

**SBORNÍK GEOLOGICKÝCH VĚD  
JOURNAL OF GEOLOGICAL SCIENCES**

**ložisková geologie,  
mineralogie**

---

**economic geology,  
mineralogy**

**30**

Publikace Českého geologického ústavu

**Vědecký redaktor**

**RNDr. MILAN DRÁBEK, CSc.**

**Diskuse o pracích se konala na poradním sboru  
vědeckého redaktora dne 9. července 1990**

SBORNÍK GEOLOGICKÝCH VĚD  
JOURNAL OF GEOLOGICAL SCIENCES

**ložisková geologie,  
mineralogie**  

---

**economic geology,  
mineralogy**

**30**



VYDAL ČESKÝ GEOLOGICKÝ ÚSTAV  
PRAHA 1992

© Český geologický ústav, 1992  
ISBN 80-7075-105-3  
ISSN 0581-9180

## OBSAH

HOLUB, M. - JELÍNEK, E. - KOMÍNEK, E. - PLUSKAL O. jun.: Genetic model of sulfide mineralization of the Ransko gabbro-peridotite massif (Bohemia, Czechoslovakia). – Model geneze sulfidického zrudnění ranského gabroperidotitového masívu .....	7
FRANČE, J.: Bentonity ve východní části Doupovských hor. – Bentonites in the eastern part of the Doupovské hory Mts. ....	43
RYBAŇÍK, V.: Barrandienské mramory. – Barrandian marbles .....	91



Sborník geologických věd	Ložisk. geol., mineral., 30	Pages 7-42	17 figs.	4 tabs.	- pl..	Praha 1992 ISBN 80-7075-105-3 ISSN 0581-9180
--------------------------------	-----------------------------------	---------------	-------------	------------	-----------	--

## Genetic model of sulfide mineralization of the Ransko gabbro-peridotite massif (Bohemia, Czechoslovakia)

### Model geneze sulfidického zrudnění ranského gabroperidotitového masívu

MILAN HOLUB<sup>1</sup> - EMIL JELÍNEK<sup>2</sup> - EMANUEL KOMÍNEK<sup>1</sup> - OSKAR PLUSKAL<sup>3</sup> jun.

Received May 4, 1991

1 : 50 000  
13-44

*Bohemian Massif  
Ransko Massif  
Gabbro  
Peridotite  
Sulfide deposits  
Haloes*

HOLUB, M. et al. (1992): Genetic model of sulfide mineralization of the Ransko gabbro-peridotite massif (Bohemia, Czechoslovakia). – Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. Mineral., 30, 7-42. Praha.

**Abstract:** The Ransko gabbro-peridotite massif intruded along the discordance between the mesozonal and epizonal crystalline complexes of the core of the Bohemian Massif. The oldest partial intrusion of the massif, gabbro-dolerite, was followed by the main phase of low-pyroxene olivine gabbros. Peridotite with rounded olivine cumulated in the lower zone and plagioclase-rich rocks concentrated in the upper zone. The Ni-Cu mineralization was connected with troctolites of the middle zone. The differentiation was disrupted by a younger intrusion of pyroxene-rich gabbros. Origin of the inner fluid-like structure of the massif is a result of an intrusion into the not fully consolidated rocks.

The Zn-Cu deposit Obrázek (massive sulfide type) is younger than the quartz diorite intrusion and related metasomatic hornfels. The Ransko massif together with both types of sulfide deposits were affected by epizonal regional metamorphism.

<sup>1</sup> *Geoindustria, s.p., Malinovského 78, 586 01 Jihlava*

<sup>2</sup> *Přirodovědecká fakulta Univerzity Karlovy, Albertov 6, 128 43 Praha*

<sup>3</sup> *Ministerstvo životního prostředí ČR, Kodaňská 10, 101 50 Praha*

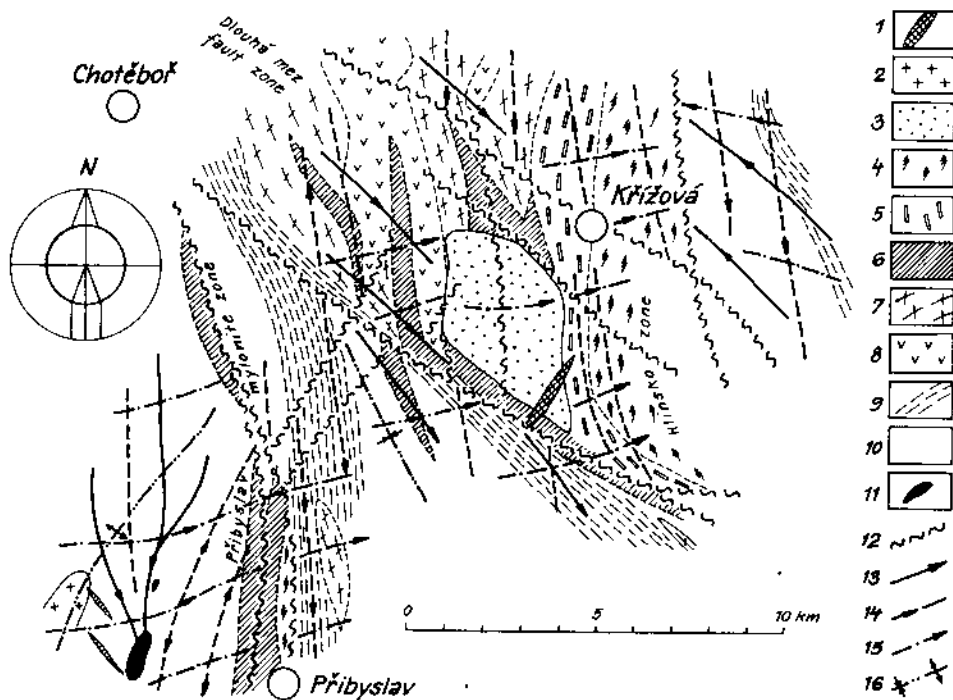
#### Introduction

The small and blind Zn-Cu massive sulfide and several Ni-Cu disseminated ore bodies are the main types of ore mineralization in the Ransko massif. The liquation of Ni-Cu sulfides was supposed to take place at depth (MISAŘ et al. 1974). The Zn-Cu ore body

was connected with the hydrothermal activity around a small intrusion of quartz diorite. POKORNÝ (1969) recognized long and complex thermal history of sulfides. KUDĚLÁSKOVÁ-KUDĚLÁSEK (1964) supposed epigenetical origin of the Ni-Cu ore. The chemistry of spinellides and structural observation of metasomatic hornfels led WATKINSON et al. (1978) to the conclusion that the xenolith of the Zn-Cu massive sulfide body was incorporated in the Ransko massif. However, comparative study of the contact phenomena of xenoliths, metasomatic hornfels and magmatic rocks (MÍSAŘ et al. 1974, NĚMEC-HOLUB 1980), confirmed the original result of HOLUB-POKORNÝ (1970) about the origin of the metasomatic hornfels.

### Geological setting and age of the massif

The Ransko massif is located on the intersection of two major structural systems with long geological history. The first system, trending NW-SE, corresponds to the southern margin of the Labe tectonic zone. The second system, striking NNE-SSW, follows the



#### 1. Geological scheme of the Ransko massif vicinity

1 - porphyry, 2 - granodiorite, 3 - Ransko gabbro-peridotite massif, 4 - phyllites and phyllonites, 5 - porphyroides of the Vítanov group, 6 - gneisses of the Malín group, 7 - migmatites of orthogneiss type, 8 - gabbroamphibolites, 9 - Varied Group of the Moldanubicum and the Kutná Hora crystalline units, 10 - gneisses and migmatites of the same units, 11 - serpentinite, 12 - main faults and mylonite zones, 13 - prefoliation fold axis, 14 - pre-plutonic lineation of the Moldanubicum, 15 - younger lineation of the Vítanov group, 16 - fold axis connected with Moldanubian pluton rise.



deep-seated boundary between the Czech and Moravian blocks of the Moldanubicum and continues to the NNE as the Hlinsko graben zone. The Ransko massif is surrounded by several geological units of the Bohemian massif. Relations of these units (Moldanubicum, Kutná Hora crystalline complex, Železné Hory complex, Hlinsko zone) are still under discussion (Mísař et al. 1983).

The geological history of the area is shown in tab. 1. The Ransko massif intruded into the structural discordance between the strongly metamorphosed Kutná Hora crystalline complex and the epizonally metamorphosed Vítanov group of the Hlinsko zone. Both units are separated by a metakeratophyre zone. Xenoliths incorporated in the flat north, west and south endocontacts of the Ransko massif build up a zone of bottom magmatic breccia. The contact zone of the Ransko massif with the Vítanov group is steep and xenoliths are very rare in it.

Table 1

Correlation of tectonic, metamorphic and magmatic events in the Ransko massif and its vicinity (Holub 1977)

stage of development	Cadomian cycle		Variscan cycle	
	orogen	platform	orogen	platform
	Upper Proterozoic	Lower Cambrian	Ordovician – Carboniferous	Carboniferous – Permian
Kutná Hora area	high-grade metamorphism, high diversity of fold axis	?	folding with axis N–S, migmatitization	polymetallic mineralization, intrusions of porphyries, lamprophyres and granodiorites
Havlíčkův Brod area				
NW vicinity of the Ransko massif				younger foliation with sillimanite
Vítanov group	low-grade metamorphism, fold axis N–S	thermal metamorphism	low-grade metamorphism, fold axis W–E	faulting
Ransko massif		intrusion of mafic rocks Ni-Cu ore	low-grade metamorphism, cleavage of W–E direction quartz diorites Zn-Cu ore	faulting, porphyry dikes

The mineral assemblage of xenoliths and their metamorphic grade is similar to that of the country rocks. The epizonally transformed keratophyres of the Vítanov group are thermally affected by Ransko massif. However, the massif itself was epizonally metamorphosed together with the Vítanov group. At least two different structural planes, each connected with epimetamorphism, are present in the Vítanov group (HOLUB 1977). Thus, the Ransko massif intruded between both stages of epizonal metamorphism. The age of the intrusion is most probably Lower Cambrian (MAREK 1970).

### Fabric of the massif

The Ransko massif forms a conic intrusion rapidly narrowing to the depth of 3 km. The mass of the body is geophysically indicated to a depth of 10 km (GRUNTORÁD -VÁLEK 1971). The results of a new drilling made it possible to describe the fabric of the massif to the depth of about 1 km. The west part of the massif is a part of originally flat limb of a knee-like intrusion. The central part of the massif with a NE striking ore zone was its steep limb.

The central ultrabasic body steeply continues without changes in mineral composition to the depth of more than one kilometre. Peridotite cumuli (several metres in diameter) are surrounded by plagioclase peridotites and by troctolites with layering.

Peridotite-troctolite blocks and discontinuous layers (size from several centimetres to hundred metres) occur in both pyroxene gabbros and together form zones of mixed rocks. These zones of mixed rocks connect the large peridotite bodies. The layers of Ni-Cu ores are situated in mixed zones or in their continuation into peridotite bodies.

Gabbrodolerites build up individual bodies mostly near the NW and SE contact of the Ransko massif and rarely they were found also in mixed zones.

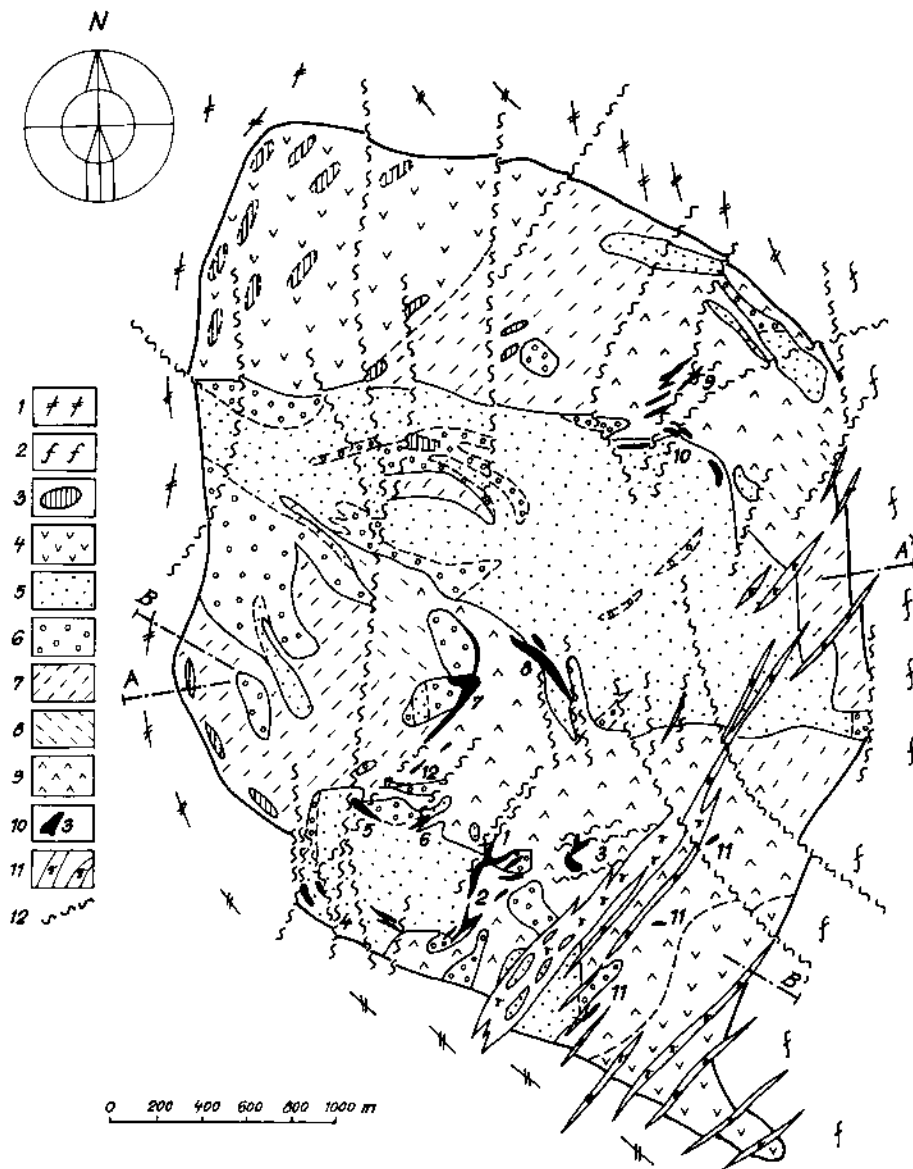
### Petrology

Magmatic rocks of the Ransko massif can be divided into three associations. The oldest is an Ni-Cu-bearing gabbro-peridotite association. Several small intrusions of quartz diorite are younger, probably of Silurian age. Metasomatic hornfels and Zn-Cu ores are connected with them. The youngest intrusion (Upper Carboniferous) is an association of porphyry dikes.

Rocks of gabbro-peridotite association were described in detail by WEISS (1962), MÍSAŘ et al. (1974), and BOUŠKA et al. (1977).

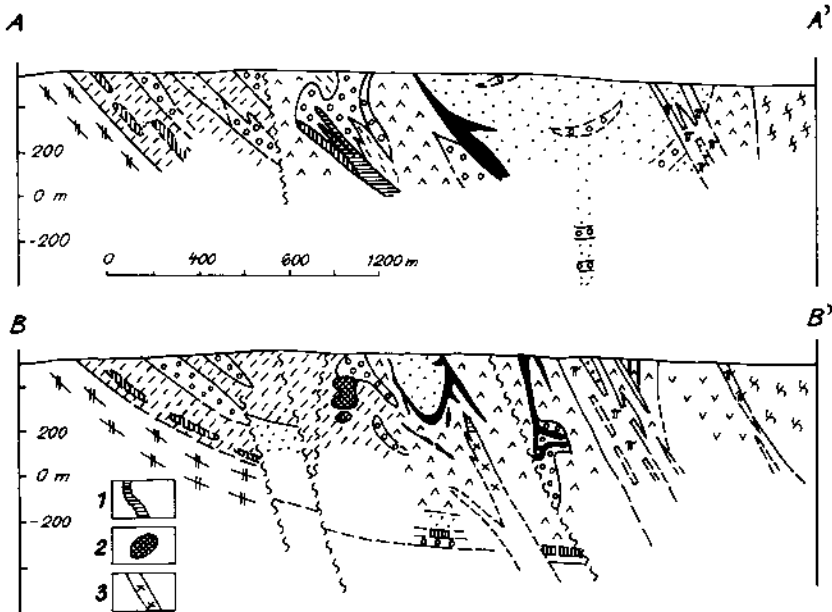
According to KOMÍNEK et al. (1983) rocks of this association are divided in three groups. Dark pyroxenic gabbros (first group) with doleritic texture (gabbrodolerites) is located near the NW and SE contact of the massif and contain a lot of country rock xenoliths. Euhedral islets of labradorite-bytownite are surrounded by andesine-labradorite, clinopyroxene and primary hornblende.

Autohydrothermal alteration and sulfide inclusions are rare. The second group of pyroxene-poor olivine gabbros, a product of primary magma differentiation, builds up the main part of the massif. Olivine cumuli were separated near the bottom, while plagioclase near the roof of the magmatic chamber. A wide spectrum of different



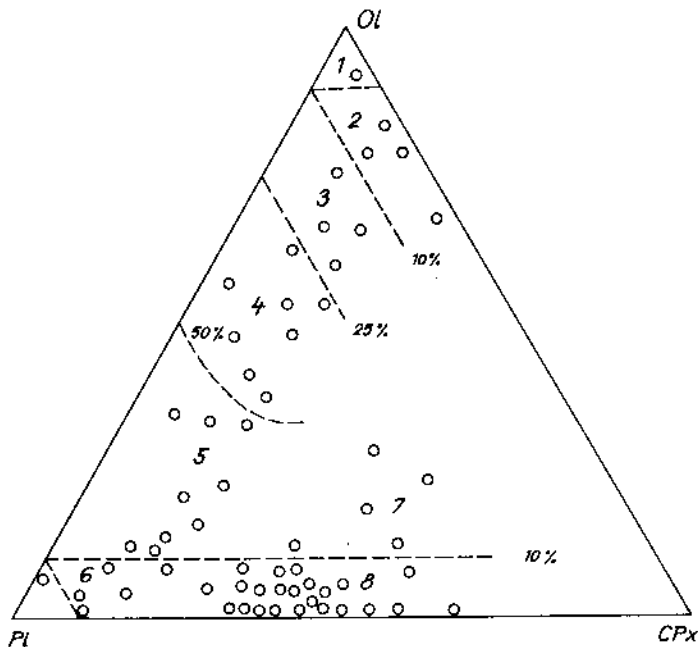
## 2. Geological scheme of the Ransko massif

1 - Kutná Hora crystalline unit, 2 - Vřtanov group of the Hlinsko zone, 3 - xenoliths, 4 - gabbrodolerites, 5 - plagioclase peridotites and peridotites, 6 - troctolites, 7 - pyroxene-poor gabbros, 8 - pyroxene-rich gabbros, 9 - mixed gabbro zone, 10 - orebodies: 1 - Jezírka, 2 - Jezírka-south, 3 - Doubravka, 4 - Tůně-west and south, 5 - Tůně-north, 6 - Tůně-přikontaktní, 7 - Obrázek-north, 8 - Josef, 9 - Řeka, 10 - Řeka-south and east, 11 - small east showings, 12 - blind Zn-Cu orebody Obrázek; 11 - porphyries, 12 - main faults.



3. Geological cross-sections

1 – metasomatic hornfels, 2 – Zn-Cu ores, 3 – quartz diorites. For further explanation see fig. 2.



4. The rocks of the Rausko massif in olivine - plagioclase - clinopyroxene classification

Gabbro-troctolite group: 1 – dunite, 2 – peridotite, 3 – plagioclase peridotite, 4 – troctolite, 5 – olivine gabbro, 6 – gabbro. Pyroxene-rich gabbro group: 7 – olivine-pyroxene gabbro, 8 – pyroxene gabbro. Results of thin-section planimetry are plotted.

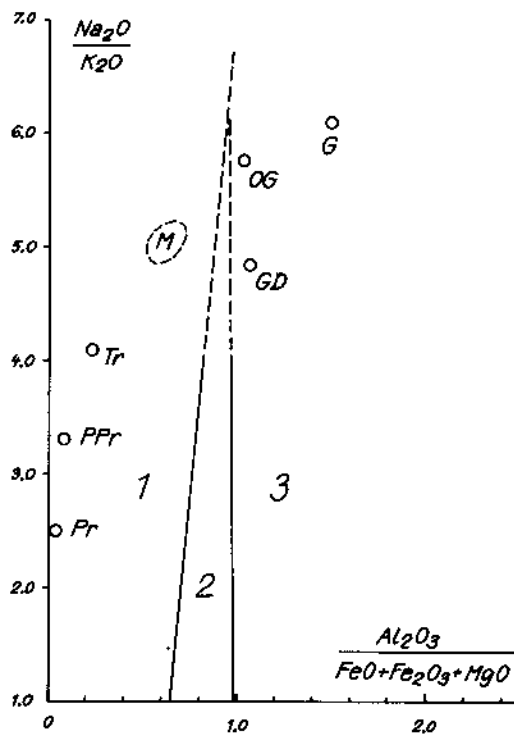
varieties of olivine gabbros and troctolites was present in the transitional middle zone. The differentiation was disrupted by an intrusion of clinopyroxene-rich gabbros (third group). The fluid-like texture of the mixed rock types along the contacts between the second and third groups is a result of the intrusion into not fully consolidated magma.

The association of quartz diorites is heterogeneous. The quartz diorites of the inner part of the narrow stocks have a high content of sulphur (pyrite, pyrrhotite). The outer apical parts of stocks are built of metasomatic hornfels. Quartz diorite stocks discordantly penetrate the rocks of the gabbro-peridotite association and xenoliths.

The dike swarm of the porphyry association divides the central and the east part of the massif. The intrusion of the dikes is connected with the creation of the Hlinsko graben. The downslip of the east part of the massif is around 700 m. General difference between the original altitude of the east and west contacts of the Ransko massif is 1.5 – 2 km.

#### Chemical composition of the rocks

Mísař et al. (1974) paid great attention to the chemical composition of rocks. BOUŠKA et al. (1977) studied the distribution of transition metal elements and REE. In the period of 1978 – 1982 a new collection of about 8000 samples was assayed for trace elements



5. Relative content of Al in rocks of the Ransko massif. (Diagram after Bogatikov et al. 1981)

1 – Al-poor basalt, 2 – normal basalt, 3 – Al-rich basalt. Ransko massif: Pr – peridotites, PPr – plagioclase peridotites, Tr – troctolites, OG – olivine gabbros, G – pyroxene gabbros, GD – gabbrodolerites, M – probable mean composition of primary magma.

Table 2

Chemical composition of magmatic rocks of the Ransko massif

	1		2		3		4	
<i>n</i>	14		12		11		14	
	<i>x</i>	<i>s<sub>x</sub></i>	<i>x</i>	<i>s<sub>x</sub></i>	<i>x</i>	<i>s<sub>x</sub></i>	<i>x</i>	<i>s<sub>x</sub></i>
SiO <sub>2</sub>	35.88	0.85	36.75	1.48	38.48	1.63	41.96	1.58
TiO <sub>2</sub>	0.16	0.10	0.15	0.07	0.20	0.06	0.16	0.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.51	0.76	5.09	0.76	7.76	2.30	20.12	4.22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.58	1.96	5.47	0.58	4.52	1.11	2.00	1.94
FeO	5.10	1.37	7.01	0.64	7.36	0.68	6.89	8.22
MgO	34.80	2.44	32.36	1.72	26.26	1.16	11.78	3.72
CaO	1.78	1.26	3.33	0.74	5.7	1.51	12.01	1.75
Na <sub>2</sub> O	0.20	0.14	0.26	0.10	0.41	0.21	0.83	0.24
K <sub>2</sub> O	0.08	0.05	0.08	0.05	0.10	0.06	0.14	0.16
H <sub>2</sub> O	10.78	0.93	8.39	2.43	7.77	0.74	3.68	1.21

	5		6	7	8	9	10
<i>n</i>	18		1	1	1	6	2
	<i>x</i>	<i>s<sub>x</sub></i>				<i>x</i>	<i>x</i>
SiO <sub>2</sub>	44.97	1.35	45.98	43.32	46.50	70.26	65.70
TiO <sub>2</sub>	0.28	0.9	0.26	0.20	0.27	0.57	0.30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.95	3.28	18.76	27.48	20.10	13.56	14.29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.56	1.05	1.20	2.29	1.33	0.68	0.36
FeO	4.35	1.48	5.28	1.69	3.95	2.58	2.68
MgO	8.44	2.69	10.01	4.79	9.63	2.95	1.37
CaO	14.08	1.71	14.92	14.90	15.88	2.82	4.75
Na <sub>2</sub> O	1.11	0.36	1.13	1.20	1.10	3.78	3.30
K <sub>2</sub> O	0.18	0.06	0.23	0.13	0.15	0.24	4.71
H <sub>2</sub> O	3.81	1.16	1.03	3.28	1.17	1.54	1.82

1 – peridotite, 2 – plagioclase peridotite, 3 – troctolite, 4 – olivine gabbro, 5 – pyroxene gabbro, 6 – gabbro-dolerite, 7 – plagioclase-rich gabbro, 8 – pyroxene-rich gabbro, 9 – quartz diorite, 10 – porphyry, *n* – number of analyzed samples, *x* – mean, *s<sub>x</sub>* – standard deviation.

For original data see Mísař et al. (1974), Bouška et al. (1977), Němec - Holub (1982), Komínek et al. (1983).

and some of them for major elements, too (KOMÍNEK et al. 1983). The results are presented in tabs. 1 and 2.

The study of macroelement distribution revealed that gabbrodolerite composition is similar to the average one in all the massif. Gabbrodolerites have slightly lower contents of Al and are rich in Mg and Fe. The gabbro-peridotite association is distinguished by the content of alkalis and a very high Na/K ratio (Na/K in peridotites is 2–4, troctolites 10, gabbros 6 – 8 and gabbrodolerites 5). The average chemical composition of the rocks of the gabbro-peridotite group shows that primary magma was depleted of alkalis

Table 3

The undisturbed geochemical field (in ppm) of main rock types

	n	Pb	Zn	Cu	Ni	Co	B
1	273	2	100-260	80-300	300	40-200	10-60
2	88	4	120-300	140-300	400	100-150	10-60
3	246	9	140-240	50-350	400	50-150	10-60
4	101	2-11	90-150	50-350	250	45-160	11-65
5	260	2-9	120	100-300	50-450	20-150	20
6	25	10-50	40	8-40	10-25	4-12	4
7	21	30-90	50	10-60	7-20	3-6	20
8	59	10-50	50-140	45-300	30-200	10-60	20
9	51	5-50	50	20-100	5-40	4-8	4

	Sb	Ba	Mn	Cr	Ti	V
1	5-15	10	1000-1500	1000-2000	600-800	30-70
2	5-15	10	1000-1500	1000-2000	600-800	30-70
3	5-15	10	1000-1500	1000-2000	600-800	30-70
4	5-15	10-50	200-300	200-300	1000-2000	40-200
5	5-15	10-50	200-300	200-300	1000-2000	40-200
6	?	?	?	?	?	?
7	?	?	?	?	?	?
8	?	?	?	?	?	?
9	?	100-1000	?	?	?	100-500

The contents of Ag is below 0.06 ppm, of Mo, Sn, W below 3 ppm in all cases.

1 - peridotite, 2 - plagioclase peridotite, 3 - troctolite, 4 - olivine gabbro, 5 - pyroxene gabbro, 6 - quartz diorite, 7 - porphyry, 8 - gabbroamphibolite, 9 - gneiss.

(Na/K ratio around 5), with SiO<sub>2</sub> content 40 wt. % and contents of Al, Fe, Mg the same as olivine gabbro.

Quartz diorite has high content of SiO<sub>2</sub> (70 %) and relatively low content of alkalis (4-5 % of K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O) and high Na/K ratio (10-20).

BOUŠKA et al. (1977) studied the distribution of transition metals, REE and alkali metals in representative samples (except gabbrodolerites). They found out that the distribution of Cr, Mn, Fe, Co, Ni and probably Cu and Zn is connected with troctolites and peridotites. The contents of K, Rb, Sc, Ti, V and the shape of chondrite-normalized patterns of REE are identical for all members of the gabbro-peridotite group. Pyroxene gabbros are rich in Sc, Ti, V, K, Rb, Cs, Ba and REE.

Table 4

Chemical composition of ore minerals (electron microprobe data)

## Troilite

environment	localization	n	Fe %	Ni %	Co %	S %
unaltered troctolites	Jezfrka – main ore body	8	62.9	0.01	0.03	37.0
	Tůně – přikontaktní	3	62.3	0.01	0.03	37.6
altered rocks	Obrázek – vicinity of Zn-Cu ore	2	62.7	0.01	0.05	37.3

## Hexagonal pyrrhotite

unaltered rocks	Jezfrka – main ore body	5	61.1	0.05	0.02	38.8
	Tůně – přikontaktní	6	61.3	0.01	0.03	38.5
altered rocks	Jezfrka – south upper body	3	60.4	0.92	0.05	38.7
	Obrázek – north	7	59.7	0.38	0.04	39.9
altered rocks	Obrázek – vicinity of Zn-Cu ore	2	61.3	0.04	0.02	38.7
Zn-Cu ore	Obrázek	4	61.0	0.04	0.04	38.9

## Monoclinic pyrrhotite

unaltered rocks	Řeka	7	59.4	0.27	0.06	40.2
	Jezfrka – main ore body	18	58.8	0.12	0.04	40.0
	Tůně – přikontaktní	7	59.6	0.09	0.05	40.1
altered rocks	Jezfrka – upper part	2	59.5	0.73	0.06	39.4
	Josef – uraltized gabbros	1	59.1	0.33	0.10	40.4
	Doubravka – upper part	19	59.5	0.40	0.08	40.5
	Obrázek – vicinity of Zn-Cu ore	9	59.4	0.13	0.07	40.3
Zn-Cu ore	Obrázek	3	59.6	0.01	0.07	40.3

A new geochemical exploration (KOMÍNEK et al. 1983) covered the whole massif and showed that the content of elements depends on rock type, erosion level and presence of sulfides (e.g. rocks of gabbro-peridotite group in the central block of the massif have 20 ppm of Cu, the same rocks in the strongly eroded west block 20–200 ppm of Cu, the content higher than 200–300 ppm of Cu indicates zones of mixed rocks with Ni-Cu mineralization).



Table 4 - continuation

## Pyrite

environment	localization	n	Fe %	Ni %	Co %	S %
Pyrite 1 of Ni-Cu ore in altered rocks	Jezírka - south upper part	1	43.5	0.01	3.64	52.8
	Doubravka - upper part	12	44.7	0.01	1.40	53.1
	Obrázek - north	3	45.5	0.05	1.37	53.1
	Obrázek - vicinity of Zn-Cu ore	8	45.3	0.01	1.04	53.5
Pyrite A of massive Zn-Cu ore		2	46.3	0.01	0.01	53.7
Pyrite A of disseminated Zn-Cu ore in light hornfels		12	46.5	0.03	0.03	53.8
Pyrite 2 of altered rocks	Jezírka - south upper part	3	47.2	0.01	0.01	52.8
	Doubravka - upper part	12	46.5	0.09	0.03	53.8
	Obrázek - north	1	47.9	0.01	0.01	52.0
	Obrázek - vicinity of Zn-Cu ore	3	45.9	0.07	0.02	54.0

## Pentlandite

disseminated sulfides of unaltered rocks	gabbro	1	33.1	31.3	4.09	31.5
	troctolite	1	30.0	36.4	2.03	31.5
Ni-Cu ore in unaltered rocks	Řeka - gabbro	5	31.7	31.5	4.04	32.6
	Jezírka - main body, gabbro	9	33.0	31.6	1.91	33.4
	troctolite	16	34.0	30.8	2.02	33.2
	Tůně - příkontaktní	10	33.4	33.6	2.41	33.5
Ni-Cu ore in altered rocks	Jezírka - south upper part	3	29.0	34.7	2.95	32.8
	Obrázek - north	7	28.8	31.7	6.19	33.2
	Doubravka - upper part	19	29.8	32.5	4.67	33.0
	Josef - serpentized ore	1	35.5	32.0	1.70	30.8
	uralitized ore	1	29.6	33.8	2.74	33.9
	Obrázek - vicinity of Zn-Cu ore	4	34.9	29.0	1.94	33.9

According to BOUŠKA et al. (1977) quartz diorites do not belong among the differentiates of the original basic magma. However, the higher content of Mg indicates any "basic" contamination of quartz diorites.

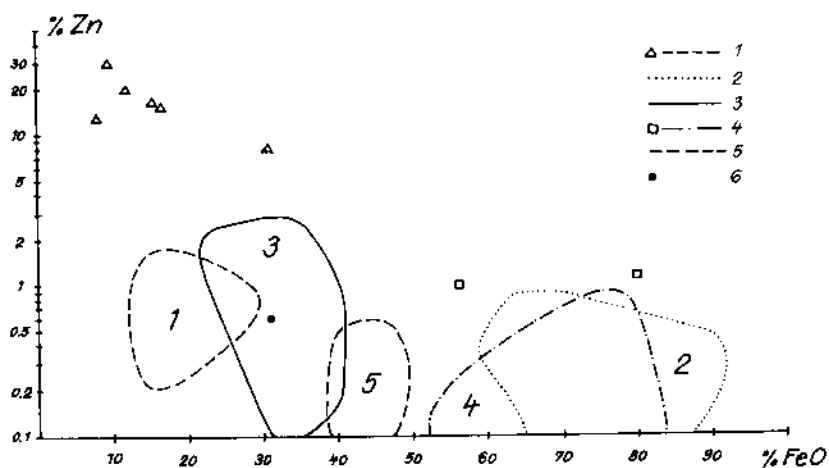
Table 4 - continuation

## Chalcopyrite

environment	localization	n	Cu %	Fe %	S %
Ni-Cu ore in unaltered rocks	Řeka	2	33.5	31.3	35.2
	Tůně - přikontaktní	8	33.3	31.0	35.0
	Jezírka	5	33.5	31.5	35.1
Ni-Cu ore in altered rocks	Doubravka - upper part	6	32.7	31.9	34.9
	Josef	1	34.8	33.1	32.1
	Obrázek - vicinity of Zn-Cu ore	4	32.7	32.2	35.0
Zn-Cu ore	Obrázek	6	33.0	31.5	35.1

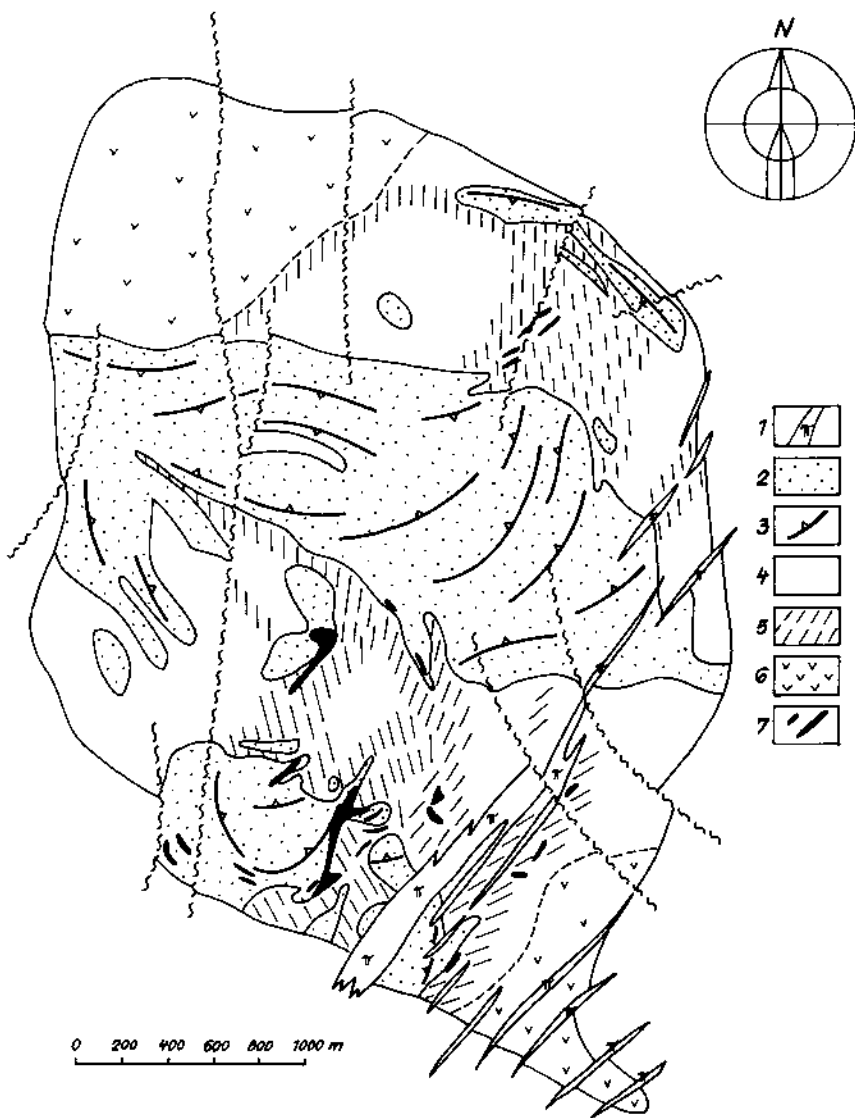
## Cubanite

Ni-Cu ore in unaltered rocks	Jezírka	8	22.7	41.5	35.6
	Tůně - přikontaktní	6	23.2	42.4	35.4
Ni-Cu ore in altered rocks	Obrázek - north	2	21.8	42.4	35.9



## 6. Contents of Zn in spinellides

1 - green spinellide, 2 - monophase dark spinellide, 3 - polyphase spinellide, dark phase, 4 - polyphase spinellide, bright phase, 5 - ilmenite, 6 - chromite.



**7. The structure of the Ransko massif**

1 – porphyries, 2 – ultramafites, 3 – generalized strike of differentiated zones in ultramafites, 4 – gabbros, 5 – mixed zones, 6 – gabbrodolerites, 7 – outcrops of orebodies.

**Rock metamorphism**

The metamorphic changes of rocks of the Ransko massif can be possibly divided into five stages :

- contact metamorphism of country rocks and xenoliths,

- autometamorphism of mafic and ultramafic rocks,
- metamorphism in the vicinity of quartz diorites,
- hydrothermal metamorphism,
- low-grade regional metamorphism.

More than 1600 cross- and level sections were constructed mainly in the southern part of the Ransko massif. The next characteristics were followed for each section: tectonics, rocks composition, amount of sulfides, trace element contents and ratios, nature and intensity of metamorphism. All features were used for the exploration of the hidden and blind ore bodies.

#### Contact metamorphism of country rocks and xenoliths

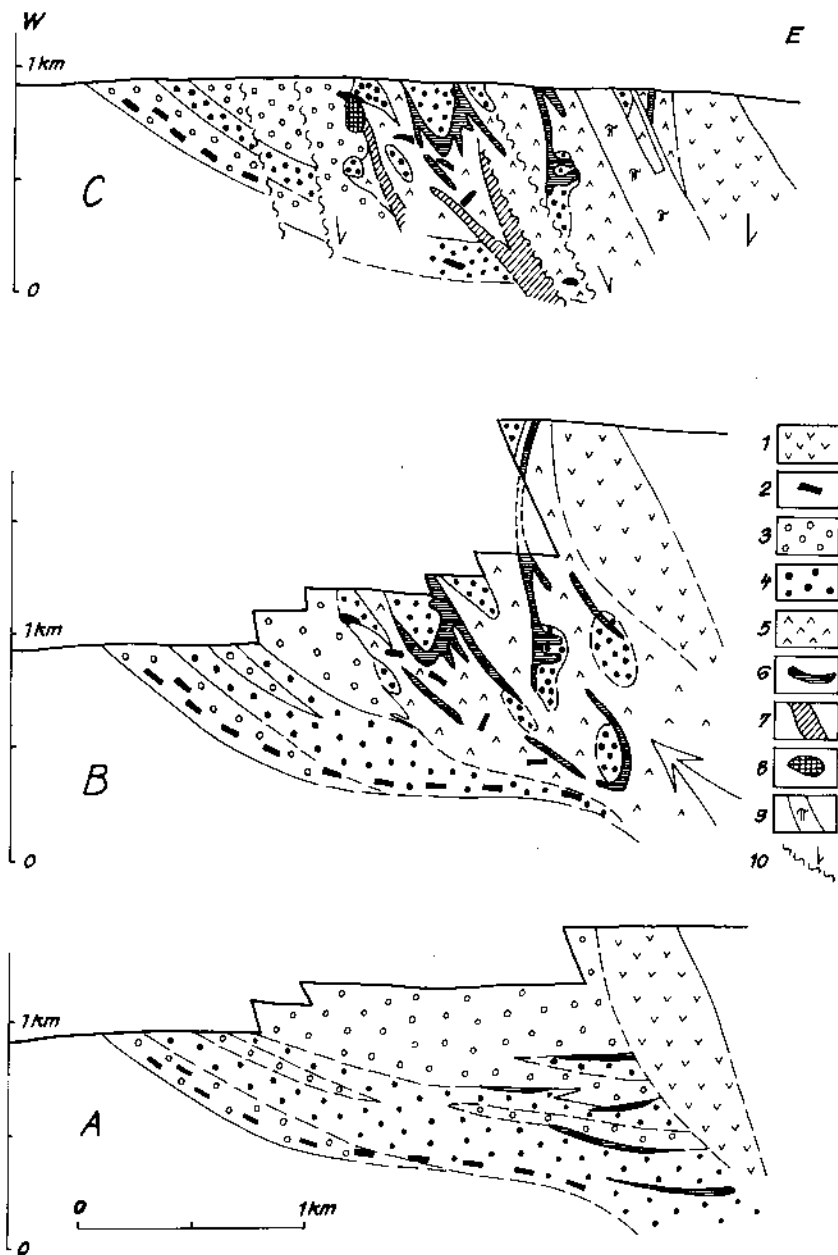
The exocontact rocks and xenoliths are metamorphosed into pyroxene and hornblende hornfels. The thickness of the pyroxene hornfels rim is less than one metre. The knots of biotite, porphyroblasts of albite-oligoclase and rare cordierite are present in fine-grained hornblende hornfels zone. The xenoliths in peridotites are surrounded by a zone of strongly serpentinized rocks, which are penetrated by the albite-oligoclase and quartz-aplitic leucosome (HOLUB 1967). The composition of the leucosome corresponds to the eutecticum of the Ab-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O system at the pressure less than 100 MPa and temperature over 850 °C. The veinlets of prehnite, xonotlite and hydro-grossularite are a result of autohydrothermal metamorphism of medium-size xenoliths.

The assimilation of small xenoliths is typically developed around the flat west contact of the Ransko massif. The result is hornblende gabbrodiorite with zonal plagioclase islets and quartz-plagioclase-hornblende matrix. Mineral associations of the endocontact rocks around the east steep contact of the massif originated from metasomatically reworked matrix, enriched with K and H<sub>2</sub>O from the exocontact, (olivine+plagioclase inside poikilitic phlogopite).

The serpentinization of thin channels inside the olivine grains, kelyfitic rims and scarce uralitization (with green spinellides) are probably autometamorphic. Contacts of disseminated Ni-Cu sulfides and primary silicates as well as their contacts in sideronitic ore are sharp. In zones with slight uralitization of clinopyroxenes the intergrowing of sulfides and uralitization products (hornblende, green spinellide and phlogopite) is common. Such mineral association is equilibrated only at the absence of CO<sub>2</sub> and at temperature around 700 °C (WINKLER 1976).

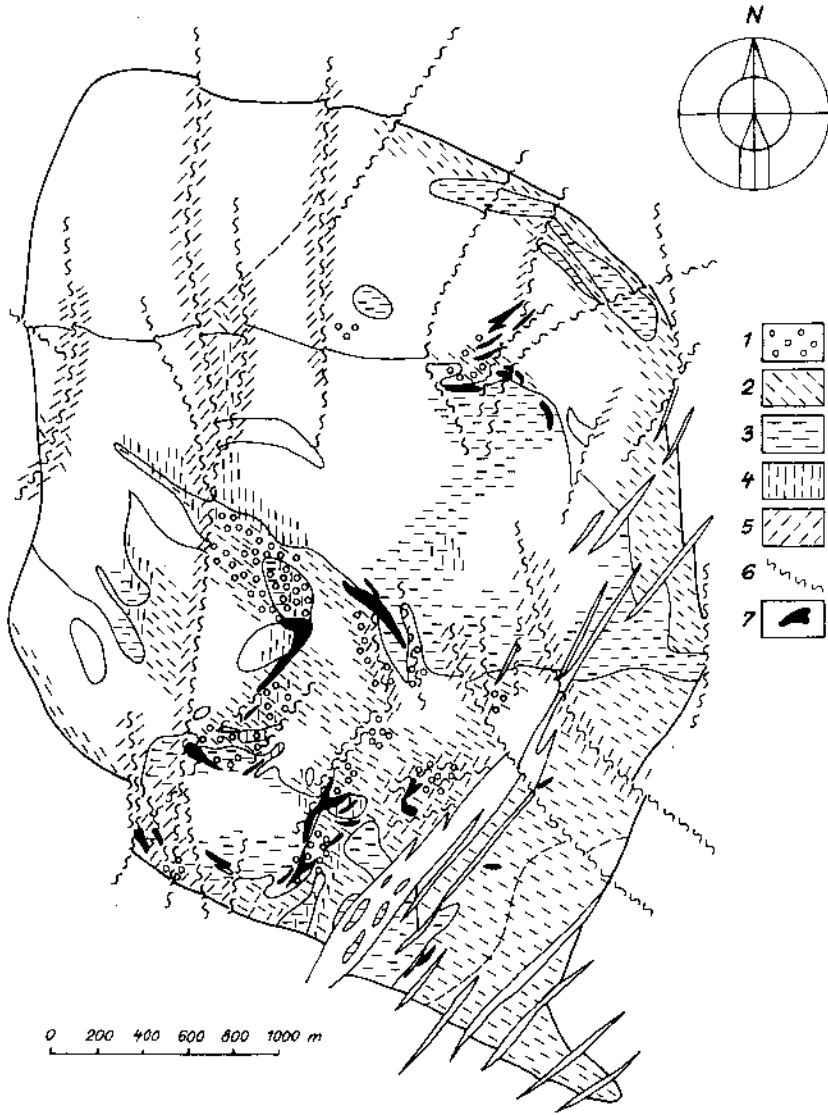
#### Metamorphism connected with quartz diorites

Rocks containing hyperstenic orthopyroxene were described by MÍSAŘ and POKORNÝ (1960) as hyperite and norite. HOLUB and POKORNÝ (1970) considered these rocks as metasomatites. WATKINSON et al. (1978) supposed the xenolithic origin of the orthopyroxene rocks in the vicinity of the massive sulfide deposits Obrázek, NĚMEC-HOLUB (1982) studied contacts of different xenoliths, orthopyroxene rocks, quartz diorites and



#### 8. Developmental stages of the Ransko massif

A – stage before the intrusion of pyroxene-rich gabbros, B – stage before the intrusion of quartz diorites, C – today's situation; 1 – gabbrodolerites, 2 – xenoliths, 3 – pyroxene-poor gabbros, 4 – ultramafites, 5 – mixed zones, 6 – Ni-Cu ores, 7 – quartz diorites, 8 – Zn-Cu ores, 9 – porphyries, 10 – normal faults.

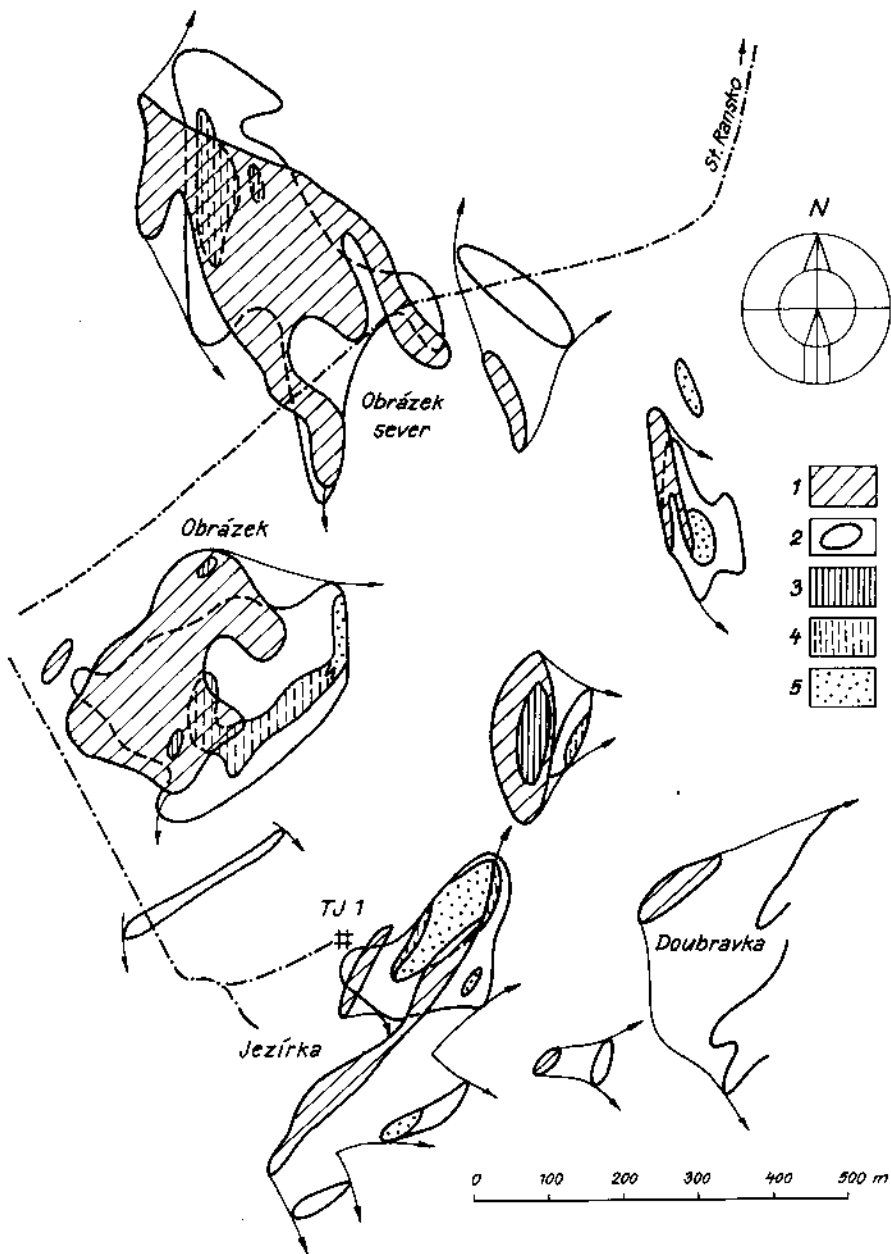


9. The distribution of rock alteration

1 – orthopyroxenitization, 2 – serpentinization, 3 – saussuritization, 4 – uralitization, 5 – chloritization, prehnitization, 6 – faults, 7 – ore outcrops.

other magmatites of the Ransko massif. They found that metasomatic hornfels is younger than quartz diorite.

Metasomatic hornfels forms tongue-shaped and columnar zones in apical parts of quartz-diorite bodies. Quartz-containing and quartz-free cordierite-orthopyroxene-pla-



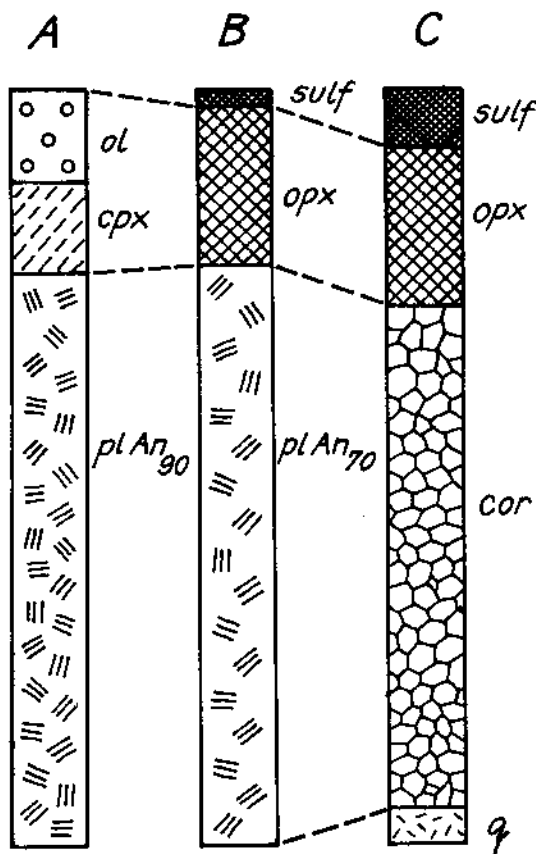
10. Distribution of some alteration in the southern part of the massif (near the surface and at the depth of 250 m)

Orthopyroxenitization: 1 – surface, 2 – depth; metasomatic hornfelses: 3 – surface, 4 – depth; quartz diorites: 5 – depth only.

gioclase hornfels are present. The sillimanite needles, absent elsewhere, are present only in the quartz. The ore-bearing hornfels contain sulphides and gahnite in addition. Other minor components are Mg-hercynite, magnetite and pyrrhotite, younger anthophyllite and biotite. Anthophyllite originated by alteration of orthopyroxene, biotite (phlogopite) is a reaction mineral. It appears in barren hornfels only, in cordierite intergranulars, rimming magnetite or pyrrhotite grains.

The quartz-bearing and quartz-free hornfels have originated by metasomatic alteration of quartz diorite or gabbro-troctolite. A typical concentric metasomatic zonation is developed around small bodies of quartz diorite in mafic rocks. The following assemblages succeed from the centre outward: Cord+Opx, Plag+Opx, Plag+Opx+Ol, Plag+Cpx+Ol. The continuous Ca increase is the most striking feature of the zonation.

Geochemical investigations reveal a distinct concentric zonation of some trace elements (Ag, Zn, Cu, Mo, Co, Ni) in wall rocks of the stocks of cordierite hornfels, even of the barren ones. This zonation corresponds to that developed around hydrothermal polymetallic deposits. These haloes, as well as metasomatic zonality, are superimposed on all primary varieties of rocks (inclusive of xenoliths) in the vicinity of cordierite hornfels stocks.



11. Mineral composition at the contact (B) of the olivine gabbro (A) and metasomatic hornfels (C) (according to Holub - Pokorný 1970)  
 ol - olivine, cpx - clinopyroxene (pigeonite),  
 pl - plagioclase, opx - orthopyroxene, cor - cordierite, q - quartz + sillimanite, sulf - pyrrhotite + pyrite.



Mineral assemblages of metasomatic hornfels correspond to the temperature about 800 °C, medium pressure of H<sub>2</sub>O, absence of CO<sub>2</sub> (WINKLER 1976, YODER 1979) and high portion of sulphur (KULLERUD -YODER 1965). The boron content is by two orders higher in metasomatic hornfels than in other rocks of the massif. Then the assemblage of volatiles is necessary to complete by boron.

The strong hydrothermal alteration affects all varieties of rocks around the Zn-Cu massive sulfide body Obrázek (HOLUB-POKORNÝ 1970, NĚMEC-HOLUB 1980). Hydrothermally altered mafic rocks show the following mineral assemblages:

- 1.1 Serpentine, chlorite, hornblende, oligoclase, Mg-spinel, magnetite, pyrrhotite, pyrite.
- 1.2 Clinzoisite, chlorite, talc, pyrite, Mg-spinel.
- 1.3 Prehnite, analcime, harmotome, calcite, natrolite, Mg-chlorite, saponite.

The last assemblage forms veinlets in the outer zone of hydrothermally altered rocks (POKORNÝ 1969).

### Regional metamorphism

Products of regional metamorphism appear mostly in the SE part of the Ransko massif. Higher temperature assemblages build up broader zones than the low-temperature ones. The latter are concentrated in and near the fissures. This is opposite zonality as compared with hydrothermal alteration. Mineral assemblages of regional metamorphic origin are:

- 2.1 Tremolite, oligoclase, Mg-spinel, serpentine.
- 2.2 Clinzoisite, epidote, oligoclase, chlorite, talc, Mg-spinel.
- 2.3 Veinlets of prehnite.
- 2.4 Zeolites (apophyllite, pectolite etc.), calcite.

### Discussion of the metamorphic grade

The assemblages of metasomatic hornfels from the Ransko massif have been equilibrated at temperature higher than 700 °C and low to medium pressure (c.f. data of WINKLER 1976). The assemblage of the outer zone requires high partial pressure of H<sub>2</sub>O and temperature below 700 °C. The main hydrothermal alteration surrounding Zn-Cu ore bodies equilibrated at the P-T conditions of 350–700 °C and 200 MPa. Presence of H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> and Mg-Ca enrichment were important.

The main assemblages of regional metamorphism originated at similar conditions as the assemblage of the outer contact zone of quartz diorites. The saussuritization affected narrower zones in consequence of temperature lowering. Prehnite veinlets indicate the feeding water channels still working after the temperature decrease below 350–400 °C (HYUNG SHIK KIM 1984).

The orthopyroxenitization of the autometamorphosed mafites confirms the rise of the temperature connected with intrusion of quartz diorites.

## *Spinellides*

A great attention was paid to spinellides of the Ransko massif (see ROST 1969, WATKINSON et al. 1978, MÍSAŘ 1979, KOMÍNEK et al. 1983, TRDLIČKA et al. 1985).

The grains of primary spinellides of the olivine gabbro-peridotite group are nearly euhedral. The ovoidal inclusion of pyroxene and, rarely, K-rich phase are present.

These spinellides are usually composed of bright phase (magnetite) and dark phase with variable composition (magnesioferrite, chrompicotite). The association analysis of more than 100 results published by above mentioned authors, indicated the dependence of the dark phase composition on the rock type. The increasing content of Cr (up to 30 %) and decreasing content of Al with increasing amount of olivine are the main features. Ilmenite admixtures are common in primary spinellides in plagioclase-rich gabbros. The Fe-content of the dark phase increases with the presence of Ni-Cu ore (Cr- and Al-rich magnetite). It is necessary to distinguish this magnetite from the secondary one in Ni-Cu ore. The first contains less than 0.1 wt.% of Ni, Co and below 1 ppm of Ag. The secondary magnetite contains 3–6 % of Ni, 0.1–0.4 % of Co and more than 1 ppm of Ag.

Another type of fine-grained magnetite evolved during the autometamorphic serpentinization of olivine and fills fine serpentinized channels in olivine grains. Green irregular spinellide is a common product of uralitization. Gahnite was found only in primary halo of the Zn-Cu ore bodies.

### **Assemblages of ore minerals**

#### *Assemblages of the scarcely disseminated sulfides in unmetamorphosed magmatites (rock sulfides)*

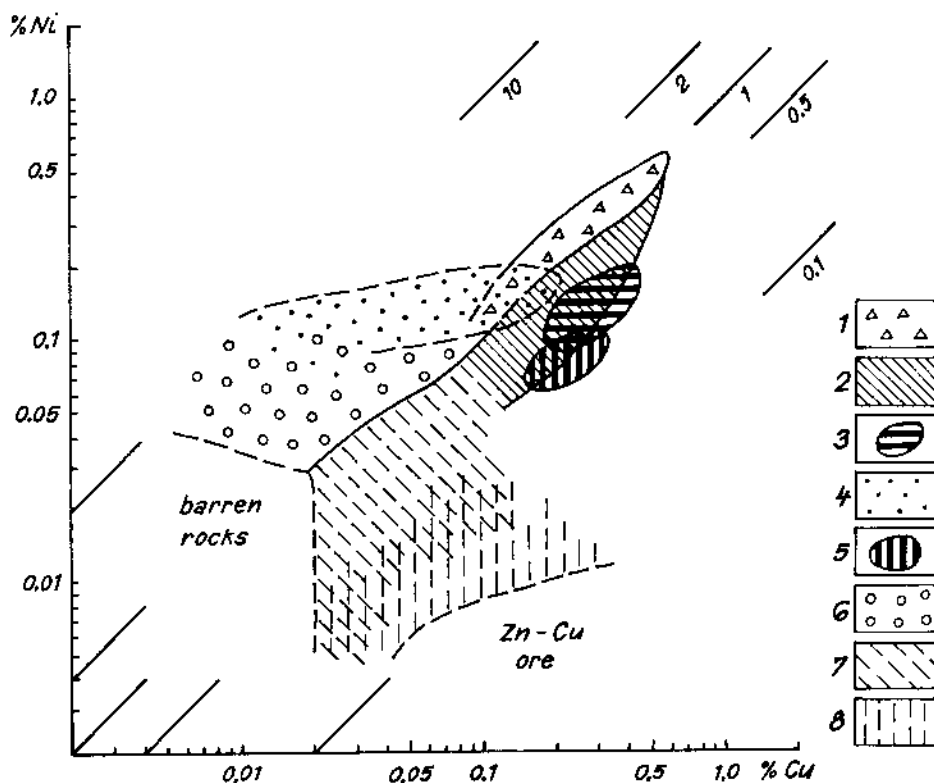
The assemblage and composition of rock sulfides is practically identical in all unmetamorphosed mafic and ultramafic rocks of the Ransko massif. Two main assemblages are present:

- 1.1 Hexagonal pyrrhotite, chalcopyrite and less common pentlandite.
- 1.2 Troilite, cubanite and pentlandite.

The second assemblage prevails in troctolites.

#### *Assemblages of Ni-Cu ores in unmetamorphosed magmatites*

Main minerals of the unmetamorphosed Ni-Cu ores are monoclinic, hexagonal (or a mixture of both) pyrrhotite, troilite, chalcopyrite, cubanite and pentlandite. The margins of sulfides and host silicates are sharp, the lamellae and needle-like intergrowths with clinopyroxene are less common. Sideronitic textures are typical. Polyphase magnetite, when present, is euhedral. The texture of sulfide aggregates is mostly holocrystalline without distinct succession. The textures of decay of solid solutions are present in Fe



12. Ni/Cu ratio

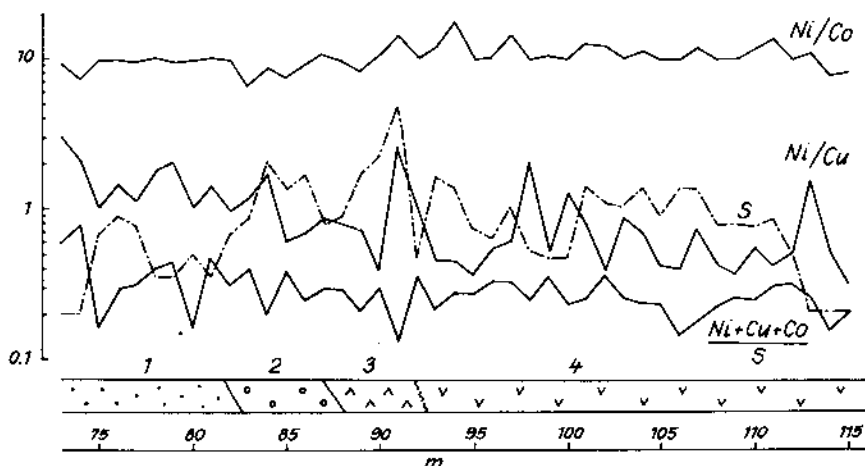
1 – unaltered Ni-Cu ore in troctolites, 2 – unaltered Ni-Cu ore in gabbros (excluding the Řeka orebody), 3 – Řeka orebody, 4 – altered Ni-Cu ore in ultramafites, 5 – altered Ni-Cu ore in gabbros; primary halo Ni-Cu ore in: 6 – troctolites, 7 – gabbros, 8 – primary halo of Zn-Cu ore.

sulfides. The small number of sulfide mineral varieties (3–4) in one sample is a distinct feature of these assemblages. The unmetamorphosed ore bodies (more detail description see in MĚSAŘ et al. 1974) are present in the northern part of the massif. Some parts of the deposits Jezírka and Tůň in the south of the massif belong to these assemblages, too.

Three main assemblages are present:

- 2.1 Hexagonal and H-M mixture of pyrrhotite, pentlandite, chalcopyrite.
- 2.2 Hexagonal and H-M mixture of pyrrhotite, troilite, pentlandite, chalcopyrite and less abundant cubanite.
- 2.3 Pentlandite, chalcopyrite, cubanite with less common troilite or monoclinic pyrrhotite.

The first assemblage occurs mostly in gabbros. The H-M mixture of pyrrhotite is common in the southern ore bodies. The ore bodies in troctolites and plagioclase peridotites contain minerals of the second assemblage. POKORNÝ (1969) described



13. Ni/Cu, Ni/Co, (Ni + Cu + Co)/S ratios and sulphur content in P-I adit, main layer, Jezírka orebody  
 1 – plagioclase peridotite, 2 – troctolite, 3 – pyroxene-poor gabbro, 4 – mixed gabbro zone.

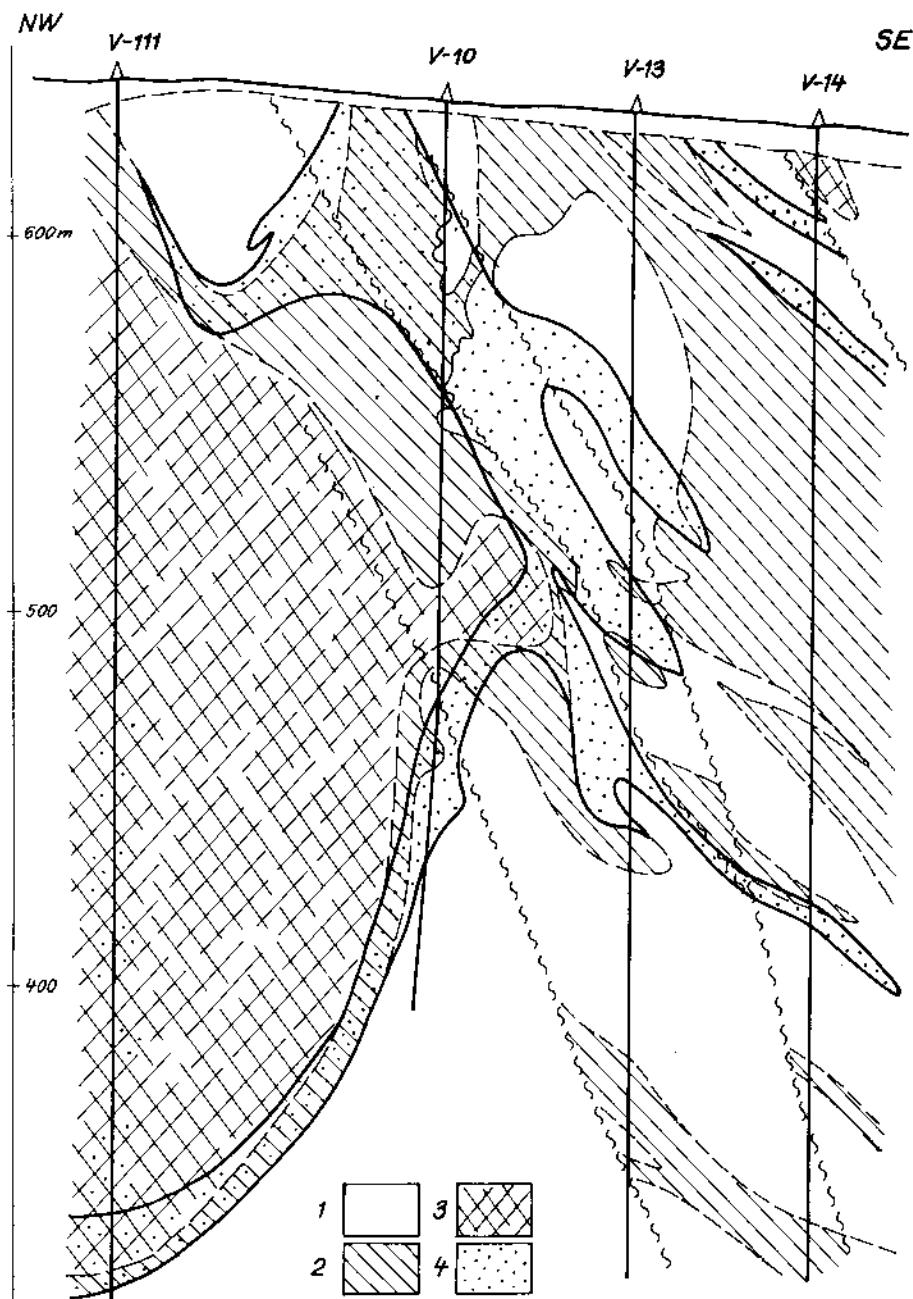
veinlet-like massive Ni-Cu sulfides intergrowing only slightly uralitized clinopyroxenes. The third assemblage builds up these veinlets, similarly as apical parts of the Tůně, Příkladní and Jezírka ore bodies. Euhedral plagioclase and clinopyroxene and exsolution of sphalerite are common in this assemblage which probably represents “pegmatite ore” known from other Ni-Cu deposits.

#### *Assemblages of sulfides in metamorphosed mafites and ultramafites*

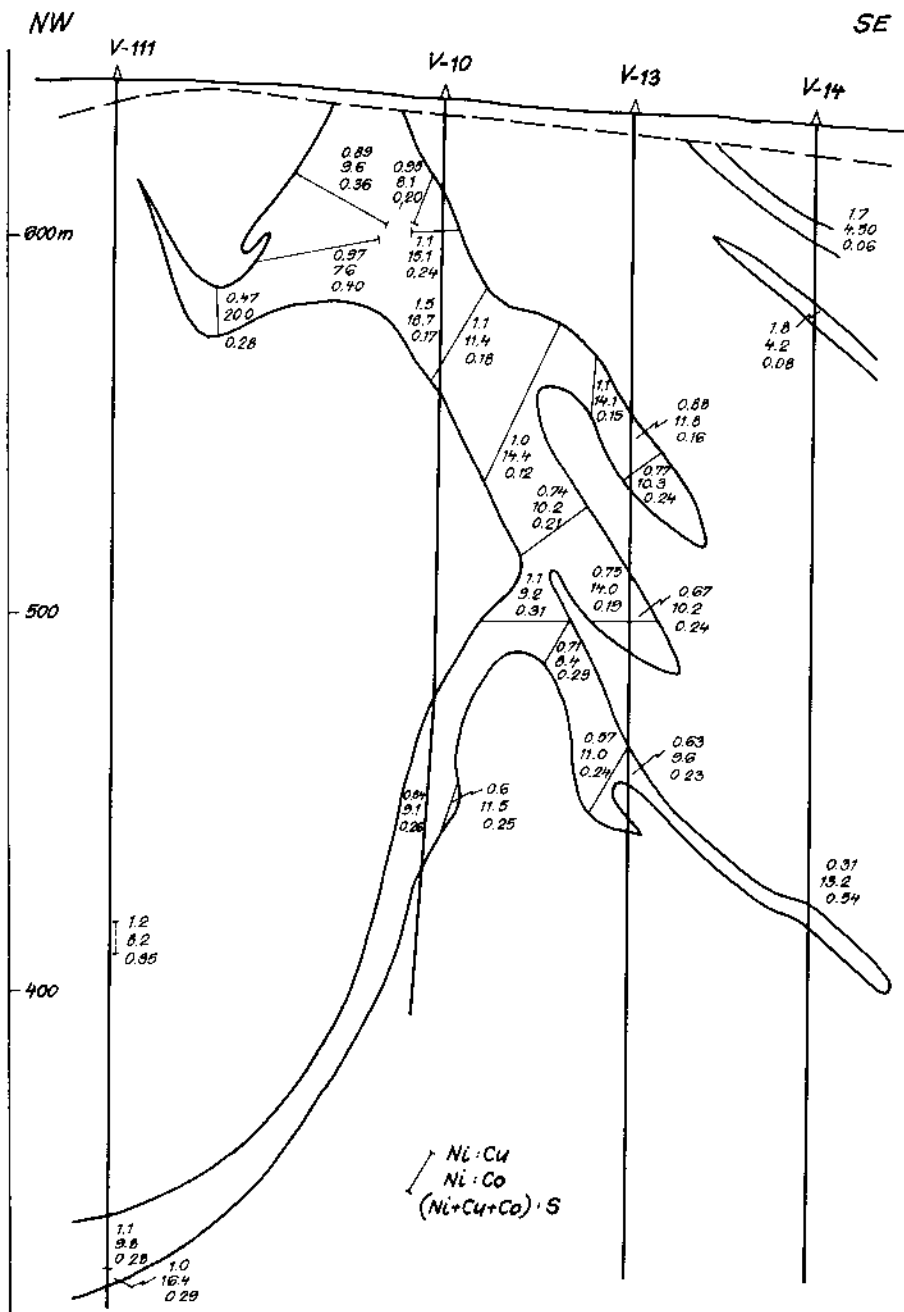
The next sulfide assemblages are present in strongly metamorphosed and altered rocks:

- 3.1 Monoclinic pyrrhotite, Co-rich euhedral pyrite 1 and less common chalcopyrite.
- 3.2 Monoclinic pyrrhotite, Co-poor xenomorphic pyrite 2, chalcopyrite.
- 3.3 Euhedral pyrite 3.
- 3.4 Pentlandite, magnetite and other Fe-oxides.

These assemblages are end members. The primary simple assemblages of 3 – 4 minerals are partly substituted by new or recrystallized minerals. The result is a high number of “coexisting” minerals in one sample. The most complicated is the mineral composition of Ni-Cu layers overprinted by primary halo of the Zn-Cu orebody. Hexagonal, monoclinic and H-M mixture of pyrrhotite, Co-rich pentlandite, chalcopyrite, cubanite together with pyrite 2, sphalerite, millerite and Ni-mackinawite are present. All these minerals are intimately connected with pyroxenes and their alteration products (uralite or anthophyllite).



14. Geological cross-section of the central part of the Jezírka orebody  
 1 - gabbros, 2 - troctolite, 3 - plagioclase peridotite, 4 - Ni-Cu ore.



15. Ni/Cu, Ni/Co, (Ni + Cu + Co)/S ratios in the same cross-section

The euhedral pyrite 1 (TRDLIČKA - HOFFMAN 1985) is Co-rich and is present in slightly metamorphosed rocks where the primary troilite and cubanite are gradually disappearing. The uralite in the vicinity of pyrite 1 is enriched with Ni. Pyrite 1 and monoclinic pyrrhotite are probably products of alteration of the primary sulfides. The released Co concentrated in pyrite 1 and Ni in monoclinic pyrrhotite and uralite. The temperature of the recrystallization was higher than 500 °C. The resistance of the pyrite 1 to the youngest plastic deformations is probably the reason of the microscopically apparent succession of sulfides (ATKINSON 1975, ROSCOE 1975).

The assemblage with xenomorphic, Co-poor pyrite 2 is connected with intensively uralitized rocks. Mostly euhedral and trace-elements free pyrite 3 is connected with veinlet assemblages containing clinozoisite, epidote or prehnite.

The relics of primary sulfides surrounded and penetrated by magnetite and other Fe-oxides are present in serpentinized ultramafites. Pentlandite and less chalcopyrite are present as armoured relics in fully hydrothermally oxidized ore. Magnetite and other Fe-oxides (with high Cu, Ni, Co and Ag content) form veinlets and fan-like aggregates (TRDLIČKA - HOFFMAN 1985). This type of ore alteration (typical of metamorphosed Ni-Cu ores of the Petchenga area (POLFEROV 1979)) requires high temperature, high pressure of H<sub>2</sub>O and acid environment (ROSE - BURT 1982).

#### *Zonation of Ni-Cu ores*

POKORNÝ (1969) found the Ni/Cu ratio to depend on the host rock olivine content (gabbro 0.4–0.7, troctolites 0.8–1) of the Jezírka orebody. The distribution of Ni, Cu, Co and S in orebodies Řeka and Josef was described by MÍSAŘ et al. (1974). The complex evaluation of more than 30 000 ore samples brought more information about Ni, Cu, Co and S distribution.

The Ni/Cu ratios for intersections of the orebody in unaltered gabbros is 0.3–1, in troctolites and plagioclase peridotites 0.7–1.7 and in "pegmatite ore" it is below 0.7. Some ore bodies exhibit stable ratios (Řeka), other distinct zonation. The central part of the Tůně-Příkонтakní body has the Ni/Cu ratio of gabbros 0.55, increasing toward the wings to 0.8–1.2 and from 1 to 2–3 in troctolites. Likewise the Ni/Co ratio increases from 7–8 to 14–15. The apical part of this blind orebody is built by "pegmatite ore," the wings and lower part of the orebody are relatively enriched with pyrrhotite.

The largest orebody Jezírka has the most complex distribution of elements mentioned above. The lower part of the main layer follows the contact of gabbros and plagioclase peridotite. The Ni/Cu ratio is relatively stable (gabbro 0.9, troctolite 1 and plagioclase peridotite 1.1) along the main rock contact. However this ratio decreases along the dip of the upper layer (from 1.2 to 0.3). This zonation is similar to that of the syngenetic Ni-Cu of the Petchenga area, SSSR (POLFEROV 1979). The southern Jezírka orebody shows the minimum of the ratio in altered gabbros above the quartz diorite stock. Ni/Co ratio increases positively with the increasing content of S (from 8–10 to 14–15). The highest values are again in "pegmatite" ore (18–20) and lowest in a pyritic layer of the hanging wall of the main layer (4–5). A similar Co-rich pyritic halo is in the upper part of the Doubravka orebody.

The Ni-Cu ratio of Ni-Cu orebodies in the vicinity of metasomatic hornfels and Zn-Cu orebodies is very variable with the average of 0.6–0.2. The mineral paragenesis of the Ni-Cu sulfides indicates its barrier function for penetrating solutions.

The serpentinization influences the Ni/Cu ratio of the Ni-Cu layers in different ways. The ratio decreases to 0.7 in the case of the slight serpentinization. Cu was mobilized from strongly serpentinized rocks and the Ni/Cu ratio increased to 20. The Ni/Cu ratio is mostly constant during serpentinization but the content of S significantly decreases.

Ni/Cu (0.5–0.7) and Ni/Co (8–9) ratios are constant in Ni-Cu ores of uraltized and saussuritized gabbros. But the high content of S and presence of pyrite are distinct features of these ores.

#### *Primary haloes of the Ni-Cu ores*

Twenty one elements (Ag, As, B, Ba, Bi, Co, Cd, Cu, Cr, Hg, Mn, Mo, Ni, Pb, Sb, Sn, Ti, V, W, Zn, Zr) were estimated by a combination of optical emission and roentgen fluorescence analyses. The data evaluation was carried out by system modelling (HOLUB - KOMÍNEK 1985).

As main pathfinders were found Ag and Ni. Their content is more than ten times higher in primary halo than in normal field. Contents of Cu, Co, Cr, Pb and Zn were found to be three to ten times higher (subordinate pathfinders). Elements depleted as compared with normal field were not found. Zn and Ni change their order when primary halo is situated in altered rocks. W and B are next subordinate indicators in such case.

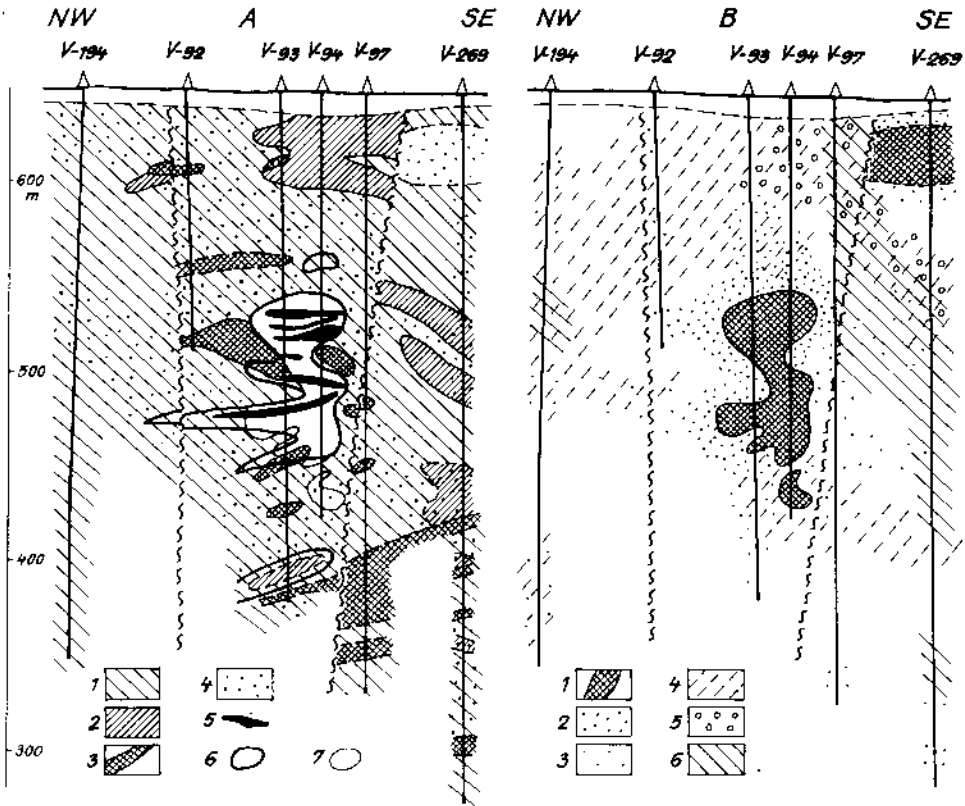
The thickness of the primary haloes in cross sections, as indicated by new multiplicative variables  $Ag \times Pb \times Zn$  and  $Ni \times Co \times Cu$ , is 50–200 m. A positive correlation exists between the thickness of ore bodies and size of haloes. The Ni-Cu ore zone of the Ransko massif is indicated by a 200 ppm content of Cu. The hidden orebodies inside the ore zone are indicated by the  $Ag \times Pb \times Zn$  value of the order of thousands. The primary haloes in the serpentinized plagioclase peridotites are several hundred metres thick. Around the orebody Josef, exists a distinct transversal zonality to the contact of altered gabbros with serpentinized plagioclase peridotite. Co and Ag are concentrated in ultramafites close to the contact. The zones rich in Pb, Zn, Cu and Ni follow farther in serpentinized rocks. Such a zonality was not found at the contacts of the unmetamorphosed rocks. This transversal zonality is most probably connected with regional metamorphism and water circulation.

Primary haloes of Ni-Cu orebodies in fresh rocks have relatively low contrast and slight zonality. According to GRIGORJAN et al. (1976) these features are characteristic of syngenetic Ni-Cu ores.

#### **Assemblages of the Zn-Cu ores**

The Zn-Cu mineralization is connected with metasomatic hornfelses of both types. Sulfide layers are flat with either sharp or disseminated contacts. Massive ore penetrates all hydrothermally altered rocks. The xenoliths of gneisses and gabbroamphibolites are penetrated by massive sphalerite, rimmed by disseminated pyrite and chalcopyrite. The



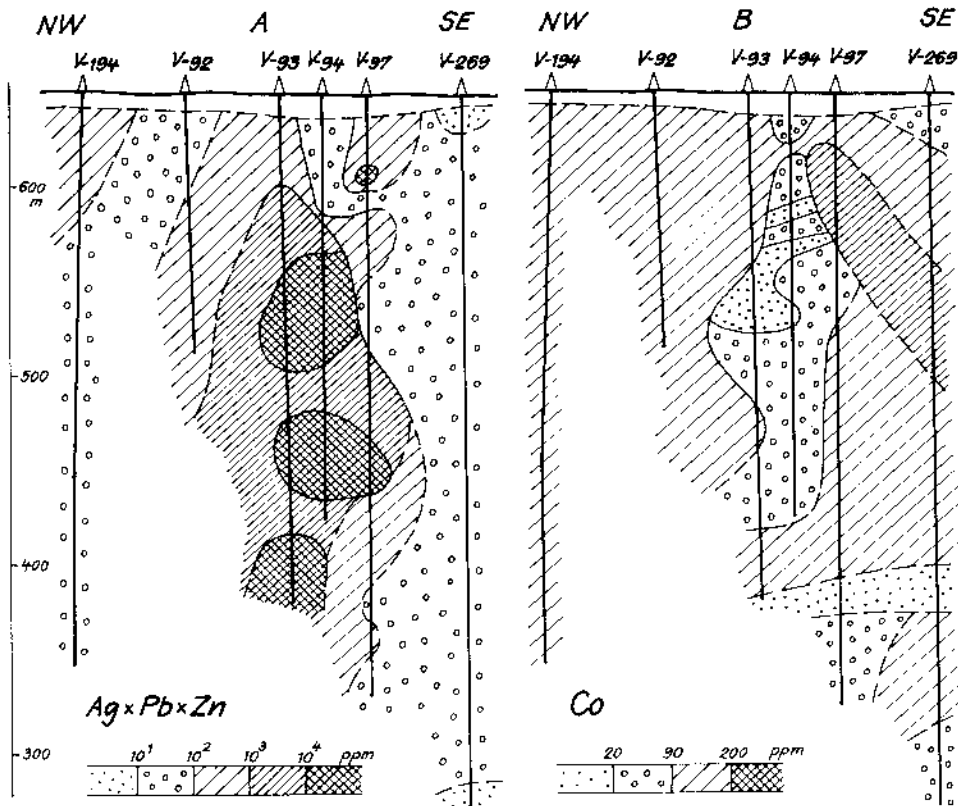


16. Geological cross-section (A) and distribution of alterations (B) of the Zn-Cu Obrázek orebody  
 A: 1 – pyroxene-poor gabbros, 2 – troctolite, 3 – xenoliths, 4 – disseminated Fe-sulfides, 5 – massive Zn-Cu ore, 6 – disseminated Zn-Cu ore, 7 – metasomatic hornfelses; B: 1 – metasomatic hornfelses, 2 – strong orthopyroxenitization, 3 – slight orthopyroxenitization, 4 – uralitization, serpentinization and chloritization, 5 – prehnitization, 6 – strong chloritization.

banded structure of the massive ore is a result of the changing amount of sphalerite, barite and pyrrhotite as well as variability of their grain size.

Xenomorphous grains of brown sphalerite form aggregates and veinlets. Sphalerite is usually inclusion-free, rarely, some grains contain chalcopyrite, pyrrhotite and galena. Contents of Fe (8–9 %) and Cd (less than 1 %) are constant. The content of Co (up to 6 %) increases close to the contact of the orebody.

Mostly automorphic grains of pyrite (up to several centimetres) are surrounded and penetrated by sphalerite, chalcopyrite and pyrrhotite. Contents of Ni and Co are less than 1%. TRDLIČKA and HOFFMAN (1985) described this pyrite as pyrite 1 common for both, Ni-Cu and Zn-Cu ores. A detail revision of the samples localization reveals that the typical pyrite 1 (with high Co content) is present only in intensively altered Ni-Co



17. Primary haloes in the same cross-section

layers near the Zn-Cu orebody. Automorphic pyrite of the Zn-Cu ore with contents of Ag and Mn in tens of ppm and Cu in thousands of ppm we describe as pyrite A.

Xenomorphous grains of pyrrhotite form aggregates and veinlets, commonly penetrate as the sulphides mentioned above as the rock-forming silicates. Pyrrhotite is mostly monoclinic, the content of Ni is less than 1%. Contents of Ag and Mo are higher than in pyrrhotites of Ni-Cu ores. The lowest contents of trace elements showed pyrrhotites from quartz-cordierite hornfelses.

Xenomorphous chalcopyrite forms aggregates and veinlets closely connected with pyrrhotite. Chalcopyrite of the Zn-Cu ore is rich in Ag and Cd and poor in Co and Ni as compared with chalcopyrites of Ni-Cu ore.

The gray to white, mostly cataclastic barite, penetrated by sulfides, appears in sphalerite ore in the upper part of the Obrázek orebody.

The secondary pyrite (pyrite B) forms aggregates, veinlets and less automorphic grains in metasomatic hornfelses. This pyrite penetrates and corrodes all minerals mentioned above. Pyrite B is rich in Ag, Mo, Mn and depleted in Bi, as compared with

pyrite 2. Pyrite B is probably of the same age as pyrite 2 of the Ni-Cu ores and both are connected with regional metamorphism.

#### *Zonation of Zn-Cu ore*

The orebody Obrázek has distinct mineralogical zonality. The massive sphalerite-barite ore builds up four flat layers in the upper part of the orebody. The content of barite decreases with depth. The massive pyrrhotite-chalcopyrite-pyrite ore with some molybdenite, connect sphalerite layers in the central part of the orebody. This zonality is fully developed in metasomatic hornfelses. The massive ore, penetrating hydrothermally altered gabbros, consists mostly of monoclinic pyrrhotite, chalcopyrite and subordinate sphalerite. Pyrite A, pyrite B and rare troilite are present. The mineral assemblage of monoclinic pyrrhotite (poor in trace elements), pyrite B, magnetite, polyphase spinellide and haematite is present below the orebody, in quartz-cordierite hornfelses.

#### *Primary halo of Zn-Cu ore*

The primary haloes around the Zn-Cu ore body are built up by two zones. The inner, differentiated zone (20–50 m thickness) continues flatly from blind orebody to the surface forming an anomaly 100–150 m to the south of the orebody. The inner zone disappears 200 m below the orebody in metasomatic hornfelses. The main pathfinders of the inner zone are Ag, Pb, Zn, Mo, Ba and Cu (anomaly contrast 10–160). Hg, Sn, W and B are subordinate indicators. Anomaly contrasts of Ni, Co and Cr are less than one. The longitudinal zonation of the inner zone is very distinct. Maximum of Ba is in the upper part of the halo. The main orebody is surrounded by Ag, Pb, Zn, Cu and Mo. The value of multiplicate variable  $Ag \times Pb \times Zn$  is by more than three orders higher in the inner zone than in the outer zone.

The outer zone of the primary halo differs from the inner one in the absence of zonality. Most pathfinders have lower anomaly contrast. The outer halo zone is similar to the haloes of the Ni-Cu ore except the presence of B, Sn and W. The size of the outer zone is several hundreds of metres.

#### **Genetic model of the sulfide mineralization**

The original olivine tholeiitic magma differentiated in the transit magma chamber into gabbrodolerites and parental magma of the gabbro-troctolite group. This type of differentiation describes Distler et al. (1979) from the trap formation of the Norilsk area (USSR). The chemical composition of gabbrodolerites is probably very close to that of the primary magma. The differentiation of the gabbro-peridotite group followed the intrusion in the flat part of the body. The practically constant composition of olivines and plagioclases is probably a result of preintrusive crystallization of these minerals. Olivine cumulated in the lower part of the magma chamber, plagioclase in the upper

part. Some elements and minerals (Cr, Ni, Co, Cr-spinellides) concentrated in the olivine layer, other (V, Ti, ilmenite, Mg-magnetite) concentrated in the upper, gabbro layer.

The contents of Ca and Fe in clinopyroxenes differ in the layers mentioned. Pyroxenes in troctolites are Fe-rich, in gabbros Ca-rich. The Ni-Cu ore assemblage in troctolites are Fe-rich (troilite, cubanite), too. The iron-rich troctolites build probably a transition zone between the gabbros and olivine cumulates. This stage of differentiation can be characterized as a differentiation in a closed system.

A partly-open system of differentiation continued in the steep part of the intrusion. The presence of sulfides in the today "ore zone" with mantle composition of sulphur (POKORNÝ 1969) and presence of autometamorphism confirm the additional supply of the volatiles from the deeper level of the magmatic chamber. The Ni-Cu sulfides concentrated mainly in the troctolite layers and less in adjoined gabbros and plagioperoxidites. The paucity of both, sulfides and autometamorphism in the flat west part of the Ransko massif, confirm this model.

The pyroxene gabbros intruded into a not fully consolidated environment. Both groups of rocks mixed and ultramafite layers were transformed into blocks (xenoliths) floating in the gabbros. Sulfide layers moved with magma and due to more mobile state penetrated into both gabbro types for the distance of several hundreds of meters (Doubravka and Řeka orebodies). The main feature of the Ransko massif Ni-Cu sulfides is the affinity to the Fe-rich troctolites. The zonation of elements, minerals and primary haloes of most ore bodies is a result of the differentiation in situ. Ni concentrated in olivine host rocks, Co in pyrite rich halo of orebodies (pyrite 1). The slight contrast zonation of primary haloes as well as simple mineralogy of the unmetamorphosed ores confirm the syngenetic origin of the Ni-Cu orebodies.

After a considerable span of time, the quartz diorites intruded mostly along the zones of mixed rocks. The metasomatic reaction in their apical parts led to the origin of cordierite metasomatic hornfelses. The rise of Zn-Cu sulfide mineralization followed the hornfels origin. The zonation of ore minerals and primary haloes as well as hydrothermal alteration of host rocks confirm epigenetic origin of this massive sulfide-type mineralization. Ore mineral structures and textures show the metamorphic influence.

Regional metamorphism affected the Ransko massif including the ore content. Temperature of metamorphic conditions gradually decreased from 700 °C to 350 °C. Metamorphism was conducted by a large carry in of H<sub>2</sub>O from the east contact of the massif. The next stage of metamorphism, below 350 °C, was concentrated in narrow zones and at last, along main dislocations. The regional metamorphism and the intrusion of quartz diorites are of Silurian age.

*K tisku doporučil Z. Mtsař*

## References

- ATKINSON, B. K. (1975): Experimental deformation of polycrystalline pyrite: Effects of temperature, confining pressure, strain rate and porosity. – *Econ. Geol.*, 70, 473–497. Lancaster.
- BERNARD, J. H. (1976): Model geneze polymetalických rudních ložisek souvisejících se starovariským plutonismem Českého masívu. – *Ústř. úst. geol. Praha*.
- BERZINA, N. P. et al. (1983): Genetičeskíe modeli endogenných rudných formací. T. 1. – *Nauka. Novosibirsk*.
- BOGATKOV, O. A. et al. (1981): Klassifikacija i nomenklatura magmatičeských gorných porod. – *Nedra. Moskva*.
- BOUŠKA, V. - JELÍNEK, E. - MISAŘ, Z. - PAČESOVÁ, M. (1977): Geochemistry of the concentric Ransko gabbro-peridotite massif (Czechoslovakia). – *Krystalinikum*, 13, 7–30. Praha.
- BUDAY, T. - DUDEK, A. - IBRMAJER, J. (1969): Některé výsledky interpretace gravimetrické mapy ČSSR v měřítku 1 : 500 000. – *Sbor. geol. Věd, užítá Geofyz.*, 3, 7–25. Praha.
- CLARK, B. R. - KELLY, W. C. (1975): Sulfide deformation studies: III. Experimental deformation of chalcopyrite to 2 000 bars and 500 °C. – *Econ. Geol.*, 70, 431–453. Lancaster.
- DISTLER, V. V. et al. (1979): Stratifikacija, skrytaja rassloennost' differencirovannyh trappovyh intruzij i uslovija obrazovanija sulfidnogo orudnenija. – *In: Uslovija obrazovanija magmatičeských rudných mestoroždenij*, 211–269, *Nauka. Moskva*.
- ELISEEV, N. A., edit. (1952): Ultraosnovnye i osnovnye intruzii i sulfidnye mestoroždenija Pečengi. – *Nauka. Moskva*.
- GENKIN, A. D. - DISTLER, V. V. - FILIMONOV, A. A. (1974): Paragenetičeskíe asociacii mineralov noril'skích medno-nikelevých sulfidných rud. – *LAGOD, Abstracts*, 287–288. Varna.
- GODLEVSKIJ, M. N. (1968): Problemy formirovanija medno-nikelevých mestoroždenij. – *In: Endogenny rudnye mestoroždenija*, 7–15, *Nauka. Moskva*.
- GORBUNOV, G. I. (1968): Geologija i genezis sulfidných medno-nikelevých mestoroždenij Pečengi. – *Nedra. Moskva*.
- GRIGORJAN, S. V. - RJABOV, V. V. (1972): Nekotorye osobennosti pervičných oreolov Cu-Ni mestoroždenij Pečengi. – *In: Naučnye osnovy geochimičeských metodov poiskov mestoroždenij poleznych iskopajemych*, 126–131, *Apatity*.
- GRIGORJAN, S. V. - RJABOV, V. V. - ŽANDUROV, A. A. - PREDOVSKIJ, A. A. (1976): Pervičnye oreoly sulfidných medno-nikelevých rudných tel i differencirovannyh intruzij Pečengi. – *Geol. rud. Mestorožd.*, 5, 87–97. *Moskva*.
- GRUNTORÁD, J. - VÁLEK, R. (1971): Ranský gabroperidotitový masív. Geofyzikální výzkum v prostoru ranského masívu. – *In: Ultrabazity a ultramafity*, 38–54, *Karl. univ. Praha*.
- HABR, J. - VEPŘEK, J. (1973): Systémová analýza a syntéza. – *St. nakl. techn. lit. Praha*.
- HENTERLECHNER, K. (1909): Über Eruptivgesteine aus dem Eisengebirge in Böhmen. – *Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst.*, 59, 1. *Wien*.
- HOLUB, M. (1967): Kontaktní metamorfóza xenolitů v ranském bazickém masívu. – *Čas. Mineral. Geol.*, 12, 425–432. *Praha*.
- HOLUB, M. (1977): Vztahy polymetalické mineralizace v okolí Včelákova, Křížové a Starého Ranska ke geol. stavbě oblasti. – *Sbor. Korelace proterozoických a paleozoických stratiformních ložisek*, V, 183–194. *Karl. univ. Praha*.
- HOLUB, M. - KOMÍNEK, E. (1985): Metodika a výsledky vyhledávání slepého sulfidického zrudnění v ranském bazickém masívu. – *Vyběr prací*, 12, 13–22. *Geoindustria. Praha*.
- HOLUB, M. - POKORNÝ, J. (1970): Alteration of gabbros and troctolites and genesis of sulfides in the Ransko basic massif. – *Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol.*, 11, 99–109. *Praha*.
- HYUNG SHICK KIM (1984): Prehnite-epidote equilibria and their petrologic applications. – 27th IGC, Abstracts, IV, 09, 327. *Moskva*.
- KAČAROVSKAJA, A. N. - OGURCOV, N. I. (1984): O sostave monosulfidov železa medno-nikelevých rud Jugo-Dovyren'skogo massiva. – *Geol. rud. Mestorožd.*, 5, 86–90. *Moskva*.
- KAVARDIN, G. I. (1983): Geologo-genetičeskaja tipizacija sulfidných medno-nikelevých mestoroždenij. – *In: Genetičeskíe modeli endogenných rudných formací*, 63–70, *Nauka. Novosibirsk*.

- KOMŤNEK, E. et al. (1983): Závěrečná zpráva vyhledávacího průzkumu Staré Ransko III. – MS Geoindustria. Praha.
- KORZHINSKI, D. S. (1968): The theory of metasomatic zoning. – *Mineralium Depos.*, 3, 222–231. Berlin.
- KUDĚLÁSKOVÁ, M. - KUDĚLÁSEK, V. (1964): Příspěvek ke geochemii sírnkového zrudnění Ni-Cu ložiska ranského masívu. – Sbor. věd. prací Vys. šk. báň., Ř. horn.-geol., 1–2, 94–106. Ostrava.
- KULLERUD, G. - YODER, H. S. (1965): Sulfide-silicate reactions and their bearing on ore formation under magmatic, postmagmatic and metamorphic conditions. – Symp. Problems of postmagmatic ore deposition, 2, 327–331. Praha.
- KUMPERA, O. - SUK, M. (1980): Základní otázky vývoje a stavby Českého masívu. – In: Vážnější problémy geologického vývoje a stavby Československa. Sbor. konf. VTS, 29–72. Bratislava.
- KUTYREV, E. I. (1984): Geologija i prognozirovanie soglasnyh mestoroždenij medi, svinca i cinka. – Nedra. Moskva.
- MAREK, F. (1970): Odhad stáří ranského bazického masívu podle paleomagnetických dat. – Věst. Ústř. Úst. geol., 45, 99–202. Praha.
- MISAŘ, Z. (1979): Sulfide mineralization in the Ransko gabbro-peridotite massif, Czechoslovakia. – *Canad. Mineralogist*, 17, 299–307. Ottawa.
- MISAŘ, Z. - DUDA, J. - HOLUB, M. - POKORNÝ, J. - WEISS, J. (1974): The Ransko gabbro-peridotite massif and its mineralization. – Karl. univ. Praha.
- MISAŘ, Z. - DUDEK, A. - HAVLENA, V. - WEISS, J. (1983): Geologie ČSSR I. Český masív. – St. pedag. nakl. Praha.
- MISAŘ, Z. - HOLUB, M. (1980): Problematika geneze Zn-Cu ložiska Obrázek v ranském gabro-peridotitovém masívu. – *Geol. Průzkum*, 1, 19–20. Praha.
- MISAŘ, Z. - POKORNÝ, J. (1960): Geologický a mineralogicko-geochemický výzkum magnetických ložisek u Starého Ranska. – *Geol. Průzk.*, 12, 358–359. Praha.
- NALDRETT, A. J. (1984): Magmatic sulfide deposits. – 27th IGC, Abstracts, VI, 219–220. Moskva.
- NĚMEC, D. (1982): Assemblages of fissure minerals in the Ransko Massif. – *Neu. Jb. Mineral., Abh.*, 145, 3, 256–269. Stuttgart.
- NĚMEC, D. - HOLUB, M. (1980): Genesis of Zn-Cu deposits in the basic Ransko massif (Eastern Bohemia). – *Mineralium Depos.*, 15, 151–162. Berlin.
- OSBORN, E. F. (1956): Role of oxygen pressure in the crystallisation and differentiation of basaltic magma. – *Amer. J. Sci.*, 257, 609–647. Washington.
- OVČINNIKOV, L. N. - BARANOV, E. N. (1970): Endogennye geochimické oreoly kolčedannyh mestoroždenij. – *Geol. rud. Mestorožd.*, 2, 10–25. Moskva.
- POKORNÝ, J. (1969): Sulfide ore deposits in the Ransko basic massif. – Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. Mineral., 10, 111–155. Praha.
- POLFEROV, D. V. (1979): Geologija, geochimija i genezis mestoroždenij medno-nikelevykh sulfidnyh rud. – Nedra. Moskva.
- ROSCOE, W. E. (1975): Experimental deformation of natural chalcopyrite at temperature upto 300 °C over the strain rate range  $10^{-2}$  to  $10^{-6}$  s<sup>-1</sup>. – *Econ. Geol.*, 70, 454–472. Lancaster.
- ROSE, A. W. - BURT, D. M. (1982): Gidrotermalnye izmenenija porod. – In: Geochimija gidrotermalnyh rudnyh mestoroždenij, 148–199. Mir. Moskva.
- ROST, R. (1969): Spinellides in the rocks of the basic complex in Staré Ransko, Bohemia. – *Acta Univ. Carol. Geol.*, 2, 153–163. Praha.
- SMIRNOV, V. I. (1982): Geologija poleznyh iskopaemyh. – Nedra. Moskva.
- SMITH, F. G. (1968): Fizičeskaja geochimija. – Nedra. Moskva.
- TICHOMIROV, A. V. (1979): Novye dannye o gidrotermalnom metamorfizme rud mestoroždenija Pilgularji. – *Geol. rud. Mestorožd.*, 1, 103–105. Moskva.
- TRDLÍČKA, Z. - HOFFMAN, V. (1985): Geochemie sulfidů a koexistujících fází z ložiska Staré Ransko. – Sbor. geol. Věd, Technol. Geochem., 20, 109–162. Praha.
- VOGT, J. H. L. (1923): Nickel in igneous rocks. – *Econ. Geol.*, 18, 307–353. Lancaster.
- VOLOCHONSKIJ, A. N. - BACHČISARAJCEV, A. JU. (1978): Pirotiny vkraplenných i prožilkovo-vkraplenných rud vostočnogo flanga pečengskich mestoroždenij. – *Geol. rud. Mestorožd.*, 1, 103–110. Moskva.

- WATKINSON, D. H. - MAINWARIN, P. R. - PERTOLD, Z. (1978): The Cu-Zn Obrázek ore deposit, Czechoslovakia: A volcanogenic deposit included in the Ransko intrusive complex. – *Mineralium Depos.*, 13, 151–163. Berlin.
- WEISS, J. (1962): Geologicko-petrografické poměry ranského masívu. – *Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol.*, 27, 87–137. Praha.
- (1977): Fundament moravského bloku ve stavbě evropské platformy. – *Folia Geol.*, 30, 18, 1. 64. Brno.
- WINKLER, H. (1976): *Petrogenesis of metamorphic rocks.* – Springer-Verlag. New York-Heidelberg-Berlin.
- WOLF, K. H. (ed.) (1976): *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits.* – Elsevier. Amsterdam.
- YODER, H. S. Jr. (1979): *Obrazovanie bazaľtovej magmy.* – Mir. Moskva.
- ZEMAN, J. (1978): Deep-seated fault structures in the Bohemian Massif. – *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 31, 155–185. Praha.
- ZAVARICKI, A. N. (1950): *Vedenie v petrochimiji izverženných gorných porod.* – Nauka. Moskva.
- ŽÁČEK, M. - PROCHÁZKA, Z. (1984): Aplikace disipativních struktur při interpretaci geologických procesů. – *Acta montana*, 68, 183–190. Praha.

# Model geneze sulfidického zrudnění ranského gabroperidotitového masívu

(Résumé anglického textu)

MILAN HOLUB - EMIL JELÍNEK - EMANUEL KOMÍNEK - OSKAR PLUSKAL jun.

Předloženo 4. května 1991

Ze zpracování výsledků nových průzkumných prací plyne, že ranský gabrový a plagioperidotitový masív je vícefázovou intruzí, původně kolenovitého tvaru. V první fázi intrudovaly gabrodolerity, které tvoří magmatickou brekcií podél plochého podložního kontaktu v z. části intruze a samostatné dílčí těleso na JV. V další fázi intrudovaly horniny troktolitové řady (typ A, BOUŠKA et al. 1977), v nichž při diferenciaci trapového typu vznikly likvační polohy Ni-Cu-sulfidů v přírodní části intruze. Diferenciací vzniklá stavba byla porušena intruzí mladších pyroxenických gabber (typ B). Intruze pňů křemenných dioritů je výrazně mladší a je pravděpodobně současná s epizonální metamorfózou postihující zvláště v. část masívu.

V ranském gabrovém a plagioperidotitovém masívu je známo několik sulfidických asociací lišících se genezí. Jsou tady Fe-sulfidy (převážně pyrit 2 a monoklinický pyrhotin), vyskytující se podél kontaktů masívu, které vznikly pravděpodobně v důsledku snížené rozpustnosti sulfidů v kontaminovaných gabrech. Primární, syngenetické sulfidy vytvářejí sulfidickou fázi vtroušených sulfidů jednoduchého složení. Tyto vtroušeniny neobsahují pyrit. Obdobné složení mají asociace Ni-Cu-rud v nepřeměněných horninách, u nichž rovněž konkrétní mineralogické složení závisí na obsahu olivínu a na železitosti pyroxenů v okolní hornině. Část těchto rud dospěla až k pegmatitovému stadiu vývoje. Při mladších přeměnách v okolí křemenných dioritů a metasomatických rohoveců došlo ke vzniku složitých minerálních asociací a nových rovnovážných stavů mezi sulfidy, silikáty a oxidy.

S vývojem hydrotermálních systémů v okolí pňů křemenných dioritů je spjat i vznik kyzových Zn-Cu-rud. Přetrvávající epizonální metamorfóza, postihující za přínosu H<sub>2</sub>O v. a j. část masívu, způsobila vznik reliktních asociací sulfidů v serpentinizovaných horninách, dále vznik asociací obohacených sírou v přeměněných gabrech a rekrystalizaci části minerálů Ni-Cu a Zn-Cu-rud. Hydrotermální přeměny v okolí dislokací byly pak provázeny vznikem pyritu 3 a monoklinického pyrhotinu.

## Vysvětlivky k tabulkám

Tabulka 1. Korelace tektonických, metamorfických a magmatických pochodů v ranském masívu a jeho okolí.

Tabulka 2. Průměrné chemické složení magmatických hornin masívu. 1 – peridotit, 2 – plagioperidotit, 3 – troktolit, 4 – olivinitické gabro, 5 – pyroxenické gabro, 6 – gabrodolerit, 7 – typické gabro-troktolitové řady, 8 – typické gabropyroxenické řady, 9 – křemenný diorit, 10 – porfyrity.



Průměrné hodnoty vypočteny na základě analýz publikovaných in Mísař et al. (1977), Němec - Holub (1982) a Kománek et al. (1983).

Tabulka 3. Hodnoty neporušeného geochemického pole (v ppm) hlavních horninových typů.

Tabulka 4. Chemické složení rudních minerálů (výsledky elektronové mikrosondy).

## Vysvětlivky k obrázkům

1. Schéma strukturální stavby v okolí ranského masívu.  
1 – žulové porfyry, 2 – granodionity centrálního moldanubického plutonu, 3 – ranský gabroperidotitový masív, 4 – fylity vítanovského souvrství a fylonity v přibyslavské mylonitové zóně, 5 – porfyroidy vítanovské série, 6 – jemnozrné pararuly typu maľnské skupiny, 7 – migmatity ortorulového vzhledu, 8 – gabroamfibolity, 9 – pestrá skupina moldanubika a kutnohorského krystalinika s. l. (průběh pestrých vložek), 10 – ruly a migmatity moldanubika a kutnohorského krystalinika s. l., 11 – hadce, 12 – hlavní zlomy a mylonitové zóny, 13 – osy vrás starších než hlavní foliace, 14 – hlavní lineace starší než periplutonická migmatitizace v moldanubiku, 15 – mladší lineace typicky vyvinutá v hlinské zóně, 16 – osy vrás spjaté s výstupem centrálního moldanubického plutonu.
2. Geologická mapa ranského gabroperidotitového masívu.  
1 – kutnohorské krystalinikum, 2 – vítanovská skupina hlinské zóny, 3 – xenolity krystalinika, 4 – gabrodolerity, 5 – plagioperidotity a peridotity, 6 – troktolity, 7 – gabra a olivinická gabra troktolitové řady, 8 – gabra pyroxenické řady, 9 – směs obou typů gaber, 10 – výchozy sulfidických poloh: 1 – Jezírka, 2 – Jezírka-jih, 3 – Doubravka, 4 – Tůně-západ a jih, 5 – Tůně-sever, 6 – Tůně-přikontaktní, 7 – Obrázek-sever, 8 – Josef, 9 – Řeka, 10 – Řeka-jih a východ, 11 – drobné výskyty ve východním bloku masívu, 12 – slepé ložisko Obrázek, 11 – žulové porfyry a syenitové porfyryty, 12 – hlavní dislokace.
3. Geologické fezy masívu.  
1 – metasomatické rohovce, 2 – Zn-Cu-rudy, 3 – křemenný diorit. Ostatní vysvětlivky jako obr. 2.
4. Schéma lokální klasifikace hornin s vnesenými výsledky planimetrických analýz.  
Horniny troktolitové řady: 1 – dunit, 2 – peridotit, 3 – plagioperidotit, 4 – troktolit, 5 – olivinická gabra, 6 – pyroxenická gabra; horniny pyroxenické řady: 7 – olivinicko-pyroxenická gabra, 8 – pyroxenická gabra.
5. Průměrné analýzy hornin masívu vnesené do diagramu pro určení relativního obsahu hliníku v bazaltech (Bogatikov et al. 1981).  
1 – bazalty s nízkým obsahem hliníku, 2 – bazalty s normálním obsahem hliníku, 3 – bazalty s vysokým obsahem hliníku. Horniny ranského masívu: Pr – peridotity, PPr – plagioperidotity, Tr – troktolity, OG – olivinická gabra obou řad, G – pyroxenická gabra obou řad, GD – gabrodolerity, M – pravděpodobné střední složení intrudujícího magmatu.
6. Obsahy Zn ve spinelích ranského masívu.  
1 – zelený spinelid, 2 – jednofázový tmavý spinelid, 3 – vícefázový spinelid, tmavá fáze, 4 – vícefázový spinelid, světlá fáze, 5 – ilmenit, 6 – chromit. Ojedinelá pozorování jsou vyjádřena značkou.
7. Schéma vnitřní stavby masívu.  
1 – porfyry a porfyryty, 2 – ultrabazika, 3 – generalizovaný průběh diferencovaných zón v ultrabazikách, 4 – gabra obou řad, 5 – zóny pestrého střídání hornin, 6 – gabrodolerity, 7 – výchozy sulfidických poloh.
8. Schéma vývoje ranského bazického masívu.  
A – před intruzí pyroxenických gaber, B – před intruzí křemenných dioritů a porfyrů, C – dnešní stav; 1 – gabrodolerity, 2 – xenolity okolního krystalinika, 3 – gabra troktolitové řady, 4 – plagioperidotity troktolitové řady, 5 – pestré střídání pyroxenických gaber a gaber troktolitové řady, 6 – Ni-Cu-rudy, 7 – křemenné diority, 8 – Zn-Cu-rudy, 9 – porfyry, 10 – poklesové dislokace.
9. Rozšíření intenzivních přeměn hornin v masívu.  
1 – hyperstenizace, 2 – serpentinizace ± méně intenzivní saussuritizace, 3 – saussuritizace, 4 – uralitizace, 5 – přeměny hydrotermálního typu v j. části masívu včetně prehnitizace, 6 – dislokace, 7 – výchozy sulfidických poloh.
10. Rozsah hyperstenizace, metasomatických rohovců a křemenných dioritů v jižní části masívu při povrchu a v hloubce 250 m.

- Hyperstenizace: 1 – při povrchu, 2 – v hloubce; metasomatické rohovce: 3 – při povrchu, 4 – v hloubce, 5 – křemené diority (pouze v hloubce).
11. Minerální složení hornin (B) na kontaktu olivinitického gabra (A) a tmavého metasomatického rohovce (C) (upraveno podle Holuba - Pokorného 1970).  
ol – olivín, opx – klinopyroxen (pigeonit), pl – plagioklas, opx – ortopyroxen, cor – cordierit, q – křemen s akcesorickým sillimanitem, sulf – pyrhotin, pyrit.
  12. Diagram poměru Ni/Cu.  
1 – nepřeměněné rudy v troktolitech a plagioperidotitech, 2 – nepřeměněné rudy v gabrech mimo ložisko Řeka, 3 – ložisko Řeka, 4 – zrudnění v alterovaných plagioperidotitech (ložisko Josef), 5 – rudy v alterovaných gabrech; primární aureoly Ni-Cu-rud: 6 – v silně olivinitických horninách, 7 – v gabrech, 8 – primární aureola Zn-Cu-rud.
  13. Změny poměrů Ni/Cu, Ni/Co, (Ni + Cu + Co)/S a obsahu S v ložiskové poloze Jezírka, překop P-I.  
1 – plagioperidotit, 2 – troktolit, 3 – gabra troktolitové řady, 4 – střídaní gaber troktolitové a pyroxenové řady.
  14. Geologický řez střední částí ložiska Jezírka.  
1 – gabra obou řad, 2 – troktolity, 3 – plagioperidotity, 4 – Ni-Cu-rudy.
  15. Distribuce Ni/Cu, Ni/Co a (Ni + Cu + Co)/S na toméž řezu ložiskem Jezírka.
  16. Geologický řez (A) a distribuce přeměn (B) na ložisku kyzových Zn-Cu-rud Obrázek.  
A: 1 – gabra a olivinitická gabra troktolitové řady, 2 – troktolity, 3 – xenolity hornin kutnohorského krystalinika, 4 – vtroušená mineralizace (převážně pyrit 2, pyrhotin, místy pyrit 1 a Ni-Cu-sulfidy), 5 – masivní rudy (sfalerit, pyrhotin, chalkopyrit, ve svrchní části baryt), 6 – obrys těl vtroušených a prožilkových Zn-Cu-rud, 7 – obrys těl metasomatických rohovců; B: 1 – metasomatické rohovce, 2 – výrazná hyperstenizace, 3 – nevýrazná hyperstenizace, 4 – uralitizace, serpentinizace a nevýrazná chloritizace, 5 – prehnitizace, 6 – výrazná chloritizace.
  17. Ložisko Zn-Cu-rud Obrázek. Primární aureoly na toméž řezu.

Генетическая модель образования сульфидного оруднения  
Ранского габбро-перидотитового массива  
(Чехия, Чехословакия)

Ранский габбро-перидотитовый массив внедрился вдоль несогласного сопряжения мезозонального и эпизонального кристаллических комплексов ядра Чешского массива. За древнейшим частичным внедрением массива, состоящим из габбро-долеритов, следовала главная фаза внедрения оливинитового габбро с низким содержанием пироксена. Перидотит, содержащий округленные зерна оливина, накопился в вишележащей, а породы, содержащие больше плагиоклаза, – в вышележащей зоне. Никелево-медное оруднение было связано с троктолитом в средней зоне. Дифференциация магмы прервалась следующим внедрением габбро с высоким содержанием пироксена. Внутренняя текстура массива, подобная флюидальной, является результатом внедрения магмы в не вполне консолидированные породы.

Медно-цинковое месторождение Образек (массивного сульфидного типа) моложе кварцево-диоритовой интрузии и родственного metasomatického rohovika. Ранский массив вместе с обоими типами сульфидных месторождений подвергся эпизональному региональному метаморфизму.

Přeložil A. Kríž

Sborník geologických věd	Ložisk. geol., mineral., 30	Pages 43-90	7 obr.	4 tab.	I příl.	Praha 1992 ISBN 80-7075-105-3 ISSN 0581-9180
--------------------------------	-----------------------------------	----------------	-----------	-----------	------------	--

## Bentonity ve východní části Doupovských hor

### Bentonites in the eastern part of the Doupovské hory Mts.

JOSEF FRANČE<sup>1</sup>

Předloženo 17. listopadu 1989

1 : 50 000  
12-11, 11-22

*Bentonite  
Volcanoes  
Geophysics  
Doupovské hory Mts.*

FRANČE, J. (1992): Bentonity ve východní části Doupovských hor. – Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. Mineral., 30, 43–90. Praha.

**V ý t a h:** Výzkumnými pracemi v letech 1980–1985 bylo prokázáno, že území v části Doupovských hor je mimořádně významným potenciálním zdrojem kvalitních bentonitů pro slévárny i jiné účely. Významná ložiska bentonitu jsou zde vázána na bazální pyroklastika, vyvinutá v pruhu asi 15 × 20 km, těžebně dostupné terény jsou v s. části území na Kadaňsku a v j. části na Podbořansku, značná část území je překryta lávovými příkrovy a sedimenty pětipeské pánve. K faciálnímu rozlišení vulkanitů a k vymezení prognóz byla využita letecká magnetometrie, doplněná pozemními geofyzikálními pracemi a vrtů. Ze studia procesu zvětvávání jsou odvozena tři pásma bentonitizace a vymezeny typy bentonitu vhodné k úpravě na formu Na. V práci jsou shrnuty poznatky získané o geologické stavbě území a zákonitostech vzniku a vývoje ložisek bentonitu a poznatky o metodice vyhledávání, průzkumu a hodnocení ložisek bentonitu.

<sup>1</sup> GTS, Jasmínová 2699/57, 106 00 Praha 10

### Úvod

Území, označované jako v. část Doupovských hor, leží v severních Čechách v okresech Chomutov a Louny. Zaujímá v., sv. a jv. část Doupovských hor až zhruba po linii Klášterec nad Ohří–Lubenec. V severní a v. části území jsou vulkanity překryty sedimenty uhelných pánví, v j. části jsou obnaženy podložní horniny permokarbonu. Morfologicky se na stavbě území uplatňují svahy Doupovských hor, přecházející na V do mírně zvládnuté žatecké plošiny. Na S vystupují svahy Krušných hor, na J je mírná pahorkatina Podbořanska. Z Doupovských hor vybíhají směrem k SV horniny střežovského sedla, oddělující pětipeskou pánev od chomutovské části severočeské pánve. Nadmožské výšky jsou nejnižší v údolí Ohře (kolem 220 m n. m.), nejvyšší při z. okraji území (kolem 600 m n. m.), odkud dále stoupají do centra Doupovských hor.

O montmorillonitickém charakteru některých tufitických hornin na Kadaňsku se zmiňuje již W. Zartner v roce 193330, jako nálezné na bentonity jsou označovány vrtů

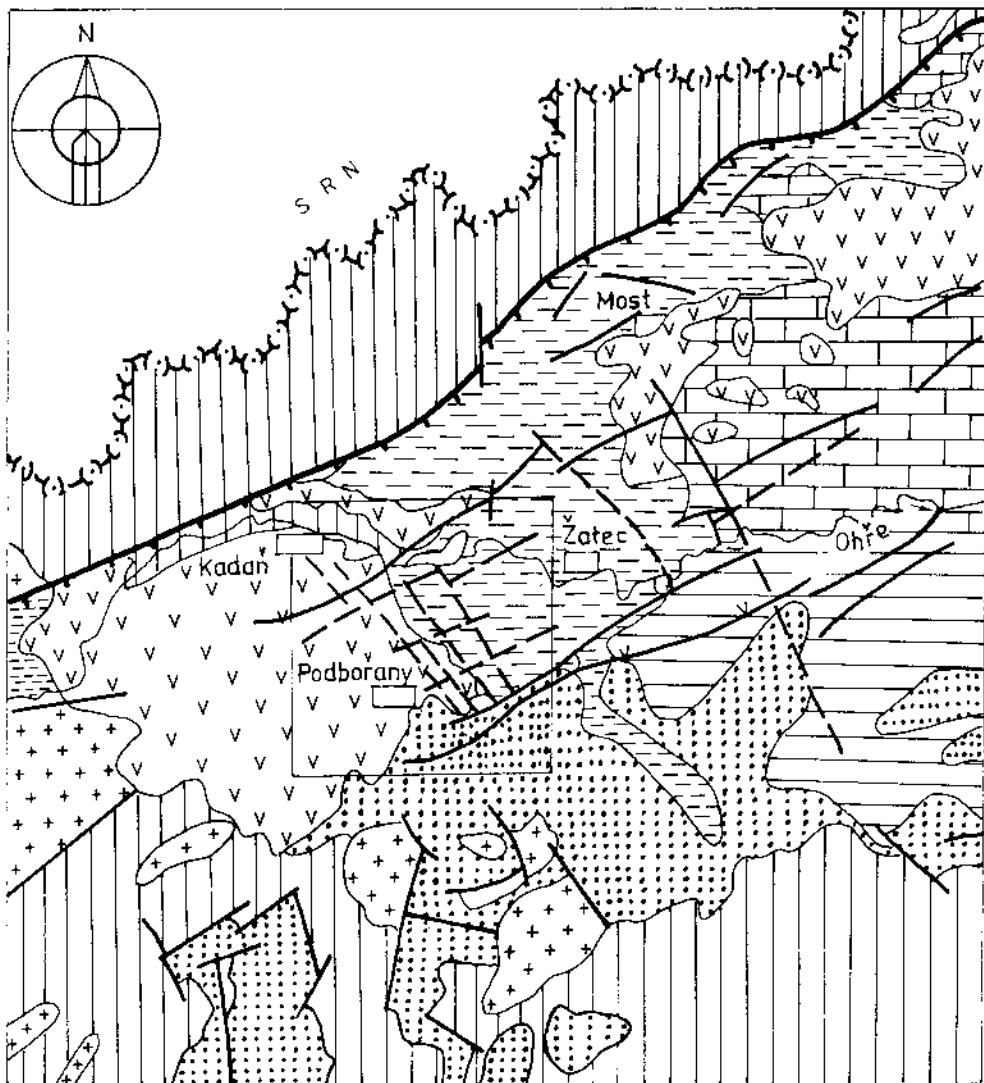
v oblasti podlesického výběžku hnědouhelné pánve u Nové Vsi v roce 1960, provedené n.p. Geologický průzkum Praha při ověřování uhelných výchozů. V letech 1960–1968 byla provedena řada vrtů v rámci průzkumu doprovodných surovin i samostatného ložiskového průzkumu ve Vysokých Třebušicích. Výsledky těchto průzkumných prací jsou shrnuty v závěrečných zprávách například CÍLKA (1965) a SHRBNÉ (1971). Podle jakostního hodnocení ověřených zásob bentonitů jde o méně hodnotné bentonity, vhodné ke zúrodňování zemědělských půd. I další průzkumné práce, zaměřené na bentonity pro slévárenské účely (MÍKA et al. 1978), byly uzavřeny s negativními výsledky.

Nové poznatky o výskytu bentonitů přinesly průzkumné práce na kaolíny v letech 1976–1977 (MÍKA et al. 1977), vcelku však stále převládal názor, že bentonity ve v. části Doupovských hor jsou méně hodnotné a nejsou vhodné pro použití ve slévárenském průmyslu. Bylo třeba objasnit úložní poměry a genezi ložisek a zpracovat metodiku jejich výzkumu a průzkumu, aby byl vyvrácen tento názor, tradovaný po dvě desetiletí. Nový průzkum bentonitů, zahájený v roce 1980, byl vyvolán požadavkem slévárenského průmyslu na zabezpečení jakostních slévárenských bentonitů, odpovídajících požadavkům normy ČSN 72 1350, platné od 1. 1. 1977. V průběhu let 1980 až 1985 byla zjištěna řada nových poznatků, jež vedly k přehodnocení dosavadních názorů. To umožnilo rozvoj geologicko-průzkumných prací, kterými byly ověřeny rozsáhlé zásoby kvalitních bentonitů pro slévárenský průmysl. Výsledky těchto prací jsou dokumentovány v závěrečných zprávách a studiích (FRANČE 1980; KŘELINA et al. 1981; ŠINDELÁŘ 1982; ČERNÁ et al. 1982; FRANČE 1982a, 1982b; KŘELINA et al. 1984; RAUS et al. 1984; FRANČE 1985; KRUTSKÝ et al. 1984; JÍCHA et al. 1989). Východní část Doupovských hor se tak stala mimořádně významným ložiskovým územím. V této práci jsou shrnuty poznatky získané o geologické stavbě území a zákonitostech vzniku a vývoje zdejších ložisek bentonitů a o metodice jejich vyhledávání, průzkumu a hodnocení.

### **Geologické a tektonické podmínky vzniku ložisek bentonitů v neovulkanitech Českého masívu**

#### *Saxonské vrásnění a s ním spjatý vulkanismus*

Výraz saxonské vrásnění se používá pro tektonický neklid, který postihl Český masív po paleozoiku. Výraz „vrásnění“ není zcela vhodný, protože saxonské deformace jsou převážně zlomové. Jsou provázány epeirogenetickými pohyby celého Českého masívu nebo jeho částí a činností vulkanickou. Saxonský tektonický neklid začíná na našem území v mezozoiku v době sedimentace střední křídý, popř. jury. Trvá v terciéru i v pliocénu a jeho poslední dozvuky lze sledovat až do dnešní doby (sine 1961). Saxonské pohyby se přimykaly svými směry k starým dílčím jednotkám a sledovaly hlubokou stavbu Českého masívu, v níž se stále ještě projevovaly nedostatečně zacelené jizvy. Saxonské vrásnění se projevilo jednak vyklenováním a vyzdvihováním, jednak vznikem zlomů. Centrem výsledné klenby byla moldanubická oblast; současně vznikaly na obvodu další klenby, na S a SZ deprese, omezené zlomy (vznik příkopových propadlin) a za nimi na obvodu Českého masívu val automorfních hrástí, svažujících se místy



1. Tektonická mapa území severočeských vulkanitů s vymezením studované oblasti. Podle tektonické mapy ČSSR (sine 1961), upraveno a doplněno autorem

1 – terciérní sedimenty; 2 – terciérní vulkanismus; 3 – křída; 4 – permokarbon; 5 – variské a jiné granitoidy; 6 – platformní základ Českého masívu

plynule k okraji masívu. Saxonské vrásnění doprovázelo vznik tří systémů zlomů: krušnohorského, sudetského a jizerského (rýnského). Pro řešení tektonických poměrů

a geologické stavby území v části Doupovských hor mají největší význam systémy zlomu krušnohorského a sudetského směru (obr. 1).

Systém zlomů krušnohorského směru probíhá od ZJZ k VSV a sleduje hlavně staré strukturální linie assyntské a starovariské. Uplatňuje se především v oblasti Krušných hor a Českého středohoří. Systém zlomů sudetského směru probíhá zhruba od SZ k JV, avšak s odchylkami v jednotlivých oblastech. V severní a sz. části Českého masívu mají zsz. – vjv. směr jako v Polabí. Zlomy sudetského směru sledují staré mladokaledonské linie. Jsou úzce spjaty s křídovou pánví (deprezí) Českého masívu a navazují na průběh středosaského zlomu. Třetí systém saxonských zlomů, rýnský nebo jizerský, má zhruba sj. směry a sleduje staré poruchy asturské a sálské, zejména „brázdy“. Uplatňuje se na stavbě Českého masívu nejméně.

Saxonské vrásnění bylo doprovázeno převážně povrchovou sopečnou činností, jež je pomezozoická a je vázána na pokleslé oblasti nebo na jejich okolí. Hlavními vulkanickými centry jsou Doupovské hory a České středohoří. Vedle nich jsou saxonské vulkanity roztroušeny v širokém oblouku od Chebu přes podrudohorský prolom a sousedící Krušné hory, přes křídovou pánev, Jizerské hory až do východních Čech. Samostatné menší sopečné centrum je v Jeseníkách a na Ostravsku. České středohoří tvoří množství samostatných sopečných těles různého stáří, kdežto Doupovské hory jsou jednotným velikým stratovulkánem: Drobná roztroušená vulkanická tělesa mimo České středohoří a Doupovské hory jsou jednak žíly a sopouchy, jednak příkrovy a vyvěřelé kupy. Pyroklastické uloženiny jsou daleko hojnější v Doupovských horách a v Českém středohoří než na jiných místech.

#### *Vulkanismus oherského riftu*

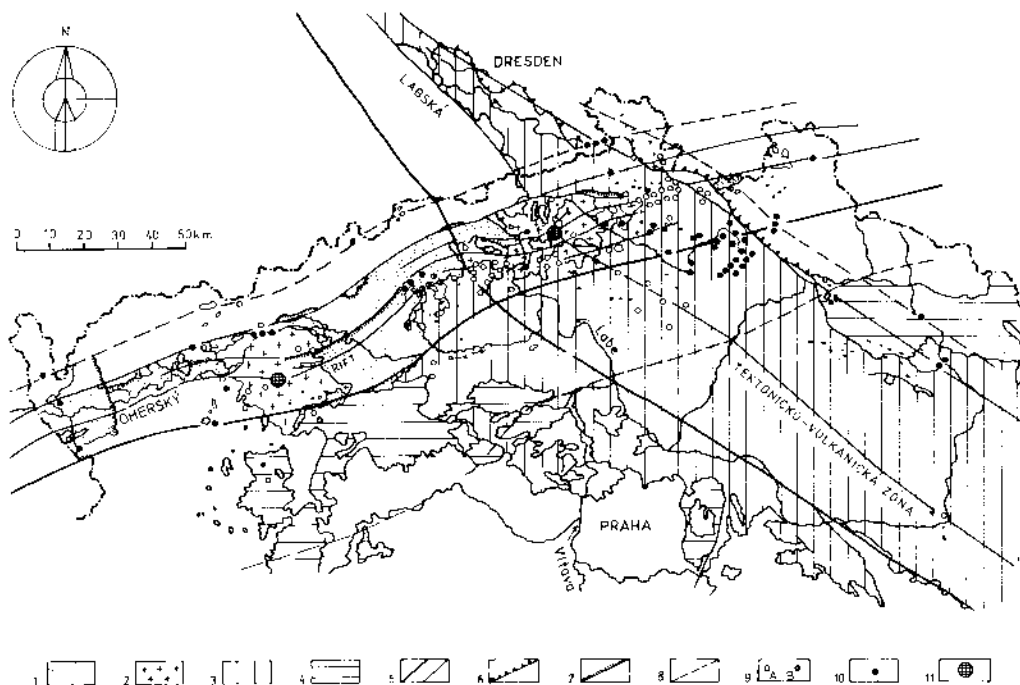
Podle novějších výzkumů náleží třetihorní vulkanismus Českého středohoří a Doupovských hor k neoidnímu vulkanismu oherského riftu, který byl jako součást středoevropské riftové soustavy vyčleněn KOPECKÝM (1972, 1977, 1985) – obr. 2.

Oherský rift je ca 280 km dlouhý a ve střední části ca 25 km široký neoidní tektonický příkop vsv. směru, zčásti vyplněný terciárními až kvartérními sedimenty tektonicky oddělených pánví a produkty alkalické aktivity paleocenního až kvartérního stáří. Jeho hlavní součástí je tzv. podkrušnohorský prolom, zjz. ukončení tvoří neovulkanity a terciární sedimenty Smrčín v SRN, vsv. okraj představuje spodnomiocenní žitavská hnědouhelná pánev a neovulkanity v okolí Zhořelce v Polsku. Tektonická a magmatická aktivita se v oherském riftu generelně posouvá od SZ a JV, kde končí kvartérní sedimentací a vulkanismem.

Vznik riftových struktur je doprovázen vyklenutím oblasti, kterou příkopová struktura protíná. Reliktem této stavby oherského riftu je vyzvednutá sz. (krušnohorská) bočná kra, kde křídové platformní sedimenty jsou mírně nakloněny k SZ.

Oherský rift je vymezen dvěma okrajovými (hlavními) riftovými zlomy, krušnohorským na SZ a litoměřickým na JV. Podle gravimetrických projevů zapadají oba okrajové zlomy pod riftovou strukturu pod sklonem ca 65°. Středem riftu probíhá linie centrálního hlubinného zlomu.

Vulkanická aktivita oherského riftu proběhla na území Československa ve čtyřech fázích. Samostatnost jednotlivých fází je podložena geologickými fakty a potvrzena



2. Náčrt struktury oherského riftu (podle L. Kopeckého 1977)

1 – sedimenty terciérních pánví; 2 – terciérní alkalické vulkanity; 3 – svrchnokřídové platformní sedimenty; 4 – mladopaleozoické platformní sedimenty; 5 – hlavní riftové zlomy; 6 – terénní stupně; 7 – okraj pánví; 8 – odvozené subkrustální linie II. a III. neovulkanické fáze; 9 – alkalické trachyty (A) a fonolity (B); 10 – melilitické žedičové horniny a polzenity; 11 – hlavní vulkanická centra

radiometrickým měřením stáří hornin K-Ar-metodou. Podle geologických vztahů jsou oddělitelné pouze tři neovulkanické fáze: I. oligomiocenní ( $35\text{--}17 \cdot 10^6$  let), II. pliocenní ( $9\text{--}6 \cdot 10^6$  let) a kvartétní ( $2,7\text{--}0,86 \cdot 10^6$  let). Produkty první fáze spočívají na nejstarších (eocenních) sedimentech příkopové struktury a jsou překryty spodnomiocenními sedimenty hnědouhelných pánví. Produkty druhé fáze pronikají spodnomiocenními sedimenty hnědouhelné pánve. Produkty třetí fáze prostupují sedimenty pánve a blíže neurčenou kvartétní říční terasou. Na základě radiometrického datování je nutno vydělit iniciální (paleocenní) neovulkanickou fází ( $60\text{--}65 \cdot 10^6$  let), k níž náleží především melilitické vyvřeliny, jež jsou geneticky vázány na okrajové riftové zlomy. Nejstarší a rovněž nejmladší magmatity oherského riftu jsou nejbazičtější (melilitické horniny), salické typy vykazují střední stáří (trachyty, fonolity). Podle chemismu se řadí všechny vyvřeliny k alkalickým horninám. Oligomiocenní (hlavní) vulkanická fáze počíná olivinickými žediči v oblasti podruhoorského prolomu v západních Čechách a v Českém středohoří. Hlavní rozvoj vulkanické činnosti spadá do miocénu, kdy vznikla převážná část Českého středohoří a Doupovských hor i ostatních osamocených výlevů. Je to vedle hornin obsahujících pouze feldspatoidy (hlavně leucitity) bohatá série

tefritických hornin a bazanity, horniny přechodné k fonolitům (často s hauynem), fonolity, trachyty i horniny odpovídající andezitům s alkalickým pyroxenem a amfibolem. Nejbazičtějši formy (melilitické olivinické nefelinity, olivinické melilitity a polzenity) jsou vázány na blízkost hluboko sahajících dislokací. Po hlavní vulkanické fázi se tvořily spodnomiocenní sedimenty (s hnědouhelnými slojemi), do kterých na z. okraji Českého středohoří intrudovaly svrchnomiocenní bazanity, olivinické čediče a olivinické nefelinity. Nejmladší – pliocenní až pleistocenní – vulkanická fáze je jednak soustředěna do západních Čech, kde je velmi slabá a produkuje ultrabazické olivinické melilitity a nefelinity s hojným hauynem, jednak v mohutnější formě produkuje naopak lávy relativně velmi kyselé – olivinické čediče, vzácně olivinické nefelinity.

Ve studovaném území se setkáváme s vulkanickou činností stratovulkánu Doupovských hor a se středovským vulkanismem, který představuje propojení doupovského vulkanismu s vulkanismem Českého středohoří pod miocenními sedimenty.

Vulkanické horniny nasedají na bazální terciární souvrství nebo přímo na horniny krystalinika (na S), případně permokarbonu (na J). Vulkanická činnost započala koncem oligocénu mohutnými erupcemi podél celého středovského zlomu na tektonických liniích krušnohorského směru za vzniku obrovských množství pyroklastik, transportovaných v první fázi vulkanické činnosti v peneplenizovaném terénu nejspíše větrem. V mělkém vodním prostředí došlo nejprve k mísení tufů se sedimenty bazálního terciárního souvrství, postupně se uplatnily v profilu již samotné tufy, případně jemně přeplavené tufity. Pozdně paleogenní peneplení byl v průběhu vulkanické činnosti narušen postupným vyklenutím centrální části krušnohorsko-oherské tektonicko-vulkanické zóny a vývojem miocenní podkrušnohorské deprese.

Pokračující vulkanickou činností se v souvislosti s činností tektonickou postupně vytvořil stratovulkán Doupovských hor. Středovský vulkanismus naproti tomu se v důsledku vzniku pánevní deprese podél středovského zlomu ponořil do značných hloubek a na dnešním povrchu nakonec zůstaly jen jeho zbytky ve formě středovského sedla. Další činností doupovského stratovulkánu se vytvořily příkrovy, většinou diskordantně uložené na dřívějších vulkanických horninách nebo počátečních pánevních sedimentech. Po přerušení vulkanické činnosti ve středním a svrchním miocénu došlo k prohlubování podkrušnohorských depresí a k jejich vyplnění jílovými sedimenty a ke vzniku uhelných slojí. Koncem miocénu a počátkem pliocénu se znovu oživil vulkanismus, který zasáhl oblast Doupovských hor jen ojedinělými projevy (výlevy trachytů a fonolitů).

Ve studovaném území se výrazně projevuje především tektonika krušnohorského směru (zlomová saxonská tektonika, poruchy směru SJZ–VSV) a tektonika sudetského směru (poruchy SZ–JV). Nejvýraznější je linie středovského zlomu. Po ní se patrně vytvářel již dříve okraj permokarbonské pánve, neboť blízkým vrtem u Maštova j. od středovského zlomu byly zastíženy permokarbonské sedimenty o mocnosti kolem 800 metrů, zatímco s. od středovského zlomu byly zastíženy jen horniny připomínající reliktly permokarbonu. V jižní části území je z dřívějšího geologického mapování i z průzkumu ložisek kaolínu uváděna řada tektonických linií krušnohorského směru, paralelně probíhajících s linií litoměřického zlomu. Z příčné tektoniky sudetského směru je nejvýraznější linie Poláky–Libědice, nazvaná autorem „libědický zlom“, která poměrně ostře vymezuje z. hranici výskytu křídových sedimentů v podloží terciárních sedimentů a vulkanitů.



Vulkanity Doupovských hor vytvářejí okrouhlou uzavřenou oblast okolo Doupova v průměru asi 25–30 km. Vybíhají k v. hřbetu vjv. od Kadaně, na JV zasahují výběžky vulkanitů k Podbořanům. KOPECKÝ et al. (1963) definují Doupovské hory jako strato-vulkán, jenž tvoří okrouhlé, mírně k centru se zvedající pohoří, rozryté radiálními údolními potoky. Výškový rozdíl okrajových vrcholů oproti centrální části deprese je 200–400 m.

Hlavní přívodní kanál vyplněný essexitem je v centru pohoří. Přívodní dráhy jsou vázány na linie krušnohorského směru. Nejprve vyvěly bazické a ultrabazické lávy (leucitity, olivinické leucitity), pak lávy s obsahem foidů a s plagioklasem (tefritické typy) a nakonec čistý čedič bez olivínu a ojedinělé olivinické čediče. Diferenciace magmatu pokračovala přes tefritické formy opět k bazickým členům. Ke konci sopečné činnosti pronikly stratovulkánem, zvláště jeho periferní částí, převážně k centru vulkánu radiálně orientovanými trhlinami diferencované lávy, poněkud nefelinity a leucitity a jejich olivinické variety.

Stratovulkán Doupovských hor tvoří více pyroklastika než lávy. Na bázi celého stratovulkánu na jeho okrajích vystupuje 50–100 m mocná poloha pyroklastik, která v podloží pětipeské pánve ještě dále nabývá na mocnosti. Pod pojem pyroklastika zahrnujeme jednak sladkovodní, zčásti smíšené sedimenty – tufity, jednak suchozemské tufy a aglomeráty různých typů. Bazální pyroklastika lze podle obsahu volných krystalů členit na spodní biotitické a svrchní augiticko-olivinické tufy a fufity s přechodní polohou, obsahující jak biotit, tak augit. Jejich složení a vývoji byla věnována zvláštní pozornost, neboť představují matečnou horninu bentonitových ložisek.

Ve vývoji bazálních pyroklastik lze pozorovat ve studovaném území některé zákonitosti. Mocnost biotitických tufů z. od linie Nepomyšl–Maštov je poměrně malá (ca 20 m), místy zcela chybějí, naproti tomu v. od této linie jejich mocnost generálně narůstá, zejména pak v podloží pětipeské pánve, kde jsou velké akumulace pyroklastik zřejmě spojeny se středovským vulkanismem. V jižní části území, kde se vulkanická tělesa s vlastními přívodními kanály objevují jen sporadicky, mají bazální pyroklastika velké plošné rozšíření, jež zpravidla souvisí s tektonickou stavbou území. V jejich vertikálním vývoji můžeme pozorovat nejprve bazální tufity, představující splachy tufů s kaolinizovaným profilem, a dále několik poloh tufů ukončených jemně přeplavenými tufity v různém stupni bentonitizace. Převládá barva šedozeleň, žlutozeleň, mramorování, ale též fialové a červené zbarvení, svědčící o intenzivních pochodech bentonitizace ve vyšších polohách a uvolnění sloučenin železa. V severní části území mají bazální pyroklastika odlišný vývoj oproti j. části. Protože zde probíhala podél středovského zlomu hned zpočátku intenzivní vulkanická tektonická činnost na liniích krušnohorského směru s vlastními přívodními kanály, mají hlavní akumulace bazálních pyroklastik charakter strmě zaklesnutých deskovitých těles stejně orientovaných (tj. krušnohorským směrem), přičemž jejich nepravá mocnost může být značná a může přesahovat i 100 m. Také jejich petrografický charakter je zřejmě mnohem proměnlivější a navíc z pohledu horizontálního vývoje značně rozdílný. Tyto akumulace bazálních pyroklastik jsou diskordantně překryty pozdějšími lávovými příkrovy stratovulkánu. Bentonitizaci i zde mohl ovlivnit paleoreliéf před začátkem vulkanické činnosti, mnohem více

ji však mohla ovlivnit tektonika a výlevy vulkanitů, jež mohly vytvořit zcela nové vodní bazény, v nichž byly příznivé podmínky k přeměně vulkanického materiálu na bentonit.

Ve střední části území můžeme očekávat vývoj bazálního pyroklastického souvrství velmi rozdílný. Dříve ověřovaná ložiska bentonitu (Račetice, Podlesice) jsou vázána převážně na svrchní část pyroklastik, respektive na pyroklastika vyšších příkrovů, zatímco biotitické tufy a tufity jsou zde situovány hlouběji. S ohledem na pokračující diferenciaci jsou pyroklastika vyšších příkrovů relativně kyselějšího charakteru a jako matečná hornina pro bentonit méně vhodná. V jílovém podílu se vedle montmorillonitu uplatňují i další jílové minerály, čímž lze vysvětlit i neúspěšné výsledky s úpravou této suroviny. O stavbě střední části území máme málo dokladů. Naprostá většina vrtů zde skončila v povrchové části vulkanických hornin, do podloží prošly jen vrty v j. části území, zaměřené na průzkum kaolínu.

### *Střezovský vulkanismus*

Střezovský vulkanismus je vázán na pásmo hlubinného střezovského zlomu a tektonické linie, sledující jeho směr po obou stranách zlomu. Na povrch dnešního terénu vystupují vulkanity v oblasti střezovského sedla, největší akumulace vulkanitů jsou v s. části pětipeské pánve v podloží jejich sedimentů. Rozsah vulkanismu je zde vymezen z interpretace magnetického měření (FRANČE 1980). Podle toho jej můžeme rozdělit na části v. a z., oddělené od sebe linií příčného „libědického zlomu“. Podle toho, že v z. části jsou vulkanity střezovského vulkanismu překryty lávovými proudy doupovského stratovulkánu, usuzujeme, že střezovský vulkanismus představuje starší vulkanickou fázi, od níž můžeme odvodit genezi obrovských kvant zjílovělých bazálních pyroklastik jv. odtud, převážně již v podloží pětipeské pánve. Z vrtné dokumentace Severočeských hnědouhelných dolů lze usuzovat, že největší akumulace těchto hornin jsou v prostoru j. od Blova, odkud dále pokračují v podloží pánevních sedimentů k Podbořanům, kde vystupují na povrch. Bazální pyroklastika tak vytvářejí široký pruh, od linie zhruba Nepomyšl–Kláštelec nad Ohří na V, přibližně až k „libědickému zlomu“, široký asi 15 km, probíhající kolmo na střezovský zlom od Kadaně k Podbořanům, ca 20 km dlouhý. Západní část tohoto pruhu je překryta příkrovy Doupovských hor, v. část je ponořena do značných hloubek pod sedimenty pánve.

Tektonická stavba studovaného území v. části Doupovských hor vytváří dvě samostatné ložiskové oblasti: v s. části poblíž Kadaně oblast označovanou jako Kadaňsko, v j. části oblast označovanou jako Podbořansko.

### *Geologické a ložiskové poměry na Kadaňsku*

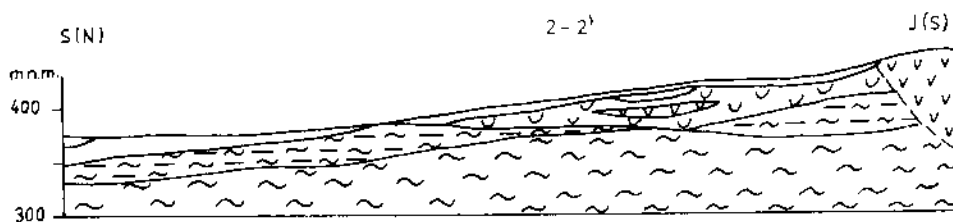
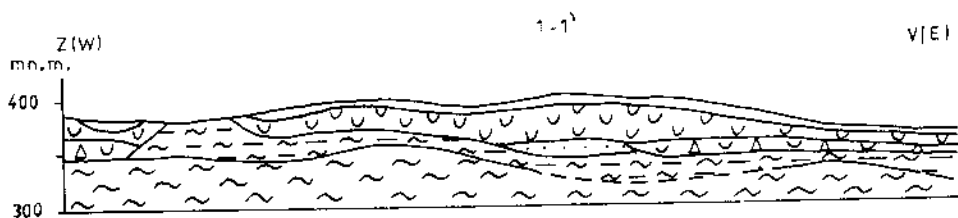
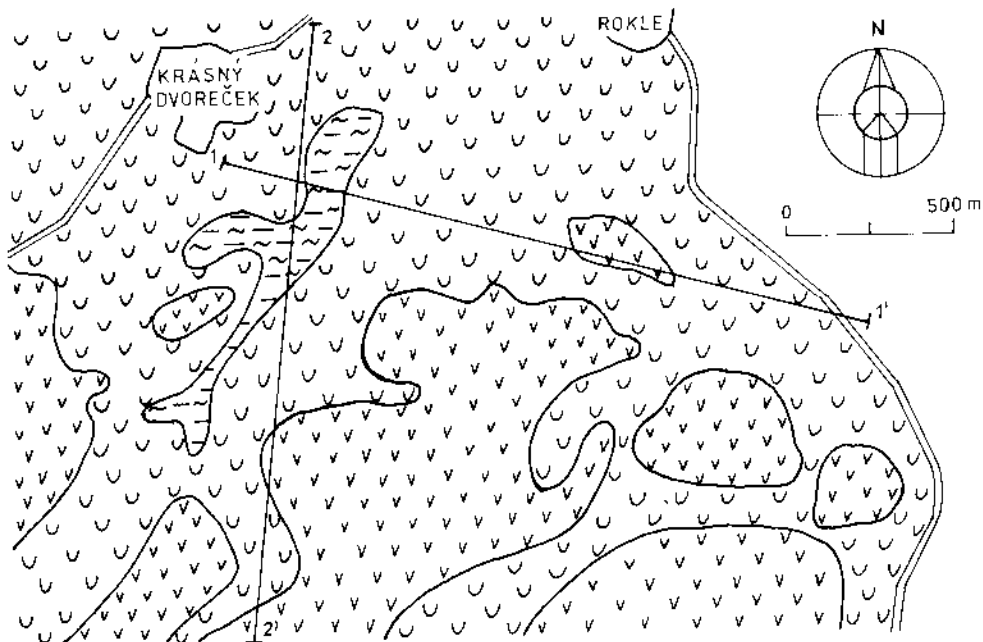
Celá širší oblast bentonitů na Kadaňsku náleží regionálně k periferní oblasti doupovského stratovulkánu. Nejstarší jsou zde krystalinické ortoruly oherského typu. Celý rulový komplex podlehl na svém povrchu předterciární kaolinitizaci. Ruly vycházejí na povrch na mnoha místech, zejména v údolí Ohře. Počátek terciární sedimentace je reprezentován kaolínovými písčky, pískovci a křemenci, jež jsou obdobou bazálního souvrství

terciéru na Podbořansku. V území s. od střešovského zlomu je na bázi vulkanogenního terciérního souvrství vyvinuta několik desítek metrů (až 110 m) mocná poloha jemnozrných pyroklastik. Na spodu mají pyroklastika několikametrovou polohu smíšených sedimentů (tufitických písčitých jíílů), výše přecházejí do biotitických tufů o značné mocnosti (30 až 90 metrů) s vložkami sladkovodních vápenců s měkkyší faunou a zuhelnatělými úlomky dřev. Ve svrchní části pyroklastik je pak poloha pyroxenických a olivinicko-pyroxenických tufů o mocnosti 10–15 m, s přechody k tufovým aglomerátům. V nadloží pyroklastik leží zpravidla méně mocné efúze masivních vyvřelin, střídající se s polohami tufových aglomerátů, v terénech ložiskově příznivých tyto chybějí. V příkrovech se biotitické tufy objevují jen vzácně v menších mocnostech. Jižně od střešovského zlomu mají vulkanity podstatně vyšší mocnost (kolem 300 m) a střídají se zde pyroklastika a lávové příkrovy v různém stupni bentonitizace.

V celé širší oblasti doupovského stratovulkánu se vedle vulkanitů, náležejících přímo ke komplexu centrálního stratovulkánu, vyskytují i samostatná eruptivní tělesa, vázaná zpravidla na význačné tektonické linie. Základním tektonickým fenoménem je centrální hlubinný zlom oherského riftu, v jehož linii se vytvořila i přírodní dráha doupovského stratovulkánu. Projevem tohoto hlubinného zlomu je střešovský zlom směru ZJZ–VSV. Popsaný zjednodušený stratigrafický sled je ovšem v detailu narušován řadou odlišností. Jsou to především vulkanogenní konglomeráty, zjřlovělé jen částečně, vyplňující část polohy pyroklastik, u nichž ČERNÁ et al. (1982) předpokládají, že sem byly přemístěny mohutnými sesuvy, anebo jde o ronové sedimenty, které byly najednou v obrovské kubatuře přemístěny ze svahů vulkánu na jeho úpatí. Jinde se v bazálních pyroklastikách objevují zcela zjřlovělé vyvřeliny. Zpravidla je také obtížné určit, zda jde o tufit nebo tuf.

Geologické poměry ložisek bentonitu na Kadaňsku lze nejlépe demonstrovat na ložisku Rokle (ČERNÁ et al. 1982). Na vlastním území ložiska (obr. 3) jsou skalním podkladem jemnozrné ruly oherského krystalinika. Na svém povrchu jsou místy silně kaolinitizované, a to do hloubky až 35 metrů. Přechod z pevné ruly do primárního kaolínu bývá plynulý. Kaolín byl v depresích erodován, větší mocnosti kaolínu se zachovaly na svazích a elevacích předterciérního povrchu krystalinika. Výrazný hřbet s velkou mocností kaolínu je u obce Krásný Dvoreček. Bazální terciérní sedimenty jsou reprezentovány sekundárním kaolínem, kaolinitickým pískem a v ojedinělých případech pískovcem, případně kaolinitizovaným deluviem ruly (kaolinitizované suti). Souvrství bazálních pyroklastik, které je hlavní matečnou horninou bentonitů, je v detailním pohledu velice variabilní a ovlivňuje kvalitativní skladbu bentonitů. Makroskopický vzhled horniny ve vrtech není jednotný. Vyskytují se všechny odstíny a kombinace šedé, zelené, hnědé, rudé, modré, fialové a žluté barvy. Ačkoliv podle petrologického určení jde téměř vždy o tufity, ve vrtných jádrech zřetelné znaky tufitů většinou zcela chybějí. Ve spodních partiích se nepravidelně vyskytují drobnější polohy uhelných jíílů či tufogenních vápenců. Ojediněle se vyskytují v pyroklastikách i zcela tvrdé čedičové horniny, patrně čedičové pumy, jež se při explozi dostaly do tufitu.

Bentonitizovaná pyroklastika z Kadaňska jsou na rozdíl od klasických bentonitů z Mostecká (Braňany, Černý vrch) vzhledově značně odlišná, a to zejména pro značnou variabilitu v pevnosti horniny. Hornina, ač jsou všechny její součásti zcela zjřlovělé – montmorillonitizované, je dosti pevná, těžko rýpatelná a někdy by ani neměla být považována za bentonit. Vyšší pevnosti zdejšího bentonitu jsou způsobeny diagene-



3. Schéma geologické stavby ložiska bentonitu Rokle na Kadaňsku

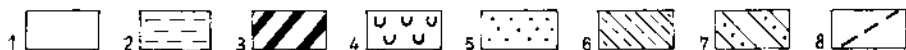
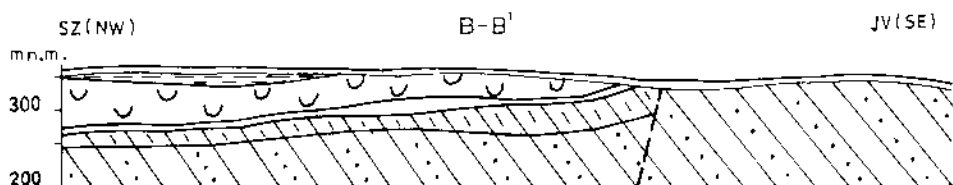
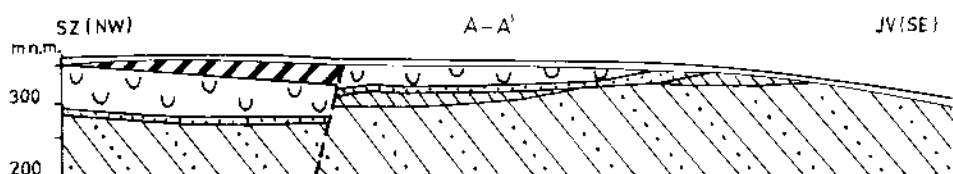
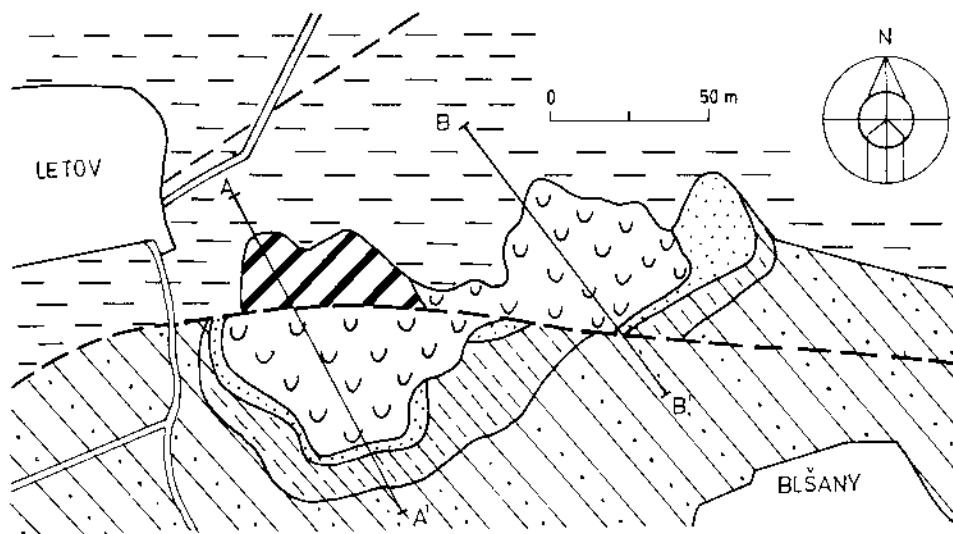
1 – kvartérní pokryvy; 2 – bentonit; 3 – bentonitované neovulkanity a konglomeráty; 4 – zbytky čedičového příkrovu; 5 – bazální terciérní sedimenty (kaolínové písky); 6 – kaolín, kaolinitizovaná rula; 7 – rula

tickými pochody nebo sekundárním zpevněním karbonátem z vyšších poloh. Vedle barvy, textury a pevnosti bentonitizovaných pyroklastik je významná i přítomnost akcesorických minerálů. Jemné lupínky biotitu indikují bazální biotitická pyroklastika, na něž se váže výskyt kvalitních bentonitů. Petrografický výzkum charakterizuje horninové typy v ložisku Rokle jako biotitové tufy a tufity, tufitické jílovce a augiticko-biotitové tufy v různém stupni zjilování. Hlavním zjištěným jílovým minerálem bentonitů je montmorillonit, podružně je přítomen kaolinit a chlorit. V klastickém podílu je ve větším množství křemen, biotit, živec, nezvětralé zbytky vulkanických hornin a úlomky krystalických hornin. Akcesorický je kalcit, dolomit a siderit. Polohy bentonitů jsou po nepravidelných trhlinkách prostoupeny hydroxidy železa. Porovnání petrografických zjištění s technologickým hodnocením naznačuje, že matečným materiálem lepších druhů bentonitů jsou biotitické tufy a tufity, zbarvené po zjilování zelenošedě, zeleně nebo šedo-zeleně. Přibývání hnědých odstínů signalizuje určité zhoršení jakosti bentonitu, stejně jako přítomnost prouhelňelých zbytků rostlin. Rezavé nebo rudé skvrny při bázi bentonitizovaných tufů často signalizují přítomnost lepších druhů bentonitu. Klastický podíl bentonitů ze zdejší oblasti zjištěný síťovým rozbořem za mokra není jednoznačným ukazatelem jakosti. Pro ložisko Rokle je charakteristický vysoký podíl bentonitů vhodných pro aktivaci sodou na natrifikované typy Sabenil, požadované slévárenským průmyslem.

#### *Geologické a ložiskové poměry na Podbořansku*

Tektonickými pohyby se zhruba na dnešní linii střežovského zlomu snížila relativní úroveň krystalinika v j. části oblasti v průběhu permokarbonu o 800 až 1 000 m (strukturní vrty u Maštova a Zlovědic) oproti s. části, což bylo doprovázeno sedimentací permokarbonských uloženin.

Pro Podbořansko a okolí je charakteristický výskyt permokarbonských uloženin v hlubším podloží vulkanické série. Sedimentační prostor permokarbonu má tvar pánvovité deprese, kterou vyplňují rudohnědé, případně šedé arkóзовé pískovce a arkózy, v menší míře též slepence nebo šedé jílovce. Celková mocnost permokarbonských sedimentů v podbořanské oblasti je kolem 800 až 1 000 m. Ve svrchní části permokarbonu je facie šedobílých podbořanských arkóзовých pískovců různě kaolinitizována. Pískovce jsou středně zrnité, přecházejí plynule do rudohnědých pískovců nebo vytvářejí nejprve zónu střídání obou hornin. Křída zasahuje u Liběšovic svými nejzápadnějšími výběžky v tzv. měcholupském příkopu sladkovodním cenomanem v pískovcové facii, výše též glaukonitickými pískovci spodního turonu. Bázi terciéru tvoří krásnodvorské souvrství. Jsou to málo mocné nesoudržné křemenné písky, poloha pískovců až křemenců, eventuálně i bazální slepencová poloha. Následují vulkanoklastické uloženiny. Počátek vulkanické činnosti spadá do spodního až středního oligocénu. Ve vývoji pyroklastické série lze podle KOPECKÉHO (1967) rozlišit spodní biotitické a svrchní augiticko-olivinitické tufy a tufity. V bazálních pyroklastikách bývají vyvinuty bentonitizované tufity. Uvnitř augiticko-biotitických tufů a tufitů došlo k prvním výlevům leucitu. Další efuziva mají charakter tefritů, bazanitů, augititů, čedičů apod. Na svrchní hranici vulkanogenního souvrství navazuje souvrství podložních jíílů a miocenní uhlo-nosné souvrství pětipesko-žatecké pánve. Kvartér představují písčité a sprašové hlíny.



4. Schéma geologické stavby ložiska bentonitu Blšany-Letov na Podbořansku

*J* – kvartérní pokryv; 2 – jílovitopískité sedimenty pětipesko-žatecké pánve; 3 – uhlí, uhelné jíly pětipesko-žatecké pánve; 4 – bentonit; 5 – kaolinitické jíly, písky a pískovce bazálního terciéru; 6 – kaolín, kaolinitizované podbořanské arkóзовé pískovce (permokarbon); 7 – rudohnědé arkóзовé pískovce (permokarbon); 8 – tektonická linie

Bentonity na Podbořansku se zpravidla vyskytují v nadloží kaolinitizovaných permokarbonských arkóz. Komplexní průzkum kaolínů a bentonitů byl proveden na ložisku

Blšany (KŘELINA et al. 1981, 1984) a Nepomyšl–Velká (RAUS 1984). Charakteristické úložní poměry jsou znázorněny na obr. 4.

Bazální vulkanogenní uloženiny v prostoru Blšany–Letov jsou charakterizovány jako zelenošedé, žlutookrové, nafialovělé psamitické až lapillové tufy, někdy slabě biotitické, nebo tufitické jíly v různém stupni bentonitizace. Přechod mezi bazálními kaolinitickými sedimenty a vulkanogenním souvrstvím představují tufitické jíly (zpravidla silně písčité) s kaolinitickou příměsí nebo střídáním vrstev kaolinitických písků s tufitickými jíly. V prostoru Blšany–Letov byla zjištěna maximální mocnost pyroklastické série ve vrtu BL-47 – 71,4 m, v širším území Podbořanska však dosahuje mocnosti i přes 100 m. Vývoj kvalitních aktivovatelných bentonitů je na rozdíl od Kadaňska vázán pouze na svrchní část spodní pyroklastické série, kde byly příznivé podmínky pro ukončení procesu bentonitizace. Polohy bentonitizovaných pyroklastik přecházejí do podloží miocenních sedimentů pětipesko-žatecké pánve, kde jsou zpravidla zachovány v celé původní mocnosti.

Bentonity, které vykazují příznivé technologické vlastnosti, mají v čerstvém stavu i po vysušení vždy zelené zbarvení. Lze vymezit dva základní typy: žlutozelený až zelenožlutý (označován jako žlutý), obvykle s biotitem, a šedo zelený (označován jako zelený), často s karbonátem a někdy se zřetelnou klastickou příměsí. Žlutý bentonit se v typickém vývoji vyskytuje ve svrchních částech profilů. Zelené bentonity naproti tomu představují uloženiny hlubší nebo málo větrané části jezerní facie, kde se ukládala pyroklastika a docházelo k procesu bentonitizace. Oba jakostní typy mají vysoký obsah montmorillonitu, velmi malou nebo žádnou příměs kaolinitu. Podle rentgenového výzkumu lze rozlišit u žlutého bentonitu montmorillonit s nižším stupněm uspořádání základních trojvrsteví, zatímco zelený bentonit má strukturálně středně až dobře uspořádaný montmorillonit. Žlutý bentonit je představitelem bentonitu se zcela ukončenou hydratací; je dobře aktivovatelný, s uvolněnými kationty Fe (typ A), zatímco u zeleného bentonitu není tento vývoj zcela ukončen (typ B) a aktivace může být v provozních podmínkách spojena s určitými obtížemi.

Vedle žlutých a zelených bentonitů se vyskytuje celá řada dalších barevných typů, zejména variety hnědé, zeleně šmouhované. Jsou celistvé, někdy až s lasturnatým lomem, po vysušení se rozpadají na ostrohranné střípky; v jejich mineralogickém složení se však již významně uplatňuje kaolinit (až do 50 %) a jsou tedy reprezentanty pokračující degradace svrchní části profilu zvětrávání (nastupující kaolinitické zvětrávání). Dalším typem jsou okrově zbarvené celistvé, prachovité, případně písčité sedimenty. Jde většinou o jílové nebo drobové sedimenty, v jejichž složení je v naprosté převaze zastoupen kaolinit a jako vedlejší goethit. Náleží již k uloženinám pětipesko-žatecké pánve. Barevně pestré typy bentonitů z nižších částí profilů jsou naproti tomu montmorillonitové nebo jen s malou příměsí hematitu.

#### Ověřená ložiska a ložiskové prognózy bentonitů

V severní části zkoumaného území na Kadaňsku bylo v r. 1984 vyhodnoceno v průmyslových kategoriích naše největší ložisko bentonitu *Rokle* (KRUTSKÝ et al. 1984). Ložisko má průměrnou mocnost 24 m, s největšími mocnostmi kolem 40 m. Z bilančních zásob bentonitu je ca 60 % aktivovatelných. Průměrná hodnota výměny

kationtů je 45–52 mekv/100 g. Bentonit je podle ČSN 721350 hodnocen pro slévárenské účely, podle informativních zkoušek je vhodný i pro stavební účely. V části podloží ložiska bentonitu jsou kaolíny vhodné pro papírenský průmysl. Bilanční zásoby bentonitu by bylo možno ještě rozšířit využitím čediče z nadloží k výrobě drceného kameniva. Ložisko je od r. 1983 v těžbě. Bentonit se upravuje v úpravárnách Severočeských keramických závodů v Kadani a Obrnicích.

Na ložisko Rokle územně navazují prognózní zásoby v prostoru *Blov–Vinaře* (příloha 1) vyhodnocené v kategorii D 1 a zčásti již převedené do kategorie C 2 (Krutský et al. 1985). Prognózy byly vymezeny na základě magnetometrického měření a ověřeny vrty. V jihozápadní části tohoto ložiskového území je ložisko *Vlkaň*, nalezené při komplexním průzkumu kaolínu (Míka et al. 1977). Jeho kvalita i mocnosti jsou variabilní. Výměna bází se pohybuje od 45 do 55 mekv/100 g, ojediněle však dosahuje až 65 mekv/100 g, mocnost od 14 do 54 m. Část bentonitu lze aktivovat na slévárenský bentonit typu Sabenil.

V jižní části studovaného území na Podbořansku je nejvýznamnějším ložiskem slévárenského bentonitu ložisko *Blšany*, objevené při komplexním průzkumu kaolínu v prostoru *Blšany–Letov* (KŘELINA et al. 1981). Zásoby bentonitu a kaolínu na tomto ložisku byly převedeny do průmyslových kategorií v letech 1982–1983 (KŘELINA et al. 1984), k těžbě ložiska však dosud nedošlo pro vysoké bonitní třídy zemědělské půdy nad ložiskem. Ložisko bentonitu má průměrnou mocnost 16 m, zcela převládají aktivovatelné typy bentonitů. Bentonit byl úspěšně vyzkoušen i pro stavební účely.

Na ložisko Blšany územně navazují rozsáhlé prognózní zásoby slévárenského bentonitu v prostoru *Podbořany* a *Letov–Liběšovice*. Další prognózní území jsou v prostoru *Krásný Dvůr–Vysoké Třebovice*, *Chrástany–Veliká Ves*, *Němčany* a *Buškovice* (příloha 1). Tyto prognózy byly stanoveny na základě magnetometrického měření a zpřesněny podle výsledku vrtných prací. Zčásti byly již převedeny do kategorie C 2 (JÍCHA et al. 1989).

Rozsáhlé území ložiska zemědělského bentonitu *Vysoké Třebovice* bylo vyhodnoceno podle obecných kondic pro zemědělský bentonit (CÍLEK 1969). Slévárenský bentonit zde nebyl vyhodnocen pro vysoký obsah hrubozrných příměsí, i když vlastní jílová hmota je velmi kvalitní (80 % montmorillonitu). Ložisko bylo po určitou dobu těženo pro zemědělské účely, poloprovozní ověření pro zúrodňování půd úspěšně provedl Výzkumný ústav meliorací ve Zbraslavi (SHRBENÁ 1971). Průměrná mocnost ložiska je 28 m, skrývkové poměry jsou příznivé (v těžené části ca 2 m).

Malé ložisko bentonitu bylo nalezeno při komplexním průzkumu ložiska kaolínu *Nepomyšl–Velká* (RAUS 1984).

Ve střední části zkoumaného území v prostoru *Račetice–Podlesice* nebyly kvalitní slévárenské bentonity nalezeny. Dříve vyhodnocené bentonity jsou využitelné pro melioraci zemědělských půd (KAPITÁN 1968, MÍKA 1978).

### Zákonitosti vzniku a vývoje ložisek bentonitu

Jak již bylo uvedeno v úvodu, byly nové výzkumné a průzkumné práce v oblasti v části Doupovských hor zaměřeny především na zpracování metodiky samostatného vyhle-



dávání ložisek bentonitu, neboť až dosud byla ložiska bentonitu nalézána jen jako doprovodná surovina při průzkumu uhelných pánví nebo ložisek kaolínu. To vyžadovalo shrnout a revidovat dosavadní názory na vznik bentonitu a aplikovat je na podmínky zkoumaného území. Zvláštní pozornost byla věnována vysvětlení kvalitativního vývoje ložisek, zejména pak zákonitostí vzniku a výskytu aktivovatelných typů bentonitu. Závěry ke zdůvodnění vzniku a výskytu nejjakostnějších typů slévarenských typů bentonitu vedou k vymezení dvou vývojových fází v průběhu zvětrávacího procesu.

### *Obecné podmínky pro vznik bentonitu*

Ložiska bentonitu jsou produktem procesu zvětrávání. Tento soubor fyzikálních a chemických procesů způsobujících kvalitativní přeměnu výchozích materiálů za vzniku nových hornin a minerálů definovali JACKSON a SHERMAN (1953) jako změny v konsolidaci a složení, odehrávající se v zemské kůře v dosahu atmosférických a hydrosférických procesů. Fyzikální a chemická stránka zvětrávání se navzájem prolínají. Jejich hnací silou je princip chemické rovnováhy. Chemická rovnováha matečných hornin a minerálů vzniklých převážně za vysokých tlaků a teplot ve velkých hloubkách se po jejich vyzdvihnutí naruší; následkem změny tlaku, teploty a působením atmosférických faktorů nastává proces dispergace a chemické přeměny. Nejdůležitějšími činiteli v procesu zvětrávání jsou vlastnosti reagujících složek, tj. pevné fáze ve formě primární horniny (resp. minerálu) a roztoku působícího na pevnou fázi. Činiteli, které tento proces více nebo méně modifikují, jsou voda, kyslík, oxid uhličitý, kyseliny, organismy, kolísání teploty, biologická aktivita, oxidačně redukční potenciál prostředí a měrný povrch zvětrávajícího minerálu.

*Oxidace* je podmíněna vysokým kyslíkovým potenciálem při povrchu zemské kůry, který s přibývajícím hloubkou rychle klesá. Horninotvorné minerály primárních hornin, vzniklé v hlubinných částech zemské kůry, jsou na kyslík deficitní nebo jej obsahují v nízkovalentních vazbách. Proto jsou vlivem okysličovadel ve zvětralinovém plášti nestabilní a přeměňují se ve vysokovalentní sloučeniny kyslíku. Neaktivnějším okysličovadlem je atmosférický kyslík nebo kyslík rozpuštěný ve vodě. Oxidačních reakcí se zúčastní též voda, oxid uhličitý, sloučeniny řady prvků vyšší formy oxidace, minerální kyseliny. Během oxidace minerály primárních hornin, reprezentované bezkyslíkatými nebo nízkovalentními kyslíkatými sloučeninami, přecházejí do kyslíkatých forem, jež jsou v přìpovrchových podmínkách stálejší. Část meziproductů a konečných produktů oxidačních reakcí je rozpustná a vyluhuje se. Druhá část těchto produktů je naopak těžce rozpustná a hromadí se ve formě rezidua.

*Hydratace* vede k tvorbě adsorpčních minerálních systémů, které svým povrchem vážou vodu a udržují si ji v určitém proměnném množství, daném velikostí povrchu a tenzí vodních par v okolním prostředí. Voda přitom může vstupovat do mřížky minerálu (hydroxylová voda), do dutin krystalové mřížky (zeolitová voda), tvořit pevný roztok (krystalová voda) nebo může být sorbována minerálem (adsorbovaná voda). Procesy hydratace v mnohém určují, jak se bude ve zvětralinovém plášti chovat hliník, železo, mangan.

*Hydrolýza* je spjata s výměnnými reakcemi mezi zásadami minerálů primárních hornin a vodíkovými ionty elektrolyticky disociované vody. Intenzita tohoto procesu je závislá na koncentraci vodíkových iontů (pH) (obr. 5), přítomnosti oxidu uhličitého, minerálních kyselin a na teplotě vody. Při hydrolýze se rozruší silikáty a na jejich místě se hromadí jílové minerály, z uvolněných kationtů se tvoří oxidy a hydroxidy Al, Si, Fe, Mn, které za určitých podmínek přecházejí do roztoku a jsou vylouženy, kdežto za jiných se srážejí v podobě stabilních oxidů, hydroxidů, zásaditých a kyselých solí.

Minerální přeměny ve zvětralinovém pláští, spojené s oxidací, hydratací a hydrolýzou, probíhají jak bez porušení krystalické mřížky, tak s její přestavbou. Mřížka je zpravidla zachována při hydrataci, kdy určité ionty minerálů mohou být nahrazovány jinými, nebo částice hmoty se mohou lokalizovat mezi jednotlivými skupinami elementárních buněk. Mřížka je však zpravidla rozrušena při hydrolýze a místo ní vzniká nová krystalická konstrukce.

*Stadiovost* je důležitou zvláštností geochemických přeměn ve zvětralinovém pláští. Zvětrávání v počátečním stadiu probíhá v alkalickém prostředí, v němž jsou z hornin vynášeny lehce rozpustné soli: sírany a chloridy draslíku, sodíku, vápníku a hořečku, uhličitany alkalických a alkalicko-zemitých kovů a rovněž oxid křemičitý. Současně dochází k hydrolýze silikátů a alumosilikátů. Hromadí se hliník, železo a mangan. V pozdějším stadiu začíná kyselé zvětrávání příznačné redistribucí a výnosem hydroxidů Al, Fe a Mn. Tento proces vede k postupné přeměně původních minerálů přes řadu přechodných sloučenin až ke konečným produktům rozpadu. Trvanlivost přechodných minerálů může být velmi dlouhá i zanedbatelně krátká v závislosti na jejich stabilitě při dané hodnotě pH prostředí.

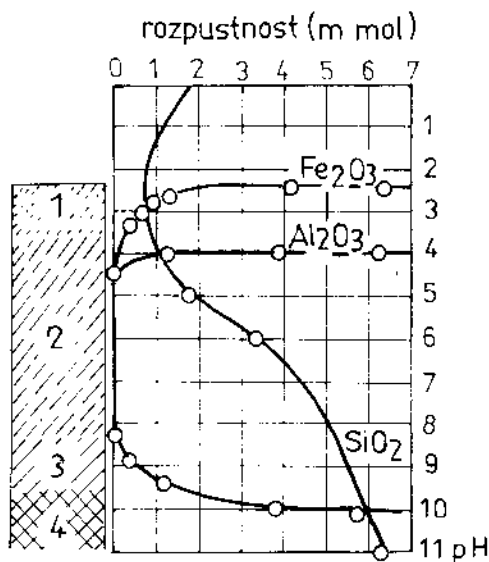
Rychlost rozkladu horninových minerálů na zvětralinovém pláští je různá. Bazické a hořečnaté silikáty se rozkládají rychleji než kyselé a železité. Nejdůležitější horninotvorné minerály sestavené podle zvyšování jejich odolnosti vůči zvětrávání:

olivín	plagioklas vápenatý
hypersten	plagioklas sodnovápenatý
augit	plagioklas vápenatosodný
amfibol	plagioklas sodný
biotit	draselný živec
	muskovit
	křemen

*Migrace prvků.* V průběhu zvětrávání mohou být různé meziprodukty i konečné produkty rozkladu rozpouštěny a vynášeny přívodními vodami. K jejich migraci dochází v podobě suspenzí, koloidních i pravých roztoků. V koloidních roztocích může ze zvětralinového pláště migrovat oxid křemičitý, oxid hlinitý, sloučeniny železa, manganu a dalších kovů. Iontovými roztoky může být přenášena ještě širší škála prvků, a to zejména v raném vývoji tvorby zvětralinového pláště, zejména při oxidaci sulfidů a chloridů a jiných aktivních rozpouštědel, nacházejících se v primárních horninách. V důsledku migrace může být zvětralinový plášť v některé části svého profilu o určité prvky ochuzován, v jiné části naopak obohacován. Vývoj zvětralinového pláště je značně ovlivněn chováním jednotlivých prvků a jejich sloučenin v prostředí o různé

5. Srovnání rozpustnosti oxidu železitého, křemičitého a hlinitého v závislosti na pH roztoku (podle V. I. Smirnova 1983)

Zóny zvětralinového pláště: 1 – zbytková; 2 – neúplného zvětrání; 3 – polorozložených primárních hornin; 4 – primární horniny



hodnotě pH. Jsou to zejména hliník, křemík, železo, mangan, alkalické zeminy a alkalické prvky. Z uvedených prvků se v reziduálním zvětralinovém plášti hromadí převážně sloučeniny hliníku, dále železa a manganu, částečně křemíku; v přemístěných produktech se koncentrují sloučeniny křemíku, vápníku a hořčíku, částečně železa a manganu; nejsnadněji jsou ze zvětralinového pláště vynášeny alkálie, poměrně snadno prvky alkalických zemín, obtížněji, avšak přece jen za určitých podmínek mohou být vyloučeny sloučeniny křemíku.

*Zvětralinový plášť.* V důsledku rozkladu minerální hmoty primárních hornin a rozdílné migrace prvků vznikají zvětralinové pláště různého složení nebo různého zvětrávacího profilu s adekvátními ložisky nerostných surovin. Pro zvětralinové pláště různého profilu je typická zonální změna nerostného a chemického složení ve vertikálním směru od primárních, slabě přeměněných hornin k horninám vycházejícím na zemský povrch a obnaženým.

Profil zvětralinového pláště se obvykle definuje stupněm rozložení horninotvorných silikátů, který je dán intenzitou vyloučení oxidu křemičitého, projevující se poměrem křemíku a hliníku v nerostné hmotě zvětralinového pláště. Rozlišuje se:

1. typ tzv. hlinitého (nasyčeného sialického) zvětrávání: nasycený sialický neboli hydroslídový profil je příznačný přeměnou primárních silikátů, hlavně hydratací a hydrolyzou bez podstatné migrace oxidu křemičitého. Typomorfní minerály tohoto profilu jsou hydroslídy a hydrochlority, zčásti také beidellit, montmorillonit;
2. typ tzv. kaolinického (nenasyčeného sialického) zvětrávání: nenasyčený sialický neboli jílový profil se vyznačuje určitým deficitem oxidu křemičitého, který byl ze zvětralinového pláště do jisté míry odnesen. Typomorfní minerály jsou kaolinit, halloysit, nontronit, křemen;
3. typ tzv. lateritického (alického) zvětrávání: alický neboli lateritický profil je charakterizován úplným nebo téměř úplným rozrušením vazeb mezi hliníkem a křemí-

kem a intenzivním odnosem křemíku ze zvětralinového pláště. Typomorfní minerály jsou reprezentovány hydroxidy hliníku (gibbsit), popř. i oxidy a hydroxidy železa a částečně metahalloysitem.

Ložiska bentonitu jsou součástí hlinitého (nasyčeného sialického) zvětrávacího profilu.

Podle této hypotézy jsou hydrosílový a jílový typ chápány jako postupné mezikategorie ve zrání zvětralinového pláště, vyvinuté v rozmezí lateritického profilu. Vývoj pláště v závislosti na klimatických podmínkách se může zastavit v mezistadiích, proto jsou v přírodě známy všechny typy zvětrávacích profilů.

#### *Základní skupiny bentonitu podle stupně hydratace*

Podle stupně hydratace lze rozlišit dvě základní skupiny bentonitu:

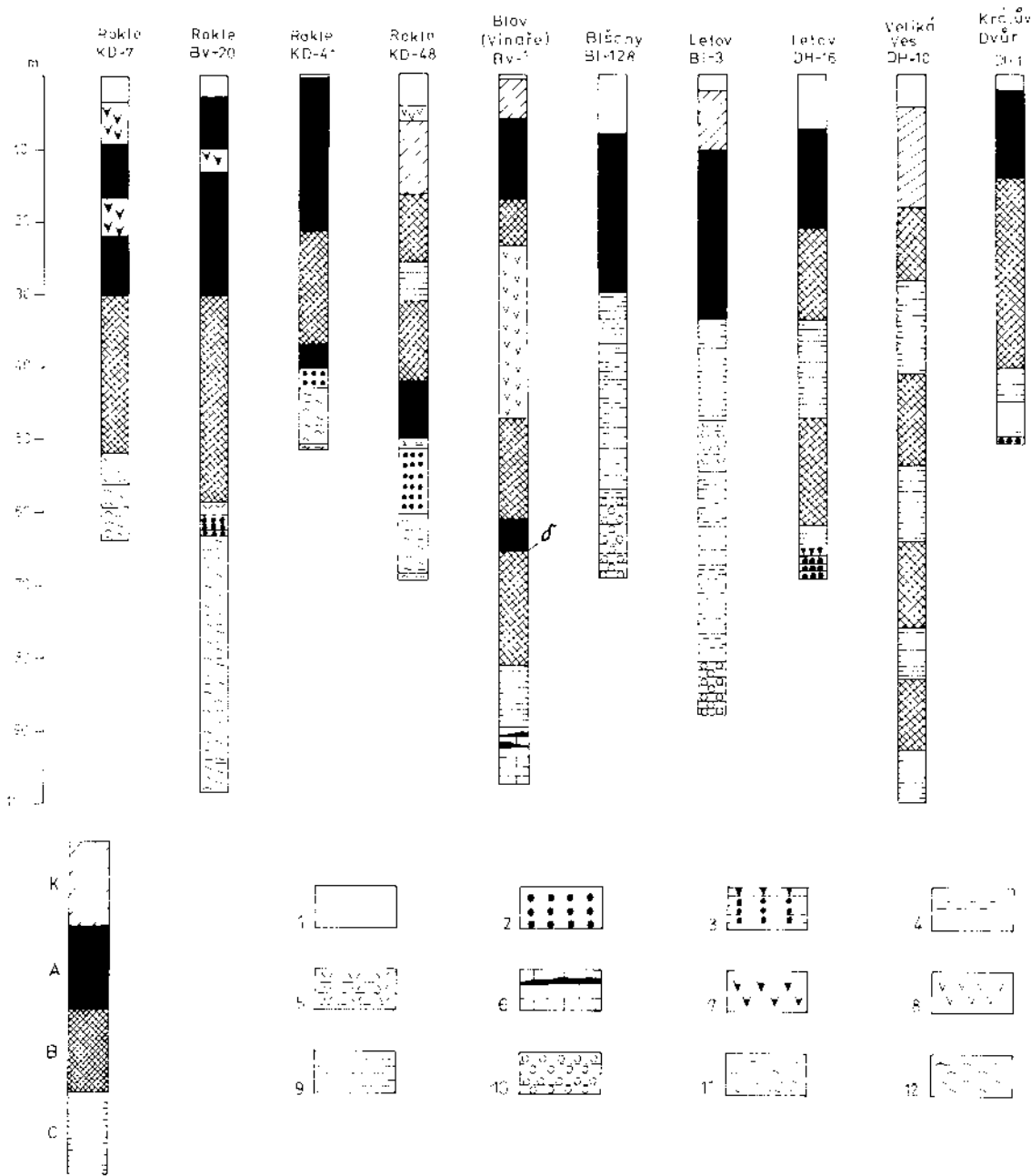
- a) ukončená hydratace, charakterizovaná přítomností montmorillonitu a hydrátů Fe,
- b) neukončená hydratace, charakterizovaná přítomností montmorillonitu, převážná část Fe však zůstává ve formě silikátů nebo oxidů.

Z charakteristiky profilů zvětrávání (obr. 6) sestavených autorem lze odvodit i zřetelný vztah ukončené či neukončené hydratace ke schopnosti aktivace bentonitů, tj. snadnosti či obtížnosti přeměny jejich kationtového obsazení na formu Na. Bentonity s ukončenou hydratací lze dobře aktivovat na formu Na, zatímco bentonity s neukončenou hydratací se aktivují obtížně.

V ložiskovém profilu se tyto procesy projevují vznikem charakteristických pásem, jež vyjadřují stupeň rozkladu původních nerostů, odstranění uvolněných složek z fázového rozhraní a přestavbu zbytku původní horniny:

- A – pásmo dokonale bentonitizovaných hornin, kde proběhl v celém rozsahu proces rozkladu minerálů s kationty první i druhé skupiny (GOLDSCHMIDT 1937) a došlo k odnosu uvolněných složek z fázového rozhraní (úplná hydratace);
- B – pásmo nedokonale rozložených hornin, kde došlo k dokonalému rozkladu jen minerálů s kationty první skupiny a jen k částečnému rozkladu minerálů druhé skupiny a k částečnému odnosu uvolněných složek z fázového rozhraní (neúplná hydratace);
- C – pásmo nedokonale rozložených hornin, kde došlo k dokonalému rozkladu jen minerálů s kationty první skupiny a k obohacení bentonitu o uvolněné roztoky z pásem A a B a vzniku novotvořených minerálů (neúplná hydratace, cementace).

Na rozdíl od zvětrávacích profilů většiny kyselých a bazických hornin, popisovaných např. SMIRNOVEM (1983), je pro zvětrávání alkalických hornin v neovulkanitech Doupovských hor typické cyklické opakování uvedených profilů tak, jak probíhaly za sebou jednotlivé erupce; uvedená pásma mohou být vertikálně seřazena v různém pořadí a mohou se opakovat i několikrát (obr. 6). Horniny pásma A, představující dokonale hydratované bentonity, nacházíme zpravidla ve svrchním horninovém cyklu, neboť jeho



6. Charakteristické profily zvětvávání neovulkanitů ve v. části Doupovských hor

K – bentonitizace s přechodem ke kaolinizaci; A – pásmo A-bentonitizace: úplná hydratace hornin, dobře aktivovatelný bentonit; B – pásmo B-bentonitizace: neúplná hydratace, bentonit obtížněji aktivovatelný; C – pásmo C-bentonitizace: neúplná hydratace a cementace (siderit, kalcit, dolomit), horší typy bentonitů; 1 – kvartérní pokryv; 2 – bazální terciér v písčitém vývoji; 3 – bazální terciér, pískovce až křemence; 4 – bazální terciér v jílovitém vývoji; 5 – tufitické jíly – přechodné pásmo; 6 – sladkovodní křída s proplásky ublí; 7 – bentonitizovaný žedič; 8 – pevný žedič; 9 – kaolín, kaolinizované permokarbonské arkózy; 10 – permokarbonské pískovce a arkózy; 11 – kaolín, kaolinizovaná oherská rula; 12 – oherská rula

průběh ovlivňovaly procesy ve svrchní aerační části zvětrávacího profilu. Pokud byly příznivé podmínky pro pohyb pozemních vod atmosférického původu i v hlubší části profilu (např. při bázi vulkanických hornin navazující na dobře propustné podloží – pískovce, písky bazálního terciéru), pak nacházíme horniny pásma A i zde a v extrémním případě i v celé mocnosti vulkanických hornin. Horniny pásma B, představující nedokonale hydratované bentonity, nacházíme v jednom nebo i ve více cyklech vulkanických hornin, a to i pod vulkanickými příkrovy, které následovaly za sebou v relativně rychlém časovém sledu, což svědčí o velké rychlosti první fáze přeměny pyroklastik na bentonit. Horniny pásma C, představující nedokonale hydratované bentonity v různém stupni cementace, nacházíme pod bentonity pásma A nebo B, z nichž byly přemístěny uvolněné roztoky alkalických zemin a železa, jež vytvořily nové minerály (kalcit, dolomit, siderit). V nejsvrchnější části pásma A se někdy setkáváme ještě s postupující hydrolýzou, kdy část bentonitového profilu přerůstá do kaolinického zvětrávání. Tyto horniny si sice stále ještě udržují vnější znaky bentonitu, mají však již vyšší příměs kaolinitu, a tudíž nepříznivé technologické vlastnosti.

#### *Geneze ložisek bentonitu v oblasti Doupovských hor*

Ložiska technologicky vhodných bentonitů v Čechách jsou vázána na produkty třetí-horního vulkanismu. V současné době jsou v oblasti neovulkanitů známa ložiska bentonitů v Českém středohoří a ve v. a sz. části Doupovských hor. Souhrnné pojednání o jejich ložiskových poměrech a kvalitativní skladbě zpracoval FRANČE (1982a, 1982b, 1985). Mezi nejvýznamnější faktory ovlivňující jejich vznik, úložní poměry a kvalitativní skladbu je možno uvést složení matečné horniny, reliéf podloží a charakter podložních hornin, přítomnost vodního prostředí v době ukládání vulkanoklastik, teplotu prostředí, projevy tektoniky a následné projevy vulkanické činnosti a eroze a oběh podzemních vod atmosférického původu.

#### *Složení matečné horniny*

Bentonity vznikly bentonitizací pyroklastik, především tufů a tufitů, jsou však doklady i o bentonitizaci brekcií a aglomerátů a lávových proudů. Matečná hornina ovlivňuje významně složení produktů jejího rozkladu – bentonitu. Bazické horniny dávají předpoklad vzniku vyššího obsahu montmorillonitu, zatímco v kyselých diferenciacích zůstávají nerozložené podíly nebo jejich rozkladem vznikají další jílové minerály, zejména hydroslídy a kaolinit. V diferenciací řadě stratovulkánu Doupovské hory byly příznivé podmínky na jejím počátku a konci, kdy vznikaly bazické čedičové horniny. Z toho můžeme usuzovat, že i pyroklastika produkovaná na počátku vulkanické činnosti jsou vhodným matečným materiálem ke vzniku bentonitů. Můžeme je ještě dále rozčlenit podle obsahu volných minerálů na biotitická a augitická, přičemž biotitická tufa a tufity představují nejvýznamnější matečnou horninu, neboť odpovídají bazickým

členům diferenační řady a současně lépe podléhají vlastní bentonitizaci. Tyto názory jsme si mohli v průběhu let 1980–1985 ověřit na řadě lokalit.

### Reliéf podloží a charakter podložních hornin

Na všech známých ložiskách bentonitu se zachovaly zbytky bazálního terciárního souvrství ve formě přeplavených hornin (kaolinitických písků, křemenných písků, pískovců až křemenců) nebo jílovito-písčitých sedimentů. Z průzkumných prací na kaolín můžeme usuzovat, že výškové rozdíly tohoto terénu se pohybovaly nejvýše v několika málo desítkách metrů. V mělkých pánvích byly příznivé podmínky pro bentonitizaci pyroklastik hned od počátku vulkanické činnosti, po určitou dobu se však materiály mísily s terrigenním materiálem, takže kvalitní bentonity nacházíme tam, kde již nedocházelo k mísení pyroklastik se staršími sedimenty. Horniny v hlubším podloží podle dosavadních zkušeností bezprostředně neovlivňují procesy vzniku ložisek bentonitu. Na dosud známých ložiskách bentonitu se setkáváme v hlubším podloží s křídovými slínami (Černý vrch, Střímice, Braňany v Českém středohoří), karlovarskou žulou (Hroznětín na Karlovarsku), oherským krystalinikem (ložiska na Kadaňsku) a s permokarbonskými sedimenty (ložiska na Podbořansku). Všechny tyto horniny byly na svém povrchu kaolinitizovány (u křídových slín došlo k jejich odvápnění) a peneplenizovány. Vznikla na nich málo mocná poloha bazálního terciárního souvrství, která se ve vysychajících částech území vyvinula až do křemencové polohy, ve vodním prostředí se pak vytvořily polohy písků, písčitých jílů nebo kaolinitických písků. Procesy vzniku bentonitu však mohly významně ovlivnit horniny bazálního terciéru v bezprostředním podloží bentonitizovaných pyroklastik, a to zejména v tom případě, kdy šlo o horniny dobře propustné (pískovce, písčky), umožňující oběh podzemních vod atmosférického původu.

### Vodní prostředí

K přeměně pyroklastik na bentonit je třeba vodního prostředí. Příznivé podmínky k tomu mohly být vytvořeny několika způsoby: tvarem paleoreliéfu před začátkem vulkanické činnosti, tektonickou činností, jež doprovázela činnost vulkanickou, případně i lávovými proudy v průběhu vulkanické činnosti (v takových případech mohly být vytvořeny podmínky pro bentonitizaci i ve vnitřní části vulkanického komplexu). Pro vznik bentonitu je důležitá alkalická reakce vodního prostředí. Protože před začátkem vulkanické činnosti probíhala na předterciárním reliéfu kaolinitizace, vyžadující kyselé prostředí, musela se nutně nejprve změnit reakce tohoto vodního prostředí v alkalickou, nejspíše spadem jemného vulkanického materiálu, zejména jemnozrnných tufů, do vodního prostředí. Rozklad jemné skeletné hmoty probíhal patrně velmi rychle. Přítomnost hydrotermálních roztoků, které předpokládá CÍLEK (1965), nelze rovněž vyloučit, zvláště když se nám dnes jeví jako velice významná tektonická činnost. Dokladem hydrotermální činnosti ve studovaném území je výskyt hydrotermálního

nerostu seladonitu, zřejmě však vliv hydrotermální činnosti byl stejně výjimečný jako výskyt tohoto nerostu.

### Teplota prostředí

Vulkanická činnost nepochybně přinesla i celkové oteplení území. V některých obdobích nebo v některých vodních bazénech mohla teplota vodního prostředí dosáhnout i značných výšek. Dokladem toho jsou žilky aragonitu, které nacházíme i v bentonitizovaných horninách.

Nicméně kvalitní bentonity nacházíme i ve zcela okrajové části areálu vulkanické činnosti, kde doklady o vyšší teplotě nemáme. V nejkvalitnějších bentonitech se aragonit nevyskytuje, proto vyšší teplotu prostředí nepovažujeme za podmínku vzniku ložisek bentonitu, mohla probíhající procesy pouze urychlit.

### Tektonická činnost

Vliv tektoniky na vznik ložisek bentonitu je zřejmě mnohem větší, než bylo možno dříve předpokládat. Z magnetometrického měření je vidět, že osa nulové anomálie, představující osu deprese s největší mocností bentonitizovaných hornin, má směr shodný s hlavními tektonickými liniemi. Lze předpokládat, že na styku dvou různě ukloněných tektonických ker byly podmínky nejen pro vznik vodního bazénu, ale též pro značný hloubkový dosah bentonitizace, přičemž nastaly mj. i příznivé podmínky k odnosu volných sloučenin Fe. Na rozdíl od dřívějších obecných představ, že bentonit je pro koloběh podzemní vody téměř nepropustný, nás zkušenosti z průzkumu ložisek bentonitu, zejména pak ze specializovaného hydrogeologického průzkumu ložiska Hroznětín, přesvědčily, že u vápenatohořečnatých bentonitů může existovat čilý koloběh spodních vod.

### Následné projevy vulkanické činnosti a eroze

Následná vulkanická činnost značně ovlivnila fyzikálně-mechanické vlastnosti bentonitu. Například na Kadaňsku (ložisko Rokle) se setkáváme se silně diageneticky zpevněným bentonitem, což lze vysvětlit vlivem teploty a lávových proudů, kterými byly bentonitové polohy překryty. Ložiska bentonitu tak byla chráněna před erozí.

### *Kvalitativní skladba bentonitů*

Rozkladem vulkanického materiálu ve vodním prostředí na jílové minerály skupiny smektitu (montmorillonit, příp. další minerály) proběhla pouze první fáze vzniku



bentonitu. V tomto procesu, který za příznivých okolností mohl proběhnout velmi rychle (ještě před uložením pyroklastik, případně lávových příkrovů z další erupce), dochází v podmínkách alkalického prostředí k uvolňování kationtů s iontovým potenciálem menším než 3 [tj. 1. skupina ve smyslu Goldschmidtova členění, GOLDSCHMIDT (1937)], tj. zejména  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ , které v průběhu zvětrávání vytvářejí pravé roztoky. K tomu, aby vznikl bentonit s požadovanými vlastnostmi, tj. bentonit schopný snadné přeměny kationtového obsazení z formy Ca-Mg na formu Na (přísadou čtyřprocentní  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  ve smyslu platné ČSN), tzv. aktivovatelný nebo též natrifkovatelný bentonit, je třeba dalších pochodů k uvolnění kationtů druhé Goldschmidtovy skupiny s iontovým potenciálem 3–10, zejména pak  $\text{Fe}^{3+}$ , které se těžko uvolňují a převážně se koncentrují v nově vzniklé tuhé fázi. Uvolňování probíhá v silně alkalickém i silně kyselém prostředí, je pozvolné a podmíněno oběhem podzemních vod atmosférického původu. Tento typ bentonitu proto nacházíme ve svrchní části bentonitového profilu, někdy ale též při bázi bentonitového profilu, a to na dobře propustných podložních horninách, např. pískovcích nebo pískách bazálního terciéru. Výjimečně mohou být obě polohy propojeny. Vysrážením roztoků ze svrchní části profilu vznikají v nižších polohách bentonity s obsahem novotvořených karbonátů (siderit, kalcit, dolomit) a jsou z hlediska současných jakostních požadavků slévárenského průmyslu nepoužitelné. Podle průběhu druhé fáze vzniku bentonitu pak můžeme bentonity rozčlenit do tří skupin:

- A – dobře aktivovatelný bentonit, který charakterizuje vysoký obsah montmorillonitu, dokonalá přeměna skelné fáze a živců v 1. fázi alterace ve vodním prostředí, uvolnění a odnos karbonátů, dokonalý rozklad minerálů železa a uvolnění kationtů  $\text{Fe}^{3+}$  z fázového rozhraní;
- B – běžný bentonit, obtížněji aktivovatelný. Charakterizuje jej vysoký stupeň zjřívání v 1. fázi alterace ve vodním prostředí, avšak nedokonalé uvolnění a odnos dalších kationtů, zejména  $\text{Fe}^{3+}$ ;
- C – bentonit s obsahem novotvořených minerálů, vysrážených z roztoků, zejména Fe-, Ca- a Mg-karbonátů.

Z hlediska genetické klasifikace KUŽVARTA (1984) lze vznik jakostních aktivovatelných bentonitů vysvětlit kombinací dvou procesů:

- argilitizace v jezerním prostředí bezprostředně po uložení popela, jehož teplo mohlo ohřátím vody mělkých nádrží přispět k usnadnění proměny,
- následným zvětráváním na povrchu působením atmosférických vod.

## **Metodika vyhledávání, výzkumu a hodnocení ložisek bentonitu**

### *Vyhledávání ložisek bentonitu*

Základní metodický postup vyhledávání ložisek bentonitu použitý ve v. části Doupovských hor v období let 1980–1985 zahrnul následující dokumentaci a průzkumné práce:

- rešerše vrtné dokumentace a zpracování mapy prozkoumanosti,
- zpracování účelové geologické mapy,

- vyhodnocení výsledků leteckého magnetometrického měření a zpracování mapy faciálního vývoje vulkanitů,
- pozemní geofyzikální práce,
- vymezení prognózních území a ověřování existence prognóz vrtnými pracemi,
- zpracování mapy prognóz.

Mapa prozkoumanosti byla zpracována v měřítku 1 : 25 000 (FRANČE 1980). Zahnuje jednak vymezení jednotlivých průzkumných akcí a vyhodnocení zásob, jednak studium vrtnů, případně jiných technických prací, provedených v daném území. Geologická mapa byla zpracována nejprve v měřítku 1 : 25 000 (FRANČE 1980), později v měřítku 1 : 50 000 (FRANČE 1985). Vulkanické horniny jsou v této mapě členěny na čediče (bez bližšího rozlišení), světlé vulkanity (fonolity, trachyty) a tufy, tufity, aglomeráty a bentonit. Z podložních hornin je vyznačeno bazální terciární souvrství, krystalinikum bez rozlišení (včetně primárních kaolínů) a permokarbon bez rozlišení (včetně kaolinitizovaných arkóz). Miocenní sedimenty jsou uvedeny bez dalšího členění, je však samostatně vyznačen výchoz uhelné slaje.

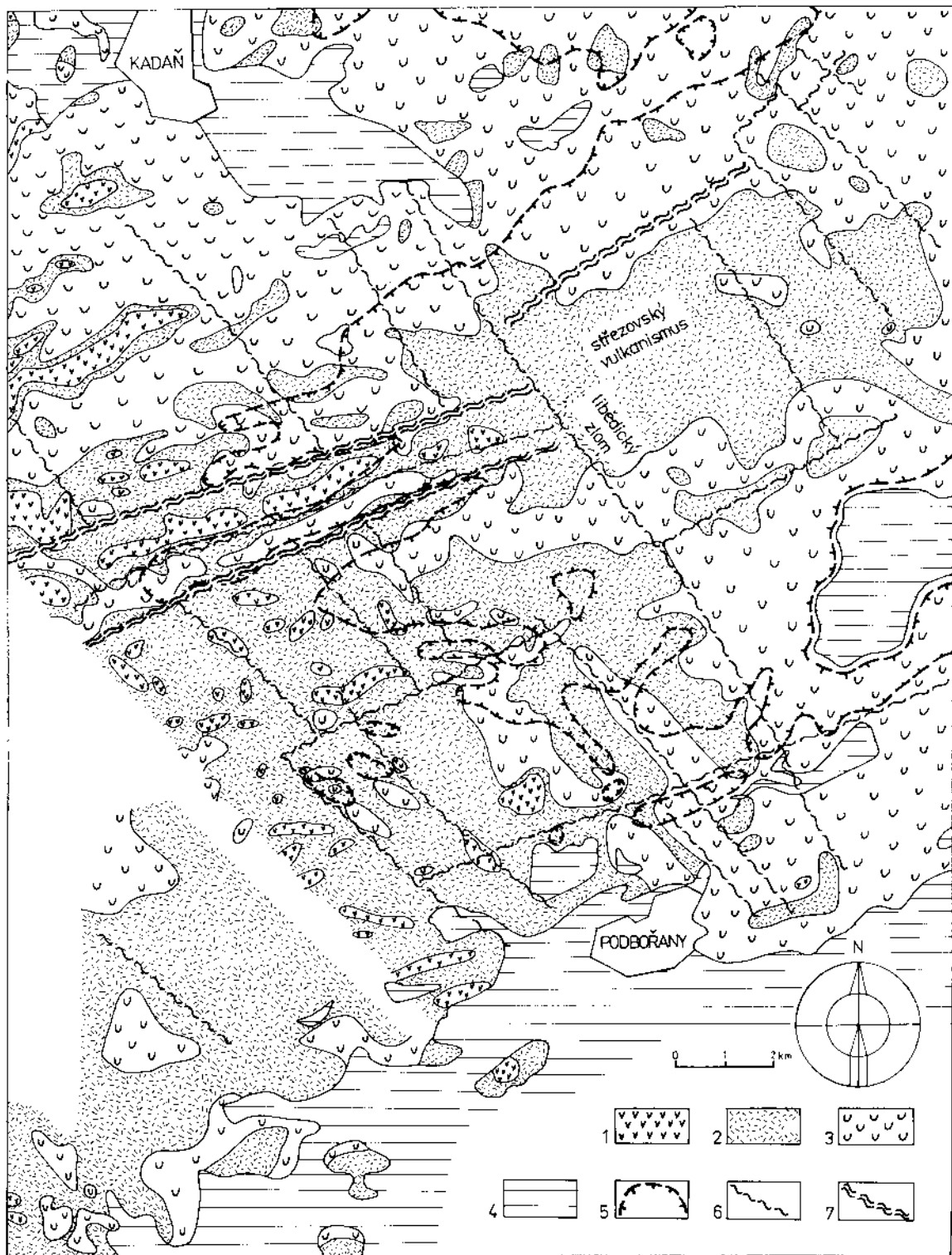
Pro geologickou interpretaci magnetometrických měření bylo použito základního geofyzikálního výzkumu ČSR. Letecké magnetometrické měření v daném území provedla Geofyzika Brno v roce 1977. Letecké snímkování bylo provedeno ve dvou úrovních letu, 50 a 300 m nad terénem. Převážně bylo snímkováno při letu 50 m nad terénem, v části území u Nepomyšle na úrovni 300 m, v části území Doupovských hor nebylo snímkování ukončeno. Magnetometrické měření bylo vyhodnoceno v mapách 1 : 25 000 (ŠALANSKÝ - MANOVÁ 1977). Pro potřebu vyhledávání bentonitů byla zavedena autorem této studie nová geologická interpretace tohoto měření, která je ve zjednodušené formě na obrázku 7.

Aplikace magnetometrického měření na vyhledávání bentonitu vychází z poznatku, že všechny horniny alkalické provincie jsou horninami silně magnetickými, což platí především pro vlastní lávové intruze. Zjlavělá efuziva mají značný podíl železa vázaný v hydratované formě a při magnetometrickém měření poskytují výrazně nižší hodnoty nT. Přestože v celém komplexu Doupovských hor převládají pyroklastika, hlavní podíl na složitém magnetickém poli mají vlastní vulkanity. Nejvýrazněji se projevují mocné pravé žíly a lávové výplně sopouchů. Méně výrazné jsou lávové proudy. Nemalý vliv na průběh magnetického pole má i složitá morfologie Doupovských hor. Amplitudy anomálií jsou neobyčejně vysoké a nemají s výjimkou středoečeské magnetické anomálie a větších ultrabazických areálů v Českém masívu obdoby. Anomálie 8 000 nT jz. od Doupova je největší v Českém masívu a je autory geofyzikálního měření označována jako „magnetický pól“ Českého masívu. Ve studovaném území se vyskytují převážně

---

7. Geologická interpretace leteckého magnetometrického měření (upraveno a zjednodušeno podle mapy faciálního vývoje vulkanitů, J. Franče 1985)

1 - mocné polohy pevných čedičových hornin; 2 - mocné polohy pevných pyroklastik, místy částečně bentonitizovaných, málo mocné polohy pevných čedičových hornin; 3 - mocné polohy bentonitizovaných pyroklastik, málo mocné polohy lávových přikrovů, velmi malé mocnosti vulkanitů v blízkosti podložních hornin; 4 - podložní horniny; 5 - výchoz uhelné slaje, vymezuje přibližně plošný rozsah souvrství hnědouhelných slojí v nadloží vulkanitů; 6 - tektonické linie; 7 - hlubinné zlomy. Prognózy ložisek bentonitu, odvozené z faciálního vývoje vulkanitů, jsou v příloze 1



izometrické anomálie kladné polarity  $\sigma$  hodnotami zcela běžně kolem 1 000 nT, a to zejména v pruhu podél krušnohorského a střešovského zlomu. Tyto anomálie mohou indikovat buď mocné pravé žíly, nebo vulkanity zaplněné hluboké příkopy, což je pravděpodobnější, neboť pásma jsou široká až 600 m. Velmi rozšířené jsou hodnoty v rozmezí 200 až 500 nT, jež můžeme považovat za mocné polohy lávových příkrovů. Průběh magnetické intenzity neodporuje dosavadním představám o stavbě Doupovských hor. Snad jen více zdůrazňuje dominantní krušnohorský směr pro výstupy láv po trhlinách tohoto směru.

Relativně vysoké hodnoty kladných anomálií byly zjištěny i v s. části pětipeské pánve pod sedimentární výplní pánve. Jsou dokladem intenzivní činnosti podél celého střešovského zlomu. Tento vulkanismus, který označujeme jako střešovský (FRANČE 1980), vyvinutý převážně v podloží sedimentů pětipeské pánve, představuje zřejmě propojení doupovského vulkanismu s vulkanismem Českého středohoří. Nemá charakter periferních vulkanických těles Doupovského stratovulkánu, ale pravých mocných žil a sopouchů s mocnými plošnými výlevy láv.

Ve srovnání s dosavadní geologickou interpretací, opírající se převážně o povrchové mapování, ukazuje magnetické měření na významná tělesa vulkanitů s jejich přívodními drahami a naopak potlačuje v důsledku celkem nízkých anomálií značné plochy některých příkrovů, jež zdánlivě vytvářejí na povrchu velká tělesa. Svědčí to o jejich malé mocnosti a o převládajícím obsahu tufů v nich.

Hlavním úkolem geologické interpretace magnetického měření bylo vymezení prostorů s převládajícími výskyty zjilovělých pyroklastik. Tyto horniny jsou indikovány v magnetickém měření hodnotami kolem nuly, případně velmi nízkými kladnými anomáliemi (do 75, max. 100 nT) při snímkování 50 m nad terénem. Vyhodnocením těchto nízkých anomálií lze získat podklady pro orientaci dalších průzkumných prací na bentonity.

Hodnoty získané z leteckého magnetometrického měření byly použity v mapě faciálního vývoje vulkanitů k rozlišení tří základních typů vulkanických hornin:

1. mocné polohy bentonitizovaných pyroklastik, málo mocné polohy lávových příkrovů a velmi malé polohy vulkanitů v blízkosti podložních hornin jsou vyjádřeny nízkými hodnotami nT, převážně kolem nuly, nejvýše 75 až 100 nT,
2. mocné polohy pevných pyroklastik, místy částečně bentonitizovaných, a málo mocné polohy pevných čedičových hornin jsou vyjádřeny hodnotami do 400 až 500 nT,
3. mocné polohy pevných čedičových hornin, zpravidla i s vlastním přívodním kanálem, indikují hodnoty přes 400 až 500 nT. V blízkosti krušnohorského a střešovského zlomu dosahují naměřené hodnoty až 2 000 nT.

Mapa prognóz (příloha 1) byla zpracována ve dvou fázích. Z podkladů získaných při zpracování přehledné geologické mapy a z výsledků mapy faciálního vývoje vulkanitů byla vymezena prognózní území, ověřovaná dále jednak pozemními geofyzikálními pracemi, jednak vrty. K detailnějšímu vymezení prognózních území byly provedeny pozemní geofyzikální práce (MAROUŠEK 1985). K rozlišení hornin na pevné – čedičové – a jílové zvětraliny – bentonit – bylo použito symetrické odporové profilování (SOP) s hloubkovým dosahem ca 20 – 25 m nebo odporové varianty velmi dlouhých vln (VDV-R), jejichž hloubkový dosah je v prostředí s vyšším odporem větší. Krok měření byl 10 m, vzdálenosti mezi profily v průměru 100 m.

Při srovnání výsledku geofyzikálního měření se jako modelové velmi dobře osvědčilo v době měření již geologicky ověřené ložisko Rokle, j. od obce Krásný Dvůrček, působící odporové anomálie po obou stranách údolí potoka. Podobně byla interpretována i anomálie v. a jv. od ložiska Rokle. Další oblast nízkých odporů byla zaznamenána v jz. části lokality. Při ověřování naměřených hodnot vrty bylo zjištěno, že problematické výsledky naproti tomu dávají profily s rychlým střídáním čedičových příkrovů s vrstvami tufů. Z výsledků měření lze usuzovat, že pevnou čedičovou horninu značné mocnosti lze očekávat v místech s nejvyššími zdánlivými měrnými odpory – řádově stovky ohm metrů. Naopak místa s relativně mocnými zvětralinami a rozloženou čedičovou horninou, kde je největší naděje na výskyt bentonitů, můžeme očekávat v místech s nejnižšími odpory, prakticky do 30  $\Omega$ .m.

Vrtné průzkumné práce byly provedeny Geindustrií, s.p., Praha. Po laboratorním vyhodnocení vzorků z vrtů byly vymezeny ložiskové prognózy s výpočtem prognózních zásob.

Ložiskové prognózy první a druhé fáze jsou vyznačeny v mapě ložiskových prognóz. Ze srovnání výsledků první a druhé fáze je zřejmá značná nadějnost vyhodnocených prognózních území na podkladě magnetometrického měření. V mapě ložiskových prognóz jsou vyznačena i ložiska bentonitu, prozkoumaná dnes již v kategoriích ložiskových zásob.

#### *Metodika mineralogického výzkumu bentonitů*

Metodologické zásady vycházejí z prací ŠINDELÁŘE (1982, 1987). Byly použity v průběhu výzkumu a geologického průzkumu ložisek bentonitu jak ve v. části Doupovských hor, tak i na dalších ložiskách a umožnily tak jednotné zhodnocení a vzájemné srovnání zjištěných výsledků.

#### **Makroskopický popis**

Základním kritériem je barva bentonitu, podmíněná zpravidla obsahem volně vázané vody a oxidací. Jinak zbarvené jsou bentonity čerstvé, jinak mohou vypadat bentonity po vysušení. Bentonity jsou bílé, šedé, žluté, zelené, šedo-zelené, tmavošedé až černé, rudé, rezavě nebo fialově šmouhované. Zvětrávacími pochody bentonity zesvětlují. Nejčastější a zpravidla zejména ve vulkanickém území Doupovských hor jsou bentonity zelené, šedo-zelené a žluté. Kvalitnější bentonity, zejména v čerstvém stavu, mívají charakteristický voskový vzhled, celistvé typy mají lasturnatý lom, zrnité typy kostičkový rozpad. Pouhým okem je na lomných plochách často viditelná okatá textura, na vzduchu po vysušení vzniká charakteristický systém prasklin a puklin. Okamžité rozpojení bentonitu ve vodě odlišuje bentonit od některých podobných hornin. K nejvýznamnějším vlastnostem bentonitu patří bobtnavost. Přítomnost akcesorických či vedlejších nejlivých nerostů v bentonitech dokresluje odhad pravděpodobné jakosti bentonitu. Nejčastěji to bývají oxyhydráty železa, ať už v zrnech nebo jemně rozptýlené, slídy, křemen, úlomky matečných hornin, křídových nebo karbonických sedimentů, rul

apod. Celkový obsah těchto součástí jako zbytek na síte o velikosti od 0,063 mm by měl být do 5 %. Optická analýza při použití binokuláru nebo polarizačního mikroskopu dokresluje některé strukturální prvky, podle nichž lze většinou dobře rozlišit původní matečné horniny, lávy od pyroklastik a sedimentů, rozpoznat velikost a jakost původních zrn a určit nejilové součástky, zejména karbonáty, křemen, slídy a cizorodé součástky.

Zrnitostní analýzy se provádějí síťováním a plavením. Pískový podíl a hrubší podíly nad 0,063 mm identifikujeme binokulární lupou. Prachový a jílový podíl bentonitu, podsítné, se dále frakcionuje při sedimentační analýze většinou podle Andreasena a dále určuje dalšími metodami. Při sedimentační analýze přírodních bentonitů nedochází k absolutnímu rozpojení částí. Vedle granulometrické křivky přírodního bentonitu se obvykle pořizuje i křivka sodou upraveného bentonitu. Z rozdílu mezi granulometrickými křivkami přírodního a sodou aktivovaného bentonitu lze usuzovat, jak snadno lze ten který bentonit aktivovat.

### Rentgenová analýza

Rentgenová analýza poskytuje základní informaci o přítomnosti jílových a jiných přimíšených nerostů. Pokusy o kvantitativní stanovení montmorillonitu (ať už s použitím vnitřního nebo vnějšího standardu) jsou vždy zatíženy větší či menší chybou, závislou v podstatě na strukturálním uspořádání nerostu. Za použití vhodného zařízení (např. Guinierovy komůrky) a úpravy vzorku (lépe je neorientovaný preparát) lze však dosáhnout alespoň údaje o relativních obsazích jednotlivých nerostů ve studovaných vzorcích. VELIKOV et al. (1973) použili k tomu fotometrických záznamů pořízených v Guinierově komůrce.

Rentgenové údaje jsou dále významné pro posouzení strukturální uspořádanosti montmorillonitu. Využívá se linie s  $d = 4,47 \cdot 10^{-1}$  nm a s  $d = 2,56 \cdot 10^{-1}$  nm. Ostré linie znamenají vysoký stupeň uspořádanosti základních trojvrství nad sebou a jsou vyjádřením triklinické polytypie. Taková vlastnost má negativní vliv například na schopnost natřifikace. Naproti tomu difúzní linie svědčí o méně dobře až špatně uspořádané monoklinické (pseudomonoklinické) struktuře montmorillonitu, který lze sodou snadno aktivovat.

### Infračervená spektroskopie

Infračervené absorpční křivky vhodně doplňují rentgenové studium, zejména pokud jde o příslušnost smektitu k triklinické nebo monoklinické polytypii. Podle poznatků VELIKOVA et al. (1973) bývá u montmorillonitu bohatšího hliníkem zesílen nepravidelný posun základních trojvrství (modifikace 1 M nebo 2 M), kdežto u montmorillonitu chudého na Al je střídání trojvrství nad sebou pravidelnější (modifikace 3 T). Kromě toho infračervená absorpční spektroskopie pomáhá vysvětlit způsob vazby některých prvků v montmorillonitu. Tyto poznatky mohou pomoci osvětlit zejména otázky aktivovatelnosti bentonitu na sodnou formu.

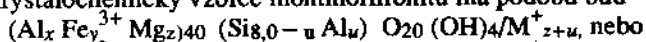
## Termické analýzy

Diferenční a gravimetrické termické křivky dovoňují zjistit množství volně vázané molekulární vody (platí za určitých podmínek úpravy) a vody strukturně vázané (hydroxylové) a podle dalších endotermních a exotermních reakcí určit případně některé termicky aktivní přimíšené nerosty (např. oxyhydráty železité, karbonáty a další jílové nerosty. Pokud jde o informace, týkající se strukturních vlastností montmorillonitu, jsou velmi orientační. Mohou se např. týkat posouzení sorbovaných kationtů alkálií a alkalických zemin, které se projeví na průběhu první mohutné endotermní prodlevy mezi 20 a 300 °C. Další informaci poskytuje endotermní prodleva odpovídající dehydroxylaci, která obvykle nastává v oblasti 560–750 °C. Je-li tato teplota snížena, usuzujeme na zvýšený obsah železa v oktaedrické vrstvě, neboť vazba mezi železem a hydroxyly je mnohem slabší než mezi hliníkem a hydroxyly.

Podle obsahu hydroxylové vody lze rovněž vcelku dobře odhadnout procento montmorillonitu ve studovaném vzorku.

## Chemická analýza

Podíl bentonitu pod 1 μm vykazuje vždy největší koncentraci montmorillonitu v daném vzorku a na základě jeho analýzy lze vypočítat přibližný krystalochemický vzorec montmorillonitu, který kromě kvantitativních informací o jednotlivých vzorcích umožňuje zjistit velikost negativního náboje, který vzniká substitucí Al za Si v tetraedrech a zastupováním  $Al^{3+}$  méněvalentními kationty (Na, Ca, Mg) v oktaedrech. Krystalochemický vzorec montmorillonitu má podobu buď



$(Al_x Fe_y^{3+} Mg_z)_{2,0} (Si_{4,0-u} Al_u) O_{10} (OH)_2 / M^{z+u}$ , kde  $M^+$  je velikost negativního náboje vznikajícího substitucí, který je kompenzován vyměnitelnými kationty. Tento údaj snížený o znečišťující nerosty a o hodnotu, kterou ovlivňuje např. stupeň krystaličnosti, udává tedy kapacitu výměnných kationtů montmorillonitu. Naprostá většina bentonitů má jako vyměnitelný kationt Ca a Mg. Mezi ně patří i studované bentonity. Bentonity s  $Na^+$  jsou nepoměrně vzácnější (např. některé typy Wyoming). Podle ROSSE a HENDRICKSE (1945) vykazuje tzv. průměrný montmorillonit 84 mekv/100 g. Předpokládá se, že asi 80 % vyměnitelných kationtů je uzavřeno mezi silikátovými vrstvičkami a zbylých 20 % na okrajích. Negativní náboj je velký (1), střední (0,6–1) nebo nízký (0,6). Náboj určuje nejen výměnnou kapacitu, ale i všechny vlastnosti souhrnně označované jako sorpční.

## Určení bobtnavosti

Bobtnání náleží k základním vlastnostem smektitů. Je způsobeno roztažitelností krystalické mřížky ve směru krystalové osy c přínosem molekul vody. Ty jsou nepravidelně uloženy mezi silikátovými vrstvičkami. Pohlcování a uvolňování vody je zvrtný pochod až do teploty dehydroxylace (550 °C a výše). Montmorillonity nasycené

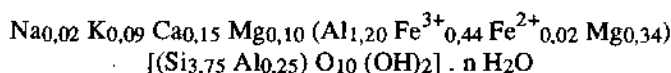
vyměnitelnými ionty sodíku bobtnají silněji než montmorillonity nasycené ionty alkalicích zemin (Ca, Mg). Metodu používáme pro základní orientaci při práci v terénu nebo při třídění vzorků. Sodný typ bentonitu se projeví několikanásobným růstem objemu. Pro přesné určení bobtnavosti v laboratoři je zpracován pracovní předpis (např. pracovní předpis Ústavu nerostných surovin v Kutné Hoře).

#### Další zkoušky

K doplnění podrobného mineralogického výzkumu mohou sloužit další zkoušky. Jsou to zejména elektronoptické metody k určení strukturního rozložení elementárních částic v montmorillonitu (GÜVEN a PAESE 1975) a v poslední době i Mössbauerova spektroskopie. Ta jednak dovoluje vymezit přesné umístění železa ve struktuře smektitu, jednak umožňuje zjistit přítomnost železem bohatých příměsí v montmorillonitech (TAYLOR et al. 1968, GOODMAN 1978). Nemělo by se zapomínat i na poměrně jednoduché určování celkového povrchu částic, které napovídá o pochodech, které vedou k dezagregaci bentonitů. V poslední době se významně uplatňuje i metoda stanovení sorpce metylenovou modří k určení obsahu aktivního jílu, a to zejména pro použití bentonitu k melioraci půd. Metoda je již dlouhou dobu běžně užívána ve slévárenských laboratořích.

#### Strukturní složení montmorillonitu v bentonitu

ŠINDELÁŘ (1982) propočítal strukturní složení osmi vzorků ze severozápadních Čech a provedl jejich vzájemné srovnání. Jde o čtyři analýzy z oblasti Doupovských hor (vzorky z ložisek Blšany, Vysoké Třebošice, Rokle, Hroznětín) a čtyři z Českého středohoří (Brňany, Černý vrch, Střimice, Stránce). Kromě přírodních bentonitů, jejichž analýzy jsou uvedeny v tabulce 1, bylo stanoveno chemické složení podílů pod 1  $\mu\text{m}$ , které představují maximální nahromadění smektitového nerostu (tab. 2). Výsledky chemických analýz vypreparovaných jílových podílů byly použity k vypočítání krystalochemických vzorců. Vzorce byly počítány na 22 aniontových valencí podle modifikovaného způsobu FOSTEROVÉ (1962). Přestože většina studovaných vzorků se opticky od sebe nápadně odlišovala, jsou jejich krystalochemické vzorce značně podobné. Z tabulky 3 byl vypočítán průměrný vzorec, který lze psát:



nebo zjednodušeně na místo výměnných kationtů uvést průměrný náboj  $\text{M}_0^{0,61}$ . Z výpočtů vyplývá, že hlavními vyměnitelnými kationty jsou vápník a hořčík, v nepatrné míře draslík a sodík. V oktaedrické koordinaci je vedle hliníku trojmocné železo a významné množství hořčku. V tetraedrické koordinaci je část křemíku nahrazena hliníkem. Oběma nevyváženými substitucemi vzniká středně velký až velký náboj,



Tabulka 1

Chemické analýzy přírodních bentonitů (hmot. %, podle J. Šindeláře 1982)

oxidy	Braňany	Černý vrch	Střimice	Stránce	Bíšany	Vysoké Třebušice	Rokle	Hroznětín
SiO <sub>2</sub>	56,93	52,86	47,40	50,52	54,48	50,37	53,40	52,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,98	15,80	16,49	17,13	15,58	16,84	14,14	13,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,88	11,24	13,19	13,77	7,85	10,18	8,62	8,74
FeO	0,98	0,04	0,04	0,08	0,20	0,05	0,20	2,77
MnO	0,01	0,04	0,01	0,02	0,01	0,07	0,03	0,08
MgO	2,64	4,56	3,92	2,71	4,58	4,23	3,30	3,54
CaO	1,44	1,34	2,78	0,94	2,83	2,53	2,34	2,75
Na <sub>2</sub> O	0,19	0,01	0,57	0,07	0,10	0,40	0,15	0,10
K <sub>2</sub> O	0,40	0,02	0,83	0,38	0,67	0,90	1,20	1,67
TiO <sub>2</sub>	1,27	3,36	3,35	3,58	4,35	3,26	4,44	5,29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,37	0,22	0,68	0,26	0,60	0,75	0,78	0,82
CO <sub>2</sub>	0,34	0,60	2,25	0,09	0,10	1,18	0,42	3,08
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	8,16	9,21	8,10	10,12	8,37	8,88	9,77	5,28

Tabulka 2

Chemické analýzy bentonitových podílů <1 μm (hmot. %, podle J. Šindeláře 1982)

oxidy	Braňany	Černý vrch	Střimice	Stránce	Bíšany	Vysoké Třebušice	Rokle	Hroznětín
SiO <sub>2</sub>	59,97	54,74	51,56	50,50	51,99	49,75	52,34	52,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,84	17,32	18,41	17,99	15,95	17,90	16,23	14,16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,36	9,08	8,95	8,66	9,26	8,10	8,21	10,23
FeO	0,71	0,08	0,04	0,35	0,08	0,43	0,26	0,35
MnO	0,01	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03
MgO	3,89	4,24	3,55	3,98	4,17	3,94	4,14	3,75
CaO	1,15	1,21	3,00	1,41	3,72	2,66	1,91	2,91
Na <sub>2</sub> O	0,11	0,02	0,39	0,13	0,07	0,22	0,08	0,06
K <sub>2</sub> O	0,55	0,27	0,90	0,78	0,65	1,06	0,85	1,64
TiO <sub>2</sub>	1,50	3,08	3,02	4,96	5,11	6,12	5,52	6,26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,31	0,67	0,72	0,52	0,72	1,00	0,85	0,97
CO <sub>2</sub>	0,08	0,25	0,80	0,11	0,12	0,10	0,18	0,44
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	7,20	8,95	8,38	9,15	8,27	8,63	8,96	6,70
celkem	99,68	99,95	99,75	98,56	100,13	99,93	99,56	100,03

způsobující poměrně vysoké hodnoty kationtové výměnné kapacity, které jsou u přírodních bentonitů snižovány přimíšenými nerosty a pohybují se u studovaných vzorků od 55 až 75 mval/100 g.

Tabulka 3

Krystalochemické vzorce montmorillonitu v bentonitu podle J. Šindeláře 1982

Braňany	$\text{Na}_{0,01}\text{K}_{0,04}\text{Ca}_{0,16}\text{Mg}_{0,09}(\text{Al}_{1,31}\text{Fe}_{0,26}^{3+}\text{Fe}_{0,01}^{2+}\text{Mg}_{0,42})[(\text{Si}_{3,88}\text{Al}_{0,12})\text{O}_{10}(\text{OH})_2] \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Černý vrch	$\text{Na}_{0,001}\text{K}_{0,02}\text{Ca}_{0,07}\text{Mg}_{0,16}(\text{Al}_{1,23}\text{Fe}_{0,47}^{3+}\text{Fe}_{0,01}^{2+}\text{Mg}_{0,30})[(\text{Si}_{3,81}\text{Al}_{0,19})\text{O}_{10}(\text{OH})_2] \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Střimice	$\text{Na}_{0,05}\text{K}_{0,08}\text{Ca}_{0,15}\text{Mg}_{0,07}(\text{Al}_{1,26}\text{Fe}_{0,48}^{3+}\text{Fe}_{0,02}^{2+}\text{Mg}_{0,24})[(\text{Si}_{3,69}\text{Al}_{0,31})\text{O}_{10}(\text{OH})_2] \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Stránce	$\text{Na}_{0,09}\text{K}_{0,07}\text{Ca}_{0,10}\text{Mg}_{0,16}(\text{Al}_{1,23}\text{Fe}_{0,40}^{3+}\text{Fe}_{0,02}^{2+}\text{Mg}_{0,28})[(\text{Si}_{3,60}\text{Al}_{0,40})\text{O}_{10}(\text{OH})_2] \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Bíšany	$\text{Na}_{0,01}\text{K}_{0,06}\text{Ca}_{0,27}\text{Mg}_{0,04}(\text{Al}_{1,08}\text{Fe}_{0,50}^{3+}\text{Fe}_{0,02}^{2+}\text{Mg}_{0,41})[(\text{Si}_{3,73}\text{Al}_{0,27})\text{O}_{10}(\text{OH})_2] \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Vysoké Třebošice	$\text{Na}_{0,03}\text{K}_{0,10}\text{Ca}_{0,20}\text{Mg}_{0,09}(\text{Al}_{1,19}\text{Fe}_{0,44}^{3+}\text{Fe}_{0,03}^{2+}\text{Mg}_{0,03})[(\text{Si}_{3,65}\text{Al}_{0,35})\text{O}_{10}(\text{OH})_2] \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Rokle	$\text{Na}_{0,01}\text{K}_{0,08}\text{Ca}_{0,08}\text{Mg}_{0,11}(\text{Al}_{1,24}\text{Fe}_{0,45}^{3+}\text{Fe}_{0,01}^{2+}\text{Mg}_{0,01})[(\text{Si}_{3,84}\text{Al}_{0,16})\text{O}_{10}(\text{OH})_2] \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Hrozňetín	$\text{Na}_{0,01}\text{K}_{0,15}\text{Ca}_{0,18}\text{Mg}_{0,03}(\text{Al}_{1,03}\text{Fe}_{0,56}^{3+}\text{Fe}_{0,02}^{2+}\text{Mg}_{0,02})[(\text{Si}_{3,82}\text{Al}_{0,18})\text{O}_{10}(\text{OH})_2] \cdot n\text{H}_2\text{O}$

Vzájemná krystalochemická podobnost všech studovaných vzorků bentonitů z oblasti Českého středohoří a Doupovských hor, prokázaná ŠINDELÁŘEM (1982), významně ovlivnila metodiku průzkumných prací. Umožnila soustředit se při geologickém výzkumu na terény s mocnými polohami zjřilovělých vulkanických hornin, indikovanými nízkými hodnotami nT při leteckém magnetickém snímkování, případně nízkými hodnotami při doplňkovém pozemním elektrickém sondování a k průzkumu tak využít všech dostupných terénů vulkanických hornin a bezprostředně přistoupit k technologickému ověřování bentonitu z vrtných prací.

## Metodika technologického výzkumu bentonitů

Od samého počátku průzkumných prací na bentonitových ložiskách byl výzkum technologických vlastností surovin zaměřen převážně na použitelnost bentonitů ve slévárenství. Na přelomu padesátých a šedesátých let se objevil též zájem o hodnocení bentonitu pro zemědělství. V poslední době stoupá zájem o hodnocení bentonitů i pro další účely, zejména pro stavebnictví a hlubinné vrtání. Základem však zůstává metodika technologického zkoumání bentonitů pro jejich použitelnost ve slévárenství.

### Charakteristické vlastnosti bentonitu

Bentonit je geneticky reziduální hornina, technologicky jílovitá zemina, vyznačující se v porovnání s jinými druhy jílovitých zemin mohutnou sorpční schopností, charakterizovanou vysokou hodnotou výměny kationtů, dále vnitřním bobtnáním ve styku s vodou a značnou plastičností a vazností. Tyto vlastnosti způsobuje obsah montmorillonitu v jílovém podílu.

Praktická aplikace bentonitu vyplývá především z mimořádného charakteru této suroviny v rozsahu reologických, koloidních a sorpčních vlastností. Bentonit se používá jako 1. pojivo, 2. suspenze, 3. sorbent.

Použití bentonitu jako pojiva ve slévárenství pro zhotovování pískových slévárenských forem se stalo v ČSR hlavním a po dlouhou dobu téměř jediným způsobem využití bentonitu. Jakostní hodnocení bentonitu pro slévárenské účely vychází z tzv. vaznosti slévárenské směsi, vyjádřené pevností slévárenské směsi za syrova (původně v  $\text{g/cm}^2$ , dnes pascalech) při dané vlhkosti. Jakostní třídy jsou dosud vyjadřovány hodnotami pevnosti v  $\text{g/cm}^2$  (druhy bentonitu 450, 550, 650, 750), přičemž hranice bilančnosti zásob se postupně posunula z druhu 450 na 550 a má tendenci se posunout na hodnotu 650, respektive jen do oblasti aktivovatelných bentonitů. Dřívější hodnoty lze převést na jednotky Pa vynásobením koeficientem 98,0665.

Další vývoj ve slévárenství vede k požadavku na úpravu kationtového obsazení (tj. nahrazení iontů  $\text{Ca}^{2+}$  a  $\text{Mg}^{2+}$  ionty  $\text{Na}^+$ ), což je označováno jako natrifikace nebo aktivace. Pro aktivaci je nutno použít kvalitní bentonit. Aktivované bentonity jsou u nás označovány obchodním názvem Sabenil. Vyznačují se především poměrně vysokou pevností při převlhčení, a tudíž vysokou provozní spolehlivostí. Další je využití bentonitu jako vazné složky pro peletizaci rud, pro výrobu krmných směsí a granulací semen. Jinou možností je využití bentonitů jako přísady pro zvýšení plastičnosti vazné složky při výrobě žárovzdorných a izolačních materiálů.

Použití bentonitu pro vrtnou techniku, stavebnictví, výrobu barev a laků aj. nabývá na významu. Toto využití vyžaduje bentonity s vysokým obsahem montmorillonitu, přičemž stále více je požadován natrifikovaný bentonit. K tomu přistupují požadavky na možnost výroby organoderivátů bentonitu pro náročné způsoby využití (barvy, mazací oleje, vrtné výplachy, speciální slévárenské směsi). Tyto speciální druhy bentonitu jsou zpravidla odvozovány od vyšších jakostních druhů aktivovatelných slévárenských bentonitů. V poslední době se bentonit u nás uplatnil ve stavebnictví při výstavbě vodních děl (Gabčíkovo).

Použití bentonitu jako sorbentu: Pro účely obalové techniky jsou po zvláštní úpravě využívány některé druhy bentonitu pod obchodním označením Dehydrosil (PNK 66 8471). Výrobek nahrazuje dříve dovážené vysoušedlo Silikagel.

K odbarvování olejů jak minerálních, tak rostlinných se používají kyselce ( $H_2SO_4$ ) aktivované bentonity, které mají větší odbarvovací schopnost. Z našich bentonitů jsou k tomu účelu vhodné jen některé bazální polohy tzv. modrých bentonitů. Jakost těchto bentonitů je vyjadřována v procentech odbarvovacího efektu po úpravě kyselou aktivací. Bentonity lze aktivovat na formu Al nebo Fe a použít je jako částečnou nebo plnou náhradu flokulačních činidel. Významná může být např. aplikace Al bentonitu na likvidaci odpadů z čistíren odpadových vod, kde přítomný bentonit příznivě ovlivňuje využitelnost těchto odpadů pro hnojení zemědělských půd (ŠEBEK 1987). Další možné využití sorpčních vlastností bentonitu je pro výrobu katalyzátorů a jako nosiče pesticidních prostředků. Použití bentonitu k zúrodnování půd se využívá zejména v procesu rekultivace. Jakostní požadavky na využitelnost bentonitu pro zemědělství nově rozpracovala PEKÁRKOVÁ (1988).

### Hodnocení bentonitů pro slévárenské účely

V současné průzkumné praxi je používána následující metodika určování jakosti slévárenských bentonitů:

#### a) Odběr a homogenizace vzorku

Z vrtného jádra uloženého v typizované jádrovnici určí technolog ve spolupráci s geologem segmenty, které mají být shrnuty do jednoho vzorku pro technologické zkoušky. Vzorkový segment je volen podle makroskopického vzhladu suroviny s uvážením případné minimální mocnosti ještě ekonomicky vytižitelné. Pokud by surovina získaná z vrtu vykazovala petrografickou homogenitu v mocnosti přesahující 2 m, je tato poloha rozdělena do více vzorků. Vzorek pro technologické zkoušky je odebrán průběžně z celého segmentu, obvykle je to polovina jádra. Hmotnost jednoho vzorku se pohybuje od 3 do 5 kg. Pro laboratorní zkoušky je každý ze vzorků homogenizován, aby reprezentoval průměrnou jakost celého vzorkovaného segmentu. Vzorek je usušen při 60–70 °C a pak zdrobněn na čelisťovém drtiči na zrnitost pod 20 mm. Z takto upraveného vzorku se oddělí kvartací podíl o hmotnosti asi 500 g pro stanovení zbytků na sítích. Zbylý podíl se mele na dezintegrátoru na zrnitost pod 4 mm. Kvartací se oddělí přibližně 30 g vzorku pro stanovení alkality a výměnné kapacity. Zbytek mletého vzorku je uložen v dokumentačním skladu. Podle výsledku základních zkoušek určí technolog, které vzorky je možno sloučit k provedení zkoušek vaznosti. Z dokumentačních vzorků se provede sesyp v poměru mocnosti základních segmentů tak, aby sloučený vzorek měl hmotnost asi 3 000 g. Tento vzorek je znovu sušen při 60–70 °C a dvojnásobným mletím na desitegračním mlýnu typu Alpine s vzdušným tříděním se zjemní na zrnitost, odpovídající maximálnímu zbytku 30 % na síti o velikosti ok 0,063 mm. Takto upravený vzorek slouží k provedení laboratorních zkoušek vaznosti.

#### b) Laboratorní zkoušky

Laboratorní zkoušky jakostních znaků bentonitů se provádějí podle ČSN 72 1350 (tab. 4). Rozhodujícím znakem pro klasifikaci bentonitu je jeho vaznost při určité vlhkosti

Tabulka 4  
 ČSN 72 1350 Bentonit pro slévárenské účely

vlastnost		slévárenský bentonit					
		neaktivovaný			aktivovaný		
		Normál 550	Standard 650	Speciál 750	Sabemil 450	Sabemil 550	Sabemil 650
vlhkost při nakládání		7 až 14					
rozmezí [%]							
zbytek na síť [mm]		1,0					
max. [%]		30,0					
vaznost při vlhkosti [%]							
3,0 ± 0,1		54	64	74	78	88	98
6,0 ± 0,2		nevymezeno					
10 ± 1,0		nevymezeno					
		35	44	44	44	54	64

formovací směsi složené ze 7 % bentonitu a 93 % normového písku. Mimo zkoušky předepsané normou se v průzkumných laboratořích stanovuje ještě obsah a vzhled hrubších částic, a to ve frakcích větších než 0,2 mm, 0,1 mm a 0,063 mm. Toto stanovení slouží jako informace o charakteru matečné horniny, druhotném znečištění suroviny, případně o její melitelnosti. Dále se stanovuje při základních laboratorních zkouškách alkalita a kapacita výměny kationtů neupravené suroviny. Výsledky těchto zkoušek jsou považovány do určité míry za informativní ukazatel množství montmorillonitu v surovině. Dlouholeté zkušenosti ukázaly, že surové bentonity, které vykazují výměnu kationtů menší než 40 mekv  $\text{NH}_4/100$  g sušiny, nejsou vhodné k dalšímu zpracování. Výsledek výměny kationtů tedy slouží k eliminaci nevhodných poloh ložiska. Polohy s nižší výměnou kationtů než 40 mekv  $\text{NH}_4/100$  g nejsou již podrobovány dalším zkouškám.

#### Ostatní způsoby využití bentonitu

Zlepšení metodiky technologického průzkumu nových ložisek by mělo přispět k dokonalějšímu jakostnímu charakterizování bentonitových surovin. To vyžaduje, aby soubor zkoušek, až dosud zaměřený skoro výlučně na klasifikační znaky bentonitů pro slévárenské účely, byl rozšířen o zkoušky, kterými by se určovaly jakostní znaky vyžadované ostatními spotřebitelskými odvětvími. Při komplexním posuzování technologických vlastností bentonitu se sledují zejména následující způsoby využití:

**Keramika.** V tomto průmyslovém odvětví je bentonit používán jako plastifikátor méně vazných surovin. Jakostní požadavky jsou určovány PNK 72 1359 – Keramický bentonit. Vzhledem k náročným požadavkům na obsah  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (max. 2,5 %) nepřipadá využití severočeských bentonitů pro tento účel v úvahu.

**Farmaceutický průmysl.** Požadavky jsou specifikovány PNK 72 1357 – Bentonit pro farmaceutické účely. Pro využití severočeských bentonitů ve farmacii je závadná barva suroviny (požaduje se bílý nebo slabě nažloutlý bentonit) a nebezpečí přítomnosti As (As nesmí být přítomen ani ve stopách).

**Hlubinné vrtání.** Používá se bentonitické suspenze jako hustého výplachu jednak k vynášení úlomků hornin ze dna vrtu, jednak k dočasné stabilizaci stěn vrtu. Požadavky na jakost jsou vyjádřeny v návrhu oborové normy pro výrobek značky Bentogan (PNK 72 1351). Jakostní požadavky a metodika zkoušení jsou odvozeny z americké normy API CODE RP - 29.

**Stavebnictví.** Používá se bentonitů jako těsnících hmot při vodo hospodářských stavbách. Požadavky byly standardizovány podnikovou normou Severočeských keramických závodů Most PNK 72 1360 – Bentonit pro stavební účely. Obchodní značka bentonitu pro stavební účely je Sabenil G.

**Obalová technika.** Využívá se vlastnosti bentonitů pohlcovat atmosférickou vlhkost. Požadavky na jakost výrobku obchodní značky Dehydrosil jsou obsaženy v podnikové normě SKZ Most PNK 66 8471 – Vysoušedlo pro obalovou techniku.

**Bělení minerálních a rostlinných olejů a tuků:** používá tzv. bělicí hlinku, což je sušený, mletý a minerálními kyselinami za varu aktivovaný bentonit. V současné době platí jakostní předpis ČSN 72 1599 Beliacia hlinka z roku 1978. Hlavním ukazatelem

je odbarvovací schopnost, vyjádřená porovnáním se standardem (100 %). Tato nemá být menší než 90 %.

*Pro peletizační účely* je bentonit hodnocen PNK 72 1356, severočeské bentonity nespĺňujú některé požadavky tohoto předpisu (obsah  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ ).

*Zemědělství:* Starší jakostní požadavky se omezovaly na stanovení sorpční kapacity, která měla být min. 40 mekv/100 g pro I. třídu a min. 30 mekv/100 g pro II. třídu. Návrh nových jakostních kondic (PEKÁRKOVÁ 1988) navazuje na obecné kondice ministerstva stavebnictví z r. 1979, definuje nově jejich technologické vlastnosti a doplňuje ložiskové parametry u neprůmyslového způsobu dobývání. Byly navrženy následující soubory laboratorních zkoušek:

Základní zkoušky prováděné u všech vzorků, charakterizující litofaciální poměry:

1. stanovení výměnné kapacity;
2. zmitostní rozbor za mokra (u neupravených vzorků) – frakce 8 mm, 2 mm, 1 mm, 0,25 mm, 0,063 mm, v případě hrubě zmitého vzorku doplnit o frakce 100 mm, 30 mm;
3. stanovení jílových částic, frakce pod 0,002 mm.

Zkoušky doplňkové, používané u všech vzorků, charakterizující petrograficko-technologické typy nebo sdružené těžební úseky ložiska:

4. stanovení sorpce metylénovou modří (obsah aktivního jílu);
5. stanovení Na-, K-, Ca- a Mg-kationtů v sorpčním komplexu;
6. stanovení rtg.-analýzou (kvalitativní, semikvantitativní);
7. stanovení uhlíčanů (celkových – vyjádřených jako  $\text{CaCO}_3$ );
8. silikátový chemický rozbor ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , FeO,  $\text{TiO}_2$ , CaO, MgO,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , MnO,  $\text{SO}_3$ ,  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ , volný  $\text{SiO}_2$ , ztráta žiháním, nerozpustný zbytek);
9. stanovení pH (aktivní a výměnné);
10. stanovení organických látek;
11. stanovení bobtnavosti;
12. spektrální analýza;
13. orientační mineralogicko-petrografický popis zbytků na sítích se semikvantitativním hodnocením;
14. stanovení přirozené rozpadavosti. Zkouška se provádí podle metodiky, kterou zpracoval Výzkumný ústav meliorací.

#### Kvalitativní kritéria zemědělských bentonitů (návrh)

##### 1. Základní vlastnosti

- převaha jílových částic (nad 50 % částic pod 0,002 mm),
- podstatný obsah minerálů skupiny montmorillonitu (nejméně 25 %), případně jiného bobtnavého materiálu (minerálu),
- sorpční kapacita nejméně 30 mval/100 g pro průzkumné dílo (do suroviny lze zahrnout polohy se sorpcí min. 25 mval/100 g),
- převaha Ca-, Mg-kationtů v sorpčním komplexu,
- dobrá přirozená rozpadavost.

## 2. Závadné příměsi

- větší příměs kaolinitu (nad 25 %),
- větší příměs volného  $\text{SiO}_2$  – např. křemen, cristobalit (nad 25 %),
- větší příměs kyseliny křemičité – amorfni formy (nad 10 %),
- příměs hrubě zrnitých pevných částic 30–100  $\mu\text{m}$  do 5 % hmotnostních (např. klastická příměs, železito-vápenaté konkrce),
- látky poškozující ekosféru – limitní množství sledovaných prvků.

Pro jednorázovou aplikaci je nutné zajistit minimálně 500 tis. t bentonitu, což je v souladu s minimálním množstvím bilančních zásob podle obecných kondic pro ložiska bentonitu.

### *Základní technologické typy bentonitu a možnosti jejich úpravy a využití*

Jak již bylo uvedeno v kapitole o procesu zvětrávání a vzniku bentonitu, je pro zvětrávání alkalických neovulkanitů charakteristické vytváření tří pásem. Jednotlivým pásmům odpovídají i charakteristické typy bentonitů:

Typ A: dobře aktivovatelný typ bentonitu. Charakterizuje jej vysoký obsah montmorillonitu, dokonalá přeměna – bentonitizace skelné hmoty a živců v průběhu první fáze alterace ve vodním prostředí, uvolnění a odnos karbonátů a dokonalý rozklad minerálů železa na limonitovou formu ve druhé fázi alterace. V makroskopickém popisu se bentonit jeví jako žluté až žlutozeleně zbarvené, jílovitě rozložené psamitické nebo pelitové tufy či tufity, někdy rezavě hnědě šmouhované, na puklinách s limonitickými povlaky, event. též jako zeleně či šedozeleň zbarvené tufy s červenými či fialovými šmouhami; vzácně je přítomen biotit nebo zcela chybí. Karbonáty jsou rozložené a zpravidla přemístěny do nižších poloh. V technologickém hodnocení je charakteristická vysoká výměna kationtů (kolem 50 mekv/100 g), v nejsvrchnější, dokonale alterované části je někdy patrný i mírný pokles výměny kationtů (počátek kaolinitického zvětrávání). Bentonit má vysoké hodnoty vaznosti při 3 % a při 6 % obsahu vody, snadno se převádí na formu  $\text{Na}$  natrifikační sodou, aktivovaný bentonit si udržuje vysokou vaznost i při 10 % převlhčení. Hlavní využití tohoto typu bentonitu je ve slévárnictví a ve stavebnictví.

Typ B: běžný typ bentonitu, obtížněji aktivovatelný. Charakterizuje jej vysoký obsah montmorillonitu, zpravidla úplné zjilování skelné hmoty a živců v průběhu první fáze alterace ve vodním prostředí, avšak neukončená alterace dalších minerálů, zejména kalcitu, a minerálů železa. V makroskopickém popisu se bentonit jeví jako jílovitě rozložené psamitické, pelitové, popřípadě aglomerátové tufy nejružnějšího zbarvení. Velmi časté je zbarvení v šedých a zelenošedých, případně modrošedých odstínech, probíhající, avšak neukončený proces přeměny minerálů železa vyjadřuje rezavě červené, popřípadě fialové šmouhování. Železo je přítomno zčásti ve formě biotitu. Karbonáty jsou přítomny v nerozložené nebo částečně rozložené formě (žilky kalcitu nebo aragonitu). V technologickém hodnocení je charakteristická vysoká výměna kationtů (kolem 50–60 mekv/100 g), vysoká vaznost při 3 % i při 6 % obsahu vody. Bentonit se obtížněji převádí na formu  $\text{Na}$  aktivací sodou, pro aktivovaný bentonit je charakte-



ristický určitý pokles vaznosti při 10 % převlhčení. Tento typ bentonitu lze doporučit po speciální úpravě pro účely obalové techniky (Dehydrosil) k aktivaci na formu H (kyselé aktivované bentonity k odbarvování olejů), k aktivaci na formu Al pro sedimentaci odpadových vod, bez úpravy pro použití v zemědělství. Ke zlepšení vlastností tohoto typu bentonitu pro slévárenské účely by bylo nutno vytvořit příznivé podmínky k dokončení jeho hydratace, tj. k dokončení hydratace minerálů s kationty druhé Goldschmidtovy skupiny, zejména  $Fe^{3+}$ , a k uvolnění produktů rozkladu z fázového rozhraní. Z křivky rozpustnosti  $Fe_2O_3$  (obr. 5) je zřejmé, že jsou obecně dvě možnosti. Vedle kyselého prostředí ( $pH = 2-3$ ) se účinně projevuje i prostředí silně alkalické ( $pH = 10$ ). Proto ke zlepšení aktivovatelnosti bentonitu lze přistupovat dvěma zásadními způsoby úpravy:

1. přirozenou cestou – tzv. zráním natěžené suroviny v oxidačním kyselém prostředí,
2. umělou cestou – v alkalickém prostředí za přísady NaOH v průběhu procesu aktivace (tzv. směsná aktivace).

Typ C: horší typ bentonitu, obtížněji aktivovatelný. Má v podstatě obdobné složení jako typ B, avšak v důsledku cementace uvolněných roztoků z pásma A, příp. B, a vzniku novotvořených minerálů – zejména kalcitu, pelosideritu, případně dolomitu – došlo k podstatnému zhoršení technologických vlastností suroviny z hlediska jakostních požadavků sléváren. Tento typ však může být velmi dobře využit pro zúrodnování půd.

### Shrnutí výsledků

Výzkumnými pracemi v letech 1980–1985 bylo prokázáno, že území v části Doupovských hor je potenciálně nadějně na zajištění nových zásob slévárenských bentonitů, odpovídajících vyšším jakostním požadavkům slévárenské normy ČSN 72 1350. Na ploše ca 500 km<sup>2</sup> byla nejprve zpracována rešerše dosavadních průzkumných prací a účelová přehledná geologická mapa. Dále byla ověřena aplikace leteckého magnetometrického měření. Z těchto podkladů byly vymezeny základní faciální typy vulkanických hornin pro stanovení prognóz. V první fázi to bylo vymezení prognózních území, jež byla ve druhé fázi ověřována pozemními geofyzikálními pracemi a vrty. Ze srovnání výsledků první a druhé fáze prognóz (příloha 1) je zřejmá vysoká nadějnost vyhodnocených prognózních území.

Nové poznatky ze studia geologických a tektonických podmínek pro vznik ložisek bentonitu se opírají hlavně o geologickou interpretaci letecké magnetometrie (obr. 7). Ta potvrdila strukturální stavbu stratovulkánu Doupovských hor, definovanou КОРЕЦКÝМ (1963), potvrdila dva tektonické systémy – krušnohorský a sudetský, přičemž ještě více zdůraznila vazbu vulkanické činnosti na krušnohorské směry tektoniky, zejména podél krušnohorského a střežovského zlomu. Na střežovský zlom se podle interpretace magnetometrie váže rozsáhlý vulkanismus v podloží s. části pětipeské pánve, označený autorem jako „střežovský vulkanismus“, který patrně představuje propojení vulkanismu Doupovských hor a Českého středohoří. Zlomy sudetského směru se významně uplatňují na stavbě terénu v kombinaci se zlomy krušnohorského směru zejména v j. části území (Podbořansko), nejvýraznější je linie zlomu sudetského směru Poláky–Libědice,

označená autorem jako „libědický zlom“. Tato linie představuje z. omezení křídových sedimentů v podloží pětipeské pánve.

Významná ložiska bentonitu jsou vázána na bazální pyroklastika o mocnosti 30 až 50 m, místy i větší, jež jsou vyvinuta v pruhu širokém asi 15 km od linie libědického zlomu směrem k linii Nepomyšl–Kláštevec nad Ohří a dlouhém asi 20 km, tj. napříč studovaným územím od Kadaně až po Podbořany, převážně však v podloží pětipeské pánve. Příznivé podmínky pro průzkum ložisek bentonitu jsou v s. části území v prostoru Vlkaň–Blův–Krásný Dvůrček–Rokle (kadaňská oblast) a v j. části území v okolí Podbořan (příloha 1).

Ze studia procesu zvětrávání hornin je odvozen vznik bentonitu ve dvou fázích. V první fázi dochází k argilitizaci vulkanického skla a části minerálů při vniknutí vulkanického popela do vodního prostředí, ve druhé fázi v průběhu přirozeného stadijního zvětrávání nastává různý stupeň hydratace zbylých minerálů. Podle průběhu přirozeného stadijního zvětrávání lze rozlišit v závislosti na stupni hydratace základní skupiny bentonitu: bentonit s ukončenou hydratací, charakterizovaný přítomností montmorillonitu a hydrátů železa (pásma A), bentonit s neukončenou hydratací charakterizovaný rovněž přítomností montmorillonitu, převážná část železa však zůstává ve formě silikátů nebo oxidů (pásma B); rozložené karbonáty se koncentrují v nižších polohách bentonitu a vytvářejí zde pásmo cementace (pásma C).

Na příkladu 10 vrtů (obr. 6) jsou uváděny charakteristické profily zvětrávání ve v. části Doupovských hor. Nejvýznamnějšími faktory ovlivňujícími vznik, úložné poměry a kvalitativní skladbu ložisek bentonitu jsou: složení matečné horniny, reliéf podloží, charakter podložních hornin, ukládání vulkanoklastik do vodního prostředí, teplota prostředí, projevy tektoniky, následné projevy vulkanické činnosti a eroze a oběh podzemních vod atmosférického původu.

Z hlediska genetické klasifikace KUŽVARTÁ (1984) lze vznik jakostních aktivovatelných bentonitů v neovulkanitech Doupovských hor vysvětlit kombinací dvou procesů:

- argilitizace v jezerním prostředí bezprostředně po uložení popela, jehož teplo mohlo ohřátím vody v mělkých nádržích přispět k usnadnění proměny,
- následným zvětráváním působením atmosférických vod.

Na podkladě definice procesu zvětrávání lze vymezit i základní typy bentonitu, odpovídající jednotlivým pásmům zvětrávacího profilu:

Typ A – dobře aktivovatelný typ bentonitu. Má vysoký obsah montmorillonitu, dokonale je přeměna – bentonitizace skelné hmoty a živců v průběhu první fáze alterace ve vodním prostředí, uvolnění a odnos karbonátů a dokonalý rozklad minerálů železa na limonitovou formu ve druhé fázi alterace.

Typ B – běžný typ bentonitu, obtížněji aktivovatelný. Má vysoký obsah montmorillonitu, zpravidla úplné zjištění skelné hmoty a živců v průběhu první fáze alterace ve vodním prostředí, avšak neukončenou alteraci dalších minerálů, zejména kalcitu a minerálů železa. V závislosti na podmínkách rozpustnosti  $Fe_2O_3$  jsou uváděny dva zásadní způsoby zlepšení aktivovatelnosti tohoto typu bentonitu: 1. přirozenou cestou, tzv. zrání natěžené suroviny v oxidačním kyselém prostředí a 2. uměle – v alkalickém prostředí za přísady NaOH v průběhu procesu aktivace (tzv. směsná aktivace).

Typ C – horší typ bentonitu, obtížněji aktivovatelný. Je podobný typu B, avšak v důsledku cementace uvolněných roztoků z pásma A, příp. B, a vzniku novotvořených karbonátů došlo k podstatnému zhoršení technologických vlastností suroviny. Charakteristická je přítomnost pelosideritu, kalcitu, popřípadě dolomitu.

Ze srovnání základní geologické stavby ložisek bentonitu v s. části území (Kadaňsko) a v j. části území (Podbořansko) lze vysledovat odlišný průběh druhé fáze vzniku ložisek bentonitu, tj. různý průběh přirozeného stadijního zvětrávání. Na Kadaňsku byla bazální pyroklastika původně překryta mocnými lávovými proudy, které byly v průběhu vytváření pětipeské pánve na linii střežovského zlomu denudovány. To vyvolalo značné diagenetické zpevnění bentonitu a dvojí hydrataci: na povrchu bazálních pyroklastik a při jejich bázi, neboť zde docházelo i k hydrataci bentonitů na styku s porézním podložím vlivem pohybu spodních vod atmosférického původu. Na Podbořansku došlo při okraji pětipeské pánve k podstatně menšímu překrytí bazálních pyroklastik. Malé výškové rozdíly a rozdílné podloží způsobily vznik dobře hydratovaných bentonitů (pásma A) jen ve svrchní části bentonitizovaných tufů.

Získané poznatky byly využity k vymezení prognóz a k jejich průzkumu pro zabezpečení potřeb slévárenského průmyslu. Značné ověřené zásoby umožňují bentonit využívat v širokém rozsahu i v jiných průmyslových oborech a v zemědělství.

*K tisku doporučil J. Vtělenský*

## Literatura

- ČLEK, V. (1965): Ložiska bentonitů na východním úpatí Doupovských hor. – Acta Univ. Carol., Geol., 3, 203–226. Praha.
- (1969): Závěrečná zpráva o průzkumu bentonitu pro zemědělské účely Vysoké Třebovice. – MS Geoindustria, s. p. Praha.
- ČERNÁ, M. et al. (1982): Závěrečná zpráva Kadaň-jih (ložisko Rokle). – MS Geoindustria, s. p. Praha.
- ČÍČEL, B. - NOVÁK, I. - HORVÁTH, I. (1981): Mineralógia kryštalochémia fiov. – Slov. akad. věd. Bratislava.
- FOSTER, M. D. (1962): Interpretation of the composition and classification of the chlorites. – Geol. Surv. profess. Pap., 414–A. Washington.
- FRANČE, J. (1980): Doupovské hory – bentonit. Studie východní části Doupovských hor. – MS Geoindustria, s. p. Praha.
- (1982a): Bentonit-Lagerstätten im Tchechischen Massiv. – Z. angew. Geol., 28, 2, 51–57, 3, 122–126. Berlin.
- (1982b): Nový průzkum bentonitu v ČSR. – Geol. Průzk., 1, 25–27. Praha.
- (1983): Geologie ložisek bentonitu ve východní části Doupovských hor, metodika jejich průzkumu a prognóz. (Kandidát. disert. práce.) – Univ. Karl. Praha.
- GOLDSCHMIDT, V. M. (1937): The principles of the distribution of chemical elements in minerals and rocks. – J. Chem. Soc., 655–672. London.
- GOODMAN, B. A. (1978): An investigation by Mössbauer and EPR spectroscopy of the possible presence of iron-rich impurity phases in some montmorillonites. – Clay Miner., 13, 351–6. Washington.
- GÜVEN, N. - PAESE, R. W. (1975): Electron-optical investigation on montmorillonites, II. – Clays and Clay Miner., 23, 182–191. Washington.

- JACKSON, M. L. - SHERMAN, G. D. (1953): Chemical weathering of minerals in soils. – Adv. in Agronomy, 3, Acad. Press., 219–318. New York.
- JENNY, H. (1950): Origin of soils. – 1–386, Wiley and sons. New York.
- JIČHA, J. et al. (1989): Závěrečná zpráva úkolu Doupovské hory – bentonit. – MS Geoindustria, s. p. Praha.
- KAPITÁN, J. et al. (1968): Závěrečná zpráva úkolu Račetice-Podlesice. – MS Geoindustria, s. p. Praha.
- KOPECKÝ, L. (1967): Genetické typy bentonitických hornin v neovulkanitech Českého masívu. – Sborník konference o severočeských bentonitech, 27.–29. 6. 1967, 35–38. Ústí n. L.
- (1972): Relationship between fenitization, alkaline magmatism, sulphide-barite-fluorite mineralization and deep fault tectonics in the Bohemian Massif and in the Rhine graben. – XXIVth Sess. Int. Geol. Congr. Canada, sect. Mineralogy, 41–50. Montreal.
- (1977): Současný pohled na geologii Českého středohoří. – Sborník k 125. výročí narození J. E. Hibsche, 47–60. Krajské muzeum Teplice.
- KOPECKÝ, L. et al. (1963): Třetihorní vulkanismus. – Vysvětlivky k přehledné geol. mapě ČSSR 1 : 200 000 M-33-XIV Teplice a M-33-VIII Chabařovice, 154–182. – Ústí, úst. geol. Praha.
- KOPECKÝ, L. - KVĚT, R. - MAREK, J. (1985): K otázkám existence krušnohorského zlomu. – Geol. Průzk., 6, 164–168. Praha.
- KRUTSKÝ, N. et al. (1984): Závěrečná zpráva o průzkumu bentonitu a kaolínu Rokle. – MS Geoindustria, s. p. Praha.
- KŘELINA, B. et al. (1981): Závěrečná zpráva úkolu Blšany – Letov. – MS Geoindustria, s. p. Praha.
- (1984): Závěrečná zpráva úkolu Blšany II. – MS Geoindustria, s. p. Praha.
- KUŽVART, M. (1984): Geologie ložisek nerudných surovin. – Čs. akad. věd. Praha.
- (ed.) (1977): Ložiska nerudných surovin ČSR, 2/1. In: J. Franče: Bentonit, 354–378. – Čes. geol. úřad. Praha.
- (1983): Ložiska nerudných surovin ČSR. In: J. Franče: Bentonit, 189–200. – Univ. Karl. Praha.
- MAROUŠEK, J. (1985): Blou – Krásný Dvoreček – geofyzikální práce. – MS Geoindustria, s. p. Praha.
- MIKA, J. et al. (1977): Závěrečná zpráva o průzkumu kaolínu a bentonitu Vlkáň. – MS Geoindustria, s. p. Praha.
- (1978): Závěrečná zpráva o průzkumu bentonitu Račetice. – MS Geoindustria, s. p. Praha.
- PEKÁRKOVÁ, R. (1988): Bentonity pro zemědělské účely. – MS Úst. nerost. sur. Kutná Hora.
- RAUS, M. (1984): Závěrečná zpráva úkolu Nepomyšl-Velká. – MS Geoindustria, s. p. Praha.
- ROSS, C. S. - HENDRICKS, S. B. (1945): Minerals of the montmorillonite group. – U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 205 – B, 23–79. Washington.
- ROSS, C. S. - SHANNON, E. V. (1926): Minerals of bentonite and related clays and their physical properties. – Am. Ceram., 9, 77–96. New York.
- SEDLICKI, I. D. (1941): Klassifikacija mineralov kory vyvetrivanija. – Sov. Geol., 23–35. Moskva.
- ŠHRBENÁ, B. (1971): Mineralogicko-petrografická charakteristika bentonitu z Vysokých Třebešic a zhodnocení jeho významu pro zemědělství. – Věd. Práce Výzk. Úst. Melior., 249–261. Praha.
- SMIRNOV, V. I. (1983): Geologie ložisek nerostných surovin. – St. nakl. techn. lit. Praha.
- STEVENS, R. E. - CARRON, M. K. (1948): Simple field tests for distinguishing minerals by abrasion Ph. – Amer. Mineral., 33, 31–42. Washington.
- ŠALANSKÝ, K. - MANOVÁ, M. (1977): Základní geofyzikální výzkum ČSR. Letecké geofyzikální mapování 1 : 25 000. XX. Severozápadní Čechy – jižní část. – MS Geofyzika. Praha.
- ŠEBEK, V. (1987): Využití přírodních sorbentů. – Sborník Využití bentonitů v zemědělství, 74–88. Dům techniky ČSVTS. Ústí nad Labem.
- ŠINDBLÁR, J. (1982): Chemické složení některých bentonitů v severozápadních Čechách. – Acta Univ. Carol., Geol., 1–2, 143–150. Praha.
- (1987): Metody mineralogického výzkumu a výskytu bentonitů v Čechách. – Sborník Využití bentonitů v zemědělství, 1–17. Dům techniky ČSVTS. Ústí nad Labem.
- TAYLOR, G. L. et al. (1968): Analysis of iron in layer silicates by Mössbauer spectroscopy. – Clays and Clay Miner., 16, 381–391. Washington.
- VELIKOV, D. et al. (1973): Srovnávací studie o bentonitech z ložisek Ginovci a Rankovci, Makedonie. – Acta Univ. Carol., Geol., 1–2, 51–77. Praha.
- vine (1961): Tektonický vývoj Československa. – Čs. akad. věd. Praha.

# Bentonites in the eastern part of the Doupovské hory Mts.

*(Summary of the Czech text)*

JOSEF FRANČE

Received November 17, 1989

Research into bentonites in the eastern part of the Doupovské hory Mts. was induced by higher quality requirements of the Czechoslovak foundry industry on foundry bentonite resulting from the new quality standard valid from January 1, 1977 (tab. 4). The area under study is part of Tertiary alkaline volcanism in NW Bohemia. It is known from previous works that pyroclastic rocks prevail here considerable part of which succumbed to argillization and bentonitization. The recent research has concentrated on 1. elucidation of geological and tectonic conditions of the origin of the bentonite deposits, 2. study of the regularities in the formation and development of bentonite deposits, 3. processing of methods of detection, research and evaluation of bentonite deposits.

Geological and tectonic conditions for the formation  
of bentonite deposits  
in neovolcanites of the Bohemian Massif

Tertiary volcanism in NW Bohemia is linked with Saxonian folding which was in the Bohemian Massif accompanied by epeirogenetic movements. Saxonian tectonics is manifested by the formation of three fault systems. In the studied area the faults of the Krušné hory direction (NE-SW) and Sudeten direction (NW-SE) (fig. 1) dominate. According to the latest opinion volcanism in this area is linked with the formation of the Ohře rift delimited by KOPECKÝ (1972, 1977, 1985) as part of the Central Bohemian rift system – fig. 2. The Ohře rift is about a 280 km long and in midpart 25 km wide neoid tectonic trench of ENE direction, partly filled with Tertiary to Quaternary sediments of tectonically separated basins and products of alkaline magmatic activity of Paleocene up to Quaternary age. The Ohře rift is demarcated by two marginal rift faults: the Krušné hory fault in the NW and Litoměřice fault in the SE. Through the centre of the rift runs a line of the central deep-seated fault.

In the area under study we find the volcanic activity of the Doupovské hory strato-volcano and Střezov volcanism representing older volcanic activity overwhelmingly covered with younger deposits of the Pětipsy basin. During the volcanic activity the differentiation from basic volcanite members toward more acid ones terminated by basic members again was passing off. The deposits of high-rate bentonite types are restricted to products of basic volcanism, to a thick formation of basal pyroclastic rocks stretching in an approximately 15 km wide and 20 km long belt transversally to the line of the Ohře rift in the area between Kadaň and Podbořany (fig. 7). The volcanic rocks set on here on the basal Tertiary formation or directly on the rocks of the crystalline

complex (in the N) or the Permo-Carboniferous rocks (in the S). Volcanic activity here started by the end of the Oligocene by mighty eruptions along the whole Krušné hory fault. Enormous quantities of pyroclastic rocks were formed being in the first phase of the volcanic activity most probably wind-transported over the peneplained terrain. In a shallow water environment first the tuffs mixed with the deposits of the basal Tertiary formation, later tuffs or finely redeposited tuffites prevailed in the profile. The late Paleogene peneplain is within the course of the volcanic activity disrupted by successive vaulting of the central part of the Krušné hory-Ohře tectono-volcanic zone and the development of the Miocene Krušné hory-Piedmont Basin. The continuing volcanic activity accompanied by tectonic activity give rise to the stratovolcano of the Doupovské hory Mts. Sřezov volcanism, on the other hand, owing to the basin depression formed along the Sřezov fault, plunges into greater depths and what we observe today on the surface are just its remnants in form of the Sřezov Valley.

Figs. 7 and 8 show schematized geological conditions of the deposits in the N part in the Kadaň area and in the S part in the Podbořany area. Of the N part remains of lava sheets in places complicating the mining conditions are typical. Due to the previous extensive overlap by lava flows, high diagenetic solidification of bentonite and its uncommon colour varieties are typical of this area. When worked, bentonite is liable to quick weathering, disintegrates and passes into usual yellowgreen or greygreen shades. As the basement is porous, groundwaters of atmospheric origin circulated not only in the upper part of pyroclastic rocks but also at their base which has led to great thickness of the exploitable raw material. Bentonite derived from this area is of high-rate quality exploitable by foundry industry. In the southern margin of the studied area near Podbořany basal pyroclastic rocks along the margin of the Pětipsy basin were in a substantially smaller extent superimposed. Small altitude differences and different basement caused that well hydrated bentonites occur here only in the upper part of bentonitized rocks. Bentonite from this area also displays high-quality composition suitable for exploitation by the foundry industry. For the both areas deposit prognoses have been worked out. Search for bentonite deposits performed at selected localities disclosed extensive deposit reserves. The Rokle deposit has been worked since 1983, bentonite is treated by activation into Na form and distributed into foundries under the commercial designation Sabenil.

#### Regularities of the formation and development of bentonite deposits

The result of the study is an accentuation of the zonal structure of the weathered mantle and explanation of the bentonite origin as two-phase, depending on the behaviour of cations in the weathering process according to Goldschmidt's classification (1937). In the first phase volcanic glass and part of the minerals were argillitized during the penetration of volcanic ash into the water environment, during the second phase two fundamental bentonite groups were formed in dependence upon the hydratation degree in the course of natural gradual weathering: bentonite with terminated hydratation characterized by the presence of montmorillonite and iron hydrates, and bentonite with unfinished hydratation characterized also by the presence of montmorillonite, the

prevailing part of iron remains however in form of silicates or oxides. Beside the mentioned hydration process decomposition and release of carbonates takes place, the released solutions concentrate in lower-situated layers of bentonite and constitute here a cementation belt – bentonite with high carbonate contents. The decomposition processes during the weathering of alkaline rocks into bentonite can be classified into three zones given in fig. 6. The ten boreholes in fig. 6 exemplify typical weathering profiles in the eastern part of the Doupovské hory Mts. The most significant factors influencing the origin, depositional conditions and qualitative composition of bentonite is the composition of the parent rock, relief of the basement, character of the underlying rocks, presence of water environment in the time of pyroclastic rock deposition, environmental temperature, tectonic manifestations, successive manifestations of volcanic activity and erosion, and circulation of groundwaters of atmospheric origin. From the viewpoint of Kužvar's (1984) genetic classification the origin of high-quality activatable bentonites in neovolcanites of the Doupovské hory Mts. can be explained by combination of the two processes:

- argillization in a lacustrine environment immediately after the ash deposition heating the water of shallow basins which could support the alteration,
- successive weathering by the atmospheric water action.

#### Methods of prospecting for bentonite deposits, their investigation and evaluation

The basic methodological approach to the prospecting for the deposits applied in the eastern part of the Doupovské hory Mts. involves the following documentation and exploration works:

- study of the drilling documentation and compilation of the preliminary research map,
- compilation of a special-purpose geological map (1 : 25 000),
- evaluation of results of airborne magnetometric measurement and compilation of the map of facies development of volcanites,
- surface geophysical measurements,
- delimitation of prognostic areas and verification of prognoses by drilling works,
- processing of the map of prognoses.

Application of magnetometric measurement in bentonite detection is based on the fact that all the rocks of the alkaline provenance are strongly magnetic which holds particularly for the lava intrusions. Argillitized effusive rocks contain a considerable proportion of iron bound in a hydrated form and during magnetic measurements their nT values are strikingly lower. Aerial photographs were taken at 50 and 300 m above the terrain. The pictures from the 50 m altitude appeared to be the most convenient. Based on the results of this measurement a map of facies development of volcanites was compiled distinguishing them into 3 groups:

1. Thick layers of bentonitized pyroclastic rocks, thin layers of lava sheets and very thin volcanite layers near the underlying rocks having nT values mostly around zero, 75–100 nT as maximum.

2. Thick layers of solid pyroclastic rocks, in places partly bentonitized and thin layers of solid basaltic rocks reaching the values of 400 up to 500 nT as maximum.
3. Thick layers of solid basaltic rocks, as a rule with their own vent indicated by the values exceeding 400 or max. 500 nT. In the proximity of the Krušné hory and Střezov faults the measured values reach up to 2 000 nT.

The facies development of volcanites is schematized in fig. 7. The map of the facies development of volcanites was the basis for delimitation of prognostic areas in the second phase verified by surface geophysical measurements and drillings. From the comparison of results from the first and second prognostic phases (pl. 1) it follows that the evaluated prognostic areas, based on magnetometric measurements, are very promising.

The part on the investigation and evaluation of bentonite deposits describes characteristic properties of bentonite from neovolcanites of the Bohemian Massif and methods of mineralogical and technologic investigations. Chemical analyses of bentonites and corresponding crystallochemical formulae are given in tabs. 1–3. The investigated bentonites here represent the localities Blšany (s. part of the studied area) and Rokle (n. part). Methodology of the technologic research is focussed on the employment of bentonite in foundry industry (tab. 4 – Czechoslovak quality standard for bentonite used in foundry industry for moulding of raw bentonite). The quality standards and requirements for other kinds of bentonite exploitation are given too. The most significant is the strength test of a foundry compound at 10 % overhumidification. Only well activatable bentonites can meet the required strength values of this test, i.e. bentonites well transferable from Ca-Mg form to Na form (substitution of Ca-Mg cations by Na ones by a 4 % admixture of  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ).

Based on the definition of a weathering process the basic bentonite types corresponding to the individual zones of the weathering profile can be specified:

Type A – well activatable bentonite type with high montmorillonite contents, perfect alteration – bentonitization of the glassy mass and feldspars in the course of the first alteration phase in water environment, release and removal of carbonates and total decomposition of iron minerals into a limonite form in the second alteration phase.

Type B – common bentonite type with lowered activatability, with high montmorillonite contents, as a rule total argillitization of the glassy mass and feldspars in the course of the first alteration phase in water environment but unfinished alteration of other minerals, namely calcite and Fe minerals. In dependence upon the solubility conditions of Fe oxide two principal ways of how to improve the activatability of this bentonite type are reported: 1) natural way, i.e. aging of the worked raw material in oxidizing acid environment, and 2) artificial way – in alkaline environment with NaOH admixed during the activation process (so-called mixture activation).

Type C – bentonite of worse type, hardly activatable. It has virtually similar composition as the B type bentonite, however due to cementation of solutions released from the belt A and/or B and origin of newly-formed carbonates (Fe, Ca, Mg), the technological properties of the raw material have considerably aggravated as to the quality requirements of the foundry industry. Raw material of this type is exploitable in agriculture for soil reclaiming.



## Explanation of tables

Table 1. Chemical analyses of natural bentonites (wt %).

Table 2. Chemical analyses of bentonite ratios <1  $\mu\text{m}$  (wt %).

Table 3. Crystallochemical formulae of montmorillonite in bentonite.

Table 4. Czechoslovak state standard (ČSN) 72 1350 – Bentonite for foundry purposes.

## Explanation of text-figures

1. Tectonic map of the area of N Bohemian volcanites with delimitation of the studied area. According to the Tectonic Map of the CSSR (since 1961), schematized and supplemented by the author.  
*1* – Tertiary sediments; *2* – Tertiary volcanism; *3* – Cretaceous; *4* – Permo-Carboniferous; *5* – Variscan and other granitoids; *6* – platform basement of the Bohemian Massif.
2. Structure of the Ohře rift. Schematized after L. Kopecký (1977).  
*1* – sediments of the Tertiary basins; *2* – Tertiary alkaline volcanites; *3* – Upper Cretaceous platform sediments; *4* – Early Paleozoic platform sediments; *5* – principal rift faults; *6* – terrain steps; *7* – margin of the basins; *8* – inferred subcrustal lines of the 2nd and 3rd neovolcanic phases; *9* – alkaline trachytes (A) and phonolites (B); *10* – melilitic basaltic rocks and polzenites; *11* – main volcanic centres.
3. Scheme of the geological structure of the bentonite deposit Rokle in the Kadaň area.  
*1* – Quaternary cover; *2* – bentonite; *3* – bentonitized neovolcanites and conglomerates; *4* – remainders of a basalt nappe; *5* – basal Tertiary sediments (kaolin sands); *6* – kaolin, kaolinized gneiss; *7* – gneiss.
4. Scheme of the geological structure of the bentonite deposit Blšany-Letov in the Podbořany region.  
*1* – Quaternary cover; *2* – clay and sandy sediments of the Pětipsy-Žatec basin; *3* – coal, coal clays of the Pětipsy-Žatec basin; *4* – bentonite; *5* – kaolinic clays, sands and sandstones of the basal Tertiary; *6* – kaolin, kaolinic Podbořany arcose sandstones (Permo-Carboniferous); *7* – reddish-brown arcose sands (Permo-Carboniferous); *8* – tectonics.
5. Comparison of the solubility of Fe, Si and Al oxides in dependence on pH of the solution. According to V. I. Smirnov (1983).  
*1-4* zones of the weathered mantle: *1* – of remains; *2* – of incomplete weathering; *3* – of half-decomposed primary rocks; *4* – of primary rocks.
6. Characteristic weathering profiles of neovolcanites in the eastern part of the Doupovské hory Mts.  
K – bentonitization with transition to kaolinization; A – zone of A bentonitization: total hydration of rocks, well activatable bentonite; B – zone of B bentonitization: incomplete hydration, hardly activatable bentonite; C – zone of C bentonitization: incomplete hydration and cementation (siderite, calcite, dolomite), worse bentonite types. *1* – Quaternary cover; *2* – basal Tertiary in a sandy development; *3* – basal Tertiary, sandstones to quartzstones; *4* – basal Tertiary in a clayey development; *5* – tuffitic clays – transgressive zone; *6* – freshwater chalk with intercalations of coal; *7* – bentonitized basalt; *8* – solid basalt; *9* – kaolin, kaolinized Permo-Carboniferous arcose; *10* – Permo-Carboniferous sandstones and arcose; *11* – kaolin, kaolinized Ohře gneiss; *12* – Ohře gneiss.
7. Geological interpretation of airborne magnetometric measurements. Schematized and simplified according to the Map of facies development of volcanites (J. Franče 1985).  
*1* – thick layers of solid basaltic rocks; *2* – thick layers of solid pyroclastic rocks in places partly bentonitized, thin layers of solid basaltic rocks; *3* – thick layers of bentonitized pyroclastic rocks, thin layers of lava sheets, very thin volcanite layers close to the underlying rocks; *4* – underlying rocks; *5* – outcrop of a coal-seam, it roughly delimitates the areal extent of the formation of brown-coal seams above volcanites; *6* – tectonic lines; *7* – deep-seated faults. Prognoses of bentonite deposits inferred from the facies development of volcanites are given in plate 1.

## Explanation of plate 1

Prognoses of bentonite deposits in the Kadaň and Podbořany regions.

*1-3* – volcanic rocks differentiated on the strength of airborne magnetometry: *1* – basaltic rocks of greater thickness; *2* – thick layers of solid pyroclastic rocks in places partly bentonitized, thin layers of basaltic rocks;

3 – thick layers of bentonitized pyroclastic rocks, thin layers of lava sheets, very thin layers of volcanites in the proximity of the underlying rocks; 4 – underlying rocks; 5 – outcrop of a coal seam roughly delimiting the extent of the formation of brown-coal seams above volcanites; 6 – prognostic area delimited on the strength of airborne magnetometry; 7 – prognostic reserves verified by field works (1st phase of drilling works); 8 – explored deposits in the categories of deposit reserves (C2, C1); 9 – tectonic lines; 10 – deep-seated faults.

### Бентониты в восточной части Доуповских гор

Исследовательскими работами в 1980–1985 гг. доказано, что область восточной части Доуповских гор обладает чрезвычайно важными потенциальными ресурсами доброкачественных бентонитов для литейного производства и других целей. Значительные месторождения бентонита здесь связаны с базальными пирокластическими породами, залегающими полосой приблизительно в 15 X 20 км. Доступные для разработки участки находятся в сев. части данной области в окрестностях г. Кадань и в южной части в окрестностях г. Подборжаны, а значительная часть данной области перекрыта лавовыми покровами и отложениями Петипесского бассейна. Для фациального различения вулканитов и определения прогнозов применялась аэромагниторазведка, дополненная полевыми геофизическими и буровыми работами. Из изучения процесса выветривания выведено определение трех зон бентонитизации и трех типов бентонита, удобных для обогащения в натриевую форму. В представленной работе подытожены приобретенные сведения о геологическом строении вышеупомянутой области, о закономерностях образования в ней и развития месторождений бентонита и о методике их поисков, разведки и оценки.

*Přeložil A. Kříž*

Sborník geologických věd	Ložisk. geol., mineral., 30	Str. 91–123	6 obr.	2 tab.	8 příl.	Praha 1992 ISBN 80-7075-105-3 ISSN 0581-9180
--------------------------------	-----------------------------------	----------------	-----------	-----------	------------	--

## Barrandienské mramory

### Barrandian marbles

VÁCLAV RYBÁŘÍK<sup>1</sup>

Předloženo 30. listopadu 1989

1 : 50 000  
12-41, 12-42

*Bohemia  
Barrandian  
Silurian  
Devonian  
Limestone  
Marbles*

RYBÁŘÍK, V. (1992): Barrandienské mramory. – Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. Mineral., 30, 91 až 123. Praha.

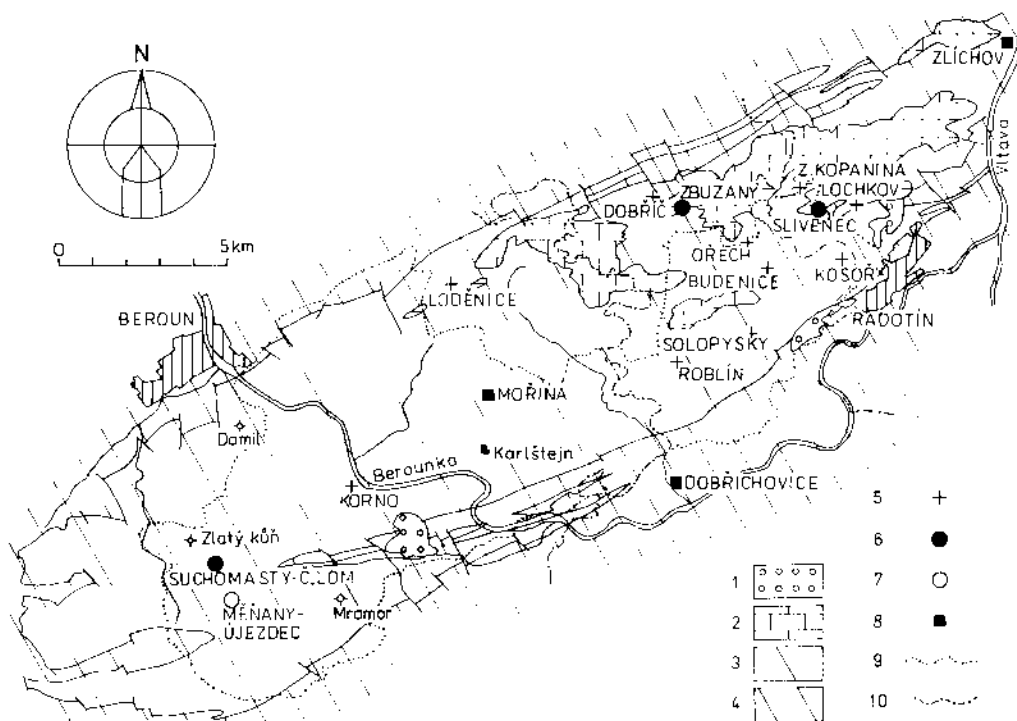
**V ý t a h :** Barrandienské mramory, jedny z našich nejoblíbenějších a nejdéle využívaných ušlechtilých kamenů, jsou biodetritické až mikritové vápence svrchního siluru až spodního devonu barrandienského synklinoria, které jsou leštitelné a pro tuto i další vlastnosti využitelné v architektuře i sochařství. Petrograficky to tedy nejsou mramory s.s., ale prakticky se jim vyrovnávají a jsou proto jako mramory nazývány a využívány už od středověku. V minulosti se jich lámala a zpracovávala celá řada druhů na mnoha místech a to buď samostatně, anebo selektivně při těžbě sousedních vápenců pro jiné účely. Uplatňovaly se především v architektuře k (hlavně vnitřním) obkladům, dlažbám anebo různým architektonickým prvkům, v menší míře i v sochařství. Vedle toho se používaly i pro některé běžnější stavební prvky, venkovní dlažbu (zejména chodníkovou) a různé hospodářské i jiné užitkové předměty. Nejoblíbenější byly mramory červené a z nich nejvíce mramor slivenecký a suchomastský. Oba se lámou i dnes a vedle nich i nazelenalé šedý mramor zbuzanský, vesměs v lomech s.p. Průmysl kamene Dobřichovice.

<sup>1</sup>GMS, a.s., Přístavní 24, 170 04 Praha 7

#### Úvod

Mezi našimi ušlechtilými kameny jsou jedněmi z nejoblíbenějších a také nejdéle využívaných některé vápence ze silursko-devonské části Barrandienu v jz. sousedství Prahy, souhrnně nazývané barrandienské mramory.

Jsou to biodetritické až mikritové vápence, které jsou leštitelné a které pro svoji barvu, texturu (zbytky schránek organismů, žilky, shluky apod.) i celkový vzhled byly a jsou kamenicky nebo sochařsky zpracovávány pro umělecké nebo praktické účely jako mramory. Těmito mramory jsou ovšem jen v technickém, nikoliv v petrografickém smyslu, a proto se také někdy označují jen jako leštitelné vápence. Termín mramor je



### 1. Výskyty a ložiska barrandienských mramorů

1 – terciární sedimenty, 2 – křídové sedimenty, 3 – silurské a devonské horniny, 4 – ordovické a starší horniny, 5 – historicky doložené mramorové lomy, 6 – ložiska mramorů těžena, 7 – ložiska mramorů netěžená, 8 – provozy na zpracování mramoru, 9 – hranice CHKO Český kras, 10 – hranice okresů a hl. města Prahy; (geologická situace podle přehledné geologické mapy ČSSR)

však pro některé z nich užíván už od středověku a natolik vžit, že byl někdy použit i v dřívější stratigrafické terminologii (např. slivenecké mramory: KREJČÍ 1877 a další; karlštejnské mramory: SVOBODA - PRANTL 1949; suchomastské mramory: CHLUPÁČ 1956). Někdy se s tímto termínem setkáváme i ve zdejších místním pojmenování (např. vrch „Mramor“ u Litně nebo katastrální trať „Na mramoru“ jz. od Sv. Jana pod Skalou).

Barrandienské mramory se lámaly a lámou na různých místech silursko-devonské části Barrandienu, zhruba mezi Lochkovem na SV a Suchomasty na JZ (obr. 1). Jsou vázány na souvrství svrchního siluru (od stupně ludlow) a zejména spodního devonu (po stupeň dále – viz tab. 1). Vyskytují se tedy ve značném plošném i vertikálním rozsahu, ale byly a jsou využívány jen tam, kde vycházejí na povrch (jádra antiklinál, sousedství zlomů, údolí apod.) a kde jsou pro to vhodné těžební i jiné podmínky. Někdy se lámaly i selektivně z vhodných poloh při těžbě vápenců pro výrobu vápna nebo cementu (např. Loděnice, Dobříč) nebo drceného kameniva (např. Čefinka). Jednotlivé druhy zdejších mramorů bývaly obvykle nazývány podle místa svého původu, barvy (např. černý slivenecký mramor), fosilií (např. ortocerový mramor) i jinak (např. kapitolský mramor), někdy i cizojazyčně (např. druhy suchomastského mramoru Rouge

tchèque, Rouge national a Rouge royal tèchèque). Někdy býval tentýž druh mramoru nazýván různě, např. suchomastský mramor jako tmaňský apod.

Kvalita zdejších různých druhů mramorů i jejich ostatní vlastnosti (např. blokovitost, celistvost, opracovatelnost) je různá (a to často i z různých poloh téhož souvrství), a proto je různá i jejich využitelnost a tím i historický nebo současný význam. Existují zde tak lomy těžené prakticky nepřetržitě od středověku (Slivence) vedle lomů opuštěných zanedlouho po jejich otevření, přičemž řada dalších byla již zasypána a rekultivována.

Největšího rozmachu zde lámání mramoru dosáhlo koncem minulého a počátkem tohoto století v souvislosti s celkovou stavební konjunkturou. Příznivě se na tom podílela výhodná poloha oblasti v blízkosti Prahy s největším stavebním ruchem. Proto také v jejím jz. sousedství bylo založeno nejvíce mramorových lomů, které zde vytvořily jednu z našich lomaňsky nejvyužívanějších oblastí vůbec.

Opracování mramoru zde na rozdíl od lámání nedosáhlo většího rozsahu. V lomech se vyráběly jen méně náročné kamenické výrobky, zatímco bloky k řezání se odvážely do speciálních dílen v Radotíně, Zlíchově, Praze anebo v Berouně. Výjimku tvořily jen lomy ve Slivenci a v Zadní Kopanině, u nichž se kámen také strojně zpracovával.

Jakkoliv byly a jsou barrandienské mramory populární a významné a svým původem vázané na jednu z našich geologicky nejzajímavějších a nejbohatěji popsaných oblastí, nebyly doposud souhrnně (s výjimkou nepublikované ložiskově zaměřené studie PRANTLA a ČTYROKÉHO z r. 1966) zpracovány. Tato monografie se proto snaží vyrovnat tento dluh a podat souhrnný přehled minulosti i současnosti těchto našich oblíbených ušlechtilých kamenů.

### Přehled literatury a pramenů o barrandienských mramorech

S barrandienskými mramory se v literatuře setkáváme už od 17. století, ale až do poloviny 19. století se jedná jen o drobnější zmínky v literatuře jinak, především přírodovědně nebo vlastivědně, zaměřené.

Nejstarší známé zmínky o nich obsahují latinsky psané Historické rozmanitosti Království českého (kniha první) od BALBÍNA z r. 1679, v nichž se na několika místech píše o mramorech od Dobřichovic a Karlštejna, ojedinele i Berouna. Je zajímavé, že se autor přitom nezmiňuje o již tehdy proslulém mramoru sliveneckém, a že tak činí až v r. 1700 BECKOVSKÝ v česky psané Poselkyni starých příběhův. První odbornější zmínky pak pocházejí od FERBERSE z r. 1774, který v německy psaném mineralogickém přehledu Čech uvádí mramory od Prahy, Tetína, Sv. Jana pod Skalou a Kosofe (černý lasturový mramor) a z neznámé lokality „Hermanomierstik“ na Berounsku.

Další zmínky o barrandienských mramorech, resp. lomech v nich, nalézáme v německy psaných topografiích Království českého od SCHALLERA (1788) a SOMMERA (1849). Prvý píše o mramorech u Sv. Jana pod Skalou, Dobřichovic, Slivence a Kosofe, druhý o mramorech u Slivence, Suchomast, Koněprus a Korna. V této souvislosti někdy citovaná podobná topografie PONFIKLA a STREINZE z r. 1828 píše jen o vápencích, ačkoliv v některých případech mohlo jít i o mramory.

Ponejprv se mramory speciálně zabýval ČZJZEK, který v přehledu mramorů tehdejšího Rakouska z r. 1851 uvádí mj. i mramory z lomů u Slivence, Karlůka, Tetína a Berouna s jejich stručnou charakteristikou.

Poté se až do 1. světové války setkáváme s barrandienskými mramory v řadě prací zaměřených technicky (ČECH 1869, BUKOVSKÝ 1870, HANISCH - SCHMID 1901, VELFLÍK 1914 a 1917), geologicky (KREJČÍ 1862 a 1877, KOŘENSKÝ 1876 a 1878, KAFKA 1892, JAHN 1903, SEEMAN 1907 aj.) i jinak (ARBES 1887).

V roce 1917 pak BARTA, syn spolumajitele již tehdy významné, mj. i mramorářské firmy Barta a Tichý, předkládá svoji první speciální práci o sliveneckém mramoru a lomech a pak další s množstvím původních velmi cenných informací o mramorech ve Slivenci (1919, 1928, 1929, 1930, 1932) a okolí (1922). Šířeji zaměřené, ale stručnější informace o barrandienských mramorech podávají na přelomu 20. a 30. let KUBÍČEK (1928, 1929), WEINZETTL (1930), JAHN (1930, 1931, 1933) a HÁJEK (1931, 1935).

Počátkem 2. světové války začíná VACHTL se soupisy lomů v tehdejších okresech Beroun, Praha-jih a později i v zčásti i v okrese Praha venkov-sever, které vycházejí v letech 1949 a 1951. I když se mu nepodařilo doplnit tyto soupisy zamýšleným (1949) přehledem historie zdejšího lomařství, jsou celkově nejuplnějším zdrojem informací o lomech v barrandienských mramorech.

Jinak se v poválečné literatuře s barrandienskými mramory setkáváme v četných geologicky zaměřených studiích J. Svobody a F. Prantla i dalších, ovšem jen ve víceméně stručných zmínkách (proto také není většina těchto prací v seznamu literatury uvedena). Výjimkou je jen monografie o vysokoprocentních vápencích Barrandienu od SVOBODY, PRANTLA a KUKALA z r. 1957.

V té době také začíná období geologických, ložiskově zaměřených výzkumů a pak i průzkumů, které přinášejí mnoho nových detailnějších poznatků, obsažených v závěrečných zprávách, uložených v Geofondu. Mezi nimi vyniká ložisková studie PRANTLA a ČTYROKÉHO z r. 1966, shrnující problematiku barrandienských mramorů v polovině šedesátých let.

V poslední době se barrandienskými mramory a jejich využitím zabývali zejména SVOBODA a ZAHRADKOVÁ (1974) a SLOUKA (1980, 1982, 1985) a spolu s ostatními vápenci i BRUNNEROVÁ (1974, 1988), sliveneckým mramorem podrobněji RYBAŘÍK (1990).

Neocenitelným zdrojem původních a dosud nepublikovaných informací o barrandienských mramorech jsou fondy (bohužel často neúplné) bývalých panství, velkostatků nebo církevních institucí ve Státním ústředním archívu Praha, Státním oblastním archívu Praha a v okresních archívech Praha-západ a Beroun i v některých archívech dalších. Stejný význam mají i obecní, farní nebo soukromé kroniky i jiné písemné záznamy, různě rozptýlené, stejně jako katastrální a jiné mapy a pozemkové knihy. Některé informace byly získány i od místních národních výborů, těžebních podniků i žijících pamětníků.

### Využívání barrandienských mramorů v minulosti

Zajímavý vzhled a vcelku snadná dobytelnost i opracovatelnost některých vápenců v Barrandienu přitahovaly pozornost nepochybně už od pradávna. Kdy se však těchto vápenců začalo využívat jako mramorů, není známo a nejspíš se to už nezjistí. Nejstarší dochované artefakty nebývají datované, písemné důkazy jsou až z mladších let.

Je pravděpodobné, že počátky zdejšího mramorářství souvisejí s červeným mramorem od Slivence z prostoru dnešního lomu Cikánka, který byl vzhledově nejzajímavější,

snadno dobytelný a poměrně blízko Prahy. Někteří autoři kladou počátky jeho těžby do r. 1160, vycházejíce z informace BARTY (1919), že obec Sliveneč v tom roce hradila náklad na opravu Juditina mostu v Praze. To je ovšem omyl, neboť uvedená informace (mj. nedoložená) o mramoru nemluví a navíc je nepravděpodobná, protože uvedený most byl podle BECKOVSKÉHO (1700) stavěn v letech 1171 – 1174 a nemohl tedy být v r. 1160 opravován. Jiní autoři pak kladou počátky lámání sliveneckého mramoru do r. 1253, kdy král Václav I. věnoval ves Sliveneč řádu křižovníků s červenou hvězdou s povinností pečovat o opravy Juditina mostu v Praze, případně o rok dřív, kdy tento řád začal na staroměstském konci tohoto mostu stavět svůj špitál a kostel. Tato verze je již pravděpodobnější, ale listinné nebo hmotné důkazy scházejí. V každém případě však podnikaví křižovníci v historii sliveneckého lomu, který jim až do r. 1923 (kromě let 1619 až 1621) patřil, hráli důležitou roli.

BĚLOHLÁVEK (1931) jako první písemnou zmínku o sliveneckém lomu uvádí listinu z křižovníckého archívu z r. 1338, podle níž řád koupil skálu (lom) „Leth“ ve Slivenci. Z dochovaného originálu této listiny však vyplývá, že šlo o lom na nynější Letné v Praze, nikoliv ve Slivenci. BECKOVSKÝ (1700) se zase v souvislosti s koupí mlýna na potoku Vručice u Slivence křižovníky 8. 12. 1361 zmiňuje o sousední skále, resp. hoře mramorové, „v níž se mramor k rozličné potřebě láme a do měst pražských a okolních míst se rozváží“. V rovněž zachovaném originálu kupní smlouvy však o tom není ani slovo. Také v ostatních archivovaných listinách (1233 – 1872) není o sliveneckém lomu žádná zmínka. V ostatních písemnostech řádového archívu je první takovouto zmínkou asi záznam z r. 1525 v urbární knize, kde se mezi sliveneckými usedlíky uvádí i „Waczlaw, młynarz pod mramorem“ (HRADEC 1931) a pak návrh smlouvy na pronájem lomu pražskému kameníkovi V. Lacinému z r. 1570 (ČÁNOVÁ 1975).

Jako nejstarší dochovaný artefakt ze sliveneckého mramoru uvádí BARTA (1917) s odvoláním na J. Braniše náhrobky Přemyslovců v gotické části chrámu sv. Víta v Praze od P. Parlře z let 1356–1397. Těchto celkem šest náhrobků je však vesměs z opuky a navíc z let 1373–1378. Na druhé straně jsou však v této části chrámu některé nepochybně původní prvky z červeného, nejspíš sliveneckého mramoru. Prokazatelně to jsou některé desky na hrobech čtrnácti biskupů v dlažbě chórového ochozu. Tyto desky i hroby zde nechal zříditi v r. 1374 Beneš Krabice z Weitmile, jak o tom píše ve své kronice. To je také mj. nejstarší známá písemná zmínka o použití mramoru nejen v chrámu sv. Víta, ale u nás vůbec a původní náhrobní desky (část jich byla v letech 1928 až 1929 vyměněna) jsou nejstarším takto datovaným artefaktem.

Z výše uvedeného je zřejmé, jak problematická je rekonstrukce počátků využívání barrandienských mramorů a jak je nutno přitom dodržovat věcný a kritický přístup.

I když dochovaných dokladů z doby Karla IV. je pramálo, je nepochybné, že v bouřlivém stavebním rozvoji gotické Prahy za tohoto panovníka i jeho syna Václava IV. s budováním řady nových kostelů, klášterů, honosných domů apod. našly své uplatnění i mramory z blízkého Barrandienu. Tento slibný rozvoj byl ale přerušen husitskou revolucí a neobnovil se ani za Jiřího z Poděbrad a Jagellonců. Obrat přinesl až příchod italských stavitelů a kameníků za vlády Ferdinanda I. v r. 1534, kteří si ze své vlasti kromě nového renesančního stavebního slohu přinesli i zručnost v dobývání a zpracování mramoru. Z tohoto renesančního období se v Praze zachovala řada náhrobních kamenů (např. náhrobek Tycho de Brahe z r. 1601 v Týnském chrámu),

portálů (např. ve Staroměstské radnici z konce 16. století) a fragmenty nejpozoruhodnějšího díla, tzv. Krocínovy kašny z r. 1591 ze Staroměstského rynku (nyní rekonstruovaná v lapidáriu Národního muzea), vesměs anebo převážně ze sliveneckého mramoru. Také tento slibný vývoj byl přerušen, tentokrát stavovským povstáním a následnou třicetiletou válkou.

Pobělohorské období všeobecné katolizace s budováním nových a úpravami starých kostelů, klášterů a paláců spolu s novým barokním slohem je doprovázeno zvláště silným zájmem o slivenecký mramor. Sami křižovníci stavějí (v letech 1679–1688) nový kostel sv. Františka s bohatou výzdobou z nejlepších odrůd tohoto mramoru, nejbohatší ze všech kostelů v Praze vůbec. Jiným příkladem tehdejšího využití tohoto mramoru je honosný náhrobek Jana Václava Vratislava z Mitrovic z let 1714–1716 v kostele sv. Jakuba v Praze. Kromě sliveneckého lomu byly v té době (a možná i dřív) v činnosti mramorové lomy u Dobřichovic-Karlíka, Karlštejna, Berouna, Tetína, Sv. Jana pod Skalou a Korna, jak o tom nalézáme zmínky v literatuře a pramenech, a možná i jinde. Toto období slibného rozvoje končí rozsáhlým rušením některých klášterů i kostelů po r. 1781 za vlády Josefa II. i nástupem nového rokokového slohu.

Na druhé straně tehdejšími zrušením nevolnictví dochází k rozvoji řemesel a počátkům průmyslu, kde mramory nacházejí dalšího uplatnění. V té době měl lom ve Slivenci (a mimoto i v Karlíku) pronajat pražský kameník Kranner, který v něm prý zaměstnával až 300 lidí. Kromě dlažebních desek, architektonických prvků a různých užitkových předmětů zde vyráběl i vrtané vodovodní roury, které vyvážel i do ciziny. Kolem poloviny 19. století se také začala (zpočátku právě ze zbytků těchto rour) vyrábět i chodníková mozaika pro Prahu a pak i další města. Zhruba z té doby jsou také první zmínky o suchomastském mramoru a lomu, který zaznamenal velký rozvoj v poslední třetině 19. století, kdy byl jeho nájemcem J. Velík.

V tom období se také v Praze staví řada veřejných budov v novorenesančním slohu (Národní divadlo, Městská spořitelna, Zemská banka aj.) a začíná obnova a novogotická dostavba chrámu sv. Víta, což vše dává příležitost k uplatnění sliveneckého i jiných barrandienských mramorů. Tato konjunktura vede k rozšiřování stávajících lomů a k zakládání nových, které po vzoru křižovníků zřizují i další instituce církevní (kapitula vyšehradská, kapitula všech svatých) i feudální (panství Zbraslav).

Významným mezníkem v tomto živelném vývoji je r. 1895, kdy si křižovnícké lomy u Slivence pronajímá pražská firma Barta a Tichý. Tato firma, založená v r. 1875 a v r. 1921 sloučená s firmou Max Herget v akc. společnost Spojené pražské továrny na staviva, od r. 1924 Prastav, byla až do znárodnění v r. 1946 největším pražským výrobcem staviv (BARTA 1971). Její kamenické oddělení se specializovalo prakticky jen na mramory, především barrandienské a mezi nimi na mramor slivenecký. Jeho těžbu postupně zracionalizovalo (řídil ji horní inženýr) včetně příslušné a v té době u nás neobvyklé mechanizace (pneumatické vrtání, řezání lanovou pilou). Kromě sliveneckého lomu si postupně pronajímala lomy další, zejména od zbraslavského panství (v letech 1910–1929 lomy V Klapici a U Čápů v Kosofském údolí, v letech 1917 až 1929 lomy u Roblína a Solopysk). Jiné lomy přímo kupovala, jako např. v r. 1904 lom Na Hvíždálce, v r. 1922 lom u Lochkova a v r. 1923 se jí podařilo od křižovníků koupit i slivenecký lom. Zavedla také strojní řezání a leštění mramoru (nejprve v býv. radotínském mlýně U Brouchů, pak na Zlíčově), výrobu strojně štípané chodníkové



mozaiky, mramorových drtí aj. Jí praktikovaný způsob využití lomů, zejména sliveneckého, a vytěžené suroviny i odpadu je možno i nyní považovat za příkladný.

Konkurovat této firmě mohla prakticky jen další pražská firma L. Šaldy. Tato nejstarší kamenická firma v Praze (založena 1847) zpočátku zpracovávala a osazovala jen mramor kupovaný. V r. 1909 si však najala Červený lom u Suchomast, později i u Koněprus a (od kapituly vyšehradské) několik lomů u Kosoře a začala využívat mramory především odtud, než koncem třicátých let zanikla. Lámáním a zpracováním barrandienských mramorů se zabývaly i některé menší pražské firmy, jako A. Jiras a synové (Zadní Kopanina), J. Vinduška (Zbuzany), J. Gabriel (Dobříč), Kamenické závody, dř. Ing. J. Víšek (Korno), a některé místní drobné firmy a živnostníci (zejména na mozaiku).

Období secese až do 1. světové války znamenalo určitý ústup od používání barrandienských i jiných mramorů, i když i zde se setkáváme s pozoruhodnými příklady jejich použití (v Praze např. Obecní dům nebo Městská pojišťovna). Podstatně významnějším a v historii využívání barrandienských mramorů nepochybně nejvýznamnějším bylo období mezi oběma světovými válkami. V té době v Praze vznikala řada ministerstev, bank, spořitelen, pojišťoven a jiných významných veřejných i soukromých budov s hojnou vnitřní i vnější výzdobou z barrandienských mramorů, které tak úspěšně odolávaly konkurenci ostatních domácích i cizích mramorů. V největším rozsahu jich bylo použito v třicátých letech k vnitřní výzdobě Národního památníku na Žižkově.

Toto významné období přerušila druhá světová válka a po krátkém oživení po ní období znárodnování, kdy byly veškeré tehdejší firmy postupně znárodněny a těžba v lomech omezována nebo zastavována.

Poslední období v dlouhé historii využívání barrandienských mramorů začíná koncem 50. let. Tehdy bylo obnoveno lámání mramoru ke kamenickým účelům v lomu Zbuzany (1955) a Slivenec (1958), kde byl předtím mramor dobýván k výrobě cementu. V roce 1969 byla zahájena pokusná otvírka a těžba v novém lomu Měňany-Újezdec, v r. 1978 ale opět ukončená. Namísto toho byl v tomtéž roce znovuotevřen Červený lom u Suchomast, kde se předtím mramor příležitostně lámal k výrobě drtí a stavebního kamene. Uvedené lomy postupně patřily různým podnikům čs. kamenoprůmyslu, v současné době s. p. Průmysl kamene Dobřichovice. V Dobřichovicích byla také v r. 1967 vybudována velká moderní provozovna na zpracování barrandienských i jiných našich i cizích mramorů. Od r. 1967 začal využívat mramorů ze svých lomů i n. p. Rudné a nerudné lomy Ejovice, nyní Rudné doly, s. p., Příbram, závod Mořina, k výrobě přírodních, později konglomerovaných dlaždic a bloků.

Od šedesátých let se také barrandienské mramory znovu a ve větší míře uplatňují v obkladech interiérů (např. v Praze některé stanice metra, rekonstrukce Národního divadla) a v poslední době na (fezanou) chodníkovou mozaiku (např. Václavské náměstí a klidová zóna při jeho spodním konci).

### Druhy barrandienských mramorů a jejich charakteristika

V Barrandienu byly v minulosti lámány různé druhy mramorů, jejichž úplný výčet je nyní prakticky nemožné sestavit. V následujícím jsou proto uváděny jen takové, o nichž

Tabulka 1

Stratigrafický přehled hlavních druhů barrandienských mramorů

oddělení	stupeň	souvřství	člen – vápence	mramor (leštitebný vápencec)	
				název	lokality
spodní devon	dalej	dalejsko-třebotovské	třebotovské suchomastské	ofčáský robínský (třebotovský čern.) suchomastský (umaňský)	Ořech (lom Na mramoru ?) Roblín (Červený n. Robínský lom) Suchomasty (Červený lom) Koněprusy-Zlatý kůň (Červený lom ?)
	zlíchov	zlíchovské	chýnické	?	?
	prag	pražské	dvorecko-prokopské (vinařické) loděnické	zbuzanský měňanský (újezdecký) karlístejnský tetínský	Zbuzany (Mramorka) Měňany-Újezdec Korno-Cišařská rokle Tetín (Damil ?)
svrchní silur	lochkov	lochkovské	řeporyjské slivenecké	loděnický řeporyjský (řeporejský) dobříčský slivenecký	Svatý Jar pod Skalou (U stýdlých vod ?) Loděnice-Na Branžovech (Záloženský lom) Řeporyje (lom Požáry ? Mramorový lom ?) Zbuzany (Mramorka – podiožl) Dobříč-Prostřední mlýn Slivenec (Cikánka)
	přídolí	přídolské	radotínské kosofské	karlický slivenecký černý kosofský	Karlické údolí u Dobřichovic Slivenec (Cikánka) Černá rokle u Kosofe aj.
	hulow	kopaninské		třebotovský černý lochkovský černý kapitolský kopanský (kopaninský) lochkovský ortocerový	Solopysky Lochkov (lom býv. fy Prastav) Budenice u Kosofe (Šaldův lom ?) Zadní Kopanina (lom býv. fy A. Jiras) Lochkov (lom býv. fy Prastav)

v literatuře nebo pramenech existují nějaké zmínky. Jednotlivé druhy jsou přitom popisovány přibližně v pořadí podle jejich stáří (viz tab. 1).

### Silur

Ze silurských vápenců byly v Barrandienu jako mramory v minulosti využívány především málo mocné polohy leštitelných ortocerových vápenců svrchněsilurského kopaninského (stupeň ludlow), event. i přídolského (stupeň přídol) souvrství. Jde o hrubě lavicovité světle až tmavě šedé bituminózní vápence s mikritovou základní hmotou a velkými (až 1 m dlouhými), většinou subparalelně uspořádanými schránkami ortocerů aj. fosilií, druhotně vyplněnými bílým kalcitem. Tento *ortocerový* (též hlavonožcový, lasturový, mušlový, mušličkový aj.) *mramor*, na leštěné ploše efektního vzhledu, se lámal při sv. okraji silurské části Barrandienu v několika lomech mezi Lochkovem, Zadní Kopaninou a Kosoří, dnes vesměs opuštěných. Používal se prakticky jen v interiérech na sokly, dlažby, parapety, zábradlí, části oltářů, stolní desky apod. Byl znám zřejmě už ve středověku, ale ve větším rozsahu se začal používat až v 18. století (např. část zábradlí náhrobku sv. Jana Nepomuckého v chrámu sv. Víta nebo části oltářů ve strahovském kostele Nanebevzetí Panny Marie). Tehdy (1774) se také o něm (od Kosoře) poprvé zmiňuje FERBERS.

Nejznámějším z těchto ortocerových mramorů byl světle až tmavě šedý anebo až černý *lasturový mramor lochkovský* (BARTA 1922) z lomu býv. firmy Prastav v sz. stráni údolí jz. od Lochkova. V Praze byl použit (i když obvykle pod názvem kosořský) v budovách Městské spořitelny (sokl v dvoraně), ministerstva financí, nynějšího ministerstva práce a sociálních věcí ČR i jinde.

Podobný *kopaninský (kopaninský) mramor* byl hnědošedý, ojedinele šedohnědý, se světlejšími pruhy a bílými kalcitovými žilkami, jindy nahnědle světle až tmavě šedý. Lámal se v lomu pražské firmy A. Jiras a synové v Zadní Kopanině, kde se také v přilehlých dílnách strojně zpracovával. Tento mramor byl použit v Národním památníku na Žižkově, na vnější obklad lázní na Smíchově aj.

Další ortocerový *mramor kapitolský* byl žlutošedý až šedý. Lámal se v Budenicích u Kosoře v lomu vyšehradské kapituly (odtud i název mramoru), který měla v dvacátých letech tohoto století pronajatá pražská firma L. Šaldy. Z té doby také pocházejí jediné zmínky o něm (KUBÍČEK 1928 a 1929), pozdějších původních zpráv není.

Ojedinele se v literatuře (PRANTL a ČTYROKÝ 1966) setkáváme s ortocerovým *mramorem budňanským*, ale bez bližší lokalizace jeho naleziště.

Kromě těchto ortocerových vápenců byly v barrandienském svrchním siluru lámány i tmavě šedé deskovité vápence přídolského souvrství. Pro jejich dobrou odlučnost a štěpnost se z nich vyráběla chodníková mozaika, z ojedinelých větších kusů i dlaždice nebo desky. Tyto mramory se lámaly hlavně v již zmíněném lomu firmy Prastav jz. od Lochkova (v nadloží mramoru ortocerového), počátkem tohoto století i v lomu zbraslavského panství v Solopyskách (*černý mramor třebotovský* – podle zdejšího lesního revíru Třebotov, který lom spravoval) a snad i jinde. K nim pravděpodobně patřil i černý *mramor butovický* (JAHN 1931), který lámala u Butovic firma L. Šaldy a o kterém však není dalších zpráv.

Lochkov  
(lochkovské souvrství)

Jako mramory se z nejstaršího stupně spodního devonu v Barrandienu využívaly převážně tmavě šedé vytříbené jemně biodetriticko-mikritové bituminózní deskovité vápence radotínské, reprezentující lochkovské souvrství při sv. okraji barrandienského devonu.

Lámaly se zřejmě už od středověku na řadě míst (Vachtl v r. 1949 uvádí 10 hlavních lomů, z větší části již opuštěných) u Kosoře, Slivence, Lochkova a Radotína, zejména v tzv. Černé (též Kosořské) roklí v. od Kosoře, a bývaly označovány většinou jako *mramor kosořský* (BARTA 1922). Je to šedý až černý, jemně, místy až středně zrnitý vápenec, často s bílými nebo světlými žilkami, poměrně tvrdý. Podle charakteristického zvuku při úderu se mu dříve říkalo „cinkava“ (KOŘENSKÝ 1876, 1878). Má výraznou deskovitou rovnoplochou odlučnost (desky mocné 2–40 cm), podmíněnou mj. častými vložkami vápnitých břidlic, a dobrou rovnou štěpnost. Proto býval využíván především na dlažební účely, zpočátku pro ručně štípané a dobrušované dlaždice, od poloviny minulého století i pro rovněž štípanou chodníkovou mozaiku. Pouze z masívnějších poloh řezala firma Barta a Tichý dlažební nebo obkladové desky menších rozměrů a z části odpadu (kterého při výrobě mozaiky vznikalo a hromadilo se velké množství) vyráběla mramorovou dř. Řezané desky i štípanou mozaiku vyráběla z téhož mramoru později i firma L. Šaldy, která si v r. 1924 u Kosoře pronajala lom vyšehradské kapituly.

Kosořský mramor byl prakticky jediný tmavý mramor v okolí Prahy (a v Čechách vůbec), a proto v ní byl často používán, obvykle v kombinaci s mramory světlými. V interiérech to bylo na dlažbu (např. v chrámu sv. Víta, Klínové chodbě a obrazárně Pražského hradu) i na menší obklady, zejména sokly (např. ministerstvo práce a sociálních věcí, ministerstvo dopravy), v exteriérech na chodníkovou mozaiku. Používal se i na oltáře, zábradlí, nápisové desky apod.

Podobný, ale masívnější, byl i mramor, který se výjimečně lámal v lomu Cikánka u Slivence (v podloží mramoru sliveneckého) jako *černý mramor slivenecký*. Z něho jsou např. některé obklady v nové budově ruzyňského letiště.

Jiné takové vápence se lámaly v Karlickém údolí sz. od Karlíku (část obce Dobřichovice), v literatuře (BARTA 1922) známé jako *karlický mramor*. Poprvé se o mramoru u Karlíku zmiňuje ČZJZEK v r. 1851, ale je pravděpodobné, že šlo o tentýž mramor („černý, protkaný zlatožlutými žilkami“), který již v r. 1679 uvádí BALBÍN od Dobřichovic z míst, kde prý křižovníci předtím dobývali zlato. Těmto křižovníkům také Dobřichovice od r. 1235 náležely a podle HRADCE (1931) byl jejich zdejší zámek v 18. století vyzdoben zmiňovaným mramorem. Podle BARTY (1922) se z karlického mramoru v druhé polovině 18. století vyráběly dlaždice, pomníky, desky s nápisy, ozdobné stolky aj., zčásti vyvážené i do ciziny. Později si lom pronajal pražský kameník Kranner, který zde podle svého vynálezu vrtal mramorové vodovodní roury pro Prahu a také je vyvážel do ciziny. Lom zanikl v druhé polovině 19. století rozvojem železniční dopravy a s tím spojenou konkurencí černých mramorů belgických a francouzských, a nyní ani není přesně známo, kde tento významný lom byl.

Tento stupeň spodního devonu je z hlediska mramorů v celém Barrandienu nejvýznamnější, a to jak množstvím jejich druhů, tak i rozsahem využití některých z nich. Jako mramory byly a zčásti ještě jsou využívány vápence prakticky všech litofacií tohoto stupně či souvrství. Jelikož však jejich litologické vlastnosti jsou značně různorodé, jsou stejně tak různorodé i jejich technické a estetické vlastnosti a tím i jejich použitelnost a význam. Tyto mramory se vyskytují a byly a zčásti ještě jsou lámány převážně při sv. nebo jz. okraji barrandienského devonu.

Nejvýznamnějším z nich a současně i jedním z našich nejvýznamnějších mramorů vůbec je *mramor slivenecký*. Je vázán na stejnojmenné narůžovělé až červené biodetritické (převážně krinoidové) lavicovité vápence z okolí samoty Cikánka u Slivence. Barevně je dosti variabilní (BARTA v r. 1917 a 1919 uvádí 10 barevných odrůd), takže vedle klasické červené (nejdekorativnější tmavě červená, dnes již prakticky vyčerpaná odrůda, bývala obchodně nazývána „rouge antique“) se vyskytují odrůdy zbarvené víceméně šedě, hnědě, zeleně, žlutě nebo modře, často i kombinací těchto barev. Mramor mimoto obsahuje bílé, šedé nebo i černé nepravidelné žilky, ojediněle i skvrny.

Slivenecký mramor se lámal hlavně v lomu Červená skála, založeném v jv. křídle antiklinály Cikánky u stejnojmenné samoty na kat. území Slivenc (nyní Radotín). Ten, nazývaný nyní Cikánka, je největším a zřejmě také nejstarším mramorovým lomem v Barrandienu, činným prakticky nepřetržitě od středověku. V menším rozsahu a většinou jen krátkodobě se podobný mramor lámal i na některých místech v okolí, např. (BARTA 1917) v nedalekém lomu Na Hvížďalce (lom na pravém břehu Radotínského potoka na kat. území Kosof, který v r. 1863 na pozemku zbraslavského panství založil V. Síla ze Slivence a který v r. 1904 koupila i s okolními pozemky fa Barta a Tichý) anebo u Zadní Kopaniny. KUBÍČEK (1928) se zmiňuje o druhém lomu ve Slivenci, který byl otevřen v r. 1924, patřil vyšehradské kapitule a měla ho pronajatý fa L. Šalda; bližší podrobnosti o tomto lomu se nepodařilo zjistit. Někdy byly anebo jsou slivenecké mramory dobývány spolu s jinými vápenci k výrobě vápna či cementu (naposledy v lomu Špička, původně Na skále, založeném v r. 1948).

Počátky lomu Cikánka sahají až do středověku a jsou úzce spojeny s počátky mramorářství v Barrandienu. Proto je nejstarší historie lomu vyličena v předchozí kapitole a zde není, až na výjimky, opakována.

Lom založili pravděpodobně křižovníci s červenou hvězdou, kteří ves Slivenc s okolními pozemky získali darem v r. 1253, možná i o něco dříve. Zpočátku v něm snad lámali sami, ale pak ho pronajímali různým pražským a později i místním kameníkům, někdy i několika najednou. Tím vznikaly vedle prapůvodního lomu další nové, které se časem propojily v dnešní lom jediný.

Nejstarší dochovaná nájemní smlouva (která je současně i nejstarší známou dochovanou písemnou zmínkou o lomu) pochází z r. 1570, kdy si lom najal pražský kameník V. Laciný (ČÁNOVÁ 1975). V řádovém archívu se dochovaly i další takovéto smlouvy, ponejvíce však až z 19. století. V jeho první polovině byli nájemci pražští kameníci Krannerové, zčásti i kameníci místní, později především tito. V té době se pronajímaly jednotlivé díly lomu o rozměru obvykle 10 × 10 sáhů.

Obrat nastal v r. 1895, kdy si lom (dosti zpustlý) pronajala pražská firma Barta a Tichý, která ho postupně začala zvelebovat. V roce 1903 zavedla strojní řezání a leštění

(v nedalekém mlýně U Brouchtů - čp. 12 Radotín), v r. 1926 pneumatické vrtání, později fezáni lanovou pilou. V roce 1923 tatáž firma, resp. už akc. společnost Spojené pražské továrny na staviva (později Prastav), lom spolu s okolními pozemky (celkem 78 ha) od křižovnicků koupila a vlastnila ho až do znárodnění v r. 1946.

Tehdy lom převzal nově zřízený n. p. České cementárny a vápenice Praha a v r. 1950 n. p. Pragocement Radotín. V té době zde byly mramory nešetřně dobývány k výrobě cementu v radotínské cementárně (ZÁRUBA 1949). V roce 1958 lom převzal n. p. Povltavský průmysl kamene Praha, v r. 1966 Českomoravský průmysl kamene, n. p., Hradec Králové, v r. 1969 Pražský průmysl kamene, n. p., Praha, v r. 1976 Průmysl kamene, n. p., Příbram a konečně v r. 1990 Průmysl kamene, s. p., Dobřichovice, který ho provozuje doposud.

Slivenecký mramor je naším nejdéle a prakticky nepřetržitě využívaným ušlechtilým kamenem, který se k stavebním, architektonickým, sochařským i jiným účelům využívá už od středověku. Způsob i rozsah jeho využití se během této doby pochopitelně měnily podle hospodářské i společenské situace v tom kterém období. Využíván byl především v blízké Praze, s rozvojem dopravy i v jiných místech u nás a někdy i v cizině.

V gotickém období byl v Praze použit na některé významné církevní stavby, např. v chrámu sv. Víta (části dlažby, oltářů a zábradlí, náhrobky), snad i při stavbě původního křižovnického špitálu a kostela (založený r. 1252) u býv. Juditina mostu. V období renesance z něj byla vytvořena mj. tzv. Krocínova kašna z r. 1591 (původně na Staroměstském rynku, v r. 1862 zbořena, nyní rekonstruovaná v lapidáriu Národního muzea) a náhrobek Tycho de Brahe († 1601) v Týnském chrámu. Zvlášť intenzívně bylo využíváno sliveneckého mramoru v období baroka k výzdobě kostelů a klášterů, která je nejbohatší v novém křižovnickém kostele sv. Františka (1679–1688). Z téhož období pochází i nejkrásnější pražský barokní náhrobek J. V. Vratislava z Mitrovic v kostele sv. Jakuba (1714–1716). V období klasicismu počátkem druhé poloviny 19. století byl slivenecký mramor použit ve vestibulu (sloupy a pilíře) a na sokl Stavovského divadla.

Hlavní rozmach využívání sliveneckého mramoru v Praze nastává v poslední třetině 19. století, počínaje jeho uplatněním v Národním divadle (sokly a římsy ve foyer, dveřní ostění v lodži a královské lóži, vše od sliveneckého kameníka J. Volfa z let 1872–1873; od dalšího sliveneckého kameníka J. Síly z r. 1868 je z tohoto mramoru i jeden ze základních kamenů a část stavebního kamene v základech). Potom byl použit v řadě dalších významných veřejných budov, např. Městské spořitelně (1891–1894; sloupky zábradlí), býv. Zemské, nyní Investiční bance (1894–1896; zábradlí kromě kuželek) i dalších. Většinu těchto prací provedla pražská firma L. Šaldy.

V první polovině 20. století byl slivenecký mramor použit na obklady, zábradlí, sloupy, někdy i stupně a dlažbu v celé řadě dalších veřejných i soukromých budov, zejména v ministerstvech, bankách, spořitelnách, pojišťovnách, nejreprezentativněji v Národním památníku na Žižkově. Mimo tyto interiérové práce začal být po 1. světové válce uplatňován i na obklady fasád, např. budov YMCA, Všeobecného penzijního ústavu, Dělnické úrazové pojišťovny, ČKD v Karlíně a Žižkovské spořitelny. Po stagnaci ve 40. a 50. letech nastává oživení v 60. letech, kdy byl slivenecký mramor použit k vnitřním obkladům mnoha staveb nových, např. smíchovského nádraží nebo stanic metra (Florenc, I. P. Pavlova, Staroměstská, Smíchovské nádraží) anebo k rekonstrukcím staveb starších, např. Městské spořitelny, Národního divadla nebo České národní rady.

Slivenecký mramor byl používán i pro jiné než architektonické účely. Byla to např. pražská dlažba (původně dlaždice, od poloviny 19. století mozaika, obrubníky), vrtané mramorové roury (vyvážené i do ciziny), různé interiérové ozdobné práce (krby, lavice, křtitelnice, kropenky), galanterní výrobky i pro sochařská díla (např. Mařatkovy sochy na býv. Dělnické úrazové pojišťovně) a náhrobky (např. starý židovský hřbitov). V současné době se slivenecký mramor využívá prakticky jen na obkladové, méně i dlažební desky a na (řezanou) chodníkovou mozaiku, někdy i na některé atypické práce.

Stratigraficky a zčásti i vzhledově obdobný mramoru sliveneckému byl *mramor dobříčský*, který pražská firma J. Gabriel lámala selektivně v lomu u Prostředního mlýna na kat. území Dobříč. Byl použit hlavně na vnitřní obklady v budově ministerstva financí v Praze.

Po sliveneckém mramoru je v pražském souvrství barrandienského devonu v současné době nejvýznamnější *mramor zbuzanský*, lámáný v lomu Mramorka asi 2,5 km jz. od Zbuzan. Je vázán na dvorecko-prokopské vápence v nadloží vápenců řeporyjských a v podloží vápenců zlíčovských (ty už patří stupni zlíchov). Je to šedý, někdy nazelenalý nebo nahnědlý (výjimečně namodralý nebo narůžovělý) mikritový nebo biomikritový vápenec s typickými žilkami bílého sekundárního kalcitu. Je hrubě lavičovitý (mocnost lavic až 1 m) a řídko rozpukaný, což umožňuje výlom i velkých bloků.

Lom byl založen v r. 1926 J. Jelínkem z Ořechu, který ho později pronajal pražské firmě J. Vinduška. Po znárodnění převzal lom v r. 1955 n. p. Povltavský průmysl kamene Praha, nyní ho těží Průmysl kamene, s. p., Dobřichovice.

Zbuzanský mramor je barevně nevýrazný, ale dobře leštitelný a dobovatelný ve velkých blocích. Řeže se na obkladové, výjimečně i dlažební desky, použité dřívě např. v Národním památníku na Žižkově, v novější době např. v podchodu uprostřed Václavského náměstí, ve stanicích metra (zejména Hlavní nádraží a Pražského povstání) anebo při rekonstrukci Národního divadla. Někdy se ho využívá i na práce sochařské (4 reliéfy K. Pokorného o rozměrech 3,3 × 2 m z let 1937–1938 v Národním památníku na Žižkově), atypické práce kamenické (dveřní ostění v rekonstruovaném Národním divadle, geologický pomník pod Klonkem u Suchomast), v poslední době i na řezanou chodníkovou mozaiku.

Přechodnou facii mezi výše uvedenými vápenci sliveneckými a dvorecko-prokopskými jsou lavičovité intenzivně červenavě zbarvené hlíznaté mikritové vápence řeporyjské. Ty se v omezené míře a selektivně lámaly v lomech (Požáry ?) v Dalejském údolí u Řeporyj a využívaly jako *řeporyjský (řeporejský) mramor*. Zmiňuje se o tom KOŘENSKÝ (1878) bez bližších podrobností. V poslední době je začal lámat s. p. Průmysl kamene Dobřichovice v lomu Mramorka u Zbuzan z podloží zbuzanského mramoru.

Jinou přechodnou facii mezi vápenci sliveneckými a dvorecko-prokopskými jsou deskovité až lavičovité pestře zbarvené biodetriticko-mikritové vápence loděnické. Na ně je vázán *mramor loděnický* (VACHTL 1938), který se lámal v první polovině tohoto století v lomech (nejvíce v tzv. Záloženském) na Branžovech, asi 2 km jv. od Loděnice v sz. křídle Barrandienu. Tento mramor je typicky pestře zbarvený, nejčastěji sytě červený až červenohnědý, často s velkými zonálními našedlými až šedo zelenými skvmami, nebo zelenošedý s bílými kalcitovými žilkami. Všechny barevné varianty mají obvykle krémově hnědé, nažloutlé i čistě bílé žilky a další různé inhomogenity. Je dobře leštitelný a byl proto používán na obklady stěn, krby, podstavce pomníků a různé

dekorativní předměty. V Praze je z něj obklad stěn vestibulu a schodiště Národního památníku na Žižkově, obklad stěn a pilířů v budově ministerstva financí na Dražického náměstí a různé vnitřní práce v některých dalších budovách.

Podobný loděnickému byl zřejmě i mramor od Sv. Jana pod Skalou, o němž se zmiňují FERBERS (1774) a SCHALLER (1788). Naleziště neuvádějí, ale šlo zřejmě o lomy U studlých vod asi 1 km v. od Sv. Jana pod Skalou na tomtéž kat. území. Jiných zpráv o tomto mramoru není.

Stejného stáří pravděpodobně byl i hnědočervený (FERBERS 1774) anebo tmavočervený skvmitý (ČZJZEK 1851) mramor, který se lámal u Tetína na blíže neznámém místě (Damil ?). Také snad z této lokality, ze všech v dřívější literatuře zmiňovaných nejbližší Berounu, pocházel mramor, o němž se už v r. 1679 zmiňuje BALBÍN jako o mramoru „od Berouna“.

Stratigraficky ekvivalentní mramoru loděnickému je *mramor karlštejský*, lánaný dříve v lomu ve v. svahu Císařské rokle (Capuš) sz. od Korna v jz. části barrandienského devonu. Je to biodetriticko-mikritový, místy hlíznatý vápenec, světle nebo tmavě červený, s charakteristickými různými skvrnami a žilkami bílého kalcitu. Je hrubě lavicovitý a řídce rozpukaný s možností výlomu bloků až  $2,5 \times 1,5 \times 1$  m.

O mramorech z okolí Karlštejna (a snad tedy i o tomto) se zmiňuje už BALBÍN v r. 1679, ale bez přesnější lokalizace. První známá informace o lámání mramoru v Capuši je z r. 1841 v kronice liteňské fary, podle níž zde v 60. letech 18. století pražští kameníci lámali mramor k výzdobě kostelů a chrámů. Podle JAHNA (1931) byl lom otevřen vlašskými kameníky již ve 14. století při stavbě nedalekého Karlštejna a použit na jeho výzdobu (ostění a oltářní desky v kapli sv. Kříže aj.). Podle VACHTLA (1949) byl tento mramor použit i při rekonstrukci Karlštejna koncem 19. století. První (nedoložená) informace je nejspíše mylná (mj. proto, že vlašští kameníci přišli do Čech až v r. 1534), druhá pak v rozporu s informací ZAJÍČKA (1941), podle níž bylo při rekonstrukci hradu použito mramoru suchomastského.

V dvacátých letech tohoto století lom znovuotevřela pražská firma Kamenické závody, df. Ing. J. Víšek, a mramor byl použit na sarkofágy v Národním památníku na Žižkově a v interiérech některých budov v Praze i jinde.

V lokální litofacii převážně červenavých a narůžovělých biodetritických a biodetriticko-mikritových vápenců vinařických v koněpruské oblasti barrandienského devonu zahájil v r. 1972 Českomoravský průmysl kamene, n. p., Hradec Králové pokusnou těžbu *měňanského (újezdeckého) mramoru* v novém lomu na s. úpatí kóty Újezdec, asi 2,5 km zjz. od Měňan (nyní kat. území Vinařice u Suchomast). Lámaly se zde povrchové vrstvy vinařických vápenců, které ale neměly náležitou celistvost a také očekávanou barevnost (jen bělošedé anebo narůžověle šedé odstíny). Z těchto důvodů a také pro znovuotevření nedalekého perspektivnějšího Červeného lomu (viz dále) zde n. p. Průmysl kamene Přeborn v r. 1978, krátce po převzetí lomu, těžbu zastavil.

#### Dalej (souvrství dalejsko-třebotovské)

V dalejsko-třebotovském souvrství se mramory vyskytují méně než v předchozím. Jedním z nich je ale *mramor suchomastský* (dříve nazývaný též *maňský*), který mezi barrandienskými mramory měl a nyní opět má význam mimořádný. Láme se s pře-



stávkami již nejméně 150 let v tzv. Červeném lomu na jz. úbočí vrchu Kobyla asi 2 km sv. od Suchomast na kat. území téže obce. Patří tzv. suchomastským vápencům, tj. načervenalým nebo šedavým biodetritickým (krinoidovým) nebo biodetriticko-mikritovým vrstevnatým vápencům, které jsou vyvinuty v koněpruské oblasti při jz. okraji barrandienského devonu a které představují mělkovodní ekvivalent vápenců třebovských. Jeho podloží tvoří vápence koněpruské, nadloží vápence akantopygové, pro kamenické účely nevhodné.

Klasický suchomastský mramor je zbarvený do různých odstínů červené barvy, často s žilkami nebo skvrnami bílého sekundárního kalcitu. Podle různorodosti svého vzhledu byl již od počátku tohoto století obchodně rozlišován na tři hlavní odrůdy (KUBÍČEK 1928): rouge tchèque (tmavě červený až rudohnědý bez žil nebo tmavě červený se širokými zelenými pruhy), rouge national (červený, bíle pruhovaný, nejhojnější) a rouge royal tchèque (pestrý červený s bílými vločkami). Tuto charakteristiku později (1949) upřesnil VACHTL, který pro první odrůdu uvádí i název „kardinal“ a pro poslední „sněhový“. Vedle toho se v lomu vyskytuje i mramor červeně a šedě skvrnitý, produkován zejména v poslední době.

Kdy se v Červeném lomu začal lámat kámen, není známo, rozhodně však před r. 1840, kdy už byl (spolu s menším sz. lomem) zakreslen v mapě stabilního katastru obce Suchomasty. Je možné, že z tohoto mramoru jsou šlechtické náhrobky ze 16. a 17. století v okolních kostelích. Nelze také vyloučit, že popud k lámání zdejšího mramoru (stejně jako v případě podobného mramoru sliveneckého) dali křižovníci s červenou hvězdou, jimž byly v r. 1271 Suchomasty věnovány.

První konkrétní zmínku o lámání mramoru zde uvádí SOMMER v r. 1849, z r. 1892 (KAFFKA) je první vyobrazení lomu podle stavu v r. 1886 od F. Blažka. Starší historii lomu popsal v rukopisu svých dějin Suchomast místní rodák spisovatel CAJTHAML-LIBERTÉ (1933), později i tmaňský učitel ZAJÍČEK (1941).

Lom spolu s okolními pozemky patřil suchomastskému velkostatku, který ho od poloviny 19. století pronajímал místním kameníkům. Prvním z nich byl Adam Tomášek z Berouna (který si tam v r. 1866 zřídil první vápenku), po něm jeho švagr Štěpán ze Suchomast a potom Matěj Velík, rovněž ze Suchomast. Největšího rozmachu lom dosáhl po r. 1870, kdy si ho pronajal Josef Velík, syn předchozího, který se usadil v Tmani (proto se mramoru dříve též říkalo tmaňský), později jeho syn Rudolf. V letech 1909–1938 měla lom pronajatý pražská firma L. Šalda, v r. 1939 brněnská firma O. de Martin a v letech 1941–1947 Ing. C. Zástěra z Prahy. V roce 1911 lom spolu s dalšími od velkostatku koupila Berounská akciová cementárna a vápenice, od r. 1923 akc. společnost Královodvorská cementárna Praha. Po znárodnění v r. 1946 lom převzal nově zřízený n. p. České cementárny a vápenice Praha, od r. 1949 n. p. Královodvorská cementárna Králov Dvůr. Potom byl lom využíván jen občasně a většinou nešetným způsobem (Komise pro hrazení bystřin, Okresní správa státních silnic Beroun, JZD Suchomasty). V roce 1971 byl pro lom na návrh n. p. Českomoravský průmysl kamene Hradec Králové stanoven dobývací prostor. Tento dobývací prostor i lom převzal v r. 1976 n. p. Průmysl kamene Příbram, který zde v r. 1978 zahájil pokusnou a od r. 1981 řádnou těžbu bloků. Od roku 1990 v lomu těží Průmysl kamene, s. p., Dobřichovice.

Suchomastský mramor byl zpočátku využíván jen pro místní stavební (schody, prahy, ostění aj.) a hospodářské účely (koryta, žlaby aj.), výjimečně pro náročnější kamenické práce. Teprve později Josef Velík začal vedle těchto hrubých kamenických výrobků

zhotovovat i hlazené náhrobky a pomníky. Současně začal prodávat surové bloky firmám L. Šalda v Praze a J. Cingroš v Plzni. Zasluhou prvé firmy se mramor začal uplatňovat i v pražských stavbách, zásluhou druhé získal oblibu i v cizině, zejména ve Vídni, v Rusku, Turecku, Rumunsku a Bulharsku. Podle ZAJÍČKA (1941) byl suchomastský mramor použit i při úpravě Karlštejna koncem 19. století, kde pracovali i Velíkovi kameníci (šlo zřejmě o oltáře v kapli sv. Kříže a v Manské síni).

Nejvíce se suchomastský mramor uplatnil v Praze, především zásluhou uvedené firmy L. Šalda, a to zřejmě ve větším rozsahu, než se všeobecně předpokládá. Nejlepší odrůdy suchomastského mramoru se vyrovnaly a dokonce předčily populárnější mramor slivenecký a někdy (jak např. vyplývá z dopisu firmy Barta a Tichý z r. 1912 v archívu řádu křižovníků s červenou hvězdou) byly z obchodních důvodů pro udržení pověsti sliveneckého mramoru za něj vydávány a také tak prodávány.

V Praze byl suchomastský mramor použit v Národním divadle (podstavce bust), při dostavbě chrámu sv. Víta (části oltářů, zábradlí, dlažeb aj.), v Obecním domě (kuželková zábradlí, sokly), v některých bankách (např. býv. Zemská banka – kuželky zábradlí aj., Stavobanka, Legiobanka), spořitelnách (např. býv. Městská spořitelna – části zábradlí, sloupy, sokly aj.) a pojišťovnách (např. býv. Městská pojišťovna), v Nové radnici, v novější době v Národním památníku na Žižkově, v Čermínském paláci, na sochu na býv. Plodínové burze a také na obklady fasád (býv. Všeobecný penzijní ústav) a na chodníkovou mozaiku. Z poslední doby jsou ze suchomastského mramoru v Praze např. části nových obkladů v hale smíchovského nádraží nebo pítka u Dětského domu.

Při úpravách královské hrobky v chrámu sv. Víta v letech 1934–1935 byl na část dlažby a podstavec rakve Rudolfa II. použit červený suchomastský mramor rouge tchèque od fy L. Šalda. Větší část dlažby a dva náhrobky jsou však z nažloutlého bioderitického mramoru od téže firmy, v účtech označovaného jako „světlý mramor suchomastský – Silur“. Pochází zřejmě také z Červeného lomu, ale z podložních vápenců koněpruských.

Nedaleko Červeného lomu, na jv. svahu vrchu Zlatý kůň v kat. území Koněprusy, býval podle JAHNA (1903) v r. 1891 lom nazývaný také „Červený lom“, v němž se zřejmě lámaly podobné červené mramory jako v předchozím větším stejnojmenném lomu suchomastském. Byl to snad tentýž lom, který podle SOMMERA v r. 1849 patřil J. Batunkovi a J. Havlíčkovi z Koněprus a který měl v r. 1901 (HANISCH - SCHMID) pronajat J. Velík (souběžně s lomem suchomastským) a později (KUBÍČEK 1929 – inzertní část) L. Šalda. Potom by asi materiál některých výše uváděných prací ze suchomastského mramoru pocházel ve skutečnosti odtud. Z tohoto lomu je možná i jeden ze základních kamenů Národního divadla, nesoucí nápis „Zlatý kůň“, i když podle některých informací (ZAJÍČEK 1941) ve skutečnosti pocházel ze suchomastského „Červeného lomu“. O mramorech v okolí Zlatého koně píše, i když jen z geologického hlediska, také SEEMAN (1907).

V opačné, sv. části barrandienského devonu je z dalejško-třebotovského souvrství z minulosti znám *mramor roblínský* (anebo též *třebotovský červený*). Lámal se v nyní opuštěném lomu (nazývaném Roblínský anebo Červený lom) na kraji lesa u býv. hájovny asi 1,3 km v. od Roblína na stejnojmenném kat. území. Byl tvořen rudohnědými hlíznatými vápenci, stratigraficky příslušným vápencům třebotovským.

Lom patřil zbraslavskému panství a byl původně spravován lesním revírem Třebotov (odtud též název třebotovský). Tehdy se zde vyráběla chodníková mozaika, obrubníky,

schody, překlady, parapety, mezníky, silniční sloupky, koryta, pomníky a bloky na řezání, odpad se tloukl na štěrk anebo (později) přímo na místě páčil na vápno. V letech 1917–1929 byl lom pronajat firmě Barta a Tichý (z té doby o mramoru píše BARTA – 1917, 1919), pak až do r. 1936 M. Švajgrovi z Radotína.

Mramor byl použit mj. na obklady v novostavbě pražské radnice (1908–1911) a v letech 1912–1925 na rekonstrukci zbraslavského zámku a konventu.

K nejvyšším polohám třebovských vápenců patří zřejmě *mramor ořešský*, o němž je v literatuře několik ne zcela jednoznačných zmínek. Poprvé se o něm zmiňuje KUBÍČEK (1928) jako o mramoru zelené barvy, protkaném červenými žilkami. Později (1929) ho dokumentuje barevnou fotografií, z níž je patrná výrazná hlíznatá textura. JAHN (1931, 1933) ho charakterizuje jako hlíznatý, světle šedý nebo teple modrošedý mramor, někdy do červena, hněda, žluta nebo zelena, s jemnými tmavě šedými nebo červenými žilkami, stáří silurského (1931 – jasný omyl) nebo devonského (1933). Podle téhož autora se lámal v lomech velkostatku a obce Ořech, které měla pronajaty pražská firma Kamenické závody. Použit byl při dostavbě chrámu sv. Víta (zábradlí některých kaplí a královského mauzolea), na obklady v Národním památníku, v býv. Úrazové pojišťovně dělnické aj. Podle VACHTLA (in: PROKOP 1951) se tento mramor lámal v lomu v údolí Radotínského potoka u Cvrčkova mlýna asi 3 km j. obce Ořech na kat. území Choteč (lom svatovítské kapituly), případně i v tzv. Šimáčekově lomu asi 250 m sv. od předchozího na kat. území Ořech (lom obce Ořech).

### Ložiska barrandienských mramorů

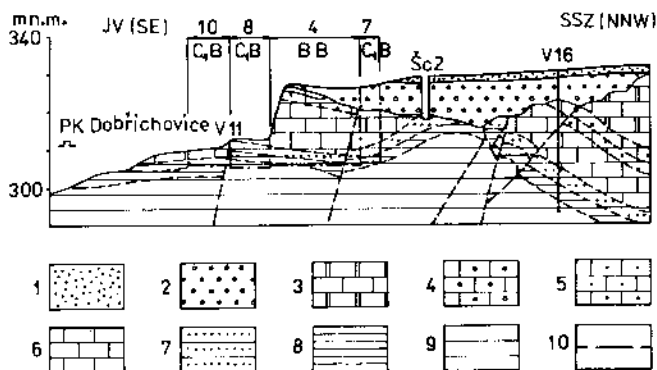
Z velké řady uvedených výskytů různých druhů barrandienských mramorů jich bylo geologickým průzkumem s výpočtem zásob ověřeno a tím jako ložisko vymezeno celkem pět, vesměs devonského stáří. V severovýchodní části barrandienského devonu to jsou ložiska Slivenec-Cikánka, Radotín-Špička a Zbuzany, v jz. části ložiska Sucho-masty-Červený lom a Měňany-Újezdec. Z nich jsou soustavně těžena (vesměs Průmyslem kamene, s. p., Dobřichovice) ložiska Slivenec-Cikánka, Zbuzany a Sucho-masty-Červený lom. Na ložisku Radotín-Špička (Pragocement, s. p., Praha) jsou zatím těženy jen nadložní cementářské vápence a ložisko Měňany-Újezdec (Průmysl kamene, s. p., Dobřichovice) v současné době využíváno není. Z těžených ložisek bylo v r. 1990 vylomeno celkem 768 m<sup>3</sup> bloků mramoru, což je zhruba čtvrtina (27 %) těžby takového mramorových bloků v celé České republice.

V dalším textu jsou podrobněji popsána všechna ložiska, především podle zpráv o jejich geologických průzkumech.

#### *Slivenec-Cikánka*

Ložisko je tvořeno lomem Cikánka a jeho sz. a sv. předpolím asi 3 km od (středu) Radotína na stejnojmenném kat. území (dříve Slivenec) v Praze 5.

Ložisko leží při sv. okraji barrandienského devonu ve vrcholu a jv. křídle dílčí tzv. antiklinály Cikánky (SVOBODA-PRANTL 1950). Podle NEUMANNOVÉ a LAŇARA (1980) je tvořeno spodnodevonským souvrstvím vápenců spodních koněpruských (v dnešním



2. Řez ložiskem mramoru Sliveneck-Cikánka (upraveno podle Š. Neumannové 1980)

1 – kvartérní hlíny, 2 – terciární hlíny a jíly, 3 – vápence dvorecko-prokopské, 4 – vápence řeporyjské, 5 – vápence loděnické, 6 – vápence (mramory) slivenecké, 7 – vápence spodní koněpruské (= svrchní polohy vápenců kotýských), 8 – vápence kosořské, 9 – vápence radotínské, 10 – hranice bloků zásob

pojetí svrchních poloh vápenců kotýských – stupeň lochkov), sliveneckých a loděnických (oba stupeň prag). Podloží tvoří vápence kosořské (facie vápenců radotínských – stupeň lochkov), nadloží vápence řeporyjské a dvorecko-prokopské (oba stupeň prag) (viz obr. 2), někdy spojené pozvolnými přechody.

Hlavní složkou ložiskové výplně jsou vápence slivenecké, lámané a využívané už od středověku jako slivenecký mramor. V klasické podobě, tzn. jako červené až hnědočervené hrubozrnné biotritické vápence, se nyní dotěžují jen ve střední části ložiska a lomu. Zbývající jsou vyvinuty jako červené (ve středních částech polohy), šedé (pozvolna směrem k podložním vápencům spodním koněpruským) anebo šedoohnědě, šedě až zelenošedě (postupně směrem k nadložním vápencům loděnickým), případně i červenohnědě, žlutohnědě, fialově aj. zbarvené dolomitické vápence, vápnité dolomity až dolomity. Jsou biotritické až biomikritové, jemně až hrubě zrnité, nevytříděné, částečně tlakově postižené, s epigenetickými bílými nebo šedobílými kalcitovými žilkami v tlakových trhlinách. V západní části ložiska jsou dekalcifikované, ve v. brekciovité. Jejich zjištěná mocnost se pohybuje mezi 8–15, v průměru kolem 10 m. Spodní vápence koněpruské jsou světle šedé, šedé až namodralé, jemně zrnité dolomitické vápence, vápnité dolomity až dolomity, loděnické vápence pestře zbarvené biotriticko-mikritové vápence s šedo zelenými mikritovými záteky.

Podložní vápence kosořské jsou tmavě šedé, jemně až středně zrnité deskovité vápence, vyvíjející se pozvolna z vápenců radotínských. V minulosti se z nich štípala chodníková mozaika, masívnější polohy byly v r. 1966–1968 použity jako tzv. černý mramor slivenecký k obkladům v nové budově ruzyňského letiště. Nadložní ostře nasedající vápence řeporyjské jsou červenohnědé, červenošedé a červené, mikritové a zřetelně hlíznaté. Jsou 3–4 m mocné a postupně přecházejí do šedavých mikritových vápenců dvorecko-prokopských. Mladší nadloží ložiska tvoří denudační zbytky křídových a hlavně terciárních sedimentů (jílovité štěrkopísky) a kvartérní hlíny o celkové průměrné mocnosti 0,2–5,8 m.

Úložné poměry ložiska jsou složité, což je v první řadě důsledkem jeho pozice ve vrcholové části antiklinály, resp. brachyantiklinály (viz obr. 2). Tato základní struktura je pak porušena řadou směrých dislokací směru SV až VSV–JZ až ZJZ se strmějšími úklony k JV až JJV, dále příčnými dislokacemi směru SZ–JV (k nimž lze přiřadit i subhorizontální posun v sv. části ložiska o směru zhruba ZSZ–VJV) a nejmladšími strmými dislokacemi směru S–J. Tyto i další dislokace způsobily nyníjší komplikovanou kernou stavbu ložiska s dekalifikací, někdy i zkrasovněním, suroviny anebo vznikem brekcíí podél nich. I přes toto intenzivní namožení má ložisko vyhovující blokovitost s podílem přirozených bloků 0,3 m<sup>3</sup> a větších přes 30 %.

Hlavní částí ložiska jsou slivenecké vápence, využitelné jako mramory k výrobě leštěných obkladových a dlažebních desek aj. prvků. Nevýhodou je přitom jejich současný, většinou proměnlivý a nepřilíš atraktivní kolorit a také horší až špatná leštitelnost partií s vyšším obsahem dolomitu. Spodní vápence koněpruské jsou vhodné k výrobě chodníkové mozaiky, vápence loděnické pro svůj proměnlivý a celkově neatraktivní vzhled jen pro hrubé kamenické výrobky.

Na ložisku provedl v letech 1978–1979 n. p. Geindustria Praha v rámci úkolu „Sliveneč-předpolí, 01 78 1244“ podrobný průzkum (NEUMANNOVÁ - LAŇAR 1980), který současně přehodnotil výsledky dřívějšího průzkumu ložiska z let 1957–1958 (KRUTSKÝ - KUMSTÁT 1958). Na základě toho bylo na ložisku podle stavu k 30. 12. 1978 vyhodnoceno celkem 373 000 m<sup>3</sup> zásob, z toho 147 000 m<sup>3</sup> v kategorii BB, 202 000 m<sup>3</sup> v kat. C<sub>1</sub>B a 24 000 m<sup>3</sup> v kat. C<sub>2</sub>B. Na tyto zásoby vydala KKZ dne 4. 1. 1981 výměr čj. 05/1-81. V Bilanci zásob výhradních ložisek nerostů ČR k 1. 1. 1991 bylo na ložisku evidováno 336,3 tis. m<sup>3</sup> zbytkových zásob kat. B+C<sub>1</sub> a 24 tis. m<sup>3</sup> kat. C<sub>2</sub>. V roce 1990 bylo na ložisku vylomeno 800 m<sup>3</sup> kamene, z toho 311 m<sup>3</sup> (tj. 38,9 %) bloků.

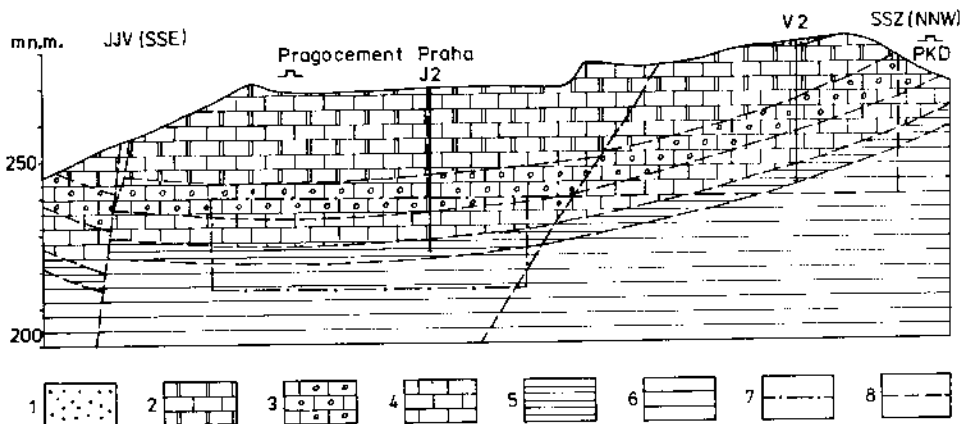
Ložisko i přes dřívější intenzivní těžbu představuje nadále rozsáhlý zdroj mramorů, i když barevně už ne tak atraktivních jako tomu bývalo dříve. Při zdejších vysokém objemu zásob by těžba měla být prováděna selektivně a méně vzhledná surovina nepoužívána k obkladům. Za úvahu by stála i možnost obnovy těžby tzv. černého sliveneckého mramoru z podložních radotínských vápenců, který by doplnil barevně omezenou škálu našich i dovážených mramorů a z něhož by bylo možno také vyrábět jinak nedosažitelnou černou mramorovou mozaiku.

### *Radotín-Špička*

Ložisko mramoru Radotín-Špička je podložní zakrytou částí stejnojmenného ložiska cementářských vápenců (Pragocement, s. p., Praha) v prostoru a okolí lomu Špička a v j. sousedství výše uvedeného ložiska a lomu Sliveneč-Cikánka na kat. území Sliveneč (dříve Radotín) v Praze 5.

Ložisko je tvořeno spodnosedonským souvrstvím vápenců sliveneckých, zčásti i feפורyjských (oba stupeň prag) a kosofských (stupeň lochkov – obr. 3), jejichž petrografické i technické vlastnosti jsou obdobné týmž vápencům ze sousedního ložiska Sliveneč-Cikánka, a proto byly analogicky klasifikovány k využití jako mramory. Nadložní vápence dvorecko-prokopské a podložní vápence radotínské byly ve vymezeném ložisku klasifikovány jako vhodné jen pro výrobu drceného kameniva.

Ložisko bylo takto vymezeno na základě zdejších průzkumů z let 1963–1965 (ŽERT-



3. Řez ložiskem vápenců Radotín-Špička (upraveno podle Š. Značkovské 1977)

1 - kvartémní hlíny, 2 - vápence dvorecko-prokopské, 3 - vápence feporyjské, 4 - vápence (mramory) slivenecké, 5 - vápence kosošské, 6 - vápence radotínskés, 7 - hranice bloků zásob mramorů a vápenců k výrobě drceného kameniva, 8 - hranice bloků zásob vápenců k výrobě cementu

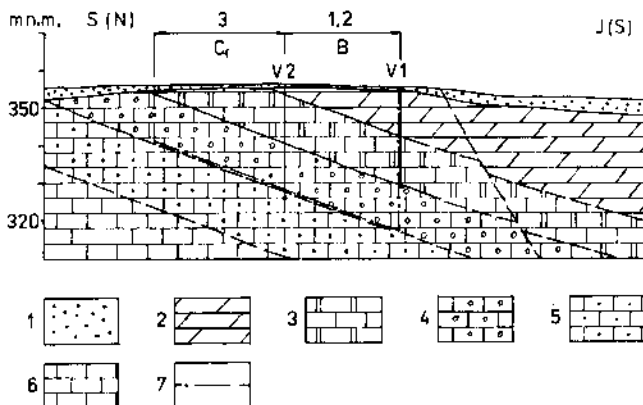
ZELINKOVÁ 1966), 1973–1974 (ČECH - ZELINKOVÁ 1975) a konečně 1976–1979 (ČECH - LAŇAR 1979). Na základě tohoto posledního průzkumu bylo na ložisku podle stavu k 30. 6. 1979 vyhodnoceno 494 000 m<sup>3</sup> zásob mramorů v kat. C<sub>2</sub>B a mimoto i 138 000 m<sup>3</sup> vápenců k výrobě drceného kameniva v téže kategorii. Na tyto zásoby vydala KKZ dne 10. 4. 1980 výměr čj. 05/12-80.

Využitelnost tohoto ložiska i zásob je vázána na odtěžení nadložních cementářských vápenců, ovšem s podmínkou neporušení podložních mramorů trhacími pracemi. To je však při současné technologii hromadného dobývání možno jen stěží dodržet, a tak je praktický význam takto vymezeného ložiska problematický. Na druhé straně však nadložní ložisko vápenců obsahuje i další rozsáhlejší a lépe využitelné polohy sliveneckých mramorů, které by bylo škoda takto nevyužít. V současné době je však s. p. Pragocement Radotín těží spolu s dalšími vápenci jako korekční složku k surovině z ložiska a lomu Hvízdalka pro výrobu cementu v blízké cementárně.

### Zbuzany

Ložisko je tvořeno sv. předpolím jámového lomu Mramorka asi 2,5 km jjz. od Zbuzan na kat. území těže obce, okres Praha-západ, při silnici ze Zbuzan do Chýnice.

Ložisko leží v sz. křídle barrandienského synklinoria a je tvořeno spodnodedovským souvrstvím vápenců zlíčovských (stupeň zlíčov), dvorecko-prokopských a feporyjských (oba stupeň prag) (viz obr. 4). Hlavní surovinou (zbuzanský mramor) jsou vápence dvorecko-prokopské, nazelenale nebo nahnědle šedé, mikritové nebo biomikritové, hlíznaté, s žilkami bílého sekundárního kalcitu, místy s úlomky fosilií, místy se zrnky nebo shluky pyritu a s občasnými, jemně dolomitickými šmouhami. Vyskytují se



4. Řez ložiskem mramoru Zbuzany (upraveno podle N. Krutského 1957)

1 – kvartérní hlíny, 2 – vápence zlíčovské, 3 – vápence dvorecko-prokopské (zbuzanský mramor), 4 – vápence řeporyjské, 5 – vápence loděnické, 6 – vápence slivenecké, 7 – hranice bloků zásob

různě mocných lavicích a byly ověřeny v úhnné mocnosti asi 12 m. Jejich nadloží tvoří vápence zlíčovské, které jsou deskovité, tmavě šedé, mikritové, místy biodetriticko-mikritové, s ojedinělými rohovci, kterých do nadloží přibývá. Byly ověřeny v mocnosti až 25 m, jsou odkryty v lomové stěně, zčásti (spodní mocnější polohy) se využívaly též jako mramor, a tak byly zařazeny rovněž do zásob. Podloží vápenců dvorecko-prokopských tvoří vápence řeporyjské, hnědočervené, mikritové, hlíznaté, s občasnými žilkami bílého sekundárního kalcitu. Tyto byly ověřeny jen rýhami a vrty v mocnosti ca 13 m a pro své vlastnosti zahrnuty též do zásob. Nadloží ložiska tvoří pokryvné útvary (hlíny, terasové šterkopfsky a cenomanské jílovce) s velmi nepravidelnou mocností (0,2–11,3 m), podloží vápence loděnické. Úložné poměry ložiska jsou vcelku jednoduché, neboť je uloženo monoklinálně ve směru ZJZ–VSV s úklonem 20–25° k JJV. Z dislokací, které tuto stavbu výjimečně porušují, byly při geologickém průzkumu zjištěny jen dvě o směru h 8 a h 10.

Zdejší dvorecko-prokopské (a dříve a zčásti i zlíčovské) vápence se už 60 let využívají jako tzv. zbuzanský mramor. Nemají sice atraktivní kolorit, ale jsou dobře lešitelné a opracovatelné a také dobyvatelné. Podložní vápence řeporyjské jsou využitelné jako mramory a také tak jsou od r. 1988 (zatím v malém rozsahu) těženy.

Na ložisku provedl v letech 1956–1957 býv. Nerudný průzkum, n. p., Brno, v rámci úkolu „Zbuzany – 544 236“ geologický průzkum. Na jeho základě bylo na ložisku podle stavu k 20. 3. 1957 vyhodnoceno celkem 107 800 m<sup>3</sup> mramorů, z toho 29 100 m<sup>3</sup> v kat. BB, 78 700 m<sup>3</sup> v kat. C1B a 19 800 m<sup>3</sup> nadložních vápenců na výrobu lomového kamene (JADRNÍČEK - FECHTNER 1957). Na tyto zásoby vydala KKZ dne 12. 11. 1957 výměr čj. 05/209-57. V Bilanci zásob výhradních ložisek nerostů ČR k 1. 1. 1991 je zde vykazováno 112,9 tis. m<sup>3</sup> zbytkových zásob v kat. B+C1. V roce 1990 zde bylo vylomeno 400 m<sup>3</sup> kamene, z toho 239 m<sup>3</sup> (59,7 %) bloků.

Ložisko představuje dostatečně velký a dobře dobytelný zdroj vcelku kvalitní suroviny s perspektivou rozšíření těžby barevně atraktivnějších mramorů feפוריjských ve spodní části ložiska.

### *Suchomasty-Červený lom*

Ložisko je tvořeno zalesněným v. předpolím polojámového Červeného lomu na zjz. úbočí vrchu Kobyla asi 2 km sv. od Suchomast na kat. území téže obce v okrese Beroun.

Ložisko leží v jv. křídle barrandienského synklinoria v dílčí tzv. lejškovské synklinále. Je tvořeno souvrstvím spodnědevonských vápenců suchomastských (stupeň dalej) a svrchní (10 m mocnou) polohou podložních vápenců koněpruských (stupeň prag) v podloží vápenců akantopygových (stupeň eifel) a v nadloží zbyvajících částí vápenců koněpruských (viz obr. 5). Suchomastské vápence jsou v různém odstínu a intenzitě červeně zbarvené (současně lámané převážně šedočerveně až červenošedě), obvykle středně nebo hrubě zrnité a biodetritické, nezřetelně vrstevnaté až masívní. Dosud netěžené vápence koněpruské jsou bělošedé až bělavé, hrubozrné biodetritické, nezřetelně vrstevnaté až masívní. Nadloží tvoří deskovité akantopygové vápence, svrchní silně navětralé a rozpukané partie vápenců suchomastských a hlinito-kamenité sutě o průměrné mocnosti 1,6–13,9 m, která k V narůstá.

Ložiskové souvrství je protaženo ve směru Z–V s úklonem 15–30° k S. Je porušeno řadou příčných poruch, zejména strmě ukloněných směru SZ–JV až SSZ–JJV, podél nichž došlo k malým vertikálním i horizontálním posunům a podél nichž je ložisko také rozpukáno. Tyto dislokace také převážnou měrou podmínily zdejší četné krasové jevy, popisované už od minulého století (KAFKA 1892), které komplikují využitelnost ložiska.

Suchomastské vápence, hlavní část ložiskové výplně, jsou s přestávkami již min. 150 let využívány jako tzv. suchomastský mramor, jehož tři hlavní odrůdy byly dříve různě označovány (viz předchozí kapitolu). Jejich celková mocnost je asi 23 m, z čehož k těžbě bloků je vhodná jen spodní, asi 13,5 m mocná poloha s předpokládanou výtěžností 26,5 % technologických bloků. Nadložní poloha je pro tenčí vrstevnatost a hustší rozpukání vhodná jen pro hrubé kamenické výrobky, stejně jako nadložní akantopygové vápence. Jako mramor jsou v zásadě využitelné a také vyhodnocené dosud netěžené podložní vápence koněpruské, i když nemají tak atraktivní kolorit.

Na ložisku provedl v letech 1967–1968 n. p. Geologický průzkum, resp. Geoindustria Praha, v rámci úkolu „Suchomasty-Červený lom – 513 331 295“ předběžný průzkum, přičemž byly vyhodnoceny i dříve provedené orientační práce. Na základě toho zde bylo podle stavu k 11. 12. 1967 vyhodnoceno celkem 1 095 000 m<sup>3</sup> zásob, z toho 265 000 m<sup>3</sup> v kat. C<sub>1</sub>B, 393 000 m<sup>3</sup> v kat. C<sub>2</sub>B, 232 000 m<sup>3</sup> v kat. C<sub>1</sub>N a 205 000 m<sup>3</sup> v kat. C<sub>2</sub>N (PRANTL - ČTYROKÝ 1968). Na tyto zásoby vydala KKZ dne 11. 12. 1969 výměr čj. 05/86-69. V Bilanci zásob výhradních ložisek nerostů ČR k 1. 1. 1991 je evidováno 256,7 tis. m<sup>3</sup> zbytkových zásob v kat. B+C<sub>1</sub> a původní stav zásob kat. C<sub>2</sub>B i zásob nebilančních.

V roce 1978 n. p. Průmysl kamene Příbram lom znovu otevřel a až do r. 1981 v něm prováděl pokusnou těžbu, jejíž výsledky i blokovitost ložiska zhodnocuje posudek „Suchomasty-Červený lom – 01 78 1219“ (HAŠLAR 1981). Od té doby je zde prováděna řádná těžba bloků, kterých bylo v r. 1990 s. p. Průmysl kamene Dobřichovice vylomeno





1. Lom sliveneckého mramoru Cikánka u Slivence (Průmysl kamene, s. p., Dobřichovice). Celkový pohled od J (stav v r. 1989)
2. Lom sliveneckého mramoru Cikánka u Slivence (Průmysl kamene, s. p., Dobřichovice). Současně těžená část stěny (stav v r. 1989)



1. Celkový pohled na lom Špička (Pragocement, s. p., Praha) od J. V pozadí vpravo lom Cikánka (Průmysl kamene, s. p., Dobřichovice) (stav v r. 1989)
2. Lom z buzanského mramoru Mramorka u Zbuzan (Průmysl kamene, s. p., Dobřichovice). Celkový pohled od Z (stav v r. 1986)



1. Červený lom u Suchomast (Průmysl kamene, s. p., Dobřichovice) s těžbou suchomastského mramoru. Celkový pohled od Z (stav v r. 1986)
2. Červený lom u Suchomast (Průmysl kamene, s. p., Dobřichovice). Detail těžené stěny (stav v r. 1986)



1. Lom měňanského (újezdeckého) mramoru Měňany-Újezdec (Průmysl kamene, s. p., Dobřichovice), t.č. mimo provoz. Celkový pohled od S (stav v r. 1986)
2. Moderní provozovna s. p. Průmysl kamene Dobřichovice, specializovaná na zpracování barrandienských a jiných mramorů



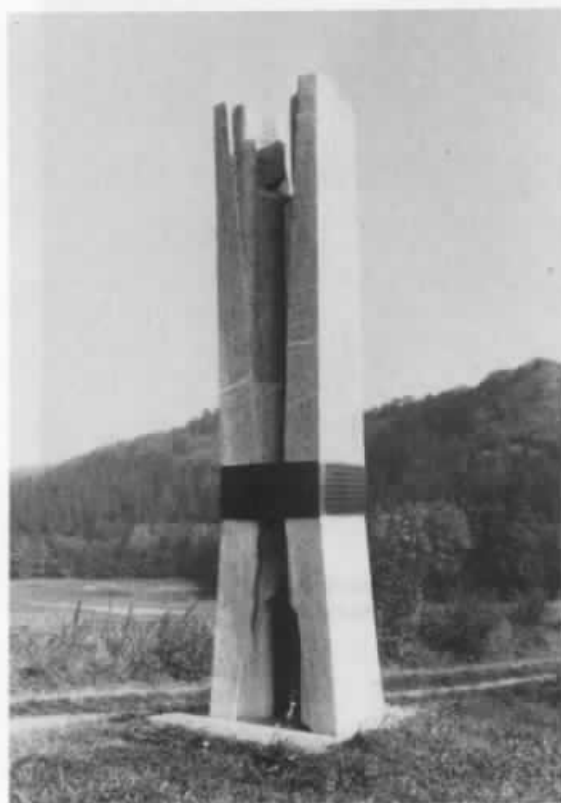
1. Budova býv. Dělnické úrazové pojiškovny v Praze 7  
s obkladem a sochařskou výzdobou průčelí ze sliveneckého mramoru
2. Sedáčky v klidové zóně v Praze 1 Na můstku ze sliveneckého mramoru s okolní mozaikou  
z téhož kamene



1. Rekonstrukce fragmentů tzv. Krocínovy kašny ze sliveneckého mramoru v lapidáriu Národního muzea v Praze
2. Zábradlí hlavního schodiště v Obecním domě v Praze ze suchomastského mramoru



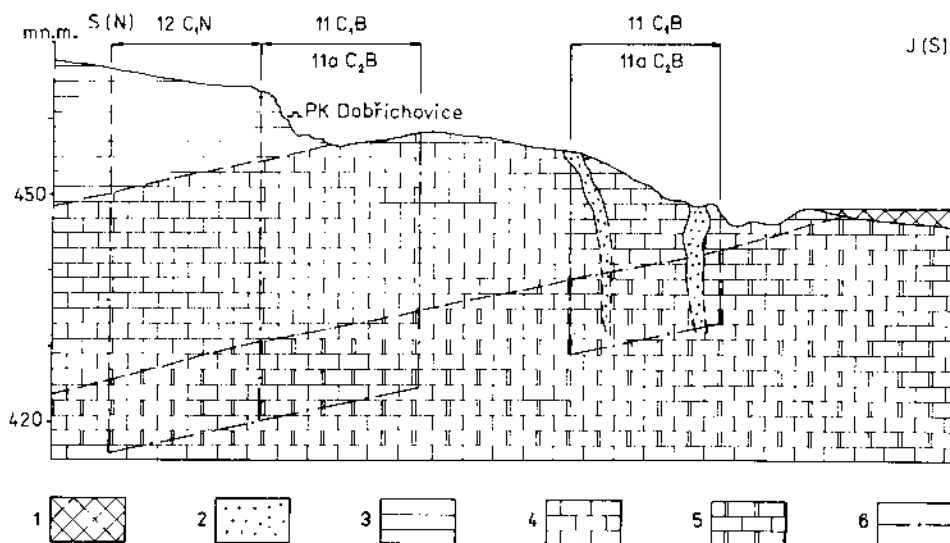
1. Dlažba z desek sliveneckého mramoru v Praze před Šternberským palácem na Malé Straně
2. Mozaiková dlažba ze sliveneckého mramoru (světlá) a kosoňského mramoru (tmavá) na Hradčanském náměstí v Praze



1. Pomník obětem květnového povstání v Lahovicích z kvádrů převážně sliveneckého mramoru
2. Geologický pomník (stratotyp silur – devon) pod Klonkem u Suchomast ze zbuzanského mramoru

Všechny fotografie autor





5. Řez ložiskem mramoru Suchomasty-Červený lom (upraveno podle O. Hašlara 1981)

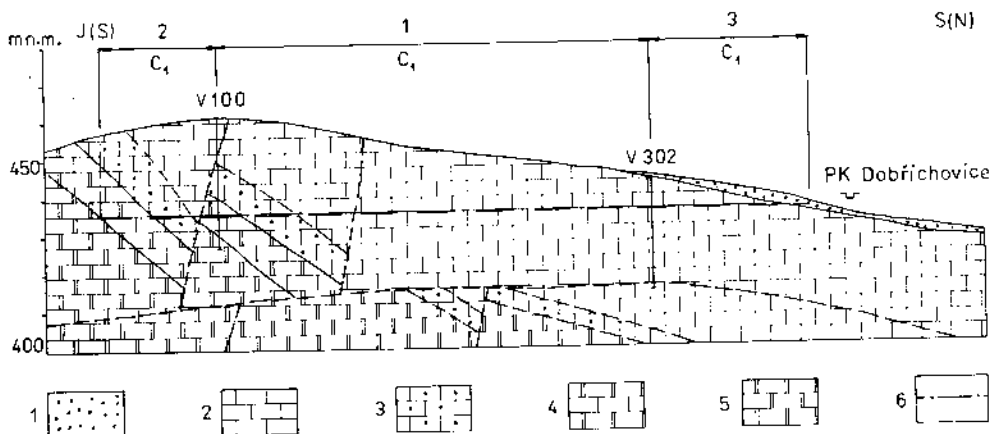
1 - deponie, 2 - krasové hlíny, 3 - akantopygové vápence, 4 - vápence (mramory) suchomastské, 5 - vápence (svrchní) koněpruské, 6 - hranice bloků zásob

218 m<sup>3</sup>, tzn. asi 16,8 % z hrubé těžby 1 300 m<sup>3</sup>. Další těžba bude orientována do v. a j. předpolí, kde již byla provedena nezbytně nutná skrývka. Tím byly vytvořeny předpoklady k zvýšení těžby tohoto v minulosti oblíbeného mramoru.

### Měňany-Újezdec

Ložisko je tvořeno zalesněnou kótou 461,9 Újezd (dříve též Újezdec anebo i jinak) a jejím okolím asi 3,5 km sz. od Vinařic u Suchomasty na kat. území téže obce (dříve Měňany) v okrese Beroun.

Ložisko leží v jv. křídle barrandienského synklinoria v dílčí tzv. lejškovské synklinále. Je tvořeno souvrstvím spodnosedevonských vápenců vinařických (stupeň prag), z malé části i (v dřívějším pojetí) spodních koněpruských (svrchní polohy vápenců kotýských, stupeň lochkov) (viz obr. 6). Hlavní ložisková výplň, vápence vinařické, jsou načervenalé (s hnědými nebo šedými odstíny) biotritické až biotriticko-mikritové, obvykle středně až hrubě zrnité, hrubě vrstevnaté, se zřetelně uzlovitým povrchem vrstevních ploch. Byly ověřeny v mocnosti až 50 m, s litologicky odlišným vývojem bazální polohy. Podložní spodní vápence koněpruské jsou šedé biotritické vápence, středně až jemně zrnité, zřetelně lavicovité až hrubě deskovité s charakteristickou uzlovitou texturou a jejich mocnost na ložisku nepřesahuje 5–6 m. Škodlivinou v ložiskovém souvrství jsou ojedinělé ploché čočky intenzivně prokřemenělé anebo impregnované pyritem, oxidy Fe a bitumenem. Závažným negativním faktorem je i zkrasovění, vázané obvykle na dislokace. Nadloží tvoří svahové hlíny a sutě o mocnostech 0,5–3 m a navětralé vápence o mocnosti 0,5–1,5 m. Podloží pak tvoří



6. Řez ložiskem mramoru Měňany-Újezdec (upraveno podle F. Prantla 1966)

1 – kvartérní hlíny, 2 – vápence (mramory) vinařické, 3 – bazální poloha vápenců vinařických, 4 – vápence spodní koněpruské (= svrchní část vápenců kotýských), 5 – vápence kotýské, 6 – hranice bloků zásob

vápence kotýské, které pro přítomnost rohovcových konkrécií, hojný pyrit, heterofaciální vločky a způsob větrání jsou jako mramor nepoužitelné.

Ložiskové souvrství je protaženo ve směru V–Z s úklonem 25–30° k S a je porušeno několika příčnými zlomy směřů S–J až SV–JZ a SZ–JV, které způsobily dnešní kernou stavbu ložiska. Rozpukání je poměrně nepravidelné, ale i tak umožňuje výlom velkých bloků.

Oba druhy vápenců, zejména vápence vinařické, jsou pro svůj vzhled i technické vlastnosti využitelné jako mramory.

Na ložisku provedl v letech 1965–1966 n. p. Geologický průzkum Praha v rámci úkolu „Újezdec – 513 331 221“ předběžný průzkum, který zhodnotil i výsledky předchozích orientačních děl. Na základě toho bylo na ložisku k 15. 10. 1966 a k bázi 435 m n. m. vyhodnoceno celkem 298 134 m<sup>3</sup> zásob v kat. C<sub>1</sub>B (PRANTL - ČTYROKÝ 1966), na které KKZ vydala 9. 3. 1968 výměr čj. 05/15-68. V Bilanci zásob výhradních ložisek nerostů ČR k 1. 1. 1991 je zde evidováno 289,4 tis. m<sup>3</sup> zbytkových zásob v kat. B+C<sub>1</sub>.

V roce 1969 zde n. p. Českomoravský průmysl kamene Hradec Králové otevřel nový lom, sice mimo ložisko a v morfologicky méně vhodném místě, ale v dopravně výhodně položeném místě u silnice Suchomasty-Homolák. Těžba takto probíhala jen v povrchových polohách vinařických vápenců, takže vylamované bloky neměly potřebnou celistvost a také očekávanou barevnost. Proto byla v souvislosti s novou otvirkou nedalekého (asi 1 km ssz.) Červeného lomu těžba zde v r. 1978 zastavena a ložisko ponecháno jako rezerva. Jeho případné využití by vyžadovalo novou investiční otvirkou v morfologicky i geologicky vhodné části vlastního ložiska.

Tabulka 2

Technické vlastnosti hlavních druhů barrandienských mramorů

mramor	slivenecký	slivenecký	slivenecký	zburanský	suchomastský	měbánský
ložisko	Sliveneč-Cikánka	Špička	Zburany	Suchomasty- Červený lom	Měbany-Ujezdec	
objemová hmotnost [g/cm <sup>3</sup> ]	2,701 2,835	2,68 2,83	2,72 2,72	2,606 2,757	Ø 2,685	
měrná hmotnost [g/cm <sup>3</sup> ]		2,724 2,852	2,73 2,73	2,706 2,848	Ø 2,770	
nasákavost v % hmotnosti	0,196 0,970	0,18 0,54	0,18 0,30	0,506 0,526	Ø 0,254	
pevnost v tlaku [MPa] po						
- vysušení	9,5 15,0	7,9 17,9	12,63	5,2 16,4	Ø 12,79	
- nasáknutí	8,6 14,5	5,7 15,3		5,0 16,8	Ø 11,85	
- zmrzačení	6,5 12,7	7,1 10,6	9,1	5,8 16,1	Ø 11,03	
pevnost v tahu za ohybu [MPa]	0,74 0,94	Ø 1,09		0,84 1,61	Ø 1,05	
obrusnost [cm <sup>2</sup> /cm <sup>2</sup> ]	0,244 0,260	0,09 0,167	0,533	0,157 0,290	Ø 0,23	

m - minim. hodnota, M - maxim. hodnota, Ø - průměrná hodnota; hodnoty převzaty ze závěrečných zpráv o průzkumech příslušných ložisek

Výše uvedená ložiska nejsou přirozeně jedinými zdroji mramorů v Barrandienu. Jejich výskytů je celá řada, ovšem jen malá část z nich je z geologických, morfologických, těžebních i jiných důvodů využitelná. Pokusem o vyhledání takových využitelných nových výskytů byla ložisková studie PRANTLA a ČTYROKÉHO z r. 1966, v níž bylo k dalšímu průzkumu a event. využití doporučeno 13 lokalit (viz též KRUTSKÝ 1969). To se však stalo jen v případě lokalit Suchomasty-Červený lom a Měňany-Újezdec. Zbývající lokality nemohly být využity především proto, že se nacházejí v přírodních rezervacích (viz též CHYBÍK 1970) anebo v později (r. 1972) vyhlášené CHKO Český kras. To ovšem neznamená, že by v Barrandienu neexistovaly další využitelné výskytů mramorů. Jejich vyhledání by však vyžadovalo nový systematický průzkum, který by zohlednil veškeré nové skutečnosti z období více než dvaceti let od předchozí studie. Prvofadě by však měla být věnována pozornost surovinové základně těžených ložisek a jejich nejbližšího okolí (např. problém sousedních ložisek Sliveneč-Cikánka a Radotín-Špička), aby jejich možnosti byly co nejučelněji využity.

Jiný směr využití barrandienských mramorů vyvinul a praktikuje s. p. Rudné doly Pířbram, závod Mořina, kde se využívají k výrobě terasových nebo konglomerovaných dlaždic anebo tzv. mramoduru (bloky z drceného mramorového kameniva a cementového anebo polymerového pojiva, rozřezávané na desky; viz též SVOBODA - ZAHRADKOVÁ 1974).

V každém případě by měla být barrandienským mramorům věnována celkově větší pozornost, aby mohly v produkci našeho ušlechtilého kamene zaujmout takové místo, jaké měly v minulosti a jaké jim právem náleží.

*K tisku doporučila Z. Brunnerová*

## Literatura

- ARBES, J. (1887): Okolí Prahy. Od Zbraslavi k Smíchovu. In: Čechy, II. díl, 2. část. – J. Otto. Praha.
- BALBÍN, B. (1679): Miscellaneorum historicorum Bohemiae. Decadis I, Liber I. – Pragae.
- BARTA, R. (1917): Česká Carrara. – Techn. Obz., 25, 11, 52–54, 12, 58. Praha.
- (1919): Červený mramor slivenecký. – Věda přír., 1, 3, 82–86. Praha.
- (1922): Černé mramory z okolí pražského. – Věda přír., 3, 2–3, 29–31. Praha.
- (1928): Použití sliveneckého mramoru v naší architektuře. – Stavivo, 9, 24, 614–615. Brno. (Ditto Almanach československého stavebního průmyslu 1929, 173–176).
- (1930): Mramorová chodníková mozaika. – Nákl. vlast. Praha.
- (1932): Mramor. – Stavivo, 13, 4, 70–73. Brno.
- (1971): Z dějin akciové společnosti Prastav Praha. – Rozpr. Nár. techn. Muz., 45, 159–185. Praha.
- BECKOVSKÝ, J. (1700): Poselkyně starých příběhův. Díl I. – Praha.
- BĚLOHLÁVEK, V. (1931): Slivenecké lomy. – Od Karlova mostu. Zpr. z řádu křižovníků s červenou hvězdou, 4, 4, 184–191. Praha.
- BRUNNEROVÁ, Z. (1974): Těžba nerostných surovin v chráněné krajinné oblasti Český kras. – Bohemia cent., 3, 80–100. Praha.
- (1988): Fyzikální vlastnosti karbonátových hornin Českého masívu. – Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. Mineral., 28, 191–226. Praha.
- BUKOVSKÝ, V. (1870): Některé zprávy o pevnosti českého stavebního kamene. – Zpr. spolku architektů a inženýrů v Čechách, 5, 1, 33–36. Praha.

- CAJTHAML-LIBERTÉ, F. (1933): Suchomasty. Dějiny bývalého panství suchomastského a nynější farnosti borecké. – MS Okres. archív. Beroun.
- CZÍŽEK, J. (1851): Marmor-Arten in Österreich. – Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst., 2, 89–109. Wien.
- ČÁŠNOVÁ, E. (1975): Lámání mramoru ve Slivenci. – Svoboda, 23. 8. 1975. Praha.
- ČECH, K. O. (1869): Stavební kámen okolí Pražského. – Čas. Chem. českých, 1, 8, 116–119, 9, 138–139, 10, 153–155, 11, 184–188, 12, 199–203. Praha.
- ČEPEK, L. et al. (1936): Vysvětlivky ke geologické mapě Československé republiky, list Kladno 3952. – Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ., 17. Praha.
- ČTYROKÝ, V. (1972): Československé mramory, jejich jakostní hodnocení a průmyslové využití. Výběr z provedených prací, 4, Petrografie - technologie, 21–34. – Geindustria, n. p. Praha.
- FERBERS, J. J. (1774): Beiträge zu der Mineral-Geschichte von Böhmen. – Berlin.
- HANISCH, A. - SCHMID, H. (1901): Österreichs Steinbrüche. – Wien.
- HÁJEK, V. (1931): Lomy (Lomařství I.). – Prometheus. Praha.
- (1935): Kamený průmysl a lomařské hospodářství (Lomařství III.). – Prometheus. Praha.
- HÁJEK, V. - KROUPA, J. (1964): Technologie a provoz lomů a štěrkoven. – St. nakl. techn. lit. Praha.
- HAVLÍČEK, V. et al. (1986): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1 : 25 000, 12-414 Černošice. – Ústř. úst. geol. Praha.
- (1987): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1 : 25 000, 12-411 Beroun. – Ústř. úst. geol. Praha.
- HERBÉCK, A. (1953): Der Marmor. – München.
- HRADEC, J. (1931): Dějiny Dobřichovic. – MS Míst. nár. výb. Dobřichovice.
- CHÁB, J. et al. (1988): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1 : 25 000, 12-421 Praha-jih. – Ústř. úst. geol. Praha.
- CHLUPÁČ, I. (1973): Radotínské údolí – lom na Cikánce (devon). – In : Exkurzní průvodce XIX. sjezdu ČSMG, 18–19. Praha.
- (1974): Geologický podklad Českého krasu. – Bohemia cent., 3, 58–79. Praha.
- (1988): Geologické zajímavosti pražského okolí. – Academia. Praha.
- CHLUPÁČ, I. - LUKEŠ, P. - ZIKMUNDOVÁ, J. (1979): The Lower/Middle Devonian boundary beds in the Barrandian area, Czechoslovakia. – Geologica et Paleontologica, 13, 125–155. Marburg.
- CHLUPÁČ, I. et al. (1987): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1 : 25 000, 12-413 Králův Dvůr. – Ústř. úst. geol. Praha.
- CHYBÍK, J. (1970): Kam za mramory ve středních Čechách. – Geol. Průzk., 12, 1, 18. Praha.
- J. J. J. (1931): Kamenická výzdoba hradu Karlštejna. – Kámen, 12, 10, 130. Praha.
- JAHN, J. J. (1903): Geologische Exkursionen im älteren Paläozoikum Mittelböhmens. – Exkursionsführer des Wiener Geologenkongresses. Wien.
- (1930): Propagace domácích kamenů. – Kámen, 11, 3, 27–28. Praha.
- (1931a): O československých mramorech. – Kámen, 12, 10, 124–126, 11, 141–142. Praha.
- (1931b): Stavební a dekorační kameny v ČSR. – Stavít. Listy, 27, 19, 319, 321–323, 20, 343–346. Praha.
- (1933): Mramorové bohatství naší republiky. – Zpr. věř. Služ. techn., 15, 10, 213–217. Praha.
- JAHN, J. J. - Gartner, O.: Technická geologie. – MS Ústř. úst. geol. Praha.
- JÓZOVÁ, K. (1986): Říkáli jim „skaláci“. – Slovo kamenoprůmyslu, 20, 19, 3. Praha.
- KAFKA, J. (1892): Hlodavci české země žijící a fosilní. – Arch. přírodověd. Prozk. Čech., 8, 5. Praha.
- Kámen mluví ... (1967): – Čs. kamenoprůmysl – gen. ředit. (Propagační publikace.) Praha.
- Katalog stavebních hmot. Kámen (1958). – St. nakl. techn. lit. Praha.
- Katalog stavebních hmot. Vápenc (1965). – Ministerstvo stavebnictví. (Zájmová publikace.) Praha.
- Kf. (1892): V „Červeném lomu“. – Vesmír, 21, 23, 265–266. Praha.
- Kf. J. (1898): Stavební suroviny revíru „Kody“ na velkostatku tetínském. – Nákl. vlast. Praha.
- KODRLE, J. (1932): Naše dekorační kameny. – Technické slovo (sobotní příloha Českého slova) 25. 6. 1932. Praha.
- KODYM, O. - KOLHA, J. (1928): Průvodce ku geologické exkursi do údolí radotínského a do Přídolí. – Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., 4, 2–3, 84–115. Praha.
- KOŘENSKÝ, J. (1876): Geologické procházky po okolí smíchovském. – Nákl. vlast. Praha.

- (1878): Vypsání hornin okolí Smíčovského. – Nákl. vlast. Praha.
- KOVANDA, J. et al. (1984): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1 : 25 000, 12-412 Rudná. – Ústř. Úst. geol. Praha.
- KRATOCHVÍL, J. (1926): Kámen dlažební, stavební a dekorační v Praze. – Vesmír, 4, 8, 183–185. Praha.
- KREJČÍ, J. (1862): Bericht über die im Jahre 1859 ausgeführten geologischen Aufnahmen bei Prag und Beraun. – Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst., 12, 2, 223–284. Wien.
- (1877): Geologie čili nauka o útvarech zemských se zvláštním ohledem na krajiny československé. – Nákl. vlast. Praha.
- KRUTSKÝ, N. (1969): Výsledky orientačního průzkumu na mramor v Čechách. – Geol. Průzk., 11, 7, 193–196. Praha.
- KRUTSKÝ, N. et al. (1983): Dekorační kameny. In: Ložiska nerudných surovin ČSR, 290–314. – Karl. univ. Praha.
- KUBÍČEK, A. (1928): Naše mramory a leštitelné stavební kameny. – Zpr. veř. Služ. techn., 10, 12, 373–377, 13, 399–403. Praha.
- (1929): Naše mramory, travertiny a leštitelné stavební kameny. – Nákl. vlast. Praha.
- LÍBALOVÁ, J. (1963): Dekorační kameny. In: Horný et al.: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000, M-33-XV Praha. – Ústř. úst. geol. Praha.
- POLÁK, A. (1963): Stavební a dekorační suroviny. In: Kodým et al.: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000, M-33-XXI Tábor. – Ústř. úst. geol. Praha.
- PROKOP, F. (1951): Soutis lomů ČSR. Číslo 42. Okresy Praha-město a Praha venkov-sever. – Technicko-vědecké vydavatelství. Praha.
- RYBAŘÍK, V. (1979): Surovinová základna kamene Středočeského kraje a její význam pro výstavbu ve středních Čechách. – Geol. Průzk., 21, 9, 261–264. Praha.
- (1990): Stivenecký mramor. – Geol. Průzk., 32, 8, 227–231. Praha.
- SEEMAN, F. (1907): Das mittelböhmisches Obersilur- und Devon-gebiet südwestlich der Beraun. – Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ung. Orientis, 20, 2, 69–114. Leipzig.
- SCHALLER, J. (1788): Topographie des Königreichs Böhmen. 8. Teil, Berauner Kreis. – Prag und Wien.
- SCHMID, H. (1897): Die modernen Marmore und Alabaster. – Leipzig und Wien.
- SLOUKA, J. (1980): Barrandienské vápence v pražských kulturních památkách. – Geol. Průzk., 22, 6, 164–166. Praha.
- (1982): Neroztuté suroviny na dnešním území Prahy. – Geol. Průzk., 24, 4, 108–111. Praha.
- (1985): Barrandienské vápence jako dekorační kámen v historii a současnosti. – Sbor. symposia Hornická Píšťbram ve vědě a technice, sekce Drahé a dekorační kameny, 130–140. Píšťbram.
- SOMMER, J. G. (1849): Das Königreich Böhmen. 16. Bd., Berauner Kreis. – Prag.
- STOČES, B. (1919): Popis a odhad vápencových lomů firem Bárta a Tichý a Max Herget v Praze. – MS Nár. techn. muz., fond „Prof. dr. Rudolf Bárta“. Praha.
- SVOBODA, J. - PRANTL, F. (1950): Stratigraficko-tektonická studie okolí lomu Cikánka v radotínském údolí. – Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ., Odd. geol., 17, 105–139. Praha.
- (1958): Barrandien. Geologie středočeského siluru a devonu v obrazech. – Nákl. Čs. akad. věd. Praha.
- SVOBODA, J. - PRANTL, F. - KUKAL, Z. (1957): Vysokoprocentní vápence Barrandienu. – Geotechnica, 24. Praha.
- SVOBODA, J. - ZAHRAĐKOVÁ, A. (1974): Mramory Barrandienu a možnosti jejich využití. – Geol. Průzk., 16, 2, 56–58. Praha.
- SYROVÝ, B. (1956): Kámen v architektuře a jeho povrchové úpravy. – St. nakl. techn. lit. Praha.
- SYROVÝ, B. et al. (1984): Kámen v architektuře. – St. nakl. techn. lit. Praha.
- ŠPACEK, K. (1936): Dlouhodobé zkoušky československých hornin. – Zpr. veř. Služ. techn., 18, 1, 6–10, 2, 42–46. Praha.
- TAKAČ, J. (1964): Blokový odstřel v lomu Slivenec n. p. Povltavský průmysl kamene Praha. – Stavivo, 42, 10, 366–367. Praha.
- VACHTL, J. (1938): O loděnickém mramoru. – Kámen, 19, 6, 105–106. Praha.
- (1942): Heslo „Mramor“. In: Naučný slovník přírodních věd, 4. díl, 544–557. – Slovanské nakladatelství. Praha.
- (1949a): Soutis lomů ČSR. Číslo 31. Okres Beroun. – St. geol. úst. Čs. republ. Praha.

- (1949b): Soupis lomů ČSR. Číslo 39. Okres Praha-jih. – St. geol. úst. Čs. republ. Praha.
- VACHTL, J. - ŽIVNÝ, J. (1948): Vliv struktury některých pískovců a vápenců na jejich odolnost v dlažbách. – Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., 23, 1948, 4–6, 311–319. Praha.
- VEJSADA, F. - HENC, S. (1966): Zajišťování ložisek ušlechtilých kamenů. – Stavivo, 44, 6, 222–224. Praha.
- VELHLÍK, A. V. (1914, 1917): Nauka o stavebních hmotách, zvláště o horninách technicky významných, o jejich zkoumání a zpracování. – Česká matice technická, 19–20, 65, 72 a 90. Praha.
- VOLF, M. (1984): Materiály pro těžbu a zpracování kamene. – St. nakl. techn. lit. Praha.
- WEINZETTL, V. (1930): Kámen a jeho zpracování v republice Československé. – Kámen, 11, 9, 107–109, 10, 119–120, 11, 133–135, 12, 147. Praha.
- ZÁRUBA, Q. (1949): Hospodárné využití mramorových lomů u Vrchlabí a Slivence. – Zpr. veř. Služ. techn., 29, 6, 53–56. Praha.

Nepublikované posudky a zprávy o geologických výzkumech a průzkumech  
v Geofondu a archívu Českého geologického ústavu v Praze:

- ČECH, J. - LAŠAR, M. (1979): RCV Lochkov – lokalita Špička – 01 78 1029. (Závěrečná zpráva.) – Geofond. Praha. FZ 5720.
- ČECH, J. - ZELINKOVÁ, Z. (1975): RCV Lochkov – 511 1349 401. (Závěrečná zpráva.) – Geofond. Praha. P 24 415.
- HAŠLAR, O. (1981): Suchomasty-Červený lom – 01 78 1219. (Posudek.) – Geofond. Praha. P 40 746.
- JADRNÍČEK, P. - FECHTNER, V. (1957): Zbuzany – 544 236. (Závěrečná zpráva.) – Geofond. Praha. FZ 2006.
- KRUTSKÝ, N. - KUMŠTÁT, J. (1958): Slivenc – 544 227. (Závěrečná zpráva.) – Geofond. Praha. FZ 2566.
- MATĚJKA, A. et al. (1940): Verzeichnis und geologische Bewertung der technisch wertvollen Kalksteinlagerstätten im Protektorate Böhmen und Mähren. (Posudek.) – Ústř. úst. geol. Praha. P 701.
- NEUMANNOVÁ, Š. - LAŠAR, M. (1980): Slivenc-předpolí 01 78 1244. (Závěrečná zpráva.) – Geofond. Praha. FZ 5745.
- PROKOP, F. - VACHTL, J. (1948): Zpráva o geologickém vyšetření lomů ve Vrchlabí, Slivenci a Suchomastech. (Posudek.) – Ústř. úst. geol. Praha. P 740.
- FRANTL, F. - ČTYROKÝ, V. (1966a): Studie o mramorech Barrandienu – 512 320 026. (Ložisková studie.) Geofond. Praha. P 18 746.
- (1966b): Újezdec – 513 331 221. (Závěrečná zpráva.) – Geofond. Praha. FZ 4786.
- (1968): Suchomasty-Červený lom 513 331 295. (Závěrečná zpráva.) – Geofond. Praha. FZ 4998.
- Přehled vápencových výskytů v ČSR. (Ložisková studie.) – Geofond. Praha. P 10 863.
- SVOBODA, J. (1947): Geologické posouzení okolí vápencového lomu „Cikánka“ v Radotínském údolí. (Posudek.) – Ústř. úst. geol. Praha. P 731.
- ZÁRUBA, Q. (1949): Vyjádření o způsobu využití mramorových lomů u Vrchlabí a Slivence. (Posudek.) – Geofond. Praha. P 6309.
- ŽERT, B. - ZELINKOVÁ, Z. (1966): Špička – 513 320 029. (Závěrečná zpráva.) – Geofond. Praha. FZ 4759.

Prameny

- Archív kapituly všech svatých. – St. ústř. archív. Praha.
- Archív kolegiální kapituly vyšehradské. – St. ústř. archív. Praha.
- Archív profesora dr. Rudolfa Bárty. – Nár. techn. muzeum. Praha.
- Archív řádu křižovníků s červenou hvězdou. – St. ústř. archív. Praha.
- Archív velkostatku Karlštejn. – St. oblast. archív. Praha.
- Archív velkostatku Zbraslav. – St. oblast. archív. Praha.
- Kronika fary Litešské. II. díl (po r. 1836). – Okr. archív. Beroun.
- ZAJČEK, F. (1941): Červený lom (zápisky z pozůstalosti). – Okr. archív. Beroun.

## Barrandian marbles

*(Summary of the Czech text)*

VÁCLAV RYBAŘEK

Received November 1, 1989

Barrandian marbles are biotrital or micritic limestones of the Upper Silurian (from the Ludlow Stage) to Middle Devonian (up to the Daleje Stage) of the Barrandian synclinorium in the SW neighbourhood of Prague. Being polishable and decorative, the marbles are utilizable in architecture and sculpture. Petrographically they do not correspond with marbles *s. s.* but they can be compared to them practically. Therefore as marbles they have been called and exploited already since the Middle Ages.

The Barrandian marbles were and partly are still quarried in different places of the Barrandian where they crop out and where the working and other conditions are favourable. Mostly they are quarried separately, sometimes also selectively together with limestones for other purposes (e.g. for lime and cement production). The most intensively they were quarried near Prague, the place of their widest exploitation.

The most popular were red Devonian marbles (Prag and Daleje Stages), particularly the Slivenec marble (quarry Cikánka near Slivenec) and Suchomasty (Červený lom quarry near Suchomasty), lesser the Roblín, Karlštejn, Loděnice and some other marbles. Much favoured were also black Devonian marbles (Lochkov Stage), namely from Kosoř (Černá rokle gorge near Kosoř), Lochkov (Lochkov locality) and Karlík (Karlík Valley near Dobřichovice). Lesser extensive was quarrying of the Silurian (Ludlow and Přídolí Stages) attractive *Orthoceras* marbles near Lochkov, Kosoř, Zadní Kopanina and elsewhere. After the World War I also marbles of more neutral colours and appearance started to be used, as for example those from Zbuzany and Ořech.

Some of the Barrandian marbles (e.g. Slivenec) have been quarried already since the Middle Ages, while others only after the World War I. First they were more extensively applied during the reign of Charles IV, later in the Baroque period, then in the second half of the 19th and the onset of the 20th century and in the inter-war period. In architecture, they were used for interior (exceptionally also exterior) facing, paving, and for various architectonic elements. Lesser was their application in sculpture. They served also for some more common building purposes, for street paving (namely mosaic), and for various utility objects. Most often we find them in different Prague churches (e.g. Sv. František Church) and monasteries, significant buildings (National Theatre, National Memorial), in different banks, insurance offices, ministries, and other public, sometimes also private buildings. Although less frequently, the marbles were used elsewhere in Bohemia and abroad, too.

At the present the Barrandian marbles are quarried in the deposits Slivenec-Cikánka (Slivenec marble), Zbuzany (Zbuzany marble), and Suchomasty-Červený lom quarry (Suchomasty marble). The annual (1990) output makes 768 m<sup>3</sup> of blocks, i.e. over a quarter (27 %) of the whole Bohemia's marble production. All the deposits and quarries



are in charge of the Stone industry, state enterprise Dobřichovice processing best part of the marbles. The marble products are mostly used in Prague as a polished facing (e.g. in some stations of the Prague's underground), as a paving material (e.g. the mosaic on the Václavské náměstí Square) etc.

In the future the marble deposits are supposed to be exploited in the same, perspective even greater extent. Moreover, the so far untouched deposits Radotín-Špička and Měňany-Újezdec are promising reserves. As one of the most favoured and for ages used noble Bohemian stones the marbles will undoubtedly keep their popularity even in the future.

*Přeložila G. Vladyková*

### Explanation of tables

Table 1. Stratigraphic outline of main sorts of Barrandian marbles.

Table 2. Technical properties of main sorts of Barrandian marbles.

### Explanation of text-figures

1. Occurrences and deposits of the Barrandian marbles.

1 - Tertiary sediments, 2 - Cretaceous sediments, 3 - Silurian and Devonian rocks, 4 - Ordovician and younger rocks, 5 - historically documented marble quarries, 6 - quarried marble deposits, 7 - nonquarried marble deposits, 8 - marble processing plant, 9 - boundaries of the Český kras protected landscape, 10 - borders of districts and the capital of Prague. (Geological setting according to the Synoptic Geological Map of the ČSSR.)

2. Section through the marble deposit Slivenec-Cikánka.

1 - Quaternary loams, 2 - Tertiary loams and clays, 3 - Dvorce-Prokop limestone, 4 - Řeponyje limestone, 5 - Loděnice limestone, 6 - Slivenec limestone (marble), 7 - lower Koněprusy limestone (= upper layers of the Kotýs limestone), 8 - Kosoř limestone, 9 - Radotín limestone, 10 - boundaries of reserve blocks. (Schematized after Neumannová 1980.)

3. Section through the limestone deposit Radotín-Špička.

1 - Quaternary loams, 2 - Dvorce-Prokop limestone, 3 - Řeponyje limestone, 4 - Slivenec limestone (marble), 5 - Kosoř limestone, 6 - Radotín limestone, 7 - boundaries of the blocks of marble and limestone reserves for production of crushed ballast, 8 - boundaries of limestone reserve blocks for cement production. (Schematized according to Značková 1977.)

4. Section through the marble deposit Zbuzany.

1 - Quaternary loams, 2 - Zlíčkov limestone, 3 - Dvorce-Prokop limestone (Zbuzany marble), 4 - Řeponyje limestone, 5 - Loděnice limestone, 6 - Slivenec limestone, 7 - boundaries of reserve blocks. (Schematized according to Krutský 1957.)

5. Section through the marble deposit Suchomasty-Červený lom.

1 - dumpings, 2 - karst loams, 3 - Acanthopyge limestone, 4 - Suchomasty limestone (marble), 5 - (upper) Koněprusy limestone, 6 - boundaries of reserve blocks. (Schematized after Hašlar 1981.)

6. Section through the marble deposit Měňany-Újezdec.

1 - Quaternary loams, 2 - Vinařice limestone (marble), 3 - basal layer of the Vinařice limestone, 4 - (lower) Koněprusy limestone (= upper part of the Kotýs limestone), 5 - Kotýs limestone, 6 - boundaries of reserve blocks. (Schematized after Prantl 1966.)

## Explanation of plates

### Pl. I

1. Slivenec marble quarry Cikánka near Slivenec (Stone industry, state enterprise Dobřichovice). General view from the S. (State in the year 1989.)
2. Slivenec marble quarry Cikánka near Slivenec (Stone industry, state enterprise Dobřichovice). Part of a face worked at the present. (State from 1989.)

### Pl. II

1. General view of the Špička quarry (Pragocement, s. e., Praha) from the S. In the background (right) the Cikánka quarry (Stone industry, s. e. Dobřichovice). (State in 1989.)
2. Zbuzany marble quarry Mramorka near Zbuzany (Stone industry, s.e. Dobřichovice). General view from the W. (State in 1985.)

### Pl. III

1. Červený quarry near Suchomasty (Stone industry, s.e. Dobřichovice). Quarrying of the Suchomasty marble. General view from the W. (State in 1986.)
2. Červený quarry near Suchomasty (Stone industry, s. e. Dobřichovice). Detail of a quarried face. (State in 1986.)

### Pl. IV

1. Měňany (Újezdec) marble quarry Měňany-Újezdec (Stone industry, s.e. Dobřichovice), now out of operation. General view from the N. (State in 1986.)
2. Modern plant of the Stone industry s.e. Dobřichovice specialized on processing of Barrandian and other marbles.

### Pl. V

1. A building of the former Workers' accident insurance office, in Prague 7. Its facing and sculptures on the facade are of the Slivenec marble.
2. Seats in the zone of quiet in Prague 1 Na Můstku of the Slivenec marble. The pavement mosaic is of the same stone.

### Pl. VI

1. Reconstruction of fragments of the Fountain of Krocín of the Slivenec marble in the lapidary of the National Museum in Prague.
2. Banisters of the stairs flight in the Obecní dům Palace in Prague made of the Suchomasty marble.

### Pl. VII

1. Paving in front of the Šternberský palace in Prague – Lesser Town. Blocks of the Slivenec marble.
2. Mosaic paving of the Slivenec (light) and Kosof (dark) marble on the Hradčanské square in Prague.

### Pl. VIII

1. A monument devoted to the victims of the May Uprising at Labovice from ashlar prevailingly of the Slivenec marble.
2. A geological monument (Silurian-Devonian stratotype) under Klonk hill near Suchomasty. Zbuzany marble.

All photographs by the author

## Мраморы Баррандиена

Мраморы Баррандиена — одни из самых известных и дольше всего используемых поделочных камней Чехословакии. Это — биодетритовые до микритовых известняки синклиория Баррандиена, верхнесилурийского до нижнедевонского возраста, обладающие полируемостью и используемые, благодаря этому и дальнейшим удобным свойствам, для архитектурно-строительных и скульптурных изделий. С петрографической точки зрения, следовательно, они не являются мраморами в узком смысле слова, но они с ними практически сравнимы, поэтому и называются мраморами и используются в качестве мраморов уже с средних веков. В прошлом добывался и обрабатывался целый ряд их сортов на многих местонахождениях, а именно или самостоятельно, или же избирательным методом при добыче вмещающих известняков для других целей. Они применялись, прежде всего, в архитектурном деле для (преимущественно внутренних) облицовок, для мостовых или разных архитектурно-строительных, а в меньшей мере также скульптурных изделий. Кроме того они тоже использовались для некоторых более обыкновенных строительных элементов, для наружного (в частности, тротуарного) мощения и изготовления разных хозяйственных и других предметов. Общеизвестны были красноцветные, а из них, затем, больше всего сливешский и сухомастский мраморы. Оба упомянутые сорта добываются тоже в настоящее время и кроме них еще зеленовато-серый збузанский мрамор, все в каменоломнях гос. пр. Камнеобрабатывающие заводы Пршибрам.

*Přeložil A. Kříž*





SBORNÍK GEOLOGICKÝCH VĚD  
JOURNAL OF GEOLOGICAL SCIENCES

ložisková geologie,  
mineralogie

economic geology,  
mineralogy

30

Vydal Český geologický ústav  
Praha 1992

Vědecký redaktor : RNDr. Milan Drábek, CSc.

Obálku navrhl: Miloslav Cihelka  
Odpovědná redaktorka : Vlasta Čechová  
Překlady : Gabriela Vladyková, Antonín Kříž  
Technická redaktorka : Jaroslava Pavlíčková

Vydání I. – 126 stran (30 obr.), 1 sklád. a 8 křídových příloh  
Tisk : Polygrafia, a.s., závod 6, Praha 8, Zenklova 171  
10,35 AA – 10,45 VA  
Náklad 600 výtisků 03/9 446-430-92  
ISBN 80-7075-105-3 ISSN 0581-9180

Cena brožovaného výtisku 42,- Kčs





