je vzácný.

Vedle klastických minerálů — křemene a živce, obsahují pestré vrstvy v nepatrném množství karbonáty — kalcit, vzácně dolomit (vyšší obsahy jsou zcela ojedinělé), pyrit je přítomen zejména v zelených a šedo zelených jílovcích. V červených jílovcích byl zjištěn hematit (~ 1 ‰).

Po chemické stránce se odlišují jílovce pestrých vrstev od ostatních jílovců poměrně vysokým obsahem železa. Jílovce červených barev mají nejvyšší obsahy sumy Fe-oxidů (např. v pestrém vývoji podmenilitového souvrství slezské jednotky mají červené jílovce Σ Fe-oxidů — 6,8 ‰ zelené jílovce — 5,8 ‰; v pestrém vývoji ždánické jednotky mají červené jílovce — 8,5 ‰, zelené — 5,2 ‰; v pestrých vrstvách godulských zelené jílovce 3,9 ‰, červené jílovce — 6 ‰ a výraznou převahu Fe₂O₃. Zelené jílovce mají koncentrace Fe₂O₃ a FeO buď shodné, nebo jsou obsahy FeO vyšší.

V červených jílovcích pestrých vrstev byly nalezeny slabě zvýšené průměrné obsahy K₂O (2,6; 3,1 a 3,8 ‰) oproti zeleným jílovcům (2,3; 2,8 a 2,9 ‰). Obsahy Na₂O se příliš neliší. Zelené jílovce mají naopak vyšší obsahy MgO, S a organické hmoty. Hodnoty poměru SiO₂/Al₂O₃ jsou v červených jílovcích pestrých vrstev ždánické jednotky a v godulském souvrství nižší (průměrné hodnoty sledovaného poměru jsou 3,0 a 4,3) než v zelených jílovcích (3,3 a 4,8) a naznačují nižší množství klastického křemene v jílovcích červené barvy. Toto zjištění je v souladu s výsledky studia Ďurkoviče (1966). V pestrých vrstvách podmenilitového souvrství slezské jednotky mají červené jílovce hodnotu tohoto poměru téměř stejnou jako zelené jílovce.

Podobné mineralogické složení pestrých vrstev, jaké bylo zjištěno ve slezské jednotce, uvádějí ze západní části magurského flyšového pásma Čech a Eliáš (1957), z dukelské a magurské jednotky Čičel a Đurkovič (1965), Đurkovič (1966), Koráb a Đurkovič (1978) a z magurského flyšového pásma polských Karpat Dominik (1977).

Pestré vrstvy ždánické jednotky se odlišují významným podílem minerálů skupiny montmorillonitu a v některých jílovcích též přítomností zeolitu. Tato minerální asociace je v literatuře spojována s vulkanogenní činností (produkt alterace vulkanických popelů (Tiller - Dibble 1981, Rotterdam - Surdam 1981, Hurd 1973). Stejný mineralogický charakter mají eocenní pestré sedimenty (Narębski 1957), pro které je charakteristický vysoký obsah montmorillonitu, přítomnost slídových minerálů, nedostatek chloritu, malý obsah organické hmoty, pyritu a převaha Fe_2O_3 . Autor tyto sedimenty řadí k tzv. pestré geochemické facií. Také Dominik (1977) uvádí významnější lokální úlohu vulkanického materiálu při vzniku pestrých vrstev. Podle tohoto autora vznikly pestré vrstvy v podmínkách pelagické sedimentace a patří ke skupině litogenních pelagických uloženin typu „red clay“.

Mechanismem zbarvení a koncentrací železa v pestrých vrstvách se zabývala celá řada autorů. Výzkum pestrých vrstev polských Karpat prováděl Gawel (1928), podle něhož červené jílovce vznikaly v chladnější vodě s vyšším obsahem kyslíku. Střední jílovci červené a zelené barvy vysvětluje kolísáním teploty vody a s tím spojeným kolísáním oxidačně redukčního potenciálu. Uvažoval také o možnosti přínosu materiálu z oblasti laterického zvětrávání hornin. Podle Eliáše (1967) charakter flyšových červených vrstev ukazuje na pomalé ukládání v relativně tektonicky stabilní oblasti. Klastické částice byly odvozeny z poměrně stabilních částí kordilléry, kde probíhalo intenzivní zvětrávání za humidních a tropických podmínek. Pigment červených vrstev byl podle Kryniina (1949) klasifikován jako primární.

Grim (1951) předpokládá, že červenou pigmentaci jílu podmiňuje přítomnost oxidů a hydroxidů železa, které jsou přinášeny do sedimentačních bazénů z oblastí snosu. McBride (1974) uvádí, že červená barva vznikla časně postsedimentační alterací Fe-nosného detritu a dehydratací Fe-hydroxidů. Podle Walkera (1967a,b) a Van Houtena (1968, 1972) žádné recentní proudy nepřinášejí skutečně červené aluvium.

McBride (1974) zjistil, že zelené jílovce jsou po mineralogické stránce téměř shodné s červenými jílovci, výjimkou je přítomnost hematitu v červených jílovcích. Ve shodě s uvedenými výsledky studia pestrých vrstev slezské a ždánické jednotky uvádí nižší obsahy K_2O a Na_2O a vyšší obsahy MgO . S organické hmoty v zelených jílovcích. Podle Kellera (1953) vděčí zelené horniny své barvě přímo Fe^{II} v minerálech skupiny illitu a chloritu, nepřímo nedostatku jiných barevných agentů, jako hematitu, Fe-sulfidům a organické hmotě (při zvýšení množství organické substance se barva mění na olivovou a šedou).

Picard (1965) a Walker (1967a,b, 1974) předpokládají mezivrstevní alteraci Fe-nosných zejména těžkých minerálů, vulkanických fragmentů a Fe-bohatých jílu produkující volné Fe-hydroxidy, které stárnou v hematit. Berner (1969) ukázal, že hematit nevyža-

duje žádné speciální podmínky a vzniká diageneticky z hnědých oxidů. Nejpravděpodobnější zdroj červeného pigmentu je podle Van Houtena (1968, 1972) diagenetický hematit, který konvertoval in situ z Fe-hydroxidů povlékajících jíly nebo hematit, který vznikl diageneticky in situ alterací Fe-nosných jílů a těžkých minerálů (Walker 1974). Van Houten (1973) uvádí, že červený sediment je červený v důsledku genetické asociace vysokého množství volného železa s vysokým obsahem jílu (otázka obsahu jílové složky v zelených a červených sedimentech). Vztahem mezi barvou a obsahem jílových minerálů se zabýval též Friend (1966), podle něhož podíly zjištěných jílových minerálů nejsou ve vztahu k barvě. Podle tohoto autora zelená barva, lokalizovaná často v nepravidelných skvrnách vznikla redukčním postsedimentačním způsobem (většinou za přítomnosti vyššího obsahu organické hmoty). Picard (1965) uvažuje o možnosti postsedimentačního lokálního vyluhování červených vrstev migrací uhlovodíků.

Thompson (1970) bere v úvahu dvě potenciálně významné hypotézy o původu barvy, jedna zahrnující sekundární oxidaci, druhá sekundární redukci.

Oxidační teorie tvrdí, že červená barva se vyvinula sekundárně z dřívějších světle zelených a olivově zelených sekvencí oxidací a destrukcí detritických Fe^{II} -nosných fází za podmínek vysokého Eh a pH. Redukční teorie předpokládá, že zelená a olivově zelená barva se vyvinula v částech původně celočervené sekvence redukcí a rozpouštěním Fe^{III} oxidů nebo oxidických hydratovaných pigmentů. Tato barva je důsledkem přítomnosti jednak detritických jílových minerálů (primárně minerálů skupiny illitu), jednak diagenetických jílových minerálů (zejména ze skupiny chloritu).

Redukce byla pravděpodobně ovlivněna nasycenými mezipórovými roztoky relativně nízkého pH a Eh. Podle této teorie bylo železo z dřívějších červených sedimentů vyneseno ze systému do mezipórových roztoků (nižší obsahy železa v zelených jílovcích). Podobný mechanismus uvádí Friend (1966) k vysvětlení původu zelených a olivově zelených zón v některých červených vrstvách. Hematitová pigmentace byla pravděpodobně produkována během nebo těsně po transportu zrn, ale před výskytem diagenetických procesů. Následná redukce odstranila většinu tohoto pigmentu ze zelených zón. Fluktuační relativně redukčnějších zón byly nepravidelné jak laterálně, tak vertikálně a příčiny této fluktuační nejsou známy.

Braunagel a Stanley (1977) uvádějí dva chemické procesy, které mohly způsobit úbytek železa v zelených jílovcích — difúzi a kapilární vztlakovost. Oba procesy předpokládají přenesení železa vertikálně ze zelených do červených vrstev bez významné laterální migrace a bez vyluhování nebo vynesení Fe-oxidů ze systému.

Podle mého názoru zelené jílovce pravděpodobně vznikaly jako výsledek redukce Fe^{III} v červených vrstvách (nebo jejich předchůdcích) migrací fluidů redukčního charakteru (rozkládající se organická hmota dodávala potřebnou redukční kapacitu). Zjištěné rozdíly v chemickém složení mezi červenými a zelenými jílovci odrážejí vyšší stupeň degradace zelených jílovců v průběhu vyluhování za redukčních podmínek (se zadržením části Mg v chloritových minerálech).

K tisku doporučila Z. Čadková

Literatura

- Adamová M. (1980): Geochemická zhodnocení základních litostratigrafických jednotek v úseku Jih a sousedních oblastech úseku Střed. — Archív Ústř. úst. geol. Praha.

- Adamová M. (1983a): Geochemie flyšových sedimentů západní části čsl. Karpat. — Kandidátská disertační práce, přírodověd. fak. Univ. Karl. Praha.
- (1983b): Geochemický výzkum sedimentárních formací v úseku Sever. — *Archív Ústř. úst. geol. Praha*.
- (1983c): Geochemická charakteristika základních litologických typů sedimentů v godulském vývoji slezské jednotky. — In E. Menčík et al.: *Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny*. — Ústř. úst. geol., 1—304. Praha.
- Adamová M. - Stráník Z. (1984): Geochemická charakteristika sedimentů ždánické jednotky (flyšové pásmo Západních Karpat). — *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 171—216. Praha.
- Adams A. S. - Weaver Ch. E. (1958): Thorium-to-uranium ratios as indicators of sedimentary processes: example of concept of geochemical facies. — *Bull. Amer. Ass. Petrol., Geologists*, 42, 387—430. Tulsa.
- Afanas'jeva I. M. (1979): Petrogeochimičeskije osobennosti fliševoj formacii južnogo sklona Sovetskich Karpat. — *Izd. Naukova dumka*, 1—233. Kijev.
- Aoyagi K. - Kazama T. (1980): Transformational changes of clay minerals, zeolites and silica minerals during diagenesis. — *Sedimentology*, 27, 2, 179—188. London.
- Aron D. J. - Ichioko P. S. - Wessels G. - Fujiwara A. - Wooley I. T. (1955): Molybdenum in the relation to nitrogen metabolism. J. Assimilation of nitrate by *Scenedesmus*. — *Physiol. Planetarum* 8, 538—554. København.
- Aron D. J. - Wessels G. (1953): Vanadium as an essential element for green plants. — *Nature*, 172, 1039—1040. London.
- Badak J. - Gruszczyk H. - Kita-Badak M. (1965): Les phénomènes de minéralisation de cuivre et d'uranium dans les Karpates polonaises flyscheuses comme indices géochimiques de faciès. — *Carpatho-Balkan geol. Assoc.*, 7th Congr., III., 249—254. Sofia.
- Berner R. A. (1969): Goethite stability and the origin of red beds. — *Geochim. cosmochim. Acta*, 33, 267—273. Oxford.
- Bhatia M. R. - Taylor S. R. (1981): Trace-element geochemistry and sedimentary provinces: a study from the Tasman Geosyncline, Australia. — *Chem. Geol.*, 33, 1, 115—125. Amsterdam.
- Bouška V. (1980): Geochemické metody určování paleosalinity prostředí. — *Čas. Mineral. Geol.*, 25, 3, 311—318. Praha.
- Braunagel L. H. - Stanley K. O. (1977): Origin of variegated red beds in the Cathedral Bluffs Tongue of the Wasatch Formation (Eocene), Wyoming. — *J. sed. Petrology*, 47, 3, 1201—1219. Tulsa.
- Calvert S. E. (1966): Accumulation of diatomaceous silica in the sediments of the Gulf of California. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 77, 569—596. Colorado.
- (1971): Composition and origin of North Atlantic deep-sea cherts. — *Contr. Mineral. Petrology*, 33, 273—288. Berlin — New York.
- Cody R. D. (1970): Anomalous boron content of two continental shales in eastern Colorado. — *J. sed. Petrology*, 40, 2, 750—754. Tulsa.
- Correns C. W. (1950): Zur Geochemie der Diagenese: I. Das Verhalten von CaCO₃ und SiO₂. — *Geochim. cosmochim. Acta*, 1, 1, 49—54. London.
- Čech F. - Eliáš M. (1957): On some claystones from the eastern region of the Magura flysch. — *Sborník k osmdesátinám akademika F. Slavíka*. Čs. akad. věd. Praha.
- Čičel B. - Ďurkovič T. (1965): Mineralogical-petrographical composition of East Slovakian flysch claystones. — *Geol. Sbor. Geol. carpath.*, 16, 95—112. Bratislava.
- Dominik J. (1977): Studium mineralogiczno-petrograficzne pstrych łupków płaszczowiny magurskiej Karpat. — *Prace mineral.*, 53, 1—86. Kraków.
- Ďurkovič T. (1966): East Slovakian flysch sediments. — *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty*, 6, 107—154. Bratislava.

- Eliaš M. (1967): Flysch red beds in the outer Carpathians. — *Carpatho-Balkna Geol. Assoc., 8th Congr., Beograd, II., 327—330.* Beograd.
- (1970): Litologie a sedimentologie slezské jednotky v Moravskoslezských Beskydách — *Sbor. geol. Věd, Geol., 18, 7—90.* Praha.
- Ernst W. G. - Calvert S. E. (1969): An experimental study of the recrystallisation of porcelanite and its bearing on the origin of some bedded cherts. — *Amer. J. Sci., A 267, 114—133.* New Haven.
- Ernst W. - Werner H. (1964): Anwendung der Bor-Methode in den geologischen Formationen zu ihrer besseren Unterteilung in wissenschaftlichem und praktischem Interesse sowie Untersuchungen über Bindung und Festlegung des Bors in natürlichen und künstlichen Sedimenten. — *Forsch.-Ber. Landes Nordrhein-Westf., 1433, 1—27.* Köln.
- Fairbridge R. W. ed. (1972): The encyclopedia of geochemistry and environmental sciences. — *Encyclopedia of Earth Sciences, IV. A, Van Nostr. Reinh. Comp.* New York.
- Friend P. F. (1966): Clay fractions and colours in some Devonian red beds in the Catskill Mountains, USA. — *Geol. Soc. London Quart. J., 122, 273—292.* London.
- Fröehlich F. (1960): Beitrag zur Geochemie des Chroms. — *Geochim. cosmochim. Acta, 20, 215—240.* London.
- Gabinet M. P. (1958): Mineralogija porod menilitovoj serii Vostočnych Karpat. — *Izd. Evov. Gos. Univ., 1—36.* Evov.
- (1959): O radioaktivnosti bituminoznych porod menilitovoj serii. — *Probl. Geochim., 1, 256—260.* Evov.
- Gawel A. (1928): O składzie mineralogicznym i petrograficznym czerwonych i zielonych łupków eoceńskich Karpat Wschodnich. — *Spraw. Posiedz. Pol. Akad. Nauk, 33, 1—57.* Kraków.
- Goldberg E. D. - Arrhenius G. O. S. (1958): Chemistry of Pacific pelagic sediments. — *Geochim. cosmochim. Acta, 13, 2/3, 153—212.* London.
- Goldschmidt V. M. (1954): *Geochemistry.* — Clarendon Press, 1—394. Oxford.
- Greenwood R. (1973): Cristobalite: its relationship to chert formation in selected samples from the Deep Sea Drilling Project. — *J. sed. Petrology, 43, 3, 700—708.* Tulsa.
- Grim R. E. (1951): The depositional environment of red and green shales. — *J. sed. Petrology, 21, 226—232.* Tulsa.
- Gucwa I. (1966): Wyniki badań geochemicznych łupków radiolariowych cenomanu z Niedźwiady koło Ropczyc. — *Kwart. geol., 10, 4, 1047—1059.* Warszawa.
- (1973): Geochemia wapiennych i krzemionkowych osadów biogenicznych na przykładzie osadów fliszu karpackiego. — *Biul. Inst. geol., 17, 271, 5—98.* Warszawa.
- Gucwa I. - Ślącza A. (1972): Changes in geochemical conditions within the Silesian basin (Polish flysch Carpathians) at the Eocene—Oligocene boundary. — *Sedim. Geol., 8, 199—223.* Amsterdam.
- Harder H. (1951): Über den Mineralbestand und die Entstehung einiger sedimentärer Eisenerze des Lias-γ. — *Beitr. Mineral. Petrogr., 2, 455—476.* Berlin — Heidelberg.
- Harvey H. W. (1939): Substances controlling the growth of a diatom. — *J. Mar. Biol. Assoc., 23, 2, 499—520.* Cambridge, University Press, Plymouth.
- Haskin M. A. - Haskin L. A. - Frey F. A. - Willdeman T. R. (1968): Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earth. — *In L. H. Ahrens (ed.): Origin and distribution of the elements. 889—912.* Pergamon Press, Oxford.
- Hawkes H. H. - Webb J. S. (1962): *Geochemistry in mineral exploration.* — Harper and Row, New York.
- Hay R. L. (1966): Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks. — *Geol. Soc. Amer. spec. Papers 85, 1—130.* New York.
- Hirst D. M. (1962): The geochemistry of modern sediments from the Gulf of Paria

- The relationship between the mineralogy and the distribution of major elements. — *Geochim. cosmochim. Acta*, 26, 309—334. London.
- Hurd D. C. (1937): Interactions of biogenic opal, sediment and seawater in the Central Equatorial Pacific. — *Geochim. cosmochim. Acta*, 37, 2257—2282. Oxford.
- Hijima A. - Tada R. (1981): Silica diagenesis of Neogene diatomaceous and volcanoclastic sediments in northern Japan. — *Sedimentology*, 28, 185—200. Amsterdam.
- Isajeva A. B. (1974): Nekotoryje zakonomernosti raspredelenija molibdena v osadkach Oehotskogo morja. — *Geochimija*, 12, 1799—1807. Moskva.
- Keller W. D. (1953): Illite and montmorillonite in green sedimentary rocks. — *J. sed. Petrology*, 23, 3—9. Tulsa.
- (1970): Environmental aspects of clay minerals. — *J. sed. Petrology*, 40, 3, 788—854. Tulsa.
- Kita-Badak M. - Badak J. - Saldan M. (1965): Charakterystyka lupków uranonośnych serii menilitowej w Karpatach środkowych. — *Kwart. geol.*, 9, 137—156. Warszawa.
- Koráb T. - Đurkovič T. (1978): Geológia dukelskej jednotky (Flyš východného Slovenska). — *Geol. úst. D. Stúra*, 1—144. Bratislava.
- Kraft M. - Scheindler R. - Tischendorf G. - Fuchs H. (1969): Daten zur Geochemie der Elemente. — *Zentr. Geol. Inst. Berlin*.
- Krauskopf K. B. (1956): Dissolution and precipitation of silica at low temperatures. — *Geochim. cosmochim. Acta*, 10, 1—26. London.
- (1959): The geochemistry of silica in sedimentary environment. — *Soc. Econ. Min. Pal. Spec. Publ.* 7, 4—19. Tulsa.
- (1967): Introduction to geochemistry. — McGraw-Hill Book Co., 1—721. New York.
- Krynine P. D. (1949): The megascopic and field classification of sedimentary rocks. — *J. Geol.*, 56, 2, 130—165. Chicago.
- Kukal Z. (1962): Některé metody petrografického výzkumu zpevněných jílovitých sedimentů. — *Geol. Průz.*, 7, 207—209. Praha.
- Kuźniar C. (1954): W sprawie genyzy lupków menilitowych. — *Rocz. Pol. Tow. geol.*, 22, 495—496. Kraków.
- Leško B. - Đurkovič T. - Čičel B. (1959): Stopy paleogenného vulkanizmu na východnom Slovensku. — *Geol. Práce, Zpr.* 16, 131—141. Bratislava.
- Levašev G. B. - Barsukov V. L. - Suščevskaja T. M. - Malkov I. I. (1975): Molibden i volfram v osadkach nekotorych rajonov Tichogo okeana. — *Geochimija*, 2, 207—216. Moskva.
- Lewin J. C. (1961): The dissolution of silica from diatom walls. — *Geochim. cosmochim. Acta*, 21, 182—198. London.
- Malkovský M. (1979): Tektogeneze platformního pokryvu Českého masívu. — *Knih. Ústí. Úst. geol.* 53. Praha.
- McBride E. F. (1974): Significance of color in red, green, purple, olive, brown, and grey beds of Difunta Group, Northeastern Mexico. — *J. sed. Petrology*, 44, 760—773. Tulsa.
- McLean S. M. - Nance W. B. - Taylor S. R. (1980): Rare earth element-thorium correlations in sedimentary rocks, and the composition of the continental crust. — *Geochim. cosmochim. Acta*, 44, 1833—1839. London.
- Menčík E. et al. (1983): Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. — *Ústí. úst. geol.* Praha.
- Midgison A. A. (1960): O sootnošenii titana i aljuminija v osadočnych porodach. — *Geochimija*, 2, 149—163. Moskva.
- Mitsui K. - Taguchi K. (1977): Silica mineral diagenesis in Neogene Tertiary shales in the Tempoka district, Hokkaido, Japan. — *J. sed. Petrology*, 47, 1, 158—167. Tulsa.

- Mizutani S. (1970): Silica minerals in the early stage of diagenesis. — *Sedimentology*, 15, 3/4, 419—436. Elsevier, Amsterdam.
- Moore T. C. Jr. (1969): Radiolaria: change in skeletal weight and resistance to solution. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 80, 2103—2108. Colorado.
- Moravcová H. - Fiala J. (1980): Automatizace rtg. práškové difrakční fázové analýzy. — *Věstník Ústř. úst. geol.*, 55, 4, 237—244. Praha.
- Nalivkin D. V. (1956): Učeniye o facijach, I. — Akad. nauk. SSSR. Moskva.
- Narębski W. (1957): O diagenetycznych dolomitach żelazistych z Karpat fliszowych. — *Rocz. Pol. Tow. geol.*, 26, 29—50. Kraków.
- Nicholls G. D. - Loring D. H. (1962): Some chemical data on British Carboniferous sediments and their relationship to the clay mineralogy of these rocks. — *Clay Miner.*, 4, 196—207. London.
- Peslová H. (1983): Distribuce těžkých minerálů ve slezské jednotce. — *In* E. Menčík et al.: Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. — Ústř. úst. geol. Praha.
- Peterson M. N. A. (1970): Initial reports of the deep-sea drilling project, vol. II. — US. Government Printing Office, 1—501. Washington.
- Pettijohn F. J. (1957): Sedimentary rocks. — 2nd. ed., 1—718. Harper-Broth. New York.
- Picard M. D. (1965): Iron oxides and fine-grained rocks of Red Peak and Crow Mountain sandstone members, Chugwater (Triassic) Formation, Wyoming. — *J. sed. Petrology*, 35, 464—479. Tulsa.
- Pililer R. - Adams J. A. S. (1962): The distribution of thorium, uranium, and potassium in the Mancos shale. — *Geochim. cosmochim. Acta*, 26, 1115—1135. London.
- Rankama K. - Sahama T. G. (1950): Geochemistry. — Univ. Chicago Press, 4—911. Chicago.
- Reynolds R. C. (1965): The concentration of boron in Precambrian seas. — *Geochim. cosmochim. Acta*, 29, 1—16. Oxford.
- (1972): Boron: Element and geochemistry. — *In* R. W. Fairbridge (ed.): The encyclopedia of geochemistry and environmental sciences. — Van Nostrand Reinhold Co., 88—90. New York.
- Reynolds W. R. (1970): Mineralogy and stratigraphy of Lower Tertiary clays and claystones of Alabama. — *J. sed. Petrology*, 40, 829—838. Tulsa.
- Ronov A. B. - Girin Ju. P. - Kazakov G. A. - Iljuchin M. N. (1965): Sravnitel'naja geochimija geosinklinaľnych i platformennyh osadočnyh tolšč. — *Geochimija*, 8, 961—976. Moskva.
- Roth Z. (1981): Menilitové souvrství Karpat a jeho paleogeografické postavení. — *Zem. Plyn Nafta*, 26, 1, 3—8. Hodonín.
- Roth Z. et al. (1962): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě CSSR 1:200 000 M-34-XIX Ostrava. — 1—292. Geofond. Praha.
- Roth Z. - Hanzlíková E. (1982): Palaeotectonic and palaeo-ecological position of the Menilitic Formation in the Carpathian Mts. — *Čas. Mineral. Geol.*, 27, 2, 113—126. Praha.
- Savul M. - Ababi V. - Botez C. - Moveleanu A. (1963): Contribuții la cunoașterea distribuției elementelor minore în profilul geochemic al Carpaților Orientali. — *Carpatho-Balkan geol. Assoc.*, 5th Congr., II., 233—243. București.
- Shaw D. M. (1954): Trace elements in pelitic rocks. Part II. Geochemical relations. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 65, 1167—1182. New York.
- (1956): Geochemistry of pelitic rocks. Part III. Major elements and general geochemistry. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 67, 919—934. New York.

- Siever R. (1962): Silica solubility, 0—200 °C, and the diagenesis of siliceous sediments. — *J. Geol.*, 70, 2, 127—150. Chicago.
- Siever R. - Scott R. A. (1963): Organic geochemistry of silica. — In: I. A. Breger (ed.): *Organic geochemistry*, 579—595. Pergamon Press. London.
- Sosman R. B. (1965): The phases of silica. — Rutgers Univ. Press, 1—388. New Brunswick.
- Surdam R. C. - Ratterman N. G. (1981): Zeolite mineral reactions in a tuff in the Laney Member of the Green River Formation, Wyoming. — *Clays and Clay Miner.*, 29, 5, 365—377. New York.
- Šimánek V. - Adamová M. - Strnad M. (1981): Geochemická charakteristika munitových vrstev čs. Karpat. — *Zem. Plyn Nafta*, 26, 1, 101—111. Hodonín.
- Šmeral J. (1964): Die in der CSSR angewandte Methodik zur geochemischen Untersuchung der organischen Substanz in Gesteinen. — IV. Wissenschaftliche Konferenz über chemische und physikalische Probleme der Untersuchung und Förderung von Erdöl und Erdgas. Brno.
- Taliaferro N. L. (1933): The relation of volcanism to diatomaceous and associated siliceous sediments. — *Univ. Calif. Dept. Geol. Sci. Bull.*, 23, 1—56. California.
- Taylor S. R. - McLennan S. M. (1981): The composition of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. — *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 301, 381—399. London.
- Thompson A. M. (1970): Geochemistry of color genesis in red bed sequence, Juniata and Bald Eagle Formations, Pennsylvania. — *J. sed. Petrology*, 40, 599—615. Tulsa.
- Filler W. A. - Dibble W. E. (1981): Kinetic model of zeolite paragenesis in tuffaceous sediments. — *Clays and Clay Miner.*, 29, 5, 323—330. New York.
- Tkačuk L. G. - Lozynjak P. Ju. - Rejzman L. M. (1977): Piroklastičeskije porody Karpatškogo regiona. — In: *Piroklastičeskije porody Ukrainy*. Izd. Naukova dumka, 4—68. Kiev.
- Tourtellot H. A. (1964): Minor-element composition and organic carbon content of marine and nonmarine shales of Late Cretaceous age in the western interior of the United States. — *Geochim. cosmochim. Acta*, 28, 1579—1604. Pergamon Press. New York.
- Van Houten F. B. (1968): Iron oxides in red beds. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 79, 399—416. Colorado.
- (1972): Iron and clay in tropical savanna alluvium, northern Columbia. A contribution to the origin of red beds. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83, 2761—2772. Colorado.
- (1973): Origin of red beds, a review: 1961—1972. — *A. Rev. Earth planetary Sci.*, 1, 39—61. Amsterdam.
- Vinogradov A. P. (1962): Sredneje sodržanije chimičeskich elementov. — *Geochimija*, 7, 555—563. Moskva.
- Vinogradov A. P. - Ronov A. B. (1956): Sostav osadočnych porod Russkoj platformy v svjazi s istoriej jeje tektoničeskich dviženij. — *Geochimija*, 6, 3—24. Moskva.
- El Wakeel S. K. - Riley J. P. (1961): Chemical and mineralogical studies of deep-sea sediments. — *Geochim. cosmochim. Acta*, 25, 110—146. London.
- Walker C. T. (1968): Evaluation of boron as a paleosalinity indicator and its application to off-shore prospects. — *Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull.*, 52, 751—760. Tulsa.
- Walker T. R. (1967a): Formation of red beds in modern and ancient deserts. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 78, 353—368. Colorado.

- Walker T. R. (1967b): Color of recent sediments in tropical Mexico. A contribution to the origin of red beds. — Geol. Soc. Amer. Bull., 78, 917—920. Colorado.
- (1974): Formation of red beds in moist tropical climates. A hypothesis. — Geol. Soc. Amer. Bull., 85, 633—638. Colorado.
- Wedepohl K. H. (1960): Spurenanalytische Untersuchungen an Tiefseetonen aus dem Atlantik. — Geochim. cosmochim. Acta, 18, 200—231. London.
- (1975): The contribution of chemical data to assumptions about the origin of magmas from the mantle. — Fortschr. Mineral., 52, 2, 141—172. Stuttgart.
- Weite H. D. (1967): Zur Entwicklungsgeschichte von Erdölen auf Grund geochemisch-geologischer Untersuchungen. — Erdöl. Kohle Erdgas Petrochem., 20, 2, 76. Hannover.
- Wieser T. (1963): Vulkaničeskaja pyľ i razvitije organičeskoj žizni v morskich bassejnach. — Carpatho-Balkan geol. Assoc., 6th Congr. Warszawa.

Geochemical evaluation of the sediments of the Silesian unit

(Summary of the Czech text)

Marie Adamová

Received May 25, 1984

This paper is a mineralogical-geochemical characterization of the sediments of the Silesian unit. Investigation was done with the aim to obtain a complete set of samples of the individual stratigraphic members of this unit. The samples were taken from surface outcrops and from deep boreholes.

The variability of the chemical composition of the sediments, notably of the pelites encountered in the individual members of the Silesian unit is closely associated with the overall evolution of this sedimentary area. The sediments studied show a generally low degree of chemical maturity. The Těšín-Hradiště Formation and the Veřovice Member and Lhoty Formation contain clayey sediments having a comparatively higher degree of maturity, the maximum is reached in the claystones of the Variegated Member of the Submenilitic Formation and in the rocks of the Menilitic Formation (medium degree). The close of the sedimentation, i.e. the Krosno Formation, similarly as the Lower Těšín Member and the Godula Group, have a very low chemical maturity of the pelitic sediments.

Average contents of B and notably of equivalent B clearly indicate a marine sedimentary environment of all sediments studied and they show a certain cyclicity, which corresponds well with the lithofacies and tectonic evolution of the Silesian unit basin. Maximum equ. B contents are in the lower and middle parts of a cycle, the basal parts have lower contents, the uppermost parts of the cycle have lower contents (thus e.g. the highest concentrations of equ. B were determined in the medium part of the cycle in the Hradiště and Veřovice Members and Lhoty Formation (620 to 660 ppm), whereas in the Istebna Member in the uppermost part of the cycle the contents of equ. B are 240 ppm). The values of the Th/U ratio do not reach 7 in any of the lithostratigraphic members, which also points to a marine environment of sedimentation.

Rare earths elements investigation shows a typical curve (normalized values) of a well-developed Earth's crust with a distinct negative Eu anomaly (pl. 1). The highest contents of the studied elements are in the claystones of the reducing Paleocene, of the Istebna Member and of the Godula Group. These

claystones also contain the highest concentrations of Th, Y and Hf (table 5). The highest La/Th values were found in the Menilitic Formation and in the Těšín-Hradiště Formation and in the Lower Těšín Member, which also has the lowest values of Th/Yb and Th/U ratios.

The results of the analysis of organic substances indicate a low to medium degree of thermal metamorphism of the dispersed organic substance. The highest degree of metamorphic adjustment has been attained by the organic substance in the claystones of the Istebna Member. Contents of primary hydrocarbons (table 7) are very low in the studied set of samples. Their relatively highest amount has been found in the siliceous claystones of the Menilitic Formation. The Menilitic Formations of the Silesian as well as of the Ždánice unit contain a distinctly higher amount of dispersed organic substance than the other lithostratigraphic units, whereby the menilitic sediments of the Silesian unit are according to the CPI indexes of saturated paraffin hydrocarbons (table 8) in an essentially more advanced stage of carbonification (alteration) than the menilitic rocks of the Ždánice unit. The chemical composition suggests that the organic substance dispersed in the sediments of the Menilitic Formation and in the Subcherty Member of the Silesian and Ždánice units consists of mixed sapropel and terrestrial material. The predominant part of the organic substance in the other rocks studied is represented mainly by phytogetic terrestrial material.

The studied trace elements concentrations in the investigated pelites and psammite differ significantly when comparing the lower stratigraphic members of the Silesian unit (the Těšín-Hradiště to Lhoty Formations) with the beds above them. This difference is due to a change of sedimentary environment and of the source area.

The sedimentary environment of the entire Těšín-Hradiště Formation and of the Lower Těšín Member was of reducing alkaline character and maximally favourable for the forming of clayey siderites in the Těšín-Hradiště Formation. Increased Mo concentrations in the Upper Těšín Member are probably connected with the presence of calcareous plankton (biochemically induced concentration), the higher V concentrations might be associated with the reducing character of the environment. Also the influence of the basic volcanism of the teschenite association might be one of the causes. The markedly reducing sedimentary environment of rather acidic character, increased salinity and minimum supply of clastic material are characteristic of the Veřovice Member. Increased supply of less mature clastic material and a probably higher content and different quantitative composition of the mineral fraction is reflected in a change of concentrations (their increase) of Rb, Ti, Zr, Cr, Y and the sum of Fe oxides particularly in the Godula Group (which also has the highest contents of R.E.E., Th and Hf). In the higher layers of the upper portion of the Godula Group, there is a slight decrease in Rb, Ti, Ba, Cu, Co, Cr and V contents, whereas As, S and organic substances show increased concentration higher

upwards, thus indicating the beginning reducing character of the sedimentary environment (Istebna Member, reducing Paleocene).

The claystones of the variegated beds of the Submenilitic Formation were deposited in an environment that was gaining oxidation character. At the same time, the acidity of the environment changes from neutral to weakly acidic during the deposition of the sediments of the reducing Paleocene into weakly alkaline, which was favourable for increased accumulation of calcite at the close of the sedimentation of the Submenilitic Formation. The mineralogical and geochemical study of the variegated beds of the Godula Group and Submenilitic Formation of the Silesian and Ždánice units makes me presume that the green claystones originated as a result of Fe^{III} reduction in the red beds (or their predecessors) through migration of fluids of reducing character (the decomposing organic substance supplied the necessary reducing capacity). The established differences in the chemical composition between the red and green claystones probably reflect a higher degree of degradation of the green claystones during leaching under reducing conditions with retaining of part of Mg in the chloritic minerals.

The sedimentation of the significant lithostratigraphic horizon of the Silesian (and Ždánice) units — the Menilitic Formation — occurred in a strongly reducing environment at increased contents of S and organic substance and limited communication with the open sea, normal to slightly increased salinity and minimum supply of elastic material. Typical of this formation is the fact that the sediments are enriched with Mo, V and U. In addition to the bond of V with the dispersed organic substance there is, similarly as with Mo, a tendency towards biochemical concentration. The increased contents of these two elements correspond to the mixed character of the plankton in the menilitic sediments. The primary source of part of the V and Mo was pyroclastic material. This conclusion is documented by the presence of tuffites that have increased concentrations of these elements in the Menilitic Formation. The highest concentrations of uranium are in the rocks of the Menilitic Formation, in the Subcherty Member and in the basal part of the Krosno Formation. The uranium which occurs in these sediments in a dispersed form particularly together with bituminous substance is probably syngenetic and it was being concentrated by sorption on planktonic organisms or on organic substance during its bituminization. The supply of U into the sedimentary basin of the Menilitic Formation with the pyroclastic material is also documented by the high U content in tuffites (table 3).

On the basis of the very close geochemical character of the rocks of the Subcherty Member and the Menilitic Formation, notably of the Cherty Member of the Silesian and Ždánice units, I have arrived at the conclusion that the Subcherty Member, so far referred to the Submenilitic Formation, should be referred to the Menilitic Formation.

SiO₂ is in the Menilitic Formation and Subcherty Member sediments present both in the form of quartz and cristobalite, and in amorphous form (opal or chalcedony). The established increased contents of the minerals of the montmorillonite group, the presence of cristobalite, zeolite and tuffite material in the sediments of the Menilitic Formation of the Silesian and Ždánice units and the same mineral assemblage found in the Subcherty Member are in favour of the conclusion that the major primary source of SiO₂ in these sediments was volcanogenic material. The occurrence of diatoms and of radiolarians in the menilitic sediments allow the assumption that the origin of silicites is the result of the combination of volcanic and organic factors, possibly influenced by a series of other factors.

The Krosno Formation that grades from the Menilitic Formation, contains in its basal part also menilite-type claystone intercalations, corresponding in geochemical character to the Menilitic Formation proper (high contents of pyrite reaching 5 % and of organic substance and an analogically increased content in trace elements, particularly Mo, V, U, As, Ag and Ni). The Krosno Formation as a whole was deposited in a sedimentary environment that gradually became less reducing and adopted rather an alkaline character having lower salinity and a higher supply of clastic material. Characteristic of this portion of the Krosno Formation is an assemblage of micaceous minerals with chlorites, a higher feldspar proportion and a significant quantity of dolomites in the carbonate admixture. In the Krosno Formation, there is a significant drop of concentrations, particularly of Zr, Ti, Sn, Ga, As, Cu and Mo. The important representation of garnet and the presence of disthene in the heavy mineral fraction and the drop of the contents of Zr and Ti indicate that metamorphic rocks form an important proportion of the source material of these sediments.

All results obtained (values of ratios of selected pairs of trace elements, La/Th, Th/U, Th/Yb, La/Ce ratios, increased concentrations of R.E.E. and of a series of trace elements, notably of Y, Th, Ti, Zr and Hf, indicate a significant proportion of granitoid rocks in the clastic material of the Godula Group, Istebna Formation and partly also in the reducing Paleocene. In the Těšín Member and particularly in the Menilitic Formation, some influence of volcanogenic activity during their sedimentation may be observed (contribution of material of volcanic provenience).

All available data on the sediments of the Krosno Formation of the Silesian unit were compared with those of the Ždánice-Hustopeče Formation of the Ždánice unit (A d a m o v á 1983a). This comparison has revealed that the sediments of these two lithostratigraphic members have a very similar mineralogical composition, such as higher content of feldspars, a dominating assemblage of micaceous minerals and chlorites, a significant proportion of dolomite in the carbonate admixture, prevalence of garnet in the heavy minerals fraction. Chemically, they have very close contents of SiO₂, Al₂O₃, iron oxides, MgO.

CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅ and of most of the trace elements (whereby concentrations of As, Co, Cu, Mo, Ni, S and U are slightly higher in the Silesian unit), close average values of the ratios of selected pairs of trace elements, absolute contents of B. The concentrations of R.E.E. in the Krosno Formation are only slightly higher but the value of the ratio light/heavy R.E.E. is identical. Also the values of the Th/U, La/Th, La/Ce, Th/Yb and K/Th are very close. The results of this comparison point to analogous source areas of the sediments of the Krosno Formation and of the Ždánice-Hustopeče Formation or to the fact that they had one common significant source area.

When summarizing all information obtained from geochemical investigation we find a certain unification of the sedimentary area of the Silesian unit during the sedimentation of the Submenilitic Formation, Menilitic Formation and Krosno lithofacies with the sedimentary area of the Ždánice unit (or Ždánice-Subsilesian unit). During the sedimentation of the Krosno Formation and the Ždánice-Hustopeče Formation the clastic material was — in contrast to the underlying sediments — supplied with high probability from the E, from the region of the Magura zone.

Přeložila H. Šilarová

Explanation of tables

- Table 1. Mean contents (\bar{x}) and concentration ranges (min.—max.) of oxides of the major elements (in %) in the rocks of the Silesian unit (outcrops).
- Table 2. Mean contents (m) and concentration ranges (min.—max.) of oxides of the essential elements (in %) in the rocks of the Silesian unit (sandstones — outcrops).
- Table 3. Average contents (in ppm), standard deviations and concentration range (min.—max.) of the studied trace elements in the rocks of the Silesian unit (\bar{x} — arithmetic mean, m — median, \bar{x}_g — geometric mean, s , s_g — arithmetic and geometric standard deviation, V % — variation coefficient, st — traces).
- Table 4. Mean contents (in ppm), standard deviation and concentration range of trace elements in the sediments of the Silesian unit (\bar{x} — arithmetic mean, m — median, s — arithmetic standard deviation, min.—max. — concentration range, st. — traces).
- Table 5. Mean contents (median) and concentration ranges (in ppm) of rare earths elements (R.E.E.), U, Th, Y, Hf and average values of the ratios of La/Th, Th/Yb, La/Ce, Hf/Zr, K/Th, Th/U in the rocks of the Silesian unit. Ch — values of ratios of established contents of given elements with respect to contents indicated for chondrites (K. H. Wedepohl 1975); NAS — the same with respect to contents in North American shales (M. A. Haskin et al. 1968).
- Table 6. Overall contents of organic substance in individual genetic types (C_{org}, C_{res}, C_{hum}, C_{bit}) expressed in mass percent of C in the rock, percentage of these genetic types expressed in so-called carbon balance and values of the coefficient of bitumenousness in the sediments of the Silesian unit.
- Table 7. Results of pyrolysis in selected studied samples.
- Table 8. Total content of n-alkanes (in %); sums of contents of odd and even n-alkanes (in $\mu\text{g/g}$) and values of ratios of odd and even n-alkanes in the sediments of the Silesian unit.

Table 9. Average contents of B (in ppm) in individual lithostratigraphic complexes of the Silesian unit; number of samples that were recalculated to equivalent B, its average values and average values of Th/U ratios.

Explanation of text-figures and of plate 1

1. Average contents of trace elements in the sediments of the Silesian unit (sampled from outcrops).
2. Average contents of trace elements in the sediments of the Silesian unit (sampled from outcrops).
3. Point diagram of Rb-K₂O, Ba-K₂O, Pb-K₂O, Sr-K₂O in the pelitic sediments of the Istebna Member and Godula Group of the Silesian unit.
1 — Istebna Member; 2 — upper part of the Godula Group; 3 — middle part of the Godula Group; 4 — lower part of the Godula Group; 5 — Variegated Member of the Godula Group.
4. Point diagram of Ga-Σoxides of Fe, Ga-Al₂O₃, Cr-Al₂O₃, Sr-CaO in the pelitic sediments of the Istebna Member and Godula, Group of the Silesian unit.
For explanation see fig. 3.
5. Point diagram of Rb-K₂O, Ba-K₂O, Pb-K₂O, Sr-K₂O in the claystones of the Krosno Formation of the Silesian unit and the Zdáńice-Hustopeče Formation of the Zdáńice unit.
1 — Krosno Formation; 2 — Zdáńice-Hustopeče Formation, flysch development; 3 — Zdáńice-Hustopeče Formation, pelitic development.
6. Point diagram of Ga-Σoxides of Fe, Ga-Al₂O₃, Cr-Al₂O₃, Sr-CaO in the claystones of the Krosno Formation of the Silesian unit and the Zdáńice-Hustopeče Formation of the Zdáńice unit.
For explanation see fig. 5.
7. 3Ni—Cr—6Co diagram for the sediments of the Silesian and Zdáńice units.
Silesian unit (*dot*): 1 — Krosno Formation, 3 — Menilitic Formation, Dynów Marlstones, 4 — Menilitic Formation, claystones, 5 — Menilitic Formation, cherts, 6 — Menilitic Formation, tuffites, 7 — Subcherty Member: 7_I claystone, 7_{II} marlstones, 8 — Submenilitic Formation, Variegated Member, 9 — Submenilitic Formation, reducing Paleocene.
Zdáńice unit (*open circle*): 2 — Zdáńice-Hustopeče Formation, flysch development, 3 — Zdáńice-Hustopeče Formation, pelitic development, 4 — Menilitic Formation, Sitbořice Member, 5 — Menilitic Formation, Dynów Marlstones, 6 — Menilitic Formation, cherts, 7 — Menilitic Formation, claystones, 8 — Menilitic Formation, tuffites, 9 — Subcherty Member, claystone, 10 — Subcherty Member, marlstones, 12 — Submenilitic Formation, Variegated Member, 13 — Submenilitic Formation, mottled development, 14 — Submenilitic Formation, reducing Paleocene.
8. 6V—3Zr—Sr diagram for the sediments of the Silesian and Zdáńice units.
For explanation see fig. 7.

Pl. 1

Distribution of R.E.E. in the rocks of the Silesian unit.

A. Normalized with respect to chondrites (after K. H. Wedepohl 1975).

1 — Krosno Formation; 2 — Menilitic Formation, claystones; 3 — Menilitic Formation, cherts; 4 — Submenilitic Formation, Variegated Member; 5 — Submenilitic Formation reducing Paleocene; 6 — Istebna Member; 7 — Godula Group, upper part; 8 — Godula Group, middle part; 9 — Godula Group, lower part; 10 — Godula Group, Variegated

Member; 11 — Lhoty Formation; 12 — Veřovice Member; 13 — Těšín-Hradiště Formation, Hradiště Member; 14 — Těšín-Hradiště Formation, Upper Těšín Member; 15 — Lower Těšín Member.

B. Normalized with respect to North American shales — NAS (after M. A. Haskin et al. 1968).

Геохимическая оценка осадочных пород силезской единицы

Геохимические исследования осадочных пород силезской единицы (верхнеюрского до олигоценного возраста) были направлены на изучение химического и минерального составов пелитов и псаммитов, отобранных из обнажений и буровых скважин, определение геохимической характеристики этих пород, сравнение их друг с другом в целях геохимической и геологической интерпретаций. Изучались концентрации главных элементов, микроэлементов (Ag, As, B, Ba, Co, Cr, Cu, Ga, Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, S, Sb, Sn, Sr, Ti, U, V, Y, Zn, Zr), значительные отношения пар этих элементов, их распределение, корреляционные отношения и геохимические фоны в породах отдельных литостратиграфических подразделений силезской единицы с целью возможного использования геохимической оценки для их определения и стратиграфического сопоставления. Исследования были дополнены изучением в выбранных образцах пород редкоземельных элементов, урана, тория, гафния и органического вещества. Внимание уделялось также вопросу пестроцветных слоев и происхождению кремнезема в осадочных породах.

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

41

Vydal Ústřední ústav geologický
v Akademii, nakladatelství Československé akademie věd
Praha 1986

Vědecký redaktor: RNDr. Zdeněk Kukal, CSc.

Obálku navrhl Miloslav Cihelka [D]

Odpovědná redaktorka: Libuše Kaisrová
Překlady: T. Hlavatá, A. Kříž, H. Šilarová, M. Štulíková
Technická redaktorka: Hana Chmelíková

Vydání 1. — 247 stran (29 obr.), 28 křídových příloh, 6 skládaných příloh
Vytiskly Moravské tiskařské závody, n. p., Olomouc, závod 30, Gottwaldov
— 42205-86
21,20 AA — 21,45 VA
Náklad 850 výtisků — 03/9 — 9400 — 21-079-86

Cena brožovaného výtisku Kčs 40,—

509/827

