1 B 196

GEOLOGICKÉ PRÁCE

ZPRÁVY 25-26

11
397.5

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA

BRATISLAVA 1962

1B19 b

Geologický ústav Dionýza Štúra
Knižnica

26.-Kei

825/1962

OBSAH

1. Fiala Fr.: Chemismus neogenních vulkanitů Kremnických hor 5
2. Gubač J.: Niekoľko poznámok ku genéze gemeridných granitov (tab. I—II) 79
3. Kotásek J. — Kudělásek V.: K metalogenesi a geologii JZ části Veporid (tab. III) 105
4. Maheľ M.: Niekoľko nových poznatkov z chočskej jednotky v Strážovskej hornatine 137
5. Bouček B. — Eliaš M.: O novém zajímavém biogłyfu z paleogénu čs. flyšových Karpat (tab. VII—VIII) 145
6. Čechovič V.: Geologická stavba juhoslovenskej uhoľnej panvy vo svetle nových výskumov (nemecky) 153
7. Čechovič V. — Šinaly T.: Paleogénne a spodnomiocénne vrstvy vo Veľkobani Handlová 163
8. Čechovič V. — Vass D.: K otázke stratigrafického členenia tortónskych vrstiev z okolia Modrého Kameňa 169
9. Török Z. (Cluj, Rumunsko): Problémy klasifikácie pyroklastík a spôsob ich štúdia (tab. IV—VI) 183
10. Štohl J.: Štruktúrne pomery banskoštiavnicko-hodrušského rudného obvodu 207
11. Zýka V.: Vody ložisek nerostných surovin 229

INHALT

1. Fiala F.: Chemism of the Neogene Volcanites of the Kremnické Hory . . . 5
2. Gubač J.: Einige Bemerkungen zur Genese der gemeriden Granite (Taf. I—II) 79
3. Kotásek J. — Kudělásek V.: Zur Geologie und Metallogenese des SW Teiles der Veporiden (Taf. III) 105
4. Maheľ M.: Einige neuen Erkenntnisse aus der Choč-Einheit im Gebirge Strážovská hornatina 137
5. Bouček B. — Eliáš M.: Über eine interessante Lebensspur aus dem Paläogen der tschechoslowakischen Flyschkarpaten (Taf. VII—VIII) 145
6. Čechovič V.: Geologischer Bau des südslowakischen Kohlenbeckens im Lichte neuer Untersuchungen (Vortrag) 153
7. Čechovič V. — Šinaly T.: Paläogene und untermiozäne Schichten in der Grosskohlengrube von Handlová 163
8. Čechovič V. — Vass D.: Zur Frage der stratigraphischen Gliederung der Tortonschichten aus der Umgebung von Modrý Kameň 169
9. Török Zoltán (Cluj, Rumänien): Zur Klassifikation und Studium der pyroklastischen Gesteine (russisches und deutsches Resumé, Taf. IV—VI) . . 183
10. Štohl J.: Strukturgeologische Verhältnisse im Banská Štiavnica—Hodruša Erzfeld 207
11. Zýka V.: Wässer der Mineralstofflagerstätten 229

FRANTIŠEK FIALA

CHEMISM OF THE NEOGENE VOLCANITES OF THE KREMNICKÉ HORY

After a short geological characteristics of the mountain-range Kremnické hory 74 new analyses of the Neogene volcanites are presented. Their calculations according to A. N. Zavarickij, P. Niggli, A. Osann and A. Köhler—F. Raaz, as well as the weight percentages of the oxides of the analyses have been plotted into graphs. In spite of a rather strong dispersion of some projection points the general trend of differentiation is well marked. The rocks of the single eruption groups show in the graphs a distinct tendency to accumulate into separate differentiation lines. This proves the results of the author's geological work.

During my geological work in the Kremnica area 74 silicate analyses of volcanic rocks were successively carried out which — together with the respective calculations according to A. N. Zavarickij, P. Niggli, A. Osann and A. Köhler — F. Raaz — are summarized in this paper. Of these only 6 have been published up to the present.

A survey of the lithological and geological conditions of the Kremnica area was given in my earlier paper (Fiala 1956) which also contains quotations of the most important literature. This material has been supplemented by reports on the results of recent geological investigations (Fiala 1958 and 1960) and by the summarized results of the geological work within the general survey of the volcanic areas of central Slovakia (Fiala — Kuthan in print). Further 2 analyses published by A. Helke 1943 and 2 analyses made by J. Schwartz in 1954, not quite satisfactory-as shown by the calculations-, have also been used.

The Kremnické hory *Mts.* form the northern group of the Neogene volcanic mountain-range of central Slovakia — the Slovenské Středohoří. Their highest summits exceed 1200 m. above sea level (Vyhnatová 1283 m., Skalka 1214 m., Zlatá Studňa 1266 m.). The beds underlying the volcanic mass are formed in the northern and north-eastern part by the Mesozoic and the Paleogene, in the north-west probably predominantly by the Paleogene (Eocene and pos-

sibly even Oligocene) and sink from the north, i. e. from the mountain range Velká Fatra, southwards to the Hron valley (270—240 m. above sea level). In the core proper of the Kremnické hory, gravel and Mesozoic limestones underlying the volcanites have been encountered in one place only, i. e. in the Čierny potok valley at 840 m. above sea level. In the south-east of the Kremnické hory in the Zvolen basin, in the substratum of the volcanic series, i. e. of the andesite tuffs, the underlying Tortonian tuffitic and claystone series with rather small coal seams have been encountered by boring. In the depth of 400 m., i. e. at a level of 100 m. under sea level Mesozoic limestones have been ascertained.

The main rocks of the Kremnické hory are represented by andesites of various types; rhyolites and their tuffs are less abundant. The rhyolites and their tuffs are mostly concentrated in a broad disturbance zone of a NNE—SSW strike, extending from the north from the eastern margin of the Turiec basin across Kremnica and the eastern margins of the Žiar basin (formerly Svätý Kríž basin) towards the valley of the river Hron. Several eruption groups, separated in time and mostly also in space, have been distinguished.

The earliest are the pyroxene andesites (the Ist eruption group), frequently with amphibole. The deeper seated effusions and extrusions (the first division of the Ist group) contain in their major part propylitically altered andesites, in the earliest members strongly kaolinized and decomposed, in the younger ones mostly compact, aphanitic and less propylitized. Both are traversed by auriferous quartz-veins. Compare analyses nos. 31, 5, 6, 1d, 6d. The younger second division of the Ist group, consists of *pyroxene andesites*, frequently with accessory amphibole, which practically have not been affected by propylitization. These andesites seem to be of Tortonian age and are most probably older than the coal-bearing Handlová formation and according to recent investigations by F. Němejc (1951, 1957) belong to the late Tortonian. Compare the analyses nos. 18, 2b, 6b, 7, 12, 19, 35, 36, 40, 44 and 4d.

Younger are the andesites of the IInd group, represented in the earlier phase by *amphibole-pyroxene andesites*. These are rocks mostly strongly oxidized in the outcrops, of which no fresh material could be obtained for the analysis. The 3 analyses (nos. 17, and especially nos. 32, 33) are not satisfactory and their projections are mostly anomalous, deviating from the row of other volcanites of the differenciation trend. — A younger stage of this group is represented by widely distributed platy dark *pyroxene andesites with accessory amphibole and biotite*, mostly resorbed (such andesites are designated in the text as „*pab*") or by pyroxene andesites with iddingsitized *olivine* („*pabo*" andesites). — Compare analyses nos. 11, 20, 34, 41, 42, 49.

The younger pyroxene andesites of the Kremnické hory appearing after the „*pab*"-andesites form flows and nappes in the summit portion of the southern part of the crest and on the ridges striking southwards. Here they often overlie the biotite-amphibole andesites of the IIIa group.

The IIIa group: biotite-amphibole andesites with accessory hypersthene (subtype Chom) distinctly dacitoid or with augite (subtype Krahule) — appeared mostly as violent eruptions of the Pelée type; for instance, the columnar body of the Horný Chom and agglomerates of the type „nuée ardente" occurring southwards near Ihráč. Compare analyses nos 3b, 4b, 5b, 1, 2, 22, 50—53, 25. These andesites appeared after a period of a certain quiescence, probably at the outset of the Sarmatian, and effused above the sedimentary formation of the Jastrabá basin, which consists of sandy claystones with intercalations of lignites and in the upper part of limnoquartzites and abundant horizons of andesite to rhyodacites tuffs, the amount of which increases in the direction upwards. With the eruptions of biotite-amphibole andesites the sporadic and not too typical *dacites* link up.

Overlying the biotite-amphibole andesites, in the southern part of the mountains big flows of *pyroxenic „summit" andesites* of the above-mentioned IIIb group effused. Here, pyroxene is frequently represented by pigeonite. Compare analyses nos. 8—10.

The IVth group consists of earlier rhyodacites (cp. anal. nos. 30, 21, 24, 54, 23, 37) and younger rhyolites (anal. nos. 3a, 4a, 13, 14, 16, 45, 55, 48, 56, 57, 62, 38, 39). For a more detailed differentiation the reader is referred to the papers by F. Fiala 1956 and F. Fiala — Z. Pácal 1959. This volcanic phase is bound with an intensive hydrothermal activity which gave rise to the *auriferous quartz veins* of Kremnica — the youngest phases of which are accompanied by antimonite — and to an intensive *geyser activity*. The limnoquartzitic sediments deposited by geysers and hot springs supplying silica are mainly developed in the south-western part of the mountain range, at the north-eastern margin of the Žiar basin (Žiar nad Hronom, formerly Svätý Kríž) between the villages Stará Kremnička, Bartošova Lehotka, Lutila and Slaská. The rhyolite extrusions were accompanied or preceded by the intensive explosion phase which gave rise to extended deposits of *rhyodacite and rhyolite tuffs* and to extrusions of *pumiceous rhyolites* (analyses nos. 15, 27—29, 58—61). In some places rocks approaching *ignimbrites* are developed. *Alkaline potassium metamorphism* became manifested very markedly; it enriched some rhyolites by potassium (anal. nos. 38—39) of formed *trachytes* (anal. no. 47) and *porhyritic microgranite (anal. no 43)* of the kaolinized andesites.

The Vth group of eruptions already belongs to the Pliocene

and consists of *andesitoid basalts* (anal. nos. 1a, 2a, 43, 63, 64, 3d) from the southern part of the mountain range, i. e. from the area of Pitelová, Jastrabá, Bartošova Lehotka and Žiar, which pierce the rhyolite tuffs. Near Pitelová the andesitoid basalt is strongly nontronitized (anal. no. 64). In the northern part of the mountain range *hypersthene-olivine andesites* of similar chemism but of different mineralogical composition (anal. 1b, 3, 4) are developed; their position in time is less distinctly marked as they are underlain by a complex of „*pab*" — andesites of the IInd eruption group only.

Analyses of the Neovolcanites of the Kremnické Hory

During my geological work in the Kremnické hory, 74 silicate analyses of neovolcanites have been successively carried out. The analyses and the pertinent calculations are summarized in this paper. Up to the present only a few (6) of them have been published (cp. F i a l a — P á c a l 1959). The list of analyses below shows the time sequence in which they were successively ordered and carried out during my field work. They are arranged in 3 groups according to the laboratories which made them. The fourth group consists of some analyses quoted from literature.

(a) Group of 4 analyses carried out in 1931 by Dr. Veselý at the laboratory of the Státní geologický ústav (the former name of the Geological Survey) in Prague within the general elaboration of material for the Conference of the Carpathian Geological Association. For technical reasons their publication in the French guide of excursions was not possible. This group is designated 1a—4a.

(b) Group of 6 analyses carried out in 1955 by M. Huka and Dr. Heřman at the laboratory of the Ústřední ústav geologický (Geological Survey) in Prague within the scientific task „The Kremnické hory." Designation 1b—6b.

(c) Group of 64 analyses carried out in the years 1956—1960 by the chemical laboratory of the Geologický ústav Dionýza Štúra (Dionýz Štúr Geological Institute) in Bratislava. The analyses are designated by numbers only: 1—64.

(d) Group of analyses quoted from literature. Designation 1d—5d.

Below I present a list of the analyzed volcanites according to the above four groups as a basis for orientation. The analyses themselves and their calculation are grouped according to the types of rocks and their time succession. The numbering has been left as in the original, i. e. according to the above-mentioned groups and, in addition, in the tables ordinal numbering is also used. These numbers are also given in the following list in brackets next to the basic group number.

a) *The analyses carried out in the chemical laboratory of the Geological Survey in Prague, by dr. V. Veselý, in 1931*

1a (73) Andesitoid basalt, Bartošova Lehotka, railway cutting. Analysis no. 399/44—31.

2a (74) Porous andesitoid basalt. Jastrabá, N slope of the Ostrá hora. Anal. No. 398/40—31.

3a (46) Rhyolite pechstein. Stará Kremnička, railway N of the station. Anal. No. 396/47—31.

4a (47) Felsitic rhyolite. Stará Kremnička, railway station. Anal. No. 397/45/31.

b) *The anylyses carried out in the chemical laboratory of the Geological Survey in Prague, by M. Huka and Dr. M. Heřman in 1955*

1b (70) Hypersthene—olivine—andesite. The Vlčia hora (Wolfsberg) E of Horný Turček. Anal. No. 430/55.

2b (7) Pyroxene andesite. NE of Ihráč, quarry on the SE slope of the Labusen near a wood road, 1100 m above sea level. P 381. Anal. No. 431/55.

3b (29) Amphibole—hypersthene andesite with accessory biotite. Ihráč. NE of the saw mill, W slope of P 592, point no. 596. Anal. No. 432/55.

4b (30) Biotite—amphibole andesite with hypersthene. N of Ihráč, valley towards the Chom, behind the last house. Point no. 117. Anal. No. 433/55.

5b (31) The same. Ihráč, NNE of the village, westwards under P 982 (map 1 : 25 000), point no. 149. Anal. no. 434/55.

6b (8) Pyroxene andesite. N of Ihráč, elevation on the crest N of the main sumnit of the Horný Chom, point no. 390. Anal. No. 435/55.

c) *The chemical laboratory of the Dionýz Štúr Geolcgical Institute in Bratislava. Analyses made in 1956—1960 by V. Dvonč, ing. Leťták, A. Petriková, ing. Šatura, ing. V. Šaturová, M. Šulcová*

1 (32) Biotite—amphibole andesite. Kľačany, NE of the village, S slope of the small valley E of Válka. Point no. 1329. Analyzed by M. Šulcová and Ing. V. Šaturová, no. 71/56.

2 (33) Biotite—amphibole andesite. E. of Pitelová, W. of Kľačany, SW of Válka, W valley wall of the Ihráč brook. Point no. 1249. Anal. by M. Šulcová—ing. V. Šaturová, no. 72/56.

3 (71) Hypersthene—olivine andesite (basaltoid), sample a) Pláně (Hintere Freiung) E. of Krahule. Anal. by M. Šulcová and ing. V. Šaturová, anal. no. 73/56.

4 (72) The same. Sample b) — The same locality. — Anal. by M. Šulcová and ing. V. Šaturová, no. 74/56.

5. (2) Propylitized pyroxene andesite, aphanitic. NW of Kremnica, SW of Kremnické Bane, the dyke in the W slope of the Kribanus. Point no. 3059. Anal. by M. Šulcová and ing. V. Šaturová, no. 75/56.

6. (3) Propylitized pyroxene andesite. SW of Kremnica, quarry at the road to Lúčky. Point no. 2613. Anal. by M. Šulcová and ing. V. Šaturová, no. 76/56.

7 (9) Pyroxene andesite. SE of Ihráč, W side of the Čierny potok valley, point no. 743. Anal. by M. Šulcová—ing. V. Šaturová, no. 77/56.

8 (10) Pyroxene andesite. SE of Ihráč, ENE of the saw-mill. The valley Suchá dolina, quarry above the bend of the road. Anal. by M. Šulcová and ing. V. Šaturová, no. 78/56.

9 (16) Pyroxene—andesite. E. of Ihráč. E side of the Čierny potok valley „Čierne brdo" NW of the summit, point no. 879a. Anal. by A. Petriková and M. Šulcová, no. 93/56.

10 (17) Pyroxene andesite. E side of the Čierny potok valley, NW of the Lavrin, NE slope of P. 1068, 1030 m above sea level. Point no. 788. Anal. by A. Petríková—M. Šulcová, no. 94/56.

11 (23) „Pabo" andesite (= pyroxene andesite with accessory resorbed amphibole nad biotite and with iddingsitized olivine) SE of Kremnica, frontal ridge of the Kremnický štít, P. 896. Point no. 1623. Anal. by M. Petríková and M. Šulcová,no. 95/96.

12 (11) Pyroxene andesite from the substratum of the „pab" complex. SE of Kremnica, W foot of the Kremnický štít, ancient quarry NE above the „Jazerný dvorec" Point no. 1629. Anal. by A. Petríková and M. Šulcová, no. 96/56.

13. (48) Plagioklase rhyolite, felsospherulitic. NE of Horná Ves, N part of the crest of the Brezový vršek, point no. 1609. Anal. by A. Petríková, and M. Šulcová no. 97/56.

14. (49) Pumice rhyolite. NE of Horná Ves, NE foot of the Brezový vršek, point no. 1606. Anal. by A. Petríková and M. Šulcová, no. 98/56.

15 (59) Rhyolite tuff. NE of Dolná Ves, sand pit on the SE foot of the Brezový vršek, point no 1615. Anal. by A. Petríková and M. Šulcová, no. 97/56.

16 (50) Microgranitic sanidine rhyolite. W of Horná Ves, P. 583 N of the Čertov, point no. 1889. Anal. by A. Petríková and M. Šulcová, no. 100/56.

17 (20) Amphibole-pyroxene andesite. E of Kremnica above the foot of the N side of the valley Bystrická dolina, S of P. 840, point no. 2600. Anal. by V. Šaturová, no. 1 K/57.

18 (6) Pyroxene andesite with accessory preexisting olivine. Lúčky, S of the village, E slope of P. 690, Point no. 2478. Anal. by ing. V. Šaturová, no 2 K/57.

19 (12) Pyroxene andesite. N. of Slaská, E side of the valley of the brook Slaský potok, WSW under P 721, 570 m above sea-level. Point no. 2054. Anal. by ing. V. Šaturová, no. 3 J/57.

20 (24) „Pabo" andesite (pyroxene andesite with accessory preexisting amphibole and olivine). N. of Slaská, NW of the „Skaliny", E above the road, point no. 2230. Anal. by ing. V. Šaturová, no. 4 K/57.

21 (41) Amphibole-biotite rhyodacite, glassy. NE of Slaská, E of P 515 at the field path to Kopernica. Point no. 2069. Anal. by ing. V. Šaturová, no. 5 K/57.

22 (34) Dacitoid biotite-amphibole andesite. E. of Bartošova Lehotka. N side of the valley, point no. 1683. Anal. ing. Šatura, no. 6 K/57.

23 (44) Plagioclase rhyolite. NW of Slaská, P. 466, western part of the summit. Point no. 2130. Anal. by ing. Šatura, no. 7 K/57.

24 (42) Microfelsitic rhyodacite. NE of Bartošova Lehotka, railway cutting S of P. 559, S of the Ďuravá skala. Point no. 1677. Anal. by ing. Šatura, no. 8 K/57.

25 (39) Tuff of the biotite-amphibole dacite. E of Ihráč, N of the church, above the quarry. Anal. by ing. V. Šatura, no. 9 K/57.

26 (69) Cineritic tuff of the pyroxene andesite, strongly altered. E. of Ihráč, the valley Suchá dolina, the end of the road under the Jablonka. Point no. 977. Anal. by ing. Šatura. no. 10 K/57.

27 (60) Rhyodacite tuff. NW of Jastrabá, SE of the railway station, sand pit at the field path, S of P. 785. Point no. 4211. Anal. by M. Šulcová, no. 139/57.

28 (61) Rhyodacite tuff. NNW of Jastrabá, bend of a deep ravine, NW of P 452. Point no. 4221. Anal. by M. Šulcová, no. 140 K/57.

29 (62) Rhyodacite tuff. W of Jastrabá, W of the brook, ENE of P 468. Point no. 4241. Analyzed by M. Šulcová, no. 141 K/57.

30 (40) Biotite-amphibole rhyodacite, glassy. Kopernica, southern part of the village, quarry on the W foot of P 608, point no. 1945. Analyzed by M. Šulcová, no. 46 K/58.

31 (1) Propylitized and partly carbonatized and kaolinized pyroxene andesite. SW of Kremnické Bane, S slope of the Kribanus, E of the aphanite dyke, 800—830 m above sea level. Point no. 3081. Analyzed by M. Šulcová, no. 47 K/58.

32 (21) Amphibole-pyroxene andesite. E of Kremnica, S side of the valley Bystrická dolina, N slope of the Kremnický štít, S of P 659, point no. 2761, 780 — 810 m above sea level. Analyzed by M. Šulcová, no. 48 K/58.

33 (22) Amphibole-pyroxene andesite. E of Kremnica, S slope of the valley Bystrická dolina, N foot of the Kremnický štít, SE of P 625 above the railway, 233 m behind the guard house, point no. 2571. Analyzed by M. Šulcová, no. 49 K/58.

34 (25) „Pab" andesite (Pyroxene andesite with accessory resorbed amphibole and biotite). NW of Kremnica, southern spur of the summit platform of the Jarabica, point no. 2888. Analyzed by M. Šulcová, no. 50 K/58.

35 (13) Augite andesite. NW of Kremnica, SE slope of the Jarabica, E ridge NW of the gallery Münster, 850 m above sea level. Point no. 2954. Analyzed by M. Šulcová, no. 51 K/58.

36 (14) Pyroxene andesite. E of Kremnica, N side of the valley Bystrická dolina, abandoned quarry S of P 695, point no. 2591. Anal. by M. Šulcová, no. 52 K/58.

37 (45) Felsosphaerulitic rhyodacite. SE of Kremnica, frontal platform of the Kremnický štít, SW of P 975, SE of P 949. Point no. 2582. Analyzed by M. Šulcová, no. 53 K/58.

38 (57) Rhyolite metasomatically enriched by K, sligthly quartzose. S of Kremnické Bane, W wall of a large old opencast trench, in the E slope of P 869. Point no. 3079-A. Analyzed by M. Šulcová, no. 54 K/58.

39 (58) The same, 100 m S of no. 38. Point 3079 B. Anal. by M. Šulcová, no. 55 K/58.

40 (15) Hyalopilitic pyroxene andesite with perlitic texture. NNE of Kunešov, W under the summit of P 908 (Pieskovník), point no. 3258. Anal. by ing. Lešťák, no. 158 K/58.

41 (26) „Pabo" andesite (pyroxene andesite with resorbed amphibole and olivine). SW of Kunešov, NW of the Kolo, SE of the hill Mlýnsky vršek, 150 m NW of the summit of P 838. Point no. 3424. Anal. by ing. Lešťák, no. 159 K/58.

42 (27) „Pab" andesite (pyroxene andesite with accessory opacitized biotite and resorbed amphibole). W of Kunešov, E of Handlová, W of the brook Slaský potok on the W slope of the Ungarn elevation. Abandoned small quarry about 400 m SSW of the destroyed gamekeeper's house. Point no. 3656. Anal. by ing. Lešťák, no. 160 K/58.

43 (75) Andesitoid basalt. Bartošova Lehotka, quarry above the railway, SE of the station. Point no. 4559. Anal. by ing. Lešťák, no. 161 K/58.

44 (18) Hyalopilitic pyroxene andesite. Ladomer, quarry above the left bank of the river Hron. Anal. by ing. Lešťák, no. 161 K/58.

45 (51) Felsospherulitic rhyolite. S of Kopernica, N slope of the summit Dolná Klapa (P 665), N of point no. 40. Analyzed by ing. V. Šaturová, no. 42 K/59.

46 (67) Porhyritic microgranite arisen by kalium-metasomatosis of an kaolinized andesite. N of Kopernica, E valley wall, S of P 731. Point no. 2735. Anal. by ing. V. Šaturová, no. 43 K/59.

47 (68) Metasomatic biotite-amphibole trachyte, Lúčky, P 690, S of the village. Point no. 4023. Anal. by ing. V. Šaturová, no. 44 K/59.

48 (53) Felsitic rhyolite. SW of Krahule, E of the Krahulský štít, margin of the forest SE of P 932. Point 4023. Analyzed by ing. V. Šaturová, no. 45 K/59.

49 (28) „Pab" andesite (pyroxene andesite with accessory resorbed amphibole and biotite). NE of Kremnica, the Krahulský štít, summit P 959. Point no. 4020. Analyzed by ing. V. Šaturová, no. 46 K/59.

50 (35) Biotite-amphibole andesite with pyroxene. E of Krahule, 500 m SW of P 1116. Point no. 3953-A. Analyzed by M. Šulcová, no. 47 K/59.

51 (38) Amphibole andesite, fine-grained xenolith form the biotite-amphibole andesite. The same locality. Sample B. Analyzed by M. Šulcová, no. 48 K/59.

52 (36) Biotite-amphibole andesite with pyroxene. N of Krahule, NW of P 980. Point no. 3896. Anal. by M. Šulcová, no. 49 K/59.

53 (37) The same. E of Krahule, 300 m. S of P 1063, point no. 3908. Anal. by M. Šulcová, no. 49 K/59.

54 (43) Biotite rhyodacite with amphibole. NW of Krahule, E side of the valley E of the Trnovník. Point no. 3993. by M. Šulcová, no 51 K/59.

55 (52) Felsitic rhyolite. S of Kopernica, Dolná Klapa, P 665. — Point no. 40. Anal. by Vojt. Dvonč, no. 4 K/60.

56 (54) Felsitic rhyolite. SE margin of Bartošova Lehotka, foot of the northernmost ridge, point no. 4363. Analyzed by Vojt. Dvonč no. 5 K/60.

57 (55) Dtto. S of Bartošova Lehotka, NNW of the railway station, S slope of the summit P 467. Point no. 4455. Analyzed by Vojt. Dvonč, no. 6 K/60.

58 (63) Rhyolite fuff. S of Bartošova Lehotka, foot of P 467, E above the Rudnica brook. Point no. 4461-C. Analyzed by Vojt. Dvonč, no. 7 K/60.

59 (64) Rhyolite tuff, secondarily vitrified and wealded. Bartošova Lehotka, railway S of the railway station, northern contact of the northernmost basalt dyke. Point no. 4558-L. Analyzed by Vojt. Dvonč, no. 8 K/60.

60 (65) Rhyolite tuff, unaltered. The same place, farther northwards, point no. 4558-N. Analyzed by Vojt. Dvonč, no. 9 K/60.

61 (66) Tuff of plagioclase rhyolite. NE of Stará Kremnička, railway S of the Kečka tunnel, point no. 4572-C. Analyzed by Vojt. Dvonč, no. 10 K/60.

62 (56) Rhyolite perlite. The same locality, southern margin of the rhyolite body. Point no. 4572-dd. Analyzed by Vojt. Dvonč, no. 11 K/60.

63 (76) Andesitoid basalt. N of Pitelová, S of the Ostrá Hora, ridge of P 523, trench no. 105. Analyzed by Vojt. Dvonč, no. 12 K/60.

64 (77) Andesitoid basalt, hydrothermally decomposed and nontronitized. The same locality. Analyzed by Vojt. Dvonč, no. 13 K/60.

d) *Analyses used from the literature*

1d (4) Propylitized pyroxene andesite. SSW of Kremnica, quarry at the road to Lúčky and Kopernica. Analyzed by M. Bendig. Published by Ad. Helke, Zeitschr. f. prakt. Geol. 51, 1943, s. 77.

2d (5) Pyroxene andesite, slightly propylitized. Kremnické Bane, abandoned quarry SE of the railway station. Analyzed by M. Bendig. Published by Ad. Helke, Z. f. p. G., 51, 1943, s. 77.

3d (78) Andesitoid basalt. E of Žiar, quarry at the road. Analyzed and published by Jos. Schwartz, 1954, s. 19.

4d (79) Hyalopilitic pyroxene andesite. Ladomer, quarry. Analyzed and published by Jos. Schwartz, 1954, s. 21.

5d (79) Olivine basalt (limburgitoid nepheline basanitoid). Banská Štiavnica, the Kalvária. Analyzed by dr. V. Veselý, 1931. Publ. by F. Fiala 1938, s. 56.

N o t i c e : The analyses of the series c) carried out in the chemical laboratory of the Dionýz Štúr Geological Institute in Bratislava give the determination of H_2O+ mostly as „loss by ignition".

TABLES OF ANALYSES

1. Pyroxene andesites, partly or strongly propylitized

1. Division of the I. group of the succession scheme

Weight percentages of analyses

	1/31	2/5	3/6	4/1d	5/2d
SiO_2	54,26	55,28	57,23	58,02	59,18
TiO_2	0,71	0,80	0,80	0,77	0,73
Al_2O_3	11,43	14,11	14,61	15,28	16,31
Fe_2O_3	5,18	3,92	3,73	3,08	2,17
FeO	7,15	4,38	4,10	3,37	3,46
MnO	0,07	0,04	0,05	0,11	0,09
MgO	3,29	5,53	4,17	3,20	3,40
CaO	8,55	8,10	6,95	7,00	6,35
BaO	—	0,02	0,07	0,07	0,11
SrO				0,02	0,03
Na_2O	1,74	2,15	2,45	2,92	3,07
K_2O	0,70	2,05	2,15	2,45	2,47
P_2O_5	0,22	0,31	0,41	0,80	0,47
H_2O+	*5,49	1,63	1,39	1,00	0,73
H_2O-	0,74	0,19	1,65	1,07	1,24
CO_2		0,92	0,24	1,24	0,63
Cl		0,08	0,02	0,09	0,07
S				0,05	0,10
ZrO_2				0,03	0,04
	99,53	99,51	100,02	100,52	100,58

* Determined as „loss by ignition"

Stanoveno jako „ztráta žíháním".

Calculation according to A. N. Zavarickij

	1/31	2/5	3/6	4/1d	5/2d
a	5,1	7,8	8,8	10,3	10,6
c	5,5	5,7	5,7	5,4	5,9
b	23,4	21,7	17,7	15,2	13,5
s	66,—	64,8	67,8	69,1	70,—
f′	51,5	35,4	41,3	40,2	40,1
m′	25,4	44,4	41,3	37,2	44,5
c′	23,5	20,2	17,4	22,5	15,3
n	79,2	61,4	63,3	64,3	65,3
t	0,97	1,07	1,—	0,98	0,91
φ	20,—	15,7	18,5	17,9	14,2

Calculation according to P. Niggli

	1/31	2/5	3/6	4/1d	5/2d
si	165	156,7	177	187,6	192,7
al	20,5	23,5	26,6	29,1	31,2
fm	45,1	42,3	38,7	32,3	31,6
c	27,9	24,6	23,1	24,4	22,4
alk	6,5	9,6	11,6	14,2	14,8
k	0,21	0,39	0,37	0,36	0,35
mg	0,33	0,56	0,50	0,48	0,53
c/fm	0,62	0,58	0,60	0,75	0,71
qz	+39,—	+18,3	+30,6	+30,8	+33,5

Calculation according to A. Osann

	1/31	2/5	3/6	4/1d	5/2d
a	2,5	3,8	4,7	6,—	6,5
c	5,3	5,4	6,1	6,3	7,1
f	22,2	20,8	19,2	17,7	16,4
s	62,5	61,2	64,—	65,2	65,9
n	7,9	6,1	6,3	0,64	6,53
k	1,33	1,14	1,22	1,21	1,22

Calculation according to Al. Köhler and Fr. Raaz

	1/31	2/5	3/6	4/1d	5/2d
si′	6935	8168	7885	7491	8130
qz	+30,8	+17,—	+26,5	+23,1	+28,9
F	21,5	31,8	33,—	26,7	39,4
fm	47,7	51,2	40,5	39,6	31,7
F—fm	−26,2	−19,4	− 7,5	−12,9	+ 7,5

2. Pyroxene andesites of the 2nd division of the I. group and the summit pyroxene andesites

Weight percentages of analyses

	6/18	7/2b	8/6b	9/7	10/8	11/12	12/19
SiO_2	55,88	57,36	63,97	55,74	53,96	57,13	57,13
TiO_2	0,62	0,65	0,34	0,90	11,15	0,83	0,40
Al_2O_3	16,43	22,07	16,44	17,48	16,16	14,55	19,83
Fe_2O_3	2,36	2,06	0,44	3,40	3,40	4,84	3,55
FeO	5,31	2,30	5,52	4,31	4,85	3,44	2,73
MnO	0,13	0,08	0,47	0,05	0,07	0,08	0,09
MgO	5,09	1,37	2,92	4,01	5,06	4,79	4,06
CaO	8,35	6,85	6,44	8,20	8,15	6,90	8,95
BaO	—			0,03	0,07	0,15	
Na_2O	2,—	3,08	2,42	2,70	2,40	2,20	2,20
K_2O	1,30	2,31	2,68	1,50	1,40	1,75	1,17
P_2O_5	0,29	0,24	0,26	0,27	0,27	0,24	0,23
H_2O+	1,99	1,44	1,17	0,70	0,64	*1,88	0,69
H_2O-	0,61	0,45	0,28	0,64	0,50	1,49	0,91
CO_2		0,02	0,09				
Cl		0,01	0,01	0,10	0,05	0,06	
S		0,01	0,04				
	99,59 o = S	100,42	100,32	99,61	99,55	99,66	99,96

	13/55	14/36	15/40	16/9	17/10	18/44	19/4d
SiO_2	55,88	57,36	63,97	55,74	53,96	57,13	57,13
TiO_2	0,62	0,65	0,34	0,90	11,15	0,83	0,40
Al_2O_3	18,1	18,05	16,56	15,22	15,22	18,48	17,14
Fe_2O_3	1,62	2,64	1,60	4,86	4,30	1,87	4,42
FeO	4,50	4,07	2,87	4,48	5,08	3,66	5,54
MnO	0,13	0,16	0,08	0,10	0,11	0,11	0,17
MgO	4,58	2,70	2,50	5,93	6,50	3,75	1,46
CaO	8,49	6,10	4,09	8,40	8,25	6,74	6,36
BaO				0,28	0,26		
Na_2O	2,00	2,30	2,60	2,48	2,54	2,20	5,24
K_2O	2,10	2,05	3,20	1,27	1,18	2,03	2,10
P_2O_5	0,09	0,05	0,16	0,14	0,14	0,28	0,01
H_2O+	*1,10	*1,92	*1,70	*0,23	0,22	0,20	**
H_2O-	0,32	1,98	0,16	0,53	0,60	2,42	**
Cl				0,06	0,05		
	99,44	100,03	99,83	100,62	99,56	99,70	99,97

* loss by ignition
** not determined

Calculation according to A. N. Zavarickij

	6/18	7/2b	8/6b	9/7	10/8	11/12	12/19
a	6,6	10,8	9,4	8,5	7,5	7,7	7,—
c	8,2	8,9	6,6	8,—	7,3	6,3	10,7
b	19,—	9,7	12,8	17,—	19,5	18,7	14,6
s	66,2	70,6	71,2	66,5	65,7	67,3	67,7
f′	39,4	44,3	48,5	43,3	39,8	41,3	42,1
m′	47,8	25,8	39,9	42,1	45,4	45,2	51,2
c′	12,8	29,9	11,6	14,6	14,8	13,5	6,7
n	70,1	66,9	57,8	73,1	72,2	65,6	74,1
t	0,9	0,48	0,5	1,17	1,2	1,25	1,—
φ	11,—	19,5	3,—	17,8	15,2	22,8	22,4

	13/35	14/36	15/40	16/9	17/10	18/44	19/4d
a	7,8	8,7	10,5	7,3	7,3	8,3	14,7
c	8,7	8,—	5,1	6,5	6,6	8,8	4,2
b	16,4	12,9	10,4	22,3	23,4	12,9	15,3
s	67,1	70,4	74,—	63,9	62,7	70,—	65,8
f′	37,—	52,—	40,5	37,8	36,8	42,8	60,2
m′	50,1	38,2	41,5	45,—	47,6	53,—	16,3
c′	12,9	—	—	17,1	15,6	—	23,4
a′	—	9,8	18,—	—	—	4,2	—
n	59,2	63,3	55,2	74,8	76,6	62,—	79,1
t	0,8	0,84	0,4	1,2	1,6	1,1	0,52
φ	8,8	18,7	13,3	18,5	15,7	13,—	24,7

Calculation according to P. N i g g l i

	6/18	7/2b	8/6b	9/7	10/8	11/12	12/19
si	155,9	190,2	200,2	158,9	155,7	178,8	155,6
al	27,4	42,8	31,9	29,5	26,6	25,9	33,1
fm	39,5	18,4	32,—	35,—	39,9	41,7	31,5
c	25,3	24,1	22,7	25,2	24,5	22,6	27,2
alk	7,8	14,7	13,4	10,3	9,—	9,8	8,2
k	0,3	0,33	0,42	0,27	0,28	0,34	0,26
mg	0,55	0,37	0,45	0,49	0,55	0,52	0,55
c/fm	0,64	1,3	0,71	0,72	0,62	0,54	0,86
qz	+24,7	+31,7	+46,6	+17,7	+19,7	+39,6	+22,8

	13/35	14/36	15/40	16/9	17/10	18/44	19/4d
si	160,7	189,5	245,2	148,5	140,5	180,3	169,5
al	30,4	35,—	37,3	23,9	23,3	34,3	29,8
fm	34,2	31,6	28,4	43,6	45,—	32,1	30,5
c	26,—	21,6	16,8	24,—	23,3	22,8	20,2
alk	9,4	11,8	17,5	8,5	8,4	10,8	19,5
k	0,41	0,37	0,45	0,25	0,23	0,38	0,20
mg	0,58	0,42	0,51	0,54	0,56	0,55	0,21
c/fm	0,76	0,68	0,59	0,55	0,52	0,73	
qz	+23,1	+42,3	+75,2	+14,5	+ 6,9	+37,1	— 8,66

Calculation according to A. Osann

	6/18	7/2b	8/6b	9/7	10/8	11/12	12/19
a	3,2	7,7	5,8	4,4	3,7	4,—	3,7
c	8,1	14,7	8,2	8,2	7,2	6,5	11,2
f	18,7	7,6	16,—	17,4	19,1	19,5	15,1
s	61,—	65,6	66,7	61,6	61,—	63,3	61,—
n	7,—	6,7	5,8	7,3	7,2	6,6	7,4
k	1,36	1,20	1,31	1,14	1,16	1,24	1,19

	13/35	14/36	15/40	16/9	17/10	18/44	19/4d
a	4,—	5,4	8,4	3,4	3,3	5,—	8,74
c	9,—	10,8	9,5	6,—	5,8	10,7	4,60
f	17,—	13,8	12,1	20,6	20,9	14,3	17,85
s	61,7	65,6	5,5	60,—	58,8	64,5	62,9
n	5,9	6,3	1,45	7,5	7,7	6,2	7,98
k	1,17	1,25	71,06	1,12	1,07	1,27	0,94

Calculation according to Al. Köhler and Fr. Raaz

	6/18	7/2b	8/6b	9/7	10/8	11/12	12/19
si′	7747	7763	6926	8258	8149	7725	6853
qz	+23,1	+30,5	+43,7	+16,9	+18,4	+26,3	+34,—
F	33,5	42,6	20,3	40,3	34,9	31,—	21,5
fm	43,4	26,9	36,—	42,8	46,7	42,7	44,5
F—fm	— 9,9	+15,7	—15,7	— 2,5	—11,8	—11,7	—23,—

	13/35	14/36	15/40	16/9	17/10	18/44	19/4d
si′	8059	7390	7217	8484	8652	7500	9913
qz	+21,2	+34,2	+47,3	+13,—	+ 5,8	+31,9	— 7,2
F	39,1	35,2	29,3	32,7	34,4	35,4	50,7
fm	39,7	30,6	23,4	54,3	59,8	32,7	42,1
F—f	— 0,6	+ 4,6	+ 5,9	—21,6	—25,4	+ 2,7	+ 8,6

3. Amphibole-pyroxene andesites

Weight percentages of analyses

	20/17	21/32	22/33
SiO_2	57,29	58,46	58,75
TiO_2	0,69	0,64	0,68
Al_2O_3	16,02	10,93	10,96
Fe_2O_3	1,94	8,71	7,80
FeO	5,16	4,15	5,15
MnO	0,13	0,09	0,07
MgO	5,11	3,62	3,49
CaO	7,35	6,65	7,25
Na_2O	2,40	1,76	2,26
K_2O	2,15	2,34	2,10
P_2O_5	0,32	0,22	0,27
H_2O+	*1,13	*2,37	*0,59
H_2O-	0,35	0,71	0,74
	100,04	100,65	100,11

Calculation according to

A. N. Zavarickij

	20/17	21/32	22/33
a	8,5	7,3	7,9
c	6,6	3,7	3,3
b	18,1	22,—	22,6
s	66,8	67,—	66,2
f′	37,4	51,9	50,3
m′	48,9	28,—	25,8
c′	13,7	20,1	23,9
n	62,8	53,3	62,1
t	0,9	0,8	0,86
φ	9,3	33,7	28,8

P. Niggli

	20/17	21/32	22/33
si	166,—	181,3	177,2
al	27,3	20,—	19,5
fm	39,2	48,—	46,5
c	22,8	22,1	23,4
alk	10,7	9,9	10,6
k	0,37	0,47	0,38
mg	0,57	0,35	0,34
c/fm	0,58	0,46	0,5
qz	23,2	41.7	34,8

Calculation according to

A. Osann — Al. Köhler – Fr. Raaz

	20/17	21/32	22/33		20/17	21/32	22/33
a	4,4	3,7	4,–	si′	8226	7637	7903
c	6,9	3,8	3,3	qz	+21,6	+31,2	+27,2
f	18,7	22,5	22,7	F	35,7	22,7	23,9
s	62,5	64,6	64,0	fm	42,7	46,1	48,9
n	6,28	5,3	6,2	F–fm	– 7,0	–23,4	–25,0
k	1,17	1,3	1,25				

* loss by ignition (ztráta žíháním).

4. „Pab" and „Pabo" andesites

(Platy pyroxene andesites with accessory resorbed amphibole and biotite, event. with olivine)

Weight percentage of analyses

	23/11	24/20	25/34	26/41	27/42	28/49
SiO_2	55,23	56,23	58,05	58,39	57,60	56,78
TiO_2	1,15	0,83	0,64	0,30	0,50	0,70
Al_2O_3	14,62	15,42	11,36	17,90	17,23	14,78
Fe_2O_3	4,43	4,79	6,45	2,95	4,79	4,90
FeO	4,48	2,87	6,72	3,26	2,15	3,25
MnO	0,10	0,08	0,10	0,10	0,13	0,10
MgO	5,13	4,76	3,54	3,98	4,40	4,60
CaO	7,80	8,53	7,20	6,19	6,65	8,02
BaO	0,20					0,29
SrO						0,11
Na_2O	2,74	2,40	2,06	2,50	2,20	2,20
K_2O	1,78	1,90	1,92	2,22	2,03	2,20
Li_2O				0,001		
P_2O_5	0,22	0,32	0,26	0,17	0,23	0,24
H_2O+	*0,20	*0,81	*0,68	*1,58	*1,48	*1,03
H_2O-	2,70	1,34	0,69	0,38	0,44	0,75
Cl	0,05					
	100,83	100,28	99,67	99,921	99,83	99,95

Calculation according to A. N. Zavarickij

	23/11	24/20	23/34	26/41	27/42	28/49
a	8,7	8,2	7,3	9,1	8,1	8,3
c	5,6	6,4	3,9	7,9	8,—	3,2
b	21,2	19,5	22,7	13,2	14,9	21,3
s	64,5	65,9	66,1	69,8	69,—	67,2
f′	38,7	36,—	52,4	45,1	43,9	35,6
m′	41,7	42,5	26,4	53,7	52,8	38,0
c′	19,6	21,5	21,2	—	3,3	—
a′	—	—	—	1,2	—	26,3
n′	70,—	65,7	61,9	63,—	62,2	60,3
t	1,5	1,1	0,82	0,38	0,64	0,9
φ	18,1	21,4	24,1	19,9	28,7	20,2

Calculation according to P. Niggli

	23/11	24/20	23/34	26/41	27/42	28/49
si	154,9	161	173,6	182,6	175,7	200,2
al	24,1	26	20	32,9	30,9	30,6
fm	41,6	37,7	46,7	34,4	36,9	47,1
c	23,7	26,2	23,7	20,7	21,7	9,8
alk	10,6	10,1	9,6	12,—	10,5	12,5
k	0,30	0,34	0,38	0,37	0,38	0,4
mg	0,52	0,54	0,34	0,54	0,55	0,52
c/fm	0,57	0,69	0,49	0,60	0,59	0,21
qz	+12,5	+20,6	+35,2	+34,6	+33,7	+50,—

Calculation according to A. Osann

	23/11	24/20	23/34	26/41	27/42	28/49
a	4,2	4,1	3,6	5,4	4,5	5,4
c	5,3	6,4	3,9	9,4	8,9	8,—
f	20,5	19,5	22,5	15,2	16,6	16,6
s	61,1	61,8	63,6	64,6	63,8	66,8
n	7,—	6,6	6,2	6,3	6,2	6,—
k	1,10	1,16	1,26	1,24	1,25	1,35

Calculation according to Al. Köhler and Fr. Raaz

	23/11	24/20	23/34	26/41	27/42	28/49
si′	8560	8205	7738	7831	7756	6658
qz	+11	+19,1	+27,9	+30,5	+29,7	+36,3
F	35,1	34,5	23,7	37,4	36,5	17,5
fm	53,9	46,4	48,4	32,1	33,8	46,2
F−fm	−18,8	−11,9	−24,7	+ 5,3	+ 2,7	−28,7

5. Biotite-amphibole andesites and their tuff

Weight percentages of analyses

	29/3b	30/4b	31/5b	32/1	33/2
SiO_2	60,62	61,03	63,23	58,32	60,01
TiO_2	0,30	0,27	0,20	0,55	0,60
Al_2O_3	17,95	16,90	16,77	14,66	15,36
Fe_2O_3	4,02	2,40	3,08	3,96	4,80
FeO	2,22	2,61	1,47	2,73	1,80
MnO	0,09	0,32	0,21	0,06	traces
MgO	1,84	2,22	1,63	3,98	3,24
CaO	5,61	5,33	6,06	5,95	6,10
BaO				0,04	0,03
Na_2O	2,70	2,80	3,37	2,30	2,75
K_2O	2,26	3,25	2,91	2,35	2,50
P_2O_5	0,2	0,28	0,28	0,24	0,25
H_2O+	1,47	2,27	0,59	2,07	0,80
H_2O-	0,83	0,20	0,26	2,70	2,09
CO_2	traces	traces	traces	0,55	0.19
Cl	traces	traces	0,02	0,11	0,12
S	0,02	0,01	0,02		
	100,13	99,89	100,15	100,57	100,64

	34/22	35/50	36/52	37/53	38/51	39/25
SiO_2	60,54	55,61	59,12	57,79	52,54	64,30
TiO_2	0,40	0,73	0,67	0,67	0,89	0,31
Al_2O_3	14,69	17,02	16,78	17,20	18,00	14,34
Fe_2O_3	4,51	4,48	2,95	3,18	5,21	4,83
FeO	2,58	3,19	3,12	3,64	3,97	0,86
MnO	0,11	0,14	0,12	0,13	0,15	0,06
MgO	2,66	2,96	2,94	2,60	3,31	0,81
CaO	7,92	7,02	6,25	6,75	7,75	2,80
BaO		0,22	0,09	0,11	0,10	
SrO		0,04	0,07	0,08	0,07	
Na_2O	2,25	2,50	2,60	2,25	2,25	1,90
K_2O	2,50	2,35	2,65	2,50	1,90	3,60
P_2O_5	0,48	0,13	0,09	0,10	0,11	0,11
H_2O+	*1,22	*1,31	*1,18	*1,82	*2,17	*4,66
H_2O-	0,41	1,85	1,48	0,75	1,25	1,16
	100,27	99,55	100,11	99,57	99,67	99,74

* loss by ignition (ztráta žíháním).

Calculation according to A. N. Zavarickij

	29/3b	30/4b	31/5b	32/1	33/2
a	9,7	11,4	11,9	8,8	10,—
c	7,2	6,1	5,5	5,8	5,6
b	10,4	9,7	9,1	15,8	13,7
s	72,7	72,8	73,5	69,6	70,7
f′	56,8	52,2	46,9	44,1	43,5
m′	31,7	41,—	30,9	44,7	41,4
c′	—	6,8	22,2	11,2	15,1
a′	11,5	—	—	—	—
n	64,4	56,6	63,7	59,7	62,5
t	0,36	0,3	0,24	0,7	0,74
φ	34,6	22,1	29,1	22,2	30,7

	34/22	35/50	36/52	37/53	38/51	39/25
a	8,7	9,5	10,—	9,1	8,4	9,8
c	5,6	7,4	6,7	7,7	8,9	3,7
b	15,3	14,8	12,4	12,6	16,7	9,7
s	70,4	68,3	70,9	70,6	66,—	76,8
f′	42,5	50,7	47,1	53,1	54,4	53,5
m′	30,2	36,6	42,3	37,5	36,8	14,8
c′	27,3	12,7	10,6	9,4	8,8	—
a′	—	—	—	—	—	31,7
n	57,7	61,7	59,8	57,7	64,3	44,4
t	0,5	0,97	0,8	0,86	1,25	0,36
φ	25,6	27,7	21,2	22,9	29,0	44,2

Calculation according to P. N i g g l i

	29/3b	30/4b	31/5b	32/1	33/2
si	214	217,8	229	194,4	201,3
al	37,3	35,5	35,7	28,8	30,3
fm	27,2	27,—	22,3	37,5	33,4
c	21,2	20,4	23,5	21,3	22,—
alk	14,3	17,1	18,5	12,4	14,3
k	0,36	0,43	0,36	0,4	0,37
mg	0,36	0,44	0,4	0,53	0,49
c/fm	0,78	0,75	1,06	0,57	0,66
qz	+56,8	+49,4	+55,—	+44,8	+44,1

	34/22	35/50	36/52	37/53	38/51	39/25
si	198,4	173,—	196,—	188,5	151,5	303,15
al	28,3	31,1	32,7	33,—	30,5	39,8
fm	31,5	32,9	30,9	30,8	35,5	26,5
c	27,8	23,8	22,5	23,9	24,2	14,2
alk	12,4	12,2	13,9	12,3	9,8	19,5
k	0,42	0,4	0,4	0,4	0,36	0,56
mg	0,42	0,4	0,47	0,4	0,4	0,22
c/fm	0,88	0,72	0,73	0,78	0,7	0,54
qz	+48,8	+24,2	+40,4	+39,4	+12,3	+125,2

Calculation according to A. Osann

	29/3b	30/4b	31/5b	32/1	33/2
a	6,8	8,—	8,7	5,2	6,2
c	11,—	8,5	8,—	6,9	6,9
f	12,2	13,5	13,3	17,9	16,9
s	68,2	68,6	69,5	66,1	66,9
n	6,4	5,6	6,37	5,97	6,25
k	1,37	1,3	1,32	1,31	1,29

	34/22	35/50	36/52	37/53	38/51	39/25
a	5,2	5,3	6,2	5,5	4,2	9,8
c	6,7	8,3	8,4	9,3	9,0	10,1
f	18,1	16,4	15,4	15,2	16,8	10,1
s	66,5	63,6	66,4	65,2	60,5	75,3
n	5,77	6,17	6,—	5,77	6,4	4,4
k	1,33	1,17	1,27	1,27	1,1	1,71

Calculation according to Al. Köhler and Fr. Raaz

	29/3b	30/4b	31/5b	32/1	33/2
si'	7301	7825	7983	7495	7822
qz	+41,9	+38,3	+40,3	+34,7	+34,2
F	34,—	40,1	39,4	32,—	34,8
fm	24,1	21,6	20,3	33,3	31,—
F—fm	+ 9,9	+18,5	+19,1	— 1,3	+ 3,8

	34/22	35/50	36/52	37/53	38/51	39/25
si'	7538	8031	7896	7684	8129	4584
qz	+37,7	+21,9	+32,1	+32,2	+11,9	+58,7
F	30,6	41,2	38,4	38,2	44,—	21,6
fm	31,7	36,9	29,5	29,6	44,1	19,7
F—fm	— 1,1	+ 4,3	+ 8,9	+ 8,6	— 0,1	+ 1,9

6. Rhyodacites ano some related plagioclase rhyolites

Weight percentages of analyses

	40/30	41/21	42/24	43/54	44/23	45/37
SiO_2	68,58	67,65	68,70	69,89	70,00	75,33
TiO_2	0,34	0,28	0,30	0,34	0,22	0,12
Al_2O_3	10,66	13,53	13,18	15,09	13,77	12,36
Fe_2O_3	3,77	1,40	5,15	0,45	2,50	0,99
FeO	2,71	1,79	0,57	1,41	0,71	1,03
MnO	0,03	0,06	0,04	0,04	0,03	0,06
MgO	1,39	2,75	0,65	0,80	0,52	0,51
CaO	2,85	2,90	2,37	2,85	3,00	1,67
BaO				0,06		
SrO				0,07		
Na_2O	1,88	2,40	2,75	2,70	2,75	3,00
K_2O	3,54	3,70	3,45	3,80	4,00	4,60
P_2O_5	0,11	0,16	0,06	0,04	0,08	0,16
H_2O+	*3,08	*3,12	*1,35	*1,35	*1,14	*0,32
H_2O-	0,53	0,29	1,05	0,73	0,85	0,16
	99,47	100,03	99,62	99,62	99,57	100,19

Calculation according to A. N. Zavarickij

	40/30	41/21	42/24	43/54	44/23	45/37
a	9,4	10,7	11,2	11,5	12,—	12,8
c	2,5	3,6	2,9	3,6	3,3	1,6
b	9,2	8,—	6,9	4,8	4,1	3,—
s	78,9	77,7	79,—	80,1	80,6	82,6
f′	63,4	36,8	72,4	37,0	69,1	59,7
m′	25,9	58,6	16,1	28,6	21,6	27,5
c′	10,7	—	—	—	9,3	12,8
a′	—	4,6	11,5	34,4	—	—
n	44,6	49,5	54,7	51,8	51,—	49,7
t	0,36	0,31	0,32	0,36	0,23	0,12
φ	35,2	14,8	64,—	8,02	51,9	26,9

Calculation according to P. Niggli

	40/30	41/21	42/24	43/54	44/23	45/37
si	335,5	301,2	335,1	353,4	353,9	435,2
al	30,4	35,4	37,8	44,9	41,—	42,—
fm	35,—	29,9	26,1	13,9	16,4	13,9
c	14,8	13,8	12,4	15,8	16,2	10,4
alk	19,8	20,9	23,7	25,4	26,4	33,7
k	0,55	0,50	0,45	0,48	0,49	0,5
mg	0,29	0,61	0,18	0,44	0,24	0,32
c/fm	0,43	0,46	0,47	1,1	1,—	0,74
qz	+156,3	+117,6	+140,3	+151,8	+148,3	+200,4

Calculation according to A. Osann

	40/30	41/21	42/24	43/54	44/23	45/37
a	8,5	9,7	11,4	13,8	13,5	17,4
c	4,6	6,7	6,8	10,6	7,5	4,3
f	16,9	13,6	11,8	5,6	9,—	8,3
s	76,9	75,1	77,—	78,—	78,—	81,3
n	4,5	5,—	5,5	5,2	5,1	5,—
k	1,87	1,65	1,72	1,76	1,73	1,86

Calculation according to Al. Köhler and Fr. Raaz

	40/30	41/21	42/24	43/54	44/23	43/37
Si′	6167	6801	6614	6554	6788	6782
qz	+63,—	+57,4	+61,—	+63,5	+63,5	+68,5
F	20,7	25,8	25,2	26,4	28,8	26,—
fm	16,3	16,8	13,8	10,1	7,9	5,5
F−fm	+ 4,4	+ 9,—	+11,4	+16,3	+20,9	+20,5

7. Rhyolites

Weight percentages of analyses

	46/3a	47/4a	48/13	49/14	50/16	51/45	52/55
SiO_2	72,56	74,35	73,42	70,63	75,40	73,85	80,93
TiO_2	0,08	0,10	0,25	0,45	0,40	0,09	0,07
Al_2O_3	13,20	12,49	12,20	11,80	10,38	13,34	7,97
Fe_2O_3	1,32	1,85	2,26	1,78	1,24	0,60	1,29
FeO	0,49	0,21	0,71	0,56	0,11	1,08	1,72
MnO	0 06	0 02	0,03	0,04	0,01	0,04	0,04
MgO	0,15	0,36	1,27	1,23	1,48	1,19	0,36
CaO	1,13	1,03	1,58	1,65	0,75	1,50	1,12
BaO			0,41	0,10	0,13	0,22	
SrO						0,09	0,01
Na_2O	2,76	3,01	2,60	0,90	1,40	2,50	1,48
K_2O	4,85	4,66	3,70	3,95	3,47	3,96	2,96
P_2O_5	0,24	0,29	—	0,07	—	tr.	tr.
H_2O+	2,92	0,84	*0,76	*5,51	*2,43	*0,69	*1,03
H_2O-	0,15	0,79	0,29	0,57	1,94	0,58	1,10
Cl			0,11	0,15	0,03		
S	0,05	0,05					
	99,96	100,05	99,59	99,39	99,17	99,73	100,08

	53/48	54/56	55/57	56/62	57/38	58/39
SiO_2	74,56	72,44	76,13	72,71	78,02	77,02
TiO_2	0,09	0,20	0,10	0,30	0,10	0,10
Al_2O_3	13,73	13,09	10,74	12,73	10,31	11,25
Fe_2O_3	1,16	3,63	3,68	1,04	0,65	0,10
FeO	0,79	0,86	0,64	1,22	1,03	0,64
MnO	0,05	tr.	0,07	0,10	0,03	0,02
MgO	0,82	0,51	0,27	0,35	0,41	0,44
CaO	1,45	1,68	0,45	1,68	1,00	0,95
BaO	0,09					
SrO	0,04	0,015	0,06	0,06		
Na_2O	2,50	2,20	1,20	2,54	0,25	0,25
K_2O	3,30	3,60	5,58	3,80	6,80	7,75
P_2O_5	tr.	0,07	0,05	tr.	0,08	0,02
H_2O-	*0,67	*1,14	*0,77	*2,99	*0,74	0,64
H_2O-	0,32	1,02	0,10	0,10	0,12	0,10
					0,81	0,28
	99,57	100,455	99,785	99,61	100,35	99,54

* loss by ignition.

Spectral traces of Li, Cr, Be, Sn, W, Mo.

Calculation according to A. N. Zavarickij

	46/3a	47//4a	48/13	49/14	50/16	51/45	52/55
a	13,—	13,1	10,8	7,8	7,9	10,9	7,2
c	1,4	1,2	2,1	2,1	1,—	1,9	1,3
b	3,6	3,1	5,6	8,3	7,3	5,7	3,6
s	82,—	82,6	81,5	81,8	83,8	81,5	87,9
f′	44,5	55,7	45,3	25,7	15,5	26,9	73,9
m′	6,9	19,—	37,3	25,8	33,6	34,7	16,3
a′	48,6	25,3	17,4	48,5	50,9	38,4	9,8
n′	46,3	49,4	51,5	25,6	38,—	48,9	43,1
t	0,08	0,1	0,25	0,47	0,4	0,1	0,07
φ	30,4	49,—	33,2	18,6	14,—	8,7	29,4

	53/48	54/56	55/57	56/62	57/38	58/39
a	9,8	9,8	10,3	11,—	10,—	11,5
c	1,8	2,—	0,5	2,1	1,2	1,1
b	7,3	7,9	6,4	4,5	3,1	2,3
s	81,1	80,3	82,8	82,4	85,7	85,1
f′	23,5	48,3	56,8	47,7	48,8	29,5
m′	18,4	10,7	6,8	13,3	21,8	31,3
a′	58,1	41,—	36,4	39,—	29,4	39,2
n	53,5	48,1	24,6	50,4	5,2	4,6
t	0,09	0,2	0,1	0,3	0,09	0,09
φ	13,—	38,3	46,7	19,8	17,5	3,4

Calculation according to P. Niggli

	46/3a	47/4a	48/13	49/14	50/16	51/45	52/55
si	442	451,5	405,2	446,2	547,3	416,9	663,5
al	47,3	44,6	39,6	43,9	44,4	44,3	38,4
fm	10,1	12,9	23,3	23,2	23,5	17,9	24,5
c	7,4	6,8	10,2	11,4	6,2	9,9	9,9
alk	35,2	35,7	26,9	21,5	25,9	27,9	27,2
k	0,54	0,50	0,48	0,74	0,62	0,5	0,56
mg	0,13	0,25	0,45	0,50	0,69	0,56	0,18
c/fm	0,73	0,52	0,44	0,49	0,26	0,5	0,40
qz	+201,5	+208,7	+197,6	+260,2	+343,7	+205,3	+454,6

	53/48	54/56	55/57	56/62	57/38	58/39
si	438,3	399,4	497	437,8	570,5	546,—
al	47,5	42,4	41,2	45,1	44,3	46,9
fm	16,4	23,2	24,5	14,5	14,5	9,1
c	9,5	10,—	3,4	11,0	7,8	7,2
alk	26,6	24,4	30,9	29,4	33,4	36,8
k	0,47	0,52	0,75	0,49	0,95	0,95
mg	0,44	0,18	0,10	0,22	0,31	0,47
c/fm	0,58	0,43	0,13	0,76	0,54	0,79
qz	+231,9	+201,8	+273,4	+220,6	+336,9	+398,8

Calculation according to A. O s a n n

	46/3a	47/4a	48/13	49/14	50/16	51/45	52/55
a	20	19,4	13,4	11,5	15,7	15,1	13,3
c	7	4,8	6,3	12,—	11,2	8,8	5,4
f	3	5,8	10,3	6,5	3,1	6,1	11,3
s	81,5	81,8	80,3	81,8	84,6	80,7	86,9
n	4,63	4,9	5,1	2,6	3,8	4,9	4,3
k	1,9	1,86	1,96	2,42	2,8	1,97	3,17

	53/48	54/56	55/57	56/62	57/38	58/39
a	15,2	12,7	15,7	16,1	18,—	20,8
c	11,9	9,4	5,3	8,5	5,8	5,8
f	2,9	7,9	9,—	5,4	6,2	3,4
s	81,4	80,—	83,2	81,5	85,04	84,5
n	5,3	4,8	2,5	5,04	0,53	0,46
k	2,13	2,—	2,2	2,02	2,44	2,22

Calculation according to Al. K ö h l e r and Fr. R a a z

	46/3a	47/4a	48/13	49/14	50/16	51/45	52/55
si′	6327	6472	6229	4633	4446	6072	4234
qz	+68,7	+68,9	+68,2	+73,–	+77,1	+68,8	83,3
F	23,6	23,4	21,5	12,6	11,–	20,2	11,6
fm	7,7	7,7	10,3	14,4	11,9	11,–	5,1
F–fm	+15,9	+15,7	+11,2	– 1,8	– 0,9	+ 9,2	+ 6,5

	53/48	54/56	55/57	56/62	57/38	58/39
si′	5539	5529	5508	5933	5239	5744
qz	+70,8	+68,3	+73,2	+70,–	+78,–	+75,9
F	16,3	15,1	15,6	21,1	16,4	19,9
fm	–12,9	–16,6	–11,2	– 8,9	5,6	4,2
F–fm	+ 3,4	– 1,5	+ 4,4	+12,2	–10,8	+15,7

8. Rhyodacite a rhyolite tuffs

Weight percentages of analyses

	59,15	60,27	61,28	62,29
SiO_2	68,75	68,74	64,46	68,65
TiO_2	0,50	0,09	0,25	0,22
Al_2O_3	12,12	15,92	16,05	15,30
Fe_2O_3	2,64	1,04	2,32	1,29
FeO	0,28	0,50	0,79	0,64
MnO	0,03	0,06	0,06	0,07
MgO	1,84	0,51	0,56	0,47
CaO	0,70	1,77	1,80	2,25
BaO	0,15			
Na_2O	0,90	1,60	1,37	3,25
K_2O	3,20	2,82	2,82	2,12
P_2O_5	–	0,13	0,17	0,08
H_2O+	*6,22	4,77	6,26	4,18
H_2O-	2,11	1,39	2,46	0,84
Cl	0,07			
	99,51	99,34	99,37	99,36

	63/58	64/59	65/60	66/61
SiO_2	74,30	72,89	71,99	66,74
TiO_2	0,12	0,12	0,07	0,53
Al_2O_3	11,40	11,93	12,53	12,83
Fe_2O_3	1,94	1,59	1,92	3,75
FeO	0,58	1,08	0,79	0,94
MnO	0,06	0,16	0,14	0,07
MgO	0,39	0,31	0,42	0,79
CaO	1,40	1,68	1,47	2,17
SrO	tr.	0,012	0,01	tr.
Na_2O	0,94	2,—	1,80	1,68
K_2O	5,44	4,28	4,08	3,20
P_2O_5	0,03	0,02	tr.	0,08
H_2O+	2,04	*2,84	*4,08	*4,33
H_2O-	1,17	0,66	0,33	2,65
	99,81	99,572	99,63	99,76

Calculation according to A. N. Zavarickij

	59/15	60/27	61/28	62/29
a	6,6	7,6	7,3	10,4
c	0,9	2,2	2,3	2,8
b	13,5	11,7	14,2	7,4
s	79	78,5	76,2	79,4
f′	.18,9	12,1	20,3	24,3
m′	23,4	7,4	6,9	10,9
a′	57,7	80,5	72,8	64,8
n	30,—	46,2	42,4...	69,9
t	0,54	0,1	0,29	0,23
φ	16,8	7,6	14,4	15,1

	63/58	64/59	65/60	66/81
a	9,87	10,62	9,87	8,65
c	1,69	2,06	1,79	2,75
b	4,74	4,30	6,52	9,37
s	83,70	83,02	81,82	79,23
f′	47,2	58,9	38,7	46,—
m′	13,8	12,2	11,—	14,9
a′	39,—	28,9	50,4	39,1
n	20,8	41,5	40,—	44,4
t	0,12	0,12	0,07	0,6
φ	34,5	31,4	25,1	35,3

Calculation according to P. N i g g l i

	59/15	60/27	61/28	62/29
si	433,9	414,—	362,5	378,—
al	45,—	56,4	53,1	49,5
fm	31,5	12,—	18,5	12,5
c	5,1	11,4	10,8	13,3
alk	18,4	20,2	17,6	24,7
k	0,70	0,53	0,58	0,31
mg	0,55	0,38	0,26	0,31
c/fm	0,16	0,95	0,61	1,1
qz	+216,—	+233,2	+192,1	+179,2

	63/58	64/59	65/60	66/61
si	490	450,4	446	363,1
al	44,2	43,4	45,7	41,1
fm	16,9	16,6	17,6	26,3
c	9,9	11,2	9,8	12,7
alk	28,9	28,8	26,9	19,9
k	0,79	0,58	0,59	0,55
mg	0,22	0,17	0,22	0,24
c/fm	0,58	0,67	0,55	0,48
qz	+274,4	+235,2	+238,4	+183,5

Calculation according to A. Osann

	59/15	63/58	64/59	65/60	66/61
a	10,—	15,6	15,3	14,8	10,—
c	14,5	8,2	7,7	10,4	10,5
f	5,5	6,2	7,—	4,8	9,5
s	81,36	83,06	81,8	81,7	78,5
n	2,99	2,08	4,2	4,—	4,4
k	2,52	2,27	2,1	2,2	2,02

Notice: Analyses of rhyodacite and dacite tuffs show mostly such an excess of Al that the Osann' s calculation cannot be at all applied.

Calculation according to Al. Köhler and Fr. Raaz

	59/15	60/27	61/28	62/29
si'	4075	4265	4267	5669
qz	+70,9	+70,3	+66,1	+68,4
F	7,2	9,3	8,6	17,8
fm	21,9	20,4	25,3	13,8
F—fm	−14,7	−11,1	−16,7	+ 4,—

	63/58	64/59	65/60	66/61
si'	5317	5527	5354	5274
qz	+74,6	+72,—	+71,7	+66,3
F	17,1	18,9	16,9	16,2
fm	8,3	10,1	11,4	17,5
F—fm	+ 8,8	+ 8,8	+ 5,5	+ 8,7

9. Varia. Microgranite, trachyte, altered andesite tuff

Weight percentages of analyses

	67/46	68/47	69/26
SiO_2	69,31	62,48	46,43
TiO_2	0,52	0,42	0,60
Al_2O_3	14,84	17,90	18,86
Fe_2O_3	1,02	4,77	9,46
FeO	0,72	0,58	1,36
MnO	0,01	0,03	0,18
MgO	1,65	1,11	1,76
CaO	0,90	0,75	4,20
BaO	0,30	0,25	
SrO	0,06	0,07	
Na_2O	0,70	0,40	1,00
K_2O	7,50	8,80	0,35
P_2O_5	0,03	0,07	0,06
H_2O	1,47	1,32	9,34
H_2O-	0,90	0,79	6,37
	99,93	99,75	99,97

Calculation according to

A. N. Zavarickij

	67/46	68/47	69/26
a	12,1	13,5	3,1
c	1,3	1,1	6,—
b	9,1	14,6	28,9
s	77,5	70,8	62,—
f′	16,9	31,7	38,4
m′	30,4	12,9	12,1
a′	52,7	55,5	49,5
n	12,4	6,5	8,3
t	0,6	0,5	0,96
φ	9,4	27,7	32,5

P. Niggli

	67/46	68/47	69/26
si	361,7	268,9	167
al	45,5	45,3	39,9
fm	20,1	24,7	39,6
c	5,9	4,1	16,2
alk	28,5	25,9	4,3
k	0,88	0,93	0,19
mg	0,65	0,29	0,24
c/fm	0,29	0,16	0,41
qz	+148,—	+65,3	+49,8

Calculation according to

A. Osann

	67/46	68/47	69/26
a	15,7	16,1	2,1
c	9,4	12,1	17,8
f	4,9	1,8	10,1
s	78,4	72,97	62,75
n	1,24	0,65	8,13
k	1,7	1,37	1,29

Al. Köhler and Fr. Raaz

	67/46	68/47	69/26
si′	6532	2002	4573
qz	+59,7	+41,1	+38,5
F	21,4	24,5	7,1
fm	18,9	34,4	54,4
F−fm	+ 2,5	− 9,9	−47,3

10. Hypersthene-olivine basaltoid andesites, andesitoid basaltes, olivine basalte of Kalvária near Banská Štiavnica

Weight percentages of analyses

	70/1b	71/3	72/4	73/1a	74/2a
SiO_2	51,66	51,50	52,60	50,45	56,07
TiO_2	0,40	0,95	0,87	1,07	1,30
Al_2O_3	14,02	17,45	17,53	15,82	17,19
Fe_2O_3	1,47	2,72	4,21	3,44	3,50
FeO	6,58	5,82	4,40	6,42	1,97
MnO	0,31	0,01	0,02	0,18	0,09
MgO	8,29	5,59	4,09	6,57	4,02
CaO	11,93	9,50	9,50	9,31	9,54
BaO		0,06	0,07		
Na_2O	2,32	2,90	2,95	2,93	3,17
K_2O	1,51	1,75	1,80	1,15	1,56
P_2O_5	0,30	0,26	0,59	0,29	0,49
H_2O	0,75	0,18	0,25	1,45	0,58
H_2O-	0,19	0,73	0,65	0,94	0,51
Cl	0,02	0,07	0,07	0,03	0,08
S	0,03			0,04	0,03
CO_2	traces				
	99,78	99,49	99,60	100,09	100,10

	75/43	76/63	77/64	78/3d	79/5d
SiO_2	51,61	49,51	46,16	50,30	44,73
TiO_2	0,52	1,43	1,63	0,30	2,24
Al_2O_3	18,41	15,30	18,56	18,32	14,62
Cr_2O_3					0,04
Fe_2O_3	0,63	5,07	9,08	6,56	3,59
FeO	6,96	5,32	1,00	2,47	7,12
MnO	0,11	0,21	0,18	0,12	0,14
MgO	6,51	6,61	4,36	5,25	13,00
CaO	8,77	8,12	3,22	9,84	8,80
SrO		tr.	tr.		
Na_2O	2,05	2,92	1,60	4,35	2,82
K_2O	2,23	1,32	1,16	1,86	1,14
P_2O_5	0,26	0,31	0,21	0,17	0,47
H_2O	*1,72	*2,59	*6,90	**	0,92
H_2O-	0,38	1,06	6,21	**	0,35
Cl					0,08
S		tr.	tr.		0,03
	99,76	99,77	100,27	99,54	100,09

* loss by ignition (ztráta žíháním).
** not given (neuvedeno).

Calculation according to A. N. Zavarickij

	70/1b	71/3	72/4	73/1a	74/2a
a	7,1	9,2	9,5	8,3	9,5
c	5,6	7,4	7,5	6,6	7,1
b	29,9	22,4	20,—	25,7	16,9
s	57,4	61,—	63,—	59,4	66,5
f′	25,4	36,—	40,5	36,5	29,9
m′	46,—	43,8	36,4	44,4	41,4
c′	28,6	20,2	23,1	19,1	28,7
n	69,9	71,6	71,4	79,5	75,5
t	0,58	1,4	1,2	1,6	1,7
φ	4,)	10,6	18,7	11,6	18,1

	75/43	76/63	77/64	78/3d	79/5d
a	8,1	8,6	5,7	11,2	7,6
c	8,8	6,3	4,3	7,—	5,6
b	21,5	25,5	30,8	22,8	35,8
s	61,6	59,6	59,2	59,—	51,—
f′	35,2	38,8	31,5	36,3	26,8
m′	53,9	45,7	26,5	40,3	60,—
c′	10,9	15,5	—	23,4	13,2
a′	—	—	42,—	—	—
n	58,3	77,—	67,7	87,8	79,—
t	0,75	2,1	2,6	0,44	3,6
φ	25,8	17,5	27,6	25,2	8,3

Calculation according to P. N i g g l i

	70/1b	71/3	72/4	73/1a	74/2a
si	118,8	129,8	140,3	123,7	161,3
al	19,—	25,9	27,5	22,8	29,1
fm	44,3	38,5	34,6	44,—	29,8
c	29,3	25,7	27,2	24,5	29,4
alk	7,4	9,9	10,7	8,7	11,7
k	0,3	0,28	0,29	0,20	0,25
mg	0,64	0,55	0,47	0,54	0,58
c/fm	0,66	0,67	0,79	0,55	0,99
qz	−10,8	−9,8	−2,5	−11,1	+14,5

	75/43	76/63	77/64	78/3d	79/5d
si	129,8	124,7	149,—	122,6	90,—
al	27,2	22,7	35,2	26,24	17,5
fm	40,6	46,2	46,2	35,05	56,5
c	23,6	21,9	11,1	25,56	19,—
alk	8,6	9,2	7,4	13,02	7,—
k	0,4	0,23	0,32	0,21	0,21
mg	0,61	0,54	0,45	0,54	0,69
c/fm	0,58	0,47	0,24		0,33
qz	−4,4	−12,06	+19,3	−29,48	−38,—

Calculation according to A. Osann

	70/1b	71/3	72/4	73/1a	74/2a
a	2,7	4,—	4,4	3,4	4,9
c	4,3	6,5	7,—	5,5	7,4
f	23,—	19,5	18,6	21,1	17,7
s	54,3	56,76	58,5	55,6	62,—
n	7,—	7,16	7,14	7,96	7,55
k	0,92	0,94	0,99	0,93	1,12

	75/43	76/63	77/64	78/3d	79/5d
a	3,5	3,6	3,4	5,31	2,5
c	7,7	5,2	12,9	5,39	3,7
f	18,8	21,2	13,7	19,28	23,8
s	56,6	55,96	60,4	55,08	48,17
n	5,83	7,7	6,8	7,89	7,9
k	0,98	0,93	1,53	0,80	0,72

Calculation according to Al. Köhler and Fr. Raaz

	70/1b	71/3	72/4	73/1a	74/2a
si′	9374	9286	8886	9232	8540
qz	−10,7	−11,1	− 2,2	−12,2	+14,3
F	26,7	37,5	45,2	31,9	41,9
fm	62,6	51,4	52,6	55,9	43,8
F−fm	−35,9	−13,9	− 7,4	−24,—	− 1,9

	75/43	76/63	77/64	78/3d	79/5d
si′	8903	9167	5928	10 542	10 760
qz	− 5,3	−13,5	+21,3	−36,3	− 30,3
F	41,7	31,3	9,9	32,7	18,4
fm	53,—	55,2	68,8	40,8	51,3
F−fm	−11,3	−23,9	−58,9	− 8,1	− 32,9

(see Tables nos. I.—III.)

The Differentiation Diagram according to Weight Percentages of Single Oxides

The differentiation diagram of the Kremnica volcanites according to weight percentages of the single oxides in relation to the weight percentage of SiO_2 constructed on the basis of chemical analyses is very instructive and exhibits many regularities.

In the course of the differentiation lines a more basic field of andesitoid basalts — up to 52 % SiO_2 —, a field of andesites and dacites and a rhyolite field can be distinguished. A rhyodacite zone represents a transition to the rhyolite field and partly overlaps it. The course of the lines of the single oxides is very regular. With rising SiO_2 content the percentage of alkalis gradually slightly increases and that of basic components decreases. The end of the differentiation row of rhyolites at the transition to hydrothermalites indicates a certain relapse in the opposite direction for all oxides. The alkalis begin to decrease moderately and the content of bases in comparison with other components slightly increases. The field of andesitoid basalts displays many irregularities due to the alteration of rocks. In this field the line Al_2O_3 relatively rises, but as soon as andesites appear a slight decrease of Al_2O_3 takes place. This holds good, however, for plotted weight ratios only. In molecular computation, i. e. in N i g g l i' s diagram, the course of *Al* is on the whole parallel with the alkalis.

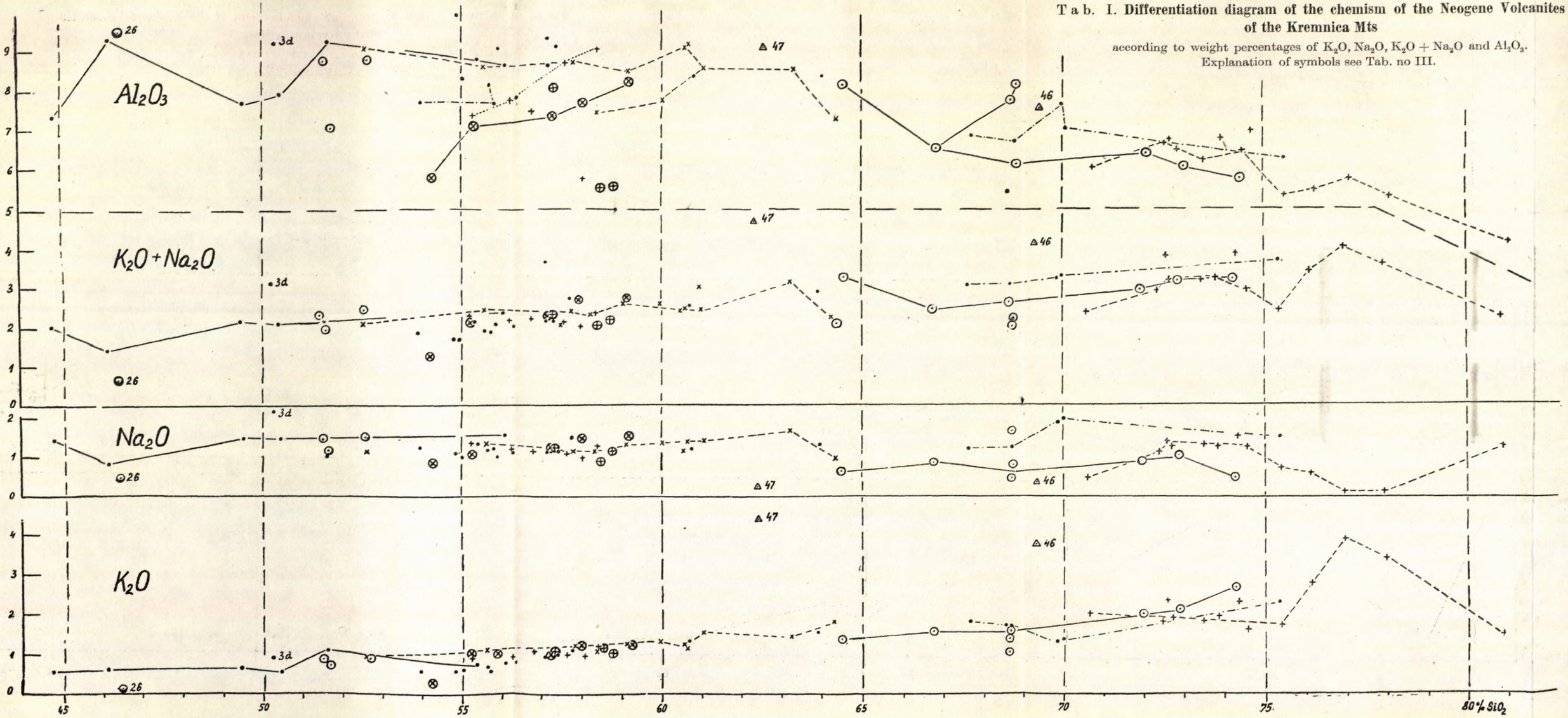
In the differentiation diagram of a l k a l i n e o x i d e s the potassium metamorphism can be seen very distinctly.

The projection of trachyte (anal. no. 47) and porphyric microgranite (no. 46) lies high above the line of the trend of K_2O and the sum $K_2O + Na_2O$. In these rocks Na_2O strongly decreases as compared with the average trend. Analogous proportions can be observed in the rhyolites nos. 38 and 39, enriched by potassium, with silica content between 76—78 % SiO_2. The curve rises here rapidly in the graph of K_2O, more slowly in that of $K_2O + Na_2O$; then it falls gradually towards the end of the differentiation row. The negative bend of the Na_2O curve corresponds with this.

In the basalt field a distinct decrease of Na_2O, as well as of the amount of all alkalis in the hydrothermally nontronitized basalt from the Pitelová area (anal. no. 64) may be observed. The more acid end of the line of basaltic rocks (anal. no 2a) in the graph of Na_2O and that of $K_2O + Na_2O$ lies somewhat above the projections of the andesites proper. The same phenomenon

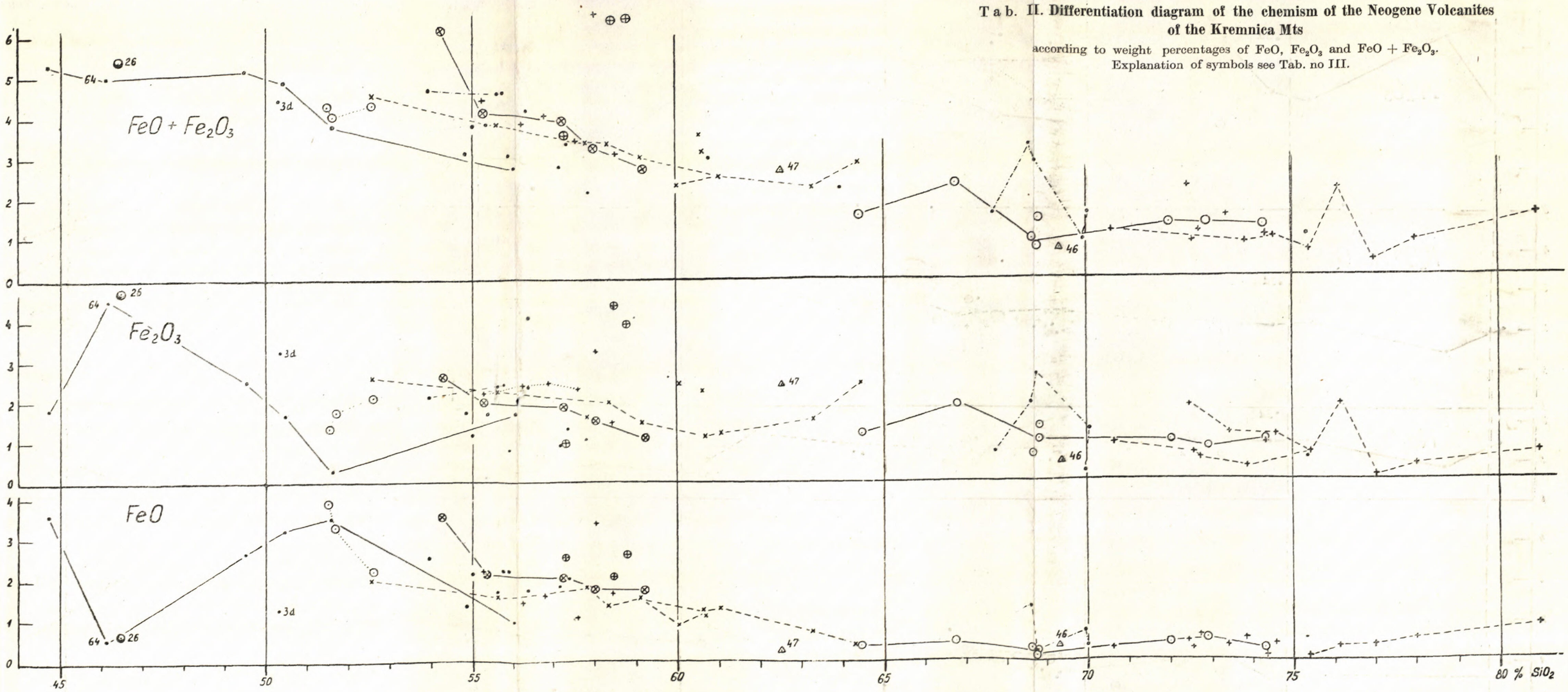
Tab. I. Differentiation diagram of the chemism of the Neogene Volcanites of the Kremnica Mts

according to weight percentages of K_2O, Na_2O, $K_2O + Na_2O$ and Al_2O_3.
Explanation of symbols see Tab. no III.



Tab. II. Differentiation diagram of the chemism of the Neogene Volcanites of the Kremnica Mts

according to weight percentages of FeO, Fe_2O_3 and FeO + Fe_2O_3.
Explanation of symbols see Tab. no III.



appears in the *alk* line of N i g g l i' s diagram. This may be due to the contamination of the magma with the material of resorbed rhyodacite tuffs.

In the basalt field according to the course of the lines of the single oxides it can be established that the limburgitoid basalt of the Kalvária near Banská Štiavnica shows a rather considerable relation to the differentiation row of our volcanites and links up well with the continuation of their line from the projection of the basalt of the Pitelová area — no. 63.

In the andesite field the graphs of alkalis show very marked tendency to linear accumulation of projection points. In the field of rhyolites and rhyodacites especially the lines of Na_2O and that of $K_2O + Na_2O$ of tuffaceous rocks occupy a somewhat lower level as compared with the rhyodacites.

The graphs of the oxides MgO, CaO, FeO and Fe_2O_3 or of their sums show to a certain extent an opposite trend of their course as compared with that of the alkalis, their amount becoming smaller with the increasing percentage of SiO_2. Certain tendency to linear accumulation of projection points may be observed in the lines of CaO, MgO and the sum $FeO + Fe_2O_3$. In the graphs of single oxides FeO and Fe_2O_3 there is a greater dispersion, especially as the consequence of a different degree of Fe oxidation. Considerable oscillations are perceptible in the Fe_2O_3 line and even in the graph of $FeO + Fe_2O_3$, especially in the rhyolite field, where the content of bases being low the deviations in biotite amount of the samples examined are distinctly exhibited.

The CaO l i n e sinks gradually in the field of andesitoid basalts and andesites, runs almost horizontally at a lower level in the field of rhyodacites and rhyolites. A distinct differentiation can be distinguished in the two rocks; the rhyodacites are evidently richer in *Ca* than the rhyolites and than the rhyolite— and rhyodacite tuffs. A very low, practically no content of CaO is proved by analysis no. 16 in microgranitic sanidine rhyolite from the northern slope of the Čertov W of Horná Ves. A distinct decrease of CaO may be observed in the metasomatic trachyte from the Lúčky area (no. 47), the porphyric microgranite from Kopernica (no. 46) and the nontronitized basalt from Pitelová area (anal. no. 64). — The end of the line of basaltic rocks runs distinctly above the differentiation trend of the andesitic rocks.

In the main, the MgO l i n e behaves similarly. The differentiation of the basalt and andesite fields link up continuously with each other. Compared with the general trend, the MgO content in the nontronitized basalt slightly decreases. — In the andesite field there appear partial differentiation lines, especially of the biotite-amphibole andesites, the „*pab*"-andesites and the propylitized pyroxene andesites. In the field of rhyodacites and rhyolites the MgO line runs almost parallel at a very low level.

The FeO and Fe_2O_3 l i n e s, as well as their sum, repeat somewhat less regularly and with greater oscillation the trend of the MgO and CaO lines.

Differences appear especially in the rhyolite field, mainly in the graph of Fe_2O_3 and that of $FeO + Fe_2O_3$. In the FeO and Fe_2O_3 graphs the nontronitization of the Pitelová basalt (anal. no. 64) is very striking. The FeO line suddenly drops while the Fe_2O_3 analogously rapidly rises; the graph of $FeO + Fe_2O_3$ on the other hand shows a general trend. — Trachytes show a moderate enrichment by Fe^{III} and a slight decrease of FeO. An almost zero content of Fe^{III} has been established in the rhyolite no. 39 enriched by potassium.

In the graphs of Fe_2O_3 and $FeO + Fe_2O_3$, as well as in that of the sum $Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO$, a decomposition and enrichment by the trivalent iron of two „*pab*"-andesites (no. 49 — the Krahulský štít and especialy no. 34 from the Jarabica), the two amphibole-pyroxene andesites from the valley Bystrická dolina E of Kremnica and the propylitized and kaolinized pyroxene andesite from the Kribanus SW of Kremnické Bane (no. anal. 31) is distinctly observable. The same phenomenon may be established in the diagrams according to Niggli, Zavarickij and especially Köhler — Raaz. It is clear that these analyses cannot be regarded as equivalent to the others and used for comparative calculations, but their plotting in the diagram is for many reasons very instructive.

The Al_2O_3 graph shows a generally rising tendency in the field of the basalts and andesitoid basalts. The Al_2O_3 content in the nontronitized basalt of Pitelová (anal. no. 64) rapidly rises; in the further course, in the fields of andesites, rhyodacites and rhyolites, the tendency of the weight ratio of Al_2O_3 is decreasing. Computing molecular proportions we find that „*al*" in Niggli's diagram is parallel with the „*alk*" line. The andesites of the single groups are projected in the Al_2O_3 graph in fairly marked linear rows.

Diagram according to A. N. Zavarickij

(See Fig. nos. 1.—4. and Table no. IV.)

The differentiation diagram of the Kremnica volcanites according to A. N. Zavarickij at the first sight gives a somewhat chaotic impression, especially in its right half. This is due to the different direction of the vectors of rhyodacite— and rhyolite tuffs and tuffites and that of the rocks affected by metasomatism, hydrothermally altered and sometimes even weathered. The only slightly metamorphosed volcanites — including the propylitized andesites — show a certain regularity in the arrangement of vectors. Their projection points form a long and relatively narrow stripe on the right side between the values 7 to 13, which approaches slightly the axis *b* when the basicity is rising. According to this fact the percentage of the alkaline constituent of feldspar changes slowly and without any striking oscillations.

The spacing of the projection points is rather regular; a certain gap is perceptible only between biotite-amphibole andesites on the one hand and the rhyodacites and the rhyolites on the other, while the rhyodacites form a connecting link.

The differentiation takes place during a fairly long interval ($b = 2{,}3-3{,}0$). The projection points of the rhyolites and the rhyodacites are shifted on the right side farther from the *SB*-axis owing to a higher alkali content; on the left side — the *c* value being low — the projection points approach the *SB*-axis (rhyodacites) and sometimes come very near to it (rhyolites). They are more distant in the andesite section — the *c* value being higher — and approach again in the basalt section. The direction of the vectors on the left side is very uniform and shows only small and gradual changes corresponding to the range from a slight predominance of potassium over natrium (the greater part of rhyolites) through the equilibrium (rhyodacites) to the gradually increasing amount of natrium (andesites and especially basalts). An exception from this regularity represent only the vectors of rocks which are metasomatically enriched by potassium, i. e. two rhyolites from the Kremnické Bane area (nos. 38 and 39), trachyte from the Lúčky area (no. 47) and the microgranite from the Kopernica area (no. 46). Vectors on the left side are mostly short with rhyolites (Mg content being low), but if these contain a higher amount of potassium (nos. 38, 39), the vectors are prolonged. In rhyodacites the vectors are distinctly longer. Gradually they become longer in andesites and basalts and simultaneously get steeper as a result of a higher content of Na.

On the right side of the graph, in the middle andesite field, a rather steep orientation to the right prevails in most vectors. In single cases, due to higher *c'*, the vectors are more steep. The biotite-amphibole andesites show a fan-shaped dispersion of vectors. In some analyses a slight excess of *Al* was established. In rhyodacites the excess of *Al* becomes manifested by the orientation of the vectors towards the *SB*-axis analogically to the rhyolites. Two rocks (nos. 23 and 37), really of rhyolite chemism already, show a genetic connection with rhyodacites and biotite-amphibole andesites, owing to the position of their projection points in the continuation of the rhyodacite line. The anomalous orientation of their vectors is similar to that of andesites.

Owing to a strong excess of Al the vectors of the rhyolite and rhyodacite tuffs on the right side of the diagram are strongly turned towards the *SB*-axis, in places being almost horizontal. As a result of a low Ca content in some places they are very prolonged. The vectors of the metasomatic trachyte (no. 47) and microgranite (no. 46) just as those of the hydrothermally nontronitized basalt (no. 64) and the slightly lateritized andesite tuff underlying the summit andesite (no. 26) behave similarly.

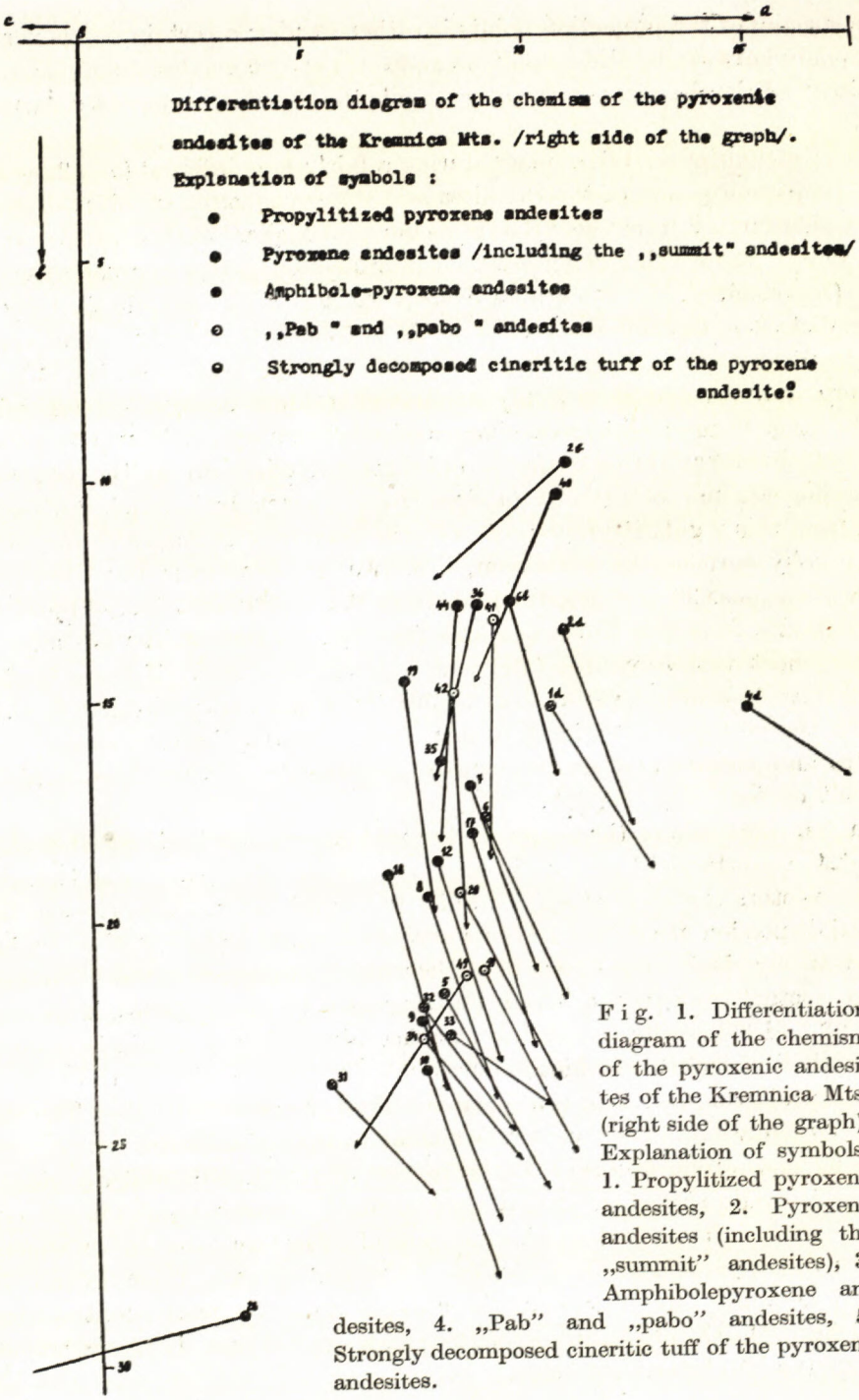


Fig. 1. Differentiation diagram of the chemism of the pyroxenic andesites of the Kremnica Mts. (right side of the graph). Explanation of symbols: 1. Propylitized pyroxene andesites, 2. Pyroxene andesites (including the „summit" andesites), 3. Amphibolepyroxene andesites, 4. „Pab" and „pabo" andesites, 5. Strongly decomposed cineritic tuff of the pyroxene andesites.

Another group of analyses — analogically to the following diagram after Köhler and Raaz — shows itself disturbing in the graph. The projection points of this group stand apart from the series of other analyses. Such are two analyses of relatively strongly oxidized and weathered amphibole-pyroxene andesites (nos. 32 and 33) and two analyses of the *„pab"* andesites in the left half of the graph. The respective samples were taken partly from the summit of the Krahulský štít (no. 49) and partly from the summit of the Jarabica (no. 34), where the thinly platy rocks were probably a little weathered too. The strongly propylitized and kaolinized andesite from Kribanus (no. 31) also belongs to this group. The results of these analyses, however, should certainly be evaluated with reserve. — Two other analyses by J. Schwartz (3d, andesitoid basalt from the area E of Žiar, and 4d-hyalopilitic andesite from the Ladomer area, the analysis of which is evidently erroneous-cp. anal. no. 44 of an another sample taken from the same locality) are apart from the gradual differentiation row and are not dealt with in the discussion. A small divergence is also shown by two analyses published by A. Helke in 1943 (1d and 2d), see anal. no. 3c.

The differentiation diagram is considerably regular and continuous. It does not, however, correspond everywhere to the succession of eruptions. During the volcanic activity the tectonic phenomena opened the way to more basic magmas rising up from the depths (the summit pyroxene andesites, the basaltoid andesites and the andesitoid basalts).

The single kinds of volcanites, corresponding to the eruption groups, are arranged in the diagram into distinct differentiation lines running somewhat obliquely but rather steeply to the general differentiation trend.

In the upper part of the graph there is a broad stripe of *rhyolites*, oriented fairly obliquely. Under it runs a steeper stripe of *rhyodacite* rocks following the sequence below the rhyodacite tuffs from Jastrabá (nos. 27 and 38) and continuing through the glassy rhyodacite from Kopernica (no. 30), the rhyodacite from Slaská (21), another tuff from Jastrabá (29), microfelsite from the Ďuravá skála (24) towards the biotite rhyodacite with amphibole NW of the Krahule (no. 54), plagioclase rhyolite from Slaská and felsospherulitic rhyodacite to rhyolite from the Kremnický štít (no. 37).

Further below follows a stripe of *biotite-amphibole andesites* showing the same orientation. It is accompanied on both sides by stripes of pyroxene — to amphibole-pyroxene andesites and *„pab"*-andesites, the differentiation of which is less distinct. On the whole we may state that the projections of the *earlier (propylitized) andesites* form a parallel line under the projections of the biotite-amphibole andesites and that the projections of the *„pab" andesites* run in a fairly steep line almost paralell with *Ab*-axis to the left of the biotite-amphibole andesites. The projections of *normal pyroxene ande-*

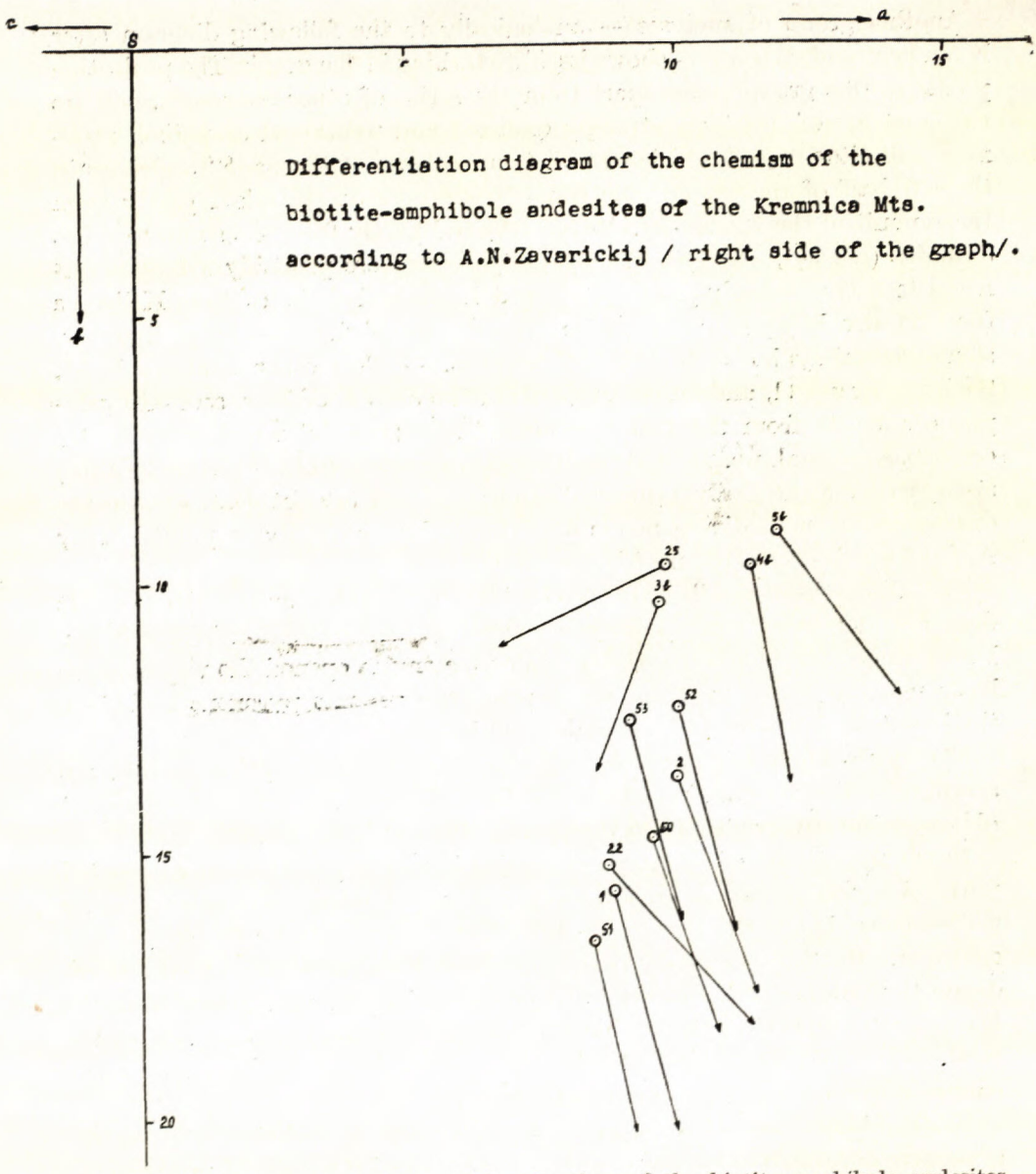


Fig. 2. Differentiation diagram of the chemism of the biotite-amphibole andesites of the Kremnica Mts. according to A. N. Zavarickij (right side of the graph).

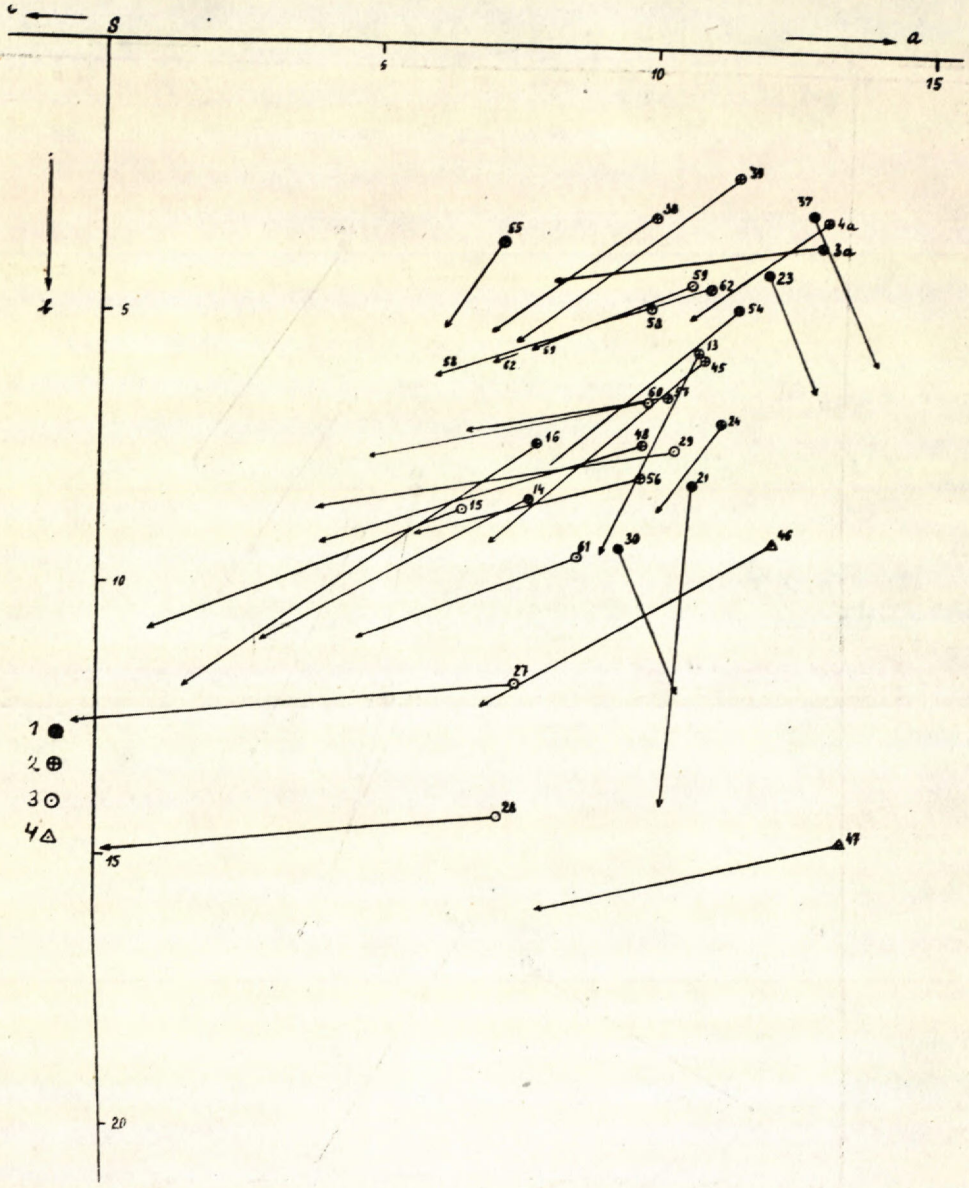


Fig. 3. Differentiation diagram of the chemism of the acid and metasomatic volcanites of the Kremnica Mts. (right side of the graph). Explanation of symbols: 1. Rhyodacites, 2. Rhyolites, 3. Rhyolite and rhyodacite tuffs, 4. Metasomatic trachyte and microgranite.

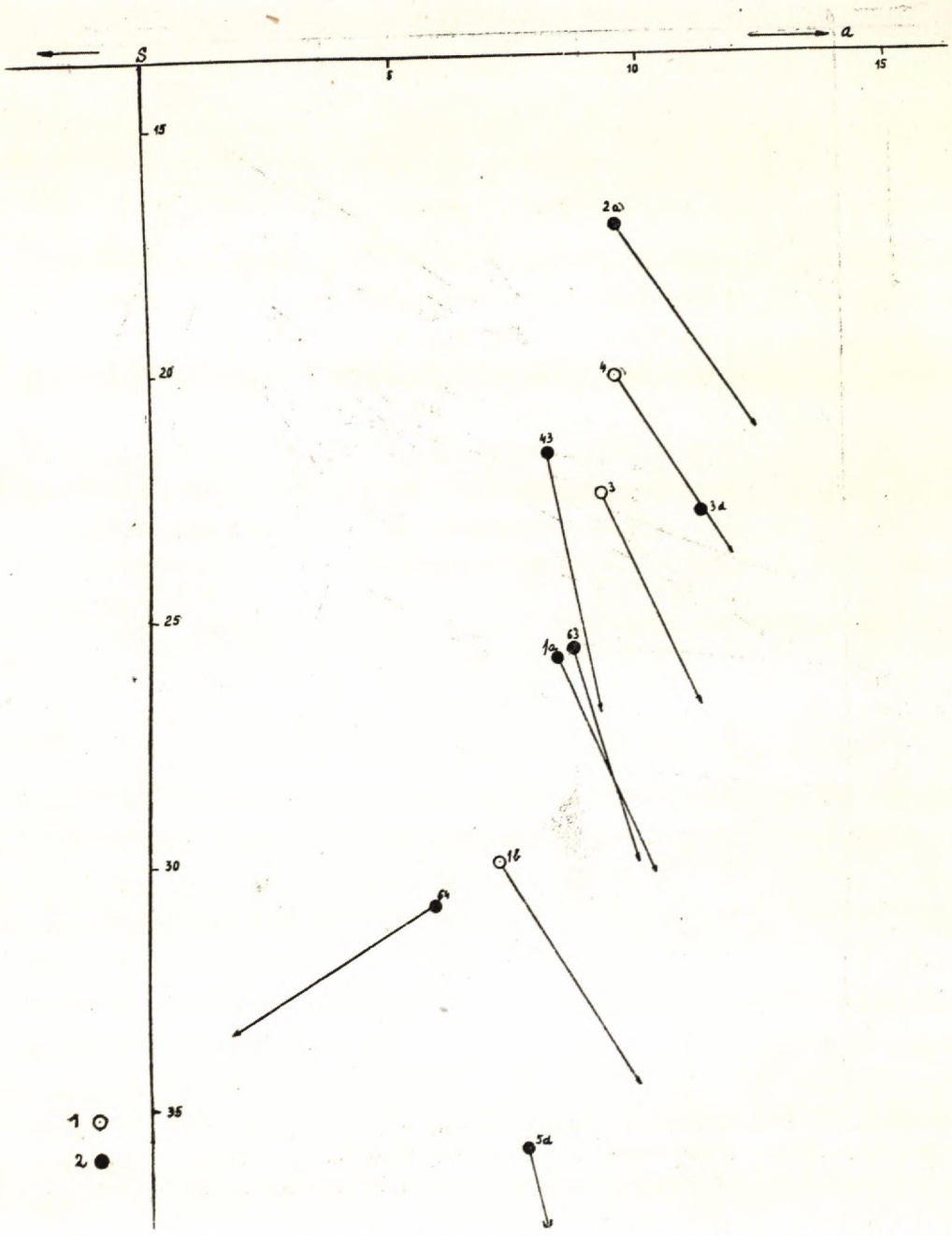
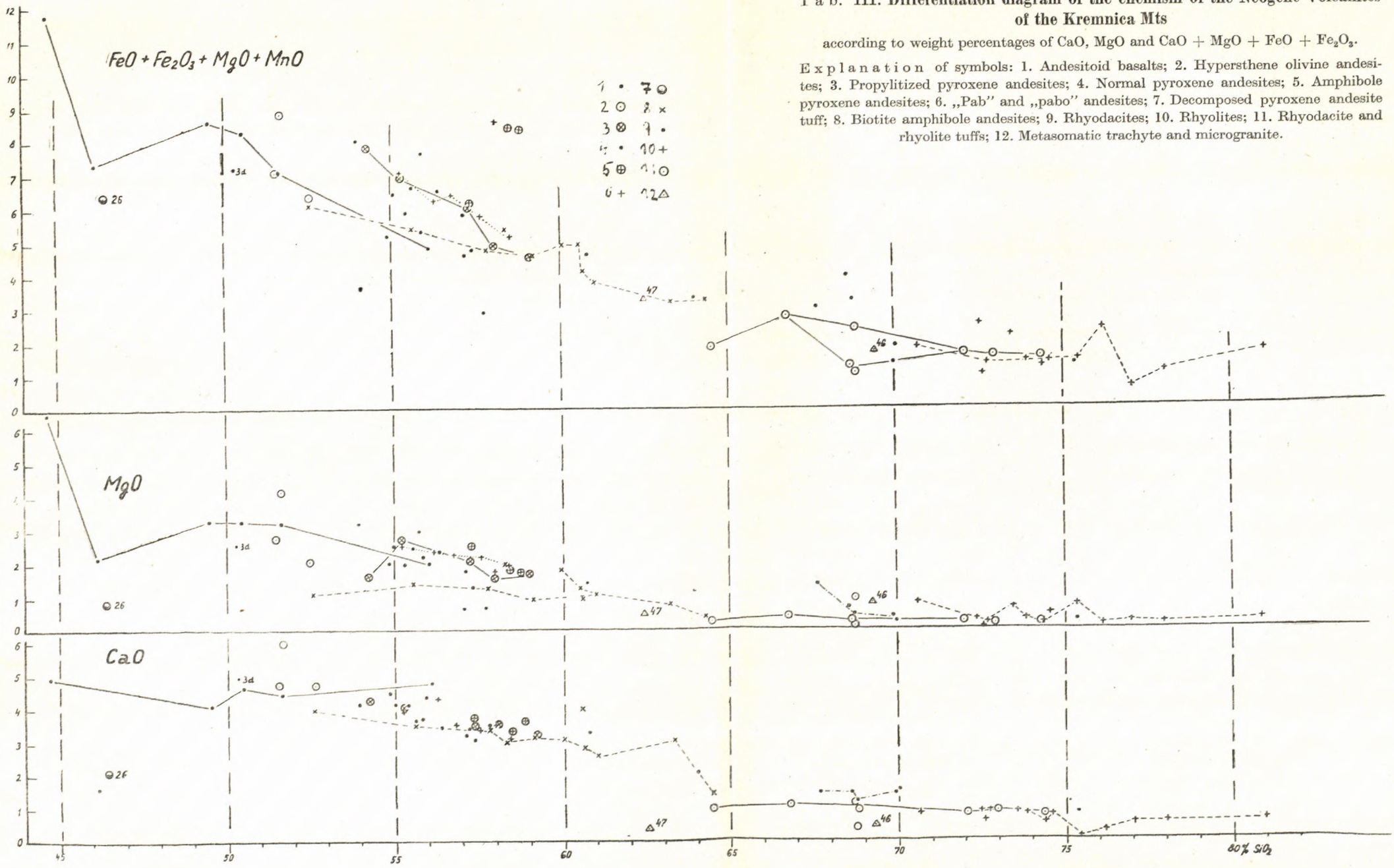


Fig. 4. Differentiation diagram of the chemism of the hypersthene olivine andesites and andesitoid basalts of the Kremnica Mts. according to A. Zavarickij (the right side of the graph). 1. Hypersthene-olivine andesites, 2. Andesitoid basalts.

Tab. III. Differentiation diagram of the chemism of the Neogene Volcanites of the Kremnica Mts

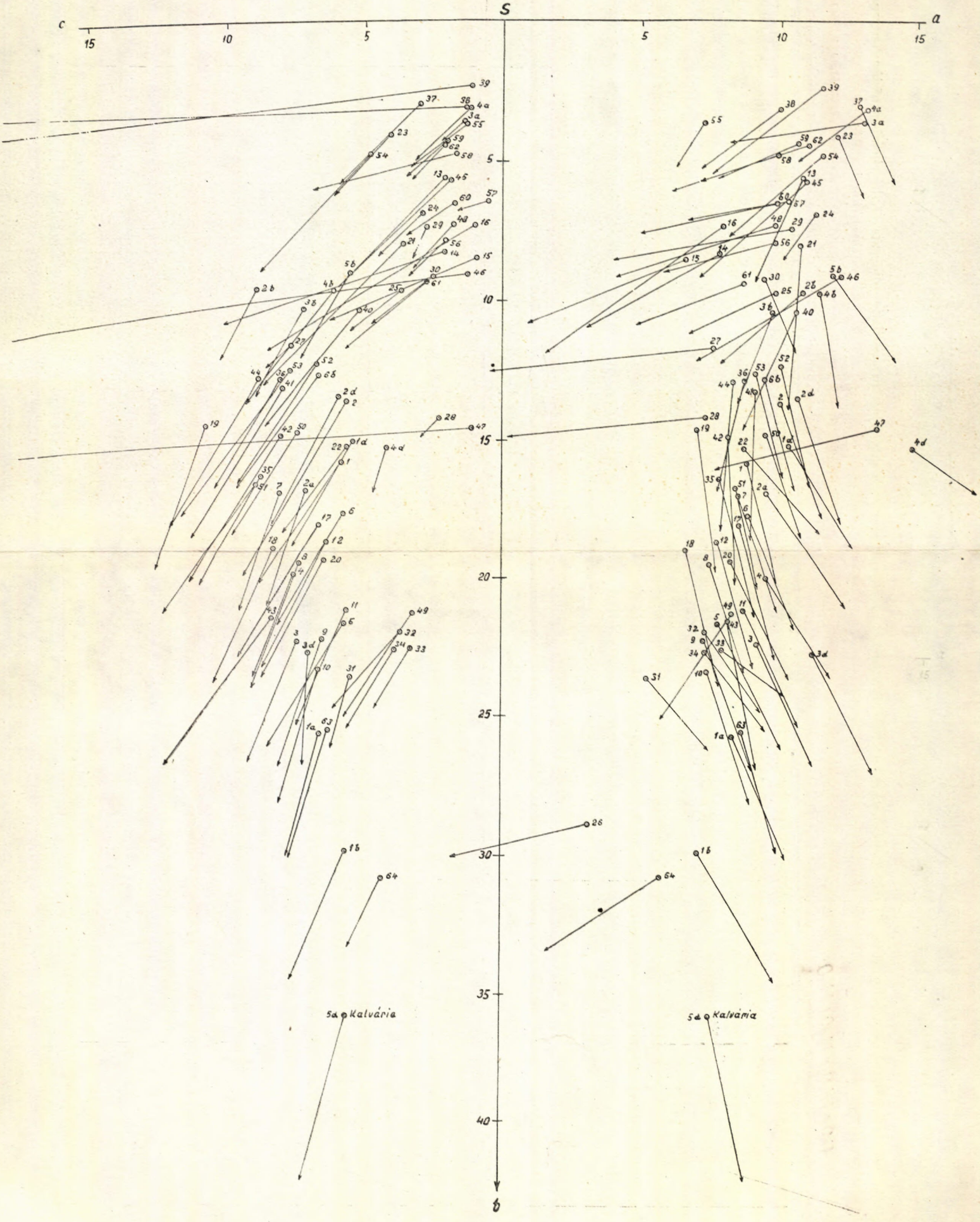
according to weight percentages of CaO, MgO and CaO + MgO + FeO + Fe_2O_3.

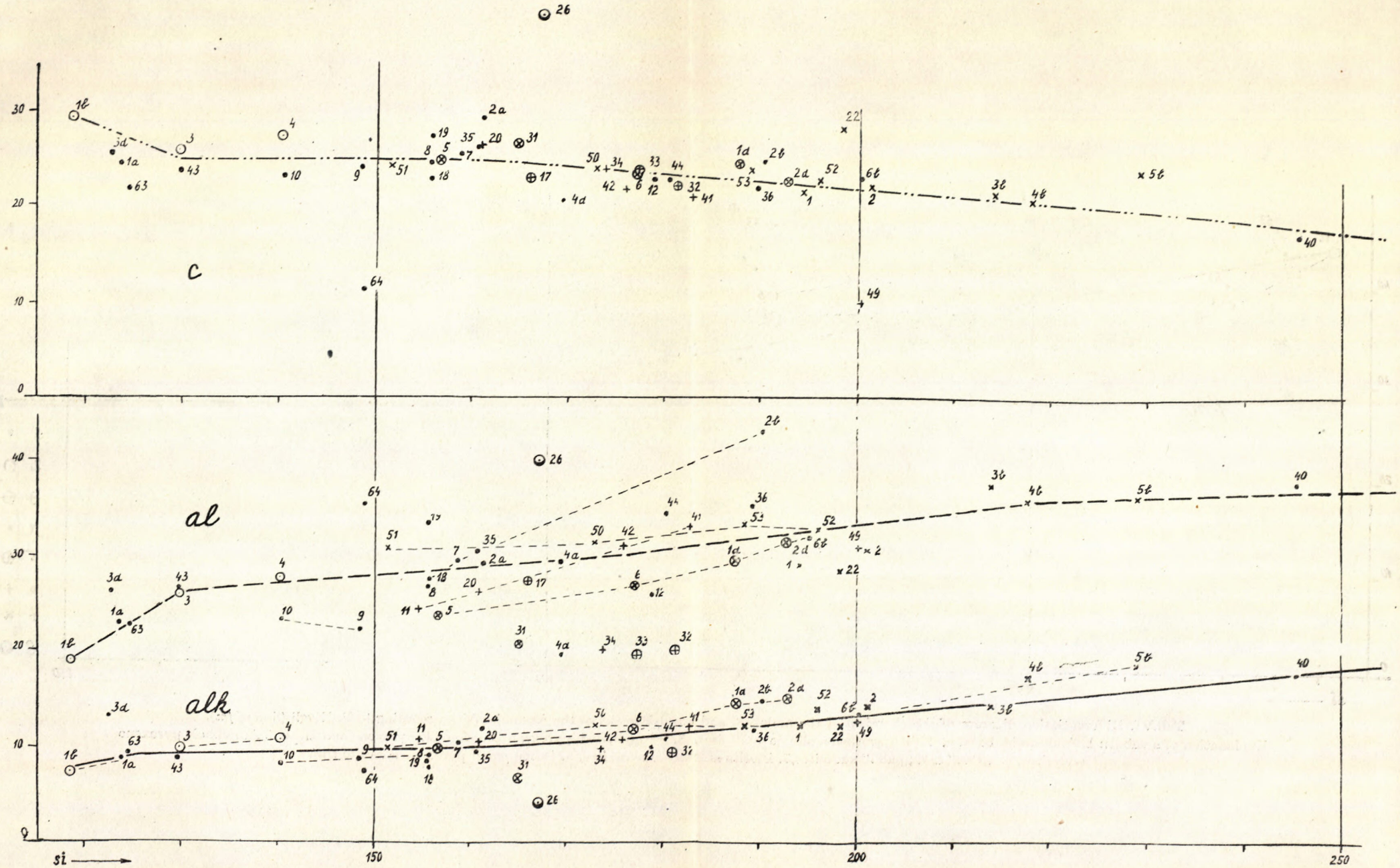
Explanation of symbols: 1. Andesitoid basalts; 2. Hypersthene olivine andesites; 3. Propylitized pyroxene andesites; 4. Normal pyroxene andesites; 5. Amphibole pyroxene andesites; 6. „Pab" and „pabo" andesites; 7. Decomposed pyroxene andesite tuff; 8. Biotite amphibole andesites; 9. Rhyodacites; 10. Rhyolites; 11. Rhyodacite and rhyolite tuffs; 12. Metasomatic trachyte and microgranite.



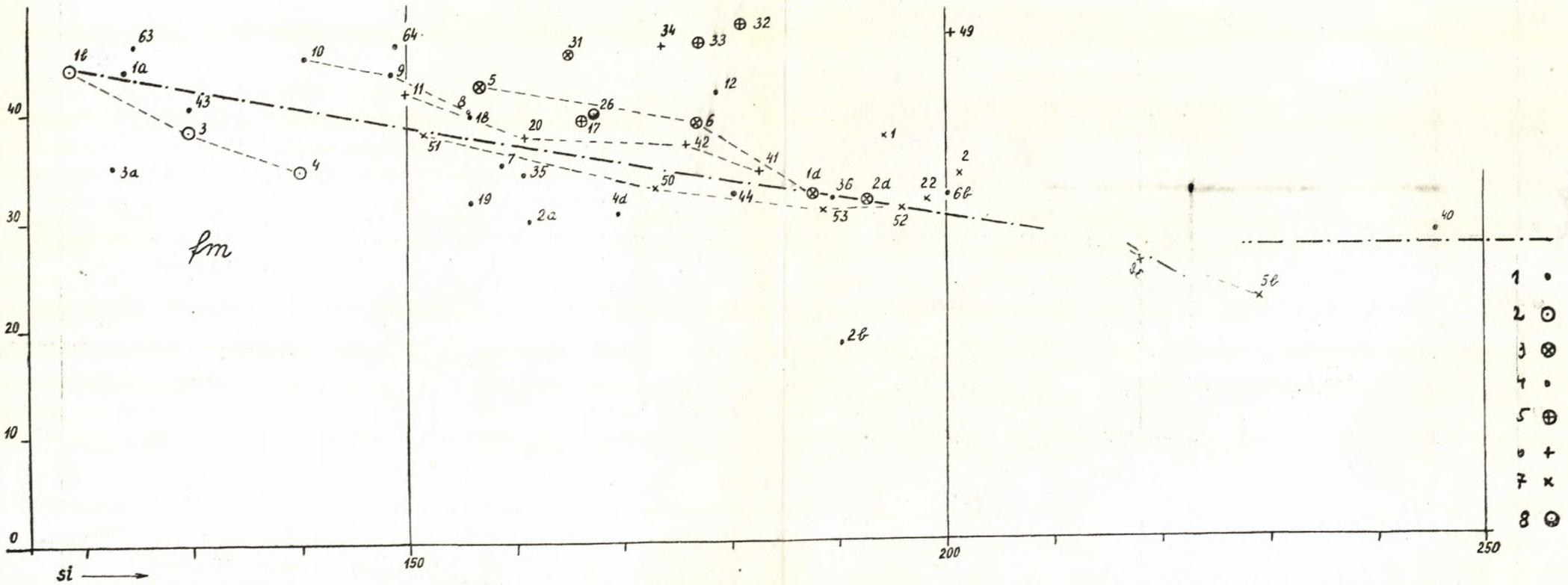
T a b. IV. Differentiation diagram of the chemism of the Neogene Volcanites of the Kremnica Mts. according to P. Niggli

See also the graphs fig. nos. 1—4 within the text.





Tab. V. Differentiation diagram of the chemism of the andesites and basaltic rocks of the Kremnica Mts. according to P. Niggli (lines of *al*, *c*, *alk*). Explanation of symbols see Tab. no. VI.



Tab.VI. Differentiation diagram of the chemism of the andesitic and basaltic rocks of the Kremnica Mts. according to P. Niggli (line of *fm*).
Explanation of symbols: 1. Andesitoid basalts, 2. Hypersthene olivine andesites, 3. Propylitized pyroxene andesites,4. Pyroxene andesites, 5. Amphibole pyroxene andesites, 6. „Pab" and „pabo" andesites,7. Biotite amphibole andesites, 8. Decomposed pyroxene andesite tuff.

sites run parallel with them. In their younger members an interesting splitting may be observed partly in the direction towards a higher basicity (*summit andesites*, nos. 8, 9 and 10), partly toward the more acid types (hyalopilitic, perlitic andesite from Kunešov (no. 40) and the Labusen andesite (no. 2b).

Another very marked stripe corresponds to *basaltoid andesites* (no. 1b, 3, 4) and *andesitoid basalts*, pointing to a very close relationship and a continuity of differentiation. The chemism of a younger limburgitoid basalt more basic and richer in alkalis, from the Kalvaria in the Banská Štiavnica area, links up with them.

On the other hand a differentiation continuity, observable from the line of propylitized pyroxene andesites towards more acid magmas through pyroxene-andesites, amphibole-pyroxene andesites and further through biotite-amphibole andesites and the „*pab*" andesites towards rhyodacites and rhyolites can be established. In the youngest phases of the volcanism a change of trend, towards a higher basicity sets in. A sign of this change appears already in the summit pyroxene-andesites, basicity rises then in the final basaltoid andesites and andesitoid basalts.

Diagram according to P. Niggli

(See Fig. no 5 and Tab. V—VII.)

The projection of analyses of the volcanites from Kremnica present a fairly complicated picture owing to the great number of analyses and the relatively considerable dispersion of the projection points. The andesite field especially appears to be very complicated. The greater part of the analyses is concentrated between *si* values 140—200 and in addition to pyroxene-andesites, amphibole-pyroxene andesites and „*pab*"-andesites most projection points of biotite-amphibole andesites fall into this field. The projections *alk* and *c* show even in this field, as well as in the whole course, an evident tendency to form a constricted uniform line. But in the projections *al* and *fm* appears a very considerable dispersion in contrast with the course of the medium differentiation line. In the course of a detailed analysis, however, certain regularities can be established even here. Projections of volcanites belonging to the same group of eruptions, i. e. one stratigraphic unit, are grouped in short, fairly straight lines running obliquely to the general differentiation trend and parallel with each other. A similar tendency has been established in Zavarickij's diagram and in the diagram according to Köhler and Raaz. It is, therefore, evident that we are concerned here with an ascertained regularity. In this way a certain geological independence — and within the general differentiation — a certain independence of differentiation

of the single groups presented in my succession scheme of eruptions (F i a l a 1957, 1959) is proved.

A further, somewhat less marked concentration of projection points occrurs in the rhyolite field, especially between si 350—450. The situation is complicated here by a greater number of the analyses of tuffaceous rocks in which the admixture of argillaceous matter and a certain degree of weathering — and in glassy form also the replacement of alkalis by the chemically bound water — are responsible for deviations from the normal chemism of the corresponding magmatites.

The lack of clearness of the total diagram is still enhanced as — especially in the andesite field — the values *al*, *fm*, and *c* are near of each other and their areas encroach on or cover each other. For this reason the chemism of the pair *al—alk* and that of the indices *fm* and *c* are given separately. The general differentiation scheme is presented separately in a schematic and simplified form.

The *al* l i n e show in general (at a higher level) a parallel course with the line *alk* rising in contrast with it somewhat more moderately with the increasing *si*. A certain interruption appears at the end of the row of biotite-amphibole andesites which seem to be in a certain relation to the glassy rhyodacite (to dacite) from Kopernica (anal. no. 30). Rhyodacites set in separately here and their line passes gradually in the further course into the rhyolite field. The projection of rhyodacite and rhyolite tuffs nos. 27, 28, 29 and 58 points by the increased content of *al* to a tuffitic character. On the other hand, the analyses nos. 59 and 60 belong by their chemism to rhyolites proper. The projection no. 59 (vitrified rhyolite tuff from the contact of a basalt dyke from the station Bartošova Lehotka) by the lower amount of *al* and higher *alk* is nearer to rhyolite proper than the unaltered tuff of the same layer (no. 60). The tuff no. 61 from the railway N of Stará Kremnička shows a chemism of a rhyodacitic character.

The andesite field is very instructive. A number of points, chaotic at first sight, appear, when thoroughly observed, arranged in several parallel rows, intersecting at an obtuse angle the line of trend of the general differentiation. In these lines the greatest part of the projection points of the single eruption groups are arranged. The projection points of most biotite-amphibole andesites lie on a straight line which to a great extent corresponds to the course of the ge neral differentiation line. Partial differentiation lines of the single groups display a steeper course, rising with an increassing *si*. The same tendency may be observed in the field of andesitoid basalts and basaltoid andesites. In this place partly the line of *andesitoid basalts* (1a, 63, 43, 64) — the isolated S c h w a r t z ' s analysis 3d seems not quite accurate, showing deviations even in other projections — and partly the line of *basaltoid andesites* (1b—3—

4) link up in the continuation directly with the general differentiation line, i. e. the line of amphibole-biotite andesites. Then the line of *pyroxene andesite*, somewhat dispersed, follows (nos. 36, 44, 35 and 7 and no. 18 linking up with them). Somewhat apart, approximately as a continuation of the partial differentiation line, showing, however, a lower *al*, runs the line of the *summit pyroxene andesites* (nos. 8—9—10). Its end approaches the fields of the basaltoid andesites which is well congruent with the succession established and the differentiation development. Projection no 19 lies apart (such as, andesite from Slaská) which shows deviations in other projections too, for instance, in the projection according to Köhler and Raaz. Then follows the almost straight *„pab"* — and *„pabo"-andesites* line (nos. 11, 20, 42, 41). The projection points no. 49 (the Krahulský štít) and 34 (the Jarabica) lie apart; they show themselves as anomal even in other projections and they cannot, therefore, be regarded as equivalent to other analyses. — Another line is that of the *propylitized pyroxene andesites* of the 1. division of the Ist eruption group (5, 6, 1d, 2d). The projection of the analysis no. 31 also lies apart; it concerns the strongly decomposed, carbonatized and kaolinized propylitized andesite from the Kribanus. The above-mentioned andesite no. 18 from Lúčky is only slightly propylitized and geologically and petrographically more closely related to unaltered andesites. Then a short line of several biotite-amphibole andesites from Kľačany and the Ihráč saw-mill as well as of the dacitic andesite from Bartošova Lehotka follows.

The *alk* line shows a considerable linear course and a dense accumulation of projection points and on the whole a regular rise from the lowest values of basalt rocks (basalt from the Kalvaria of Banská Štiavnica *alk* = 7, andesitoid basalt *alk* = 7,4 to 11,7) across the andesite field with *alk* values between 8—18, sporadically up to 20. In rhyodacites (*alk* 19,8 — 33,7) the uniform differentiation line is slightly interrupted. The glassy rhyodacite to dacite from Kopernica (anal. no. 40/30) shows very interesting genetic relation to dacites and certain deviations from other rhyodacites. At the beginning of the rhyolite field the *alk* differentiation line, rising in general, shows a certain interruption and a slight shifting downwards; *alk* between 24—36,8. Rhyodacite and rhyolite tuffs with a lower content of alkalis (nos. 61, 28, 29, 27, 15, less markedly nos. 58, 59 and 60) behave differently. The chemism of the tuff analysed as no. 61 more likely approaches rhyodacites, see Zavarickij's projection. The pumiceous rhyolite from the eastern foot of the hill Brezový vršek NE of Horná Ves (no. 14) has a chemism similar to tuffs, the lower alkali content — *al* being approximately normal — is due to a higher content of water replacing the alkalis. Rhyolites enriched by potassium (nos. 38 and 39) from Kremnické Bane have the projection points

much higher that the average differentiation line, the same as the metasomatic trachyte from Lúčky no. 47 (*si* 268,9). Such an increase is less perceptible in metasomatic microgranites (anal. no. 46 — *si* 361,7), the projection point of which falls in the proximity of the rhyolite line. Nevertheless the metasomatic character and essential enrichment by potassium can be seen well, for instance, in the both graphs of K_2O or $K_2O + Na_2O$ of the differentiation diagram of the weight proportions.

The projection point of the rhyodacite from the Kremnický štít (analyse nos. 37 — *si* 435,2), really of rhyolite chemism, falls — just as in other projections — in the prolongation of the rhyodacite differentiation and shows a certain d'stance from the rhyolites proper. A detailed study of the rhyolite field and still more of that of andesites and andesitoid basalts reveals a tendency of volcanites stratigraphically belonging to each other to group projections into more or less straight lines running at a very obtuse angle slightly obliquely to the line of general differentiation. In this case, however, the tendency is not so marked as in the values *al* or *fm* (compare below).

The *fm* l i n e in the basalt field rapidly decreases from the initial higher values. In the andesite field it intersects the *al* line at a very low angle and then runs moderately sinking under this line. Then again it rises slightly towards the rhyodacite tuff (no. 25) and the rhyodacites. The latter set in distinctly disjunctively, the *fm* line sinks in their field (between si 301,2—353,9) and then runs almost horizontally up to the rhyodacite of the Kremnický štít (anal. no. 37 — *si* 435,2) and farther in the rhyolite field bending here moderately downwards in the section between 415—460. Separate lines (curves) represent the projections of tuffs of rhyodacite (nos. 61, 28, 29) or of rhyolite chemism (nos. 27, 15, 60, 59, 58). The projections of rhyolites enriched by potassium (points nos. 38 and 39) show a rather considerable decrease of *fm*.

In the andesite field the projection points are also arranged into several partial lines, sometimes straight, analogous to those mentioned in *al* but with a contrary orientation of inclination. The *fm* value decreases here always with the increasing *si*. The main line of the biotite-amphibole andesites seems here to correspond to the general differentiation trend (5b, 4, 3b, 22, 52, 53, 50, 51), agreeing almost completely with the line of non-propylitized pyroxene-andesites (nos. 6b, 2d, 36, 44, 35, 7). With this line the hypersthene-olivine andesites and andesitoid basalts link up at a certain distance. The summit andesites (8, 9, 10) form an independent partial line with higher *fm* values. Separate lines are also formed by „*pab*"-„*pabo*"-andesites (41, 42, 20, 11), propylitized pyroxene andesites (2d, 1d, 6, 5) and biotite-amphibole andesites from the Kľačany area (nos. 1, 2) showing certain relations to the amphibole-pyroxene andesite with biotite from the saw-mill of Ihráč (3b).

The *c* line runs at the outset in the basalt field in close proximity with the *al* ine. Beginning with *si* 140 it falls very moderately in the both andesite and rhyopacite fields. A rhyolite row with lower *c* values and running very flatly sets in disjunctively on the rhyodacites. The dispersion of the *c* values ranges between 4 and 16. Similarly, as in the *fm* projections, two groups of tuffaceous rocks display deviations from the projections of the rhyolites or rhyodacites proper. The *c* values are here mostly somewhat higher than in the magmatites proper.

The general differentiation does not, however, agree everywhere with the succession of volcanites, which, according to geological results, starts with pyroxene andesites and passes through amphibole-pyroxene andesites and „*pab*"-andesites, further through biotite-amphibole-andesites to rhyodacites and rhyolites; in the end more basic hypersthene-olivine andesites and andesitoid basalts appear again. The transition to these more basic volcanites is evidently indicated by summit pyroxene andesites which in contrast with other pyroxene andesites show a distinctly higher basicity.

Diagram according to Al. Köhler and Fr. Raaz

(See Table no. VIII.)

In the present report probably for the first time in our country the method for the calculation and graphic representa-

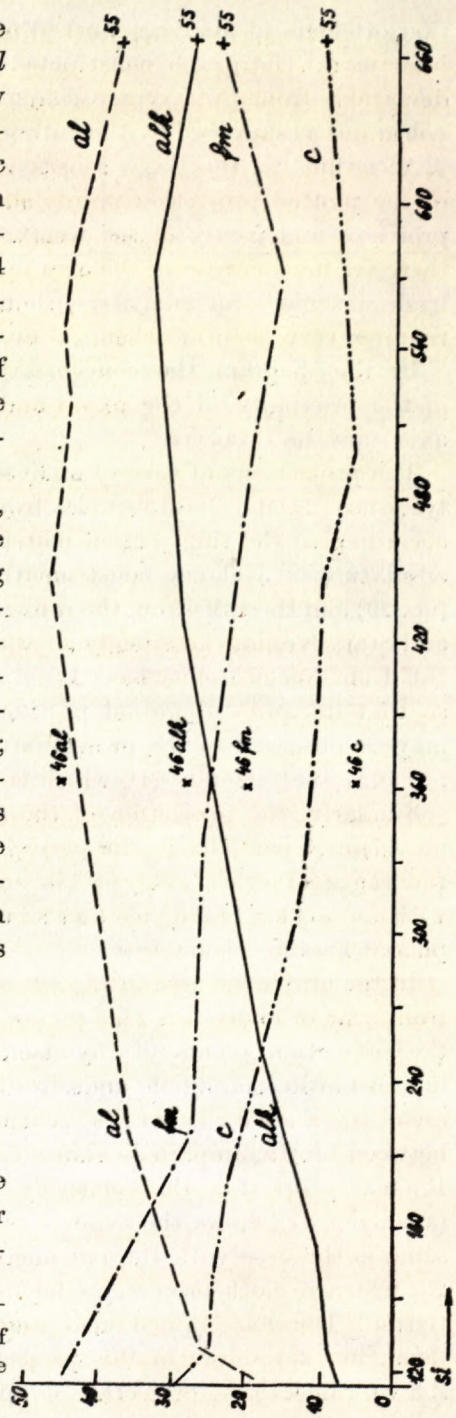


Fig. 5. Generalized differentiation diagram of the chemism of the Neogene Volcanites of the Kremnica Mts. according to P. Niggli.

tion of chemical analyses worked out by Al. Köhler and Fr. Raaz has been used. The graph constructed according to this method shows certain deviations from the average course of differentiation of the pacific series of volcanites as supposed by the authors, especially in the andesite section.

According to this very sensitive method a considerably wide dispersion of the plotted projection points shows partly the influence of hydrothermal processes and partly of the weathering upon the chemism of the rocks. As there are few quarries in the area under consideration, it is difficult to provide fresh specimens for analyses without blasting. It is obvious that this method requires very accurate chemical analyses.

In the diagram the concentration of projection points relatively deep in the proximity of the axis x and in the andesite section even under this axis, may be observed.

The projections of several analyses of *rhyodacite* — and *rhyolite tuffs* (analyses nos. 27 and 28 of samples from Jastrabá, no 15. from Dolná Ves) show according to the thin section material, as well as field observation, a certain admixture of a clayey constituent. Another specimen of tuff from Jastrabá (no. 29) and the tuffs from the railway between the stations Bartošova Lehotka and Stará Kremnička already show a rhyolite character. Fine-grained andesite tuff from Suchá dolina near Ihráč is strongly altered and partly lateritized, so that its quite abnormal position is thus explainable. A similar position may be observed in the projection point of the basalt from Pitelová, trench no. 105 (analysis no. 64), which is hydrothermally nontronitized.

Similarly, the projection of the *trachyte* from P 690 SSE of Lúčky (anal. no. 47) and partially of the *porphyritic microgranite* (anal. no. 46), exceeding the range of other analyses, is understandable, as we are concerned here with an alkaline potassium metasomatism of metamorphosed kaolinized andesite.

In the graph the area of *rhyolite* and *rhyodacite* is quite distinctly separated from that of andesites. This points to an interruption of eruptions, although the projection points of rhyodacites lie in the continuing and prolonged line of biotite-amphibole andesites at the upper right margin of the rhyolite area. In Zavarickij's scheme the rhyodacite projections fell rather between biotite-amphibole andesites and rhyolites. Even in the Köhler — Raaz projection the relatively acid rhyolite from the Kremnický štít (anal. no. 37) shows the type — and genetic relation with rhyodacites. The same is the case with the red microfelsite from the Ďuravá skála (anal. no. 23) which in both projections falls equally in the line of rhyodacite differentiation. The fine-grained acid biotite-amphibole tuff from the Ihráč area (anal. no. 25) shows in this projection a close relation to dacites, while in Zavarickij's projection it approaches biotite-amphibole andesites. —

The projection of extremely acid rhyolites enriched by potassium from Kremnické Bane (anal. nos. 38 and 39) are pushed together with the analysis of the slightly quartzose rhyolite from the Dolná Klapa towards the left periphery of the diagram. The end of the latter would theoretically correspond to quartzose hydrothermalites.

The andesite area is less clear. There a group of projection points is not taken into consideration. The points are shifted downwards as a consequence of aluminium excess resulting from hydrothermal alteration or from the strong oxidation of rocks, or even from a defect of some analyses. Such are the rocks mentioned in the discussion on A. N. Zavarickij's diagram: two amphibole-pyroxene andesites from Bystrická dolina (nos. 32 and 33), two „*pab*"-andesites (no. 34 from the Jarabica, no. 49 from the Krahulský štít), strongly propylitized and kaolinized andesite from the Kribanus (no. 31) and two pyroxene andesites (no. 19, N of Slaská and no. 6b, N of the Horný Chom).

Even after the exclusion of these analyses from a further discussion there remains an area in which the density of the projection points is satisfactory. The fact ascertained in the discussion of Zavarickij's diagram is to be considered, i. e. that the single groups of andesites show independent, more or less linear differentiation lines. A considerably perfect linear configuration may be seen in the projection of the *biotite-amphibole andesites* (analyses nos. 5b, 4b, 52, 53, 50, 51), including the microdioritic xenolith in no. 51. Three analyses of the samples from Kľačany and the saw-mill of Ihráč (3b, 1, 2), as well as the analysis of the dacitoid andesite from Bartošova Lehotka, are of a somewhat different character.

A fairly linear grouping may be observed in the greater part of the points of *pyroxene-andesites* sensu lato, the line of which runs under the line of biotite-amphibole andesites, as it corresponds to their greater content of dark constituents (value $F-fm$ is mostly negative). The pyroxene andesites from the Kremnica area appear somewhat more acid than those from Ihráč, especially those of the summit-andesites (no. 8, 9, 10). The line of pyroxene andesites is practically identical with the partial line of a part of *propylitized pyroxene andesites* of the 1. division, group I., (nos. 5, 6, 18) other members of which (nos. 1d, 2d and 3) show a wider dispersion. Approximately in the middle between the line of the biotite-amphibole andesites and the zone of pyroxene andesites the line of the „*pab*" andesites, resulting from 4 analyses (nos. 41, 42, 20, 11), while two further analyses (nos. 31 and 49) are not suitable for registration owing to a fairly strong weathering of the samples.

It should be emphasized that the projection points of the pyroxene andesites or biotite-amphibole andesites do not ever reach over the ordinate axis $F-fm$. Only the projections of *basaltoid andesites* and *andesitoid basalts*

(with negative qz) reach beyond this axis and are markedly separated from the andesites proper, in projection by a distinct gap. Of the latter only some summit andesites (nos. 9, 10) are shifted somewhat towards the ordinate axis. The basaltoid hypersthene-olivine andesites and especially the andesitod basalts form evidently a direct transition to basalts sensu stricto. In the diagram of these basic rocks the projection of the limburgitoid basalt from the Kalvária near Banská Štiavnica is plotted which evidently falls well into the differentiation trend. Of the rocks belonging to andesitoid basalts only one analysis of the porous andesitoid basalt from the Ostrá hora encroaches on the andesite area proper, and that relatively far. But here we have to reckon with a very strong assimilation of a tuff or quartz material which essentially influenced the chemism of the rocks.

As to the general character of the differentiation approximately the same holds good as has been shown in Zavarickij's diagram, except for the fact that in the latter the succession of single eruptive phases appears more distinctly than in the diagram according to Köhler and Raaz. On the other hand the dagram after Köhler and Raaz distinguishes more clearly three main magmatic groups: the rhyodacite-rhyolite group, the andesite group and the andesitoid basalt group.

Spectral analyses

For spectral analyses the material of 64 rocks has been used. The silicate analyses have been made at the laboratory of Dionýz Štúr's Geological Institute in Bratislava and are given in the list of silicate analysis as group c). The spectral analyses of the ground material used in Bratislava for chemical analyses have been carried out by the chemical laboratory of the Geological Survey in Prague. Other smaller groups of the table of the analysed rocks have not been subjected to spectral analyses, i. e. the spectral analyses of the group b) of 1955 carried out in a different way cannot be reliably compared with the others.

Arking conditions:	*Elements examined*:						
Hilger E 492	Ag	Al	As	B	Va	Be	Bi
Flit 0,015 mm	Ca	Cd	Ce	Co	Cr	Cu	Fe
Electrode distance 2 mm	Ga	Ge	In	K	La	Li	Mg
A. C. ark 7 A	Mn	Mo	Na	Nb	Ni	P	Pb
Plate F. s. o. 10 × 25 cm	Sb	Sc	Si	Sn	Sr	Ta	Th
Exposition 2 × 70 sec.	Ti	Tl	V	W	Y	Yb	Zn
Waves region 2460—3500 Å	Zr						

It is quite clear that qualitative spectral analyses do not show marked distinguishing features between the single groups of rocks, but some phenomena established may be generalized.

There are no special differences between the macroelements in the andesite group including the biotite-amphibole andesites, only titanium shows a certain movement in the column of major and minor constituents. In rather acid rocks — except for sporadic cases — titanium becomes a subordinate constituent or in most cases it even becomes an accessory. Manganese is a standard subordinate (andesites) or an accessory (in most rhyolites) constituent.

Barium established in pyroxene andesites in traces only increases in percentage in biotite-amphibole andesites and becomes an accessory or even a subordinate constituent. This hold good to a greater extent for rhyodacites and rhyolites. Strontium content is mostly of a lower order and is fairly irregularly established. Phosphorus did not manifest itself more than negligibly.

In metallic elements of the normal hydrothermal circle no special regularities appear. The andesites are generally relatively richer in these elements, carrying them almost all as a rule, even zinc, though sporadically, as an accessory constituent. Vanadium occurs normally as an accessory constituent. The andesitoid basalts behave in this respect as the andesites. In the rhyodacites and the rhyolites some of these elements are lacking; especially Co, Ni and Zn have only sporadically been established, but occasionally Ag occurs. Gallium is as usual a normal element, showing no oscillations.

Beryllium is recorded constantly in traces in andesites, only exceptionally in rhyodacites and rhyolites in which, however, Zr becomes a constant trace element; in some tuffs and rhyolites it becomes accessory. Germanium has not been recorded.

Lithium was mentioned in some cases only, most frequently as traces (some pyroxene andesites), sporadically as accessory constituent in some rhyolites and rhyodacites.

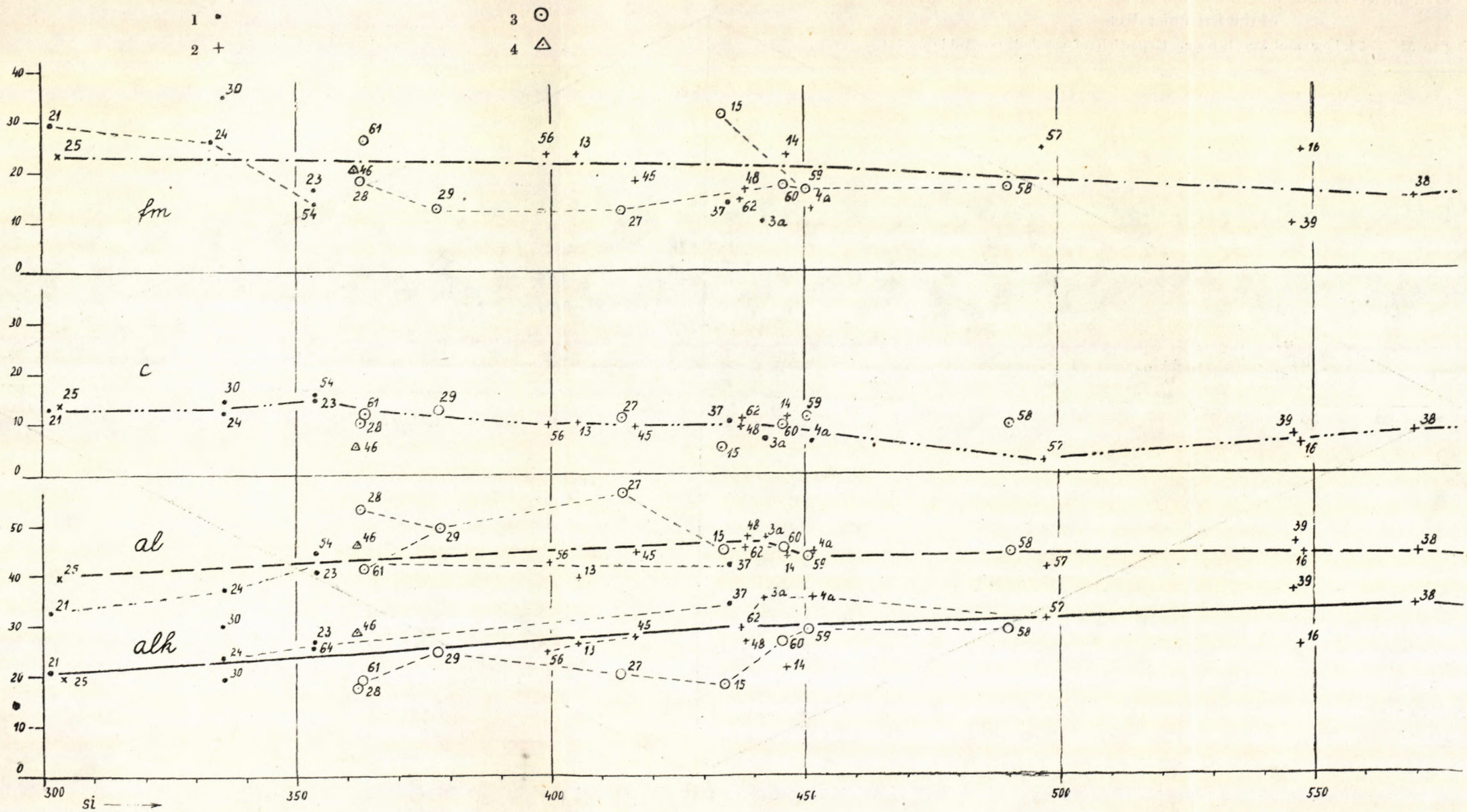
Molybdenum has been sporadically established as traces in pyroxene andesites, almost constantly in biotite-amphibole andesites, rhyolites and rhyodacites. Tin was recorded once only (rhyolite from Dolná Klapa). Antimony, bismuth and tungsten did not manifest themselves in the spectral analyses of the rocks examined.

Geological Survey, Praha, 1961

REFERENCES

[1] Böhmer, Mil., 1956: Ložiskové pomery oblasti Kremnice. — Die Verhältnisse an den Lagerstätten der Gegend Kremnica (Kremnitz). — Geologický sborník VII, 1956, p. 33—45. — [2] Böhmer M., 1959: Geologicko-ložiskové pomery Kremnického rudného poľa. Die geologischen und Lagerstättenverhältnisse des Erzfeldes bei

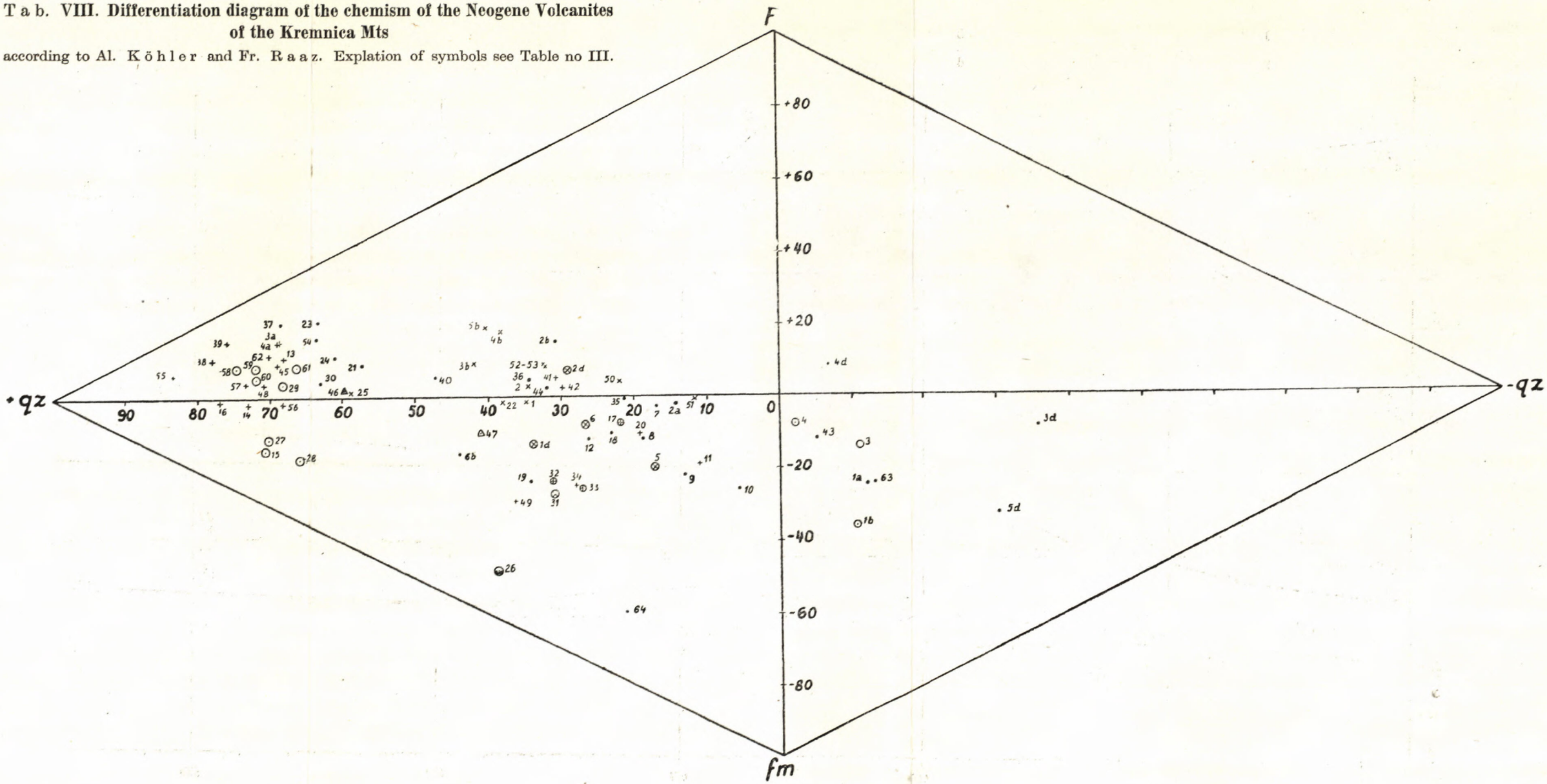
Kremnica. — Acta geologica et geographica Universitatis Comenianae. Geologica, nr. 2. Bratislava 1959, p. 19—35. — [3] Fiala František, 1938: Niekoľko petrochemických poznámok k čadiču Kalvárie pri Banskej Štiavnici. Quelques remarques relatives à la petrochimie du basalte du mont Kalvária près Banská Štiavnica. — Sborník Štátneho banského muzea Dionýza Štúra, II, 1938, p. 53—66. (Banská Štiavnica 1939). — [4] Fiala Fr., 1953: Rhyolity nejbližšího okolí Kremnice. The Rhyolites of the Immediate Vicinity of Kremnica. — Sborník Ústředního ústavu geologického, Praha, XX. odd. geol., p. 661—683. — [5] Fiala Fr., 1955: Některé uzavřeniny z andesitů Slovenského Středohoří. Some xenoliths from the Andesites of the Slovenské Stredohorie. Sborník Ústředního ústavu geologického, XXI, odd. geol., 1. díl p. 309—357. — [6] Fiala Fr., 1956: Geologické a petrografické poměry širšího okolí Kremnice. Geological and Petrographical Conditions of the wider Vicinity of Kremnica. Sborník Úsředního ústavu geologického, XXIII, odd. geol., 2. díl, p. 233—298. — [7] Fiala Fr., 1958: Zpráva o dalších geologických výzkumech v Kremnických horách za léta 1957—58. — Zprávy o geologických výzkumech v r. 1958, Praha, p. 31—34. — [8] Fiala Fr., 1959: Zpráva o geologických mapovacích pracích v Kremnických horách. Zprávy o geologických výzkumech v r. 1959, p. 125—7. — [9] Fiala Fr., Geologicko petrografický výzkum centrální a jižní části Kremnických hor za léta 1955—1960. Závěrečná zpráva o výzkumném úkolu XVI/1. Geofond, Praha and Bratislava (previously not published). — [10] Fiala Fr. — Pácal Z., 1959: Několik geochemických poznámek o kyselých diferenciátech neovulkanitů v Kremnických horách. Some geochemical Notes on the acid Differentiates of the Neovolcanites in the Kremnica Mts (Slovakia). „Geologické práce", Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, Zošit 54, p. 5—79. — [11] Fiala Fr. — Kuthan Mir. (in print): Charakter des jungtertiären Vulkanismus der zentralen Westkarpaten. Report in the Geochemical Conference of the Hungarian Academy of Sciences, Budapest, 1959. — [12] Helke, Ad., 1943: Mitteilung neuer Gesteinsanalysen aus den karpatischen Bergbaubezirken. Zeitschr. für prakt. Geol., 51, 1943, p. 76—80. — [13] Köhler, A. — Raaz, Fr., 1951: Über eine neue Berechnung und graphische Darstellung von Gesteinsanalysen. Neues Jahrbuch f. Mineralogie, Monatshefte, 1951, p. 247—263. — [14] Kuthan, Mir., 1958: Problémy mladotretohorného vulkanizmu slovenských Karpát. Probleme des jungtertiären Vulkanismus der slowakischen Karpaten. Geologické práce, Zošit 49, Bratislava, p. 5—31. — [15] Němejc, Fr., 1951: K vzájemnému poměru fosilních květen handlovské hnědouhelné pánve a některých uloženin z oblasti rhyolivých vyvřelin jižně od Kremnice na Slovensku. Sborník Ústředního ústavu geologického, Praha, XVIII, odd. pal., p. 197—207. — [16] Němejc Fr., 1957: Zpráva o stratigrafickém hodnocení fosilních květen handlovské a kremnicko-štiavnické oblasti. Zprávy o geol. výzkumech v r. 1957, Praha, 1958. — [17] Němejc ,Fr., 1957: K otázce stáří neogénních uložením turčianské kotliny s hlediska paleofloristického. —Contribution to the knowledge of the age of the Neogene deposits of the valley of the river Turec from the paleoontological point of view. Časopis pro mineralogii a geologii, 2., p. 281—289 (Praha). — [18] Niggli, P.: Gesteins- und Mineralprovinzen, I. Berlin 1923. — [19] Szádeczky — Kardoss, A. 1958: On the petrology of volcanic rocks and the interaction of magma and water. Acta geologica, Budapest, V. fasc. 2., p. 197—233. — [20] Szádeczky 1959: Magma, volatiles and the crust of the Earth. Preliminary abstract. Geochemical conference of the Hungarian Academy of sciences, 1959. Budapest, I, p. 1—9. — [21] Zavarickij, A. N., 1950: Uvedenije v petrochimiju izveržennych gornych porod. II. Izd. AN SSSR. Moskva.



Tab. VII. Differentiation diagram of the chemism of the rhyodacitic and rhyolitic rocks of the Kremnica Mts. according to P. Niggli.
Explanation of symbols: 1. Rhyodacites, 2. Rhyolites, 3. Rhyodacite and rhyolite tuffs, 4. Metasomatic mikrogranite.

T a b. VIII. Differentiation diagram of the chemism of the Neogene Volcanites of the Kremnica Mts

according to Al. K ö h l e r and Fr. R a a z. Explation of symbols see Table no III.



FRANTIŠEK FIALA

CHEMISMUS NEOGENNÍCH VULKANITŮ KREMNICKÝCH HOR

(8 obr. a 5 tab. v anglickém textu)

Výtah: V práci je po krátké charakteristice geologických poměrů uvedeno 74 nových silikátových analys neogenních vulkanitů Kremnických hor. Jejich grafické znázornění podle A. N. Zavarického, E. Niggliho, A. Osanna a A. Köhlera—Fr. Raaze, jakož i podle váhových procent jednotlivých kysličníků analysy podává obraz jejich diferenciace. Horniny, patřící jednotlivým erupčním skupinám, jeví v grafech tendenci vytvářet v rámci celkové diferenciační linie samostatné dílčí diferenciační řady. Tím se potvrzuje geologická samostatnost těchto erupčních skupin, stanovená mapováním.

Během mé geologické práce v Kremnických horách bylo postupně zadáno a provedeno 74 chemických analys tamních neovulkanitů, jež jsou spolu s příslušnými rozpočty podle E. Niggliho, A. N. Zavarického, A. Osanna a A. Köhlera—Fr. Raaze shrnuty v této práci. Z nich až dosud bylo publikováno pouze 6 (F. Fiala—Z. Pácal, 1959, str. 19—20 a 67—68).

Petrografické a geologické poměry okolí Kremnice zpracoval autor přehledně v práci z r. 1956; tamže je uveden i výběr nejdůležitější literatury (F. Fiala 1956). K tomu přistoupily v posledních letech zprávy o výsledcích terénového výzkumu (Fiala 1958 a 1960) a souborné shrnutí pracovních výsledků v širším rámci geologie vulkanických oblastí středního Slovenska (Fiala—Kuthan, v tisku) a archivní závěrečná zpráva o geologicko-petrografickém výzkumu Kremnických hor (Fiala 1961). Výzkumem kremnického důlního pole se podrobně zabývá v posledních letech Mil. Böhmer (1956, 1958, 1959).

Kremnické hory jsou severní skupinou středoslovenského neogenního vulkanického pohoří Slovenského Středohoří. Nejvyšší jejich vrcholky přesahují 1200 m n. m. (Vyhnatová 1283 m, Skalka 1214 m, Zlatá Studňa 1266 m). Podloží vulkanických mas je v severní a severových. části pohoří tvořeno mezozoikem a paleogénem, na sz. patrně převážně paleogénem (eocénem a část. snad i oligocénem) a klesá od severu, od Velké Fatry a Turčianské kotliny k jihu směrem k údolí Hronu (270—240 m n. m.). Ve vlastní centrální části Kremnických hor bylo jen na jediném místě v údolí Čierného potoka jz. pod Lavrinem zastiženo podloží vulkanitů, tvořené mezozoickými vápenci a je překrývajícími smíšenými štěrky. Na jihovýchodě ve zvolenské pánvi tvoří podloží vulkanických tufů tortonská tufitická a jílovcová série s menšími uhelnými slojemi, časově patrně odpovídajícími sérii handlovské; v jejím podloží v hloubce 400 m, t. j. v niveau —100 m pod hladinou mořskou, byly navrtány mezozoické vápence a dolomity.

Hlavní horninou Kremnických hor jsou andesity různých typů. Méně hojně jsou zastoupeny horniny rhyolitické, včetně rhyodacitů a hojných tufů. Tyto kyselé vulkanity jsou soustředěny převážně v širokém pásmu ssv—jjz směru, táhnoucím se od severu z východního okraje Turčianské pánve přes Kremnicu a přes východní okraj žiarské (dříve svätokrížské) kotliny, k jihu do údolí Hronu. Mezi vulkanity bylo rozlišeno několik skupin erupcí petrograficky odlišných a časově a namnoze i prostorově oddělených. Jejich podrobnější geologické a petrografické zhodnocení je uvedeno jinde (F i a l a 1953, 1955, 1956, 1959), souborné zhodnocení se připravuje. Níže je uveden jen stručný orientační přehled.

Nejstarší jsou p y r o x e n i c k é a n d e s i t y I. s k u p i n y e r u p c í. Dosti často obsahují akcesorický amfibol, místy též stopy preexistujícího olivinu. Spodnější výlevy a proniky (1. oddíl I. skupiny) obsahují andesity často *propyliticky přeměněné*, v nejstarších členech silně kaolinisované a rozložené (analysa č. 31), v mladších namnoze kompaktní, *afanitické*, slaběji propylitisované (anal. č. 5, 6, 1d, 2d). V obojích andesitech probíhají zlatonosné křemenné žíly. 2. oddíl I. skupiny je tvořen *tmavými pyroxenickými andesity*, často s akcesorickým amfibolem, jež prakticky nebyly postiženy propylitisací. Tyto andesity jsou patrně tortonského stáří a starší než uhlonosná série handlovská, jež podle posledních výzkumů Fr. N ě m e j c e (1951, 1957) patří mladému tortonu. K nim se vztahují analysy č. 18, 2b, 6b, 7, 12, 19, 35, 36, 40.

Mladší jsou a n d e s i t y II. s k u p i n y e r u p c í, zastoupené ve starší fázi *amfibolicko-pyroxenickými andesity* (analysy č. 17, 32, 33) s amfibolem jednak čedičovým, případně barkevikitickým, jednak obecným zeleným. Jsou to hnědošedé, resp. ve výchozech většinou červenavě oxydované horniny, z nichž je obtížné získat čerstvý materiál pro analysu. Jmenovitě analysy č. 32 a 33 neuspokojují a jejich projekce vybočují anomálně z diferenciačního proudu ostatních analys. Mladší stupeň této skupiny erupcí tvoří velmi rozšířené *deskovité* tmavé *pyroxenické andesity* s akcesorickým a většinou opacitisovaným a *resorbovaným amfibolem a biotitem* (v textu označované zkratkou *pab*), někdy i s iddingsitisovaným *olivinem (pabo)*. (Sr. analysy č. 11, 20, 34, 41, 42, 49).

Mladší pyroxenické andesity Kremnických hor, nastupující ještě po andesitech *pab*, případně v určitých úsecích současně s nimi, tvoří proudy a příkrovy ve vrcholové jižní části hřebene a na rozsochách k jihu směřujících (č. anal. 8, 9, 10). Tu se vyskytují často v nadloží biotiticko-amfibolických andesitů následující skupiny IIIa.

IIIa. s k u p i n a — b i o t i t i c k o - a m f i b o l i c k é a n d e s i t y s akcesorickým hypersthenem (podtyp Chom dacitoidní) případně augitem (podtyp Krahule) jsou hrubě nevaditicky porfyrické horniny s hojným, leskle

černým biotitem. Vystupovaly namnoze jako mohutné extruse Peléeského typu, provázené místy explosemi „žhavých oblaků — nuées ardentes" ve smyslu Lacroixově. Příkladem je sloupovité těleso Horného Chomu a jižně od něho u Ihráče vystupující aglomeratické horniny a hrubé brekcie. V jižní části Ihráčského údolí záp. Kľačan se objevují mezi těmito andesity i zrnitější typy hypabysální. Analysy těchto andesitů mají dosti značný rozsah co do obsahu SiO_2. Jejich diferenciační linie (sr. projekce N i g g l i h o a Z a v a r i c k é h o) odpovídá přibližně diferenciační linii kremnických vulkanitů vůbec. (Sr. analysy č. 3b, 4b, 5b, 1, 2, 22, 50—53.) Biotiticko-amfibolické andesity vystoupily po období určitého klidu, patrně už počátkem sarmatu, a rozlily se nad sedimentární jílovcovou sérií jastrabské pánve se slojkami lignitického uhlí a vložkami tufitickými a — směrem nahoru — s vložkami limnokvarcitů a polohami rhyodacitových tufů, jichž směrem nahoru přibývá. — Na erupce biotiticko-amfibolických andesitů navazují nehojné erupce *dacitoidních andesitů* až *dacitů*.

V nadloží biotiticko-amfibolických andesitů v jižní části pohoří se místy rozlévají mohutné proudy a příkrovy výše zmíněných *pyroxenických andesitů vrcholových* skupiny IIIb (sr. analysy č. 8—10). Pyroxen je v nich nezřídka representován *pigeonitem*. Chemismus je poměrně basický. Poměrně mladé jsou i sklem bohaté vitrofyrické až *hyalopilitické pyroxenické andesity bohunického typu* (M. K u t h a n 1959), jejichž representantem je andesit z lomu od Ladomere (sr. analysu č. 44 a analysu J. S c h w a r t z e z r. 1954 č. 4d).

IV. s k u p i n a e r u p c í je representována staršími *rhyodacity* (analysy č. 30, 21, 24, 54, 23 a event. 37), vyvinutými hlavně v okolí Slaské, a mladšími *rhyolity* (č. 3a, 4a, 13—14, 16, 45, 55, 48, 56, 57, 62, 38—39); obojí jsou provázeny hojnými *tufy* (č. anal. 15, 27—29, 58—61). Podrobnější rozlišení sr. F. F i a l a 1956 a F. F i a l a — Z. P á c a l 1959. Na výstup těchto kyselých magmat se váže intensivní činnost hydrothermální, jež dala vznik na jedné straně *zlatonosným křemenným žilám kremnickým*, jednak podmínila vývoj četných horkých pramenů a geysirů, usazujících kyselinu křemičitou ve formě *limnokvarcitů*. Nejmladší fáze křemenných zlatonosných žil, provázené hojným *antimonitem*, pronikají i do rhyolitů v okolí Bartošovy Lehotky a Dolné a Horné Vsi. Zlatonosné křemenné žíly kremnického rudního revíru studoval M i l. B ö h m e r (1958, 1959), jenž pro ně stanovil 4 přínosové periody. Vznik starších fází křemenných žil je spojen s pronikáním alkalických draslíkem bohatých roztoků, vycházejících z rhyolitového magmatu a postupujících před ním jako alkalická draselná fronta do andesitového terénu. Tu z kaolinisovaných andesitů metasomatickou přeměnou živců vznikly *metasomatické trachyty* (k. 690 již. Lúčok, sr. analysu č. 47), *porfyrický mikrogranit* sev. Kopernice (anal. č. 46) a *rhyolity v sousedství žilného pásma* Hlavní

a Schraemenovy žíly mezi Kremnicou a Kremnickými Baněmi, částečně *metasomaticky draslíkem obohacené* (sr. anal. č. 38—39). Usazeniny geysirů a horkých pramenů, přinášejících kyselinu křemičitou, jsou representovány limnckvarcity v terénu mezi obcemi Bartošova Lehotka—Stará Kremnička—Slaská—Lutila.

Starší fáze výstupu rhyolitů byla silně explosivní. Dala vznik rozsáhlým uloženinám *rhyodacitových a rhyolitových tufů* a extrusím *pemzových rhyolitů*, na nichž se usadily limnckvarcity. Místy jsou vyvinuty silně zesklovatělé horniny blízké *ignimbritům*, s nataveným až sklovitým tmelem, spojujícím sklovité a pemzové lapilky. Tufové a pemzové uloženiny jsou pronikány četnými lineárně protaženými masivními extrusemi (dajky, dómy) *felsosférolitických a plagioklasových rhyolitů*. Na jejich basi v spodní části masivu Čertova, záp. od Horné a Dolné Vsi jsou vyvinuty *rhyolity sanidinové*, s nimiž patrně v přímé genetické souvislosti jsou zjevy zmíněné *draselné metasomatosy* andesitového terénu, severně odtud se prostírajícího. Na kontaktu rhyolitů s tufy (profil železniční mezi stanicemi Bartošova Lehotka—Stará Kremnička, Smolník sev. Skalky jjz. Staré Kremničky, již. okolí Kuricovců záp. Pitelové a j.) jsou vyvinuté zóny *smolků* a *perlitů*, představující patrně sklovitě utuhlé okrajové partie rhyolitového magmatu, obohacené vodou nassátou z proražených tufů (positivní transvaporisace ve smyslu S z á d e c z k y h o 1958). Pro některé výskyty nelze však vyloučit ani vznik kontaktním zesklovatěním proražených tufů.

V. s k u p i n a e r u p c í, patřící už pliocénu, jsou a n d e s i t o i d n í č e d i č e z jižní části Kremnických hor od Pitelové, Jastrabé, Bartošovy Lehotky a Žiaru, prorážející rhyolitové tufy u Jastrabé a Bartošovy Lehotky a andesitové tufitické slepence u Žiaru. — (sr. analysy, č. 1a, 2a, 43, 63, 3d). V severním okolí Pitelové byla v nich zjištěna silná nontronitisace (anal. č. 64). Rhyolitové tufy, proražené žilami andesitoidních čedičů, jsou na kontaktu druhotně zesklovatělé ve smolky (anal. č. 64 a 65).

V severní části Kremnických hor vystupují hypersthenicko-olivinické andesity odlišného minerálního složení, ale chemismem dosti blízké andesitoidním čedičům. Jejich časová posice je méně výrazná, ježto v jejich podloží — aspoň v mapovaném území — vystupuje jen série andesitů *pab.* (sr. anal. č. 1b, 3, 4).

Analysy neogenních vulkanitů Kremnických hor

Jak již bylo uvedeno, bylo během mých geologických prací v Kremnických horách postupně provedeno 74 silikátových analys neovulkanitů. Zde na počátku je uveden jejich pořadový seznam, tak jak byly postupně prováděny. Z praktických důvodů bylo podrženo jejich uspořádání do tří skupin, podle

laboratoří, jež je prováděly. Čtvrtou skupinu tvoří několik analys převzatých z literatury.

Jsou to skupiny:

a) Skupina 4 analys, provedených r. 1931 drem V. Veselým v laboratoři stát. geologického ústavu v Praze v rámci zpracovávání materiálu pro sjezd Karpatské geologické asociace. Z technických důvodů nebylo možné jejich publikování ve francouzském textu „Průvodce" exkursí. Měly být dodatečně publikovány v rozšířeném textu českém. K jeho vydání však nedošlo z hospodářských důvodů. — Označení analys: 1a — 4a.

b) Skupina 6 analys, provedených v r. 1955 M. Hukou a drem M. Heřmanem v laboratoři Ústředního ústavu geologického v Praze v rámci úkolu Kremnické hory. — Označení: 1b — 6b.

c) Skupina 64 analys, provedených v l. 1956—1960 chemickou laboratoří Geologického ústavu D. Štúra v Bratislavě. Jsou označeny prostými čísly: 1 — 64.

d) Skupina 5 analys převzatých z literatury (A. Helke 1943, J. Schwartz 1954, F. Fiala 1938). Označení: 1d — 5d.

Níže je uveden seznam analysovaných vulkanitů podle uvedených čtyř skupin jako základ pro orientaci v jejich rozpočtech. Samotné analysy a jejich rozpočty jsou seskupeny podle horninových typů, resp. erupčních skupin (sr. Fiala 1956, 1961; Fiala — Pácal 1959). Číslování je zachováno původní, podle uvedených skupin, kromě toho je však pro přehlednost v tabulkách uvedeno i číslování průběžné. Tato průběžná čísla jsou uvedena i v následujícím seznamu v závorce, vedle základního čísla skupinového.

a) *Analysy chemické laboratoře státního geoleogického ústavu v Praze, provedené drem V. Veselým r. 1931*

(1a) (73) Andesitoidní čedič, traf. již. stanice Bartošova Lehotka. Číslo analysy laboratoře 399/44—31.

(2a) (74) Andesitoidní čedič porésní. Jastrabá, sev. svah Ostré hory. Čís. anal. 398/40—31

3a (46) Smolek rhyolitový, Stará Kremnička, traf. sev. stanice Stará Kremnička. Čís. anal. 396/47—31.

4a (47) Rhyolit felsitický, Stará Kremnička, železniční stanice. Č. anal. 397/45—31.

b) *Analysy provedené v chemické laboratoři Ústředního ústavu geolcgického v Praze v rámci úkolu XVI/1 — Kremnické hory v r. 1955. Analysovali M. Huka a Dr. M. Heřman*

1b (70) Hypersthenicko-olivinický andesit, Vlčí hora (Wolfsberg) vých. Horného Turčeku. Čís. anal. 430/55.

2b (7) Pyroxenický andesit. Sv. Ihráče, lom na jv. svahu Labusenu u silničky, 1100 m n. m., bod 381. Čís. anal. 431/55.

3b (29) Amfibolicko-hypersthenický andesit s akcesorickým biotitem. Ihráč, sv. Ihráčské píly, záp. úpatí koty 592, bod č. 596. Č. anal. 432/55.

4b (30) Biotiticko-amfibolický andesit s hypersthenem. Sev. Ihráče, údolí k Chomu, za posledním domkem. Bod č. 117. Č. anal. 433/55.

5b (31) Biotiticko-amfibolický andesit s hypersthenem. Ihráč, ssv. vsi, záp. pod k. 982 (mapa 1 : 25 000), bod č. 149. Č. anal. 434/55.

6b (8) Pyroxenický andesit — Sev. Ihráče. návrší na hřebenu sev. od hlavního vrcholu Horného Chomu, bod č. 390. — Č. anal. 435/55.

c) *Analysy provedené v chemické laboratoři Geolcgického ústavu Dionýza Štúra v Bratislavě (GÚDŠ) v 1. 1956—1960. Analysovali V. Dvonč, ing. Leštík, A. Petriková, ing. Šatura, ing. V. Šaturová, M. Šulcová*

1. (32) Biotiticko-amfibolický andesit. Kľačany, sz. vsi, již. bok údolíčka vých. Války ve vých. svahu údolí Ihráčského potoka, bod č. 1329. Anal. M. Šulcová—ing. V. Šaturová, č. anal. 71/56.
2. (33) Biotiticko-amfibolický andesit. Vých. Piteľové. záp. Kľačan, jz. Války, záp. bok údolí Ihráčského potoka, bod. č. 1249. Anal. M. Šulcová—ing. V. Šaturová, č. anal. 72/56.
3. (71) Hyperthenicko-olivinický andesit basaltoidní. Vých. Krahule, Pláně (Hintere Freiung) záp. Skalky. Vzorek a). — Anal. M. Šulcová—ing. V. Šaturová, č. anal. 73.
4. (72) Dtto, vzorek b. — Tamže. — Anal. M. Šulcová—ing. V. Šaturová, č. anal. 74.
5. (2) Pyroxenický andesit propylitisovaný, afanitický. Sz. Kremnice, jz. Kremnických baní, žíla v záp. svahu koty Kribanus. Bod č. 3059. Anal. M. Šulcová—V. Šaturová, č. anal. 75/56.
6. (3) Pyroxenický andesit propylitisovaný, Jz. Kremnice, lom při silnici k Lúčkám, bod č. 2613. Anal. M. Šulcová—ing. V. Šaturová, č. anal. 76/56.
7. (9) Pyroxenický andesit. Jv. Ihráče, záp. bok údolí Čierného potoka, bod č. 743. Anal. M. Šulcová—ing. V. Šaturová, č. anal. 77/56.
8. (10) Pyroxenický andesit. Jv. Ihráče, VSV od Ihráčské píly. Suchá dolina, lom nad ohybem silnice. Anal. M. Šulcová—V. Šaturová, č. anal. 78/56.
9. (16) Pyroxenický andesit. Vých. Ihráče, vých. bok údolí Čierného potoka. Čierne brdo, sz. vrchol, bod č. 879a. Anal. M. Šulcová — A. Petríková. Č. anal. 93/56.
10. (17) Pyroxenický andesit — Vých. bok údolí Čierného potoka sz. Lavrinu, sv. svah k. 1068, nadm. výška 1030. Bod č. 788. Anal. A. Petríková—M. Šulcová. Č. anal. 94./56.
11. (23) Andesit „pabo" (pyroxenický andesit s akcesorickým resorbovaným amfibolem a biotitem a s indingsitisovaným olivinem) Jv. Kremnice, přední hřeben Kremnického štítu, kota 896. Bod č. 1623. Anal. M. Petríková—M. Šulcová, č. anal. 95/56.
12. (11) Pyroxenický andesit z podloží komplexu „pab". Jv. Kremnice, záp. úpatí Kremnického štítu, zašlý lom sv. nad „Jazerným dvorcem". Bod č. 1629. Anal. A. Petríková—M. Šulcová. Č. anal. 96/56.
13. (48) Rhyolit plagioklasový sférolitický. Sv. Horné Vsi, sev. část hřebene Brezového vršku, bod. č. 1609. Anal. A. Petríková — M. Šulcová, č. anal. 97/56.
14. (49) Rhyolit pemzový. — Sv. od Horné Vsi, sv. úpatí Brezového vršku, bod č. 1606. — Anal. A. Petríková—M. Šulcová, č. anal. 98/56.
15. (59) Tuf rhyolitový. Sv. od Dolné Vsi, pískovna na jv. úpatí Brezového vršku, bod č. 1615. — Anal. A. Petríková—M. Šulcová č. anal. 99/56.
16. (50) Rhyolit mikrogranitický. Záp. Horné Vsi, k. 583 sev. Čertova, bod č. 1889. Anal. A. Petríková—M. Šulcová, č. anal. 100/56.
17. (20) Andesit amfibolicko-pyroxenický (AP). Vých. Kremnice, nad úpatím sev. svahu Bystrické doliny, j. k. 840, bod č. 2600. Anal. V. Šaturová, č. anal. 1 K/57.
18. (6) Andesit pyroxenický s akcesorickým preexistujícím olivinem. Ľúčky, j. vsi, vých. svah k. 690, bod č. 2478. Anal. ing. V. Šaturová, č. anal. 2 K/57.

19. (12) Andesit pyroxenický. Sev. od Slaské, vých. svah údolí Slaského potoka zjz pod kótou 721, v nadm. výšce 570 m. Bod č. 2054. Anal. ing. V. Šaturová, č. anal. 3 K/57.

20. (24) Andesit „pabo" (pyroxenický andesit s akcesorickým preexistujícím amfibolem a olivinem). Sev. od Slaské, sz. od „Skaliny" vých. nad silnicí, bod č. 2230. Anal. ing. V. Šaturová, č. anal. 4 K/57.

21. (41) Rhyodacit amfibolicko-biotitický, sklovitý. Sv. od Slaské, vých. k. 515 při polní cestě do Kopernice. Bod č. 2069. Anal. ing. V. Šaturová, č. anal. 5 K/57.

22. (34) Dacitoidní andesit biotiticko-amfibolický. Vých. Bartošovy Lehotky, sev. svah údolí, bod č. 1683. Anal. ing. Šatura. č. anal. 6 K/57.

23. (44) Rhyolit plagioklasový. Sz. Slaské, kóta 466, záp. část vrcholu. Bod č. 2130. Anal. ing. Šatura. Č. anal. 7 K/57.

24. (42) Rhyodacit mikrofelsitický. Sv. Bartošovy Lehotky, zářez železniční trati j. kóty 559, již. Ďuravé skály. Bod č. 1677. Anal. ing. Šatura, 8 K/57.

25. (39) Tuf biotiticko-amfibolického dacitu. Vých. Ihráče, sev. kostela, nad lomem. Anal. ing. Šatura, č. anal. 9 K/57.

26. (69) Tuf andesitový popelový, přeměněný. Vých. Ihráče, Suchá dolina, konec lesní silničky záp. pod Jablonkou, bod č. 977. Anal. ing. Šatura, č. anal. 10 K/57.

27. (60) Tuf rhyodacitový. Sz. Jastrabé, jv. železniční stanice, pískovna při polní cestě j. koty 785. Bod č. 4211. Anal. M. Šulcová. Č. anal. 139 K/57.

28. (61) Tuf rhyodacitový SSZ. Jastrabé, ohyb hluboké rokle sz. od kóty č. 452. Bod č. 4221. Anal. M. Šulcová, č. anal. 140 K/57.

29. (62) Tuf rhyodacitový. Záp. Jastrabé, zářez, záp. nad potokem VSV kóty 468, bod č. 4241. Anal. M. Šulcová, č. anal. 141 K/57.

30. (40) Rhyodacit biotiticko-amfibolický, sklovitý, (jeví vztahy k biotiticko-amfibolickým dacitům). Kopernica, jižní část obce, lom na záp. úpatí kóty 608. Bod č. 1945. Anal. M. Šulcová, č. anal. 46 K/58.

31. (11) Andesit pyroxenický, propylitisovaný (starší), část. karbonatisovaný a kaolinisovaný. Jz. Kremnických Baní, již. svah Kribanu, vých. afanitové žíly, 800—830 m n. m., bod č. 3081. Anal. M. Šulcová, č. anal. 47 K/58.

32. (21) Andesit amfibolicko-pyroxenický. Vých. Kremnice, jižní svah Bystrické doliny v sev. svahu Kremnického štítu již. nad kótou 659, nadm. výška 780—810 m. Bod č. 2761. Anal. M. Šulcová, č. anal. 48 K/58.

33. (22) Andesit amfibolicko-pyroxenický. Vých. Kremnice, jižní bok Bystrické (Zvolenské) doliny na sev. úpatí Kremnického štítu, jv. kóty 625 nad tratí, 233 m za strážním domkem, bod č. 2571. Anal. M. Šulcová, č. anal. 49 K/58.

34. (25) Andesit „pab" (pyroxenický andesit s akcesorickým apacitisovaným amfibolem). Sz. Kremnice, jižní výběžek plošiny Jarabice (Volle Henne), bod č. 2888. Anal. M. Šulcová, č. anal. 50 K/58.

35. (13) Andesit pyroxenický, augitický. Sz. Kremnice, jv. svah Jarabice (Volle Henne), východnější rozsocha sz. Münsterovy štoly, 850 m n. m., bod č. 2954. Anal. M. Šulcová, č. anal. 51 K/58.

36. (14) Andesit pyroxenický. Vých. Kremnice, sev. bok Bystrické doliny, opuštěný lom již. kóty 695, bod č. 2591. Anal. M. Šulcová, č. anal. 52 K/58.

37. (45) Rhyodacit felsosférolitický. Jv. Kremnice, přední plošina Kremnického štítu jz. kóty 975, sv. k. 949. Bod č. 2582. Anal. M. Šulcová, č. anal. 53 K/58.

38. (57) Rhyolit metasomaticky obohacený draslíkem, lehce prokřemenělý. Jižně Kremnických Baní, sz. dětského domova, záp. stěna velké pinky na vých. svahu Kribanu (kóty 869). Bod č. 3079-A. Anal. M. Šulcová, č. anal. 54 K/58.

39. (58) Dtto, — Tamže, cca 100 m jižněji. Bod č. 3079/B. Anal. M. Šulcová, č. anal. 55 K/58.

40. (15) Andesit pyroxenický hyalopilitický, s perlitickou odlučností. SSV Kunešova, záp. pod vrcholem kóty 908 (Pieskovník-Sandhübel), bod č. 3258. Anal. inž. Lešťák, č. anal. 158 K/58.

41. (26) Andesit „pabo" (Pyroxenický andesit s resorbovaným amfibolem a olivinem). Jz. Kunešova, sv. Kola, jv. Mlýnského vršku, 150 m sz. od vrcholu kóty 838. Bod č. 3424. Anal. ing. Lešťák, č. anal. 159 K/58.

42. (27) Andesit „pab" (pyroxenický andesit s akcesorickým opacitisovaným biotitem a resorbovaným amfibolem). Záp. Kunešova, vých. Handlové, záp. Slaského potoka na jz. svahu návrší Ungarn, opuštěný lůmek cca 400 m jjz od zbořené hájovny, bod č. 3656. Anal. ing. Lešťák, č. anal. 160 K/58.

43. (75) Čedič andesitoidní. Bartošova Lehotka, lom nad tratí jv. od stanice. Bod č. 4559. Anal. ing. Lešťák, č. anal. 161 K/58.

44. (18) Andesit pyroxenický hyalopilitický. Ladomer, lom nad levým břehem Hronu. Anal. ing. Lešťák, č. anal. 157 K/58.

45. (51) Rhyolit felsosférolitický. Již. Kopernice, sev. svah vrcholu Dolné Klapy, k. 665, sev. bodu č. 40. Anal. ing. V. Šaturová, č. anal. 42 K/59.

46. (67) Mikrogranit porfyrický, vzniklý metasomaticky z kaolinisovaného a prokřemenělého andesitu. Sev. Kopernice, vých. svah údolí Kopernického potoka již. kóty 731, bod č. 2735. Anal. ing. V. Šaturová, anal. č. 43 K/59.

47. (68) Trachyt biotiticko-amfibolický, metasomatický. Lúčky, kóta 690 j. vsi, bod č. 2467. Anal. ing. V. Šaturová, č. anal. 44 K/59.

48. (53) Rhyolit felsitický. Jz. Krahule, vých. Krahulského štítu, kraj lesa jv. kóty 932, bod č. 4023. Anal. ing. V. Šaturová, č. anal. 45 K/59.

49. (28) Andesit „pab" (pyroxenický andesit s akcesorickým resorbovaným amfibolem a biotitem). Sv. Kremnice, jz. Krahule, vrchol Krahulského štítu kóta 959. Bod č. 4020. — Anal. ing. V. Šaturová, č. anal. 46/K/59.

50. (35) Andesit biotiticko-amfibolický s pyroxenem. Vých. Krahule, 500 m jz. od kóty 1116, bod č. 3953-A. Anal. M. Šulcová, č. anal. 47 K/59.

51. (38) Andesit amfibolický, drobnozrnná hypabyssální uzavřenina z biotiticko-amfibolického andesitu. Tamže, bod č. 3953-B. Anal. M. Šulcová, č. anal. 48 K/59.

52. (36) Andesit biotiticko-amfibolický s pyroxenem. Sev. Krahule, sz. kóty 980, bod č. 3896. Anal. M. Šulcová, č. anal. 49 K/59.

53. (37) Andesit biotiticko-amfibolický s pyroxenem. Vých. Krahule, 300 m již. kóty 1063, bod č. 3908. Anal. M. Šulcová, č. anal. 50 K/59.

54. (43) Rhyodacit biotitický s amfibolem. Sz. Krahule, vých. svah údolí vých. Trnovníku, bod č. 3993. Anal. M. Šulcová, č. anal. 51 K/59.

55. (52) Rhyolit felsitický. Již. Kopernice, Dolná Klapa, k. 665. bod č. 40. Anal. Vojt. Dvonč. č. anal. 4 K/60.

56. (54) Rhyolit felsitický. Jv. okraj Bartošovy Lehotky, úpatí nejsevernější rozsochy, bod č. 4363. Anal. Vojt. Dvonč, č. anal. 5 K/60.

57. (55) Rhyolit felsitický. Jižně Bartošovy Lehotky. ssz. železniční stanice, již. svah vrcholu kóty 467, bod č. 4455. Anal. Vojt. Dvonč, č. anal. 6 K/60.

58. (63) Tuf rhyolitový. Jižně Bartošovy Lehotky, úpatí kóty 467 nad vých. břehem Rudnice, bod č. 4461-C. Anal. Vojt. Dvonč, č. anal. 7 K/60.

59. (64) Tuf rhyolitový, druhotně zesklovatělý a natavený. Bartošova Lehotka, trať již. železniční stanice, sev. kontakt nejsevernější čedičové žíly. Bod č. 4558 — L. Anal. Vojt. Dvonč, č. anal. 8 K/60.

60. (65) Tuf rhyolitový, nepřeměněný. Tamže, dále k severu, bod č. 4558-N. Anal. Vojt. Dvonč, č. anal. 9 K/60.

61. (66) Tuf plagioklasového rhyolitu. Sv. Staré Kremničky, trať. již. tunelu Kečka, bod č. 4572 C. Anal. Vojt. Dvonč, č. anal. 10 K/60.

62. (56) Perlit rhyolitový. Tamže, již. okraj rhyolitového tělesa. Bod č. 4572 dd. — Anal. Vojt. Dvonč. č. anal. 11 K/60.

63. (76) Čedič andesitoidní. Sev. Pitelové, již. Ostré hory, hřbet již. kóty 523, sonda č. 105. Anal. Vojt. Dvonč, č. anal. 12 K/60.

64. (77) Čedič andesitoidní, thermálně přeměněný, nontronitisovaný. Tamže. Anal. Vojt. Dvonč, č. anal. 13 K/60.

d) *Použité analysy z literatury*

1d. (4) Propylitisovaný pyroxenický andesit, jjz. Kremnice, lom při silnici do Kopernice. Anal. M. Bendig. Publ. Ad. Helke, Zeitschr. f. prakt. Geol. 51, 1943, s. 77.

2d. (5) Andesit pyroxenický, nepatrně propylitisovaný. Kremnické Baně, opuštěný lom jv. nádraží. Anal. M. Bendig. Publ. Ad. Helke, Zeitschr. f. prakt. Geol., 51, 1943, s. 77.

3d. (78) Čedič andesitoidní. Vých. Sv. Kříže (Žiaru), lom. Anal a publ. Jos. Schwartz 1954, s. 19.

4d. (19) Andesit pyroxenický, hyalopilitický, Ladomer. lom. — Anal. a publ. Jos. Schwartz, 1954, s. 21.

5d. (79) Olivinický čedič (limburgitický nefelinický basanitoid), Banská Štiavnica, Kalvária. Anal. dr. V. Veselý 1931. Publ. F. Fiala 1938, s. 56.

Poznámka: U serie analys c) z chemické laboratoře GÚDŠ je H_2O+ převážně určována jako „ztráta žíháním", H_2O- jako „ztráta sušením."

Analysy, jejich rozpočty a diagramy viz anglický text.

Diferenciace vulkanitů Kremnických hor

Chemické analysy a jejich rozpočty spolu s příslušnými grafy viz v anglické části práce. Zde níže jsou uvedena jen celková zhodnocení jednotlivých grafů.

1. Diferenciační diagram váhových poměrů jednotlivých kysličníků

(podle chemické analysy; sr. Tab. I—III)

Diferenciační diagram vulkanitů Kremnických hor podle váhových množství jednotlivých kysličníků, případně jejich součtů, v poměru k váhovému množství SiO_2, vynášený přímo podle chemické analysy, je velmi instruktívní a ukazuje četné zakonitosti.

Celkově lze v průběhu diferenciačních linií odlišit basičtější pole andesitoidních čedičů (asi do 52 % SiO_2), dále pole andesitů a dacitů a pole rhyolitové, k němuž tvoří přechod a s nímž se částečně překrývá zóna rhyodacitová.

Průběh linií jednotlivých kysličníků je značně pravidelný. Se stoupajícím SiO_2 stoupá mírně ale plynule podíl alkalií a klesá podíl basí. Konec diferenciační řady rhyolitové v přechodu k hydrothermalitům vykazuje pro všechny kysličníky jistý zlom v opačném smyslu. Alkalie počínají mírně klesat, podíl basí se relativně nepatrně zvyšuje. Pole andesitoidních čedičů vykazuje četné nepravidelnosti, podmíněné přeměnou hornin. Linie Al_2O_3 v tomto poli stoupá, načež s nástupem andesitů se objevuje mírné klesání. To platí ovšem pro poměry váhové, v přepočtu molekulárním, sr. na př. diagram Niggliho, jeví *al* průběh celkem paralelní s alkaliemi.

Velmi výrazně lze v diferenciačním diagramu alkalických oxydů sledovat *draselnou metasomatosu.*

Projekce trachytu (anal. č. 47) i porfyrického mikrogranitu (č. 46) jsou vysoko nad linií trendu K_2O i součtu $K_2O + Na_2O$. Na_2O v těchto horninách proti průměru silně klesá. Analogické poměry pozorujeme u draslíkem obohacených rhyolitů č. 38 a 39 mezi 76—78 % SiO_2. V grafu K_2O stoupá tu křivka prudce vzhůru, pomaleji v grafu $K_2O + Na_2O$, načež se jeví postupný pokles ke konci diferenciační řady. S tím koresponduje negativní prohyb křivky Na_2O.

V čedičovém poli lze pozorovat zřetelný pokles jednak celkového obsahu alkalií, jednak Na_2O u hydrothermálně nontronitisovaného čediče od Pitelové (anal. č. 64). Kyselejší konec linie čedičových hornin (2a) v linii Na_2O a linii $K_2O + Na_2O$ je poněkud nad projekcemi vlastních andesitů. Týž zjev ukazuje i linie *alk* v diagramu Niggliho. Může to vyplývat z jisté kontaminace magmatu resorbovaným materiálem rhyodacitových tufů. — Podle průběhu linií jednotlivých kysličníků lze konstatovat, že limburgitoidní čedič Kalvárie od Banské Štiavnice jeví dosti značné vztahy k diferenciační řadě našich vulkanitů a navazuje velmi dobře na prodloužení jejich linie od projekce čediče od Pitelové (č. 63).

V andesitovém poli jeví grafy alkalií velmi výraznou tendenci k lineárnímu nahloučení projekčních bodů. V poli rhyodacitů a rhyolitů jmenovitě linie Na_2O a linie $K_2O + Na_2O$ tufových hornin mají poněkud nižší niveau proti rhyodacitům.

Grafy kysličníků MgO, CaO, FeO a Fe_2O_3, případně jejich součtů, jeví do jisté míry *opačnou tendenci proti alkaliím.* Jejich množství se vzrůstajícím podílem SiO_2 se zmenšuje. Jistou tendenci k lineárnímu nahloučení projekčních bodů jeví linie CaO, MgO a součet $FeO + Fe_2O_3$. Grafy jednotlivých kysličníků FeO a Fe_2O_3 jeví větší rozptyl, především následkem různého stupně oxydace železa. Značné rozkmity jeví linie Fe_2O_3, ale i graf $FeO + Fe_2O_3$, jmenovitě v poli rhyolitovém, kde přirozeně při celkově nízkém obsahu basí se projeví výrazně odchylky v obsahu biotitu analysovaných vzorků.

Linie CaO celkem plynule klesá v poli andesitoidních čedičů a v poli andesitovém, probíhá skoro horizontálně na nízké úrovni v poli rhyodacitů a rhyolitů. Tu je patrno zřetelné diferenciační odlišení obou hornin; rhyodacity jsou zřejmě bohatší Ca proti rhyolitům i proti rhyolitovým rhyodacitovým tufům. Velmi nízký, prakticky skoro nulový obsah CaO má analysa č. 16 sanidinového mikrogranitického rhyolitu ze sev. úpatí Čertova, Z Horné Vsi. Zřetelný úbytek CaO jeví se v metasomatickém trachytu od Lúček (č. 47) a porfyrickém mikrogranitu od Kopernice č. 46 a nontronitisovaném čediči od Pitelové anal. č. 64. — Konec linie čedičovitých hornin probíhá zřetelně nad diferenciačním trendem andesitových hornin.

Hořčík se chová celkem analogicky. Diferenciace čedičového a andesitového pole navazují tu na sebe celkem plynule. V andesitovém poli vystupují dílčí diferenciační linie jmenovitě biotiticko-amfibolických andesitů, andesitů „*pab*" a propylitisovaných pyroxenických andesitů. V poli rhyodacitů a rhyolitů má linie MgO skoro horizontální průběh na velmi nízké úrovni.

Linie FeO a Fe_2O_3 jakož i jejich součet opakují — s poněkud menší pravidelností a většími výkyvy — průběh linií MgO a CaO. Rozdíly vystupují hlavně v poli rhyolitovém, hlavně v grafu Fe_2O_3 a součtu $FeO + Fe_2O_3$. Velmi nápadně se u železa projevuje nontronitisace andesitoidního čediče od Pitelové (anal. č. 64). Linie FeO jeví tu prudký pokles, zatím co linie Fe_2O_3 analogicky prudce stoupá; graf $FeO + Fe_2O_3$ jeví pravidelný průběh bez větších výkyvů. U trachytů se jeví mírné obohacení Fe^{+++} a lehký pokles FeO. Skoro nulový obsah Fe^{+++} má draslíkem obohacený rhyolit č. 39.

Velmi výrazně vystupuje v grafech Fe_2O_3 a $FeO + Fe_2O_3$ jakož i v součtu $FeO + Fe_2O_3 + MnO + MgO$ porušení a obohacení trojmocným železem u dvou andesitů „*pab*" (č. 49 Krahulský štít a zvláště č. 34 — Jarabica); u dvou andesitů amfibolicko-pyroxenických z Bystrické doliny vých. Kremnice a u propylitisovaného a kaolinisovaného pyroxenického andesitu z Kribanu jz. Kremnických Baní (č. anal. 31). Týž zjev lze pozorovat v diagramech podle Niggliho, Zavarického a Köhlera a Raaze. Zřejmě nelze tyto analysy považovat za rovnocenné ostatním a užívat jich k srovnávacím rozpočtům. Nicméně je jejich zařazení v diagramu po mnohé stránce instruktivní.

Graf Al_2O_3 jeví generelně stoupající tendenci v poli čedičů a andesitoidních čedičů; prudce stoupá obsah Al_2O_3 ve vzorku nontronitisovaného čediče od Pitelové (č. an. 64). V dalším průběhu v poli andesitů, rhyodacitů a rhyolitů jeví průběh váhových poměrů Al_2O_3 mírně klesající tendenci. V přepočtu molekulárních poměrů má *al* v Niggliho diagramu ovšem průběh paralelní s linií *alk*. Andesity jednotlivých skupin se promítají v grafu Al_2O_3 v dosti výrazných lineárních řadách.

Diagram diferenciace podle A. N. Zavarického

(viz. obr. č. 1.—4. v angl. textu, s. 44 a 46-48 a tab. č. IV.)

Diferenciační diagram kremnických vulkanitů podle A. N. Zavarického budí při prvém pohledu poněkud chaotický dojem, hlavně ve své pravé polovině. Je to způsobeno odchylným směrem vektorů rhyodacitových tufů a tufitů a dále metasomaticky a hydrothermálně změněných, případně i poněkud navětralých hornin. Vlastní, silněji nepřeměněné magmatity včetně propylitisovaných andesitů jeví už značnou nepravidelnost v uspořádání vektorů. Jejich projekční body tvoří dlouhý a poměrně úzký pruh, na pravé straně mezi hodnotami *a* 7—13, v průběhu stoupající basicity jen málo se přibližující ose *b*. Podle toho se podíl alkalické živcové složky mění jen pomalu, bez význačnějších výkyvů. Rozložení projekčních bodů je dosti stejnoměrné. Jistá mezera je patrná jen mezi biotitickc-amfibolickými andesity na jedné a rhyodacity a rhyolity na druhé straně, při čemž rhyodacity tvoří spojovací článek.

Diferenciace probíhá v dosti dlouhém intervalu ($b = 2{,}3-30$). Projekční body rhyolitů a rhyodacitů jsou následkem vyššího obsahu alkalií na pravé straně posunuty dále od osy *SB*, naopak na levé straně následkem nízké hodnoty *c* se přibližují k ose *SB* (rhydoacity), někdy velmi blízko k ní (rhyolity). Oddalují se od ní v úseku andesitovém (vyšší *c*) a znovu se k ní blíží v úseku čedičovém. Směr vektorů na levé straně je značně jednotný a jeví jen nevelké a plynulé změny od mírné převahy draslíku nad sodíkem u většiny rhyolitů, přes jejich rovnováhu u rhyodacitů až k postupně se zvětšující převaze sodíku u andesitů a zejména u čedičů. Výjimku z této pravidelnosti činí jen vektory hornin metasomaticky obohacených draslíkem a to u dvou rhyolitů od Kremnických Baní (č. 38 a 39), trachytu od Lúček (č. 37) a mikrogranitu od Kopernice (č. 46). Vektory na levé straně jsou většinou krátké u rhyolitů (nízký obsah Mg), pokud je neprodlužuje zvýšený obsah draslíku (č. 38, 39); jsou zřetelně delší u rhyodacitů. Postupně se prodlužují u andesitů a čedičů, stavějíce se současně strměji vlivem vyššího obsahu sodíku.

Na pravé straně grafu převládá ve střední andesitové části u většiny vektorů dosti strmá orientace vpravo. Ojediněle se objevuje větší úklon, podmíněný vyšším *c'*. Biotiticko-amfibolické andesity jeví vějířovitou dispersi vektorů, u některých analys se tu projevuje slabý přebytek Al. Rhyodacity jeví většinou přebytek Al orientací vektorů směrem k ose *SB*, analogickou rhyolitům. Dvě horniny (č. 43 a 37), prakticky už rhyolitového chemismu, jeví posicí projekčních bodů v prodloužení linie rhyodacitové a anomální orientací vektorů analogickou andesitové genetickou souvislost s rhyodacity a s biotiticko-amfibolickými andesity.

Projekce rhyolitových a rhyodacitových tufů v pravé polovině diagramu

mají vektory následkem silného přebytku Al silně stočené k ose *SB*, místy skoro horizontální. Nízký obsah Ca je místy silně prodlužuje. Analogicky se chovají vektory metasomatického trachytu (č. 47) a mikrogranitu (č. 46), jakož i nontronitisovaného čediče (č. 64) a lehce lateritisovaného andesitového tufu (č. 26) z podloží vrcholových andesitů.

Poněkud méně zřetelně proti následujícímu diagramu ((Köhler—Raazovu), ale přes to rušivě vystupuje v grafu skupina analys, jejichž projekce vybočují z plynulého průběhu ostatních. Jsou to v levé polovině grafu dvě analysy amfibolicko-pyroxenických andesitů (č. 32—33) poměrně oxydovaných a navětralých, a dvě analysy andesitů *pab*, jednak z vrcholu Krahulského štítu (č. 49), jednak z vrcholu Jarabice (č. 34), u nichž se uplatnilo asi navětrání tence deskovité horniny. Sem patří i silně přeměněný propylitisovaný andesit z Kribanu č. 31. Při hodnocení výsledků těchto analys je zřejmě třeba opatrnosti. — Mimo plynulou diferenciační řadu leží a v diskusi nejsou uvažovány dvě analysy J. Schwartze (3d-andesitoidní čedič vých. Žiaru a 4d-hyalopilitický andesit od Ladomere; jmenovitě poslední analysa je asi chybná, sr. též anal. č. 44 z téže lokality). Určitou odchylku, způsobenou snad odchylnou metodou chemické analysy jeví i dvě analysy publikované Ad. Helkem 1943 (1d a 2d).

Diferenciační diagram jeví značnou pravidelnost a plynulost. Neodpovídá ovšem zcela pořadí erupcí, ježto během vulkanismu nastaly změny, způsobené tektonickými zásahy, jež otevřely cestu novému magmatu z hloubky.

Jednotlivé druhy vulkanitů, odpovídající erupčním skupinám, se v diagramu řadí do zřetelných diferenciačních linií, poněkud kose, ale celkově dosti strmě probíhajících.

V horní části grafu je to široký pruh rhyolitový, dosti šikmý. Pod ním probíhá strmější pruh hornin rhyodacitových, začínající dole rhyodacitovými tufy od Jastrabé, (č. 27 a 28) a pokračující přes sklovitý rhyodacit z Kopernice (30), rhyodacit od Slaské (21), další tuf od Jastrabé (29), mikrofelsit od Ďuravé skály (24) k biotitickému rhyodacitu s amfibolem sz. Krahule (54), plagioklasovému rhyolitu od Slaské (23) a k felsosférolitickému rhyodacitu až rhyolitu Kremnického štítu (č. 37).

Níže následuje stejně strmě orientovaný pruh biotiticko-amfibolických andesitů, provázený s obou stran pruhy pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andesitů a andesitů *pab*. V těchto je už členění méně výrazné. Celkově lze konstatovat, že projekce starších propylitisovaných andesitů tvoří paralelní linii pod projekcemi andesitů biotiticko-amfibolických a že projekce andesitů *pab* probíhají v značně strmé linii skoro paralelně s osou *AB* nalevo od andesitů biotiticko-amfibolických. S nimi souběžně probíhají projekce normálních pyroxenických andesitů. U jejich mladších členů nastává zajímavé štěpení, jednak směrem k větší basicitě (vrcholové andesity

č. 8, 9, 10), jednak k typům kyselejším (hyalopilitický perlitický andesit od Kunešova č. 40 a andesit Labusenu č. 2b.).

Další velmi výrazný pruh tvoří basaltoidní andesity (č. 1b, 3, 4) a andesitoidní čediče, ukazující na blízkou genetickou příbuznost. Na ně navazuje chemismus mladšího basičtějšího a při tom alkaliemi poměrně bohatého limburgitoidního čediče Kalvárie od Banské Štiavnice. (č. 5 d)

Na druhé straně lze celkově konstatovat *diferenciační plynulost* od linie propylitisovaných pyroxenických andesitů směrem ku kyselejším magmatům přes andesity pyroxenické, amfibolicko-pyroxenické a přes andesity biotiticko-amfibolické a andesity *pab* k rhyodacitům a rhyolitům. V nejmladších fázích vulkanismu lze pozorovat obrat směrem k větší basicitě, který naznačují už vrcholové pyroxenické andesity a která stoupá výrazně ve finálních basaltoidních andesitech a andesitoidních čedičích.

Diferenciační diagram podle P. Niggliho

(Viz obr. č. 5. v anglickém textu, str. 53, a tab. V.-VII.)

Projekce analys kremnických neogenních vulkanitů podle P. Niggliho poskytuje poměrně složitý obraz vzhledem k značnému počtu analys a poměrně značné dispersi projekčních bodů. Velmi komplikovaný se jeví především úsek andesitový (mezi hodnotami asi 140—200), v němž je soustředěna větší část analys a kam vedle andesitů pyroxenických, amfibolicko-pyroxenických a andesitů *pab* spadá i většina projekčních bodů biotiticko-amfibolických andesitů. Projekční body *al* a *c* jeví i v tomto úseku v celém průběhu diferenciačního schematu zřejmou tendenci k vytvoření sevřené linie. U projekcí *al* a *fm* jeví se však značná disperse bodů proti průběhu střední diferenciační linie. Nicméně podrobný rozbor ukazuje určité zákonitosti. Projekce vulkanitů, patřících určité skupině erupcí, resp. vulkanické jednotce, se seskupují do průběžných, většinou přímočarých linií dílčích, probíhajících kose k celkovému průběhu diferenciace a spolu více méně rovnoběžných. Podobná tendence byla konstatována i u diagramu Zavarického i u diagramu Köhler—Raazova. Jedná se tedy o konstatovanou pravidelnost, jež potvrzuje geologickou a — v rámci celkové diferenciace i určitou diferenciační samostatnost jednotlivých skupin, uvedených v mém sukcesním schematu erupcí.

Další, poněkud méně výrazné zhuštění projekčních bodů je v úseku rhyolitovém, zejména mezi $si = 350—450$. Zde komplikuje situaci větší počet analys tufových hornin, u nichž jednak příměs jílového nebo písčitého materiálu, jednak jistý stupeň navětrání a u sklovitých typů i zastupování alkalií chemicky vázanou vodou podmiňují odchylky od normálního chemismu příslušných magmatitů.

Nepřehlednost celkového diagramu zvyšuje okolnost, že — jmenovitě v andesitovém úseku — hodnoty *al*, *fm* a *c* jsou velmi sblížené. Jejich pole do sebe zasahují, případně se překrývají. Z toho důvodu je v grafu předveden chemismus odděleně pro dvojici *al*—*alk* a samostatně pro indexy *fm* a *c*. Celkové diferenciační schema je podáno schematisovanými a zjednodušenými liniemi v samostatném grafu. Sr. obr. 5 na str. 53.

L i n i e *alk* jeví značně lineární průběh a husté nahloučení bodů při celkem pomalém stoupání od nejnižších hodnot čedičových hornin (čedič Kalvarie od Banské Štiavnice, v tabulce z technických důvodů už nezastižený, *alk* 7 při *si* 90, andesitoidní čediče *alk* = 7,4 až 11,7) přes pole andesitové s hodnotami *alk* mezi 8—18, ojediněle až 20. U rhyodacitů (*alk* 19,8—33,7) je jednotná diferenciační linie lehce přerušena. Sklovitý rhyodacit od Kopernice (anal. č. 30) jeví zajímavé genetické vztahy k biotiticko-amfibolickým andesitům a dacitům a jisté odchylky od ostatních rhydoacitů. S nástupem rhyolitů jeví — celkově stále stoupající — diferenciační linie *alk* zase určité přerušení a posun směrem dolů, hodnota *alk* mezi 24—36,8. Odlišně se chovají rhyodacitové a rhyolitové tufy s poměrně sníženým obsahem alkalií (č. 61, 28, 29, 27, 15, méně výrazně 58, 59 a 60). Pemzový rhyolit z vých. úpatí Brezového vršku (č. 14) má chemismus blízký tufům, snížený obsah alkalií při celkem normálním *al* je zřejmě podmíněn zvýšeným obsahem vody, zastupující alkalie. Draslíkem obohacené rhyolity č. 38 a 39 od Kremnických Baní mají projekční body silně zvýšené nad průměrnou diferenciační linii, stejně jako metasomatický trachyt od Lúček č. 47 (*si* 268,9). Méně zřetelné je toto zvýšení u metasomatického mikrogranitu č. 46 (*si* 361,7), jehož projekční bod spadá do blízkosti linie rhyodacitové.

Rhyodacit z Kremnického štítu (anal. č. 37, *si* 435,2), prakticky rhyolitového chemismu, spadá stejně jako v jiných projekcích do prodloužení linie rhyodacitové diferenciace s určitým odstupem od ostatních rhyolitů. V samotném úseku rhyolitovém a ještě více andesitovém a andesitoid-basaltovém lze při detailním rozboru konstatovat tendenci k vytváření dílčích diferenciačních linek jednotlivých vulkanitových skupin, ponekud kose probíhajících. Tato tendence není zde však tak výrazná jako u hodnot *al*, event. *fm*, sr. níže.

L i n i e *al* jeví generelně (ve vyšší úrovni) paralelní průběh s linií *alk*, stoupajíc proti ní o něco mírněji se vzrůstajícím *si*. Určité přerušení se objevuje na konci řady biotiticko-amfibolických andesitů, k níž má určité vztahy i sklovitý rhyodacit od Kopernice (č. 30). Rhyodacity tu nasazují odděleně a jejich linie v dalším plynule přechází do rhyolitové. Projekce rhyodacitových a rhyolitových tufů č. 27, 28, 29, 58 mají vyšší *al* a příměs tufitickou. Proti tomu tufy analys č. 59 a 60 svým chemismem odpovídají magmatickým rhyolitům. Při tom zesklovatělý rhyolitový tuf z kontaktu čedičové žíly od

stanice Bartošova Lehotka (anal. č. 59) nižším *al* a vyšším *alk* stojí blíže vlastnímu rhyolitu než nepřeměněný tuf týchž poloh (č. 60). Tuf č. 61 od trati sev. Staré Kremničky jeví charakter rhyodacitový.

Velmi instruktivní je úsek andesitový. Při prvém pohledu chaotické množství bodů se při podrobnějším rozboru řadí do několika paralelních řad, protínajících pod kosým úhlem linii celkové diferenciace. V těchto řadách je soustředěna většina analys. Projekční body většiny biotiticko-amfibolických andesitů leží při tom na linii velmi sblížené s průběhem hlavní diferenciační linie. Dílčí diferenciační linie jednotlivých skupin mají strmější průběh, stoupajíce se vzrůstajícím *si*. Tutéž tendenci pozorujeme i v poli andesitoidních čedičů a basaltoidních andesitů. Linie basaltoidních andesitů navazuje při tom přímo na prodlouženou hlavní linii diferenciační, danou linkou biotiticko-amfibolických andesitů. Následuje poněkud rozptýlená linie pyroxenických andesitů (č. 36, 44, 35, 7 a č. 18). Poněkud stranou, přibližně v pokračování této dílčí diferenciační linie, ale s poněkud nižším *al*, probíhá linka vrcholových pyroxenických andesitů (8—9—10). Její konec se blíží poli andesitů basaltoidních, což se dobře kryje se stanovenou sukcesí a diferenciačním vývojem. Stranou leží projekce č. 19 (Slaská), vykazující i v jiných projekcích odchylky. Následuje linie andesitů *pab* a *pabo*, č. 11, 20, 42, 41, skoro přímočará. Stranou leží projekční body č. 49 (Krahulský štít) a č. 34 (Jarabica), jež jsou anomální i v druhých projekcích a jež nelze kalkulovat jako rovnocenné ostatním analysám. Další je linie propylitisovaných pyroxenických andesitů 1. oddílu I. skupiny erupcí (č. 5, 6, 1d, 2d), stranou padne projekce silně kaolinisovaného propylitisovaného andesitu z Kribanu (č. 31). Další je krátká linka několika biotiticko-amfibolických andesitů od Kľačan a Ihráčské píly a dacitoidního andesitu od Bartošovy Lehotky (3b, 2, 22).

Linie *fm* z počátečních zvýšených hodnot v poli čedičovém rychle klesá. V andesitovém poli protíná velmi kose linii *al* a probíhá — mírně klesajíc — pod ní, až dále zase mírně stoupá směrem k rhyodacitovému tufu č. 25 a rhyodacitům. Tyto nasazují zřetelně poněkud disjunktivně, linie *fm* v jejich úseku mezi *si* 301,2—353,9 klesá, načež probíhá dále skoro horizontálně až k rhyodacitu Kremnického štítu (anal. č, 37, *si* 435,2) a dále v poli rhyolitovém, jevíc mírný prohyb směrem dolů v úseku mezi *si* 415—460. Samostatné křivkové linie mají projekce tufů chemismu jednak rhyodacitového (č. 61, 28, 29), jednak rhyolitového (č. 27, 15, 60, 59, 58). Projekce rhyolitů obohacených draslíkem (38 a 39) jeví realtivně značný úbytek *fm*.

V andesitovém poli jsou projekční body seskupeny do několika dílčích linií, někdy přímočarých, analogicky jako u výše zmíněných linií *al*, jen s opačnou orientací úklonu. Hodnota *fm* s přibývajícím *si* vždy klesá. Hlavní linie biotiticko-amfibolických andesitů se zdá odpovídat celkovému trendu diferenciace (5b, 4, 3b, 22, 52, 53, 50, 51) skoro se úplně kryjíc s linií nepropylitiso-

vaných pyroxenických andesitů (6b, 2d, 36, 44, 35, 7), na kterou v jistém odstupu navazují hypersthenicko-olivinické basaltoidní andesity a andesitoidní čediče. Vrcholové andesity (8, 9, 10) mají samostatnou dílčí linii s vyššími hodnotami *fm*. Samostatné linie tvoří andesity *pab*, dále propylitisované pyroxenické andesity a biotiticko-amfibolické andesity okolí Kľačan, (č. 1—2) a Ihráčské píly (č. 3b).

Linie *c* probíhá na počátku (v čedičovém poli) velmi sblíženě s linií *al*. Počínaje *si* 140 klesá velmi mírně v poli andesitovém a rhyodacitovém. Disjunktivně na rhyodacity nasazuje řada rhyolitová, s nižšími hodnotami *c* a s celkově velmi ploše probíhající diferenciační linií. Disperse hodnot *c* mezi 4 a 16. Podobně jako u projekcí *fm* jeví dvě skupiny projekcí tufových hornin odchylky proti projekcím vlastních rhyolitů, ev. rhyodacitů. Hodnoty *c* jsou tu většinou poněkud nižší než u vlastních magmatitů.

Diferenciační diagram podle Al. Köhlera a Fr. Raaze
(Viz tab. č. VIII.)

Pro neogenní vulkanity je metoda Al. Köhlera a Fr. Raaze pro rozpočet a grafické znázornění chemických analys hornin použita v této zprávě u nás patrně poprve. Vynesený graf vykazuje určité odchylky proti autory předpokladanému průměrnému průběhu diferenciační řady pacifických vulkanitů. Současně dosti značný rozptyl projekčních bodů v grafu sestaveném podle této velmi citlivé metody ukazuje ovlivnění původního chemismu četných hornin jednak procesy hydrothermálními, jednak zvětráváním. Zřejmě je tato metoda velmi citlivá i na přesnost chemických analys.

Opatření absolutně čerstvých vzorků v studované krajině při naprostém nedostatku lomů je bez odstřelu úlohou krajně nesnadnou.

V diagramu je celkově možno konstatovat soustředění projekčních bodů poměrně hluboko do blízkosti osy *x*, v úseku andesitovém dokonce pod ni.

Značně dolů, do blízkosti pole sedimentů, spadají projekce několika analys rhyodacitových a rhyolitových tufů (analysy č. 27 a 28 od Jastrabé, č. 15 od Dolné Vsi), ukazující na jistou příměs jílového materiálu (Jastrabá) nebo na chemické přeměny původního materiálu (Dolná Ves). Další tuf od Jastrabé a tufy od trati mezi stanicemi Bartošova Lehotka a Stará Kremnička mají už charakter rhyolitový. Jemnozrnný andesitový tuf ze Suché doliny (č. 26) je už v terénu zřejmě silně přeměněn a částečně lateritisován, takže anomální posice projekčního bodu je vysvětlitelná. Podobnou posici má i hydrothermálně nontronitisovaný čedič od Pitelové ze sondy č. 105 (anal. č. 64). — Podobně je vysunutý projekční bod trachytu od Lúček (č. an. 47). Zde se jedná o alkalickou (draselnou) metasomatosu původní silně kaolinisované horniny, nejspíše kaolinisovaného andesitu.

Zcela zřetelně je odděleno pole rhyolitů a rhyodacitů od pole andesitového. To ukazuje na přerušení erupcí, i když jinak projekční body rhyodacitů leží v pokračování a prodloužení linie biotiticko-amfibolických andesitů na pravém horním okraji rhyolitového pole. V Zavarického projekci spadají projekce rhyodacitů spíše mezi biotiticko-amfibolické andesity a rhyolity. I v Köhler — Raazově projekci jeví rhyolitická hornina z Kremnického štítu (an. č. 37) přes značnou kyselost typovou a genetickou příbuznost s rhyodacity. Stejně červený mikrofelsit od Ďuravé skály (č. 23) zařazuje projekce Köhler — Raazova stejně jako projekce Zavarického do řady rhyodacitové diferenciace. Biotiticko-amfibolický jemnozrnný tuf od Ihráče (č. 25) v projekci Köhler — Raazově jeví blízkost k dacitům, zatím co v Zavarického projekci je blíže bioticko-amfibolickým andesitům. — Projekce extrémně kyselých, draslíkem obohacených rhyolitů od Kremnických Baní (č. 38 a 39) jsou spolu s analysou lehce prokřemenělého rhyolitu od Dolné Klapy (č. 55) vysunuty k levé periferii diagramu. Konec tohoto by theoreticky odpovídal křemenným hydrothermalitům.

I zde je pole andesitové méně přehledné. Pro diskusi není tu uvažována skupina projekčních bodů, vysunutých značně dolů následkem přebytku hliníku, vyplývajícího z hydrothermální přeměny, případně i ze silnějšího navětrání hornin, event. i z analytické závady. Jsou to horniny uvedené už v ostatních rozpočtech: dva amfibolicko-pyroxenické andesity z Bystrické doliny vých. Kremnice (č. 32 a 33), dva andesity *pab* (č. 34 Jarabica a č. 49 Krahulský štít) a silně kaolinisovaný propylitisovaný andesit z Kribanu (č. 31). Dále dva pyroxenické andesity č. 19 sev. Slaské a č. 6b sev. Horného Chomu.

I po vyloučení těchto analys z další diskuse zbývá pole dostatečně hustě obsazené analysami, v němž lze konstatovat zřetelně lineární průběh dílčích diferenciačních řad, odpovídajících jednotlivým skupinám andesitů. Značně dokonalé lineární sestavení jeví projekce andesitů biotiticko-amfibolických (analysy č. 5b, 4b, 52, 53, 50, 51) včetně mikrodioritické uzavřeniny č. 51. Poněkud stranou jsou 3 analysy od Kľačan a Ihráčského mlýna (3b, 1, 2) a analysa dacitoidního andesitu od Bartošovy Lehotky (č. 22).

Dosti lineární seskupení jeví většina bodů pyroxenických andesitů, jejichž linie probíhá pod linií biotiticko-amfibolických andesitů, jak to odpovídá většímu podílu tmavých součástek (hodnota $F—fm$ je většinou záporná). Při tom pyroxenické andesity okolí Kremnice se jeví poněkud kyselejší než andesity od Ihráče, jmenovitě než andesity vrcholové (č. 8, 9, 10). S linií pyroxenických andesitů se prakticky kryje dílčí linie propylitisovaných pyroxenických andesitů 1. oddílu I. skupiny (č. 5, 6), jejichž ostatní členy jsou tu však dispergované. Asi středem mezi liniemi andesitů biotiticko-amfibolických a pyroxenických probíhá linie andesitů *pab*, obsazená zde 4 analysami (41,

42, 20, 11), zatím co další dvě analysy (č. 34 a 49), ležící mimo hlavní pole projekčních bodů, je třeba z úvahy vyloučit.

V žádném případě nepřecházejí projekční body ani pyroxenických ani biotiticko-amfibolických andesitů svislou osu *F—fm*. Za tuto zasahují až projekce andesitů basaltoidních a andesitoidních čedičů (mají záporné *qz*), jež jsou ostře, v projekcích výslovnou mezerou odděleny od ostatních výše probraných andesitů. Obojí tyto basické vulkanity tvoří zřejmě přímý přechod k čedičům v užším slova smyslu. Z těchto je v diagramu z nich vynesena projekce limburgitoidního čediče Kalvarie od Banské Štiavnice, dobře zapadající do prodloužení diferenciační řady. Do andesitového pole zasahuje z hornin, patřících andesitoidním čedičům, jedině analysa porésního andesitoidního čediče z výběžku Ostré hory. Tu je však nutno počítat s velmi silnou asimilací tufového a event. křemenného materiálu, jíž byl podstatně ovlivněn chemismus horniny.

O celkovém charakteru diferenciace platí zde přibližně totéž, co bylo řečeno u diagramu Zavarického s tím rozdílem, že v tomto sukcese jednotlivých eruptivních fází vystupuje zřetelněji než v diagramu podle Köhlera a Raaze. Tento diagram však naproti tomu velmi nápadně odlišuje 3 hlavní magmatické skupiny: rhyodacit-rhyolitovou, andesitovou a andesitoidní-čedičovou.

Spektrální analysy

K spektrálním analysám bylo použito materiálu 64 hornin, analysovaných v chemické laboratoři GÚDŠ, jež jsou uvedeny v seznamu silikátových analys jako hlavní skupina c). Spektrální analysy z mletého materiálu, použitého v Bratislavě pro chemické analysy, provedla chemická laboratoř ÚÚG v Praze, především s. B. Zídková. Ostatní menší skupiny v tabulce silikátových analys vykázaných hornin nebyly spektrálně analysovány, resp. spektrální analysy skupiny b, z r. 1955, provedené jinou metodou, nejsou s ostatními dobře srovnatelné.

Jiskřící podmínky:	Byly sledovány prvky:							
Hilger E 492	Ag	Al	As	B	Va	Be	Bi	
štěrb. 0,015 mm	Ca	Cd	Ce	Co	Cr	Cu	Fe	
vzdál. el. 2 mm	Ga	Ge	In	K	La	Li	Mg	
stř. obl. 7 A	Mn	Mo	Na	Nb	Ni	P	Pb	
deska F. s. o. 10 × 25 cm	Sb	Sc	Si	Sn	Sr	Ta	Th	
exposice 2 × 70 sek.	Ti	Tl	V	W	Y	Yb	Zn	Zr
vlnový rozsah 2460—3500 Å								

Je pochopitelné, že kvalitativní spektrální analysy nepřinášejí markantní rozlišovací znaky mezi jednotlivými skupinami hornin. Přece však lze zevšeobecnit některé konstatované zjevy.

Mezi makroprvky v andesitové skupině, včetně andesitů biotiticko-amfibolických, není zvláštností, určitý pohyb mezi rubrikami součástek podstatných a podřadných jeví jedině *titan*. U kyselejších hornin až na ojedinělé výjimky klesá titan mezi součástky podřadné nebo dokonce (ve většině případů) i vedlejší. Standartně podřadnou (u andesitů), případně vedlejší (u většiny rhyolitů) součástkou je *mangan*.

Baryum, zaznamenané u pyroxenických andesitů většinou jen ve stopách, stoupá u biotiticko-amfibolických andesitů na součástku vedlejší až podřadnou, což v zesílené míře platí pro rhyodacity a rhyolity. *Strontium* je většinou řádově slabší a jeho záznamy jsou dost nepravidelné. *Fosfor* se výrazněji neprojevil.

U kovových prvků normálního hydrothermálního okruhu zákonitosti zvlášť nevystupují. Andesity jsou jimi celkově bohatší, obsahují je pravidelně všechny, *zinek* ojediněle i jako součástku vedlejší. *Vanad* vystupuje pravidelně jako součástka vedlejší.

Andesitoidní čediče se v tomto směru chovají stejně jako andesity. U rhyodacitů a dacitů se objevují mezery, jmenovitě *Co*, *Ni* a *Zn* jsou zaznamenávány jen ojediněle. Zato se místy objevuje *stříbro*. *Gallium* jako obvykle je běžným stopovým nerostem, bez výkyvů.

Beryllium je značeno konstantně ve stopách u andesitů, jen výjimečně u rhyodacitů a rhyolitů, u nichž se však konstantní stopovou součástkou stává *Zr*, v některých tufech a rhyolitech dokonce jako součástka vedlejší. Germanium nebylo zaznamenáno.

Lithium je uvedeno jen několikrát, nejčastěji ve stopách (některé pyroxenické andesity), ojediněle jako vedlejší součástka u některých rhyolitů a rhyodacitů.

Molybden byl zjištěn ojediněle ve stopách u andesitů pyroxenických, skoro konstantně u andesitů biotiticko-amfibolických, rhyodacitů a rhyolitů. *Cín* byl zaznamenán jen jednou (rhyolit Dolné Klapy). Antimon, vizmut a wolfram se v spektrálních analysách neprojevily.

Ústřední ústav geologický, Praha

JOZEF GUBAČ

NIEKOĽKO POZNÁMOK KU GENÉZE GEMERIDNÝCH GRANITOV

(Nemecké resumé, tab. I—II)

Pri štúdiu parageneticky vzťahov gemeridných granitov a ich interpretácií z magmatického hľadiska stretli sme sa s niektorými javmi, ktoré svedčia proti magmatickému pôvodu týchto hornín. Preto pri našom štúdiu sme brali zreteľ na možnosť metamorfného pôvodu cestou metasomatózy (napr. v práci J. Gubač — A. Klinec 1959, v ktorej sme uvádzali nové výskyty gemeridných granitov a granitizovaných hornín v centrálnej časti gemeríd).

V súčasnej dobe niektorí autori (napr. A. Klinec a S. Vrána) hovoria o metamorfnom pôvode tzv. albitických granitov aj v susednej oblasti gemeríd, v tzv. arkózach pásma Kohúta. Podľa Vránu spomínané albitické granity vznikli Na — metasomatózou. Z pozorovania chemizmu gemeridných granitov a staropaleozoických porfyroidov — ako vychodiacich hornín — vyplýva, že s Na-metasomatózou treba počítať aj pri prípadnom metamorfnom pôvode gemeridných granitov. Zástanci magmatického pôvodu gemeridných granitov pripúšťajú metamorfný pôvod albitických granitov v zmienenej oblasti pásma Kohúta, príp. aj v iných častiach veporíd, pričom tak gemeridné granity ako aj spomínané albitické granity vznikli podľa J. Kantora (1957 a 1960) počas alpínskeho horotvorného procesu. Aj keby každý výskyt gemeridného granitu bol evidentne magmatického pôvodu, vzhľadom na spomínané prejavy metasomatózy vo veporidách stáva sa štúdium procesov viazaných na postmagmatickú činnosť gemeridných granitov veľmi zaujímavým už aj z hľadiska riešenia vývoja magmatogénneho procesu, do rozsahu ktorého spadá aj zrudnenie v celých Západných Karpatoch. Keď pripustíme metasomatický vývoj granitov v kryštaliniku Západných Karpát, potom existencia, či neprítomnosť metamorfných granitov v gemeridách je závažná pre riešenie otázky charakteru alpínskeho metalogénneho procesu.

Donedávna sa o existencii mladých granitov v kryštaliniku nič nevedelo. Dnes treba skúmať aj ich vzťah k rovnako mladým granitom v gemeridách;

sem patrí aj preverenie metasomatického vývoja samotných granitov v priaznivých pôvodných horninách. V tejto práci chceme poukázať na to, že magmatický pôvod gemeridných granitov nie je celkom samozrejmý, a aj v kladnom prípade bude potrebné mnohé okolnosti bližšie osvetliť. Pri štúdiu gemeridných granitov, ako sme už naznačili, stretli sme sa s mnohými javmi, ktoré vzbudzujú istú pochybnosť o ich čisto magmatickom pôvode. Sú to vcelku javy trojakej povahy: geologické, petrologické a geochemické.

Prirodzene naše uzávery majú skôr ráz predbežný a len štúdium ďalších problémov, súvisiacich s pôvodom granitov umožní jeho definitívne riešenie.

A. Výskyt a geologická pozícia granitov v gemeridách

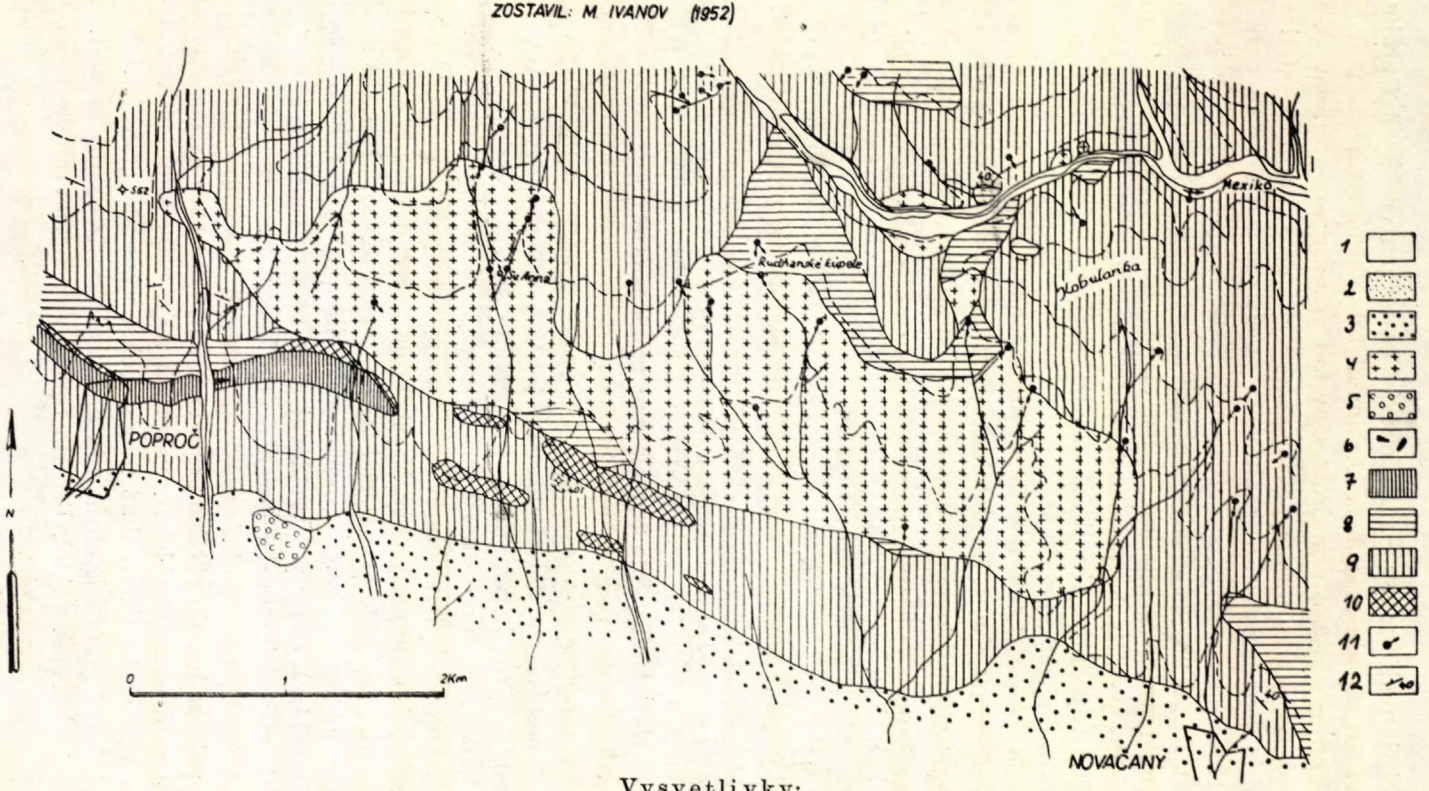
Rozsiahlejšie výskyty granitických hornín v Spišsko-gemerskom rudohorí sú známe hlavne z dvoch väčších oblastí, od Hnilca a od Poproča. Od Hnilca sa často spomínali z dvoch lokalít, a to od Suľovej a Hnilca. Pri granitických horninách z druhej oblasti sa hovorilo o nich ako o horninách od Poproča, Zlatej Idky a z doliny Humel, sev. od V. Medzeva. Názvy týchto lokalít budeme používať iba na spresnenie výskytu.

Granity oboch týchto areálov sú známe už z najstarších geologických prác (Ch. Z i p s e r 1817, L. Z e j s z n e r 1850); po petrografickej a petrochemickej stránke sú najznámejšie granitické horniny od Hnilca, kde vystupujú v niekoľkých väčších aj menších masívkoch. Najpresnejšiu mapu výskytu granitických hornín od Hnilca uverejnil L. Kamenický (1955). V súčasnej dobe mapoval výskyty granitov medzi Hnilcom a horárňou na Suľovej Š. Bajaník, ktorý okrem Kamenického výskytov uvádza aj veľmi malý výskyt granitu ca 150 m J od južného ukončenia tohto telesa v doline potoka od Smrečinky na strane štátnej cesty.

Už zo zbežného pohľadu na spomínanú mapu výskytov (pozri J. a L. K a m e n i c k ý 1955) je zjavná zhodná geologická pozícia granitických hornín a porfyroidových telies. Najmarkantnejšie to vidieť u telies pri železničnej stanici Peklisko. Granitické teleso, prechádzajúce cez rieku Hnilec, resp. jeho geologická pozícia nie je na Kamenického vyobrazení správne zachytená; pozdĺž zárezu železničnej trate okolo tohto telesa nachádzame mnohé sericitizované a sericiticko-chloritizované porfyroidy, príp. granitizované porfyroidové horniny. O tom, že tieto horniny sú in situ, nemôže byť pochýb, hlavne pri západnom ukončení tohto telesa. Veľmi zaujímavá je pozícia granitizovaných a sericiticko-chloritizovaných porfyroidov v zárezе železničnej trate tohto masívu pri strážnom domčeku a v lome na južnom okraji tohto zárezu, kde tieto horniny tvoria normálne polohy v granitických horninách. Tieto zjavy sa vysvetľovali ako zjavy mylonitizácie.

Teleso granitických hornín, ktoré sa tiahne od obce Hnilec po horáreň

Obr. 1. Geologická mapa okolia Poproča.



Vysvetlivky:

1. alúvium; 2. hlina, sutina; 3. štrky, piesky-*pliocén*; 4. gemeridný granit; 5. kremence-*str. karbón;* 6. lydity; 7. granitické fylity; 8. kremité porfýry a porfyroidy; 9. fylity; 10. pieskovce a kremence; 11. prameň; 12. smer a úklon vrstiev;

na Suľovej, je podľa mapy Š. Bajaníka súčasťou porfyroidového pruhu tiahnuceho sa zo západu a spolu s horninami tohto pruhu zapadá pod fylito-diabazovú sériu; svedčí o tom drobný výskyt granitu pri severnom ukončení tohto telesa na druhej strane potoka, ktoré leží už v horninách fylito-diabazovej série a od samotného granitického masívu je vzdialené ca 20 m. Táto vzdialenosť je však zasutená, a preto sa nedá zistiť, či ide o tektonické polookno alebo okno. Aj pri novom výskyte bol nájdený drobný výskyt porfyroidov.

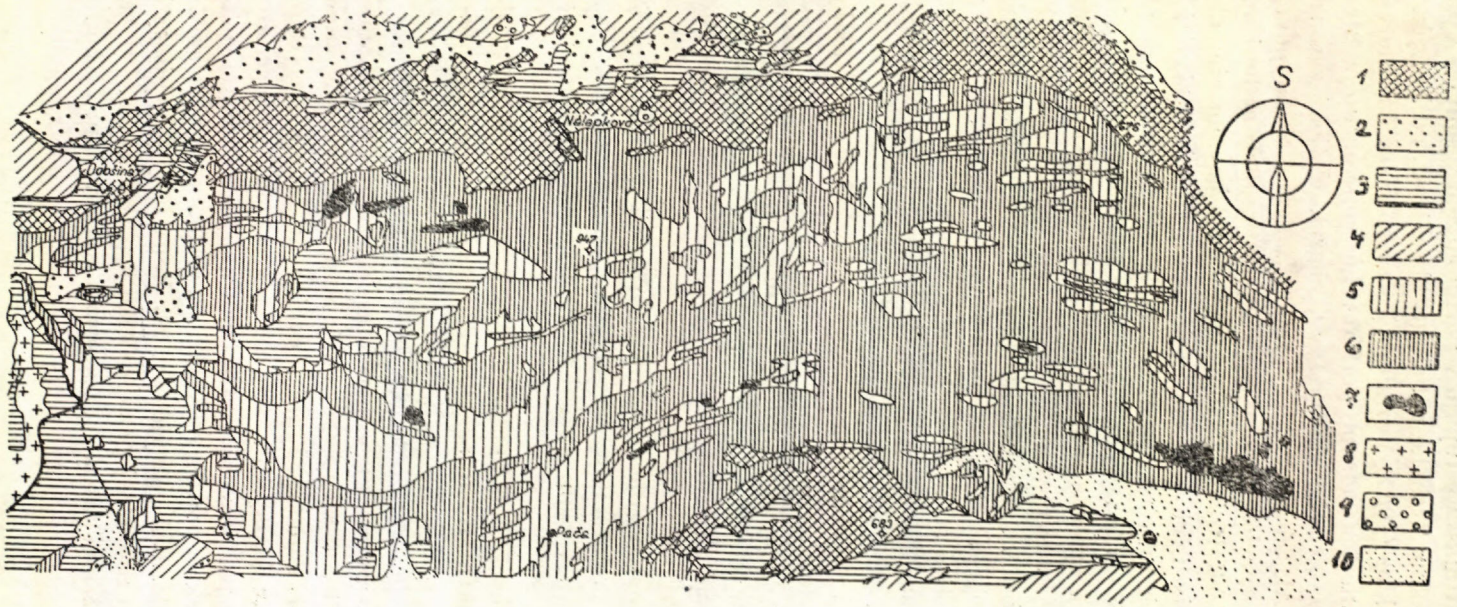
Okolitými horninami granitov v Hnilci bývajú porfyroidy s pozvoľnými prechodmi do piesčitých, piesčito-ílovitých až ílovitých hornín. Podľa Š. Bajaníka na západnom okraji súľovského masívu sa vyskytujú aj horniny z bázy fylito-diabazovej série.

Rozšírenie granitických hornín vystupujúcich na povrch v popročskej oblasti je sčasti na obr. 1. Zo zlatoidských štôlní P. Rozlozsnik (1912) spomína výskyty z Hennel a Hauszer, a ďalej zo štôlne na žile Štefan a Matyáš. Materiál granitických hornín však môžeme nájsť aj na iných haldách štôlní. Nedávno boli tieto horniny zachytené v podzemnom vrte P_1 na bani Agneška sev. od Poproča (Pikartov vrt z r. 1959).

Všetky spomínané výskyty sú uprostred hornín staršieho paleozoika. Zvlášť úzky vzťah majú — ako sme to už spomenuli pri granitických horninách v oblasti Hnilca — k porfyroidom (napr. malé granitoidné telesá v údolí Zlatej Idky. Také isté drobné telesá spolu s nimi vytvárajú porfyroidy). Ešte markantnejší je ich vzájomný vzťah pri malom granitickom telese na záp. svahu Kobulanky, kde obmedzenie telies voči sedimentárnym členom je dané obmedzením porfyroidov. Spoločné hranice porfyroidov a granitických hornín môžeme pozorovať aj pri najväčšom telese granitických hornín (obr. 1). Humelský granit leží uprostred porfyroidov. Tento zaujímavý vzťah medzi granitickými horninami a porfyroidmi môžeme pozorovať tiež pri podpovrchovom vystupovaní týchto hornín. V oblasti spomenutých štôlní, v ktorých boli zachytené granitické horniny, nevystupujú na povrch ani granitické horniny ani porfyroidy. Naproti tomu napr. J. a L. Kamenický (1955) hovoria, že haldový materiál štôlne Michal a Nižná Remeta sa skladá prevažne z metamorfovaného pyroklastika kremitých porfýrov a granitu, kým sedimentárne členy porfyroidovej série sa tu vyskytujú len ojedinele. O genetickom vzťahu medzi granitickými horninami a porfyroidmi svedčí aj profil vrtu P_1 na štôlni Agneška, začínajúci v sedimentárnych členoch staršieho paleozoika. Vo väčšine prípadov majú tieto horniny povahu tufitov, v ktorých sa dosť nepravidelne vyskytujú tufy, príp. samotné kremité porfýry. Iba v posledných sú dosť nepravidelne vyvinuté granitické horniny.

Táto závislosť granitických hornín na horninách porfýrového vulkanizmu sa odráža aj v ich celkovej lokalizácii v Spišsko-gemerskom rudohorí a vo forme ich vystupovania (pozri obr. 2).

Obr. 2. **Rozšírenie granitov v gemeridách.**



Vysvetlivky:

1. fylito-diabazová séria; 2. perm; 3. karbón; 4. mezozoikum; 5. porfyroidy gelnickej série; 6. ostatné členy gelnickej série; 7. gemeridný granit; 8. kryštalinikum; 9. flyš; 10. neogén

Granitické horniny od Hnilca vystupujú v porfyroidnom pruhu od Vyšnej Slanej cez Hnilec až po dolinu Tichého potoka (Stilbach) již. od Nálepkova. Tieto vrstvy L. Snopko (1957) priraďuje k tzv. pačanským vrstvám, charakteristickým prítomnosťou hornín porfýrového vulkanizmu a stratigraficky ich radí nad tzv. „vlachovské vrstvy", charakteristické zasa sedimentárnymi horninami. Ak sú gemeridné granity magmatického pôvodu, je zarážajúce prečo ich nenachádzame v nižšom stratigrafickom horizonte. Porfyroidové telesá v oblasti Hnilca začínajú nadobúdať povahu viac alebo menej predĺžených rovnobežných samostatných telies. Obdobný zjav pozorujeme aj pri granitických telesách. Kým granitické teleso medzi horárňou na Súľovej a obcou Hnilec podľa nového mapovania je ešte súčasťou priebežného pruhu porfyroidov a spolu s ním zapadá pod fylito-diabazovú sériu, východnejšie telesá začínajú mať povahu samostatných, väčších alebo menších, rovnobežných telies, priebehom odpovedajúcich smeru porfyroidových telies.

Granitické horniny v oblasti Poproča majú rovnaký charakter vystupovania ako porfyroidové telesá staršieho paleozoika v celej východnej oblasti Spišsko-gemerského rudohoria (pozri obr. 2). O ich vzťahu k porfyroidom zmienili sme sa už vyššie.

Granitické horniny majú v Spišsko-gemerskom rudohorí aj istý vzťah k hydrotermálnym žilám. Z dokumentácie J. Ilavského (1956) vyplýva, že najužší vzťah majú na hnileckej lokalite ku kremenným žilám. Najrozšírenejší je typ hydrotermálnych žil tzv. kremenno-ankerit-chalkopyritový s obsahom turmalínu. Obsah sideritu na žilách je malý, pričom sideritové žily sú od granitických hornín najviac vzdialené.

V oblasti Poproča okrem podobných kremenných žíl ako pri Hnilci sú v dosť úzkom vzťahu ku granitom žily so sulfidmi a sulfosoľami Pb, Zn, Cu, Sb, Co s obsahom Au, Ag. V tejto oblasti zvlášť zaujímavý je úzky vzťah k antimonitovým žilám.

Kým pri väčších masívkoch mohol na niektorých miestach vzniknúť dojem, že ide o intrúziu do sedimentárneho súvrstvia, drobné výskyty granitických hornín sa celkom jasne vyskytujú v horninách porfýrového vulkanizmu. Výnimkou je iba výskyt granitu zo štôlne Štefan v Bindte (P. Rozlozsnik 1912), ktorý by nemal vystupovať v horninách porfýrového vulkanizmu. Tento výskyt zatiaľ nebol potvrdený. Túto nejasnosť môže pomôcť vysvetliť výskyt granitu z oblasti Turčoka, ktorý spomína M. Maheľ (1952) a v značne väčšom rozsahu podáva J. Kotásek (1950). Ani pri tomto masívčeku nie sú horniny porfýrového vulkanizmu v užšej genetickej spätosti s granitmi. Tento masívček sa považuje za intrúziu mladopaleozoického veku, teda je odlišný oproti ostatným gemeridným granitom. O tejto odlišnosti sa hovorí hlavne v dôsledku rozdielnej petrografickej a petrochemickej povahy. Najviac sa spomína silná mylonitizácia. Za granit sa považujú aj horniny,

ktoré majú jasne povahu piesčitých bridlíc. V susedstve tohto výskytu sú aj piesčité bridlice karbónskeho veku, v ktorých sú vyvinuté zlepence. Z tohto výskytu sme mali k dispozícii len dve vzorky, na základe ktorých nemožno robiť definitívne uzávery. Z oboch výbrusov však usudzujeme, že aj tu ide o blastézu. Je možné, že metamorfná asociácia, ku ktorej niekedy patrí aj siderit, vznikla až po mylonitizácii. Dosiaľ nebolo však dokázané, že spomínané piesčité bridlice sú pôvodnými granitmi. Vývoj hornín uprostred týchto pieskovcov až zlepencov, ktoré sa približujú vzhľadu granitu, by sa mohol dobre vysvetliť aj cestou metamorfózy týchto pieskovcov, poprípade zlepencov karbónskeho alebo staropaleozoického veku. Obdobný prípad Nametasomatózy pieskovcov sa spomína v práci: D. S. Koržinský (1955, str. 426). Ovšem bližšie zodpovedať túto otázku bude možno až po detailnom preštudovaní tohto výskytu. V Bindte na spomínanej halde štôlne Štefan môžeme nájsť rovnako pieskovce až zlepence karbónskeho veku. Aj keby boli pôvodné východiace horniny v oblasti Turčoka staršie, jednako bude treba preskúmať, či v Bindte nejde o podobný metamorfný zjav. Podľa vzoriek granitov zo Železníka usudzujeme, že tu môže ísť o granitizáciu v porfyroidoch, alebo o analogický prípad turčockého granitu.

Z ostatných výskytov granitu v Spišsko-gemerskom rudohorí najskôr známy je pri Betliari (E. Reguly 1907); naposledy ho mapoval O. Fusán, ktorý ho kreslí ako peň ca 500 × 500 m v doline Betliarskeho potoka, ca 3,6 km na SV od Betliara. Tento granitický masívček celý leží uprostred hornín porfýrového vulkanizmu a jeho ohraničenie oproti týmto horninám je dosť ťažké.

V blízkosti tejto lokality uvádza C. Varček (1953, 1959) výskyt granitu z haldy štôlne Gabriel, S od Čučmy s horninami porfýrového vulkanizmu. Zaujímavosťou tohto výskytu je, že v samotnej štôlni granit nebol zistený. Východne od štôlne našiel O. Fusán v sutine granit spolu s horninami porfýrového vulkanizmu.

V severnejšom porfýrovom pruhu južne od Dobšinej L. Kamenický našiel granit v haldovom materiáli na južnom svahu Šmélfárovho vrchu (k. 624) (J. a L. Kamenický 1955) a potvrdil ho aj J. Beňo, ktorý nám zo svojich zbierok poskytol vzorku granitu. Aj tu sa našiel granit spolu s horninami porfýrového vulkanizmu.

L. Snopko (1957) zistil granit blízko Petroviec tiež spolu s horninami porfýrového vulkanizmu. Pri tomto výskyte považujeme za potrebné uviesť, že horniny sa našli v sutine, boli sledované sčasti po šírke rýhou. Otázne je však pokračovanie tohto výskytu. Z dvoch vzoriek z tejto lokality, ktoré sme mali k dispozícii, pri jednej môže ísť o granit, pri druhej môžeme hovoriť len o granitizovanom porfyroide. Naše vzorky boli však odobrané iba zo sutiny.

V južnejšom pruhu hornín porfýrového vulkanizmu v smere Pača—Uhorná—Smolník A. Klinec mapoval granity a granitizované horniny (J. Gubač — A. Klinec 1959), pričom tu bolo uvedené, že ide buď o drobné, alebo dosť silne pretiahnuté telesá v horninách porfýrového vulkanizmu v spätosti s kremennými žilami. Z petrografického hľadiska sme upozornili na nerovnorodosť vývoja granitických hornín. Bližšia lokalizácia jednotlivých výskytov je v cit. práci.

Všetky malé výskyty granitických hornín, až na prípad od Turčoka a pochybný výskyt v Bindte, nachádzajú sa v horninách porfýrového vulkanizmu; všetky výskyty, či už tie, ktoré vytvárajú v podstate nehomogénne hniezda, alebo pretiahnuté útvary svojím rozložením viac-menej blízke kremenným žilám, alebo vzorky nájdené na halde, svedčia o veľkej genetickej spätosti s postmagmatickou činnosťou. Takéto pomery nemožno vylúčiť ani v iných oblastiach Spišsko-gemerského rudohoria.

Zo sledovania výskytov a geologickej pozície gemeridných granitov nám vyplynula ich úzka spätosť s horninami porfýrového vulkanizmu. Čím menší výskyt, tým istejšia je jeho pozícia v týchto horninách. Pri väčších výskytoch, pri ktorých by sa mohlo tvrdiť, že ide o intrúziu do sedimentárneho súvrstvia, je nápadná nielen rovnaká povaha výskytu granitu a susedného porfýrového telesa, ale aj ich spoločné hranice. Táto skutočnosť pobadá k zamysleniu sa nad vzájomnými vzťahmi medzi týmito horninami.

B. O niektorých petrologických problémoch

Petrografiou a petrochémiou gemeridných granitov, hlavne granitov z Hnilca a Betliara sa zapodievali viacerí autori, najmä J. Vachtl (1937), P. Ončáková (1954) a J. a L. Kamenický (1955). Títo autori podávajú charakteristiku gemeridných granitov čisto z magmatického hľadiska, a zdôrazňujú ich veľkú petrografickú pestrosť a variabilnosť. J. Vachtl (1937) hovorí, že petrografický charakter hornín z oblasti Hnilca kolíše od kremito-dvojsľudného granodioritu k muskovitickej až k muskovitico-turmalinickej žule. P. Ončáková (1954) na malej ploche betliarskeho výskytu rozlišuje šesť petrografických typov. No pri petrochemickom štúdiu prichádza k záveru, že medzi krajnými petrografickými členmi, a to turmalinickou a apliticko-turmalinickou žulou je len nepatrný petrochemický rozdiel. J. a L. Kamenický (1955) upúšťajú od Trögrovej kvantitatívno-mineralogickej klasifikácie a používajú vlastnú klasifikáciu, pomocou ktorej rozoznali 8 petrografických typov. Na základe tejto petrografickej pestrosti mnohé štrukturálno-mineralogické javy pripísali autometamorfóze. J. Vachtl (1937) autometamorfóze pripisuje sericitizáciu, silicifikáciu, albitizáciu s vy-

vrcholením v greisenitizácii. P. Ončáková (1954) sa v podstate zhoduje s charakterizáciou J. Vachtla, rovnako ako J. a L. Kamenický (1955). Všetci predovšetkým zdôrazňujú albitizáciu, ktorej výsledkom mal byť vznik šachovnicového albitu ako prejav Na-metasomatózy. Avšak pre kyslé granitické intrúzie je charakteristická predovšetkým K-metasomatóza (pozri napr. P. Eskola 1956). Pravda títo autori popisovali v mineralogickom zložení granitov aj mikrolín, vývoj ktorého niektorí radili do štádia autometamorfózy. P. Ončáková (1954, str. 7) však hovorí, že v jednom prípade bol mikroklín pozorovaný aj ako uzavrenina oválneho tvaru v albitizovanom ortoklase. To znamená, že nižšie termálna fáza K-živca mala kryštalizovať skôr ako fáza vyššie termálna. V práci J. Gubač — A. Klinec (1959) uverejňujeme fotografiu, kde mikroklín uzatvára plagioklas. Vzájomné uzatváranie minerálov je však jedným z najtypickejších prejavov metamorfného pôvodu minerálnej asociácie. Už samotné množstvo šachovnicového albitu v gemeridných granitoch je veľmi interesantné; tento býva v Spišsko-gemerskom rudohorí hojný aj ako produkt okoložilných premien. Vývoj plagioklasu v tej istej štruktúre je veľmi charakteristický aj pri turčockom granite. Otázkou je, či v každom tomto prípade treba počítať s Na-metasomatózou K-živcov, alebo či ide o produkt Na-metasomatózy v priaznivých pôvodných horninách ako primárny metamorfný znak minerálneho vývoja. Minerálnu asociáciu gemeridných granitov zhrňujeme na tab. 1.

L. Kamenický (1958) o minerálnej asociácii okolorudných premien z oblasti Smolníka píše: „Predbežne ako novotvorené minerály boli konštatované: ortoklas, oligoklas, albit, kremeň, turmalín, stilpnomelan, biotit, muskovit, fengit, sericit, chlorit (obvykle penín a prochlorit), pyrit a iné sporadickejšie sulfidy, karbonáty, epidot, magnetit, leukoxén, rutil a ďalšie". Na inom mieste tejto zprávy hovorí aj o neistom mikroklíne. Vidíme teda, že medzi nami a L. Kamenickým niet podstatnejšieho rozdielu. Výskyty granitov na haldách v banských chodbách a vrtoch od Zlatej Idky po Železník vždy iba v horninách porfýrového vulkanizmu (pričom sa im pripisuje magmatický pôvod) sú prinajmenšom pozoruhodné, čo platí rovnako i o ostatných výskytoch granitov v Spišsko-gemerskom rudohorí, už aj pre rovnaké štrukturálne postavenie niektorých akcesorických minerálov. V Spišsko-gemerskom rudohorí je známa aj turmalinizácia ako prejav metamorfózy prostredníctvom postmagmatických roztokov. Nakoľko je vývoj turmalínu spätý s vývojom minerálnej asociácie gemeridných granitov, vidieť aj z toho, že napr. P. Ončáková (1954, str. 19) hovorí o syngenetickom turmalíne. Rovnako je to s chloritom; tento minerál je však natoľko typickým metamorfným minerálom, že starší autori ho chápali len ako produkt chloritizácie živcov alebo biotitu. V obidvoch prípadoch toto tvrdenie naráža na ťažkosti. V niektorých prípadoch totiž biotit úplne chýba (gemeridné granity sú dosť chu-

Tabuľka č. 1

Oddelenie	Trieda	Názov minerálu	Vzorec	Množstvo
III.	1	pyrit a niektoré iné sulfidy	FeS_2	akcesorické
V.	1	ilmenit	$FeTiO_3$	akcesorické
		rutil (leukoxén)	TiO_2	akcesorické
		kremeň	SiO_2	podstatné
	3	karbonáty — hlavné	$Ca(Mg, Fe)(CO_3)_2$	akcesorické
	7	apatit	$Ca_5(PO_4)_3$ (F, Cl)	
		zirkón	$ZrSO_4$	akcesorické
		topas?	$Al_2(SiO_4)$ (F, OH)	akcesorické
		andaluzit?	$Al_2(SiO_4)O$	akcesorické
		granát?	$Fe_3Al_2(SiO_4)_3$	akcesorické
		titanit	$CaTi(SiO_4)O$	akcesorické
	10	turmalín	$Na_2O \cdot 3(Mg, Fe)O \cdot B_2O_3$	akcesorické
			$3\,Al_2O_3\ 6 \cdot SiO_2 \cdot 2\,H_2O$	akcesorické
		epidot	$Ca_2(Al, Fe)_3Si_3O_{12}$ (OH)	akcesorické
		biotit	$K_2O \cdot 6(Mg, Fe)O \cdot Al_2O_3 \cdot 6\,SiO_2 \cdot 2\,H_2O$;	podstatné
		muskovit (sericit)	$K_2O3 \cdot Al_2O_3 \cdot 6\,SiO_2 \cdot 2\,H_2O$;	podstatné
		chlorit	$5\,(Mg, Fe)O \cdot 2\,Al_2O_3 \cdot 3\,SiO_2 \cdot 4\,H_2O$	akcesorické
		kyslý plagioklas	$Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6\,SiO_2$	podstatné
		K-živce (ortoklas a mikroklín)	$K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6\,SiO_2$	podstatné

* Rozpísané vzorce sú uvedené pri tých minerálach, pri ktorých sú stanovené metasomatické fácie.

dobné na biotit), kým chlorit je prítomný. Pri živcoch však nie sú ani najmenšie stopy po chloritizácii. Chlorit má rovnaký štrukturálny vývoj ako sericit a biotit. Biotit v drobnošupinovitom vývoji vzniká spravidla v spoločnej zmesi so sericitom (pozri J. a L. Kamenický, 1955, str. 18). Keď je tomu tak, potom aj biotit musí mať rovnakú genézu ako sericit, o ktorom sa predpokladá metamorfný pôvod. Iba o časti muskovitu sa hovorí ako o magmatickom, hoci muskovit zjavne vzniká cestou rekryštalizácie sericitu. Sericit vytvára často spolu s kremeňom, prípadne s neidentifikovateľnými živcami hniezdovité agregáty rozličných tvarov. Pri slabšom mineralogickom vývoji tejto štruktúry vidieť, že ide o relikt sericitizovanej základnej hmoty kremitých porfýrov (tab. 1). Relikty sericitizovaných, príp. chloritizovaných porfyroidov sú aj väčšieho rozsahu. Boli však označované ako mylonitizované granity.

Minerálna asociácia gemeridných granitov často vytvára rozličné diablastické štruktúry; prípad šachovnicového albitu sme už spomenuli. Prejavom diablastézy sú podľa nášho názoru aj pertity; svedčia o tom aj pozvoľné prechody medzi pertitmi a šachovnicovými albitmi, ktoré spomínajú J. a L. Kamenický (1955, str. 20) a vysvetľujú ako prejav autometamorfózy. Diablastické štruktúry vznikajú aj medzi plagioklasom a sericitom, ku ktorým niekedy pristupuje aj biotit. Takéto štruktúry vysvetľujú zástancovia magamtického pôvodu cestou sericitizácie plagioklasu. Ovšem biotit v plagioklase považujú za magmatické uzavreniny, aj keď vieme, že biotit kryštalizuje medzi poslednými. Diablastéza sericitu a plagioklasu je dosť bežný jav metamorfózy.

V podstate žiadne iné minerály nenájdeme ani v tzv. kontaktoch gemeridných granitov, o ktorých sa detailne zmieňuje J. a L. Kamenický (1955) hlavne z hnileckej lokality.

Gemeridné granity rovnako ako kremité porfýry doprevádzajú tufy a tufity kremitých porfýrov. Čisto sedimentárne horniny tvoria spravidla iba vložky v týchto horninách. Keď gemeridné granity sú produktom premeny, potom infiltrácia metamorfných roztokov nepostihla len kremité porfýry, príp. ich tufy, ale tieto sa rovnako uplatnili aj pri premene doprevádzajúcich hornín. Pri ich štúdiu pôjde o to, či tieto premeny sú dôsledkom termických kontaktov, vyvolaných intrúziami gemeridných granitov vystupujúcich na dnešný povrch, alebo či sú produktom premeny tých istých roztokov, ktoré vyvolali samotnú granitizáciu.

Všimnime si samotného rozloženia týchto kontaktov; podľa niektorých autorov pomerne malé masívčeky na niektorých miestach majú vyvolávať termický kontakt niekde jeden, príp. pol druha km rozsahu. Pritom vieme, že celkom nezmenené horniny nájdeme aj blízko pri granite. Kontaktné rohovce, ktoré majú byť v kontaktnom dvore najvyššie termálne, t. j. také horniny, ktoré títo autori označujú ako masívne, silne kremité a veľmi hú-

ževnaté horniny, sa často vyskytujú v nepravidelnom vývoji po celom tzv. kontaktnom dvore.

J. a L. Kamenický (1955, str. 14) píšu: „Zaujímavé sú pomery kontaktného metamorfizmu pri granite záveru doliny Hummel. Kým účinok kontaktnej premeny pri predchádzajúcich granitoch selektívne klesá smerom od granitu, pri severnom okraji hummelského granitu pozorujeme inverzné zjavy a relatívne pribúdanie intenzity kontaktného metamorfizmu smerom k periférii granitu".

Tento zjav je zaujímavý, najmä ak máme na zreteli celkom malý masívček granitu a kontaktný dosah vyše jedného kilometra. Vysvetľuje sa to tým, že hummelský granit vystupuje vo vulkanickom súvrství, ktoré je vraj proti premene odolnejšie, kým severné (teda vo väčšej vzdialenosti od kontaktu) porfyroidové série sú premene náchylnejšie. V súvislosti s tým si treba všimnúť tzv. intaktnosť voči kontaktnému účinku kremitých porfýrov (J. Vachtl 1937).

Koržinskij (1955) podáva popis metasomatických procesov v kremitých porfýroch staršieho paleozoika v Kazachstane, ku ktorým dochádza v dôsledku intrúzie granitov takto:

1. magmatický granit;
2. kremeň;
3. andaluzit + kremeň;
4. sericit + kremeň;
5. sericit + ortoklas + kremeň;
6. ortoklas + albit + kremeň + sericit;
7. ortoklas + albit + kremeň + sericit + + chlorit;
8. rozložený efuzívny kremitý porfýr.

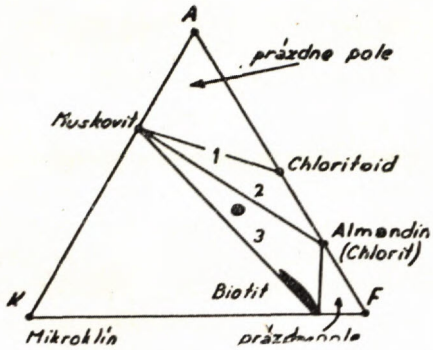
Táto schéma podáva sled metasomatických zón v kremitom porfýre od kontaktu s granitom smerom k periférii. Nám sa skôr zdá, že 100 m široké hummelské granitické teleso pritom s veľmi otáznou rovnorodosťou je na spomínanej veľkej ploche premeny len jedným z metasomatických faciálnych prípadov uvedenej schémy. Už J. a L. Kamenický (1955) spomínajú rekryštalizačné zjavy kremitých porfýrov, pravda iba tesne na kontaktoch; neuvádzajú však, či došlo aj k dokonalej rekryštalizácii, teda k metamorfnému vzniku granitov. Prikláňajú sa skôr k tomu, že ide o kontaktné rohovce, ktorých zloženie je podobné granitu, a preto hovoria o kontaktnej granitizácii. Pod kontaktnými rohovcami rozumieme predovšetkým termicky metamorfované horniny, a teda aj spomínaná rekryštalizácia by mala byť viac-menej prejavom termického účinku. Podľa J. a L. Kamenického magma gemeridných granitov bola bohatá na postmagmatické roztoky, avšak vplyv týchto roztokov pri vývoji hornín s minerálnou asociáciou odpovedajúcou granitom nedocenili. Podľa nášho názoru niet štrukturálneho rozdielu medzi tzv. kontaktne granitizovanými horninami a samotnými granitmi.

Nedocenenie vplyvu postmagmatických roztokov v kontaktnej aureole skutočných magmatických granitov má dôsledky aj pri charakterizovaní

ostatných metamorfných prípadov. Dnes je všeobecne známe, že v Spišsko-gemerskom rudohorí výskyt kremitých porfýrov je sprevádzaný vývojom ich tufov a tufitov. Tieto horniny všade, nielen v oblasti vystupovania granitov, pri prechode do sedimentárneho súvrstvia so zvyšovaním magmatického podielu strácajú na zbridličnatosti, stávajú sa často kompaktnejšie a všesmerne zrnitejšie; často sú v nich až polohy kremitých porfýrov. Pretože tieto pyroklastické horniny boli tiež postihnuté dynamometamorfózou a pôvodná pyroklastická štruktúra bola zotretá, spomínané výskyty kremitých porfýrov sú najlepším dôkazom pre ich pyroklastický charakter. Je len prirodzené, že sa mohla uplatniť metamorfóza aj na týchto horninách. J. a L Kamenický (1955) sa zmieňujú o feldšpatitizovanom pyroklastiku kremitých porfýrov, ale iba tesne na kontakte; rozbor povahy metamorfózy týchto hlavne tufitických hornín v kontaktnom dvore chýba asi preto, že tieto horniny sa považovali za kontaktné rohovce. Tým sa dá vysvetliť skutočnosť, že v mnohých prípadoch ďalej od kontaktu nachádzajú sa horniny, ktoré podľa oboch autorov sú prejavom vyššej metamorfózy. Obdobné pomery sú aj v záreze železničnej stanice blízko Hnilca, odkiaľ boli popisované kontaktné rohovce. V tomto záreze sme našli aj polohu kremitého porfýru. Prirodzene, mnohé z týchto hornín reagujú s postmagmatickými roztokmi rozlične podľa vzájomného pomeru magmatického a sedimentárneho podielu v týchto horninách. Preto sa hovorí o pomerne veľkom počte prípadov kontaktných rohovcov, a to o greisenitizovaných kontaktných rohovcoch, granitizovaných biotitických rohovcoch, kontaktných rohovcoch kremitých, kremito-biotitických, živcovo-biotitických, príp. aj iných. Iba horniny s dosť bohatým magmatickým podielom boli vhodné pre intenzívnejšiu feldšpatitizáciu až natoľko, že mohlo dôjsť k metamorfnému vývoju granitov. V niektorých oblastiach Spišsko-gemerského rudohoria, napr. pri Betliari, môžeme v takýchto pyroklastických horninách nájsť preplástky bridličiek. Rovnakú bridličku sme našli aj v betliarskom granite, ktorý je celý v porfyroidoch, čo je dôkazom toho, že granit sa lokalizoval v okolitej hornine cestou metasomatózy (tab. II, obr. 1, 2). Výskyt bridličky v granite obklopenom porfyroidmi, nedá sa totiž inak vysvetliť. V horninách bohatších na sedimentárny podiel, zrejme živce budú ubúdať a zvýši sa podiel minerálov so zvýšenou koncentráciou (Mg, Fe)O, teda hlavne biotitu a chloritu.

Tieto minerály nájdeme aj v granitoch rovnako ako živec v tzv. rohovcoch. Nejde tu teda o nejakú kvalitatívne rozdielnu minerálnu asociáciu, ktorú by sme mali očakávať, keby skutočne išlo o kontaktné rohovce vyvinuté podľa J. a L. Kamenického (1955) prevažne z hornín ílovito-piesčitej povahy. Termická metamorfóza spojená so vznikom kontaktných rohovcov môže nastať aspoň za podmienok fácie epidotických amfibolitov. Za tým účelom sme odobrali vzorku bridlice od horárne na Súľovej ca 450 m JV po

hrebeňovom chodníčku. Figuratívny bod chemizmu tejto vzorky je zanesený na diagrame fácie epidotických amfibolitov (obr. 3). V minerálnej asociácii by sa mal objaviť aj granát, o termickom kontakte najlepšie by svedčil kordilierit príp. silimanit. Tieto minerály z kontaktov gemeridných granitov neboli však popísané; popísaný bol andaluzit, ktorý sa mi nepodarilo nájsť. Škoda, že tento minerál nebol lepšie dokumentovaný, napr. fotograficky. Podľa osobného oznámenia našiel sa iba sporadicky v drobnozrnnom vývoji. Takýto výskyt je možný, lebo andaluzit sa považuje aj za produkt hydrotermálnej premeny (N. I. Nakovnik 1947). Nemalo by však ísť o sporadický, ale o špecifický znak minerálnej asociácie, zodpovedajúci jej termičnosti. Takýto znak minerálnej asociácie tzv. kontaktných rohovcov, ktorý by hovoril za im odpovedajúcu termičnosť, nepoznáme. Prítomnosť živcov v popisovaných tzv. kontaktných rohovcoch je len prejavom pôvodných kremeňživcových hornín, ktoré podľa nás musia byť prítomné v úvahu prichádzajúcich oblastiach.

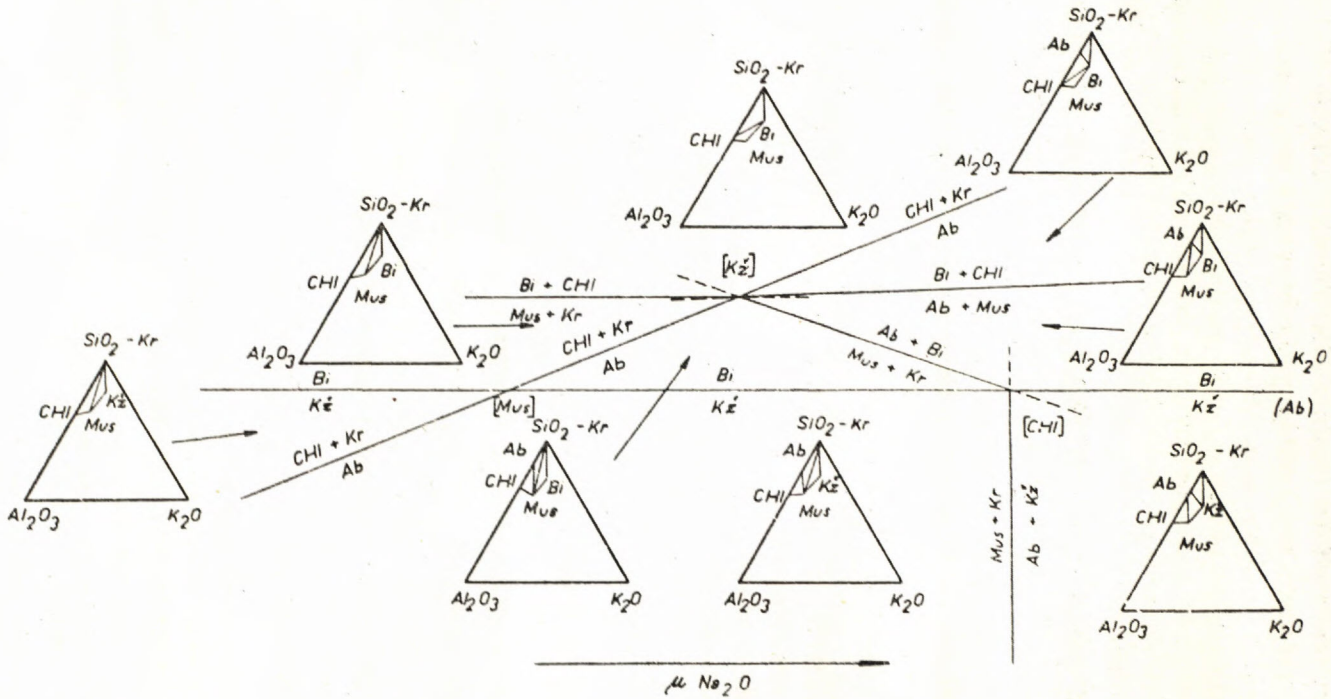


Obr. 3. Figuratívny bod bridlice z kontaktu gemeridného granitu na diagrame fácie epidotických amfibolitov.

O uplatnení najmä postmagmatických roztokov pri premene týchto hornín pri samotnom vývoji granitov svedčí hniezdovitý štrukturálny vývoj minerálnej asociácie. Pri vývoji granitov spomínali sme hniezdovitý vývoj sericitu; stretávame sa s ním pri biotite, kremeni, turmalíne a živcoch. Hlavne plagioklasy zvyknú vytvárať kumuloblasty. Rovnako je to so štrukturálnym vývojom okolitých zmenených hornín; najcharakteristickejší je hniezdovitý vývoj chloritu, ale vyskytuje sa aj pri kremeni, sericite a biotite. Okolné horniny, v ktorých počas premeny vznikol hniezdovitý vývoj chloritu, sa podľa veľkosti agregátov chloritu označovali ako plodové alebo uzlíkovité bridlice a považovali sa za typický prejav kontaktu (tab. II, obr. 1). Obdobné prípady nájdeme aj v susedstve hydrotermálnych žíl (tab. II, obr. 2). Interpretácia týchto štruktúr ako javov, ktoré vznikajú v externejších častiach kontaktu, je prijateľná. My totiž ani vývoj granitov nevyberáme — aspoň tam, kde treba počítať s intenzívnejšou regionálnou metasomatózou — z kontaktného dvora skutočných magmatických granitov. V ďalšom odseku uvedieme asociáciu prinášaných chemických prvkov, ktorú je najvhodnejše odvodzovať od pomerne kyslých granitických intrúzií. Za takúto povahu metamorfných granitov svedčí aj schéma D. S. Koržinského (1955). Pre vývoj spomínaných štruktúr je charakteristická nepravidelnosť. V sú-

vislosti s tým chcem upozorniť na to, že v skutočnosti neexistuje žiadna termická diferencovanosť medzi tzv. kontaktnými rohovcami a tzv. plodovými bridlicami, ako to vidno v zárezе železničnej trate blízko stanice Hnilec. Obidva výskyty sa tu striedajú alebo vytvárajú polohy jedna v druhej. Počas premeny musíme počítať so zmenou charakteru vychodiacich hornín a roztokov, čo sa odráža aj u samotných kinetických a termodynamických faktorov infiltračnej metasomatózy.

Pri termodynamických faktoroch musíme mať na zreteli i termičnosť samotného procesu. Musíme teda počítať popri termičnosti metamorfných roztokov aj s termičnosťou, ktorú vyvoláva samotná intrúzia. Pôjde len o to, ako vysoko sa dostali tieto intrúzie a či dosiahli až dnešného povrchu; zatiaľ sme nenašli také vzorky, ktoré by svedčili o tom, že na dnešný povrch vystupujú aj magmatické granity. To neznamená, že ich existenciu v Spišsko-gemerskom rudohorí nepripúšťame. Zatiaľ sme však nezistili ani mineralogické ani štrukturálne znaky, podľa ktorých by sme mohli rozhodnúť, či sú prítomné aj magmatické granity. Je síce pravda, že makroskopicky môžeme rozlíšiť toľko typov gemeridných granitov, koľko chceme, ale pri mikroskopickom štúdiu zisťujeme, že príčinou toho je len rozdielny stupeň vývoja metasomatózy. Tam, kde stupeň metasomatózy je pomerne malý, môžeme dokonca pozorovať relikty korodovaných kremeňov, ktoré sú veľmi charakteristické pre kremité porfýry (tab. I, obr. 2). Práve v týchto horninách so slabším vývojom metasomatózy vznikajú porfýroblasty — hlavne živce. Porfýroblasty v metasomatických horninách sú dosť charakteristickým znakom pre zníženie zodpovedajúcich zložiek v roztoku. Obdobnej povahy sú aj porfýroblasty imbibičných živcov v kremitých porfýroch. Tento znak je veľmi charakteristický pre metasomatické horniny. Pri vývoji metasomatózy totiž k vonkajším termodynamickým faktorom treba okrem teploty a tlaku počítať aj tzv. nerovnovážne zložky, ktoré D. S. Koržinskij označuje ako „vpolne podviženyje" na rozdiel od tzv. rovnovážnych (internyje), pri ktorých vplyv na zmenu paragenézy sledujeme z hľadiska zmeny ich koncentrácie. Ak vezmeme do úvahy zmenu termodynamických podmienok metasomatózy a kinetické faktory (napr. zmeny kyslosti metamorfných roztokov, vplyv rozdielnej priepustnosti horniny a pod.), potom vidíme, že pestrosť paragenetických javov či už pri vývoji samotných granitov, alebo sprievodne zmenených hornín je prirodzeným prejavom ich genézy. V okolí hydrotermálnych žíl i pri vývoji samotných granitov a na tzv. kontaktoch ako hlavné minerály vystupujú: kremeň, sericit až muskovit, biotit, K-živec, kyslý plagioklas, chlorit a turmalín. Paragenetické vzťahy pri neprítomnosti turmalínu vyjadruje diagram multisystému na obr. 4 a pri jeho prítomnosti na obr. 5. Z obidvoch diagramov vidieť, že minerálna kombinácia, ktorej zloženie odpovedá granitom, vzniká pri vysokom chemickom potenciále (μ)



Obr. 5. Multisystém minerálnej asociácie; kremeň (Kr), kyslý plagioklas (Ab), muskovit alebo sericit (Mus), chlorit (Chl), biotit (Bi), turmalin (Tur).

zložky Na_2O a nízkom μ (Mg, Fe)O. Takýmto podmienkam najlepšie vyhovovali kremité porfýry, poprípade ich tufy. Pri horninách s vyšším sedimentárnym podielom, hlavne u tufitov treba počítať aj s patričným zvýšením chemického potenciálu zložky (Mg, Fe)O, kde, ako to vidno z diagramov (obr. 4, 5), dochádza hlavne k biotitizácii, chloritizácii, sericitizácii, silicifikácii, pravda, s občasným vývojom živcov hlavne vďaka zvýšenému magmatickému podielu. Takto zmenené horniny pochopiteľne neodpovedajú granitom; označovali sa ako kontaktné rohovce, plodové a uzlíkovité bridlice. Naše diagramy odvodené metódou konštrukcie metasomatických fácií (S. S. Koržinskij 1955) hovoria o genetickej spätosti granitov a tzv. kontaktov. V tufitickejších horninách uplatňuje sa aj zníženie μNa_2O, ku ktorému dochádza aj v dôsledku zvýšenia kyslosti metamorfných roztokov, ktoré môže nastať za vyšších i nižších termických podmienok. Počas metamorfózy za pôsobenia pomerne kyslých roztokov, ale pri dosť vysokej termálnosti vznikli sekundárne kvarcity, ktoré sa dnes považujú za greiseny. Pri rovnako zvýšenej kyslosti roztokov oproti granitom, ale akiste pri nižšej termálnosti oproti sekundárnym kvarcitom vznikli sericiticko-chloritizované porfyroidy. Medzi sekundárnymi kvarcitmi a sericiticko-chloritizovanými porfyroidmi môžeme pozorovať prechody. Posledné uprostred granitov sa považovali za mylonitizované granity. Možno v nich nájsť aj relikty korodovaných kremeňov. Na prechode medzi granitmi a sericiticko-chloritizovanými porfyroidmi obohacujú sa horniny o plagioklas do takej miery, že K-živec úplne chýba. Vznikajú tak plagioklasové granity hlavne za podmienok fácie Kr-Mus-Ab, kde nie je rovnováha medzi plagioklasom a K-živcom. Pretože plagioklas lepšie znáša menšie zvýšenie kyslosti a zníženie termálnosti, vzniká plagioklas s potlačovaním vývoja K-živca. Spomínané diablastické štruktúry medzi plagioklasom a K-živcami, t. j. pertity a šachovnicové albity, u ktorých predpokladáme rovnováhu týchto dvoch druhov živcov, vznikajú, ako to vidieť na obr. 4, 5, za podmienok fácie Kr-Ab-Kž.

Z minerálnej asociácie vyplýva, že premena mohla nastať za podmienok termickej fácie epidotických amfibolitov. Za vrchnú termickú hranicu tejto fácie sa považuje ca 400 °C, t. j. termálnosť už v pneumatologickej oblasti. Zvlášť v prípadoch, keď treba počítať s vývojom granitov v kontaktnom dvore pravých magmatických granitov, nevylučujeme uplatnenie pneumatolytického štádia. Na druhej strane niektoré paragenetické prípady aspoň na niektorých lokalitách môžu byť prejavom uplatnenia fácie zelených bridlíc. Tu teplota metamorfných roztokov mohla klesnúť aj pod 250 °C.

V zbierkach Bajaníka z Hnilca sme našli malú žilku, ktorej štruktúra pripomína pegmatitickú žilku. Aj v zbierkach L. Kamenického našli sme vzorku s neistou lokalitou, ktorá robí dojem, že ide o aplitickú žilku. Tieto naozaj zriedkavé prípady pegmatitických a aplitických žiliek v kontaktnom dvore

pravých magmatických granitov môžu byť obdobné ako polohy škvrnitých bridlíc. Pritom sa nám zdá, že pegmatické a aplitické žilky nevznikli v dôsledku nastrieknutia zbytkovej magmatickej taveniny, ale ako prejav kryštalizácie pneumatolyticko-hydrotermálnych roztokov za spolupôsobenia metasomatózy v okolitých horninách.

* * *

K niektorým petrologickým problémom možno povedať, že charakteristika magmatického pôvodu gemeridných granitov mala mnohé nedostatky.

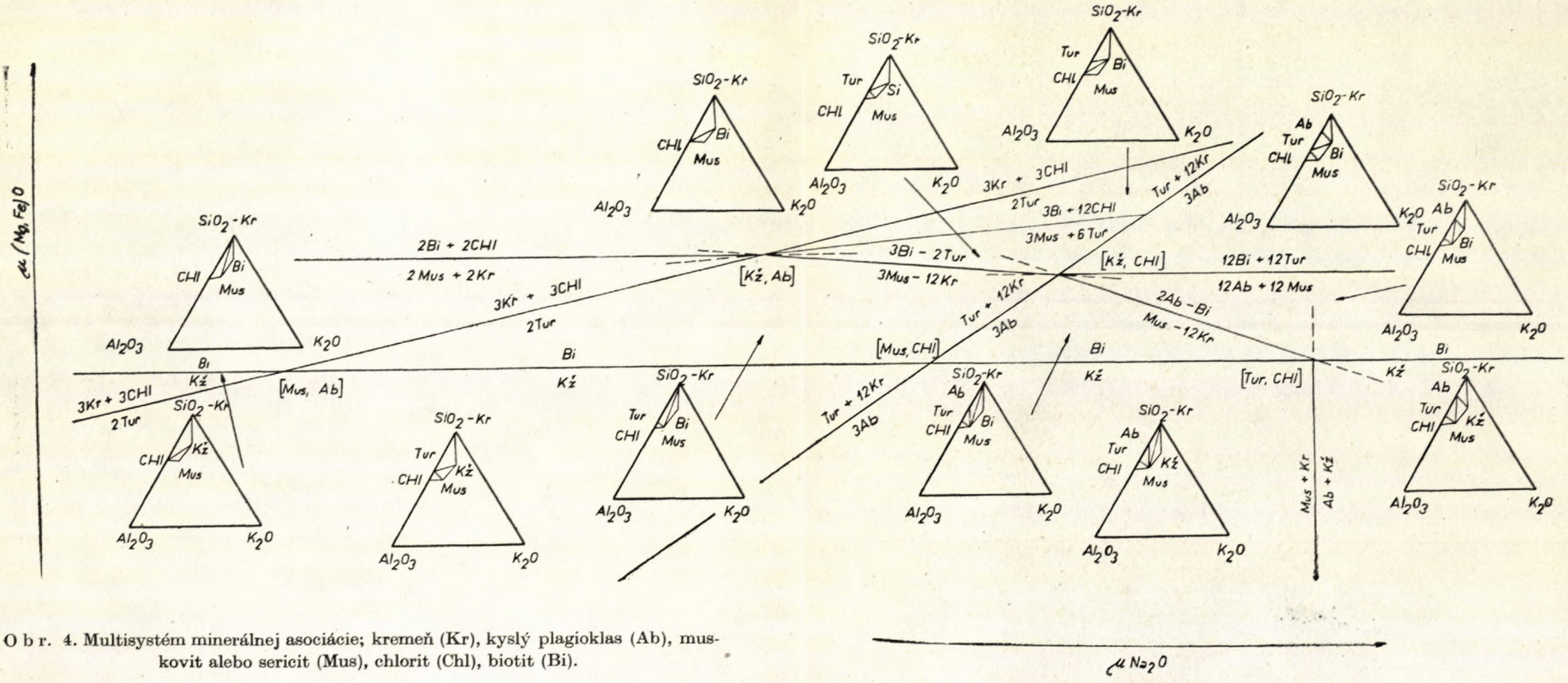
a) Mineralogická a štrukturálna pestrosť gemeridných granitov, ktorá je prirodzeným prejavom ich metasomatického vývoja, ovplyvnila aj pomerne rozdielnu, a tým aj dosť neprehľadnú petrografickú charakteristiku, podávanú zástancami magmatického pôvodu granitov. Tak napr. chýba sukcesia kryštalizácie granitickej magmy a z jednotlivých charakteristík sa nedá urobiť obraz o povahe autometamorfózy a postmagmatickej činnosti vôbec. Toto zrejme súvisí s nedostatočne objasneným problémom magmatickej diferenciácie gemeridných granitov. Tak napr. časť gemeridných granitov na tom istom masívčeku mala by patriť alkalickým a časť alkalicko-vápenatým horninám.

b) Pri tzv. kontaktných horninách poukazujeme z hľadiska metasomatického vývoja na ich zákonitú spätosť a štrukturálnu podobnosť s granitmi; z hľadiska termického kontaktu chýbala však prirodzená metamorfná minerálna asociácia, rovnako ako termická diferenciácia vzhľadom na jednotlivé masívčeky gemeridných granitov.

c) Magmatisti zatiaľ neobjasnili ani vývoj postmagmatickej činnosti, a tým ani vzťah granitov k zrudneniu v Spišsko-gemerskom rudohorí. Z hľadiska existencie metasomatických granitov v Spišsko-gemerskom rudohorí poukázali sme naproti tomu na genetickú spätosť s okoložilnými premenami, ktoré sa môžu prejaviť aj vo vývoji samotných granitov a granitov v kontaktných dvoroch pravých magmatických granitov. Ani prípadné vystupovanie magmatických granitov až na povrch nič nemení na probléme, vyplývajúcom z existencie metasomatických granitov. Na základe predpokladu o existencii metasomatických granitov v gemeridách môžeme paralelizovať postmagmatickú činnosť s oblasťami v kryštaliniku.

C. O najdôležitejších geochemických problémoch

Geochémia gemeridných granitov doteraz nebola detailnejšie rozpracovaná. Najviac pozornosti sa venovalo petrolochemickým otázkam. J. Nytko — Bocheňská (1951), hovoria o komagmatičnosti gemeridných granitov v Záp. Karpatoch; J. a L. Kamenický (1955) tiež na základe petro-

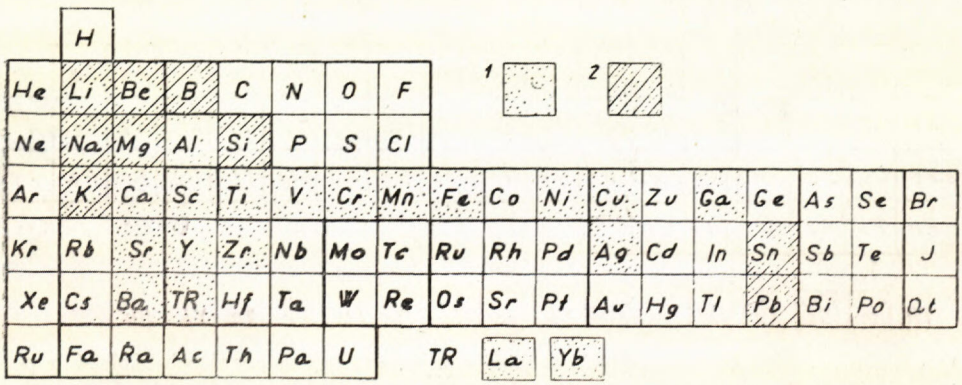


Obr. 4. Multisystém minerálnej asociácie; kremeň (Kr), kyslý plagioklas (Ab), muskovit alebo sericit (Mus), chlorit (Chl), biotit (Bi).

chemického štúdia sa vyslovujú proti tomuto názoru. Petrochemickou klasifikáciou sa najviac zaoberali P. Ončáková (1954) a J. a L. Kamenický (1955). Zvlášť nápadná je u nich veľká pestrosť, ktorá sa napr. prejavuje aj na veľkom počte rezov Niggliho projekčného tetraédru. Aj celková asociácia chemických prvkov je dosť nezvyklá pre magmatické granity (obr. 6).

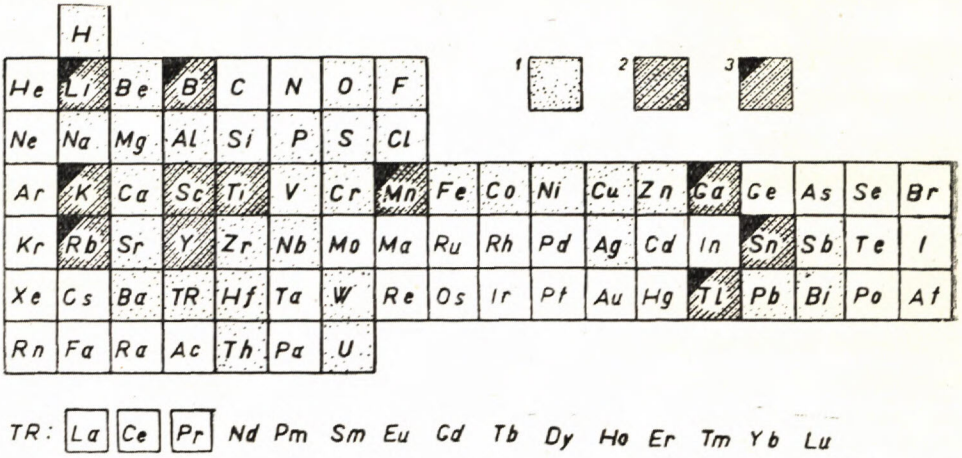
Podobným spôsobom uvádza I. V. Ginzburg (1957) geochémiu magmatických granitov. Na obr. 7a je uvedená geochémia oligoklasových granitov, na obr. 7b mikroklínových granitov. Keď porovnáme výsledky na obr. 7a s tabuľkou na obr. 6., kde sú zaznačené naše výsledky, vidíme, že v našich granitoch chýbajú niektoré stopové prvky, ako je: Co, Nb, W, Rb, Sb, Bi, Zn. Sú to však stopové prvky dosť charakteristické pre granity. Okrem toho V, Pb sú prítomné v dosť nízkych koncentráciách a dokonca vo väčšine prípadov chýbajú. Toto je tiež dosť cudzie magmatickým granitom. V porovnaní s mikroklínovými granitmi chýba Nb, Hf, Th, Co, Bi a niektoré vzácne zeminy. S mikroklínovými granitmi je teda podobnosť väčšia.

Všimnime si teraz geochemickej povahy autometamorfózy. Aj zástancovia magmatického pôvodu gemeridných granitov musia v našom prípade počas autometamorfózy mať na zreteli albititizáciu, čím sa do značnej miery vysvetľovala aj dvojaká bazicita plagioklasov, ďalej mikroklinizácia, sericitizácia, turmalinizácia a silicifikácia. Z autometamorfných premien vyplýva, že počas metamorfózy mali sa obohacovať horniny o Si, Na, K, Mg, Li, Sn, B, Be; tieto prvky sme zvlášť vyznačili na Mendelejevovej tabuľke (obr. 6) a porovnávame ich s výsledkami I. V. Ginzburga (1957; pozri obr. 7a a 7b). Pri oligoklasových i pri mikroklínových granitoch považuje sa za typický zjav autometamorfózy obohacovanie granitu o prvok K a neberie sa do úvahy obohacovanie o Na. V našom prípade súbežne s mikroklinizáciou by sme

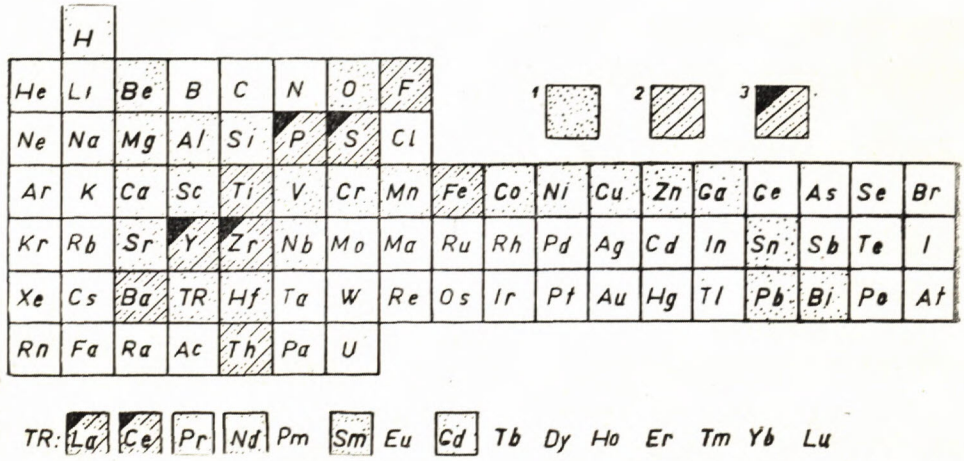


Obr. 6. Geochemické rozdelenie prvkov v gemeridných granitoch. 1. prvky prítomné v granite, 2. prvky koncentrujúce sa počas vzniku granitov (autometamorfózy).

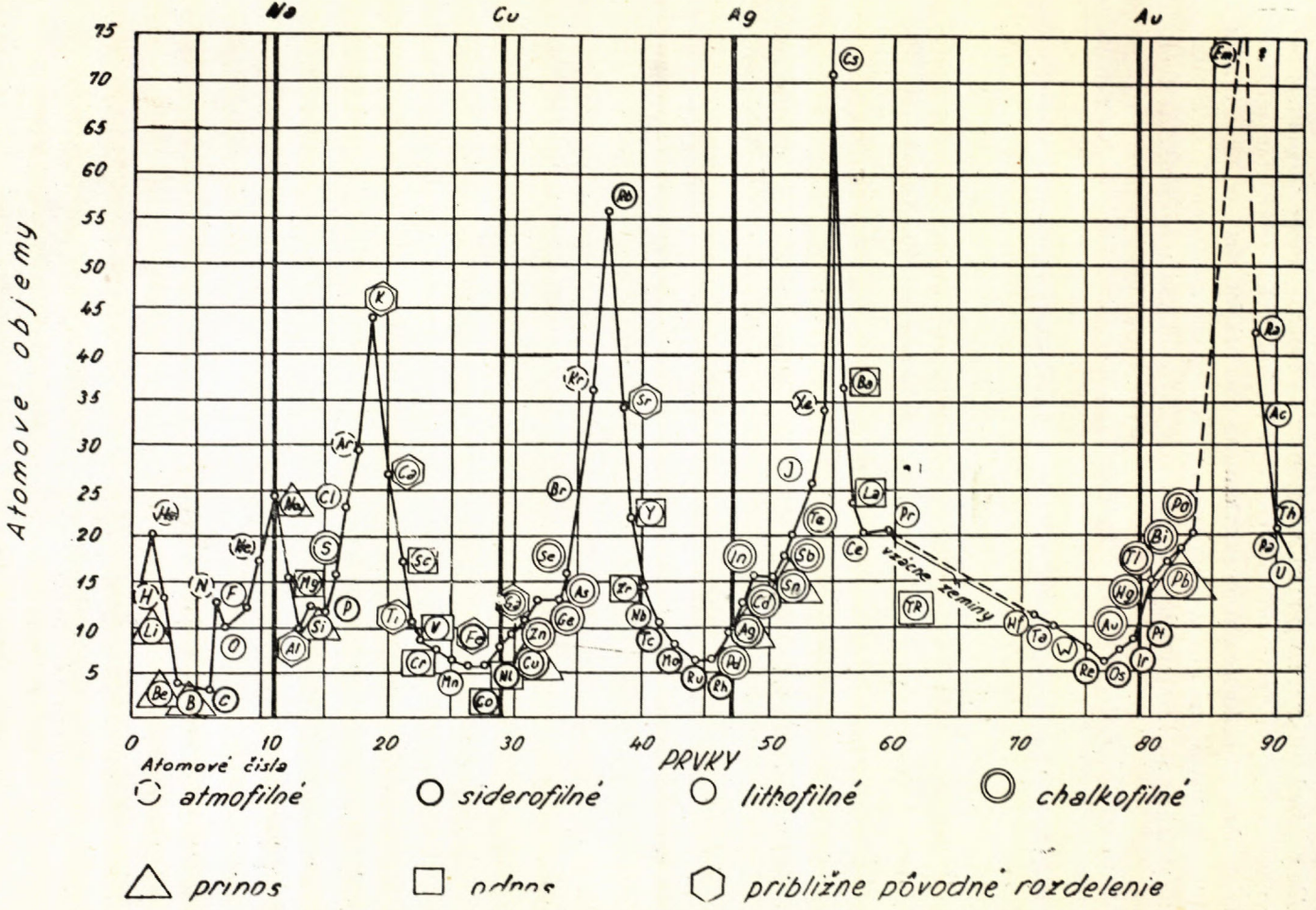
museli hovoriť predovšetkým o albitizácii. Z toho teda vyplýva, že chovanie alkálií v prípadnom štádiu autometamorfózy je dosť cudzie geochemickému procesu pri vzniku autometamorfovaných magmatických granitov; dosť cudzie je aj obohacovanie o niektoré stopové prvky, napr. u Zr v mikroklínových granitoch (obr. 7b), a Rb, Mn, Ga, Th v oligoklasových granitoch (obr. 7a.)



O b r. 7a. Geochemické rozdelenie prvkov v oligoklasových granitoch Kolského polostrova. 1. prvky prítomné v hornine, 2. prvky, pri ktorých dochádza ku koncentrácii počas autometamorfózy; 3. prvky s charakteristickou koncentráciou počas autometamorfózy.

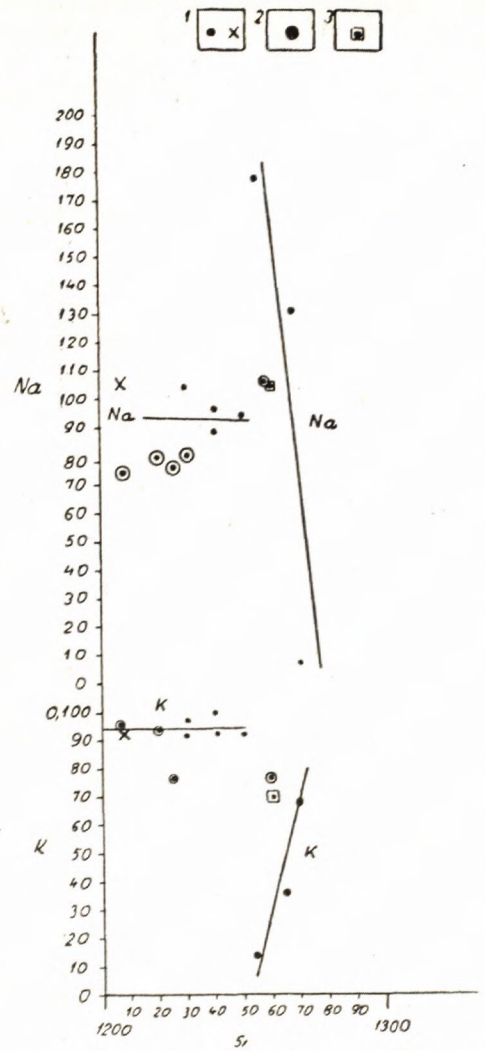


O b r. 7b. Geochemické rozdelenie prvkov v mikroklínových granitoch Kolského polostrova. 1. prvky prítomné v hornine; 2. prvky, pri ktorých dochádza ku koncentrácii počas autometaforfózy; 3. prvky s veľmi charakteristickou koncentráciou počas autometamorfózy.



Obr. 8. Migrácia chemických prvkov pri metamorfnom vzniku gemeridných granitov.

Ak predpokladáme, že gemeridné granity sú metamorfného pôvodu, z porovnania chemizmu gemeridných granitov a okolitých porfyroidov môžeme dostať obraz o celkovom prínose a odnose chemických prvkov (obr. 8). Tu vidíme, že prinášané litofilné prvky sú prvky s nízkymi atómovými číslami. Sem patrí aj B, ktorému by sa mala venovať osobitná pozornosť. Aj tento prvok by mohol byť prinášaný; pri časti B podobne ako pri Na pripúšťame aj možnosť jeho vstupu do roztokov z porfyroidov.



Obr. 9. Korelácia alkálií a kremíka. 1. hodnoty z pôvodných silikátových analýz; 2. hodnoty z analýz uvedených v práci J. a L. Kameneckého (1955); 3. hodnoty z analýz uvedených v práci P. Ončákovej (1954).

Prinášané býva tiež Cu, prípadne aj ostatné chalkofilné prvky blízke jednak atómovým objemom a atómovým číslom: Zn, Ge, As, Se. Pri Ga sa nedá s určitosťou rozhodnúť.

Ďalšou prinášanou skupinou sú chalkofilné prvky s atómovými číslami približne 45—55, kam patrí aj Sb. Tým sme našli genetický vzťah medzi granitmi a antimonitovým zrudnením. Aj chalkofilné prvky blízke Pb môžu byť prinášané.

Výrazný odnos sa prejavuje hlavne pri litofilných prvkoch s veľkými atómovými číslami. Tým sa dá vysvetliť aj prítomnosť niektorých dosť vzácnych minerálov na žilách; napr. W-minerály, hoci W môže patriť do asociácie prvkov prinášaných, na menšiu vzdialenosť od skutočných intrúzií.

Sem patria i ďalšie závažné geochemické problémy ako napr. vznik šachovnicových albitov Na-metasomatózou na úkor K-živcov, ktorý by mal byť spojený s odnosom zložky K. Avšak pri vzorkách, k vývoju ktorých došlo za podmienok fácie Kr-Ab-Kž, kedy vznikol šachovnicový albit i pertity, prvky

Na a K sa chovajú dosť konštantne voči zvyšujúcemu množstvu Si (obr. 9). To dobre odpovedá rovnováhe medzi plagioklasom a K-živcom za podmienok tejto fácie. Rozdielnu funkčnú závislosť Na a K k Si zaznamenali sme pri vzorkách, ktoré vznikli za podmienok fácie Kr-Mus-Kž. Aj toto dobre odpovedá nerovnováhe medzi plagioklasom a K-živcom za podmienok tejto fácie. No práve za podmienok tejto fácie vznikajú granity bohaté na plagioklasy. Teda tvrdenie, že obohatenie granitov o plagioklas treba pripísať albitizácii, neodpovedá výsledkom získaným zo štúdia korelácie chemizmu. Príčinou rovnako veľkého počtu rezov Niggliho projekčného tetraedru u gemeridných granitov a hornín porfýrového vulkanizmu staršieho paleozoika v Spišsko-gemerskom rudohorí je zachovanie približne pôvodného rozdelenia železa a vápnika. Takýchto prípadov našlo by sa ešte viac. Závažným poznatkom je však súhlas asociácie prinášaných prvkov, stanovený na základe zrovnania chemizmu granitov a porfyroidov s geochémiou tej mineralizácie na žilách, ktorá má genetický vzťah k vývoju gemeridných granitov. Tento poznatok dobre dopĺňa náš názor o genetickej príbuznosti prejavov postmagmatických roztokov cestou metasomatózy v kontaktných dvoroch skutočných intrúzií a okoložilných premien.

* * *

Predložená práca nemala za cieľ definitívne riešiť genetické postavenie gemeridných granitov, aj keď som dosť vyhranene vystúpil v prospech metamorfného pôvodu všetkých na dnešný povrch vystupujúcich granitov v Spišsko-gemerskom rudohorí. Viedli ma k tomu jednak pochybnosti o magmatickom pôvode pri všetkých vzorkách, ktoré som mikroskopoval a niektoré nejasnosti a nedoriešené problémy magmatickej koncepcie gemeridných granitov. Z toho dôvodu zdôrazňujem iba možnosť metamorfného pôvodu, tým skôr, že sa domnievam, že aspoň u niektorých výskytov granitov v Spišsko-gemerskom rudohorí je ich metamorfný pôvod istý.

V súvislosti s možnosťou metamorfného pôvodu gemeridných granitov podrobil som kritike niektoré zdôvodnenia o magmatickom pôvode týchto hornín. Nijako som tým však nechcel znehodnotiť výsledky prác predchádzajúcich autorov; naopak, tieto výsledky mi pomohli rozpracovať mnohé z riešených otázok.

LITERATÚRA

[1] Bart T., 1956: Teoretičeskaja petrologia. Izd. inostr. lit. Moskva. — [2] Beudant F. S., 1822: Voyage minéralogique et géológique en Hongrie pendant l'année 1818 I. II. (Atlas). — [3] Četverikov S. D., 1956: Rukovodstvo k petrochemi-

českim peresčetam. Gosgeoltechizdat Moskva. — [4] Eskola P., 1956: Postmagmatic Potasch. Metasomatism of Granite. Geologinen Tutkimuslaitos XI. Bulletin de la Commision Géologigue de Finlande, vol. XXIX č. 172. — [5] Ginzburg I. V., 1957: Ob odnom primere genetičeskoj sviazi redkometaľnych pegmatitov s granitnymi porodami. Voprosy geologii i geochimii granitnych porod, Vyp. 5 Izd. AN SSSR, Moskva. — [6] Gubač J. — A. Klinec, 1959: Nové výskyty gemeridných granitov a granitizovaných hornín v centrálnej časti Gemeríd. Geologické zprávy, Zošit 56, Bratislava. — [7] Ilavský J., 1956: Metalogenetická mapa Spišsko-gemerského rudohoria. Archív Geologického prieskumu, Spišská Nová Ves. — [8] Ilavský J., 1957: Geológia rudných ložisk Spiško-gemerského rudohoria. Geologické práce, Zošit 46, Bratislava. — [9] Kamenický J. a Kamenický L., 1955: Gemeridné granity a zrudnenia Spiško-gemerského rudohoria. Geologické práce. Zošit 41, Bratislava. — [10] Kamenický L., 1958: Predbežná zpráva o práci vykonanej na úkole XX/04 — okolorudné premeny v priebehu roka 1958. — [11] Kamenický L., 1953: Geologicko-petrografické pomery v území medzi osadou Veľký Hnilec a kótou 1215 (Volovec) + Dodatok. Archív GÚDŠ v Bratislave. — [12] Kantor J., 1957: A^{40}/K^{40} metóda určovania absolutného veku hornín a jej aplikácie na betliarsky gemeridný granit. Geologické práce, Zprávy 11. — [13] Kantor J., 1960: Kriedové orogenetické procesy v svetle geochronologického výskumu veporidného kryštaliníka. Geologické práce, Zprávy 19. — [14] Koržinskij D. S., 1955: Viď Betechtin — Volfson — Zavarický — Koržinskij — Levickij — Nikolajev: Osnovnyje problemy v učenii o magmatogennych rudnych mestoroždenijach. Izd. AN SSSR, Moskva. — [15] Koržinskij D. D., 1957: Fiziko chimičeskije osnovy analiza paragenezisov mineralov. Izd. AN SSSR, Moskva. — [16] Kotásek J., 1959: Geologické poměry v okolí Železníka. Geologické práce, Zošit 56. — [17] Maheľ M., 1951: Predbežná zpráva o geologickej stavbe širšieho okolia Železníka. Archív GÚDŠ, Bratislava. — [18] Maheľ M., 1952: Záverečná zpráva o základnom výskume v oblasti Železníka. Archív GÚDŠ v Bratislave. — [19] Maheľ M., 1952: Geologické pomery okolia Železníka so zreteľom k železorudným ložiskám. Archív GÚDŠ, Bratislava. — [20] Nakovnik N. I., 1947: Vtoričnyje kvarcity, ich mineralnyje facii, genezis i praktičeskoje značenie. Izv. AN SSSR ser. geolog. N° 1. — [21] Nytko — Bocheňská J., 1951: Przyczynki do petrografii gór Hnileckich (Spišsko-gemerskich), Rocznik Polskiego towarzystva geologicznego za rok 1950, Krakov. — [22] Ončáková P., 1954: Petrografia a petrochémia gemeridných žúl. Geologické práce, Zošit 39. — [23] Reguly E., 1905: A Volovecz déli lejtöje Veszverés és Betlér között. A magyar kir. földtani intézet évi jelentése 1904. — [24] Reguly E., 1907: Geologische Verhältnisse des zwischen Nagyveszverés und Krasnahorkaváralja gelegenen Abschnittes des Szepes-Gömörer-Erzgebirges. Jahresbericht der Kgl. ungarichen geologischen Anstalt für 1905. — [25] Rozlozsník P., 1912: Die montangeologischen Verhältnisse von Aranyida. Mitt. Jahrb. ungar. geol. Reichsanst. Budapest. — [26] Snopko L., 1957: Predbežné výsledky štúdia stratigrafie karbónskych súvrství v povodí rieky Slanej. Geologické práce, Zprávy 11, Bratislava. — [27] Snopko L., 1957: Stručná zpráva o stratigrafickom rozčlenení sedimentov staršieho paleozoika v širšom okolí Nižnej Slanej. Geologické práce, Zprávy 11. — [28] Zejszner L., 1850: Opis skal plutonicznych i przeobražonych wraz ich pokladami metaliznemi w Tatrach i w pasmach przyleglych, Rocznik Towarzystwa Naukowego. — [29] Zipser Ch., 1817: Versuch eines topographisch-mineralogischen Handbuches von Ungern. Oedenburg.

JOZEF GUBAČ

EINIGE BEMERKUNGEN ZUR GENESE DER GEMERIDEN GRANITE

Beim Studium der paragenetischen Beziehungen der gemeriden Granite haben wir einige Erscheinungen festgestellt, die gegen den magmatischen Ursprung dieser Gesteine zeugen. Im ganzen handelt es sich um Erscheinungen dreierlei Charakters: *geologische, petrolcgische* und *geochemische.*

Vorkommen und geologische Position der Granite in den Gemeriden

Im Gebirge Spiško-gemerské rudohorie kommen die gemeriden Granite bloss in den Gesteinen des Altpaläozoikums vor und auch da zeigt sich ihre grosse Gebundenheit an die Gesteine des porphyrischen Vulkanismus (siehe Abb. 2). Kleine Massivchen kommen in diesen Gebilden ausgeprägt vor. Bei grösseren Massivchen, wo vielleicht der Eindruck entstehen könnte, dass es sich um eine Intrusion in die sedimentäre Schichtenfolge handelt, können wir uns von gemeinsamen Grenzen der Quarzporphyre des Altpaläozoikums, bzw. ihrer Tuffe und der gemeriden Granite überzeugen, die nach J. K a n t o r (1957) oberkretazischen Alters sind (siehe z. B. die Abb. 1.). Von der genetischen Gebundenheit der Granite an die Gesteine des porphyrischen Vulkanismus zeugt auch der gleiche Charakter des Auftretens. Die gemeriden Granite zeigen eine bedeutende genetische Gebundenheit an die postmagmatische Tätigkeit. Auf der Abb. 6 kann man die genetische Abhängigkeit der Entwicklung der gemeriden Granite und der tauben Quarzgänge sehen. In einigen Fällen, wo es zur Umwandlung im regionaleren Umfange kam, wie z. B. im Gebiete Hnilec und Poproč, wollen wir die Entwicklung der metamorphen Granite aus dem Kontakt der tatsächlichen magmatischen Granite nicht herausnehmen. Infolgedessen schliessen wir die Anwesenheit der magmatischen Granite in dem Gebirge Spišsko-gemerské rudohorie nicht aus, es ist uns jedoch nicht gelungen ihre Identität zu bestimmen.

Einige petrologische Probleme

Für die Petrographie der gemeriden Granite ist die nestartige Entwicklung der Mineralassoziation, die Diablastesen, die gegenseitige Einschliessung, sowie einige andere charakteristische metamorphe Kennzeichen charakteristisch. Man könnte vielleicht behaupten, dass es sich um Erscheinungen der Autometamorphose handelt. Für die magmatischen Granite ist vor allem die K-Metasomatose charakteristisch. Im Falle der gemeriden Granite müsste man vor allem mit der Na-Metasomatose rechnen, deren Ergebnis die Entstehung des schachbrettförmigen Albits sein sollte. Auch der Anspruch auf die Temperatur der eventuellen Autometamorphose, der aus den beschriebenen zu weiten sog. Kontakten (stellenweise bis 1 1/2 km) folgt, entspricht nicht der Wirklichkeit. Die beschrieben Erscheinungen der Greisenitisation sind im ganzen sporadisch. Bei unserem Studium stellte es sich heraus, dass die beschriebenen Greisene in der Wirklichkeit sekundäre Quarzite sind. Von der Umwandlung wurden oft nich bloss die Quarzporphyre, bzw. ihre Tuffe, sondern auch tuffogene Gesteine mit einem höheren Gehalt an Sedimenten betroffen. Bei diesen Gesteinen machte sich vor allem die Biotitisation, Chloritisation, Silizifikation, Serizitisation und manchmal auch die Albitisation geltend. Auch bei dieser Umwandlung ist die Nestartigkeit der strukturellen Entwicklung und die gesamte Unregelmässigkeit sehr charakteristisch. Diese Gesteine wurden als kontakte Hornfelse, Frucht-und Knotenschiefer u. ä. bezeichnet. Die

Kontakte sollten nach diesen Autoren im wesentlichen in den tonig-sandigen Gesteinen entwickelt sein. Es fehlen da jedoch solche Minerale, die für die entsprechende Temperatur sprechen möchten, wie der Granat, Kordierit und Sillimanit sind. Es wurde zwar Andalusit beschrieben, den wir bei unserem Studium nicht fanden. Sporadisches Vorkommen dieses Minerals schliessen wir nicht aus. N. I. Nakovnik (1947) betrachtet z. B. den Andalusit als ein Produkt der hydrothermalen Umwandlung. Zu der Umwandlung kam es hauptsächlich unter den thermischen Bedingugen der Fazies der epidotischen Amphibolite. Die metasomatischen Fazies der Umwandlung zeigt das Diagramm auf der Abb. 5. Im Falle, dass der Turmalin fehlt, auf der Abb. 4. Zur Entwicklung der Granite kommt es hauptsächlich unter den Bedingugngen der Fazies Quarz—Plagioklas—Kalifeldspat und der Fazies Quarz—Kalifeldspat—Muskovit bis Serizit.

Vom metamorphen Ursprung der gemeriden Granite zeugen auch die Relikte der korrodierten Quarze aus den Quarzporphyren (Abb. 2, Taf. I.), Relikte der serizitisierten Grundmasse der Porphyroide in den Graniten (Abb. 1, Taf. I.), Einlagen der Schieferchen aus den tuffogenen Gesteinen (Abb. 1 u. 2, Taf. II.), Relikte der ursprünglichen Schieferigkeit u. ä.

Petrographisch kann man die gemeriden Granite als normale Granite und albitische bis oligoklasische Granite bezeichnen, die man zusammen als plagioklasische Granite bezeichnet. Die petrographische Variabilität zwischen diesen zwei petrographischen Typen ist gross und unregelmässig.

Die wichtigsten geochemischen Probleme

Schon aus dem petrochemischen Studium selbst folgt die unsystematische Petrochemie der gemeriden Granite. So sollte z. B. ein Teil der analysierten Proben den Alkaligesteinen und ein Teil den Alkalikalkgesteinen angehören. Auch die ganze Assoziation der chemischen Elemente ist für die magmatischen Granite ziemlich ungewöhnlich (Abb. 6). Auf ähnliche Weise führt I. V. Ginzburg (1957) die Geochemie der magmatischen Granite an (Abb. 7a, b). Aus dem Vergleich der Abb. 6 und 7 folgen einige wichtige Unterschiedlichkeiten. Im Falle des metamorphen Ursprungs der gemeriden Granite ergab sich uns die Migration chemischer Elemente, die auf der Abb. 8 dargestellt ist. Die Assoziation der zugeführten Elemente, sowie die Verallgemeinerung der gleichen Migrationsfähigkeit auf die Elemente naher chemischer Eigenschaften, stimmt mit der Geochemie der mit der Entwicklung der gemeriden Granite genetisch zusammenhängenden Vererzung gut überein.

Natürlich haben unsere Folgerungen eher einen vorläufigen Charakter und nur das Studium der weiteren, mit dem Ursprung der Granite zusammenhängenden Probleme wird seine definitive Lösung ermöglichen.

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara.

JAN KOTÁSEK – VLADIMÍR KUDĚLÁSEK

K METALOGENESI A GEOLOGII JIHOZÁPADNÍ ČÁSTI VEPORID

(Německé resumé, tab. III)

V ý t a h: V první části práce jsou řešeny geologické a petrografické poměry v okolí Poník. Nově je konstatováno, že území patří jak lubětovské tak kraklovské zóně a že v území došlo k brachyantiklinálnímu uzávěru mohutné antiklinály. Popis výchozu dioritového tělesa.

V ložiskové části jsou popsána ložiska barevných kovů a železných rud.

A. Úvod

Zpracovaná oblast se rozprostírá v západní části Slovenského Rudohoří, ve Veporidech, v širším okolí obce Poniky. Při geologických studiích byla věnována velká pozornost starým kutacím pracím na železnou a měděnou rudu.

Zmínka o obci Poniky v dosažitelné literatuře je vždy v souvislosti se starými doly na železnou rudu. O železných a měděných rudách v jejím okolí se zmiňuje vedle zpráv archivních i P a p p ve své práci v souvislosti s Lubietovou. Slavík (1939) uvádí v okolí Ponik nález ryzí mědi.

Mapovací práce ve zmíněném území prováděl do mapy 1 : 75 000 D. Š t ú r, který se zmiňuje o ložisku železných rud v Ponické Huti. V roce 1928 zde pracoval M a t ě j k a (práce není publikována). Z o u b e k (1928, 1930, 1931, 1932, 1935, 1936) prováděl podrobné geologické práce v kořenové oblasti v okolí Brusna, Predajné a Brezna nad Hronem. V současné době spracovává oblast Veporid D. Kubíny.

M o r f o l o g i e k r a j i n y

Nadmořská výška se pohybuje v rozmezí 400—900 m. Údolí se ostře zařezávají a tvoří nápadné reliéfy. Prudké svahy jsou na mnoha místech lemované dejekčními kužely. V morfologii krajiny se výrazně projevuje odlišnost

různých typů hornin. Zatím co křemencové souvrství tvoří ostré hřbety, je území budované vápenci a dolomity nápadné typickými zaoblenými holými svahy. Vápencové území má krasový charakter. Jsou zde hluboké závrty nálevkovité o průměru až 30 m; jejich hloubka je až 18 m. Škrapová pole se nepravidelně vyskytují na holých vápencových skalách, západně od Ponik. Několik drobných potůčků se ztrácí na krasovém území. Ponory byly zjištěny při styku vápencového území s paleozoickými horninami.

Část území skládající se z andesitových tufů se odlišuje od ostrých tvarů křemenců.

B. Stratigrafie a petrografie

a) Krystalinikum

Krystalinikum ve studovaném území není odkryto ve větším samostatném celku, a je hlavně v JZ části přikryto souvrstvím spodního triasu. Bylo zjištěno v zářezu „Velké doliny" (Zolná potok) východně od kóty 725, v „Malé dolině" (Malá Zolná), SZ od kóty 630 a v údolí Driekina potoku SZ od kóty 754. Krystalinikum tvoří jádro antiklinály, jejíž osa probíhá SV—JZ směrem. V jeho nadloží vystupují arkosy, břidlice a porfyroidy patřící k permu. Nad nimi leží spodnotriasové souvrství na basi se slepenci. Směrem k SV pokračuje osa antiklinály jižně od obce Povrazník, kde antiklinálu přikrývají andesitové tufy a tufity.

Krystalické břidlice jsou zastoupeny převážně amfibolity, které jsou proniknuté křemennými žilkami, probíhajícími se směrem břidličnatění. Jednotlivé partie jsou hojně migmatitisované.

Amfibolity jsou tmavé, zelenkavé, břidličnaté. Textura paralelní. Amfibol se vyskytuje v podobě drobných nepravidelných sloupečků. Ze světlých součástí se objevuje živec, ojediněle křemen. Struktura granoblastická. Z tmavých minerálů převládá amfibol. Tvoří protáhlá zrna až sloupečky hypidiomorfně omezené. Jde o obecný amfibol. Uzavřeniny v amfibolu tvoří apatit-křemen.

Živec-plagioklas je úplně přeměněn, sekundární přeměnou vznikl kaolinit a sericit. *Chlorit* vznikl přeměnou amfibolu; tvoří protáhlé, jemně vláknité zhluky v těsné blízkosti amfibolu nebo přímo v něm. Jako *akcesorické minerály* apatit, křemen, hematit.

Východně od Ponické Huty v Malé dolině vyskytuje se migmatitisovaný amfibolit. Na puklinách je hornina silně limonitizovaná; častým zjevem na puklinách jsou drobné krystalky křemene, většinou uspořádané tak, že optickou osou *c* přirůstají kolmo na puklinu. Na jejich povrchu je často tenká vrstvička limonitu. Textura paralelní, struktura granoblastická. Převládající součastkou amfibol a živec v poměru 1 : 1.

Menší výskyt amfibolitů je též ve Velké dolině východně od Ponické Huty. Amfibolit je tvořen výhradně tmavými součástkami. Z leukokratních součástek se objevuje živec a křemen. Hornina jemnozrnná, textura paralelní, struktura granoblastická s náznakem kataklasy. Akcesoricky byl zjištěn apatit na rozhraní s amfibolem, nebo i v samém amfibolu, ve tvaru zakulacených zrn, ojediněle mírně protažených. Granát se vyskytuje v amfibolitu ojediněle, zrna jsou silně rozpukaná, na puklinách jsou místy náznaky chloritizace. Častou rudní součástkou je magnetit; tvar zrn nepravidelný, na okraji patrný přechod v limonit.

Celý proces migmatizace amfibolitu je s největší pravděpodobností spjat s intruzí dioritu, který vystupuje v podloží amfibolitu (viz nasledující část). Amfibolitové výchozy, které jsou hojněji migmatitizovány, nacházejí se v blízkosti dioritového tělesa.

Diorit. SV od kóty 725 asi 400 m v ohybu údolí, ve kterém protéká potok Zolna (Velká dolina), vystupuje na poměrně malé rozloze dioritové těleso. Hornina tohoto tělesa odpovídá svým petrografickým složením dioritu. Texturní znaky jsou ponekud odlišné. Celé těleso je slabě usměrněno. Křemenné žíly převážně centimetrové, pronikají tělesem kolmo na „usměrnění", vyplňující AC-pukliny, ve kterých kromě křemene se vyskytuje ve shlucích černozelený chlorit.

Jak jsme se již zmínili, bezprostřední styk dioritu s amfibolitem jsme nezachytili pro značně zasutěný terén. V úlomcích a balvanech nacházejí se v okolí dioritového tělesa *pegmatitové žíly*. Textura horniny je všesměrně zrnitá s přechodem do slabého zbřidličnatění. Kataklastické účinky se projevují silným undulosním zhášením křemene. Hornina je nazelenalá, což je způsobeno přítomností chloritu. Jeho lupénky jsou již makroskopicky znatelné a dosahují velikosti až 1 mm. Veškeré tmavé součástky jsou proměněné v chlorit. Ze světlých minerálů silně převažuje živec a v podřadném množství je zastoupen křemen. Živce dosahují velikosti až 4 mm.

Mikroskopicky bylo zjištěno, že hlavní a základní součástkou je plagioklas, vedle něho chlorit a křemen. Struktura je stejnoměrně zrnitá.

Živec tvoří jedince allotriomorfně omezené, silně přeměněné; hlavním produktem proměny je sericit, koncentrující se při trhlinách pronikajících živcem. Na okrajích živcových zrn a často i uvnitř vidíme drobná zrnka kalcitu, která laločnatě zasahují do nitra živce. Podle albitického lamelování, které se zachovalo na některých jedincích a podle úhlu zhášení těchto lamel v symetrické zóně jde o oligoklas. Indexy lomu měřené imersní metodou na méně rozložených zrnech dávají stejný výsledek. V původním nerozloženém stavu byl plagioklas pravděpodobně poněkud basičtější. Silná přeměna způsobila vyloučení Ca, který je v hornině přítomný jako kalcit. Proto v přepočtu chemické analysy na jednotlivé minerály připočítáváme CaO v kalcitu k plagioklasům. Na výbrusech byla provedena po naleptání kyselinou fluorovodíkovou barvící zkouška na rozlišení draselných a sodných živců hexanitritokobaltitanem sodným. Výsledky potvr-

dily, že ortoklas není v hornině přítomen a draslík je jen nepatrně isomorfně přítomen v plagioklasech. V přepočtu chemické analysy přičítáme K_2O sericitu a zbytek isomorfní příměsi mikroklinu v plagioklasech.

Chlorit má podobu drobných lupénků až šupinek zelenavé barvy. Ojediněle se vyskytuje v agregátních útvarech. Velmi nápadné a časté je ohnutí nebo zlomení chloritových lupénků (ohnutí kolmo na směr zbřidličnatění). Chlority se dají zařadit do skupiny pennin. Chlorit v hornině vznikl jako sekundární minerál tmavých horninových součástek; podle dochovaných ojedinělých reliktů vznikl přeměnou z biotitu.

Křemen. Ve výbruse lze rozlišit dva druhy křemene: primární křemen tvoří samostatná rozptýlená protáhlá zrna se silným undulosním zhášením. Sekundární křemen (pravděpodobně hydrotermální) vytváří žilky, seskupené v mosaikovitou stavbu. Žilky sekundárního křemene nacházíme v chloritech. Křemen proniká též trhlinami živců. Při přepočtu chemické analysy na jednotlivé minerály odpočítáváme při konečné fázi propočtu sekundární křemen.

Apatit. Jeho výskyt je v podobě drobných zakulacených zrnek, nebo i v protáhlých sloupečcích; zkoncentruje se hlavně v místech, kde převládá chlorit, který často uzavírá zrnka apatitu. Kalcit tvoří nepravidelné žilky a nachází se hlavně na okrajích živcových zrn, podřadněji v živcech samých.

Rudní materiál je buď allotriomorfního omezení, nebo v podobě rudního pigmentu je jemně rozptýlen v hornině. Rudní pigment je sekundárního původu; vznikl vyloučením Fe složky z primárních minerálů. Vyskytuje se v blízkosti chloritu.

Planimetrickou analysou zjištěn tento obsah minerálů:

Chlorit	12,5 %
Plagioklas	29,9 %
Částečně rozložený plagioklas + sericit	34,9 %
Kalcit	1,8 %
Křemen primární	5,8 %
Křemen sekundární	8,3 %
Akcesorie (apatit a j.)	2,3 %
Rudní minerály Fe	4,5 %
	100,0 %

Výsledky chemických analys		Molek. kvocienty
SiO_2	59,31 %	9874
TiO_2	0,80 %	100
Al_2O_3	16,99 %	1667
Fe_2O_3	3,18 %	199
FeO	3,81 %	530
CaO	4,32 %	770
MgO	1,99 %	471
MnO	0,07 %	99
K_2O	0,79 %	84
Na_2O	5,09 %	821
P_2O_5	0,73 %	51
H_2O	2,37 %	1316
CO_2	0,71 %	193
	100,16 %	

Z výsledků mikroskopického hodnocení a chemické analysy byl proveden hrubý rozpočet na jednotlivé minerály. Pro velkou proměnu primárních součástek nebylo

možné použít klasických rozpočtů. Při rozpočtu budeme se držet zásad, jak jsme je uvedli při popisu jednotlivých minerálů. Z výsledného rozpočtu odpočítáme sekundární křemen (podle výsledků planimetrické analysy) a přepočítáváme na 100 %. Těmito propočty chceme se příblížit co nejvíce pravděpodobnému složení horniny.

	I	II
Chlorit (pennin)	12,3 %	13,4 %
Plagioklas (baz. oligoklas až kys. andesin)	59,7 %	65,4 %
Mikroklin	1,5 %	1,6 %
Sericit	5,6 %	6,1 %
Křemen	14,7 %	7,0 %
Akcesorie (apatit a j.)	2,5 %	2,7 %
Rudní minerály (limonit a jiné Fe min.)	3,4 %	3,8 %
	99,7 %	100,0 %

Kalcit (CaO kalcitu připočteno k plagioklasu) 1,7 %. Od součtu sloupce prvního odečteno 8,3 sekund. křemene a zbytek přepočten na 100 % (sloupec II.).

Z tmavých součástek je v dioritu zastoupen hlavně chlorit (vznikl přeměnou biotitu, jak o tom svědčí ojediněle zachované relikty), ostatní tmavé součástky (amfibol, pyroxen) buď chybí vůbec nebo byly v podřadném množství dnes úplně již proměněné.

Svým chemismem i minerálním složením podobá se diorit z Ponik veporským žulám, a to hlavně basickému typu Sihla, který popsal Zoubek (1936).

Srovnáme-li složení hodrušského dioritu, jak jej uvádí Šalát (1954) nebo štiavnického křemitého dioritu podle M. Koděry (1956), má diorit 40,5 % tmavých horninotvorných součastek, křemitý diorit 30,1 %. V obou případech amfibol silně převažuje nad biotitem a plagioklasy jsou basičtější než v ponickém dioritu. Diority a křemité diority v Malých Karpatech jsou svým mineralogickým složením hodně podobné dioritu z Ponik. Pro srovnání uvádíme některé planimetrické analysy z práce J. Koutek — V. Zoubek (1936) a B. Cambel — J. Valach (1956).

	I	II	III	IV
Amfibol	9,10	—	—	7,78
Biotit	13,26	13,35	16,64	12,86
Plagioklas	51,80	63,70	73,18	53,95
Křemen	15,32	22,23	8,37	17,61
Apatit	—	0,61	0,60	0,35
Epidot	—	—	—	7,07
Kalcit	—	—	1,21	—
Akces. rudy a jiné	10,52	—	—	0,38

I—II. Křemitý diorit — Malé Karpaty, (B. Cambel, J. Valach).
III—IV. Diorit a křem. diority — Malé Karpaty, (J. Koutek, V. Zoubek).

Plagioklas typu Sihla a malokarpatských dioritů mají stejnou basicitu — basický oligoklas až kyselý andesin — jako diorit z Ponik.

V okolí dioritového tělesa se vyskytují balvany pegmatitu. Je to světlá žílna hornina poměrně hrubozrnná. Hlavní a převládající součástkou je živec.

Velikost jednotlivých krystalků dosahuje až 2 cm, většinou však okolo 0,5 cm. Barva živců je bílá, na štěpných plochách je patrný perleťový lesk. Křemen tvoří nepravidelná zrna.

Struktura je hrubozrnná; základní součástky: živec, muskovit, křemen, chlorit.

Živec. Jsou přítomné dva druhy živců, draselný a plagioklas. Starší — mikroklin se nachází již jen v reliktech. Bývá obyčejně zatlačován mladším plagioklasem, který jej prorůstá, nebo do něho zálivovitě vniká. Draselný živec se vyskytuje ve formě mikroklinu, se zřetelným mikroklinovým mřížováním.

Mladší živec — albit převládá nad mikroklinem, tvoří allotriomorfní zrna různé velikosti. Téměř na všech jedincích je dvojčetné lamelování. Místy je též patrné prohnutí živcových lamel, projevující se undulosním zhášením.

Muskovit tvoří tabulky šestibokého tvaru, pseudohexagonální, s dobře patrnou štěpností. Na některých zrnech se projevuje undulosní zhášení.

Křemen tvoří allotriomorfně omezená zrna, undulosně zhášející.

Menší výskyt krystalických břidlic je mezi horní a dolní kyselkou, asi 1,5 km západně od dioritového tělesa. Převládají biotiticko-chloritické ruly, střídající se s muskoviticko-granáticko-chloritickými svory.

Biotiticko-chloritická pararula má barvu světle šedou, je protkána jemnými křemennými žilkami. Živec je již změněný v drobně šupinatý sericit; biotit, hlavně při okrajích přechází v chlorit, křemen má silné undulosní zhášení.

Muskovitický-granáticko-chloritický svor (diaftorit?). Tmavošedá hornina s častým nazelenalým odstínem, křemenné žíly 1 cm mocnosti sledují směr břidličnatosti. Vedle slíd lze makroskopicky zjistit křemen, ve výbruse značně přeměněný živec; produktem přeměny jsou sericit a kaolinit.

Muskovit tvoří rozměrné lupénky, někdy též ohnuté tlakovými změnami.

Biotit je přítomný v nepatrných reliktech pro jeho úplnou chloritizaci.

Granát tvoří krystalky, téměř idiomorfně omezené. Zachovaly se však již jen relikty, na puklinách proběhla silná chloritizace; chlorit zatlačuje místy granát.

Chlorit vznikl v hornině z biotitu a granátu a je rozptýlen v hornině nepravidelně. Tvoří lupenité, zřídka radiálne paprsčité agregáty.

Sillimanit představuje sloupkovitý minerál; častý je i vývin tence vláknitý; nachází se v hornině ojediněle, obyčejně v nepravidelných shlucích.

Křemen bývá allotriomorfně omezen, často korodován.

b) Perm (mladší paleozoikum)

Perm ve studované oblasti tvoří obalovou sérii krystalinika a je tvořen arkosami patřícími k verukanu (dle analogie z oblastí v okolí Lopeje—Brezna; Zoubek 1931, 1932, 1935). Byly zachyceny SZ od kóty 630 (Malá dolina) a SV od kóty 725 (Velká dolina).

Arkosy jsou světlozelenkavého odstínu, místy se objevují polohy temně červenavého zbarvení. Převládající součastkou v arkosách jsou živce, již z větší části přeměněné v sericit; poměrně málo je zastoupen křemen. Lokálně

jsou arkosy zrudněny hematitem. Ve výbruse vidíme hlavně jemně šupinatý sericit, často uspořádány do směru břidličnatosti. Vznikl přeměnou živců, ve kterých se dochovaly již jen relikty. Akcesoricky se vyskytuje muskovit.

V údolí Driekina potoku byly zjištěny arkosy drobového charakteru s drobnými úlomky jiných hornin.

K permu patří též pruh porfyroidů, ponořující se v údolí „Malé doliny" asi 500 m od posledních domků Ponické Huty pod křemencové souvrství. SV směrem k obci Povrazník se pruh těchto efusiv rozšiřuje a pokračuje i mimo studované území dál k SV.

Porfyroidy jsou převážně světle šedého zbarvení, místy se slabě zeleným odstínem; křemenné vyrostlice dosahují v průměru okolo 3 mm velikosti. V okolí Banska jsou porfyroidy proniknuty křemennými žilami obsahujícími spekularit. Textura porfyroidů je tence břidličnatá, struktura porfyroblastická. Hornina se skládá z drobně šupinatého sericitu, kaolinitu a vyrostlic křemene. Sericit i kaolinit vznikly druhotně přeměnou živců. Křemenné vyrostlice tvoří téměř idioblasty, u kterých jsou rohy nepatrně zakulaceny. Vykazují silné undulosní zhášení.

c) Mesozoikum

1. Trias

Spodní trias kořenové zóny je tvořen křemencovým souvrstvím, které leží diskordantně na sedimentech verukána a z části i na krystaliniku. Na basi tohoto souvrství vystupují *slepence* s dobře opracovanými valouny, tvořenými převážně křemenným materiálem; lokálně se objevují též valouny živců (v lesním lomě v údolí pod Jelšinou, jižně od kóty 745), takže se dá hornina charakterisovat jako arkosovitý slepenec.

Slepencový horizont pozvolna přechází směrem do nadloží do křemencového souvrství, místy až pískovců. Směr je SV—JZ s úklonem 35° k SZ. Slepence dají se sledovat po celé délce styku triasového souvrství s podložím. Nadložní křemence tvoří lavicovité polohy, převážně světlešedé, růžové až červenavé. Zbarvení závisí na povaze tmelu, který je křemitý, podřadněji jílovitý a železitý.

Křemencovým souvrstvím pronikají křemenné žíly, obyčejně kompaktní, jen jižně Banska bývají kaverno sní. Kaverny jsou vyplněny okrem a limonitem.

Směrem do nadloží přechází křemenec do zelenkavých a špinavě červených *písčito-jílovitých werfenských břidlic s vložkami křemenců*. Tyto pelitické sedimenty, místy vápnité s hojnou klastickou slídou, tvoří nejsvrchnější část spodnotriasového souvrství. Převážně jsou tvořeny z drobných zrnek křemene a jemných zrnek sericitu Muskovit se vyskytuje jako akcesorie. Pruh werfenských břidlic dá se sledovat od kóty 600 směrem SSV na Repištia ke kótě 700 a do údolí Driekiny. V tomto pruhu je řada menších kutacích prací. Největší z nich jsou u Ponické Huti (viz ložiskovou část).

2. Mesozoikum subtatranských příkrovů

Severně a západně od kořenové zóny vystupuje chočský příkrov, začínající *werfenským souvrstvím*, které je zde zastoupeno zelenavými a hlavně červenavými břidlicemi. Jsou to pelitické sedimenty svrchnowerfenského moře, převážně vápnito-písčité břidlice s hojnou klastickou slídou. Hlavní součástkou je drobný křemen, ojedinele živec, s tmelem jílovitým a vápnitým.

Werfenské břidlice jsou intensivně provrásněny v celém pruhu, který byl sledován od osady Ponická Lehota (kóta 647) směrem západním ke kótě 568, dále na Drienok (kóta 674,6). Menší synklinálu tvoří v okolí Drienoku, kde se noří pod gutensteinské vápence a vystupují opět v okolí obce Oravice. V závěru cesty od osady Ponická Lehota směrem na Lehocký diel (kóta 616) jsou ve werfenských břidlicích nepravidelné pecky s kulovitou odlučností, stejného materiálu jako werfenské břidlice.

Pro werfenské břidlice chočského příkrovu jsou charakteristické výlevy efusiv. V naší oblasti jsou přítomné karmínově červené *křemité porfyry*.

V nadloží werfenských a kavernosních vápenců vystupují mocné polohy tmavých *gutensteinských vápenců* (anisien). Jsou to skoro celistvé tmavošedé až černošedé hrubolavicovité vápence, prostoupené sítí žilek druhotného kalcitu a později zrudněny Pb, Cu a Fe rudami.

Dolomity (ladinien) chočského příkrovu byly zachyceny v okolí kóty 647 (Dubravka) a pokračují nesouvisle k JZ do okolí kóty 616/4 směrem k obci Poniky, na vrcholek Borovia a Skalicu. Dolomity jsou šedé až šedočerné a jsou proniknuté hojnými žilkami kalcitu.

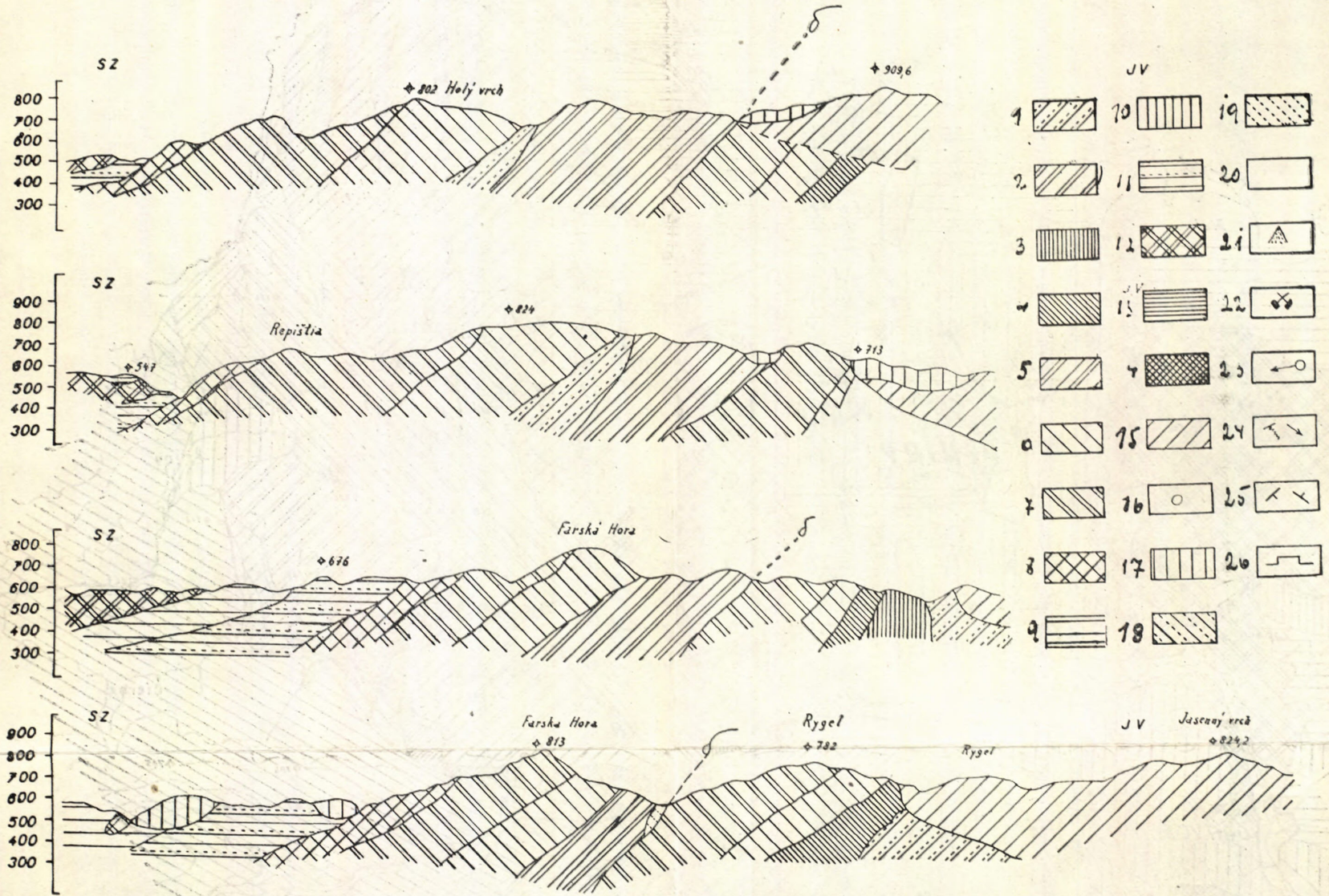
Na styku mesozoika chočského příkrovu s veporidnými jednotkami vystupují *buněčnaté dolomitické vápence* s kolísavou mocností od 50 do 500 m. Směrem SV se pásmo buněčnatých dolomitických vápenců zúžuje, které jsou tvořeny převážně úlomky z šedých nebo černých dolomitů a světlými vápenci spojenými převážně vápnitým tmelem.

3. Terciér (neogén)

V západní části území, mezi obci Poniky a Dubravica mesozoikum chočského příkrovu je přikryto neogenními sedimenty s menšími slojkami lignitu. Východní hranice se táhne podél křemencového souvrství a byla sledována až ke kótě 449. Na západní straně omezují oblast gutensteinské vápence, směrem na Čačín pokračuje neogén mimo zkoumané území. V poměrně plytkém zálivu neogenního moře byly zjištěny štěrky převážně z křemenců, ojediněle z porfyroidů, vápenců a rul. Valouny jsou dokonale opracované. Tufity v podloží štěrků střídají se s polohami jílovitými, slínitými a písčitými. Vyskytují se zde ložiska užitkových nerostů. JV od Dubravice (pod Žiarem) jsou v neogénu nepravidelné polohy diatomitů; diatomity jsou tence

Geologické profily v okolí Ponik

Sestavil J. Kotásek

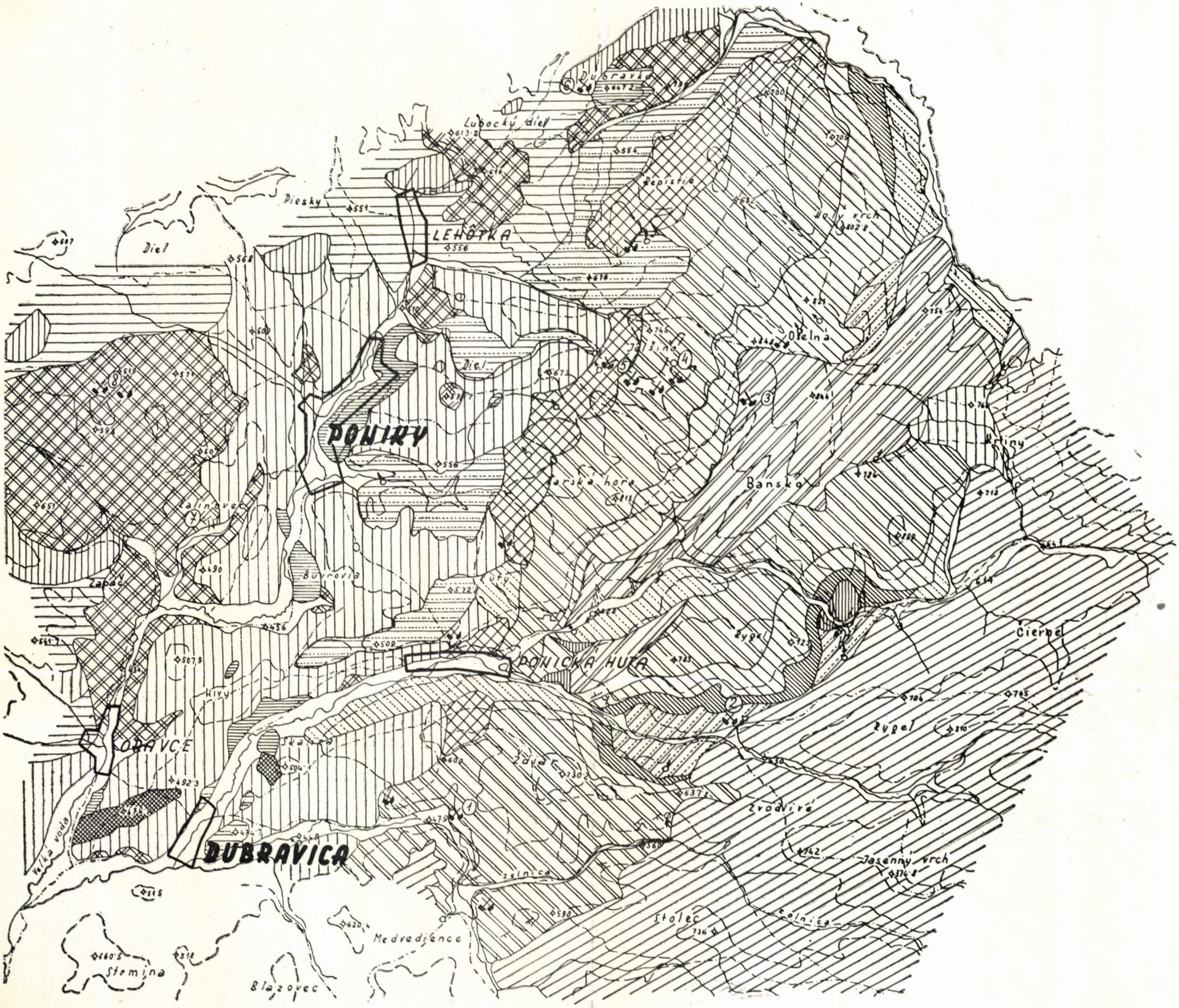


Vysvětlivky k mapě i k profilům:

1 — amfibolity, 2 — biotiticko-chloritické rudy (diaftority), 3 — diorit, 4 — arkosy — *perm*, 5 — porfyroidy — *perm*, 6 — basální slepence — *trias*, 7 — jemnozrnné křemence — *trias*, 8 — werfen obalové série, 9 — werfen chočské série, 10 — křemitý porfýr, 11 — buněčnaté dolomitické vápence, 12 — vápenec gutensteinský, 13 — dolomit, 14 — černé vápnité břidlice, 15 — andesitové tufy 16 — andesitové tufity, 17 — neogén, 18 — suť a hlína, 19 — suť s úlomky granitu, 20 — aluvium, 21 — dejekční kužel, 22 — staré baňské práce, 23 — prameny, 24 — krasový výtok vody, 25 — směr a sklon vrstev, 26 — lomy.

GEOLOGICKÁ MAPA OKOLÍ PONIK

J. KOTÁSEK (VYSVĚTLIVKY VIZ U PROFILŮ).



lupenité, bílé, při styku s vodou bobtnají a mění se v jemnou vločkovitou hmotu.

V neogénu se vyskytují též menší sloje lignitu, zjištěné orientačním vrtem JV od kóty 507,9. Vrt prošel neogenními sedimenty až do střednětriasových dolomitů. Sloj lignitu byla zachycena nehluboko pod povrchem. Asi v 8 m hloubce je asi 2 m mocná s hojnými jílovitými proplástky. Druhá, menší poloha byla zachycena v hloubce 10,70—11,60 bez jílovitých proplástků. V 16 m vrt zachytil podloží.

Profil vrtu:

0,0— 0,5 m	jílovitá ornice s úlomky křemenných zrnek
0,5— 5,0 m	tufity
5,0— 6,0 m	písčitý jíl s organickými součástkami
6,0— 8,2 m	písčité slíny s nepravidelnými vrstvičkami organických součástek
8,2— 9,7 m	lignit s hojnými proplástky tmavého jílu
9,7—10,3 m	lignit
10,3—10,7 m	tufity
10,7—11,6 m	lignit, směrem do podloží s přibývajícími jílovitými proplástky
11,6—12,0 m	štěrky
12,0—12,2 m	lignit
12,2—13,3 m	jíly s organickými součástkami, do podloží ubývající
13,3—16,0 m	písky
16,0—26,0 m	dolomity

Ve východní části a JZ studovaného území přikrývají krystalinikum veporid tufy a aglomeráty. Andesitové tufy dosahují až metrových mocností. Tufy jsou tvořeny živci a biotitem, východně od kóty 713, v tufech se vyskytuje granát, zjištěn přímo v tufech od kóty 713 až k obci Povratník, a v náplavech v rokličce východně od kóty 713. Krystalky granátu dosahují jen mm velikosti, jsou červenavé barvy — jde o almandin.

4. Pokryvné útvary (kvartér)

Mohutnější hlinitokamenité uloženiny jsou na úpatích svahu v údolí potoku Zolna (Malá a Velká dolina) a v okolí Kút poblíž Ponické Huti.

V údolích potoku vznikají štěrkovito-písčité náplavy, štěrky jsou dokonale opracované; materiál je z okolních hornin, a to z křemenců, andesitů, amfibolitů, granodioritů a žilného křemene.

Krasové zjevy

Ve vápencových územích setkáváme se s krasovými útvary. Největší krasová oblast v okolí Ponik táhne se od kóty 571 směrem západním na Drienok (kóta 674,6). Krasové zjevy jsou zde jednak povrchové, jednak podzemní; k povrchovým zařazujeme škrapy, závrty, ponory a vývěry potoků, k podzemním jeskyně a komíny.

Povrchové krasové zjevy

Škrapy je možné sledovat JV od Drienku. Většinou tvoří zaoblené tvary, jen někdy ostrohranné. Rýhy na škrapech nejsou hluboké, pohybují se od 30—50 cm a mají velmi nepravidelný průběh.

Závrty jsou význačným zjevem zkrasovnění zdejších vápenců. Největší se vyskytují v okolí Drienku. Jsou kulovitého, někdy elipsovitého obrysu. Bývají nálevkovitě nebo mísovitě prohloubeny. Nejhlubší závrt je JV od kóty 571 a jeho hloubka dosahuje přes 10 m. U ostatních závrtů v blízkém okolí Drienku prohloubení kolísá mezi 5—9 m. Vedle těchto závrtů byly zjištěny další JZ od kóty 697,2 (Dúbravka). Menších závrtů je ještě v okolí Ponik celá řada.

Na obvodu krasových území se setkáváme s ponory potoků, zejména východně od Dielec v údolí k Jelšině, kde se pod stěnou z brekciovitého dolomitického vápence voda ztrácí. Další ponory lze zjistit od Dielec směrem k jihu k Ponické Huti v okolí Predbaní (Drienok).

Větší krasové vývěry byly zjištěny v údolí severně od kóty 490, kde pod stěnou z tmavých gutensteinských vápenců vyvěrá potok. Další vývěr byl zjištěn v Ponikách pod stěnou z brekciovitých dolomitických vápenců.

Podzemní krasové zjevy

K podzemním krasovým zjevům patří jeskyně vzniklé korosivní i erosivní činností podzemních vod. V okolí Drienku (Predbane) krasové dutiny jsou obyčejně bez sekundárních krasových zjevů, jen ojediněle se objevují drobné krápníky. V jeskyních je řada komínů, vyúsťujících směrem k povrchu.

Tektonika

Území v okolí Ponik patří k západnímu pokračování veporidních jednotek, a to zóny lubietovské a kraklovské, při čemž zde dochází k brachyantiklinálnímu uzávěru mohutné antiklinály, jejíž osa probíhá ve směru SV—JZ a dá se sledovat i mimo studované území směrem k Lubietové. Jižně od antikliny směrem k Hrochoti je v synklině zaválcovaný drobný útržek dolomitů (výskyt je již mimo mapu).

V jádru antiklinály v zářezu potoka Zolná vystupují krystalické břidlice zastoupeny amfibolity, rulami, svory a drobnými výskyty dioritových těles.

Směrem k tektonické linii projevuje se u rul dynamická metamorfosa, způsobující jejich proměnu v muskoviticko-seritické svory (diaftority). Sedimentární obal krystalických břidlic tvoří horniny permu, a to arkosy, pískovce a porfyroidy. Trias začíná basálními slepenci s nadložními křemenci a písčitojílovitými břidlicemi.

Mohutná podélná porucha SV—JZ směru způsobuje pokles JV části antiklinály oproti SZ části. Tato mohutná tektonická linie pokračující k SZ mimo studované území je pravděpodobně pokračováním tektonické linie Osrblie — Hronec (viz Zoubek 1931). Z toho vyplývá, že tato linie tvoří i v našem území rozhraní dvou tektonických jednotek — lubietovské a kraklovské; pak by ovšem obě byly součástí zmiňované antiklinály.

Veporidní jednotky jsou odděleny od mesozoika subtatranských příkrovů tektonickou linií 50—150 m mocnou. Je tvořena buněčnatými vápenci (brekciemi). Západně od této poruchy vystupují werfenské břidlice, v nichž jsou konkordantně uloženy polohy efusiv — křemitých porfyrů. V nadloží vystupují tmavé gutensteinské vápence a dolomity. Werfenské vrstvy jsou podajné a plastické, a proto jsou intensivně zvrásněné. Celý komplex hornin je součástí chočského příkrovu.

Hydrologie

V okolí Ponik je poměrně hodně pramenů, ale málo vydatných. Prameny a výtoky vod se dají rozdělit na sufové a vrstevnaté. Dále jsou zde výtoky vod ze starých štol, krasové a minerální prameny.

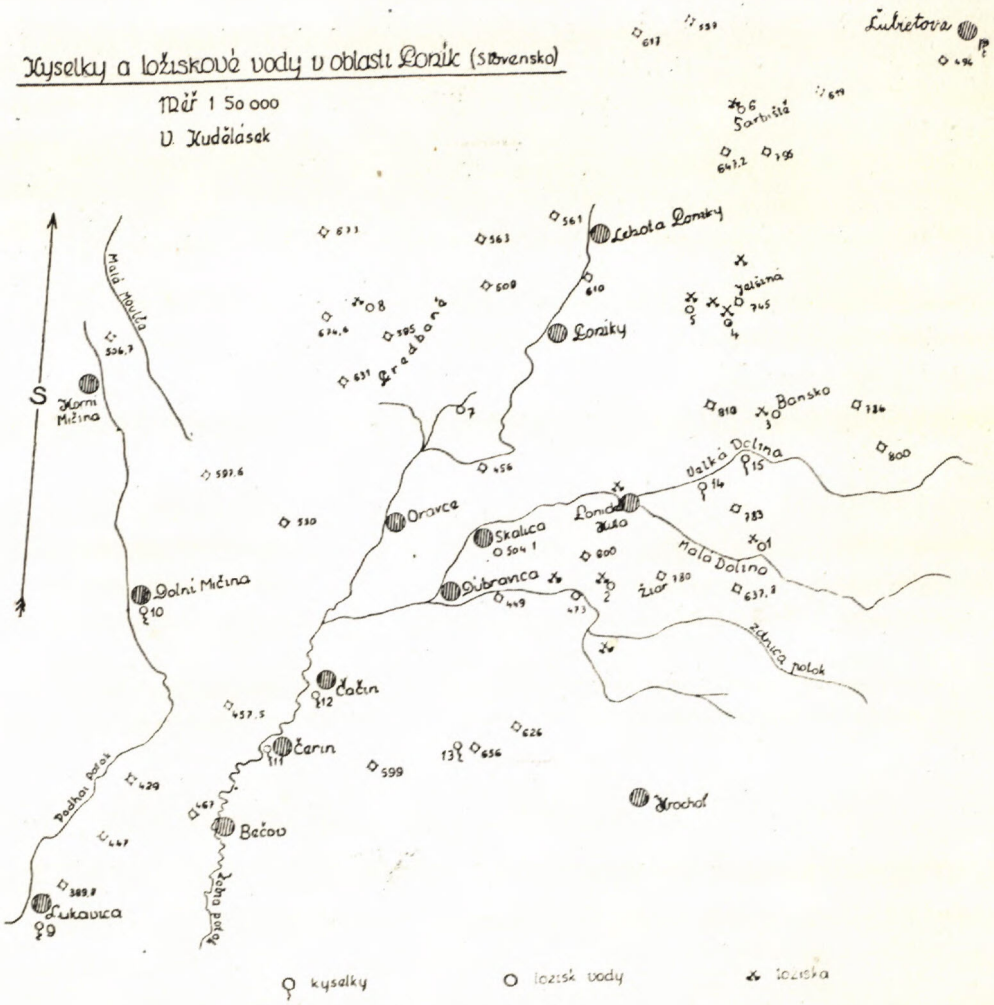
Prameny sufové byly zjištěny ve Velké dolině (Zolná) asi 300 m od posledních domků v Ponické Huti; nacházejí se na levé straně potoka a mají poměrně silný výtok vody. Menší sufové prameny jsou na západním svahu Farské hory. V krasových útvarech byly zjištěny vývěry podzemních vod v údolí S od kóty 490 a u hřiště v Ponikách. Ze starých banských děl vytékají výdatné prameny; např. ze staré štoly v Malé dolině (pod Rygelem) SZ od kóty 630 asi 400 m, v údolí Jelšiny JZ od kóty 745 (asi 300 m) a východně od kóty 848, v okolí Zlatého Dielce (SZ od kóty 676,4 asi 50 m). Ve Velké dolině (Zolna) jsou dvě kyselky: jedna poblíž kóty 528, druhá asi o 1 km výše proti toku potoka. Obě jsou bohaté na kysličník uhličitý.

Největší potok protékající územím je Zolna; pramení pod Bukovinou a sbírá vody všech potoků z okolí Ponik a odvádí je do Hronu.

Současně s geologickým mapováním byla provedena hydrogeochemická prospekce hlavně z těchto důvodů:

1. většina starých důlních děl je nepřístupna a bylo nutné zjistit asociaci a rozšíření prvků těchto ložisek;
2. pro zjištění genetických vztahů jednotlivých ložisek barevných kovů a železných rud.

Podzemní i povrchové vody protekající různými petrografickými oblastmi nebo rudními horizonty, obohacují se o prvky a jsou charakteristické pro určitou petrografickou provincii nebo rudní ložisko. Za vhodných podmínek cirkulace vzniká okolo ložiska svérázná aureola rozptylu těchto prvků. Mi-



neralizace vody závisí přímo na chemickém složení hornin a rudních minerálů, kterými cirkuluje.

V okolí Ponik byly odebrány ložiskové vody a v širším okolí i minerální vody (viz situační mapu). Z odparku vod byly provedeny kvalitativní spektrální analysy. Při odběru vzorků byla měřena teplota vody i vzduchu a pH.

Popis odebraných vzorků vod:

1. Malá dolina: vzorek vody byl odebrán z jižního úpatí kopce Rygel JJV kóty 763. Teplota vody 9 °C, teplota vzduchu 26 °C, pH 6,1.
2. Údolí potoku Zolnica: sraženina hydroxydů z vývěrů ložiskové vody.
3. Bansko: vzorek vody odebrán z vývěrů pod starými pracemi. Teplota vody 9 °C, teplota vzduchu 21 °C, pH 6,2.

4. Jelšina vrch: vzorek vody odebrán z vývěru u horních kutisek. Teplota vody 7 °C, teplota vzduchu 26 °C, pH 6,6.
5. Jelšina spodek: vzorek vody odebrán u spodních kutisek. Teplota vody 8 °C, teplota vzduchu 26 °C, pH 6,5.
6. Farbiště: vzorek vody byl odebrán ze zatopené štoly. Teplota vody 8 °C, teplota vzduchu 20 °C, pH 5,9.
7. Severně od kóty 490: vzorek odebrán z vývěru krasové vody z gutensteinských vápenců. Teplota vody 9 °C, teplota vzduchu 28 °C, pH 6.
8. Predbaně: vzorek odebrán z vývěru vody pod starými pracemi. Teplota vody 9 °C, teplota vzduchu 25 °C, pH 6. Vody minerální byly odebrány ze širšího okolí Ponik.
9. Lukavica: Kyselka s obsahem kysličníku uhličitého. Teplota vody 10 °C, teplota vzduchu 26 °C, pH 5,4.
10. Dolní Mičina: Kyselka s obsahem CO_2. Teplota vody 10 °C, teplota vzduchu 26 °C, pH 5,4.
11. Dolní Mičina: Kyselka s obsahem CO_2. Teplota vody 9 °C, teplota vzduchu 26 °C, pH 5,5.
12. Čačín: Kyselka s obsahem CO_2. Teplota vody 9 °C, teplota vzduchu 26 °C, pH 5,4.
13. Pod kótou 556: Kyselka s obsahem CO_2. Teplota vody 10 °C, pH 5,4.
14. Velká dolina: Kyselka s obsahem CO_2. Teplota vody 9 °C, teplota vzduchu 27 °C, pH 5,4.
15. Velká dolina: Kyselka s obsahem CO_2. Teplota vody 11 °C, teplota vzduchu 27 °C, pH 5,3.
16. Lubietová: Kyselka s obsahem CO_2. Teplota vody 9 °C, teplota vzduchu 26 °C pH 5,5.

Jak je zřejmé z popisu vzorků vod, jsou ložiskové vody mírně kyselé s průměrem pH 6,1. Nejkyselejší voda je na Farbišti o pH 5,9. Kyselost je zde způsobena pravděpodobně oxydací sirníků. Minerální vody mají průměr pH 5,4. Nejkyselejší minerálka byla zjištěna na dolní Mičině a ve Velké dolině o pH 5,3. Větší pH minerálky ve Velké dolině je způsobena asi větší teplotou vody, která je oproti vzorku č. 14 z Velké doliny větší o 2 °C.

Ve všech odparcích ložiskových vod byly nalezeny prvky, které charakterisují celou oblast Ponik: Ag, As, Ba, Ca, Co, Cu, Fe, Mg, Mn, Pb a částečně i Zn. Minerální vody nemají v žádném případě Ag a Co a jen v některých je Ba! Tyto minerální vody pravděpodobně nezasahují plně ložisko, a to hlavně oxydační zónu. Jinak však jsou stejně mineralizované. Ložiskové vody jsou odebrány z vývěrů ze starých prací nebo z těsné blízkosti ložisek Fe rud a barevných kovů z Predbaní a Farbiště; tyto vody a částečně i vody minerální ukazují stejnou asociaci prvků, z které se dá předpokládat, že ložiska Fe-rud budou přecházet do ložisek barevných kovů.

Převážná většina ložiskových vod má dosti značný obsah Co, hlavně v ložiskových vodách SZ části: Bansko, Farbiště, Jelšina, kde byl Co později dokázán v primárních a sekundárních minerálech, hlavně v limonitu z Far-

SPEKTRÁLNÍ ANALYSY LOŽISKOVÝCH A MINERÁLNÍCH VOD

LOKALITA	Ag	Al	As	Ba	Bi	Cd	Co	Cr	Cu	Fe	Ge	K	Li	Mn	Ni	Pb	Sb	Sr	Tl	V	Zn
LOŽISKOVÉ VODY																					
1 MALÁ DOLINA	+	+	+	⊕				+	+	⊕		+		+		+			+		
2 ÚDOLÍ ZOLNICA	+	⊕	+	+			+	+	+	⊕	+			+	⊕				+	+	+
3 BÁNSKO	+	+					⊕		+	+				⊕		+			+		
4 JELŠINA VRCH	+	+	+	+			+	+	+	+				+		+	?	?	+		
5 JELŠINA SPODEK	+	+	+	+			⊕		+	+				⊕		+	?	?	+		
6 FARBIŠTĚ	+	+	⊕	+			⊕		⊕	+		+	+	⊕	+	+	?	+	+		+
7 SEVERNĚ KOTY 490	+	+	+	⊕					+	+		+		+		+					
8 PREDBANĚ	+	+	+	⊕					+	+		+		+		+					
MINERÁLNÍ VODY																					
9 LUKAVICE		+							⊕	+		+	+	+					+	+	
10 DOLNÍ MIČINA		⊕	+						+	+			+	+		+			+		+
11 DOLNÍ MIČINA		⊕							+	+			+	+		+			+		+
12 ČAČÍN - OBEC		+	+	+		+			+	+				+					+		
13 ČAČÍN - K HROCHOTU		+	+						⊕	+		+		+		+			+		
14 PON HUTA		+	?	?					+	⊕				⊕		+			+		?
15 PON HUTA		+		+					+	⊕				⊕		+			+		?
16 LUBIETOVÁ		+							⊕	+		+	+	+						+	?
17 ZOLNÁ		+	+	+					+	+				+		+			+		

biště. Měď byla nalezena ve všech ložiskových vodách ve stopách a ve větším obsahu z ložiskové vody z Farbiště, kde pozdějším mineralogickým výzkumem byl zjištěn vysoký obsah Cu v limonitu (smolné rudě měděné). Tato lokalita je také nejblíže mědinosným ložiskám lubietovským. Prvky ložiskových a krasových vod z Predbaní přesně odpovídají zrudnění tohoto ložiska. V některých vodách byly dokázány ve stopách V, Ni, Cr, pocházející z okolních hornin (z werfenských břidlic a křemitých porfyrů, kde byly tyto prvky spektrálně dokázány). Vysvětlení pro V a Cr je dáno jejich oxydačním potenciálem. V oxydačných podmínkach větrání tvoří tyto prvky s kyslíkem komplexní anionty, které jsou velmi pohyblivé.

Tato asociace prvků a jejich stejné rozšíření může vést k závěru o stejné metalogenezi ložisek.

Ložiska v Ponikách a bližším okolí

V studované oblasti se nachází řada starých kutacích prací, které se od sebe liší různým mineralogickým složením. Většina štol je již zavalena a zasypána a pro důkladnější studium nepřístupná. Těžila se v nich většinou železná ruda. V severní části území JZ od Farbiště jsou zbytky po hornických pracích na měděné rudy. Částečně přístupné otvírky po intensivním kutání na barevné kovy a ocelek jsou v západní části území na Predbaní.

Na základě mineralogického složení rud je možno rozdělit rudní ložiska do dvou kategorií:

A. Železné rudy:

1. Jelšina (spodní)
2. Jelšina (střed)
3. Jelšina (vrch)
4. Zlatý Dielec
5. Bansko
6. Pod Rygelem (v Malé dolině)
7. Pod Žiarem
8. u Hrochotě
9. Ponická Huta

B. Barevné rudy:

1. Farbiště
2. Predbaně

Popis ložisek železných rud

Jelšina (spodní) se nachází SV od kóty 623 (asi 300 m) od obce Ponik na pokraji lesa, kde jsou staré opuštěné haldy. V lese je řada pinek a propadlých štol, ražených na styku brekciovitého dolomitu s werfenem. Z rud na haldě převládají hnědé až žlutohnědé jílovité úlomky limonitu.

Jelšina (střed) v lese Z od kóty 745 asi 100 m od křemencového lomku. Jemnozrnné křemence bývají zde proráženy žilkami mléčně zakaleného křemene se spekularitem a místy i zrnitým hematitem. Ve strání nad sutí byl nalezen výchoz těchto křemenců. Nad výchozem jsou staré kutací práce (pinky a zavalená štola), které podle haldového materiálu zasahovaly hlavně oxydační zónu a jsou charakterizovány pórovitým, silně žlutohnědým limonitem, místy tmavým a kompaktním.

Jelšina (vrch) je V od kóty 745, dnes na mýtině. Banské práce jsou zde již nepřístupné, jen ze staré zasypané štoly vytéká voda, ze které se pod haldami sráží koloidní hydroxydy železa. V lese nad haldami je řada pinek ve směru SV—JZ, které lze sledovat až do blízkosti kóty 848; východně od kóty je menší haldička s křemencovým materiálem. Na haldách převládají úlomky jemnozrnných křemenců s nepatrným množstvím úlomků porfyroidů. Z rud byly nalezeny pouze limonitické konkrece s povlaky Mn-oxydů.

Staré haldy na Bansku jižně od kóty 848 poblíž „jeskyně" v údolí od horní kyselky směrem severním. Ložisko je uloženo v porfyroidech; jeho výchoz nebyl zjištěn. V haldovém materiálu převládá mléčný křemen, proniknutý nepravidelnými žilkami hematitu ve formě spekularitu. Mimo tohoto materiálu nachází se zde lebníkovitý goethit se značným obsahem manganu a manganové oxydy.

Ložisko na Zlatém Dielci leží SV od kóty 676,4 a je podobni jako ložisko Jelšina (spodní) na styku brekciovitých dolomitů s werfenskými vrstvami. Na haldách menšího rozsahu byly kromě úlomků z okolních hornin nalezeny červenohnědé celistvé limonity, místy žlutohnědé, značně hlinité.

Ložisko pod Rygelem (v Malé dolině) je asi 400 m SZ od kóty 630 při styku andesitových tufů s amfibolity. V lese je řada pinek a menších haldiček, na kterých převládají úlomky amfibolitů a andesitových tufů se sporadicky se vyskytujícími úlomky hnědočervených limonitů.

Ložisko pod Žiarem je asi 100 m od kóty 473, kde je menší haldička s limonitickým materiálem. Kutací práce zde sloužily pravděpodobně k vyhledávání železné rudy.

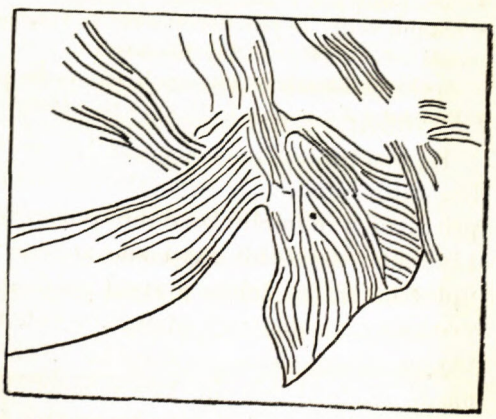
U Hrochotě jsou kutací práce v křemencích, ZSZ od kóty 590 při styku dvou údolí. V křemencích je řada menších rýh s haldičkami, na kterých jsou úlomky matně lesklých černohnědých goethitů s limonitem.

Ložisko v Ponické Hutě je přibližně na sever od obce, ve svahu ukloněném k JZ. V okolí hald jsou výchozy kavernosních brekciovitých dolomitů; nad nimi jsou neogenní štěrky, v některých místech s polohami

tufů, jak jsme zjistili v erosních rýhách v okolí kóty 577,8. Asi 700 m jižně od kóty 577,8 na planině jsou patrné štoly a řada pinek a zatopená šachta. Štoly jsou převážně směru SZ—JV. V tomto směru jsou štoly uspořádané paralelně vedle sebe. V údolí, kde protéká potok Zolna (naproti školy v Ponické Huti), vyúsťuje štola, která je v délce asi 70 m přístupná. Dále je zasutěná temně červeným jílovitým materiálem. V počátku je štola ražena. Dále postupuje ve werfenských břidlicích. Rudní vzorky z hald jsou tvořeny vesměs hydroxydy železa.

Mineralogie a geochemie železných rud

Na lokalitách Jelšina (střed) a Bansko nacházíme primární žíly a odžilky tvořené mléčně zakaleným křemenem a hematitem. Žíly zacelují pukliny a spáry v křemencích na Jelšině (tab. III 1) nebo v porfyroidech na Bansku. Žíly jsou často hluché tvořené jen mléčným křemenem. Hematit se vyskytuje převážně ve formě spekularitu, který se jeví v nábruse jako silně odrazivé lupénky. Lístečky spekularitu jsou uspořádány rovnoběžně s průběhem křemenných žilek, někdy bývají různě zprohýbané (viz obr. 1). Na Bansku silně převládá žilný křemen nad spekularitem. Na Jelšině zase spekularit je až 5 cm mocný. Na puklinách křemenců z Jelšiny byly nalezeny vedle spekularitu nepatrné nálety azuritu a malachitu. Primární minerály mědi nebyly nalezeny v žádném vzorku. F. Slavík (1939) se zmiňuje o ryzí mědi z okolí Ponik. V haldovém materiálu staré huty v Ponické Hutě jsme našli v křemencovém balvanu ryzí měď společně s mléčným křemencem a spekularitem. V nábruse jeví střed kostrovitý vývin. Vzorky materiálu mají příznaky částečného hutnění jako otavení křemenců s kousky zapečeného dřevěného uhlí. Ze vzorků železné slídy z Jelšiny (střed), Banska a nálezů z Ponické Huty byly provedeny chemické kvantitativní rozbory. Vzorek z Jelšiny byl odebrán z výchozu odžilku v blízkosti lomu. Železná slída je zde protkáná jemnými žilkami křemene, který nešel mechanickou separací kvantitativně oddělit, a tím se také projevil větší obsah SiO_2 v analyse. Obsahy Al, Ca, Mg pochází pravděpodobně též z okolních hornin. Výsledky analys ukazují, že jde prakticky o stejnorodý materiál.



Obr. 1. Lístečky spekularitu v křemenné žilce. 64× zvětšeno.

Kvantitativní chemické analysy železné slídy dávají ve všech případech větší procento konstitučně vázané vody.

	1 P. Huta	2 Bansko	3 Jelšina
H_2O do 110 °C	0,71	0,72	0,76
H_2O nad 110 °C	13,19	13,09	13,11
SiO_2	4,22	3,46	13,98
P_2O_5	3,69	0,76	0,04
Fe_2O_3	75,17	79,57	69,98
MnO	1,40	1,30	1,86
Al_2O_3	1,02	0,56	0,21
CaO	0,21	0,28	0,06
MgO	0,02	0,03	
S	0,13	0,09	0,07
	99,76 %	99,86 %	100,07 %

Z rozborů byly vypočteny tyto vzorce:

1. H_2O	13,19	14,93	0,8284	1,5
Fe_2O_3	75,17	85,07	0,5327	1,0
	88,36	100,00	— $2\,Fe_2O_3 \cdot 3\,H_2O$	
2. H_2O	13,09	14,13	0,7842	1,47
Fe_2O_3	79,57	85,87	0,5377	1,00
	92,66	100,00	— $2\,Fe_2O_3 \cdot 3\,H_2O$	
3. H_2O	13,11	15,78	0,8758	1,6
Fe_2O_3	69,98	84,22	0,5274	1,00
	83,09	100,00	— $2\,Fe_2O_3 \cdot 3\,H_2O$	

Tento problematický vodnatý kysličník železa ($2\,Fe_2O_3 \cdot 3\,H_2O$) je podobný turgitu ($2\,Fe_2O_3 \cdot H_2O$), který byl první nalezen a popsán v turinských měděných dolech na Urale, později i v Bavorsku, Westfalsku a jinde. Analysy turgitu jsou velmi rozličné v obsahu vody. Je pravděpodobné, že tyto hydrohematity z okolí Ponik jsou produktem menší nebo větší proměny hematitu.

Spektrální analysy železných slíd vedle podstatných prvků ukázaly větší příměs As z Banska a Zn a Ti z P. Huty a na všech lokalitách byly identifikovány stopy Co a Ni.

Hypergenními pochody vznikly ze železné slídy na druhotných puklinách limonitové minerály s goethitem nebo manganové minerály. Tyto proměny primárních minerálů lze dobře pozorovat na vzorcích z Jelšiny-střed a Banska. Limonity a goethit mají zde značné % manganu, neboť mangan se téměř úplně oddělí od železa a tvoří po druhotných spárách žilného křemene tenké vrstvičky až dentrity manganových minerálů barvy ocelově šedé až černé, vrypu černošedého až černého. Někdy tyto manganové minerály zasahují až do okolních hornin, kde v mocnějších trhlinách vznikají větší hnízdovité shluky s uzavřenými ostrohrannými útržky žilného křemene.

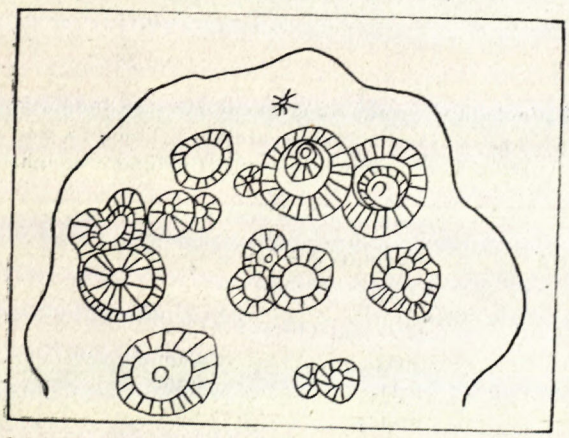
Chemickou a chalkografickou analyzou byly manganové minerály stanoveny

jako směs psilomelanu, pyrolusitu a sekundárního krevele; směs vařena s konc. H_2SO_4 barvila ji červeně a v HCl vyvíjel se chlor. V odraženém světle můžeme pozorovat na nábrusu krémově bílé oolity, které obklopuje bělošedý isotropní psilomelan. Oolity jsou tvořeny z několika koncentrických částí, z nichž některé mají radiálně paprsčitou stavbu. Radiálně paprsčité součásti zhášejí mezi zkříženými nikoly agregátně. Základní vnitřní oolity jsou často isotropní a jsou tvořeny psilomelanem. Anisotropní minerál silně převažující nad psilomelanem, byl určen jako pyrolusit (viz obr. 2). Na převahu pyrolusitu v rudní směsi ukazuje kvantitativní chemická analysa vzorku z Banska svým malým obsahem vody.

Rudní vzorek Mn minerálu — Bansko

H_2O do 110 °C	0,61 %	MnO	57,21 %
H_2O nad 110 °C	0,84 %	P_2O_5	0,90 %
SiO_2	0,44 %	CaO	0,09 %
Fe_2O_3	39,95 %	CoO	0,09 %
			100,13 %

Haldový materiál starých kutacích prací v údolí potoka Zolnica, Malé dolině, Ponické Hutě, Jelšině (spodek a vrch) je tvořen jen hydroxydy železa navzájem se od sebe málo lišících. Všeobecně jde o různé formy limonitu (Sekanina 1951; limonit bývá v novější literatuře označován jako mechanická směs hydroxydu železa s podíly konstituční i hygroskopicky vázané vody někde s nečistotami — hlínou a pod.). Tak můžeme v celku pozorovat hlavně přechody od světle žluté okrovité rozsypavé hmoty s poměrně bohatou hlinitou příměsí (viz analyzu) až k pevné, celistvé, temně hnědé látce téměř bez výhrady z čistého hydroxydu železa. Často bývají v limonitu přítomné vedlejší hlinité příměsi s klastickými úlomky křemene a okolních křemitých hornin. Velikost úlomků nepřesahuje 5 mm. Již makroskopicky lze pozorovat v méně tvrdé a místy zrnité limonitické hmotě shluky, žilky, nepravidelné útvary s charak-



Obr. 2. Anisotropní krémově bílé oolity s radiálně paprsčitou stavbou představují pyrolusit. Mezi křížovými nikoly zhášejí radiálně. Minerál, který obklopuje oolity nebo tvoří základní vnitřní oolity, je bělošedý, isotropní psilomelan. Bansko, × nikoly, 54× zvětšené.

teristickou lasturnatou odlučností. Chalkografickým rozborem byl tento materiál určen jako goethit (FeO . OH). Ve skřížených nikolech jeví se goethit složen z jemných vlákenek, která vykazují agregátní polarisaci. Na povrchu některých limonitových shluků se vedle výše zmíněných forem nachází goethit v lebníkovitém útvaru. Lepidokrokit nebyl zjištěn v žádném nábruse. Na puklinách nacházíme černou sametku. Kvantitativními chemickými analysami byl zjištěn velký obsah fosforu (viz chem. anal.). Optickým a mikrochemickým výzkumem byl zjištěn ve výbrusech limonitu a goethitu také vivianit. $Fe_3(PO_4)_2 . 8 H_2O$. Krystalky vivianitu jsou zelenomodré barvy, sloupcovité, dvojosé +, silně pleochroické. Štěpné lupénky zhášejí šikmo asi 28,7—29°. Kvantitativní chemické analysy dávají příznivé výsledky obsahu železa.

Popis analyzovaných vzorků

Jelšina (střed): Ve svahu za lesem je menší haldička s úlomky pórovitého, žlutohnědého limonotu, místy s polohami kompaktního goethitu. Z průměrného vzorku byla provedena analysa

Limonit: Jelšina — střed

H_2O do 110°	3,29	MnO	0,45
H_2O nad 110°	8,54	Al_2O_3	1,52
SiO_2	27,07	CaO	0,56
P_2O_5	0,70	MgO	0,03
Fe_2O_3	47,99	S	0,11
			100,26 %

Jelšina (spodní): na haldě převládají z rud temně hnědé celistvé limonity místy i úlomky žlutohnědého limonitu s klastickými úlomky kvarcitu. V limonitu jsou polohy radiálně paprsčitého goethitu. Analysa A ze vzorku temně hnědého limonitu, analysa B ze směsi limonitu a goethitu.

Limonit: Jelšina — spodní A

H_2O do 110°	1,97
H_2O nad 110°	11,18
SiO_2	2,90
P_2O_5	4,44
Fe_2O_3	66,65
MnO	6,05
Al_2O_3	5,61
CaO	1,01
MgO	0,14
S	0,21
	100,16 %

Limonit: Jelšina — spodní B

H_2O do 110°	1,88
H_2O nad 110°	11,41
SiO_2	2,86
P_2O_5	4,39
Fe_2O_3	70,09
MnO	3,01
Al_2O_3	4,29
CaO	0,75
MgO	1,05
S	0,23
	99,95 %

Ponická Huta: Na haldách je zastoupen převážně goethit. Někde jsou úlomky křemene slabě proniknuty různými žilkami. Časté jsou přechody mezi čistou rudou a křemenci. Analysa A z celistvého matně lesklého limonitu, analysa B z křemité brekcie s limonitovým tmelem.

Limonit: Ponická Huta A		Křem. brekcie, limonit. tmel: Pon. Huta B	
H_2O do 110°	0,91	H_2O do 110°	0,61
H_2O nad 110°	9,75	H_2O nad 110°	5,34
SiO_2	8,38	SiO_2	49,08
P_2O_5	3,13	P_2O_5	1,48
Fe_2O_3	65,91	Fe_2O_3	36,11
MnO	0,32	MnO	1,68
Al_2O_3	9,32	Al_2O_3	4,24
CaO	2,04	CaO	1,76
MgO	0,32	MgO	0,09
S	0,19	S	0,09
	100,25 %		100,48 %

Zlatý dielec: Na haldách kromě úlomků hornin se nacházejí temně hnědé goethity a místy žlutohnědé limonity. Pro analysu byl vzat vzorek temně hnědého až černého goethitu.

Limonit: Zlatý dielec		Limonit: Údolí Zolnica	
H_2O do 110°	2,49	H_2O do 110°	1,91
H_2O nad 110°	12,52	H_2O nad 110°	9,66
SiO_2	2,63	SiO_2	11,46
P_2O_5	0,90	P_2O_5	3,47
Fe_2O_3	75,25	Fe_2O_3	70,45
MnO	1,24	MnO	0,42
Al_2O_3	3,42	Al_2O_3	2,21
CaO	0,51	CaO	1,71
MgO	0,61	MgO	0,06
S	0,39	S	0,17
	99,96 %		101,52 %

Údolí Zolnica: Vzorky byly odebrány ZSZ kóty 590. Na menších haldičkách kromě hlušiny (křemence) je hojnost různých úlomků matně lesklých, temně červenohnědých limonitů. V okolí kóty 590 na kontaktu křemenců s andesitovými tufy byly nalezeny úlomky jaspisu. Pro analyzu byl vzat vzorek temně červenohnědého limonitu.

Jakost rudy se zvyšuje s obsahem manganu, který dosahuje ve vzorku Jelšina (spodní) B 3,01 % MnO, Jelšina (sp.) A dokonce 6,05 % MnO. Nepříznivý je značný obsah P_2O_5 (od 0,70 % do 4,44 %); obsah síry je pod hranicí škodlivých příměsí.

Spektrální analysy limonitu (tab. sp. anal. 154) ukázaly, že ve všech analyzovaných vzorcích jsou stopy titanu, vanadu, zinku a mědi. Mimo lokalitu Jelšina (střed) byl nikl dokázán ve všech vzorcích ve stopách a ve

TABULKA SPEKTRÁLNÍCH ANALYS Fe - RUD

ČÍS ANAL.	MINERÁL SMĚS MINER.	LOKALISACE VZORKŮ	ZJIŠTĚNÉ OBSAHY PRVKŮ				
			» 1 %	1 - 0,1 %	0,1 - 0,01 %	« 0,01 %	PROBLEMAT.
1	LIMONIT	JELŠINA ST.	Al, Ca, Fe, Si,	Mn,	Cu, Mg, Ti.	V, Zn,	Co,
2	LIMONIT A	JELŠINA SP	Al, Ca, Fe, Si, Mn,	Mg,	Cu, Ti,	Ni, V, Zn,	
3	LIMONIT B	JELŠINA SP	Al, Ca, Fe, Si, Mn, Mg,		Cu, Ti,	Ni, V, Zn,	
4	LIMONIT	PONICKÁ HUTA	Al, Ca, Fe, Mn, Si,	Mg,	Cu, Ni,	Ti, Cr, V, Zn,	
5	KŘEM BREKC S LIM TMELEM	PONICKÁ HUTA	Al, Ca, Fe, Mn, Si,		Cu, Mg, Ni, Ti,	Co, Cr, V, Zn,	
6	LIMONIT	ÚDOLÍ ZOLNICE	Ca, Al, Fe, Mn, Si,		Cu, Mg, Ni,	Co, Ti, V, Zn,	
7	LIMONIT	ZLATÝ DIELEC	Al, Ca, Fe, Mn, Si,	Mg,	Cu,	Co, Ni, Ti, V, Zn,	
8	LIMONIT	ČUDANOVO	Al, Ca, Fe, Si,	Mg, As,	Cu, Mn	Co, Ga, Ni, Pb, Ti, V, Zn,	Cr,
9	SPEKULARIT	JELŠINA	Ca, Fe, Mn, Si,	Al,	Cu, Mg,	Ni,	Bi, Co,
10	SPEKULARIT	BANSKO	Ca, Fe, Mn, Si,	As,	Al, Mg,	Co, Ni,	Bi,
11	SPEKULARIT	PONICKÁ HUTA HALDA	Ca, Fe, Mn, Si,	Al, Cu, Mg,		Co, Ni, Ti, Zn,	Bi,
12	RUDNINA Mn MINERÁLŮ	BANSKO	Fe, Mn,	Ca, Co, Ba,	Cu, Mg, Si,	Ag, As, Bi, Cr, Ni, Pb, Ti,	Au, Mo, Sn,

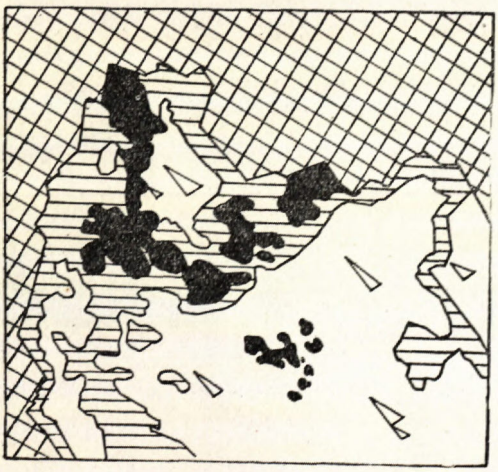
větších příměsech v limonitech z Ponické Huty a z údolí Zolnica. Co byl stanoven ve čtyřech vzorcích (viz spektrální analyzy). Tělesa železných rud, jak již bylo výše uvedeno, tvoří primární žíly, které se hypergenními pochody měnily v sekundární produkty Fe vázány na křemence. Ve větších rozměrech se nacházejí tato ložiska ve vápencích a dolomitech ve tvaru nepravidelných shluků, čoček a žil.

Ložiska barevných kovů

Ložisko barevných kovů bylo zjištěno nedaleko kóty 519 západně od obce Poniky ve tmavých až tmavošedých gutensteinských vápencích, které zde tvoří kruh táhnoucí se směrem na Drienok. V podloží jsou werfenské břidlice s konkordantně uloženými křemitými porfyry.

Štoly jsou z části přístupné, často s krasovými fenomeny. Na JZ od Predbaní vytéká podzemní krasový potok, ze kterého byl odebrán vzorek vody č. 7. Na poměrně malém území je celá řada štol, které však nejsou nikdy propojeny. Jednu z největších štol jsme orientačně zmapovali a odebrali vzorky pro chalkografické studium (viz přiloženou mapku). Na celém svahu Predbani jsou haldy převážně z gutensteinských vápenců a v menší míře werfenských břidlic; převládají zde sekundární minerály hlavně azurit a malachit.

Makroskopicky i mikroskopicky byly zjištěny tyto nerosty: *siderit-ankerit, křemen, pyrit, galenit, ankerit* II. Drcený *siderit* je často proniknut vápencem a ružovým rhodochrositem. Z druhotných minerálů jsou to *cerussit, covellin, azurit, malachit, limo-*



Obr. 3. Resorbce galenitu cerussitem (čárkované = cerussit, bílé = galenit, čárkované křížkem = uhličitan, černé = = pyrit). 160× zvětšené.



Obr. 4. Čárkované = křemitý porfyr, bílé = smolná ruda měděná, černé = korodovaná zrnka gelenitu. Zvětšeno 50×.

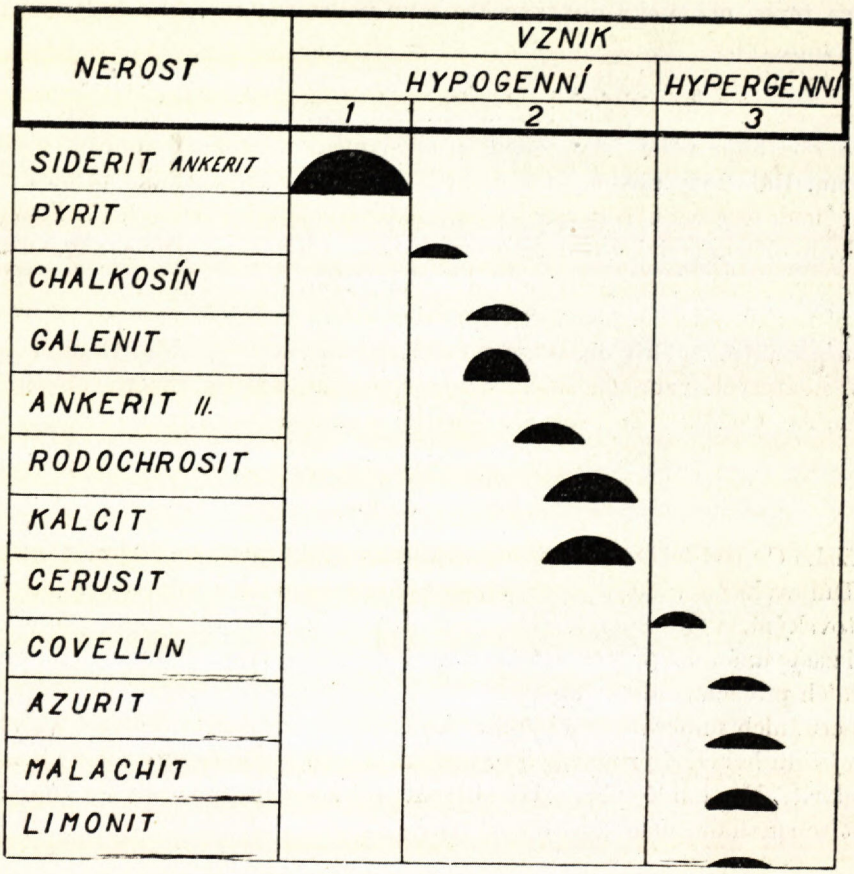
TABULKA SPEKTRÁLNÍCH ANALYS BAREVNÝCH KOVŮ:

ČÍS. ANAL	MINERÁL - SMĚS MINER	LOKALISACE VZORKŮ	ZJIŠTĚNÉ OBSAHY PRVKŮ				
			» 1 %	1 - 01 %	01 - 001 %	« 001 %	PROBLEMAT.
1	GALENIT	PŘEDBANĚ	Pb.	Ag, Cu, Fe,	Al.	As, Si, Zn	
2	GALENIT	PŘEDBANĚ	Pb,	Ag, Cu, Fe,	Zn,	Si,	As,
3	CHALKOSIN + GALENIT	PŘEDBANĚ	Cu, Pb,	Ag,	Fe,	Si Zn,	Mn,
4	SIDERIT	PŘEDBANĚ	Ca, Fe, Mn,	Mg, Pb, Si,	Cu, Zn	Ag, Al As, Au, Co	
5	LIMONIT - SMOLNÁ RUDA	FARBIŠTĚ	Co, Cu, Fe, Mn, Si,	Al, Ca, Mo, Pb,	As, Ba, Ti, V,	Ag, Au, Bi, Cd, Co, Ni, Sb, Sn, Zn,	Be, Ca, In, Sr,

nit. Nejstarším minerálem je zde siderit žlutohnědé barvy, v HCl šumí za tepla; chemicky dokázáno Fe jako podstatný prvek vedle menšího obsahu Mg, Mn a P*. Tvoří zrnitá nepravidelná hnízda ve vápencích. Vyplňuje také dislokace hlavně směru SSZ—JJV nebo SV—JZ, kde je již částečně limonitizován. Siderit ankerit je často drcený a znovu proniknutý nejmladším kalcitem a rhodochrositem a tvoří tak brekciovitou žilnou výplň.

Nerosty druhé krystalizační periody vznikaly za vyšších teplot než siderit a obsahují kromě křemene hlavně sulfidické rudní minerály. Nejstarší minerál druhé krystalizační periódy je *pyrit*, který nikdy nebyl nalezen v idiomorfním vývinu; je často silně korodován a zatlačován mladším *galenitem* (tab. III/2). Hranice galenitových zrn je nejčastěji ostře omezená

Schema sukcese nerostů na Predbaních



* Siderit určen jen kvantitatívně; nevylučujeme ankerit s vetším obsahem Fe.

oproti uhličitanu a někdy galenit uzavírá uhličitany, vytváří se často *cerussit*, který jej resorbuje (tab. III/3). Zrna galenitu jsou velikosti od 42 μ do 2—3 mm. Měřením ve všech nábrusech byla zjištěna průměrná velikost zrnek 660 μ. Ve dvou případech byl v nábrusech zjištěn s galenitem srostlý *chalkosin*, o něco méně odrazivý než galenit s jemným odstínem do modra. Mezi zkříženými nikoly je isotropní. Mikrochemickými reakcemi a spektrálně byla dokázána měď a olovo jako podstatné prvky. V nábruse je zatlačován *covellinem*. Přeměnou sideritu a chalkosinu vzniká sekundární limonit s větším obsahem mědi a další sekundární minerály jako *azurit a malachit*, které vytváří okolo korodovaných zrn isotropního chalkosinu rytmicky vylučované ledvinité útvary (tab. III., obr. 4).

Ankerit II (žlutavé barvy, v HCl šumí již za studena, chemicky dokázán Ca, Mg, Fe) tvoří často idiomorfní zrna a je s rhodochrositem (ružový, v HCl šumí za tepla, chemicky dokázán Mn jako podstatný prvek) a kalcitem nejmladší minerál.

Spektrální analyzy byly provedeny ze tří vzorků vyseparovaného galenitu a směsi chalkosinu s galenitem a sideritu; galenit je stříbronosný. Vedle stříbra obsahuje větší heterogenní příměs mědi a stopové množství zinku a arsenu. Dále byly zjištěny Ca, Fe, Si, Al, které zde jsou jako příměsi způsobené nedostatečnou separací (pyrit, siderit, okolní horniny). Chalkosin + + galenit obsahuje jako podstatné prvky Cu, Pb a větší příměs Ag. Obsahy Pb a Ag jsou způsobeny jemnými inklusemi galenitu v chalkosinu (tab, III/4). Ostatní prvky náleží k příměsem způsobeným nedostatečnou separací, stejně jako u galenitu. Siderit obsahuje podstatné množství Mg, Mn, Ca a stopové Co. V některých vzorcích sideritu byl chemicky zjištěn značný obsah Mn. Ag, As, Au, Cu, Pb a Zn tvoří akcesorické zrudnění v sideritu.

Farbištia

Ložisko Cu rud leží v severní části zkoumaného území, asi 300 m Z od kóty 647 (Dúbravka) a V od osady Ponická Lehota, nejblíže měďnatým ložiskům lubietovským, v křemitých porfýrech. Štola, která vychází na povrch, je zčásti zasypaná a až po ústí zatopená vodou. Staré mapy, nebo nějaká zmínka o dulních pracích se nezachovaly.

Z nerudních minerálů se objevuje křemen a v menším měřítku v idiomorfním vývinu baryt. Z primárních rudních minerálů je zde v nepatrném množství spekularit. Na haldě převládají hlavně sekundární minerály — malachit, azurit se smolnou měděnou rudou.*

---

* Označujeme podle klíče V. Rosického (1939). Je to limonit s větším obsahem mědi.

Malachit tvoří hlavně povlaky nebo se vyskytuje v plochých kulovitých radiálně paprsčitých agregátech s ledvinitým povrchem; azurit jen v podřadném množství, obyčejně v drobných povlacích práškovitého charakteru.

Smolná ruda měděná tvoří kusovité agregáty nebo povlaky smolného lesku. Často tvoří tmel ostrohranným úlomkům křemitého porfyru. V nábrusovém materiálu lze pozorovat ostrohranné úlomky křemitého porfyru stmeleného limonitem, ve kterém se ojediněle vyskytují silně odrazivá, od okrajů korodovaná zrnka galenitu (viz obr. 4). Chemická analysa smolné měděné rudy byla provedena společně s hlušinou, protože nebylo možné bezpečně vyseparovat čistou rudu.

Podle výsledků chemické analyzy vykazuje tato ruda oxydační zóny i při značném nerozpustném zbytku vysoké procento Mn, Cu a Co, proto by si ložisko zasluhovalo důkladnějšího studia. Asociace prvků značných koncentrací (Cu, Co, P) ukazují na příbuznost této lokality s ložisky v Lubietové. Větší příměs tvoří také Pb, V, méně Ag, Au, Ba, Bi, Cd, Cr, Ni, Sb, Sn, Ti a Zn. Asociace těchto prvků charakterizuje ložisko jako vysoko temperované.

Celková H_2O	5,55		
ner. zbytek	61,72	CuO	3,66
Fe_2O_3	19,37	CoO	1,04
MnO	7,50	PbO	0,62
P_2O_5	0,26	S	0,22
			99,94 %

Úvahy ke genezi rudních ložisek v okolí Ponik

Studovaná oblast leží v nejzápadnější části Slovenského Rudohoří, Hromádkou označovaném jako Veporské Rudohoří.

V okolí Ponik se vyskytují tato rudní ložiska a rudní indicie:

Spekularit v permských porfyroidech (někdy ojedinělé nálezy v permských arkosách) a spodnotriasových křemencích. Siderit-ankerit s Pb a Cu rudami v střednotriasových (gutensteinských) vápencích. Ložisko Fe, Cu, Co, Pb na Farbišti je v křemenném porfyru. Ložiska sekundárních Fe minerálů byly zjištěny hlavně na styku buničnatých dolomitických vápenců s werfenskými břidlicemi (Jelšina sp., Ponická Huta, Zlatý Dielec).

Nejlépe jsme mohli studovat zrudnění v gutensteinských vápencích, ve kterých jsou doposud ještě přístupné staré hornické práce. Siderit-ankeritová rudní tělesa, pokud jsme je mohli sledovat ve spodní části ložiska (štola, která je horizontálně nejníže položena), jsou rozdrcena a vyhojena mladším kalcitem a rhodochrositem a vytvářejí tak brekciovitou texturu. Zrudnění Pb, Cu v této spodní části ložiska je velmi sporadické. Směrem do nadloží zrudnění Pb, Cu přibývá a dosahuje v horizontálně nejvýše položené štole

svého maxima a jemně impregnuje i okolní vápence. Textura siderit-ankeritových těles ve svrchních partiích je zrnitá (velikost zrna až 2,5 mm), bez silnějšího drcení. Dislokace směru SSZ—JJV nebo SV—JZ jsou často vyplněny silně limonitizovaným sideritem. Dislokační výplně bývají také zrudněny galenitem; pokud jsme je mohli sledovat na všech otevřených štolách, nezjistili jsme žádné větší příčné dislokování a posuny. Sideritická formace je mladší než střední trias, do kterého zrudnění vnikalo. Větší část siderit-ankeritových čoček je jen nepatrně tektonicky porušena, je teda mladší než poslední silnější vrásnění. Vznik sideritové formace můžeme proto zařadit do střední až svrchní křídy, co podporují i názory V. Zoubka (1937).

Ložisko Cu, Co, Pb, Fe na Farbišti zjištěno v křemitém porfyru svým charakteristickým obsahem některých prvků (Cu, Co, As, P) je podobné ložiskům ľubietovským. Asociace některých prvků (viz spektrální a chemické analyzy) ukazuje na ložisko vysoko temperované.

Staré práce sekundárních železných rud a spekularitu jsou většinou již nepřístupné, a proto jsme je nemohli důkladněji prostudovat. Žíly spekularitu z výchozu Jelšina (střed) a z haldového materiálu jsou podle makroskopického pozorování jen nepatrně tektonicky porušeny (viz obr. 1 a tab.III/1). Zrudnění těchto hornin pravděpodobně nastalo až po jejich metamorfose.

F. Ulrich (1928) předpokládá, že hematitové rudní žíly ve Spišsko-gemerském Rudohoří vznikly pneumatolytickými pochody. V. Zoubek (1928, 1937, 1953) vysvětluje vznik hematitu, křemene i žil sideritické formace laterální sekrecí. J. Kamenický (1953) přičítá vznik hematitových ložisek z okolí Velkého Folkmára pneumatoliticko-hydrotermálním pochodům. Nevylučuje však možnost přínosu materiálu z oblasti povrchového větrání, nejspíše ze sideritových ložisek.

Genese sekundárních ložisek železných rud (limonit-goethit) dala by se vysvětlit descendenčním typem ložisek, a to tak, že roztoky obsahující rudní složky, se vysrážely v puklinách a dutinách, kde vytvořily nepravidelné polohy. Z tohoto předpokladu by ovšem vyplývalo, že tato ložiska by byla velmi nepravidelná (hlavně v Ponické Huti). Možný je však také výklad, že ložiska limonitu představují železné klobouky, které vznikly oxydací primárních sideritových čoček.

V historických záznamech o ložiskách v okolí Ponické Huty se uvádí, že vedle limonitu obsahují tato ložiska hematit a siderit.

Porovnáme-li výsledky chemických analys spekularitu a sideritu, je u obou nápadný vysoký obsah Mn a P. Podobné výsledky nám dávají sekundární minerály (limonit, goethit). Hydrochemická prospekce ukázala, že v celé rudní oblasti Ponik je prakticky stejná asociace prvků. Metalogeneze železných rud (limonitu, sekundární produkt po sideritu?, spekularitu) odpovídá svým stářím pravděpodobně siderit-ankeritové formaci (Predbaně).

LITERATÚRA

[1] Ahlburg J., 1913: Über die Natur und das Alter der Erzlagerstätten des oberungarischen Erzgebirges. Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anstalt, XX, 7. — [2] Andrusov D. — Matějka A., 1931: Apercu de la géologie des Carpates occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. Knih. SGÚ 13 A, Praha. — [3] Andrusov D., 1936: Subtatranské příkrovy v Západních Karpatech. Carpatica I., Praha. — [4] Andrusov D., 1938: Geologie Slovenska, Praha. — [5] Andrusov D. — Zoubek V., 1953: Kolektiv „Západný gemer" 1951. Zprávy o geologickom výskume západogemerskej oblasti. Geol. sbor. IV, 3—4, Bratislava. — [6] Bartels W., 1910: Spateisenerzlagerstätten des Zipser Komitates in Oberungarn. Archiv f. Lagerstättenforschung, Berlin. — [7] Böhmer M., 1956: Ložiskové pomery oblasti Kremnice. Geol. sbor. VII, 1—2, Bratislava. — [8] Cambel B. — Valach J., 1956: Granitoidné horniny v Malých Karpatoch, ich geológia, petrografia a petrochémia. Geol. práce, Zoš. 42, Bratislava. — [9] Dana J. D. — Dana E. S.: Sistema mineralogii. Ruský překlad, Moskva 1952. — [10] Grenar A. — Kotásek J., 1956: Výskyt křemitých porfyrů ve werfenu Chočského příkrovu na SSZ od Ponik. Geol. práce, Zprávy 8, Bratislava. — [11] Hromádka J., 1943: Všeobecný zemepis Slovenska. Slov. vlastiveda zv. 1, Bratislava. — [12] Hynie O., 1923: Montanisticko-geologické poměry rudního obvodu Starohorsko-španiedolinského na Slovensku. Sbor. SGÚ, III, Praha. — [13] Ilavský J., 1951: Povaha rudných žíl v Spišsko-gemer. rudohorí. Uhlí—rudy I, 5, Praha. — [14] Ivanov M., 1953: Geologicko-petrografické a rudné pomery v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria medzi Kluknavou a Žakarovcami. Geol. sbor., IV, 3—4, Bratislava. — [15] Kamenický J., 1953: Príspevok k poznaniu hematitových ložísk v okolí Veľkého Folkmára. Geol. sbor. IV, 1—2, Bratislava. — [16] Kamenický J., 1956: Vulkanizmus Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. sbor. VII, 1—2, Bratislava. — [17] Kettner R., 1927: Předběžná zpráva o dosavadních geologických výzkumech v Nízkych Tatrách. Rozpr. II, tř. čes. akad. XXXVI, Praha. — [18] Kettner R., 1927: Poznámka k příkrovu nízkotatranskému. Věst. SGÚ, III, Praha. — [19] Kettner R., 1937: Geologická stavba severního svahu Královy Holy v okolí Liptovské Tepličky. Rozpr. II. tř. Čs. akad. XLVII, Praha. — [20] Kettner R., 1937: Geologické poměry v okolí Vernáru na Slovensku. Rozpr. II. tř. Čs. akad. XLVII, Praha. — [21] Kotásek J., — Grenar A. — Kudělásek V., 1954: Zpráva o geologickém mapování v okolí obce Poniky s ohledem na staré kutací práce. Archiv GÚDŠ, Bratislava. — [22] Koutek J., 1931: Geologické studie na severozápadě Nízkych Tater. Sbor. SGÚ IX, Praha. — [23] Koutek J. — Zoubek V., 1936: Zpráva o geologických studiích a mapování v okolí Bratislavy. Věst. SGÚ XII, Praha. — [24] Kordiuk B., 1941: Junge Granite und Vererzung des slowakischen Erzgebirges. Zentralblatt f. Min. Geol. u. Pal. Abt. 1941/B, Stuttgart. — [25] Matějka A., 1930: O nové tektonické jednotce v centrálních Karpatech Československ. Věst. SGÚ VI, Praha. — [26] Papp K., 1919: Eisenerz und Kohlenvorräte des Ungarischen Reiches. Budapest. — [27] Šalát J., 1954: Petrografia a petrochémia eruptívnych hornin v oblasti Hodruša—Výhne. Geol. práce, Zoš. 39, Bratislava. — [28] Sekanina J., 1951: Nerosty železného klobouku od Nové Vsi na severní Moravě. Práce Moravskoslezské akad. věd. přírod., XXIII, 5, Brno. — [29] Schönenberg R., 1947: Plutonismus und Metallisation in der Zipser Zone (Karpathen). Ztsch. d. Deutsch. geol. Ges. 99. Berlin — [30] Slavík F., 1939: Nerostopis a ložiska užitkových minerálu Slovenska. Praha. — [31] Uhlig V., 1903: Über die Tektonik der Karpathen. Sitzber. d. k. Akad. d. Wiss. CXVI, Wien. — [32]

Uhlig V., 1930: Bau und Bild der Karpathen. Wien. — [33] Woldřich J., 1927: K stratigrafii paleozoika Slov. Rud. v Karpatech a poznámky k stáří některých jeho rudních ložisek. Práce Moravskoslezské přírod. spol., IV, 1, Brno. — [34] Zepharovich V., 1858—1872: Mineralogisches Lexikon. Wien. — [35] Zoubek V., 1928: Geologické studie z pohoří Veporu na Slovensku. Věst. SGÚ IV, Praha. — [36] Zoubek V., 1930: Geologické studie z kořenové oblasti subtatranské a zon sousedních jižně od Podbrezové. Věst. SGÚ VI, Praha. — [37] Zoubek V., 1931: Tektonická skizza širšího okolí Brezna nad Hronem, Věst. SGÚ, VII, Praha. — [38] Zoubek V., 1932: Předběžná zpráva o mapování na listě V. Revúca. Věst. SGÚ VIII, Praha. — [39] Zoubek V., 1935: Tektonika Horehroní a její vztahy k vývěrům minerálních zřídel. Věst. SGÚ XI, Praha. — [40] Zoubek V., 1936: Poznámky o kristaliniku západních Karpat. Věstník SGÚ XII, Praha. — [41] Zoubek V., 1937: Dva nálezy rud v mesozoiku Ďumbierské zóny. Věst. SGÚ XIII, Praha.

J. KOTÁSEK—J. KUDĚLÁSEK

ZUR GEOLOGIE UND METALLOGENESE DES SUDWESTLICHEN TEILES DER VEPORIDEN

Das studierte Gebiet liegt im westlichen Teil des Slowakischen Erzgebirges in Veporiden bei der Gemeinde Poniky, SW der Stadt Banská Bystrica.

Stratigraphie

Das Kristallin ist im studierten Gebiet im grösseren Masse nich aufgeschlossen. Es wurde im Einschnitt des Tales Veľká Dolina (Zolná—Bach) und im Malá Dolina festgestellt und bildet den Kern der Antiklinale, die in NO—SW Richtung verläuft. In seinem Hangenden kommen Arkosen, Schiefer und Porphyroide des Perm vor; weiter nach oben folgt dann die untertriassische Schichtfolge mit Konglomeraten an der Basis. In NO Richtung setzt die Antiklinalachse südlich der Gemeinde Povrazník fort.

Die *Kristallin—Schiefer* sind überwiegend durch Amphibolite vertreten, die von Quarzaderchen durchdrungen sind. Einzelne Partien sind nicht selten migmatitisiert.

NW der K. 735, cca 400 m in der Talbiegung des Baches Zolna kommt auf einer ziemlich kleinen Fläche ein Dioritkörper wenig gerichtet, vor, und in seiner Umgebung die Pegmatitblöcke mit überwiegenden Feldspatkomponenten (K-Feldspat und Plagioklas). Westlich des Dioritkörpers treten biotitische Gneise auf, die mit muskovit-granat-chloritischen Glimmerschiefern wechsellagern.

Perm bildet im studierten Gebiet eine Hüllenserie des Kristallins und ist durch Arkosen (von Verrucano-Typus) vertreten. Zum Perm gehört auch ein hellgrauer Porphyroidstreifen.

Die Untertrias der Wurzelzone ist durch eine Quarzschichtfolge gebildet, welche den Verrucano-Ablagerungen und teilweise auch dem Kristallin diskordant aufliegen. An der Basis kommen Konglomerate vor mit gut abgerundeten Geröllen, überwiegend aus Quarzmaterial, stellenweise auch mit Quarzit-, Sandstein und Schiefer.

Der Konglomeratenhorizont geht in die hangende Quarzitschichtfolge, stellenweise sogar in Sandsteine über. Quarzite bilden Lagen überwiegend hellgrauer Farbe. Das Bindematerial ist aus Quarz, Ton und Fe-Material. Quarzite gehen allmählich in grünliche und rötliche sandigtonige Werfenschiefer mit Quarziteinlagen über. Diese pelitischen Sedimente, stellenweise kalkig mit häufigem klastischen Glimmer bilden den obersten Teil der untertriassischen Schichtfolge.

Mesozoikum der subtatrischen Decke. Nördlich und westlich der Wurzelzone fängt die Choč-Decke mit einer Werfenschichtfolge aus pelitischen Sedimenten an, die aus kalk-sandigen Schiefern mit klastischem Glimmer gebaut sind.

Die Werfenschiefer der Choč-Decke sind durch ihre Effussivergusse charakteristisch. Im studierten Gebiet sind die rötlichen Quarzporphyre anwesend.

Im Hangenden des Werfens kommen starke Lagen von dunklen Gutensteiner Kalken (Anisien) vor, während Ladin durch Dolomite vertreten ist. Am tektonischen Kontakt des Mesozoikums der Choč-Decke mit der Veporiden-Einheit kommen zellige Dolomit-Kalke vor.

N e o g e n. In einer ziemlich seichten Bucht des neogenen Meeres wurden aus Quarziten, Porphyroiden, Kalken und Gneisen zusammengesetzte Kiese abgelagert, deren Gerölle gut abgerundet sind. Im Liegenden kommen Tuffite vor, die mit tonigen, mergeligen und sandigen Lagen wechsellagern.

Südwestlich der Gemeinde Dúbravica sind unregelmässige neogene dünnblättrige weisse Diatomitlagen anwesend. Unweit von Dúbravica wurden auch kleinere Lignitflöze (etwa 0,5—1 m mächtig) festgestellt.

T e k t o n i k

Das Gebiet der Umgebung von Poniky stellt die westliche Fortsetzung der Veporiden-Einheiten, und zwar der Lubietová- und Kraklov-Einheit, dar; in diesem Gebiet wird die mächtige Antiklinale brachyantiklinal gesperrt, deren Achse verläuft in NO—SW Richtung und ist auch ausser dem studierten Gebiet nach Lubietová verfolgbar. Südlich dieser Antiklinale nach Hrochoť ist in der Synklinale kleiner Dolomitkörper eingewalzt.

Inmitten der Antiklinale sind kristalline Schiefer, vertreten durch Amphibolite, Gneise, Glimmerschiefer und kleinere Vorkommen von Dioritkörpern, anwesend.

Eine mächtige längsgerichtete NO—SW Störung hatte die Senkung des südöstlichen Teiles der erwähnten Antiklinale zu Folge. Diese mächtige nach Nordwesten fortlaufende tektonische Linie stellt sehr wahrscheinlich die Fortsetzung der Osrblie—Hronectekt. Linie dar. Daraus würde dann folgen, dass diese Linie im studierten Gebiet die Grenze zwischen zwei tektonischen Einheiten, d. h. zwischen der Lubietová- und Kraklov-Einheit, bilden könnte; beide Einheiten würden dann eigentlich der erwähnten Antiklinale angehören.

H y d r o g e o c h e m i e. Die Lagerstättenwässer sind mässig sauer mit einem durchschnittlichen pH-Wert um 6,1, was wahrscheinlich durch die Oxydation der Sulphide hervorgerufen war. Bei den Mineralwässern liegt der pH-Wert bei 5,4. Es wurden in allen Wässern der Lagerstätten ähnliche Elemente festgestellt, und zwar: Ag, As, Ba, Ca, Co, Cu, Fe, Mg, Mn, Pb und teilweise auch Zn (siehe Tabellen im tschechischen Text). In den Mineralwässern sind Ag und Co nicht vertreten.

D i e L a g e r s t ä t t e n i n P o n i k y u n d U m g e b u n g

In meisten Bergbaustätten wurden Fe-Erze und im nördlichen Teil auch Cu-Erze abgebaut. Auf Grund der mineralogischen Zusammensetzung können die Erzlagerstätten in zwei Gruppen eingeteilt werden, und zwar a) Fe-Erzlagerstätten; b) Farbmetallenlagerstätten.

Die Fe-Erzlagerstätten: Jelšina (Mitte) und Bánsko werden in primären Gängen aus dem milchweissen Quarz und Hämatit gebildet. Hämatit kommt meistens in Form von Fe-Glimmern vor. Durch hypergene Prozesse entstanden aus Fe-Glimmern die Limonit-Mineralien. Ausserdem kommen da auch sekundäre Mangan-Mineralien vor (Psilomelan, Pyrolusit und der sekundäre Roteisenstein). An übrigen Stellen handelt es sich

meistens um Fe-Oxyde. In Dünnschliffen der Erzproben wurde Limonit, Goethit und auch Vivantit festgestellt. Laut Spektralanalyse sind in allen Proben Spuren von Ti, V, Zn und Cu anwesend.

Buntmetallenlagerstätten. Predbane — westlich der Gemeinde Poniky. Die Lagerstätte befindet sich in dunklen bis dunkelgrauen Gutensteiner Kalken; es überwiegen Siderit—Ankerit, aber anwesend sind auch Pyrit, Gallenit, Ankerit II. Von sekundären Mineralien sind es: Cerussit, Covellin, Azurit, Malachit und Limonit. Siderit, oft zermalmt, besitzt eine brekziöse Textur. Gallenit ist silberhaltig und weist auch eine heteromorphe Beimengung von Cu und Spurengehalt von Zn und As auf.

Die Lagerstätte Farbište liegt in Quarzporphyren, welche die konkordanten Lagen in Werfenschiefern bilden. Von primären Erzmineralien wurde lediglich Fe-Glimmer festgestellt. Sekundäre Mineralien sind durch Malachit, Azurit und Cu-Pecherz vertreten; im letzteren wurde ein ziemlich hoher Co-Gehalt festgestellt. Malachit bildet Überzüge oder radialstrahlige Aggregate.

Zur Genese der Erzlagerstätten von Poniky

Das studierte Gebiet, von Hromádka (1956) als Vepor-Erzgebirge bezeichnet, liegt am westlichen Ende des Slowakischen Erzgebirges. Am besten wurde die Vererzung in Gutensteiner Kalken studiert, wo sie dank alten Bergbauarbeiten zugänglich ist.

Die Siderit—Ankerit-Erzkörper sind zermalmt und meistens durch den jüngeren Kalzit und Rhodochrosit verkitten, eine Brekziöse Textur bildend. Die Pb, Cu-Vererzung kommt in den tieferen Lagen der Lagerstätte nur sporadisch zum Vorschein. Dem Hangenden zu wird sie aber reicher und impregniert auch die umliegenden Kalke. In diesen höheren Lagen ist die Textur der Siderit—Ankeritkörper körnig ohne intensivere Zermalmung. Die NNW—SSO oder NO—SW-Dislokationen sind sehr oft durch den stark limonitisierten Siderit ausgefüllt. Diese Sideritformation ist jünger als die Mitteltrias, die auch von Vererzung ergriffen war. Die überwiegende Mehrheit der Siderit-Linsen ist nur unbedeutend tektonisch beansprucht, was dafür spricht, dass diese Formation jünger ist als die letzten stärkeren Faltungsprozesse dieses Gebietes. Wir können sie deshalb etwa in die Mittel bis Oberkreide legen, was auch den Ansichten V. Zoubek's (1937) entsprechen dürfte.

Die Cu, Co, Pb und Fe-Lagerstätte Farbištie wurde im Quarzporphyr festgestellt und ist durch ihren charakteristischen Gehalt einiger Elemente (Cu, Co, P, S) den Lagerstätten von Ľubietová ähnlich. Aus der Assoziation einiger Elemente (siehe Spektral- und chemische Analysen) schliessen wir, dass es sich um eine hochtemperierte Lagerstätte handelt.

Die Genesis der sekundären Fe-Erzlagerstätten (Limonit—Goethit) könnte durch den descendenten Lagerstättentypus erklärt werden. Die Erzkomponenten enthaltende Lösungen wurden in den Klüften und Höhlungen ausgeschieden, wo sie unregelmässige Lagen gebildet haben. Daraus würde aber folgen, dass diese Lagerstätten sehr unregelmässig seien (hauptsächlich in Ponická Huta). Es ist aber auch nicht ausgeschlossen, dass die Limonitlagerstätten eigentlich sog. Fe-„Hüte" darstellen, die durch die Oxydation der primären Sideritlinsen entstanden. Aus chemischen Analysen des Spekularits und Siderits ist ein ziemlich hoher Mn und P-Gehalt auffallend, ähnlich wie bei den sekundären Mineralien (Limonit—Goethit). Im ganzen Erzgebiet von Poniky wurde praktisch eine ziemlich ähnliche Assoziation der Elemente festgestellt.

Die Metallogenese der Fe-Erze (d. h. des Spekularits und Limonits — falls wir annehmen dass er als sekundäres Produkt nach dem Siderit entstanden war), entspricht altersmässig wahrscheinlich der Siderit-Formation von Predbane.

MICHAL MAHEĽ*

NIEKOĽKO NOVÝCH POZNATKOV Z CHOČSKEJ JEDNOTKY V STRÁŽOVSKEJ HORNATINE

Chočská séria patrí v centrálnych Karpatoch k jednotkám, ktorých stratigrafia nie je dosť detailne preštudovaná a doložená faunou. Týka sa to predovšetkým vápencovo-dolomitických más stredného a vrchného triasu. Preto každý nový nález skamenelín je prínosom v tomto, na skameneliny pomerne chudbonom komplexe. V Strážovskej hornatine v posledných rokoch sa nám podarilo nájsť štyri nové výskyty fauny, ktorú určila M. Kochanová.

V čiernych lumachelových vápencoch južne od Čiernej Lehoty sa našli: *Gonodon mellingi* (Hauer), *Myophoriopsis rosthroni* Boué, *Entolium hallensis* (Woehrm.), *Mysidioptera* sp., *Pleuromya* sp. Z tmavých vápencov na severnom svahu Žihlavníka pochádzajú: *Pecten incoditus* (Bittn.) a *Halobia* cf. *rugosa* (Gümb.). Blízko tejto lokality sa našli lumachelové vápence s rétickou faunou: *Avicula contorta* Potl., *Modiolus* cf. *minutus* (Goldf.), *Gervileia praecursos* Quenst., *Placunopsis alpina* Winkl., *Protocardia rhaetica* (Mer.). V svetlosivých organogénnych vápencoch pri Petovke sme nazbierali lumachely s faunou: *Pecten hehli* Emmr., *Plicatula hettangiensis* Terq., *Gonodon* sp. Dva prvé nálezy predstavujú len niekoľko metrov hrubé súvrstvie karnických tmavých až čiernych organogénnych, čiastočne slienitých vápencov, celistvých i jemnozrnných lumachelových, doprevádzajúcich lunzské vrstvy. Ďalšie nálezy pochádzajú z nahnedlých celistvých vápencov s polohami oolitických a lumachelových vápencov. Nové nálezy sú tým významnejšie, že pochádzajú z blízkosti styku s členmi krížňanskej série. Chočská séria v týchto priestoroch, ako vidieť, nezačína spodnejšími členmi, ale má prevrátený vrstevný sled.

Novým prínosom je i zistenie hettangskej fauny v svetlosivých celistvých vápencoch, považovaných doteraz za rét, v skalnom odkryve pri hradskej

* Spolupracovali: M. Kochanová, V. Viskup, M. Rakus

do Mojtína (Kochanová 1961): *Chlamys thiollierei* (Martin), *Chlamys valoniensis* (Defr.), *Chlamys falgeri* (Mer.), *Avicula* sp., *Plicatula hettangiensis* Terq., *Anomia* sp. Zrejme ide o vrchnejšie časti komplexu svetlošedých vápencov. Na protiľahlom svahu našli sa v ich spodnejších polohách vložky tmavošedých lumachelových vápencov s rétickou faunou: *Terebratula gregaria* Suess, *Waldheimia (Zeileria) austriaca* Zugm., *Waldheimia (Zeileria) eliptica* Zugm., *Megalodus* sp.

Napriek neuspokojivému rozpracovaniu stratigrafie vápencovo-dolomitických más chočskej série možno v nej vyčleniť už na základe dnešných poznatkov v Strážovskej hornatine tri základné typy či série, a to na základe vývinu stredného triasu. Sú to: typ dolomitový, či séria čiernovážska, typ základný, či séria bielovážska a séria strážovska.

Prvá séria sa vyznačuje prevahou dolomitov. Vápence tvoria uprostred nich rad polôh. V spodnej časti anisu sú vápence tmavšie, vo vrchnom trias zas vložky svetlejších vápencov. Lunzské vrstvy a pestré bridlice keupra vystupujú vo forme tenkých nepravidelných vložiek.

Typ základný, čiže séria bielovážska má v anise sivé až tmavosivé vápence, sledované dolomitmi; značnú časť ladinu (miestami vrchného, v iných profiloch i celý ladin a azda i časť anisu) zastupujú sivé až tmavosivé vápence s rohovcami, či vápence reiflingského typu. Pre vrchný trias je príznačný vývin lunzských vrstiev v podloží dolomitových más.

Strážovskú sériu zastupujú hrubé komplexy svetlošedých vápencov (zväčša bývajú v literatúre opísané ako wettersteinské) anisu i ladinu, miestami azda i vrchného triasu. Dolomity i dolomitické vápence vystupujú uprostred nich vo forme radu nepravidelných polôh, miestami tenších, inde desiatky metrov hrubých.

V komplexe svetlých vápencov možno odlíšiť najmenej dva typy: spodnejšie biele až šedé vápence, prestúpené hrubými, mliečne bielymi i červenkastými kalcitovými žilkami; nájdu sa v nich aj polohy hnedastých vápencov, ojedinele s hľuzami rohovcov. Hrubšie polohy tvoria najmä na hrebeni od Bieleho potoka k Mažiaru, kde sa v nich našli lumachely, preplnené brachiopódmi: *Spiriferina mance* Bittn., *Aulacothyris angustaeformis* (Böckh.), *Mentzelia mentzelii* (Dunker), *Tetractinella trigonella* (Schloth.). Na základe ich pozície i výskytov fauny súdime, že tieto vápence patria vrchnému anisu. Ich prechod do podložných tmavších aniských vápencov je pozvoľný. Tieto sú často hnedastošedé s výraznými kalcitovými žilkami. Pochádzajú z nich aniské brachiopódy od Mojtína (Kulcsár 1916): *Spiriferina (Mentzelia) mentzelii* (Dunk.) a *Sp. köveskaliensis* Böckh.

Druhý typ predstavujú biele vápence, na lomných plochách obyčajne hladké, v ktorých sa vyskytujú korale a riasy. Svojím charakterom sa blížia teutloporelovým vápencom severogemeridnej série. Na ich príslušnosť k ladinu

poukazuje výskyt *Teutloporella herculea* Stop., a makrofauna zo svahov Bieleho potoka (Kochanová 1962): *Pteria caudata* (Stop.), *P. cassiana* (Bittn.), *Chlamys (Velata) reticulata* (Schloth.), *Mysidioptera* sp., *Mysidioptera* cf. *spinigera* Bittn., *Terquemia noetlingi* (Frech.), *Aviculopecten* sp., *Entolium* cf. *discites* (Schloth.), *Worthenia canulifera* Münst., *Taxoconcha brocchii* (Stop.).

Zvlášť hojne sa koraly a huby vyskytujú vo vápencoch tohto typu na Žihlavníku (Kolosváry 1958): *Montlivaltia* cf. *obliqua*, *Thecosmilia badiotica* Volz., *Montlivaltia* sp., *Thecosmilia* sp., *Leispongia* cf. *hornungi* Vinassa, *Lóczya* sp. a *Cidaris dorsata* Bronn. Miestami sú v nich časté evinospongiové štruktúry.

Opísaný vývin bol známy doteraz ako samostatná jednotka — séria prvého radu, zvaná strážovská, respektíve strážovský príkrov. Kryhová poloha na masách chočskej jednotky, na hrebeni Strážova, *Vápča a Slezaien* viedla k názoru, že ide o jednotku tektonicky vyššiu než chočská. Bližšie poznanie jej stavby a sledovanie priestorového rozloženia niektorých jej krýh (napr. kryhy Strážov) ukazujú, že v týchto prípadoch ide o jednu zo štruktúr chočskej jednotky, pravda vyššiu, niekde však dokonca i najspodnejšiu (napr. v hlavnom komplexe tohto vývinu v masíve Žihlavníka — Banské, kde vápencovo-dolomitické komplexy ležia priamo na najmladších členoch krížňanskej série). Na rade miest je zjavný laterálny prechod série strážovskej do bielovážskej.

Mladšie členy. Strážovská hornina je klasickým územím vývinu mladších členov chočskej série. Ich stratigrafiu v zásade správnu postavil už Kulcsár (1917) a neskôr doplnil Maheľ (1946). Detailným štúdiom v komplexe členov mladších ako rét možno vyčleniť: spodný lias, stredný lias — doger, malm a titón — neokom.

Spodný lias počnúc sinemurom predstavujú lavicovité až doskovité tmavosivé, miestami hnedosivé i žltkasté, často vo vrchnejších polohách jemne, niekedy hrubšie zrnité i celistvé vápence, poprerastané hľuzami i menšími šošovkami tmavých hnedastých i červenkastých rohovcov. Ich prechod do nadložných krinoidových vápencov je pozvoľný. Niekde sa nájdu ojedinelé rohovce i v spodnej časti nadložných krinoidových vápencov. Nové nálezy fauny južne od Košece potvrdzujú ich príslušnosť k spodnému liasu: *Rhynchonella belemnitica* Quenst., *Rh. deffneri* Opp., *Rh. retusifrons* Oppel, *Rh. fraasi* Quen., *Rh. plicatissima* Quen., *Terebratula punctata* Sow., *Waldheimia numismalis* Opp., *W. ewaldi* Opp., *Zeilleria mutabilis* (Oppel). Rakus a Siblík (1960) v tomto súvrství na severnom svahu Rovnianskej doliny JZ od Gábrišových vrchov našli faunu amonitov. Rakus zo spodnejších polôh zelenošedých slabokrinoidových až celistvých vápencov určil: *Psiloceras* sp., *Arrioceras* sp., ktorá poukazuje na spodný sinemur. Fauna

amonitov z vyšších polôh (*Asteroceras* sp., *Eoderoceras* cf. *armatum*, *Microderoceras* sp.) poukazuje na vrchný sinemur až lotaring.

Stredný lias — dogger zastupujú masívne hrubozrnné vápence, sivé až bielosivé, striebristobiele i ružové až červené.

V spodnejších polohách v sivých krinoidových vápencoch ojedinele poprerastaných rohovcami už prvšie sa našla (Mahel 1948) na západnom svahu Rohatej skaly fauna amonitov: *Echioceras raricostatus* Ziet. a *Vermiceras nodotianum meigeni* Aug., ktorý poukazuje na vrchnolotaringský vek tejto časti súvrstvia. Zo spodných polôh je známa i bohatá fauna brachiopódov, uvádzaná už Kulcsárom (1917) z Hluchej doliny i severne od Zliechova z lokality Sokolovec. Z týchto lokalít pochádzajú nové zbery, zvlášť veľký počet spiriferín a brachiopódov druhu *Terebratula punctata* a *Rhynchonella variabilis*. Sú to hlavne: *Spiriferina alpina* Opp., *Sp. brevirostris* Opp., *Sp. obtusa* Opp., *Sp. rostrata* Schloth, *Sp. angulata*, *Sp.* cf. *haueri*. Obdobnú faunu sme našli v spodnej časti súvrstvia pri vchode do druhej Štúrovej brány v Mojtínskej doline, v Bielom potoku južne od Predhoria i južne od Košece. Na južnom svahu Strážova v sutine sa našiel dommerský amonit určený M. Rakusom ako *Partschiceras* sp. a na severnom svahu Rohatej skaly toarský amonit *Calliphylloceras cf. nilsoni* (Heb.).

Na niekoľkých miestach (Strážovec, Strážov — západný svah i severný svah) sa našla 0,5—1 m hrubá poloha červenkastých hematitizovaných vápencov. V sutine na južnom svahu Strážova sa v nich našla fauna toarských amonitov (*Calliphylloceras nilsoni*, *Catacoeloceras* cf. *confectum* Buckm., *Dactylioceras tenuicostatum*, *Harpoceras* cf. *falcifer*, *Polyplectus* cf. *discoides*, *Lytoceras* sp.; našiel V. Viskup, určil M. Rakus). Z toho usudzujeme, že nadložná časť komplexu krinoidových vápencov je dogerská a že dôležitú stratigrafickú hodnotu má asi poloha hematitizovaných vpencov, ktorú sme zistil zatiaľ vo vysockej, belanskej a v chočskej sérii Nedzovského a Strážovského pohoria. Na západnom svahu Strážova v nadloží takých toarských vápencov je 8—10 m hrubá poloha lavicovitých (lavice 5—25 cm hrubé) vápencov sivých, miestami s červenkastým nádychom, husto poprerastaných hľuzami sivých, hnedých i červených rohovcov. Z polôh toho istého vývinu, sčasti hematitizovaných, pochádzajú s najväčšou pravdepodobnosťou bajoské amonity, nájdené v sutine na južnom svahu Strážova: *Teloceras* sp. a *Eurystomiceras* sp. (určil M. Rakus). Opísané súvrstvie zrejme zastupuje dogger. V nadloží červených, sčasti rohovcových vápencov sú totiž červené doskovité vápence malmu. Severnejšie na svahu Strážova patria k dogeru červenohnedé jemnozrnné krinoidové vápence, poprerastané šošovkami i hľuzami silicitov a prechádzajúce smerom do nadložia do celistvých červených vápencov. Inde (južnejší svah Strážova) dogger zastupujú červenohnedé celistvé i jemnozrnné krinoidové vápence poprerastané šošovkami i hľuzami silicitov. Masy krino-

idových vápencov v celom rade profilov však prechádzajú bez ostrejšej hranice do červených, často jemnozrnných celistvých, v spodnejšej časti často jemnozrnných vápencov, počítaných k malmu.

Nálezy dogerskej fauny brachyopódov uvádzanej Kulcsárom (1915) sa nám nepodarilo zatiaľ rozšíriť.

Ako vidieť, doger obdobne ako v sériách západokarpatskej skupiny má dva zásadne odlišné vývíny, a to vývin silicitizovaných a krinoidových vápencov so vzájomnými prechodmi. Na západnom svahu Strážova pri SZ cípe mohutných skalných stien, v najvrchnejšej polohe krinoidových vápencov sú brekciovité vápence s úlomkami rohovcov i s valúnikmi kremeňa.

Malm zastupujú červené i ružové, celistvé, často žltkasté vápence, miestami aj dokovité, slabo slienité, obyčajne sýtočervené hľuznaté vápence. Mikroskopicky majú organodetritickú štruktúru s článkami echinodermát s *Globochaete alpina* Lombard a zástupcami rodu *Lenticulina*. Makrofauna v lome južne od Košece poukazuje na kalov — oxford: *Rhynchonella quadrisulcata*, *Perisphinctes* sp., *Lamellaptychus sparsilamellasus* (Gümb.), *Lamellaptychus* sp. ex gr. B. Trauth.

Vyššie polohy malmu budujú i červené vápence, často s hnedastým nádychom a s nepravidelne rozosiatymi zelenkastými i červenkastými škvrnami, miestami aj s vložkami hnedočervených slieňov. Viac rozšírené sú však doskovité až škoricovohnedé (dosky 5—15 cm) vápence so šošovkami červených radiolaritov premenlivého podielu. Niekde doskovité radiolarity predstavujú podstatnú časť. Mikroskopicky majú vápence organogénnu štruktúru s hojnými radiolériami a prekryštalizovanými ihlicami húb. Kimeridžský vek potvrdzuje fauna z lomu od Košece: *Rhynchonella coarcta*, *Hybonoticeras* sp., *Aspidoceras* sp., *Perisphinctes* cf. *subinvolutas* Moesch., *Calliphyloceras* cf. *flabelatum* Neu., *Calliphyloceras* cf. *disputabile* Zittel (určenie dr. Barthela z Mníchova).

Titón-neokom tvoria doskovité sivé vápence v spodnejšej časti typu biancone, niekde so žltkastým nádychom a výrazne bielou patinou; miestami obsahujú hľuzy čiernych rohovcov. Nezriedka na prechode do červených radiolaritov je tenká (sotva 2—3 m) poloha doskovitých vápencov ružovkastého nádychu, výraznej bielošedej patiny, poprerastaných ružovými i šedými hľuzami a drobnými šošovkami radiolaritov. Mikroskopicky vápence typu biancone vykazujú hojné kalpionely, hlavne *Calpionella alpina* Lorenz. Južne od Košece nad opusteným lomom sa v nich našli aptychy: *Punctaphychus* ex aff. *punctatus* (Volz.) a *Lamellaptychus* sp.

V nadloží sú šedé sliene a slienité vápence, ktoré sa nelíšia od rovnakého súvrstvia zliechovskej série. V zárezе novej cesty z Beluše do Mojtína sa v nich našiel amonit *Berriasella pontica*. V doline Bieleho potoka uprostred neokomských slieňov sú polohy doskovitých a tenkolavicovitých celistvých vápencov

s bielosivou patinou a s veľkými tmavými škvrnami na čerstvých plochách. Makroskopicky značne pripomínajú škvrnité lavicovité a doskovité vápence vyššieho liasu (= fleckenmergelový vývin). Mikroskopicky majú kalovú štruktúru s mikroorganizmami: kalcifikované radiolárie, globigeríny, miliolidy, *Nannoconnus*. Ojedinele sa v nich nájdu aleuritické zrnká kremeňa a pyritu.

Tektonika

Z hľadiska tektonického sa nám vynorujú v súvislosti s rozložením mladších členov chočskej jednotky štyri závažné problémy, a to: charakter dielčich štruktúr v komplexe Rohatej skaly, tektonický štýl mladších členov v oblasť Strážova, vzťah najmladších členov chočskej jednotky k neokomu — albu, pričleňovanému doteraz ku krížňanskej sérii, a postavenie bradiel kosteleckého vývinu.

a) Geologické profily naprieč zvrásneným komplexom Rohatej skaly i profil zakreslený podľa prirodzených i umelých odkryvov v zárezе cesty v mojtínskej doline jednoznačne poukazujú, že ide o pravé antiklinály a synklinály a nie o nejaké falošné štruktúry. V tom zmysle treba upraviť profily uverejnené v starších prácach (M a h e ľ 1946, 1948; A n d r u s o v — Č e c h o v i č — K u t h a n 1950) ovplyvnené príkrovovou koncepciou.

b) Jurské členy majú tendenciu k zošupinovateniu a k vzniku vztýčených foriem. Ich štruktúry v synklinálnom pásme Javorina—Strážov—Biely potok alebo na svahoch Strážova vykazujú po celej dĺžke celý rad komplikácií s výraznou selekciou členov podľa ich plasticity. Na stavbe šupín, vo veľm obmedzenej miere, sa podieľajú vápencovo-dolomitické masy triasu, ktoré bývajú oddelené spravidla plochou tektonickej diskordancie. Tieto masy vytvárajú najčastejšie mierne až stredne uklonené, slabšie detailne zvrásnené kryhy. Na niekoľkých miestach však (pozri najmä na južnom svahu Strážova) sú i triasové vápence „zatiahnuté" (zavrásnené) do šupín, hlavne vápence wettersteinského typu, ktoré zrejme nie sú oddelené tektonickou plochou prvého radu, ako sa prv predpokladalo. Popri niekoľkých lokálnych zavrásneniach svedčí o tom i rozloženie mladších členov, ktoré vytvárajú synklinálu rozloženú medzi dvoma sériami chočskej jednotky. Jej spojujúce horné krídlo je síce tektonicky značne redukované, možno ho však sledovať v celej dĺžke. Osobitný tektonický styk zisťujeme u slienitých vápencov a slieňov neokomu. Pokiaľ majú väčšiu hrúbku, sú zvrásnené v detailné vrásy pri celkove miernom sklone celého komplexu.

S obdobným problémom sa stretávame i na svahoch Strážova. Hrubé komplexy neokomu rozložené severne od Strážova uprostred más chočskej jednotky na svahoch Bieleho potoka sa prvšie považovali za súčasť krížňanskej jednotky (M a h e ľ 1946), ktorá vystupuje v tektonických oknách.

Bližšie štúdiá však ukazujú, že ide o členy chočskej jednotky. Ležia skoro horizontálne, teda odlišne ako u krížňanskej jednotky. Ich odlišný tektonický štýl od susedných jurských členov je dôsledok tektonickej selekcie v rámci tej istej jednotky, a nie ukazovateľ príslušnosti k rôznym tektonickým jednotkám — príkrovom, ako sa predpokladalo. Kým jurské členy sú vztyčené, neokom leží takmer horizontálne zvrásnený miestami v systém drobných vrás. S tým istým zjavom sa stretávame aj v odkryvoch dobre sledovateľných na strmom západnom svahu Strážova. Až v bezprostrednom susedstve vztýčených komplexov jury javí neokom tendenciu prispôsobiť sa, tvorí vztyčené vrásy. Pritom jeho styk má ráz tektonickej diskordancie. Miestami sa tak chová i malm, pokiaľ je zastúpený tenkodoskovitým súvrstvím slienitoradioláriových vápencov. Pravda, keď sú súvrstvia tenké, prispôsobujú sa štýlu susedných krinoidových vápencov.

c) Litologické profily, sledované od jury chočskej jednotky po neokom až alb (členy priraďované ku „krížňanskej" sérii) na svahoch Mojtínskej doliny, poukazujú na normálny stratigrafický sled. Akiste by to bola iba náhoda, keby v tomto jednom priestore styku chočskej jednotky zo spodno a strednokriedovými členmi považovanými za súčasť krížňanskej jednotky, normálny sled členov na seba stratigraficky naväzoval. Lokalizácia tektonickej línie prvého radu medzi jednotkou chočskou a krížňanskou je tu teda nepravdepodobná.

d) Kostelecké bradlá považujú sa za tektonické kryhy chočského príkrovu, ktorého členy presiahli vnútornú hranicu bradlového pásma (Andrusov 1938, 1959; Andrusov — Scheibner 1960). Na základe nových poznatkov máme však k tomu niekoľko pripomienok. Predovšetkým oblasť manínsku nepovažujeme za súčasť bradlového pásma (Maheľ 1960), ale za okrajovú časť fatrotatranského pásma. Pritom bradlo, vrch Teplá a Kostelec, rozložené v priestore medzi manínskou a chočskou jednotkou, vykazujú vývviny blízke síce obom jednotkám, nezhodujú sa však celkom ani s jurou manínskej, ale ani chočskej jednotky. Zrejme ide o akýsi intermediárny vývin. Treba pritom dodať, že nejde len o zastúpenie liasu, ako sa predpokladalo, ale celej jury (Rakus — Balkovičová 1961). Ani bradlá klapského vývinu nie sú súčasťou subtatrika, ale predstavujú okrajový vývin blízky manínskej sérii

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1938: Geologický výskum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech III. Tektonika. Rozpravy St. geol. úst. IX, Praha. — [2; Andrusov — Čechovič V. — Kuthan M., 1950: Dva nové geologické profily Západných Karpát. Geologický sbor. I, 2—3—4. Bratislava. — [3] Andrusov D. — Scheib-

ner E., 1960: Prehľad súčasného stavu poznatkov o geológii bradlového pásma medzi Vlárou a Tvrdošínom. Geol. sborník XI, 2. Bratislava. — [4] Kochanová M., 1961: Rozčlenenie rétu chočskej jednotky v Mojtínskej doline (v tlači). — [5] Kulcsar K., 1917: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Hagyesmajtény und Berossháza. Jahrb. Ung. geol. Anstalt f. 1916. Budapest. — [6] Maheľ M., 1946: Geológia strednej časti Strážovskej hornatiny. Práce ŠGÚ 14. Bratislava. — [7] Maheľ M., 1948: Tektonika územia medzi stredným tokom Váhu a Hornou Nitrou. Práce Št. geol. ústavu 18. Bratislava. — [8] Maheľ M., 1960: Vysvetlivky ku geologickej generálnej mape list Žilina. Rukopis. Geofond, Bratislava. [9] Rakus M. — Balkovičová M., 1961: Príspevok ku stratigrafii bradiel kosteleckého typu (v tlači).

BEDŘICH BOUČEK – MOJMÍR ELIÁŠ

O NOVÉM ZAJÍMAVÉM BIOGLYFU Z PALEOGÉNU ČESKOSLOVENSKÝCH FLYŠOVÝCH KARPAT

(Německé resumé, tab. VII.-VIII.)

V ý t a h. Autoři popisují své nálezy zajímavého bioglyfu *Rhabdcg'yphus grossheimi* Vassojevič, 1951, který dosud byl znám pouze z kavkazského flyše. Československé exempláře pocházejí z paleogénu magurského flyše Javorníku a Vizovické vrchoviny (Kolárovice u Makova a Lysá p. Makytou). Jsou to válečkovité výplně průlezných chodbiček, hloubených přibližně souběžně s vrstevnatostí těsně při svrchním povrchu pískovcových laviček. Velmi charakteristické je příčné zauzlování válečků, které není známo u žádných jiných bioglyfů. Původcem stop nejsou asi červi. Průlezné chodbičky obnažené až na povrch vrstvy a zachované přitom v reliéfu tvoří dnes (kromě červů) také někteří měkkýši (plž *Bulla*), korýši *(Haustorius)* nebo ostnokožci *(Leptosynapta)*. Původ uzlin nelze zatím vysvětlit.

Úvod

Poslední dobou se oprávněně obrací pozornost badatelů k různým texturám a reliefům na povrchu i uvnitř vrstev. Především jsou to stopy a jiné doklady činnosti živočichů, jež podle N. B. V a s s o j e v i č e shrnujeme pod souborné pojmenování *bioglyfy* (dříve zpravidla *„problematica"*). Jejich studiem a výkladem se obírá poměrně mladé odvětví paleontologie — *ichnologie.* Ichnologie se zabývá hned trojí problematikou: 1. pátráním po původci bioglyfu, 2. způsobem vzniku bioglyfů a 3. prostředím, kde bioglyfy vznikaly. Proto jde i o trojí zaměření, resp. obsah: systematický, ekologický a sedimentologický (stratinomický). Posledně uvedená složka má v regionálním pojetí také významný podíl pro rekonstruování paleogeografických poměrů.

Proto každý významnější nález by měl být komentován a přesně hodnocen jako nový příspěvek pro řešení závažných otázek obecnějšího rázu. Je škoda, že u nás dosud nebyla věnována větší pozornost ichnologii, a to ani v případě na bioglyfy bohatých terénů flyšového pásma našich Karpat.

V naší práci popisujeme a komentujeme poměrně velmi vzácný typ bioglyfů, dosud známý jen v několika málo jedincích ze svrchní křídy Kavkazu

(Azerbejdžanská SSR). Byl nalezen v zlínských vrstvách paleogenního flyše slovenských Javorníků a přilehlé hraniční oblasti Vizovické vrchoviny.

Poprvé byl tento typ popsán N. B. Vassojevičem (1951) pod jménem *Rhabdoglyphus grossheimi* Vass. Popis Vassojevič nepodal a omezil se jen na ilustrační dokumentaci nálezů, která však v reprodukci není dokonalá. Zachytil na ní jeden pěkný a delší exemplář s 8 nálevkovitě zauzlenými články a dva další, avšak daleko méně úplné a zřetelné. Později (1953) vyobrazil z téhož naleziště ještě další čtvrtý fragment. Bioglyf představuje válečkovitě vypuklou přímou stopu s nálevkovitě až kyjovitě se nadouvajícími uzlinami v intervalech kolem 6—12 mm.

Československé nálezy bioglyfu *Rhabdoglyphus grossheimi* Vass. pocházejí ze zlínských vrstev z okolí Kolárovic (Javorníky) a Lysé p. Makytou (Vizovická vrchovina). U Kolárovic jej nalezl v r. 1954 M. Eliáš, r. 1959 pak B. Bouček u Lysé p. Makytou (více jedinců). Naše nálezy jsou bezpečně druhově identické s kavkazskými, což potvrdil N. B. Vassojevič (ústní sdělení). Naše exempláře se vyskytují ve vrstvách, kde jsou zejména hojné i povrchové kroucené stopy lezoucích plžů, Götzem a Beckerem uváděných jako *Palaeobullia* (1932).

Protože Vassojevič nepodal žádný popis ani diagnózu svého druhu, určujeme jeho lektotyp, podáváme diagnózu druhu a jeho vztahy včetně dalších poznámek.

Popis

Rhabdoglyphus grossheimi Vassojevič, 1951

(Tab. VII-VIII, obr. 1—3.)

1951 *Rhabdoglyphus grossheimi* n. sp.; N. B. Vassojevič; Uslovija obrazovanija fliša, str. 61, tab. V, obr. 3, tab. VI, obr. 3—4.

1953 *Rhabdoglyphus grossheimi* Vassojevič; N. B. Vassojevič, O některych fliševych těksturách (znakach). Trudy Lvovsk. geol. obšč., geol. ser., str. 55, obr. 16 v textu.

Lektotyp. Jelikož Vassojevič (1951) lektotyp neoznačil, označujeme jako lektotyp jedince, na tab. VI, obr. 4 cit. práce, který jeví celkem 8 uzlin.

Locus stratumque typicum. Spodní povrch pískovce cenomanského stáří v serii kemidagského flyše v Azerbejdžanské SSR (Kavkaz), v odkryvech řeky Ata-čaje u Bachišly.

Materiál. Z kavkazského flyše Vassojevič vyobrazuje 4 destičky (spodní plochy vrstev) pískovce resp. prachovce s uvedeným bioglyfem. Ze stejného materiálu asi, avšak vždy ze svrchní strany pískovcových laviček pocházejí naše tři vyobrazené exempláře. Kromě nich byla nalezena ještě řada fragmentů a další ukázky zakroucených a přímých chodbiček z těchže vrstevních ploch, jež jsou rovněž zachovány v reliéfu jako válečky s uzlinami. Výplně se při navětrávání oddrobují nebo odpadávají a zanechávají po sobě brázdy. Hmota výplní je týž pískovec (prachovec), jaký tvoří samotné lavičky pískovců.

Dignosa. Průlezné chodbičky s výplněmi válečkovitého tvaru, dlouhé až přes 10 cm a skoro vždy konstatně široké (2—3 mm). Jsou hloubeny těsně pod svrchním (u kavkazského materiálu snad i těsně nad spodním) povrchem lavic pískovců, takže vystupují až nad povrch pískovcové vrstvy jako válečkovité reliéfy. V určitých intervalech často jsou tyto válečky uzlovitě odškrcovány. Pozorované intervaly uzlů jsou na našich jedincích mezi 9 až 23 mm, u vyobrazeného lektotypu se pohybují v poněkud nižších hodnotách (5—10 mm). Uzliny jsou ponejvíce v jednom směru kyjovitě naduřované, jindy jsou skoro pravidelně prsténčité. Jejich šířka dosahuje asi dvojnásobku šířky samotných chodbiček. U některých ukázek uzliny scházejí nebo jsou jen ojedinělé. Takové v reliefu zachované chodbičky jsou často zakroucené a místy se i větví.

Popis. Pokud jde o bližší popis a udání rozměrů kavkazských jedinců vyobrazených v pracech N. B. Vassojeviče (1951, 1953), lze pouze interpretovat jeho obrázky s udanými mírami. Podle nich je lektotyp dlouhý asi 65 mm, přímý, asi 2 mm široký a celkem 8 krát uzlovitě zaškrcovaný v intervalech 5 až 10 mm. Jednotlivé „články" tak vzniklé se v jednom směru vždy naduřují, takže vcelku to vypadá, jakoby váleček sestával z řady do sebe zastrkávaných článků.

Ostatní Vassojevičovy syntypy (z téhož naleziště jako lektotyp) jsou hůře zachovány a nejsou tak úplné. Podle neostrých obrázků se dá o nich jen málo říci. Fragment, vyobrazený Vassojevičem na obr. 16 práce z r. 1953 (1. c.) je viditelný na vzdálenost asi 55 mm a jeví tři uzlíky v odstupu 14 až 17 mm.

Exempláře ze Slovenska (paleogén, zlínské vrstvy)

Exempláře na destičce z Kolárovic (Javorníky) (viz tab. VII, obr. 1) jsou různé délky a různého utváření. Nejdelší z nich, směřující na obrázku vertikálním směrem, je kolem 80 mm dlouhý. Je to plný váleček o tloušťce 2 mm s 5 zauzlinami nedokonale kyjovitého až prsténčitého tvaru o průměru 3—4,5 mm. Poblíže horního (na obr.) konce přetíná tuto stopu jiná chodbička a to tak, že ji podchází. Tato chodbička je rovněž plná, avšak na rozdíl od prvé není odškrcovaná. Kromě nich jsou v pravé dolní části ploténky (podle obrázku) ještě další kratší části průlezných chodbiček, vynořující se nebo zahlubující do horniny. Jsou rovněž s nálevkovitými a dovnitř vmáčklými uzlinkami.

Další jedinci pocházejí z Lysé p. Makytou. Nejcharakterističtější je jedinec, na tab. VIII, obr. 3. Je to váleček o průměru 3 mm, zhruba přímého směru, zachovaný plně in situ na vzdálenost 90 mm, načež je válečkovitá výplň odpadlá a místo ní je zachován žlábkovitý otisk stěny chodbičky na vzdálenost dalších 40 mm. Na obr. 3 pokračuje odpadlá část směrem dolů a je tu v profilu patrný i průřez válečku. Na druhém konci se stopa noří do horniny. Na válečku lze pozorovat pět prsténčitých odškrcenin, širokých 6 až 7 mm, umístěných v odstupu (na obr. od zdola) 16, 17, 19 a 23 mm. Na rozdíl od ostatních jedinců jsou uzliny vysloveně prsténčitého tvaru a jen mírně jeví rozšiřování směrem nahoru (u první, třetí, páté). Druhá uzlina (od zdola) je dokonce dublována, což je zcela ojedinělým a jindy nepozorovaným případem.

Části chodbičky dalšího exempláře (obr. 2, vlevo) jeví opětující se zahlubování a vynořování ze sedimentu a představují tudíž nesporně skutečný vnitřní hloubený bioglyf (endoglyf podle klasifikace Vassojevičovy, 1953). Zachovány jsou čtyři uzliny kyjovitě-nálevkovitého tvaru, vzdálené od sebe 20,17 a 17 mm.

Kromě toho počítáme sem i další provazovité výplně chodbiček patrné na líci laviček pískovců z Lysé p. Makytou, které se vyskytují pohromadě s jedinci právě zmíněnými a vyobrazenými. Jsou 3—4 mm široké, po stranách jsou provázeny mělkými brázdičkami, místy se překřížují a ojediněle se i větví. Na rozdíl od předešlých jedinců nejeví uzliny nebo jen jednu nejvyše dvě v dalekých a nepravidelných odstupech.

Vztahy. Podpovrchové chodbičky, vyplněné materiálem matečné horniny, nejsou z literatury neznámy. Nikdy jsme však nenašli případy, kde by byly popisovány podobné nápadné odškrceniny jako v případě naší formy bioglyfů.

Rodové označení *Rhabdoglyphus* volil Vassojevič podle skupiny „*Rhabdoglyphen*", stanovené Th. Fuchsem (1895) v rámci stop chodbovitého typu. Že tím mínil Fuchs celou skupinu typů, („rodů") vyplývá již z toho, že ji topograficky označuje prostrkanou sazbou a nikoli kursivou, jako jiné rody. Podle výslovného výkladu Fuchsova (str. 23, 1895) patří sem především velmi hojné reliéfy o tloušťce tužky z rubu pískovcových lavic. Podle toho, že Fuchs se zmiňuje i o místy se vyskytujícím podélném rýhování těchto reliéfů, je pravděpodobno, že tu míní mechanické stopy po vleku různých předmětů po dně (odlité nadložním pískovcem nebo prachovcem). Kromě toho klade sem stejně hojné trubicovité rourky (uvnitř duté), jež pod odprýsknutí jedné stěny často jeví žlábkovitý ráz. Jinde uvádí (a na obr. 3, tab. IV. také vyobrazuje) příčné odlučování, které však nikdy nemá ráz odškrcování, jako u *Rh. grossheimi*.

O něco dále na téže stránce však píše doslova, že někdy toto článkování „*erscheint als eine Reihenfolge von Einschnürungen, in Folge deren der Rhabdoglyph in eine Reihe cylindrischer Glieder geteilt wird, oder aber die einzelnen Glieder nehmen eine kegelförmige Gestalt an, und der Rhabdoglyph macht den Eindruck, als wäre er aus ineinander geschächtelten Düten zusammengesetzt*". Nelze vyloučit, že Fuchs mínil bioglyfy povahy podobné jako je *Rh. grossheimi*, avšak na druhé straně, kdyby měl v ruce tak nápadný typ, jistě by nebyl opominul jej blíže komentovat a vyobrazit. Proto zatím bez dalšího hodnocení ponecháváme označení *Rhabdoglyphus* a jeho oprávněnost nekomentujeme ani neuvažujeme o jiném taxionomickém postupu a jiném pojmenování.

Původce stopy a její možný vznik. Vassojevič nikde se blíže otázkou výkladu a vzniku svého nového bioglyfu nezabývá. V textu k obr.

16 (1953, str. 54) mluví o něm jako o „*proglyfu*" nevyjasněného původu. Pod svou kategorií „proglyfy" rozumí však textury vzniklé otisknutím nebo odlitím nerovného povrchu spodních jílovitých vrstev do svrchního písčitého sedimentu (reliefy na rubu pískovcových lavic). Jak však naše ukázky sbírané in situ přesvědčivě dokazují, nejde o takový způsob vzniku. Jsou to výplně průlezných chodbiček a tunelků, jež se dají i odloupnout z horniny. Kromě toho místy lze pozorovat, jak se ponořují a jinde zase vynořují z povrchu pískovcových lavic. Jde tudíž bezpečně o typ, příslušející do kategorie stop vytvořených uvnitř vrstev, tedy „*endoglyfů*".

V našem případě tyto textury leží těsně při povrchu a proto z velké části přečnívají povrch matečných vrstev pískovců. Na obou nalezištích z našeho paleogenního flyše jsou tyto bioglyfy příznačné pro svrchní povrch lavic, což je doloženo posicí vrstev i současným výskytem jiných brázditých stop. Svrchní povrch vrstev může ovšem míti i textury vyklenuté, jak již poznamenává Rud. Richter (1928, str. 226). Takové vyklenuté válečky a provazovité reliéfy se vytvářely jako výplně chodbiček a doupat hloubených a vrtaných těsně pod samým povrchem vrstvy, kterou prorážejí a tak se dostávají až k povrchu. Podle Vassojeviče se tyto textury vyskytují na kavkazském materiálu na spodní ploše vrstev. Nevíme ovšem, do jaké míry jsou tyto údaje ověřeny a zda třeba nejde i tu ve skutečnosti o povrch svrchní (líc vrstev). Jinak by tyto chodby zásadně se tvořily jen při okrajové vrstvě písčitého sedimentu, nezávisle, zda jde o svrchní či spodní povrch.

V každém případě není sporu o tom, že nejde o odlitky rýh a brázd po pohybujících se a lezoucích živočiších a také, že nejde o exkrementy, které bývají zachovány rovněž, ovšem vždy v reliéfu. Jsou to jistě výplně průlezných chodbiček a tunelků, které hloubili jejich původci těsně u samého povrchu.

Jako pravděpodobní původci těchto bioglyfů skoro s určitostí nepřicházejí v úvahu červi. Naše chodbičky jsou uspořádány celkem značně volně a řídce, kdežto u červů, požírající živné látky v samém sedimentu jsou hustě nahloučené a není prakticky ani malé místečko nevyužito (viz např. *Planolites* nebo *Chondrites*). Za druhé pozorujeme, že jednotlivé chodby se kříží. To zase neukazuje na červy, kteří se dovedou až na těsnou blízkost vyhnout sousedním chodbičkám (srv. psygmotaxie R. Richtera.). Jak uvádějí J. Lessertisseur (1955) a Ch. Fraipont (1915), podobné, na povrchu vrstev vystupující chodbičky vytváří dnes někteří korýši, jako různonožec *Haustorius arenaceus* Steth., plž *Bulla*, který při prolézání za živou potravou vytváří podobné chodbičky, ostnokožec *Synapta* aj. Přesnější udání původce ovšem zatím možné není.

Stejně není za daného stavu našich znalostí možné vysvětlit pro naši stopu charakteristické uzlovité nadouvání válečkovitých chodbiček, což nebylo pozorováno ani u recentního ani u jiného fosilního materiálu.

Závěr

V závěru lze připomenout, že tento příklad ilustruje dobře poměrný předstih paleontologického fosilního materiálu proti dosud shromážděným pozorování životních projevů recentních živočichů, které jsou nezbytné pro řešení ichnologických problémů. Spadá to ne v prvé řadě navrub poměrně krátké době usilovnějších bádání neoekologických, ale také proto, že o pozorování těchto — zdánlivě méně významných jevů — nejeví se mezi biology a zoology zvláště veliký zájem. Konečně je nutno uvážit, že přímému pozorování jsou dnes přístupny vlastně jen litorální mělčiny, zejména pásma v mezích odlivu a přílivu na plážových nebo wattových pobřežích. Jen ojediněle se dovídáme podle zkušeností potápěčů, podmořských výzkumných člunů nebo fotografií dna o životě na dně ve větších hloubkách. Ukazuje se, že ani velké hlubiny nejsou bez živočichů, prolézajících bahno a zanechávajících zde nejrůznější stopy své činnosti. A právě takové údaje a pozorování by se mohly plně uplatnit při řešení otázky hloubky určitých fosilních sedimentačních pánví, např. právě pánví s flyšovou sedimentací.

Pokud jde o stav našeho bádání o fosilních stopách (bioglyfech) je nutno přiznat, že zatím se nedostala ze svých začátků. Právě flyšove série jsou na bioglyfy velmi bohaté a tyto také u nich mají daleko větší ještě význam než jinde. Naše zpráva má proto také ukázat, že je ještě mnoho nového a málo známého, co odmění aspoň poněkud větší zájem o tyto zajímavé „zkameněliny". Autoři by uvítali, kdyby naši odborníci, vlastivědní pracovníci i sběratelé — amatéři věnovali pozornost také těmto jevům a pomáhali v jednotlivých případech zachraňovat ichnologický materiál pro další vědecké zpracování.

Geologický ústav ČSAV,
sektor paleontologie,
Praha

Ústřední ústav geologický
v Praze

CITOVANÁ LITERATURA

[1] Abel O., (1935): Vorzeitliche Lebensspuren. Jena (G. Fischer). — [2] Fraipont Ch., (1915): Essais de paléontologie experimentale. Geol. Fören. Förh. 37, 435—451, Stockholm. — [3] Fuchs Th., (1895): Studien über Fukoiden und Hieroglyphen. Denkschr. d. Akad. Wiss., Wien, math. — naturwiss. Kl., 62, str. 369—448, 9 tab., Wien. — [4] Lessertisseur J., (1955): Traces fossiles d'activité animale et leur signification paléobiologique. Mém. Soc. Géol. France, n. s. XXXIV, 4, Paris. — [5] Matějka A. & Roth Z., (1956): Geologie magurského flyše v severním povodí Váhu mezi Bytčou a Trenčínem. Rozpr. Ústř. úst. geol. 22, 332 str., Praha (ČSAV). — [6] Prantl F., (1942): Zkameněliny českých pramoří. Vesmír, Praha. — [7] Richter Rud., (1928): Die fossilen Fährten und Bauten der Würmer, ein Ueberblick über ihre biologischen Grundformen und ihre geologische Bedeutung. Pal. Zeitschr. 9, str.

193—240, Berlin. — [8] Richter Rud., (1937): Marken und Spuren aus allen Zeiten I. Wühlgefüge durch kotgefüllte Tunnel (Planolites montanus n. sp.) aus dem Oberkarbon der Ruhr. Senckenberg., 19, 150—159, Frankfurt a. M. — [9] Vassojevič N. B., (1951): Uslovija obrazovanija fliša. Leningrad—Moskva (Gostoptechizdat). — [10] Vassojevič N. B., (1953): O někotorych fliševych těksturach (znakach). Trudy Lwowskogo Geolog. obščestwa, geol. ser., 1953, vyp. 3, 17—85, 10 tab., Lwow—Charkov.

BEDRICH BOUČEK—MOJMÍR ELIÁŠ

UEBER EINE INTERESSANTE LEBENSSPUR AUS DEM PALÄOGEN DER TSCHECHOSLOVAKISCHEN FLYSCH-KARPATHEN

(Siehe Tab. VII-VIII, Abb. 1-3)

Die Verffasser berichten über ihre Funde von einer eigentümlicher Lebensspur (Bioglyphen), die bisher nur aus dem kaukasischen Flysch (Cenoman) bekannt wurde (N. B. Wassojewitsch 1951, 1953). Die Exemplare, die auch abgebildet werden, stammen aus den Zlíner Schichten des Magura—Flysches der Westslowakei (Kolárovice bei Makov, Lysá p. Makytou). Die Spur — *Rhabdoglyphus grossheimi* Wass. — wird durch Diagnose und Angaben von Lektotypus richtig gestellt und nach den vorliegenden Funden eingehend beschrieben. Es sind zylindrische Ausfüllungen von Tunnelgängen, die von den Urhebern gleich unterhalb der Oberfläche der Sandbänke ausgewühlt worden sind. Sehr bezeichnend sind scharfe Knoten, durch die in gewissen Abständen die Zylinder abgeschnürt sind. Als wahrscheinliche Urheber dieser Spuren kommen nicht die Würmer, sondern eher gewisse Amphipoden, Mollusken (*Bulla* z. B.), einige Echinodermaten *(Leptosynapta)* u. a. in Betracht. Eine Entscheidung, sowohl nach dem Urheber, als auch nach der Art, wie die Einschnürungen entstanden sind, ist aber schwer zu fällen.

VSEVOLOD ČECHOVIČ

GEOLOGISCHER BAU DES SÜDSLOWAKISCHEN KOHLENBECKENS IM LICHTE NEUER UNTERSUCHUNGEN*

Einleitung

Das Südslowakische Kohlenbecken stellt die Fortsetzung des Beckens von Salgótarján dar, das in tschechoslowakisches Gebiet über das Flusstal von Ipeľ im Abschnitte zwischen den Gemeinden Bušince und Veľká nad Ipľom übergeht. Aus diesen Gründen wird da sowohl die Stratigraphie als auch Tektonik des Salgótarjáner Beckens in groben Zügen beibehalten, bis auf fazielle Veränderungen, die in der produktiven Serie besonders ausgeprägt auftreten. Die letzte geologische Kartierung des studierten Gebietes wurde in den Jahren 1946—1950 durchgeführt.

Seit einem Jahr wird das Gebiet des Südslowakischen Kohlenbeckens eingehender kartiert, wobei die Kartierungsarbeiten sich auf mehrere Jahre erstrecken. Aber schon bis jetzt erworbenes Material ermöhlicht unsere Kenntnisse des kartierten Beckens zu erweitern, bzw. präzisieren. Gleichzeitig aber tauchen auch neue Probleme auf, bei der Lösung welcher eine engere Zusammenarbeit der ungarischen und tschechoslowakischen Geologen angebracht und nutzbar wäre.

In meinem Referat führe ich die Ergebnisse mehrjähriger Kollektivarbeit von Geologen und Paläontologen des Geologischen Institut's D. Štúrs und der Karlsuniversität in Prag ein, und zwar die von D. Vass, M. Marková, M. Vaňová, A. Ondrejíčková, R. Lehotayová, Prof. Fr. Němejc (Prag), Doz. B. Pacltová (Prag) und E. Planderová.

Stratigraphie

1. Der tiefere Untergrund des Beckens. Im tieferen Untergrund des Beckens lagern paläozoische und mesozoische Gesteine, welche als kleine Inselchen aus den tertiären Sedimenten im Gebiet von Šahy,

---

* Tento referát vypracoval dr. Vs. Čechovič tesne pred svojou smrťou pre konferenciu geológov v Maďarsku.

bei der Gemeinde Horná Strehová und Žihlava emportauchen. In letzter Zeit wurden diese Gesteine durch Bohrungsarbeiten im Liegenden der tertiären Schichten angebohrt (Bušince in 768 m Tiefe, Dol. Plachtince 437 m tief).

Durch geophysikalische Untersuchungen und Bohrungsarbeiten wurde festgestellt, dass das Relief der paläozoischen und mesozoischen Gesteine infolge der Erosionstätigkeit und der tektonischen Störungen sehr gegliedert ist und in nördlicher Richtung allmählich steigt.

2. Tertiäre Schichten haben sich in Becken in vier Sedimentationszyklen abgelagert; einer davon fällt in Paläogen, die übrigen drei in Miozän (Burdigal, Helvet und Torton).

Paläogen

Paläogen ist durch Mitteloligozän-Rupel und Oberoligozän-Chatt vertreten. Bei dieser Gelegenheit wollen wir darauf aufmerksam machen, dass einige tschechoslowakischen Geologen (J. Seneš, T. Buday, I. Cicha und andere) Chatt für Aequivalente des westeuropäischen Aquitans halten. Auf Grund einiger miozänen Elemente in der Fauna dieser Schichten und der vermutlich neuer Transgression im Chatt stellen sie die Chattschichten zum Miozän. Meiner Meinung nach ist dies weder gerechtfertigt noch durch genügendes Beweismaterial belegt. Infolge dessen halte ich mich bei älteren Ansichten über die Stratigraphie, die ich in einigen Punkten um neue Daten ergänze. Noch möchte ich bei dieser Gelegenheit bemerken, dass unsere oberoligozäne Schichten weder dem Stratotyp des Aquitans noch des Chatts voll entsprechen; da sie aber eine engere Verwandschaft mit dem Rupel als mit dem Burdigal aufweisen, reihe ich sie auch weiterhin zum Oligozän.

a) Mitteloligozän — Rupel. In unserem Gebiet treten die Rupel-Schichten nicht zutage und höhere Teile des Rupels wurden durch eine Bohrung bei der Gemeinde Bušince in der Tiefe zwischen 470 und 768 m, also etwa 300 m mächtig angebohrt.

An der Basis der oberrupelischen Schichten lagern lichte arkosenartige Sandsteine mit Konglomerat- oder Brekzieneinlagen und glimmerige Mergeltone (30 cm mächtig). Dann folgen hellgraue mergelige Tone und mergelige Aleurite mit Sandsteineinlagerungen. In der Assozation der Schwermineralien dominiert Granat (50 %) und nur in geringer Menge ist Staurolith, Disthen (1—10 %) anwesend, von autigenen Mineralien Pyrit und Siderit.

Die Makrofauna aus dem Bohrmaterial wurde nicht bearbeitet. In der Mikrofauna sind folgende Arten anwesend: *Rhabdamina abyssorum* Sars., *Cyclammina acutidorsata* (Hantken), *Marginulina fragaria* Gümb., *Planulina costata* u. a.

Auf Grund dieser Tatsachen darf man schliessen, dass im höheren Rupel

marine Sedimente aus dem Meer mit normaler Salinität vertreten sind, welche auf das paläozoische und mesozoische Liegende transgredieren.

b) Oberoligozän — Chatt. Da die oligozäne Transgression im Chatt verbreitet war, transgredieren die Chatt-Schichten, welche bei der Gemeinde Bušince aus dem Rupel entwickelt sind, in nördlicher Richtung direkt auf das Paläozoikum. Auf Grund seiner faziellen Entwicklung kann Chatt in zwei Teile gegliedert werden.

Der untere Teil des Chatts. Auf der Basis des Chatts liegt eine dünnere Schicht von feinkörnigen Konglomeraten und Brekzien mit Geröllen und Bruchstücken paläozoischer Gesteine (Quarz, Quarzit, Phyllit, Gneis). Sonst ist der untere Teil durch etwa 300—400 m mächtige monotone Schichten von grauen und graugrünen mergeligen Tonen bis mergeligen Aleuriten mit sandiger Lamination und Einlagerungen des harten Sandsteines vertreten. Der durchschnittliche Ca-Gehalt beträgt etwa 18 %. Die Assoziation von Schwermineralien ist der rupelischen ziemlich ähnlich. Am reichsten ist da wiederum Granat vertreten, weniger dann Zirkon, Turmalin und Apatit. Gänzlich abwesend oder nur unbedeutend vertreten sind Mineralien der höher metamorphierten Gesteine, wie Disthen, Sillimanit, Andalusit u. a.

Die Makrofauna aus einigen Bohrungen ist zwar stellenweise ziemlich häufig, aber gewöhnlich nur schlecht erhalten und deshalb auch schwer bestimmbar. Es kommen da sowohl oligozäne, als auch miozäne Arten vor, wobei die letzteren der Oberfläche zu häufiger vertreten werden. Am meisten verbreitet sind: *Amussium* ex gr. *corneum* Sow., *Terebratula hörnesi* Reuss, *Nucula nuclea* Linne, *Nucula compta* Goldf., *Cardium cingulatum*.

In der Mikroassoziation am häufigsten finden wir da: *Globigerina* ex gr. *bulloides* (d'Orb.), *Pullenia bulloides* (d'Orb.), *Sphaeroidina bulloides* (d'Orb.), *Almaena osnabrugensis* (Roemer), *Bolivina elongata* d'Orb'. *Cibicides dutemplei* (d'Orb.), grosse Formen von *Bathysiphon (B.) taurinensis* u. a. Es fehlen da einige Arten, welche im oberen Rupel noch anwesend waren (z. B. *Robulus arcuato-striatus* u. a.). Charakteristisch für diese Schichtfolge sind Blattabdrücke der Gattung *Cinnamomum*, die zusammen mit der marinen Fauna auftreten. In den Pollenspektren finden wir überwiegend Elemente der subtropischen Pflanzen (*Lauraceae*, *Sapotaceae*, *Lygodium* u. a.).

Der obere Teil des Chatts. Die Regression des oligozänen Meeres im höheren Chatt kommt im südwestlichen Teil (im Gebiet von Modrý Kameň) durch Seichterwerden des Meeres und Wechsellagerung mariner und brackischer Schichten, im südöstlichen Teil (südlich und südöstlich von Lučenec) durch Seichterwerden des Meeres und Bereicherung der Mikrofauna um brackische Elemente zur Geltung. Aus diesen Gründen können wir Chatt etwa in zwei Fazies — östliche und westliche — unterteilen. Ausserdem treten da auch manche Übergangsfazies und Subfazies auf.

Die westliche Fazies. In der westlichen Fazies kommen graubraune sandige Tone und mergelige Tone mit Bänken des harten kalkigen Sandsteines, selten mit Kiessand- und Konglomerateinlagen vor. Stellenweise treten auch graue bis dunkelgraue mergelige Tone mit einige Milimeter bis Centimeter starken Kohleneinlagerungen auf.

Die Assoziation der Schwermineralien ist ähnlich wie im unteren Chatt mit Überlegenheit des Granats. Örtlich kommt Glaukonit und Siderit vor.

Die Makrofauna ist ziemlich reich und in den marinen Schichten sind folgende Arten anwesend: *Lima sandbergeri* Desh., *Pholadomya puschi* Goldf. *Angulus nysti* Desh., *Cardium cingulatum* Goldf. u. a. In den brackischen Schichten treten Lagen mit *Polymesoda convexa* Brongn. und mit Vertretern der Gattungen *Congeria*, *Tympanotonus* usw. auf.

In den marinen Schichten dominiert die Mikrofauna, welche bereits aus dem unteren Chatt bekannt ist: *Robulus inornatus* (d'Orb.), *Cibicides dutemplei*, *Almaena osnabrugensis* (Roemer). In den brackischen Einlagerungen sind Vertreter der Gattungen *Elphidium*, *Ammonia*, und *Nonion* anwesend. Aus den paläobotanischen Studien geht hervor, dass da Lorbeerwälder mit beigemischten Myrica-Elementen vorherrschten, wobei Vertreter der Gattung *Cinnamomum* da eine dominierende Rolle spielten.

Die östliche Fazies. In der östlichen Fazies werden die Schichten des unteren Chatts allmählich sandiger, bis sie dann in graugrüne, schwach mergelige oder nicht mergelige, mürbe aleuritische Sande mit Sandsteinbänken mit Glaukonit übergehen. Ausserdem treten da auch etwa 10—30 cm mächtige Bänke und Konkretionen des harten Sandsteines auf. In den obersten Partien werden Sandsteine deutlich glaukonitisch. Die mineralogische Zusammensetzung der Gesteine ist da ähnlich wie beim unteren Chatt und auch da dominiert Granat. Diese Schichten enthalten eine wertvolle, aber leider unbestimmbare Makrofauna, überwiegend in Bruchstücken.

In den Mikrofaunavergesellschaftungen zusammen mit *Globigerina* ex gr. *bulloides* d'Orb. treten häufig auch *Ammonia beccarii* (L.) und *Elphidium crispum* (L.) auf, was auf das Seichterwerden des Meeres und Anzeichen der Aussüssung hinweist.

Als charakteristisches Merkmal der oligozänen Schichtfolge ist die Anwesenheit des relikten Meerwassers, welches in den Bohrungen aus basalen Schichten sowohl des Rupels als auch des Chatts am Kontakte mit dem älteren Liegenden entsprang. In den neogenen Schichten wurde das Salzwasser nirgends festgestellt.

Die von J. Kantor mit Hilfe der K-A/Methode durchgeführten geochronologischen Studien der Glaukonite aus dem obersten Chatt bezeugen das paläogene Alter der Schichten. Diese Tatsachen zwingen uns zur grössten Vorsicht bei der Umgliederung dieser unseren Schichten ins Miozän.

Neogen

Im Neogen wurden drei Sedimentationszyklen festgestellt, und zwar *Burdigal, Helvet* und *Torton.*

Burdigal. Die Grenze zwischen dem Paläogen und Burdigal ist scharf und auf Grund der Fauna und mineralogigischen Zusammensetzung der Gesteine auch feststellbar. Burdigal ist in zwei Fazies entwickelt; das untere Burdigal in der marinen (sublitoralen bis seichtneritischen) Fazies und das obere, vertreten durch terrestrische Sedimente. Es handelt sich da um eine neue Transgression des Meeres im unteren Burdigal und um seine vollständige Regression im oberen Burdigal.

Das untere marine Burdigal ist bei uns nicht sehr verbreitet. In einem zusammenhängenden Streifen greift es aus dem Salgótarjáner Becken ins Gebiet südwestlich von Fiľakovo, und in den Denudationsrelikten ist es nordwestlich von Balažské Ďarmoty bekannt. Seine Mächtigkeit beträgt etwa 80 bis 150 m und ist durch Schichten dunkler, grüngrauer mittel- bis grobkörniger glaukonitischer Sandsteine mit Schichten von graugrünen sandigen Tonen und Konglomerat-Schichten representiert. In den Sandsteinen findet man auch Schichten hellgrauer, oft schieferiger Rhyodacit-Tuffite, in den höheren Lagen auch helle graugrüne mergelige und tuffitische Tone.

Die mineralogische Zusammensetzung dieser Gesteine unterscheidet sich grundsätzlich von paläogenen Gesteinen. Vor allem ist da die Anwesenheit der Komponenten des rhyodacitischen Vulkanismus (Biotit, Amphibol, Beta-Quarz und vulkanisches Glas) zu verzeichnen. Charakteristisch ist auch die reiche Vertretung des Glaukonits und in einigen litoralen Fazien auch Vorkommen der Mineralien von höher metamorphierten Gesteinen wie Andalusit, Tremmolit zusammen mit vulkanischen Komponenten und Zirkon.

In der Makrofauna tauchen viele neue, aus dem Paläogen unbekannte Arten, vor allem grosse *Pectinidae*, wie *Pecten hornensis* Deperét & Roman, *Pecten pseudobeudanti* Deperét — Roman, *Chlamys gigas* (Schloth.), *Chlamys palmata palmata* (Lamarck), dann *Ostrea fimbriata* (Grat.), *Cardium burdigalensis* (Lamarck), *Panopea menardi* Deshayes und viele anderen. Ausserdem findet man da Haifischzähne der Gattung *Lamna*, *Oxydina* und *Carcharodon*. Auch Charakter der Mikrofaunavergesellschaftungen wird da grundsätzlich geändert. Am häufigsten kommen da folgende Arten vor: *Nonion commune* (d'Orb.), *Bulimina elongata* d'Orb., *Uvigerina bononiensis* Forn., *Cibicides boueanus* (d'Orb.) In oberen Lagen sind grosse Formen von *Ammonia beccarii* (L.) anwesend.

In den burdigalischen Schottersanden nördlich von Balažské Ďarmoty findet man Vertreter der Gattung *Ostrea* und *Anomia*. Überreste der Mikrofauna wurden in diesen Schichten nicht festgestellt.

Aus Pollenanalysen geht hervor, dass die wesentlichste Komponente der Pflanzenvergesellschaftung durch wärmeliebende Laubbäume vertreten war. Am häufigsten sind Pollenkerne von *Myricaceae*, *Nyssaceae* u. a. anwesend; auch *Sapotaceae*, *Lauraceae* und Palma Sabal sind reich vertreten.

Das obere kontinentale Burdigal ist überwiegend im östlichen Teil des Beckens vertreten. In westlicher Richtung klingt es aus und etwa südwestlich von Modrý Kameň ist es entweder überhaupt nicht anwesend oder nur in sehr kleiner Mächtigkeit. In der terrestrischen Fazies, die in Osten eine Mächtigkeit bis 100—150 m erreicht, wechsellagern Schichten von Schottern, Sanden, Rhyodacit-Tuffiten und bunten Schiefertonen. Oft wird da die Kreuzschichtung beobachtet. Unter den Schwermineralien sind zusammen mit saueren vulkanischen Komponenten wiederum Mineralien der höher metamorphierten Gesteine anwesend, d. h. Andalusit und Sillimanit. Stellenweise werden Kiese in Konglomerate verfestigt und enthalten unbestimmbare Überreste der überschwemmten marinen Fauna (Thanatozönose), welche während der Regression des burdigalischen Meeres redeponiert wurde.

Eine reiche Makroflora wurde in den Rhyodacit-Tuffiten bei der Gemeinde Lipovany (Romháň) gefunden, aus welcher Fr. Němejc über 25 Pflanzenarten bestimmt hat. Es handelt sich um subtropische Pflanzen, in welchen Lorbeerpflanzen vorherrschen. Die für Pollenanalyse entnommenen Proben waren steril.

b) Helvet. Der weitere Sedimentationszyklus spielte sich im Helvet ab. Das Meer transgredierte langsam auf die flache Ufer, die aus teilweise denudierten burdigalischen, beziehungsweise auch paläogenen Ablagerungen gebaut war. Die Transgression setzt mit der Entstehung von Strandbinnenseen, und Depressionslagunen ein; im höheren Teil des Helvets sind litorale, sublitorale und neritische Sedimente des Meeres mit normaler Salinität anwesend. Fortschreiten der Transgression ist im Terrain gut verfolgbar.

Im Helvet unterscheiden wir: Süsswasser- bis schwachbrackische produktuve Schichten mit Kohlenflözen, dann die hangenden Tone, Oncophora-(Rzehakia-)Schichten, Mangansande und — sandsteine, kalkige Sandsteine bis mergelige Aleurite mit Konglomerateinlagen, Mergeltone in der Schlierfazies.

Diese Superposition (Schichtenabfolge) gilt nur für das engere Gebiet von Modrý Kameň. Im breiteren Raum vertreten sich einige Fazies gegenseitig.

Süsswasser- bis schwachbrackische produktive Schichten mit Kohlenflözen

Diese Schichten besitzen eine Mächtigkeit von 30—80 m und lagern an der Basis der Helvet-Schichtfolge. Es handelt sich um Schichten von Tonen, sandigen Tonen und Tonen mit zwei Kohlenflözen, welche örtlich auseinan-

der gehen oder werden von kleineren Flözen begleitet. Das untere Flöz bei der Gemeinde Potor erreicht eine Mächtigkeit von 5 m; in nordwestlicher Richtung keilt es aus, oder zerfällt in einige Bänke. Darüber ist eine etwa 20—40 m mächtige Schicht des feinen, flüssigen Sandes, welcher dann das obere Flöz folgt. Dieses Flöz erreicht bei der Gemeinde Selce eine Mächtigkeit von 3—3,5 m, sonst ist seine Mächtigkeit veränderlich. Immer wieder keilt es in nördlicher Richtung aus bis es im Nordteil nur etwa 0,5—0,8 m mächtig ist. Im südöstlichen Teil (im Gebiet von Vatovce) zerfällt das untere Flöz in zwei Bänke (0,4 m und 1,7 m mächtig). Daraus folgt, dass die Lagerung der Flöze sehr unregelmässig ist und die Mächtigkeit wie auch Zahl der Kohlenflöze ändert sich in verschiedenen Teilen des Beckens.

Qualität der Kohle ist ziemlich gut; Wärmekraft 3000 bis 3500 Kal/kg, etwa 25 % Wasser und 20—25 % Asche.

Perspektiven für die weitere Ausbreitung der produktiven Schichten sind nicht besonders günstig. Die südöstliche, nordöstliche und südwestliche Begrenzung der produktiven Schichten ist aus der geologischen Kartierung und Bohrforschung gut bekannt. Derzeit wird die Fortsetzung der produktiven Serie nordwärts und nordwestwärts unter den tortonischen tuffogenen Gesteinen verfolgt. Dabei hat man festgestellt, dass bei der Gemeinde Horný Tisovník, d. h. etwa 14 km nördlich von Modrý Kameň die produktiven Schichten ganz fehlen; im Nordteil des Beckens ist ein etwa 0,5—0,8 m mächtiges Flöz festgestellt worden. Aus einigen Bohrungen ist zu entnehmen, dass man am Nordrande des Beckens kleinere, voneinander abgetrennte Kohlenbeckchen erwarten könnte.

In den produktiven Schichten wurden Faunenüberreste gefunden, aus welchen man Vertreter der Gattung *Planorbis* und sehr selten auch *Congeria* bestimmen konnte. Ausserdem sind da unbestimmbare Knochenüberreste eines kleinen Nasshornes oder Tapiers anwesend. Palynologische Studien weisen auf die Überlegenheit der Moorpflanzen der Gattung *Taxodiaceae*, *Polypodiaceae* und *Myricaceae* hin.

H a n g e n d e T o n e. Über den produktiven Schichten lagern etwa 100—150 m mächtige Schichten monotoner graugrüner Tone mit muscheligem oder Schlierzerfall. In östlicher Richtung löschen diese Schichten aus. In den Schwermineralien kommen rosarote Zirkone und Apatite mit hohem Bruchindex (der efusive Typus) vor. Die Makrofauna — bis auf sehr seltene winzige Cardien — wurde nicht gefunden; lediglich aus älteren Schichten überschwemmte Radiolarien und Foraminiferen konnte man feststellen. Die Pollenspekteren sind ähnlich wie in produktiven Schichten.

Oncophora (Rzehakia)-S c h i c h t e n. Die brackischen Oncophora-Schichten sind hauptsächlich im Zentralteil des Beckens, in der breiteren Umgebung von Modrý Kameň verbreitet. In Nordosten und Südwesten stellen ihre

Aequivalente die marinen Schichten mit normaler Salinität dar, die auch in d ren Hangendem lagern.

Es handelt sich um graugrüne, feinkörnige mergelige bröckelige Sandsteine bis mergeline Aleurite mit grossem Glimmer-Gehalt. Der Übergang in hangende Mangansande ist allmählich. In den Oncophora-Schichten kann man einige Bio- und Lithofazies unterscheiden. In der Assoziation der Schwermineralien wurde Granat, Disthen und Epidot festgestellt; Andalusit, Sillimanit, Tremmolit und Brookit ganz fehlen.

In der Makrofauna sind *Oncophora (Rzehakia) socialis* R z e h., *Oncophora* sp., *Siliqua* sp., *Cardium* sp. und selten auch kleine Congeria-Formen, wie *Congeria* ex gr. *amydgaloides* anwesend.

Einen eigenartigen Charakter weist die Mikrofauna der Oncophora-Schichten auf; sie ist meistens verkrüppelt und übersteigt nirgends die Grösse um 0, 11—0,20 mm. Anwesend sind: *Globigerina* ex gr. *bulloides* d'O r b., *Ammonia beccarii* (L.), seltener dann Vertreter der Gattung *Cibicides*, *Bolivina*, *Bulimina*, *Elphidium*, *Nonion* usw.

Pflanzenüberreste wurden nicht gefunden.

Die Oncophora-Schichten lagerten sich in den Lagunen ab, welche nur sehr sperrlich mit dem Meer in Verbindung waren. Derzeit werden eingehende Studien verschiedener Fazies der Oncophora-Schichten, besonders der sog. Übergangsfazies, durchgeführt.

M a n g a n s a n d e und S a n d s t e i n e. Die Oncophora-Schichten gehen in hangende Sande und Sandsteine allmählich über. Die lithofaziellen und biofaziellen Grenzen stimmen nicht überein, da die Vertreter der Gattung *Siliqua*, die für Oncophora-Schichten typisch sind, auch in Mangansande übergehen.

Diese Schichten sind durch graugrüne polymikte bröckelige Sandsteine mit 30—40 m mächtigen Bänken von harten Sandsteinen representiert. Ausserdem sind da auch Einlagen von graugrünen glimmerigen Ton anwesend. Zum Charakteristikum dieser Schichten gehören Imprägnationen der Manganoxyde, wobei örtlich der Mn-Gehalt bis 8—12 % beträgt. In der Assoziation der Schwermineralien kommt Tremmolit, Sillimanit, Epidot vor. Auffallend ist der hohe Granat-Gehalt (bis zu 60 %). Ausserdem wurde Disthen, Turmalin, und Andalusit festgestellt. Der Karbonat-Gehalt steht unter der 5 %-Grenze. Fossilüberreste, bis auf vereinzelte winzige unbestimmbare Muscheln, hat man da nicht gefunden.

K a l k i g e S a n d s t e i n e bis m e r g e l i g e A l e u r i t e. Dem Hangenden zu gehen diese Schichten in kalkige Sandsteine über, welche — bis auf den $CaCO_3$-Gehalt — ähnliche mineralogische Zusammensetzung aufweisen. Es sind da graugrüne feinkörnige mergelige Sandsteine mit dem

Karbonat-Gehalt um 10—13 %, dann auch Glaukonit vertreten. Sandsteine enthalten oft auch kleinere Quarz- und Quarzitgeröllchen.

In der Makrofauna hat man folgende Arten gefunden: *Chlamys opercularis* Lin., *Calistatopes vetulus* Bast., *Aloidis gibba* Olivi u. a. Es handelt sich da um Aequivalente der Chlamys-Schichten des Salgótarjáner Beckens.

In der Foraminiferen-Assoziation sind grosse Exemplare der Gattung *Cibicides* anwesend und von planktonen Arten die *Globigerina* ex gr. *bulloides* d'Orb. u. a.

Mergeltone und Tone (Schlierfazies). Am Kulminationspunkte der helvetischen Transgression haben sich mergelig-tonige Schichten in der Schlierfazies abgelagert. Im unteren Teil liegen graugrüne, stark sandige Mergeltone bis mergelige Aleurite. Höher folgen harte graugrüne Mergeltone und Tone mit muscheligem bis splittrigem Zerfall. Zur hauptsächlichen Mineralkomponente zählt Montmorillonit neben Kaolinit und Illit.

In der Makrofauna herrschen Lamellibranchiata über den Gastropoden vor. Sonst ist da die aus helvetischen Schlierschichten der Südslowakei und Ungarns gut bekannte Fauna anwesend. Man trifft da Vertreter der Gattung *Leda* (*Leda pella* L., *Leda clavata* Calc., *L. fragilis* Chemn.), *Lucina* (*Lucina wolfi* R. Hörn.), *Amussium dentatum* (Reuss), *Aturia sturi* Bast., Korallen usw. Auch die Mikrofauna ist sehr reich vertreten, und neben der dominierenden planktonen Art *Globigerina* ex gr. *bulloides* d'Orb. treten auch weitere Arten wie *Uvigerina parkeri breviformis* Papp et Turn., *Uvigerina bonnoniensis primiformis* Papp et Turn., dann noch *Bolivina*, *Bulimina* und *Robulus*-Vertreter auf. Makroflora hat man bisher nicht festgestellt. In den Pollenspektren ist die Reduzierung der nassliebenden Arten (*Taxodium* u. a.) zu verzeichnen, während Pollen der Nadelpflanzen *(Pinus)* reicher werden. Von Laubbäumen ist die Gattung *Alnus*, *Carya*, *Pterocarya* u. a. anwesend.

Bei dieser Gelegenheit möchten wir bemerken, dass einige tschechoslowakischen Geologen (J. Tejkal, I. Cicha, J. Seneš, T. Buday) auf Grund der Foraminiferenfauna der Schlierschichten eine neue Transgression voraussetzen und das höhere Helvet wollen sie als selbständige „karpatische Formation" ausgliedern, die jünger sein soll, als der untere Teil des Helvets. Infolge dessen, dass im südslowakischen Becken zwischen den Oncophora-Schichten und den Schichten mit stenohaliner Fauna (Schlier) die horizontelen und vertikalen Übergänge entwickelt sind, handelt es sich eigentlich nur um verschiedene Fazies. Aus diesem Grunde können wir mit dieser Ansicht in unserem Fall nicht einverstanden sein.

c) Torton. Im Hangenden des Helvets sind marine und terrestrische, überwiegend vulkanogene Sedimente des Tortons abgelagert.

Tektonik

Das Südslowakische Becken wurde von der germanotypen Tektonik tortonischen bis nachtortonischen Alters erfasst. In unserem Gebiet ist es ein dichtes Netz von NW—SO Senkungen, welche die Schichten in ein System von Horsten und Graben gegliedert hat. Die zweite Gruppe mit der W—O oder NO Richtung ist nur von kleiner Bedeutung.

Der grösste Grabeneinbruch befindet sich zwischen Lučenec und Modrý Kameň und ist etwa 10—15 km breit. In den gesunkenen Schollen sind auch weitere kleinere Dislokationen. Dieser Graben hat seine Fortsetzung auch in Ungarn, wo er bis zu Salgótarján, d. h. auf eine bis 25 km grosse Entfernung verfolgbar ist. Grössere Senkungen sind besonders an den Aussenrändern der Graben von kleineren Senkungen begleitet, längs welcher Mineralwasser mit CO_2 emporsteigen.

Im grossen und ganzen ist der Charakter der Tektonik unseres Südslowakischen Beckens dem des Salgótarjáner Beckens sehr ähnlich.

Schlussfolgerungen

In diesem meinem Referat habe ich mich bemüht Ergebnisse unseres bisherigen Studiums des südslowakischen Beckens zusammenzufassen. Da diese Studien noch nicht beendet sind, kann ich begreiflicherweise kein einheitliches kompaktes Bild des Gebietes übermitteln.

Zum Schluss möchte ich nochmals wiederholen, dass nämlich bei der Lösung vieler Probleme enge Zusammenarbeit ungarischer und tschechoslowakischer Geologen zu wünschen wäre. Zu Hauptproblemen dieser Zusammenarbeit gehören vor allem: die Bestimmung der Oligozän-Miozän Grenze, eingehendes Studium der Helvetischen Stufe. Aus praktischen Fragen sei da die Korrelation der Kohlenflöze im südslowakischen und Salgótarjáner Becken und Studium deren Genese erwähnt.

Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava

VSEVOLOD ČECHOVIČ – TEODOR ŠÍNALY*

PALEOGÉNNE A SPODNOMIOCÉNNE VRSTVY VO VEĽKOBANI HANDLOVÁ

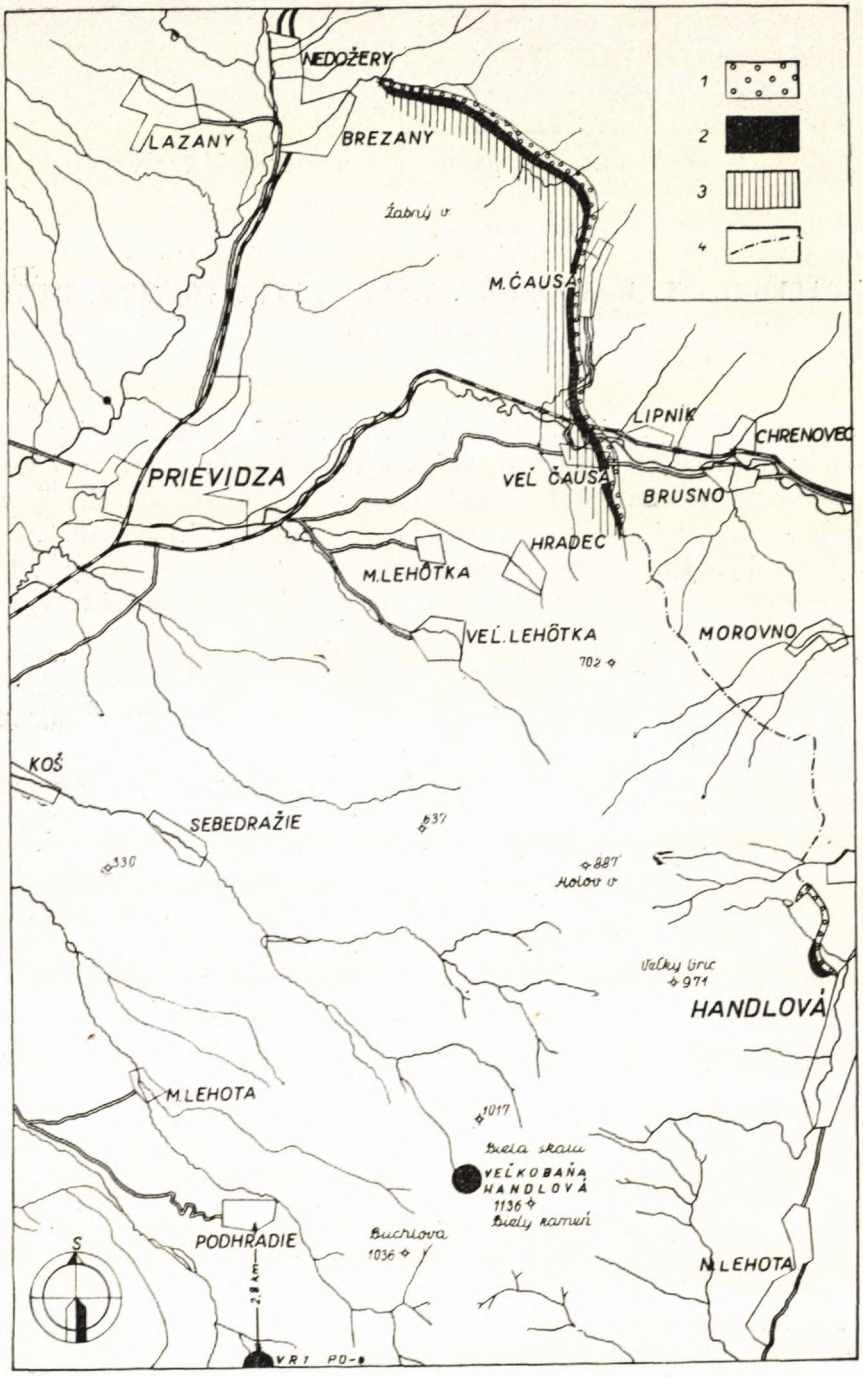
Pri podzemných prieskumných prácach vo Veľkobani Handlová pod eruptívnymi príkrovmi severnej časti pohoria Vtáčnik a produktívnym vrchnotortónskym súvrstvím boli nafárané vrstvy paleogénu a spodného miocénu. Ich nájdenie má význam nielen pre objasnenie stavby handlovskej uhoľnej panvy, ale aj pre širšie závery o paleogeografii miocénu. Ide o vrstvy vrchného eocénu (priabonu) a spodného miocénu (sp. burdigalu). Posledné sú vyvinuté len v brakickej fácii.

Ako je známe zo starších prác (V. Čechovič, 1959) paleogénne a spodnomiocénne vrstvy vychádzajú na severnom a východnom okraji handlovskej uhoľnej panvy, ktorá je vyplnená vrchnotortónskymi a spodnosarmatskými, prevažne tufogénnymi usadeninami s uhoľnými slojmi.

Paleogénne vrstvy sú zastúpené jednak piesčito-slienitými flyšoidnými vrstvami, jednak vrstvami piesčitými, ktoré pred usadením miocénnych vrstiev z väčšej časti boli oddenudované. Prvé patria vrchnému eocénu (priabonu), druhé tiež vrchnému eocénu, snáď aj spodnému oligocénu. Spodnomiocénne vrstvy, ktoré sa usadili transgresívne a diskordantne na denudovaných vrstvách paleogénu, boli známe len v severnej časti panvy v širšom okolí obcí Brezany, Malá Čausa a Veľká Čausa. Skladajú sa z kontinentálnych štrkov a pieskov, lagunárnych slienito-piesčitých usadenín, morských sublitorálnych a litorálnych pieskov (plážový vývoj) a neritických slienitých ílov a ílov vyvinutých v šlírovej fácii. Väčšina vrstiev je dobre charakterizovaná makrofaunou a mikrofaunou a bola pričlenená k spodnému burdigalu (V. Čechovič 1938, 1939). Predpokladalo sa, že paleogénne súvrstvie je vyvinuté i v podloží handlovskej panvy, lebo boli známe východy paleogénu ako na jej východnom, tak i na jej západnom okraji. Nakoľko paleogénne súvrstvie upadá smerom na juhozápad, nedalo sa predpokladať, že sa nachádza v menšej

* Túto prácu odovzdal dr. Čechovič tesne pred svojou smrťou.

Mapa rozšírenia brudigalských vrstiev v handlovskej uhoľnej panve



1. Kontinentálna fácia; 2. brakická fácia; 3. morská fácia; 4. pravdepodobná hranica rozšírenia burdigalských vrstiev.

hĺbke v severnej časti pohoria Vtáčnik. Spodnomiocénne vrstvy pri mapovaní neboli nájdené pri východnom okraji panvy, a preto sa predpokladalo, že nie sú všade vyvinuté.

V roku 1958 vrtom Geologického prieskumu v oblasti obce Podhradie (viď obr. 1) v hĺbke ca 300 m boli navŕtané brakické piesčité sliene s *Melania* sp. a s neurčiteľnými lamelibranchiátmi, ktoré by mohli patriť brakickej fácii spodného burdigalu. Výplavy z týchto vrstiev boli sterilné. V ich podloží sú vrchnoeocénne slienito-piesčité flyšoidné vrstvy a v nadloží handlovská produktívna séria.

V roku 1961 na severnom úpätí kopca Scheibling v nadloží vrchnoeocénnych slienito-piesčitých flyšoidných vrstiev a v podloží bazálnych vrchnotortónskych tufitov a zlepencov sa našli vrstvy strednozrnných štrkov a svetlých sivozelených a ružovkastých ílov, ktoré podľa petrografického zloženia, litologického vývoja a stratigrafickej polohy pravdepodobne patria kontinentálnej fácii spodného burdigalu. Palynologické štúdiá E. Planderovej potvrdzujú tento predpoklad. Štrky sú dobre opracované a skladajú sa z valúnov spodnotriasového kremenca, kremeňa a kryštalických hornín.

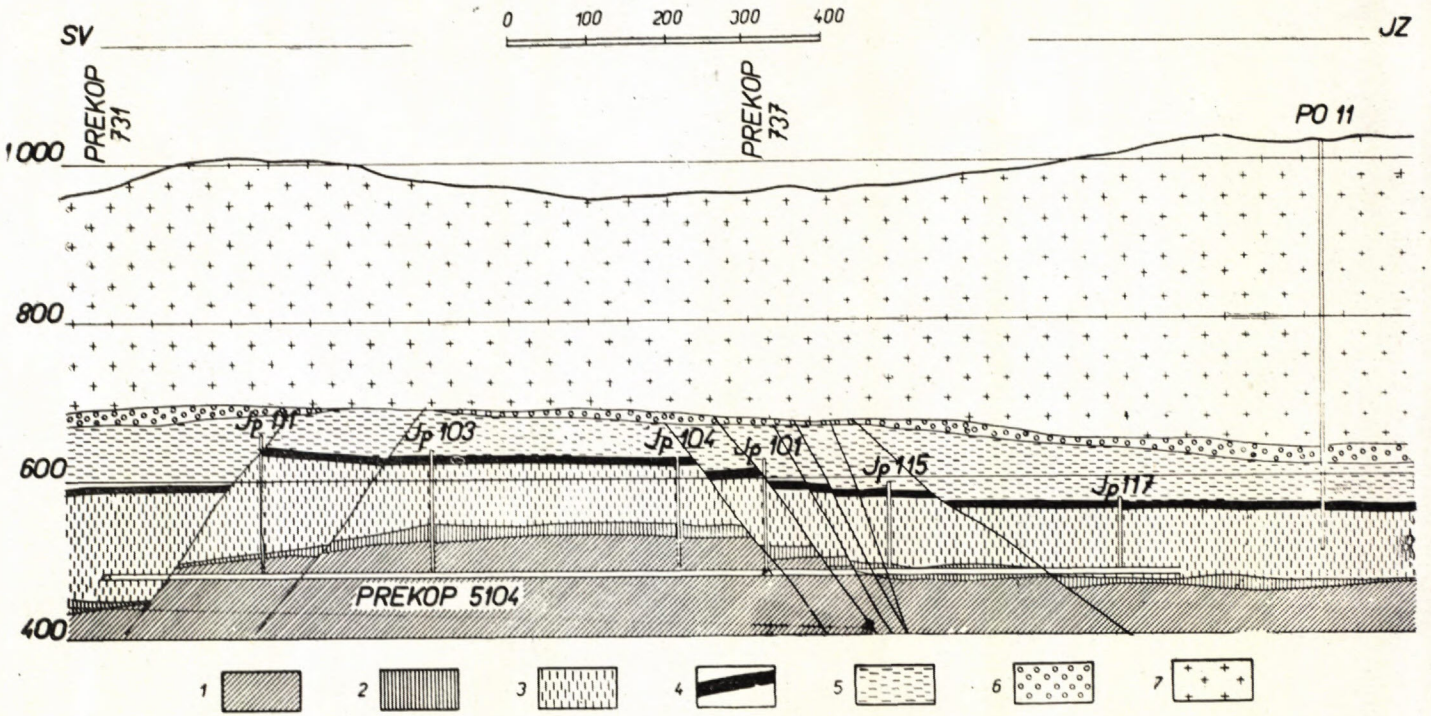
Sladkovodné zelené íly na južnom úpätí kopca Scheibling svojho času naznačil na geologickej mape J. Vigh. Teraz odkryvy ílov v týchto miestach sú zakryté sutinou a mladými zosuvmi.

Konečne paleontologicky dokázateľné vrchnocénne a spodnoeocénne vrstvy v posledných rokoch boli nafárané južným prieskumným prekopom Veľkobane Handlová, ktorý bol razený juhozápadným smerom, t. j. pod pohorie Vtáčnik. Okrem toho v prekope sa urobilo niekoľko podzemných vrtov, ktoré overili vrstvy nad prieskumným prekopom. Miesto, kde boli nafárané paleogénne vrstvy, je orientačne naznačené na priloženej skici. V tomto prieskumnom prekope na kóte 480 sa narazilo na vrstvy sivých svetlých páskovaných slienitých ílov s jemnou piesčitou laminációu, zapríčinenou striedavým uložením vrstvičiek tmavšieho slienitého ílu a svetlejšieho, silne piesčitého ílu až slienitého piesku s bohatým zastúpením svetlej sľudy (viď obr. č. 2). Makrofauna v nich sa nenašla. Vo výplavoch R. Lehotayová zistila drobnú prekalcifikovanú morskú paleogénnu mikrofaunu, s prevahou foraminifer *Globigerina officinalis* Subbotina, *Globigerina* ex gr. *bulloides* d'Orb., *Globigerina postcretacea* Mjatliuk, *Turborotalia (Acarinina) rotundimarginata* Subb. a potom vzácne *Gümbelina* sp. a *Cibicides* sp.

Na základe litologického vývoja a mikropaleontologickej analýzy možno bezpečne korelovať tieto vrstvy s vrchnoeocénnymi piesčito-slienitými flyšoidnými vrstvami, ktoré sú známe pri okrajoch handlovskej panvy (V. Čechovič 1959; R. Lehotayová 1959; E. Vavrová 1959).

Ako ukázali banské práce a podzemné vrty, na paleogéne transgresívne a diskordantne sú uložené 10—15 m hrubé usadeniny spodného miocénu,

Geologický rez paleogénnymi a spodnomiocénnymi vrstvami v oblasti južného prieskumného prekopu Veľkobane Handlová



1. Sivé svetlé páskované slienité íly s jemnou piesčitoula mináciou *(vrchný eocén-priabon)*; 2. sivozelené, silno piesčité slienité íly až slienité pieskovce s valúnikmi kremeňa a kremenca a brakickou makrofaunou *(sp. burdigal)*; 3. svetlé žltosivé a tmavosivé tufity s vložkami andezitových zlepencov a s vrstvičkami tufitických ílov; 4. uhoľný sloj; 5. sivé a sivohnedé íly a slienité íly (nadložné íly; 3—5 *vrchný tortón*); 6. štrky s mezozoickým a kryštalinickým materiálom, drobnozrnné piesky a svetlé sivozelené slienité íly; 7. balvanité chaotické tufy, napadané tufy, tufity a andezitové zlepence (6—7 *sarmat*).

ktoré sa skladajú zo sivozelených, silne piesčitých slienitých ílov, až veľmi jemnozrnných slienitých pieskovcov, s ojedinelými dobre opracovanými valúnikmi kremeňa a kremenca. Veľkosť valúnov dosahuje 6 cm. Miestami sa v nich objavujú vrstvičky uhoľného detritu.

V piesčitých slieňoch sa našla početná, ale zle zachovaná fauna, kde prevládajú veľké gastropódy. Väčšina fauny je v úlomkoch, alebo je silne deformovaná a porušená. Avšak našli sa veľké mlže s oboma lastúrami, čo ukazuje na autochtónny pôvod aspoň niektorých zložiek fauny. Ináč časť fauny sa zdá byť premiestnená na menšiu vzdialenosť (syngenetické preplavenie). Z tejto fauny podarilo sa nám určiť: *Polymesoda brongniarti* (D e s h. ?), *Terebralia bidentata* (D e f r.) a *Ostrea* sp. Všetky nami určené druhy sú známe z burdigalských brakických vrstiev pri severnom okraji panvy. Výplavy z týchto vrstiev boli buď sterilné, alebo obsahovali ochudobnenú mikrofaunu. Podľa analýzy R. L e h o t a y o v e j (1961) vzorky obsahovali brakické foraminiferové spoločenstvo s *Ammonia beccarii* (L.) a vzácne prekalcifikované jedince *Globigerina* sp., ktoré boli preplavené z podložných vrchnoeocénnych vrstiev. Pri palynologickej analýze E. P l a n d e r o v á (1961) zistila, že sporomorphy boli veľmi korodované, a preto len ťažko určiteľné. Vo vzorkách prevládajú formy tricolpátne a tricolporátne, vedľa ktorých sú vysokým percentom zastúpené spodnomiocénne rody a skupiny ako napr. čeľad *Sapotaceae Leguminosae, Cingulatisporites marxheimensis* M ü r r. P f l u g, *Corrugatisporites solidus* R. P o t., *Symplocaeae* atď. Celkový charakter peľového spektra a spôsob zachovania peľových zŕn (silná korózia) zhodujú sa s údajmi B. P a c l t o v e j (1958), ktorá palynologicky spracovala burdigalské usadeniny severného okraja handlovskej panvy.

Nami opísané spodnomiocénne vrstvy podľa litologického zloženia makrofauny, mikrofauny a peľových spektier sa zhodujú s najspodnejšou časťou spodnoburdigalských lagunárnych brakických usadenín, ktoré boli opísané V. Č e c h o v i č o m (1959), J. S e n e š o m (1959), R. L e h o t a y o v o u (1959), B. P a c l t o v o u (1958) zo severného okraja panvy. Ide tu o podobné usadeniny depresných lagún na okrajoch spodnoburdigalského mora; preto možno konštatovať, že oblasť ich rozšírenia zasahovala ďaleko na juh. Burdigalské vrstvy so stenohalínnou makrofaunou, ktoré sú známe zo severného okraja panvy, v bani sa neobjavili. V nadloží spodnoburdigalských brakických vrstiev diskordantne ležia bazálne tufogénne usadeniny vrchného tortónu o hrúbke 80—110 m. Skladajú sa zo svetlých, žltosivých a tmavosivých, jemne až hrubozrnných tufitov s vložkami andezitových zlepencov s vrstvičkami svetlosivých tufitických ílov. V týchto miestach sa spodný a vrchný sloj spojili. Potom je vyvinutý jeden uhoľný sloj. V jeho nadloží sú 60—80 m hrubé vrstvy sivých až sivohnedých ílov a slienitých ílov.

V nadloží vrchnotortónskeho súvrstvia sú 30—40 m hrubé fluviálne usa-

deniny, ktoré už rátame k spodnému sarmatu. Sú reprezentované štrkmi s mezozoickým a kryštalinickým materiálom. Veľkosť valúnov až 10—15 cm. Valúny sú dobre opracované a zle triedené. Miestami štrky sa striedajú s vrstvami pieskov a svetlých, sivozelených slienitých ílov. V ich nadloží sú 300—350 m hrubé vrstvy balvanitých chaotických tufov, hrubozrnných a jemnozrnných napadaných tufov, tufitov a andezitových zlepencov. Miestami sa objavujú prúdy svetlého pyroxenického andezitu. Tieto vulkanogénne horniny rátame tiež k sarmatu.

Na základe nami uvedených nových dát možno konštatovať, že v podloží vrchnotortónskych produktívnych vrstiev handlovskej panvy a eruptívnych príkrovov severnej časti pohoria Vtáčnik, skoro na celej ploche sú vyvinuté spodnoburdigalské lagunárne a kontinentálne usadeniny. Kontinentálne usadeniny sú vyvinuté prevažne na východnom okraji panvy a smerom na juhozápad sú zastúpené brakickými vrstvami. V severnej časti boli nájdené brakické vrstvy i v nadloží kontinentálnych usadenín (V. Čechovič 1957). Spodnoburdigalské vrstvy normálnej salinity v južnej časti panvy sa doteraz nenašli. Možno predpokladať, že sa tu buď vôbec neusadili, alebo boli denudované počas prerušenia sedimentácie medzi burdigalom a vrchným tortónom. Otázka prítomnosti a faciálneho vývoja burdigalských vrstiev v podloží vulkanitov Kremnicko-štiavnického pohoria je veľmi dôležitá pre riešenie paleogeografie spodného miocénu, a preto má byť sledovaná pri ďalších geologických prácach.

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Veľkobaňa Handlová

LITERATÚRA

[1] Čechovič V., 1938: La transgression burdigalienne dans la haute Valée de la Nitra en Slovaque. Comp. Rendu Som. de Seanses de la Sociéte geologique de France, Paris. Fas. 9. — [2] Čechovič V., 1959: Geológia treťohorných vrstiev severného okraja Handlovskej uhoľnej panvy. Geol. práce, Zoš. 53. — [3] Lehotayová R., 1959: Mikrobiostratigrafický výskum terciéru severnej časti handlovskej panvy. Geol. práce, Zoš. 53. — [4] Lehotayová R., 1961: Mikrofaunistické zhodnotenie treťohorných vrstiev v oblasti zosuvu v Handlovej (rukopis). — [5] Pacltová B., 1958: Palynologický výzkum terciéru v oblasti Handlové na Slovensku. Časopis pro mineralogii a geologii. R. III. Praha. — [6] Planderová E., 1961: Palynologický výskum ílov a slieňov z vrtu JP 105. v Handlovej (rukopis). — [7] Seneš J., 1959: Biotop a podmienky vzniku spodnoburdigalských usadenín Horného Ponitria. Geologické práce, Zoš. 53. — [8] Vavrová E., 1959: Mikropaleontologické zhodnotenie povrchových vzoriek terciéru severného okraja handlovskej uhoľnej panvy. Geol. práce Zoš. 53.

VSEVOLOD ČECHOVIČ — DIONÝZ VASS

K OTÁZKE STRATIGRAFICKÉHO ČLENENIA TORTÓNSKYCH VRSTIEV Z OKOLIA MODRÉHO KAMEŇA

Úvod

Geologicko-výskumné práce na liste Modrý Kameň, ktoré sa začali r. 1960, priniesli vďaka kompletnosti mnoho nových poznatkov, ale i nové problémy, ktoré majú byť riešené alebo doriešené ďalším výskumom. Sem patrí aj problém prítomnosti spodného tortónu v okolí Modrého Kameňa, s ktorým sa zaoberá predkladaná práca.

Zmienky o tortónskych vrstvách južného Slovenska nachádzame v zprávach Pantoczeka (1882), Schafarzika (1883), Telegdi Rotha (1891), Gaála (1905), Strausza (1924), T. Budaya (1937), R. Kettnera (1939) a R. Schwarza (1940).

V povojnových rokoch sa problémom tortónu okolia Modrého Kameňa zaoberali V. Čechovič — J. Seneš (1950), V. Čechovič (1952); tortónsku faunu od Kosihoviec popísal Hano (1950). Otázky sedimentárnej petrografie modrokamenskej uhoľnej panvy riešil J. Slávik (1956—1957, 1959). Tortónske usadeniny najnovšie popísal V. Čechovič (in Kuthan 1960).

Popis tortónskych vrstiev

Tortón v okolí Modrého Kameňa je budovaný litologicky veľmi rôznorodým súvrstvím vulkanogénnych hornín, ktorého mocnosť dosahuje 350—400 m. Hojnosť, príp. absolútna prevaha vulkanického materiálu v tomto súvrství výrazne svedčí o rušnej vulkanickej činnosti, ktorá začala v tortóne a v priebehu tohto veku pokračovala so zvýšenou aktivitou.

Spodná časť tortónskeho súvrstvia sa nepochybne usadzovala v morskom prostredí, o čom svedčia bohaté zvyšky morskej fauny. Časť vrstiev v nadloží morských usadenín sedimentovala tiež vo vodnom prostredí, ale prítomnosť sladkovodnej fauny dokazuje ich jazerný pôvod. V najvyšších obzoroch vulkanicko-sedimentárneho komplexu sú už nepochybne usadeniny terestrické.

Tortón leží vždy transgresívne a diskordantne na vrstvách staršieho miocénu, alebo na paleozoiku a mezozoiku. V oblasti Modrého Kameňa v podloží tortónskeho súvrstvia sú vrchnohelvétske piesky a slienité íly v šlírovej fácii, ktoré niektorí autori (I. Cicha — J. Tejkal 1959; J. Seneš 1959, najnovšie tiež Kapounek — Papp — Turnowský 1961) vyčleňujú ako samostatný stupeň s predbežným označením *karpatská formácia*. V severnej časti našej oblasti slienité piesky a íly chýbajú a tortón leží priamo na spodnejších vrstvách vrchného helvétu, t. j. na tzv. mangánových pieskoch, resp. na spodnohelvétskych oncoforových pieskoch. Severne od študovaného územia bolo vrtmi v podloží tortónu zistené len mezozoikum a paleozoikum.

Prítomnosť morskej fauny v spodných vrstvách modrokamenského tortónu bola v starších geologických prácach kritériom pre lokálne delenie tortónskych vrstiev na dve časti, a to: na *spodný tortón* v morskom vývoji a *vrchný* vo vývoji kontinentálnom (V. Čechovič — J. Seneš 1950; V. Čechovič 1952). Toto pôvodné delenie chceme upresniť a doplniť novými zisteniami.

Podľa novších pozorovaní môžeme tortón okolia Modrého Kameňa rozdeliť na niekoľko obzorov:

1. spodný tortón

a) stredné až hrubozrnné piesky, štrky (zlepence) s vložkami litotamniových vápencov a ryodacitových a dacitových tufitov;
b) svetlé ryodacitové a andezitové tufity;
c) aglomeratické balvanité tufity s andezitovým a exotickým materiálom, zlepence a štrky, striedajúce sa s vrstvami piesčitých až pelitických tufitov;

2. vrchný tortón

d) tmavé vrstevnaté andezitové tufity, zlepence a štrky;
e) chaotické balvanité tufy s popolovitým, resp. lávovým tmelom s polohami zlepencov a vrstvami piesčitých až pelitických tufitov.

Tento vrstevný sled tortónu platí predbežne len pre okolie Modrého Kameňa a v priebehu ďalšieho výskumu na južnom Slovensku bude potrebné túto schému doplniť.

1. Spodný tortón

Spodný tortón je budovaný výhradne morskými sedimentmi s pestrým litologickým a faciálnym vývojom. Vulkanizmus sa v priebehu spodného tortónu zosilňoval, takže vo vrstvách postupne pribúda vulkanický materiál. V bazálnych piesčitých vrstvách prevláda ešte redeponovaný materiál starších miocénnych piesčitých vrstiev, v prvom rade mangánových pieskov, kým vulkanický materiál je rozptýlený. Vo vyšších obzoroch tortónu je pomer

medzi vulkanickým a redeponovaným materiálom starších hornín v prospech vulkanického andezitického materiálu; exotické komponenty sa objavujú podradne.

a) Najspodnejším členom spodného tortónu sú vrstvy stredne až hrubozrnných pieskov, často krížovo zvrstvených s vložkami a polohami štrkov, resp. zlepencov. Piesky sú sivej, sivozelenej a sivožltej farby. Lokálne sa v nich objavujú závalky ílov. Štrkové valúniky, ktorých veľkosť sa pohybuje v rozmedzí 0,1—4 cm, sú tvorené prevažne kremeňom a kremencom. Andezitové valúny sa v nich nenašli, ale vulkanický materiál bol zistený v jemných frakciách. V asociácii ťažkých minerálov M. Marková (1961) konštatovala silné obohatenie vulkanickým amfibolom, v menšej miere tiež pyroxénom a biotitom. Na svahu kopca Lipiny SV od Pôtra, v najvrchnejších častiach bazálnych piesčitých vrstiev sú polohy tufitického a piesčitého litotamniového vápenca. Viaceré výskyty litotamniového vápenca popísal v bazálnych vrstvách tortónu V. Čechovič — J. Seneš (1950) pri Trenči a samote Hámor, T. Buday (1937) pri Vinici a Kleňanoch, R. Schwarz (1940) a V. Hano (1950) pri Kosihovciach.

Východne od Stredných Plachtiniec, tiež vo vrchných častiach bazálnych pieskov je poloha tufitu, v ktorom M. Marková zistila kyslý vulkanický materiál (β-kremeň, kyslé vulkanické sklo, biotit). Či ide o tufitickú polohu s materiálom redeponovaným z podložia (vrchno-burdigalské ryodacitové tufity), alebo s materiálom napadaným, nebolo možné zistiť. J. Slávik (1959), ktorý popísal podobne horniny pri Ľuboriečke, zastáva názor, že ide o tufity s materiálom napadaným.

V bazálnych tortónskych pieskoch v pieskovni pri Horných Strháročh sa už dávnejšie našli zuby žralokovitých rýb (V. Čechovič — J. Seneš, 1950). Ojedinelé, zle zachované žraločie zuby sa našli aj v pieskovni 1,7 km západne od Veľkého Krtíša. Zle zachovanú drobnú morskú faunu mäkkýšov sme našli 1,2 km SZ od Stredných Plachtiniec. Podobné nálezy zle zachovanej morskej fauny v pieskoch spomína aj R. Schwarz (1940). Na základe tejto fauny predbežne nemožno robiť stratigrafické závery. Mikrofauna sa vo výplavoch nenašla.

Určitý stratigrafický význam majú odtlačky listov, ktoré sa našli v pieskovni 1,7 km od Pôtra. Odtlačky listov sú zachované v pelitických vrstvičkách, veľmi nepravidelne vyvinutých v tufitických pieskoch. Fr. Němejc (1961) z vyzbieraného materiálu určil tieto rastlinné druhy: *Glyptostrobus europaeum* (Brongn.) Heer, *Salix* div. sp. (hlavne *S. lavaterii* Heer, alebo *S. varians* Goepp.), *Populus balsamoides* Goepp., *Quercus pseudocastanea* Goepp., *Betula prisca* Etting., *Carya serraefolia* (Goepp.) Kräusel aff. *Pterocarya* sp., *Ulmus longifoliis* Ung., *Ulmus braunii* Heer, *Liquidambar europaeum* A. Braun, *Cinnamomum scheuchzeri* Heer. Prítom-

nosť reliktného druhu *Cinnamomum scheuchzeri*, ktorý je u nás zvlášť rozšírený v akvitáne a v burdigale, poukazuje na teplé — subtropické podnebie, ktoré sa pravdepodobne v strednej Európe udržalo do konca spodného tortónu.

b) V nadloží bazálnych pieskov, alebo tam, kde nie sú vyvinuté, sa miestami našli bielosivé pelitické, alebo piesčité tufity (1,3 km S od Pôtra). V asociácii ťažkých minerálov z týchto tufitov prevláda, podobne ako v bazálnych pieskoch, vulkanický amfibol (až 80 % zastúpenie, M. Marková 1961). Hojné je tiež vulkanické sklo, čiastočne rekryštalizované. V tufitoch bola zistená morská fauna mäkkýšov, podobné faune popísanej V. Čechovičom a J. Senešom (1950) z tortónskych tufitov širšieho okolia Modrého Kameňa.

c) V nadloží bazálnych tortónskych pieskov, resp. tufitov amfibolického andezitu leží pestré súvrstvie, v ktorom sa striedajú andezitové balvanité tufity s piesčitými až pelitickými andezitovými tufitmi. Súvrstvie má hrúbku 100—150 m, pričom jednotlivé jeho členy majú veľmi nestálu mocnosť, často sa vykliňujú na krátku vzdialenosť. Balvany andezitov sú zle triedené, málo alebo vôbec neopracované, majúce priemer až 0,5 m. Okrem andezitového materiálu sú v nich prítomné poloopracované až opracované valúny exotického materiálu, reprezentovaného hlavne kremeňom, kremencom, kryštalickými bridlicami, zriedka vápencom a dolomitom. V tmele balvanitých tufitov sa našli prevažne zle zachované schránky morských mäkkýšov. Balvanité tufity prechádzajú do piesčitých až pelitických, miestami slienitých tufitov sivej, sivozelenej farby, ktoré miestami majú šlírový rozpad a sú tvorené prevažne vulkanickým materiálom. V tufitoch, zvlášť v pelitických polohách, sú hojné zvyšky morských organizmov. Faunu mäkkýšov z lokality pri kostole v Str. Plachtinciach popísali V. Čechovič — J. Seneš (1950): Koral, *Bryozoa*, *Echynus* sp., *Yoldia nitida* Brocc., *Anadara diluvii* Lmk., *Pectunculus bimaculatus* Poli, *Amussium cristatum badense* Font., *Amussium cristatum mediterraneum* Gaál, *Pecten* sp., *Saxicava* sp., *Aloidis gibba* (Olivi), *Corbulomya turonica* Cossman, *Tellina donacina* L., *Lutraria* aff. *oblonga* Gmel., *Donax intermedia* Hörn., *Venus tauroveruccosa austriaca* Kautsk., *Venus cincta* Eichw., *Venus* sp., *Astarte triangularis* Mont., *Cardita scalaris* Sow., *Cardita (Venericardia) partschi* (Goldf.), *Cardita (Venericardia) pinnula* (Bast.), *Phacoides agassizi* Micht., *Myrtea spinifera* Mont., *Loripes dentatus* Defr., *Erycina* sp.?, *Cardium multicostatum* Brocc., *Cardium edule* L., *Cardium (Laevicardium) fragile* Brocc., *Dentalium badense* Partsch., *Nassa rosthorni* Partsch., *Nassa eichwaldi* Friedb., *Ancila glandiformis* Lmk., *Cassis saburon* Lmk., *Ficus* sp., *Aporrhais auttingerianus* (Risso)., *Aporrhais pes pelecani alata* (Friedb.), *Fusus valenciensis* Grat., *Pleurotoma* sp., *Turritella* cfr. *gradata* Menke, *Trochus patulus*, *Natica millepuncta*, *Vaginella* sp. V ďalších zberoch na popísaných i nových lokalitách pokračovala A. Ondre-

jíčková. Dosiaľ popísaná fauna, hoci bohatá a často dobre zachovaná, dovolila autorom iba batymetrickú analýzu, podľa ktorej popisované sedimenty vznikli v litorálnom a neritickom pásme mora s plochým brehom. Presnejšie stratigrafické začlenenie vrstiev na základe makrofauny zatiaľ nebolo možné.

Vo výplavoch z piesčitých až pelitických slienitých tufitov navŕtaných vrtom Geologického prieskumu 1,5 km SSV od Stredných Plachtiniec v hĺbke 26 m s mocnosťou 62,5 m zistila V. Kantorová (1961) bohatú mikrofaunu. V nadloží i podloží tufitov ležia balvanité tufity s morskou mikrofaunou.

Asociácia mikrofauny, opísaná V. Kantorovou (l. c.), má dobre vyvinutú planktonickú zložku a hojnosť lageníd, hlavne lentikulín. Sú v nej prítomné druhy: *Bolivinopsis carinata* (Orbigny), *Quinqueloculina buchiana* Orbigny, *Spiroculina tenuis* (Czjzek), indeterminabilné fragmenty miliolíd, *Nodosaria longiscata* Orbigny, *Nodosaria pyrula* Orbigny, *Lenticulina (Robulus) arcuatostriata* (Hantken), *L. calcar* (Linné), *L. calcar integra* (Sequenza), *L. calcar lacera* (Sequenza), *L. clericii* (Fornasini), *L. cultrata* (Montfort), *L. denticulifera* (Cushman), *L. macrodisca* (Reuss), *Dentalina scripta* Orbigny, *D.* cf. *soluta* Reuss, *Guttulina irregularis* Orbigny, *Globulina* sp., *Bulimina aculeata* Orbigny, *B. elongata* Orbigny, *B. pyrula* Orbigny, *Caucasina shischkinskye* (Samoilova), *Virgulina schreibersiana* Czjzek, *Reussella pulchra* Cushman, *Reussella spinulosa* (Reuss), *Uvigerina asperula* Czjzek, *U. pygmoides* Papp & Turnovsky, *Angulogerina angulosa* (Williamson), *Trifarina bradyi* Cushman, *Stilostomella adolphina* (Orbigny), *S. elegans* (Orbigny), *S. krejčii* (Procházka), *S. pauperata* (Orbigny), *Plectofrondicularia striata* (Hantken), *Bolivina alata* Sequenza, *Bolivina* cf. *beyrichi* Reuss, *Bolivina catanensis* Sequenza, *Bolivina dilatata* Reuss, *Bolivina hebes* Macfadyen, *Bolivina miocenica* (Gianotti), *„Loxostomum" digitale* (Orbigny), *Cassidulina crassa* Orbigny, *C. laevigata* Orbigny, *C. laevigata carinata* Silvestri, *C. margareta* Karrer, *Cassidulinoides bradyi* (Norman), *Nonion boueanum* (Orbigny), *N. granosum* (Orbigny), *N. pompilioides* (Fichtel & Moll), *N. umbilicatulum* (Montagu), *Pullenia bulloides* (Orbigny), *P. quinqueloba* (Reuss), *Discorbis orbicularis* (Terquem), *Valvulineria friedbergi* Bieda, *Gyroidina soldanii* (Orbigny), *Eponides? praecinctus* (Karrer), *Eponides umbonatus* (Reuss), *Eponides* sp., *Siphonina reticulata* (Czjzek), *Cibicides boueanus* (Orbigny), *C. dutemplei* (Orbigny), *C. lobatulus* (Walker & Jacob), *C. pseudoungerianus* (Cushman), *C. ungerianus* (Orbigny), *Ceratobulimina (Ceratocancris) haueri* (Orbigny), *Globigerina bulloides* Orbigny, *Gl. concina* Reuss, *Globigerinoides triloba* (Reuss), *Globoquadrina?* sp., *Orbulina saturalis* Bronniman, *Orbulina universa* (Or-

bigny), *Globorotalia* cf. *scitula* Brady, *Elphidium crispum* (Linné), *Ammonia beccarii* (Linné), skléry silicispongií (tetra- i hexaktinelíd), ostne a artikulačné bradavice ježoviek, úlomky gastropódov, rybie zúbky a otolity. V tufitoch z tohto vrtu bola zistená tiež poloha s brakickou mikrofaunou.

Na základe porovnania našej asociácie s asociáciami usadenín Viedenskej panvy V. Kantorová (l. c.) predpokladá, že bazálne tortónske vrstvy v okolí Modrého Kameňa odpovedajú Grillovej vrchnej lagenidovej zóne spodného tortónu.

V tufitoch odkrytých v rokline asi 0,8 km SV od kostola v Stredných Plachtinciach sa našiel zle zachovaný odtlačok listu, ktorý patrí skupine lauroidných (Fr. Němejc, 1961). E. Planderová v tufitoch z vrtu Geologického prieskumu SSV od Stredných Plachtiniec našla peľové zrná allochtónnych rastlinných rodov: *Pinus diploxylon* typ *Rudolph*, *Pinus haploxylon* typ *Rudolph*, *Abies*, *Castanea*, *Carya*, *Tricolporopollenites* a tiež peľové zrná subtropických rastlín, *Lygodium* a peľové zrná rastlinných rodov z čeľade *Sapotacea*.

Nález lauroidného listu, ako aj prítomnosť peľových zŕn teplomilných rastlín v komplexe balvanitých až pelitických spodnotortónskych tufitov dokazuje, že aj počas ich sedimentácie prevláda ešte teplá — subtropická klíma.

2. Vrchný tortón

Spodnotortónske sedimenty postupne prechádzajú do usadenín, ktoré už neobsahujú morskú faunu. O ich limnickom pôvode svedčia ojedinelé nálezy sladkovodnej fauny (*Planorbis* sp., V. Čechovič — J. Seneš, 1950) i celkový charakter sedimentov (piesčité tufy a tufity so všetkými znakmi vo vode usadených sedimentov); druhá časť patrí usadeninám suchozemským. V sladkovodno-suchozemských vrstvách vrchného tortónu je zastúpený skoro výhradne vulkanický materiál. Drobné kremencové, alebo kremenné valúny sa objavujú sporadicky.

d) Najspodnejším členom sladkovodného a suchozemského súvrstvia tortónu sú tmavosivé, vrstevnaté, často krížovo zvrstvené tufitické pieskovce až piesčité tufity, v ktorých sa objavujú vrstvičky a šošovky zlepencov. Hrúbka týchto vrstiev je 15—50 m. Niektoré polohy pieskovcov sú pevnejšie tmelené a ako tvrdší element vyčnievajú zo zvetrávajúcej horniny. Vo valúnovom materiáli zlepencových polôh a šošoviek je zastúpený prevažne pyroxenický andezit a len ojedinele sa objavujú drobné valúniky kremeňa a kremenca.

e) V nadloží tmavých tufitov sú vyvinuté 200—250 m hrubé vrstvy chaotických balvanitých andezitových tufov, andezitových zlepencov a tufitov. Hranica nie je ostrá, lebo na prechode sa striedajú vrstvy tmavých tufitov s vrstvami balvanitých tufov; miestami, ako napríklad v okolí obce Dolná

Strehová, vrstvy tmavých tufitov prevládajú. Avšak v severnej časti našej oblasti, smerom k eruptívnym centrám tufitické vložky pravidelne ubúdajú.

Chaotické balvanité tufy sú tvorené ostrohrannými, málo opracovanými balvanmi rôznorodých sivých až ružových pyroxenických andezitov, postihnutých rôznym stupňom rozkladu a zvetrávania. Veľkosť balvanov často presahuje 1 m. Tmelom je detrit andezitových hornín a sopečný popol. Vo vyšších obzoroch súvrstvia balvanité tufy bývajú tmelené lávou. Lokálne sa v nich objavujú vrstvy a polohy tmavosivých, drobnozrnných lapilových tufov s napadaným vulkanickým andezitovým materiálom.

Vrstvy piesčitých tufitov v balvanitých tufoch sú sivej až sivohnedej farby; sú tvorené drobnými úlomkami pyroxenického andezitu a jeho komponentov (pyroxén, premenené plagioklasy, magnetit, vulkanické sklo). Často prechádzajú do pelitických tufitov, ktoré pri Dolnej Strehovej sú lokálne slabšie premenené, v niektorých polohách zas slabo prekremenené. Okrem toho v balvanitých tufoch sa objavujú aj 30—40 m mocné nepravidelné šošovky hrubozrnných andezitových zlepencov. Vo valúnoch (4—10 cm veľké) je zastúpený výhradne pyroxenický andezit. Valúny sú dobre opracované a bývajú pomerne dobre triedené. Tmel je piesčitý, tufitický. V balvanitých a piesčitých tufoch sa doteraz nenašla fauna, ktorá by umožnila jednoznačné stratigrafické začlenenie vrstiev. V pelitických polohách sa našli dobre zachované odtlačky listov, ktoré spracoval Fr. Němejc (1961). V strmom údolí, 1,3 km SZ od osady Mlynská Dolina (JZ od Dolnej Strehovej) v pelitických tufitoch boli zistené listy druhov *Populus latior* A. Br., *Castanea atavia* Ung., *Liquidambar europaeum* A. Br., *Parrotia fagifolia* (Goepp) Heer. V podobných tufitoch odkrytých v jarkoch, 900 m JZ od Dolnej Strehovej sa našli ďalšie odtlačky listov: *Alnus* sp. (3 rôzne typy listov z okruhu *A. feroniae* (Ung.) Czeczott, *Castanea atavia* Ung., *Platanus aceroides* Goepp., *Ulmus* cf. *plurinervia* Ung., *Ulmus* cf. *longifolia* Ung.

Vo vrte GP na SZ okraji obce Chrťany v hĺbke 120,40—121,00 m vo vrstvičke pelitického tufitu sa našli odtlačky listov: *Salix varians* Goepp., *Populus balsamoides* Goepp., *Populus latior* A. Br., *Alnus* sp. V týchto fytocenózach chýbajú teplomilné prvky. Tým sa vrchnotortónska flóra líši od oligocénnych a spodnomiocénnych fytocenóz Slovenska. Fr. Němejc poznamenáva, že je veľmi podobná vrchnomiocénnej flóre stredného Slovenska (Handlová, Dúbravica, Badín) a východného Slovenska (okolie Košíc, Trebišova a Vranova). Túto podobnosť využívame na podopretie názoru o vrchnotortónskom veku vrstiev. Nevylučujeme však ani možnosť, že najvrchnejšia časť sladkovodno-suchozemských vrstiev patrí už sarmatu.

Nakoniec sa stručne zmienime o tektonike tortónskych vrstiev, ktoré sú silne postihnuté tortónskou a hlavne potortónskou zlomovou tektonikou. Ide o hustú sieť poklesov základného smeru SZ—JV, ktoré sú doprevádzané

podradnými zlomami križujúcimi hlavnú sústavu zlomov. Výška poklesov sa pohybuje od 5—10 m až do 200—450 m. Následkom toho celé územie je rozbité na sústavu priekopových prepadlín a chrastí. Väčšie poklesy sú často sprevádzané sústavou drobných poklesov, ktoré vytvárajú poruchové pásma. Zvlášť výrazné poruchové pásma sú na vonkajších okrajoch väčších priekopových prepadlín. Na tieto poruchové pásma sú viazané vývery prameňov vôd s vysokým obsahom CO_2.

Stratigrafické úvahy

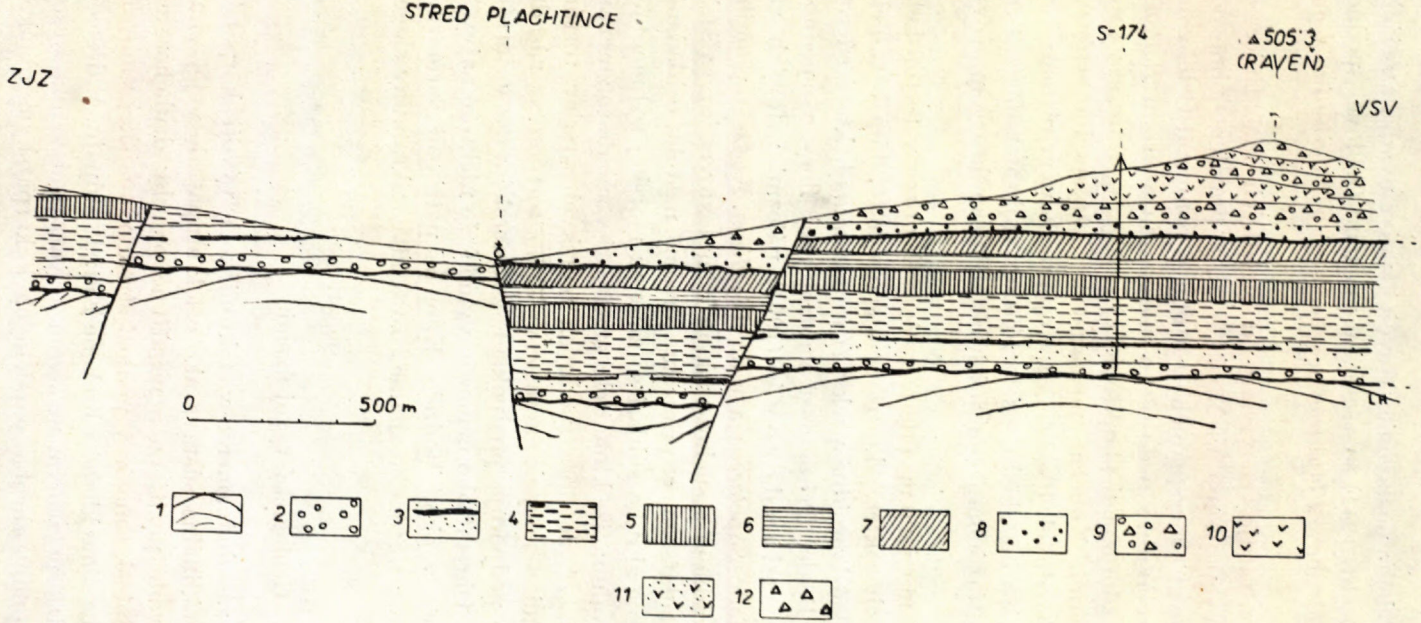
Ako už bolo spomenuté, už V. Čechovič a J. Seneš (1950) rozčlenili tortón okolia Modrého Kameňa na spodný a vrchný. V tom čase pre podrobnejšie stratigrafické delenie tortónu Modrokamenska nebolo dosť dôkazov a autori sami ho považovali za delenie miestne (Čechovič 1952). Neskôr keď T. Buday a I. Cicha (1956) vyslovili pochybnosť o prítomnosti spodného tortónu na východnom Slovensku, predpoklady o prítomnosti spodného tortónu v okolí Modrého Kameňa ustúpili do pozadia. Podľa najnovších výskumov však možno predpokladať jeho prítomnosť v modrokamenskej oblasti, k čomu nás vedú nové výsledky sedimentárno-petrografických a paleontologických štúdií.

V stredne až hrubozrnných pieskoch bazálneho tortónu M. Marková (1961) zistila prítomnosť zložiek amfibolických andezitov. K tomu je potrebné pripomenúť, že tufity amfibolicko-biotitických andezitov zo spodného tortónu popísali I. Krystek (1956) v opornom vrte pri Novej Vieske a M. Marková (1960) v okolí Štúrova. I keď korelácia vulkanicko-sedimentárnych hornín na väčšiu vzdialenosť je problematická, predsa prejavy rovnakého vulkanizmu podporujú predpoklad, že ide o vrstvy rovnakého veku. Ďalší sedimentárno-petrografický výskum v území na západ od Modrého Kameňa iste umožní spresniť túto koreláciu.

Staršie spracovanie makrofauny (V. Čechovič — J. Seneš 1950; V. Hano 1950) neposkytlo spoľahlivé údaje o presnejšej stratigrafickej polohe tortónskych vrstiev, a preto sú potrebné ďalšie zbery a podrobnejšie spracovanie tortónskej makrofauny.

Nálezy mikrofauny v tortónskych vrstvách okolia Modrého Kameňa sa v staršej literatúre nespomínajú. Pri spracovávaní materiálu nazbieraného naším kolektívom sa našla, ako sa o tom zmieňujeme vyššie, hojná mikrofauna v piesčitých a pelitických tufitoch. Na základe jej analýzy V. Kantorová (1961) dospieva k názoru, že vrstvy s touto mikrofaunou patria spodnému tortónu. V. Molčíková (1960), ktorá spracovala jeden prieskumný vrt pri Horných Turovciach, t. j. v západnejšej časti juhoslovenskej uhoľnej panvy, zistila tiež spodnotortónsku mikrofaunu v tufogénnych vrst-

Geologický rez terciérom v okolí Stredných Plachtiniec



Vysvetlivky:

1. piesčité aleurity slienité a aleuritické piesky slienité *(akvitán)*; 2. štrky, piesky, pestré íly *(vrchný burdigal)*; 3. piesky tzv. „medzislojové", piesčité íly až íly s uhoľnými slojkami; 4. íly s bridličnatým rozpadom; 5. ílovito-aleuritické piesky — rzehakiové; (3—5 *spodný helvét*); 6. piesky až pieskovce tzv. „mangánové"; 7. aleuritické íly slienité, resp. piesčité aleurity so šlírovým rozpadom (6—7 *vrchný helvét*); 8. stredne až hrubozrnné piesky a štrky; 9. balvanité tufity s andezitovým a exotickým materiálom; 10. piesčité až pelitické tufity; (8—10 *spodný tortón*); 11. tmavé vrstevnaté andezitové tufity, zlepence a štrky; 12. chaotické balvanité tufy (11—12 *vrchný tortón*).

vách podobného stratigrafického postavenia. V svojej zpráve uvádza asociáciu lanzendorfského typu (Grill 1941) so všetkými prvkami Grillovej spodnej lagenidovej zóny, včítane druhov *Planulina wuellerstorfi* a *Vaginulina legumen*.

V. Kantorová konštatuje, že vrstvy od Stredných Plachtiniec sú o niečo mladšie ako vrstvy popísané V. Molčíkovou, a pravdepodobne odpovedajú vrchnej lagenidovej zóne spodného tortónu v ponímaní Grillovom. Určité rozdiely, ktoré sa prejavujú v nedostatku marginulín a druhu *Bathysiphon taurinense* i v silnom zdôraznení planktonickej zložky, V. Kantorová vysvetľuje faciálnymi zmenami. Konečne poznamenáva, že spodnotortónska mikrofauna z vrstiev od Stredných Plachtiniec svojím celkovým rázom i hojnostným zastúpením sa nápadne zhoduje s tortónskou mikrofaunou z Benczyna pri Wadowciach a s tortónom čelnej priehlbiny Poľska, ktorý spracovala E. Luczkowska (1955).

Flóra popísaná Fr. Němejcom (1961) z rôznych obzorov tortónskeho súvrstvia nemá jednotný charakter. Ako už bolo spomenuté, flóra bazálneho tortónu obsahuje teplomilné lauroidné prvky *(Cinnamomum)*, ktoré sú rozšírené v akvitáne a burdigale. Prítomnosť subtropickej flóry v spodnom tortóne potvrdzuje aj E. Planderová (1961) nálezmi peľových zŕn teplomilných rastlín z čeľade *Sapotaceae* a rodu *Ligodium*. Keďže teplomilné relikty chýbajú v sladkovodnom a suchozemskom komplexe vrstiev vyššieho tortónu, možno predpokladať, že v priebehu tortónu nastalo ochladenie, pričom klimatické rozhranie zhruba súhlasí so zmenou morskej sedimentácie na sedimentáciu kontinentálnu; čiže klimatické zmeny sú v súlade so zmenami paleogeografickými. Okolnosť, že flóra spodných morských vrstiev tortónu je príbuzná oligomiocénnej a naopak, flóra z vyššieho tortónu sa zásadne nelíši od flóry sarmatu, podporuje predpoklad, že morské vrstvy tortónu patria spodnému tortónu. Okrem toho nemožno vylúčiť, že niektoré najvyššie časti tufogénneho súvrstvia v okolí Modrého Kameňa patria už sarmatu.

Postupné ochladzovanie v tortóne je známe i zo štúdia mikrofauny slovenského tortónu.

Geologický vývoj územia

V tortóne nastávajú zásadné zmeny v tektonickom vývoji karpatskej oblasti. Karpatská geosynklinálna sústava ako celok stúpa, ale v jej vnútri sa odohrávajú diferencované pozitívne a negatívne pohyby druhého radu.

Spevnený hercýnsko-alpínsky masív v podloží strednodunajskej vnútornej priehlbiny v tortóne začína silne klesať a hrebene Karpát stúpajú. V dôsledku napätia na rozhraní medzi spevneným masívom a Karpatmi vzniká systém veľkých regionálnych zlomov, zhruba paralelných s karpatským oblúkom.

More, ktoré v helvéte ustúpilo z oblasti Karpát, v dôsledku veľkých poklesov okrajových krýh v tortóne opäť transgreduje na sever. Tortónske more zasahuje i do okolia Modrého Kameňa a tu sa usadzujú litorálne usadeniny — krížovo zvrstvené piesky s polohami štrkov. Na hlboko založené zlomy je viazaná vulkanická činnosť orogenetického charakteru. Najprv zo vzdialených sopiek je donášaný len jemný vulkanický materiál amfibolických andezitov, ktorý nachádzame v pieskoch. V oblasti Modrého Kameňa zanecháva slabé stopy aj vzdialený ryolitový a dacitový vulkanizmus. Neskôr sa erupčné centrá približujú k študovanej oblasti, následkom čoho množstvo a zrnitosť vulkanického materiálu stúpa. Pritom aj charakter vulkanizmu sa mení. Vulkanizmus amfibolických andezitov, ryolitov a dacitov je vystriedaný erupciami bázickejších pyroxenických andezitov. Po nových erupciách pôvodne plochý breh mora následkom priblíženia sa vulkanických centier a hromadenia vulkanického materiálu zmenil svoju morfológiu a stal sa silne členitým. Členitosť brehu, granulometrická a petrografická rôznorodosť materiálu buď napadaného do mora, alebo splaveného z rozrušovaných studených prúdov (laharov) striedavo spôsobujú veľkú faciálnu pestrosť a rýchle striedanie vrstiev balvanitých, piesčitých a pelitických tufitov. V období zvýšenej vulkanickej činnosti zhoršili sa aj v mori bionomické podmienky a živočíchy buď zahynuli (úlomky morskej fauny v balvanitých tufitoch), alebo sa odsťahovali z oblasti rušenej návalom hrubého vulkanického materiálu. Naopak, v čase keď vulkanická činnosť prestávala, do litorálneho a plytkoneritického pásma tortónskeho mora bol prinášaný jemný vulkanický materiál. Život sa v ňom opäť obnovil, čoho dôkazom sú bohaté nálezy dobre zachovanej fauny v pelitických tufitoch.

Avšak morský režim v našej oblasti sa dlho neudržal. Koncom spodného a začiatkom vrchného tortónu v tektonike juhoslovenskej oblasti prevládali pozitívne pohyby, ktoré vyvolali ústup mora. V jazerách, ktoré sa vo vrchnom tortóne utvorili vo vulkanických depresiách a ryhách, sa usadzoval výlučne vulkanický materiál buď splavovaný z členitých brehov, alebo napadaný počas erupcií. Na mnohých miestach v určitých časových úsekoch boli jazerá úplne zanesené vulkanickým materiálom; avšak vulkanický materiál sedimentoval aj na súši. Koncom tortónu (resp. začiatkom sarmatu) jazerá boli úplne zanesené vulkanickým materiálom a zanikli a v bližšom okolí prestala aj vulkanická činnosť. Koncom miocénu a v pliocéne na našom území sa uplatňujú len denudačné erozívne pochody, ktoré trvajú dodnes. Ich účinkom bola denudovaná časť tortónskych i starších miocénnych a paleogénnych vrstiev. Preto tortónske sedimenty sa na mnohých miestach zachovali len v priekopových prepadlinách (napr. veľká priekopová prepadlina medzi Lučencom a Modrým Kameňom) a denudačných reliktoch (juhovýchodné svahy Krupinskej vrchoviny).

LITERATÚRA

[1] Buday T., 1937: Geologické poměry okolí Šah na jižním Slovensku. Rozpr. II. tř. Čes. ak. 47, Praha.— [2] Buday T., 1959: Přehled vývoje neogénu západních Karpat. Časopis min. geol. 4, Praha. — [3] Buday T. — Cicha I., 1956: Nové názory na stratigrafii spodního a středního miocénu Dolnomoravského úvalu a Považí. GP, Zoš. 43, Bratislava. — [4] Cicha I., 1959: Několik poznámek k problematice vztahu predkarpatského, zakarpatského a československého miocénu z hlediska mikrofauny. Věstník ÚÚG roč. 34, Praha. — [5] Čechovič V., 1952: Geológia juhoslovenskej panvy. GP, Zoš. 33, Bratislava. — [6] Čechovič V. — Seneš J., 1950: Tortón okolia Modrého Kameňa. GS I, 2—3—4. Bratislava. — [7] Hano V., 1950: Tortónska fauna od Kosihoviec na južnom Slovensku. GS I, 1. Bratislava. — [8] Kantorová V., 1961: Mikrofauna tortónu od Stredných Plachtiniec z vrtu S-174. Rukopisná zpráva, Archív GÚDŠ. — [9] Kettner R., 1939: Poznámky o geologii krajiny medzi Pliešovcami a Modrým Kameňom na Slovensku. Rozpr. II. tř. Čes. ak. 49, Praha. — [10] Krystek I., 1956: Závěrečná zpráva o sedimentárně-petrografickém zpracování vrtby Nová Vieska I. v Malé dunajské nížine. Rukopisná zpráva, Geofond, Bratislava. — [11] Kuthan M., 1960: Vysvetlivky ku geologickej generálnej mape listu Zvolen M-34-XXXII — 1 : 200 000. Rukopisná zpráva Geofond, Bratislava. — [12] Marková M., 1960: Zpráva o sedimentárno-petrografickom výskume miocénu na liste Nové Zámky. Rukopisná zpráva, Archív GÚDŠ, Bratislava. — [13] Marková M., 1961: Ročná zpráva o sediment.-petrografickom výskume Modrokamenskej oblasti. Rukopisná zpráva, Archív GÚDŠ. Bratislava. — [14] Molčíková V., 1960: Ekologické studie tortonu československých Karpat. Dielčia záverečná zpráva ČND — Výsk. ústav, Brno. — [15] Němejc F., 1961: Paleofloristické výzkumy v hnědouhelné oblasti modrokamenské (již. Slovensko) GP, Zprávy 24 — [16] Planderová E., 1961: Palynologický výskum helvetu a tortónu z okolia Modrého Kameňa. Archív GÚDŠ, Bratislava. — [17] Seneš J., 1959: Súčasné znalosti o paleografii centrálnej Paratetýdy. GP, Zoš. 55, Bratislava. — [18] Seneš J. a kolektív, 1960: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSR, list č. L—34—I. Nové Zámky. Rukopisná zpráva. Archív GÚDŠ, Bratislava. — [19] Slavíková K. — Slavík J., 1956—57: Litologický, petrografický a mikrobiostratigrafický výzkum „Jihoslovenské uhelné pánve". Rukopisná zpráva Ústavu pro průzkum uhelných ložisk, Praha. — [20] Slavík J., 1959: Petrografické výsledky pro úkol „Přehledný výzkum terciéru pro generální mapu ČSR, list Lučenec". Rukopisná zpráva.

V. ČECHOVIČ — D. VASS

ZUM PROBLEM DER STRATIGRAPHISCHEN GLIEDERUNG TORTONISCHER SCHICHTEN IN DER UMGEBUNG VON MODRÝ KAMEŇ

Die im Jahre 1960 in der Umgebung von Modrý Kameň durchgeführten geologischen Forschungsarbeiten haben ausser anderem zur Prezisierung der Stratigraphie des Tortons dieses Gebietes beigetragen.

Die tortonische Schichtfolge wird in der Umgebung von Modrý Kameň durch lithologisch sehr verschiedenartige vulkanischsedimentäre Gesteine gebaut, deren Mächtigkeit etwa 350 bis 400 m beträgt. Die reiche, oder gar dominierende Vertretung des vulkanischen Materials in dieser Schichtfolge zeugt von einer regen vulkanischen Tätigkeit, die im Torton einsetzte und auch weiterhin während dieses Zeitabschnittes verlief.

Der untere Teil der tortonischen Schichtfolge hat sich im marinen Milieu abgelagert, wie es Überreste der marinen Fauna bezeugen. Ein Teil der im Hangenden der marinen Ablagerungen lagernden Schichten sedimentierte auch im Wassermilieu, enthält aber keine marine Fauna. Man darf wohl annehmen, dass es sich da um limnische (oder lakkustrische) Ablagerungen handelt. Ein Teil der kontinentalen Sedimente hat sich auf dem Festland abgelagert.

Die tortonischen Schichten lagern transgressiv auf den Schichten des älteren Miozäns — Oberhelvets (sog. Karpatiens), oder, wie im Gebiet nördlich von Modrý Kameň, auf dem vortertiären Untergrund — auf dem Mesozoikum, bzw. Paläozoikum.

Lithologisch kann man die Torton-Schichten folgendermassen gliedern:

a) grobkörnige, oft kreuzgeschichtete Sande mit Schotterlagen und Einlagerungen tuffitischer Lithothamnienkalke, wie auch mit Lagen fraglicher rhyodacitischer bis dacitischer Tuffite. Diese enthalten Zähne von Haifisch-artigen Fischen, schlecht erhaltene Überreste mariner Mollusken, die vorläufig nicht bestimmt sind, wie auch Blattabdrücke. In den gröberen Frakzien fehlt das vulkanische Material, aber M. Marková (1961) hat amphibolische Andesite in der Assoziation der Schwerminerale festgestellt;

b) hellgraue pelitische und sandige Tuffite mit Überresten der marinen Molluskenfauna, welche ebenfals wie Sande in der Assoziation der Schwerminerale vulkanischen Amphibol enthalten. Stellenweise lagern Tuffite auf den basalen Sanden, örtlich auch direkt auf dem Helvet.

c) Lithologisch bunte Schichtfolge stellen andesitische Agglomerattuffite und sandige bis pelitische Tuffite mit häufiger mariner Fauna, besonders in den pelitischen Lagen dar, die von V. Čechovič und J. Seneš (1950) bearbeitet wurde. Eine neue, bis unlängst unbekannte, oder nicht beschriebene Fauna wurde aus diesen Schichten von V. Kantorová (1961) aus pelitischen mergeligen Tuffiten vom Berge, N bis NO bei Stredné Plachtince festgestellt. In pelitischen Tuffiten sind auch Blattabdrücke und Pollenkerne anwesend.

d) Marine Torton-Schichten sind durch allmähliche Übergänge mit hangenden kontinentalen Ablagerungen verbunden. Als Kontaktglied treten da dunkle, kreuzgeschichtete tuffitische Sandsteine bis Tuffite, deren Einlagerungen bereits im obersten Horizont der marinen Schichten auftreten, die jedoch eine deutlich kompakte Lage erst an der Grenzzone zwischen marinen und kontinentalen Schichten bilden. Überreste mariner Organismen wurden da nicht gefunden.

e) Chaotische Blocktuffe sind durch aschenartiges und auch Lavabindemittel gekittet, mit Einlagen von Andesit-Konglomeraten und dunklen sandigen Tuffiten vertreten, welche in südlicher Richtung, z. B. in der Umgebung der Gemeinde Dolná Strehová über den Blocktuffen dominieren. In den Tuffiten kommt vereinzelt auch marine Fauna in den pelitischen Lagen auch Blattabdrücke vor.

Nach der Beendigung der Ablagerung vulkanisch-sedimentärer Gesteine tritt in der Umgebung von Modrý Kameň ein Zeitabschnitt der langfristigen Erosion ein, der eigentlich auch bis heute andauert. Infolge dieser Erosion wurden die meisten Torton-Schichten abgetragen; erhalten blieben nur deren Überreste in den Grabeneinbrüchen und Denudationsrelikten.

Die Torton-Schichten wurden von einer tortonischen und hauptsächlich nachtortonischen Bruchtektonik erfasst. Deren Folge sind NW—SO gerichtete Brüche, die von kleineren, sie durchkreuzten Brüchen begleitet sind. Höhe der Einbrüche schwankt zwischen 5—10 bis zu 200—300 m. Dadurch haben sich Graben und Horste gebildet.

Die Torton-Schichten haben bereits V. Čechovič und J. Seneš (1950) in untere *marine* und obere *kontinentale* Schichten gegliedert. Diese Gliederung, die sich auf

fazielle Verschiedenheit der Schichten stützt, haben beide Autoren nur als lokal bezeichnet, da sie die Korrelation mit anderen tortonischen Ablagerungen des alpin-karpatischen geosynklinalen Raumes auf Grund seinerzeitiger Kenntnisse der Fauna nicht durchführen konnten. Die beim komplexen Studium aus dem Jahre 1960 erworbenen Erkenntnisse und Material erlauben uns, die stratigraphische Gliederung der unteren, das heisst marinen Torton-Schichten von Modrý Kameň näher zu erläutern.

Wie bereits erwähnt, wurde die Mikrofauna aus den Torton-Schichten von Modrý Kameň bis unlängst nicht bekannt, bzw. beschrieben. Nun hat man in den sandigen und pelitischen mergeligen Tuffiten aus der Bohrung N bis NO von Stredné Plachtince eine reiche Assoziation der Mikrofauna gefunden, die V. Kantorová bearbeitete. In dieser Vergesellschaftung sind Vertreter der *Lenticulina*, insbesondere die Art *Lenticulina (Robulus) cultrata* anwesend; auch die Plankton-Komponente ist gut entwickelt. V. Kantorová stellt diese Schichten zum unteren Torton. V. Molčíková (1960), die das Material aus der Bohrung bei Horné Turovce in dem westlichsten Teil des südslowakischen Kohlenbeckens analysierte, hat in den tuffitischen Schichten die untertortonische Mikrofauna in gleicher Position gefunden, wie bei Stredné Plachtince. Sie erwähnt von da eine Assoziation Lanzendorfer Types (Grill 1941) mit allen Elementen der Grill'schen unteren Lageniden-Zone, incl. der Arten *Planulina wuellerstorfi* und *Vaginulina legumen*. Nach V. Kantorová sind die Schichten von Stredné Plachtince um etwas jünger und entsprechen wahrscheinlich der oberen Lageniden-Zone des unteren Tortons im Sinne Grill's. Gewisse Unterschiede, die durch Mangel an Marginulinen und der Art *Bathysiphon taurinense*, wie auch durch deutlichere Entwicklung der Plankton-Komponente zum Ausdruck kommen, erklärt V. Kantorová als Folge fazieller Veränderungen.

Die aus verschiedenen Horizonten der tortonischen Schichtfolge stammende und von Fr. Němejc (1961) beschriebene Flora weist keinen einheitlichen Charakter auf. In der Flora aus dem basalen Torton sind wärmeliebende, lauroide Elemente *(Cinnamomum scheuchzeri)* vertreten, die im Aquitan und Burdigal verbreitet sind. Die Anwesenheit der subtropischen Pflanzen im unteren Torton bestätigt E. Planderová (1961) durch Pollenkerne-Funde der wärmeliebenden Flora der Gattung *Sapotaceae* und *Lygodium*. Da die wärmeliebenden Pflanzen in Süsswasser — und kontinentalen Schichten des höheren Tortons fehlen, nimmt F. Němejc an, dass im Laufe des Tortons es zur Abkühlung des Klimas kam.

Da die Flora der unteren marinen Schichten des Tortons der oligo-miozänen sehr verwandt ist, und die Flora aus dem höheren Torton sich von der des Sarmats grundsätzlich nicht unterscheidet, kann die Vermutung geäussert werden, dass die marinen Torton-Schichten dem unteren Torton angehören. Man kann aber auch nicht ausschliessen, dass einige höchste Horizonte der tuffogenen Schichtfolge in der Umgebung von Modrý Kameň bereits dem Sarmat einzugliedern sind.

In den mittel bis grobkörnigen Sanden des basalen Tortons und in den hellgrauen Tuffiten, die als Aequivalente oder das Hangende der Sande anzusehen sind, hat M. Marková (1951) Komponenten der amphibolischen Andesite festgestellt. Dazu sei noch bemerkt, dass Tuffite der amphibol-biotitischen Andesite aus dem unteren Torton I. Krystek (1956) in der Tiefbohrung bei Nová Vieska und M. Marková (1960) in der Umgebung von Štúrovo erwähnen. Auch wenn eine Korrelation der vulkanisch-sedimentären Gesteine auf grössere Entfernungen ziemlich problematisch ist, unterstützen die Äusserungen des gleichen Vulkanismus die Voraussetzung, dass es sich da um Schichten gleichen Alters handelt.

Übersetzt von Ing. M. Rumann.

Geologisches Institut D. Štúr's, Bratislava

ZOLTÁN TÖRÖK

PROBLÉMY KLASIFIKÁCIE PYROKLASTÍK A SPÔSOBOV ICH ŠTÚDIA

(Ruské a nemecké resumé, tab. IV—VI)

Úlomkovité horniny s eruptívnym materiálom alebo pyroklastiká boli už od čias Huttona a Lyela často predmetom geologických výskumov, avšak metodika ich výskumu oproti masívnym horninám je v petrografickej a vulkanologickej literatúre zanedbávaná a veľmi zložitá. Poukazujú na to aj najznámejšie odborné učebnice a príručky terénnych prác; napr. K. Keilhack (6) vo svojej učebnici praktickej geológie sa dosť detailne zaoberá masívnymi horninami, ale pyroklastiká ani len nespomína. V najnovšej rumunskej literatúre I. Gherman (4) *Indrumari in practica geologica* (príručka terénneho geológa) ani v jednom z troch zväzkov nevenuje pozornosť eruptívnym horninám, tobôž nie pyroklastikám; ostro sa tu stavia aj dnes (1956) hranica medzi geológiou a petrografiou. Aj H. Cloos (2) venuje iba 30 riadkov pyroklastikám, resp. ako ich on nazýva vulkanickým sedimentom. Rozoznáva tufy a tufity, potom vulkanické konglomeráty, aglomeráty a brekcie. Z prác rumunskej literatúry ako typickú môžeme uviesť prácu *Manuel inginerului de mine*, ktorá nás oboznamuje s eruptívnymi horninami na 58 stranách a veľkej prehľadnej tabuľke, ale pyroklastikám venuje iba 34 riadkov. Rozoznáva psefity ako aglomeráty (ktoré nie sú triedené), chaotické aglomeráty, bahenné prúdy, konglomeráty a brekcie, ktorých materiál podľa neho je dobre triedený. U psamitov a pelitov rozlišuje kryštalové a sklovité cinerity (tufy). Podľa veľkosti horninových prvkov rozoznáva vulkanické bloky, bomby, pemzy, lapily, piesok a popol. Nakoniec spomína aj horninu — tufit — pozostávajúcu zo zmesi pyroklastického materiálu a normálneho sedimentu. Vo *Všeobecnej geológii* venoval Ráileanu Gr. (19) pyroklastickým horninám 58 riadkov; rozoznáva aglomeráty, psefity a cinerity (primárne a preplavené — sekundárne), ale nepoužíva názov tufit. E. Winschenk (31) preberá vulkanické úlomkovité horniny detailnejšie, ale jeho klasifikácia je v podstate podobná Codarceovej s tým rozdielom, že o psefitických vulkanic-

kých horninách netvrdí, že sú dobre triedené, neuvádza tufity, ale tufoidy a tufoporfyroidy.

V nemeckej literatúre klasifikácia F. Wolffa (33) je dobre premyslená a logická, žiaľ zdá sa, že autori praktických príručiek a učebníc ju nepoznajú, hoci od dôb jej vydania (1914) bolo ju možné ďalej rozvíjať.

Z povedaného je zrejmý značný chaos pojmov a názvov okolo metodiky výskumu a klasifikácie pyroklastov. Mnoho rôznych názvov sa uvádza v popisoch bez toho, žeby tieto názvy vystihli presne okolnosti vzniku horniny. Autori odlišujú materiál vzniklý zo samotného vulkanického výbuchu, čiže vulkanoklastity ako autochtónny sediment od materiálu vzniklého z rozpadu eruptív a z ich premiestnenia, čiže od materiálu sekundárneho, preplaveného, sedimentárno-pyroklastického, ako allochtónneho sedimentu. Z posledného niektorí autori vyčleňujú tufity, avšak uvedené názvy používajú rovnako na označenie vulkanoklastických i sedimentárnopyroklastických komplexov, ba dokonca i pre pseudosedimenty, ktorých význam a používanie sa mení podľa autorov a štátov.

V SSSR vyšiel r. 1948 petrografický atlas S. F. Anikejeva (1), ktorý sa v podstate pridržiava tých istých spôsobov; presnejšie vymedzuje len veľkosť frakcií a mikroskopickú štruktúru.

Pri psefitickej štruktúre veľkosť psefitových prvkov je 1—2,6 mm,

Pri psamitickej štruktúre veľkosť prvkov je medzi 0,1—1—2,5 mm.

Pri aleuritickej štruktúre veľkosť podstatných prvkov je medzi 0,1—0,1 mm.

Pri pelitickej štruktúre veľkosť podstatných prvkov je 0,01 mm.

Pri mikroskopických štruktúrach rozlišuje tri typy: 1. vitroklastické, 2. kryštaloklastické a 3. litoklastické.

Štruktúra je zložená z väčších prvkov porfyroklastov a ich tmelom alebo cementom sú mikroklastické drobné prvky, ako aj autigénne kryštály výplne dutín a kôry.

I. F. Anikejev priznáva, že: „Tie úlomkovité horniny, ktoré sa môžu zaradiť medzi vulkanické tufy, často boli predmetom detailných štúdií, avšak ani dodnes neexistuje dobre vypracovaná jednotná klasifikácia týchto hornín. Z toho vyplýva, že ani terminológia nie je zladená a často si protirečí".

Ďalší pokrok sa nedosiahol, hoci aj iní si uvedomovali zložitosť problému pyroklastík. Oddelené pokusy o jeho riešenie nachádzame síce v literatúre, ale často zostalo iba pri pokusoch, lebo sa nenašli nasledovníci. Tak napr. pokúšali sa o to Reck (1915), Bailey (1926), de Lacroix (1930), Wentworth—Williams (1932), Blyth (1938) ako to uvádza vo svojej práci Karolusová (5). Ani jedna z týchto prác nenašla medzinárodný ohlas a nasledovníkov a nebola prediskutovaná na medzinárodných geologických konferenciách.

Otázka klasifikácie má v ruskej a v sovietskej literatúre bohatú tradíciu. Prvý pokus urobil v roku 1888 Levinson—Lessing, potom nasledovali Satalov (1933), Malejev (1941), Švecov (1948), Malejev (1951), Nakovnik (1952),

Pokin a Rubin (1953) a konečne roku 1959 znovu Malejev. Ich návrhy ale ani v Sovietskom sväze neboli prediskutované, takže ani v praktických príručkách sa pyroklastiká neuvádzajú v patričnom širšom meradle.

Sovietski autori síce používajú označenia *vulkanogénny* a *tufogénny*, ale podobnú vyššiu formu genetickej klasifikácie nenachádzame ani u Sergejevského (22), ktorý rozoznáva len *tufy*, *tufity* a *aglomeráty*. O klasifikácii pyroklastík hovorí ako o nedostatočne preštudovanej problematike.

Zo sovietskych vulkanológov zvlášť vyniká E. F. Malejev (12, 13, 14, 15, 16), ktorý sa problematikou klasifikácie zaoberá už temer 20 rokov a vo svojich posledných prácach vypracováva presnú nomenklatúru a metodiku. Žiaľ jeho návrhy až doteraz nevyvolali zaslúženú ozvenu ani v sovietskej literatúre.

Práca H. Wiliamsa a jeho dvoch spolupracovníkov (1954) podáva súhrnný prehľad petrografických poznatkov v USA, s osobitným zameraním na mikroskopické štúdiá výbrusov hornín. V osobitnej kapitole sa zaoberá pyroklastickými horninami (str. 173—182). Rozoznáva vulkanické aglomeráty, brekcie a tufy ako primárne, skutočne sopečného pôvodu, a sekundárne, ktoré vznikli preplavením, a to vulkanické argility, aleurity, pieskovce a konglomeráty. Pri klasifikácii sa zhruba opiera o Wentworth-Williamsovú klasifikačnú schému (1932), ktorí rozoznávajú 3 hlavné skupiny: 1. *primárne*, 2. *sekundárne* a 3. *náhodné*.

V slovenskej vulkanologickej literatúre E. Karolusová (5) podáva návrh na klasifikáciu pyroklastík a zadeľuje ich do troch skupín: 1. *pyroklastické lávy*, 2. *tufy*, 3. *tufity*. Jej práca je obohatením doterajších klasifikačných návrhov a je vhodným podkladom pre štúdium vulkanogénnych pyroklastík; klasifikácia tufitov je však menej vhodná pre terénne práce a treba ju ďalej rozvinúť, lebo základy klasifikácie nevychádzajú z potrieb praxe, ale sú skôr teoretickými úvahami.

* * *

V povrchových útvaroch eruptív Kelemenských hôr prevládajú pyroklastiká nad masívnymi horninami. Tento fakt vyvolal potrebu úplnejšej genetickej klasifikácie pyroklastík, lebo správna rekonštrukcia geologických pochodov nie je možná, keď nevieme odlíšiť úlomky vzniklé zo sopečnej činnosti, vulkanoklasty od tufogénnych sedimentov vzniklých zo znosu eruptívneho materiálu, teda od pyroklastík v užšom slova zmysle a od pseudopyroklastík, vzniklých vplyvom vetrania a tektoniky. Genetickú klasifikáciu týchto hornín podáva naša tab. 1.

Táto tabuľka vznikla z praktickej potreby, podáva iba základné pojmy, nie však spôsob výskumu. Ten je čiastočne vypracovaný, čiastočne sa na ňom ešte pracuje.

Tabuľka 1

Pyroklastity				Veľkosť a štruktúra úlomkovitých prvkov					
				Makro	Mezo	Mikro	Štruktúra psamitická litokryštaloklastická	Štruktúra aleuritická kryštaloklastická	Štruktúra pelitická vitroklastická
				psefitická litoklastická štruktúra					
				väčšia ako 250 mm	250 – 25 mm	25 – 2,5 mm	2,5 – 0,1 mm	0,1 – 0,01 mm	menšie ako 0,01 mm
Primárne alebo autochtónne	Vulkanogénne úlomkovité sedimenty produkty sopčených výbuchov alebo vulkanoklastity, resp. tufy			lávová brekcia lávový sferopyroklastit tufová brekcia tufový sferopyroklastit pyroklastity bahnitých prúdov			drobno brekciovitý drobno sferopyroklastický	hrubý	jemný / bentonit
								tuf	
Sekundárne alebo alochtónne	Tufogénne úlomkovité sedimenty alebo pyroklastity, materiál pochádzajúci z preplaveného a redeponovaného eruptívneho materiálu	viac ako 50 %	tufoidné pyroklastity	tufoidná		brekcia konglomerát aglomerát	drobno brekciovitý drobno konglomeratický	hrubý	jemný / alochtónne polohy kaolinu a limonitu
		menej ako 50 %	tufitické pyroklastiká	tufitická		brekcia konglomerát aglomerát	drobno brekciovitý drobno konglomeratický	tufoid: piesočnatý hrubý / ílovitý jemný	bentonit
								tufit	
Heterogénne	Pseudopyroklastiká	Dynamometamorfné tektonity		tektonické a zosunové brekcie			mylonity		
		Masívne úlomkovité horniny v dôsledku ich rozdrobenia a premeny strácajú svoj masívny vzhľad		pseudobrekcie pseudosferopyroklastika komínové brekcie a výplne dajk			pseudotufy alebo autochtónne polohy kaolinu a limonitu pseudokvarcity		

Všeobecne rozlíšenie tufov a tufitov nerobí nám väčšie ťažkosti vzhľadom na primiešanie množstva skutočných sedimentov, vytriedenie sedimentov a výraznú vrstevnatosť. Len odlíšenie tufov od tufoidov naráža na väčšie ťažkosti a musí sa robiť počas terénnych prác s uplatnením princípu aktualizmu. Pri dnes aktívnych sopkách treba si všimnúť a poznať spôsob vniku pyroklastík, ich materiál a spôsob ich sedimentácie, a tak posúdiť podobné útvary minulosti a rekonštruovať fázy sopečnej činnosti a obdobia kľudu.

Porovnávaním recentného vzniku a úložných foriem pyroklastík sa zapodievajú práce Wolffa (33), Malejeva (14) a Karolusovej (5). Malejevove vulkanoklastitové fácie sú ťažko používateľné pri paleovulkanologických rekonštrukciách, čiže v prípade jedného samostatného sopečného celku stavby, ktorého fácia nie je narušená činnosťou fáz susedných sopečných jednotiek.

Pre pyroklasty je podstatná *veľkosť súčiatok, ich petrografická kvalita* a podľa možnosti *presný popis vytriedenia*; popri vrstevnatosti je závažný aj popis *tvaru, hranatosti, obrúsenia* alebo *zaoblenia* a *pôvodu horniny*. Ale aj *poloha ložiska, hrúbka* a *rozsah sú* podstatné. Najzložitejšie je však zistiť *rozdielne charakteristické znaky podobných členov vulkanoklastických a sedimentovaných pyroklastitov*.

1. Vulkanoklasty

pochádzajúce zo sopečného výbuchu, alebo tufy sú detritické horniny, ktoré vznikli ako bezprostredný produkt vulkanickej činnosti, a sedimentovali po kratšej alebo dlhšej dráhe vo vzduchu. Spôsob usadenia, forma výskytu a vlastnosti horniny vzniklej rýchlou diagenézou sú rozdielne podľa toho, či sa usadili v suchozemskom a či vo vodnom prostredí. Iná forma výskytu je v prípade podmorských, resp. podvodných výbuchov, iná pri výbuchoch a stekaní bahenných prúdov alebo v prostredí suchozemskom.

Sopky Kelemenských hôr, okrem dacitových tufov uložených medzi sedimentmi stredného miocénu, vznikli v suchozemskom prostredí. Na miestach erupciou zahatených alebo vyplnených údolí vznikli krátkodobé jazerá a neskôr vytvorená riečna sieť pokračovala v denudačnej a znosovej činnosti aj počas erupcií. Tak sa mohli medzi vulkanogénne pyroklastiká primiešať aj tufoidné pyroklastity. Sedimentárne klastity môžu predstavovať práve obdobie vulkanického kľudu.

Štruktúru a kvalitu vulkanogénnych pyroklastov charakterizujú druh horninových zložiek, ich rozmery a rozmiestnenie v hornine, akosť a množstvo cementujúcej látky.

Horninové komponenty môžu pochádzať z predošlých výbuchov, z čerstvej lávy a konečne aj z podložia, z kráteru vytrhané sedimentárne a metamorfované horniny alebo materiál intruzív z hlbších horizontov.

Podľa rozmerov vulkanického detritu vysypaného na povrch sopečnou činnosťou rozlišujú sa *vulkanické bomby, lapilly, sopečný piesok, popol* a *prach*, príp. *balvany obrovských, stredných a malých rozmerov.*

Rozmery úlomkov sa udávajú rozlične; západní autori (Wolff 29; Gloos 3 atď.) používajú termíny: ako *ľudská hlava, päsť, orech, oriešok, hrach a mak*; Williams úlomky väčšie ako 32 mm nazýva *bombami*, medzi 32—4 mm *lapillami*, medzi 4—1/4 mm označuje ako *hrubý sopečný popol* a pod 1/4 mm ako *jemný popol* a *prach.*

Prepočítajúc tieto označenia európskych autorov na milimetre dostávame asi tieto výsledky: úlomky väčšie ako ľudská hlava (nad 250 mm) sú *makropsefitické horninové bloky* a *obrovské bomby*, menšie ako ľudská hlava (do 250 mm), ale väčšie ako orech (nad 25 mm) sú *mezopsefitické* malé horninové úlomky a malé bomby. Rozmery lapill vo veľkosti orecha a orieška odpovedajú *mikropsefitickým štrkom* (25—2,5 mm). Vulkanický piesok veľký ako hrach a mak patrí do skupiny 2,5—0,1 mm a konečne pod 0,1 ako sopečný popol, prach a menšie.

Cementujúcim materiálom môže byť láva, vulkanický piesok a popol, ale i zmes vulkanického materiálu a sedimentu, spevnené hydrochemickými prechodmi usadenín termálnej a podzemnej vody, ako vápence ($CaCO_3$), kyselina kremičitá (kremeň, chalcedón, rohovec a opál), limonit atď.

Pri litologických analýzach vulkanogénnych pyroklastov sa nedajú plavením oddeliť jednotlivé frakcie. Robí sa tak iba na základe megaskopického pozorovania, podľa úsudku a výpočtov pod mikroskopom. Pre celú skupinu tufov je charakteristické, že po nakopení sa rýchle cementuje nielen lávový tmel, ale aj hydrochemicky viazaný popolový cement. Vplyvom cementujúcej látky po nakopení sa ihneď menia na pevnú skalu, ktorú nemožno vyplaviť.

Ešte mám jednu pripomienku k určeniu rozmedzia medzi pojmami *bomba* a *lapilly*. Vytrhané a rozmetené kusy starej lávovej horniny sú úlomky hornín — teda nie bomby. Ako bomby a lapilly označujem len to, čo vzniká rozptýlením čerstvej tekutej alebo plastickej lávy a tuhne až počas letu vzduchom. Z riedkej tekutej bazaltovej lávy sa stavajú zatočené, dvojpólové alebo kvapkovité bomby (tab. IV, obr. 1), z vizkóznej lávy vznikajú bomby, ktorých povrch je brázdený mnohými puklinkami v podobe chlebovej kôry (tab. IV, obr. 2). Aj vnútorná štruktúra bazaltových bômb je pôrovitá, nafuknutá. Na základe týchto dát treba oddeliť aj lapilly od malých úlomkov a štrkov.

Podobne ako pri bombách a lapillách vidíme rozdiely aj medzi *sopečným prachom* a *popolom*, kým popol pozostáva zo skla a pemzovitej hmoty, štruktúra starej lávovitej masy je kryštalická, lito- alebo kryštaloklastická. Malejev ich označuje ako *xenotufy*. Tento názov ale nepostihuje rozlíšenie vulkanoklastitov od sedimentárnych pyroklastitov; v obidvoch prípadoch totiž môžu byť vulkanogénne i tufogénne.

Tab. 2

Vulkanoklastity alebo tufy (podľa Z. Török a)

Materiál	Rozmery a štruktúra úlomkových prvkov					
	Makro	Mezo psefity	Mikro	Psamity	Aleurity	Pelity
	štruktúra litoklastická			štruktúra litoklastická	štruktúra kryštalo a vitroklastická	
tmelu	horninové bloky obrovské bomby väčšie ako 1000—250 mm	horninové úlomky sopečné bomby 250—25 mm	malé úlomky troska, droby štrky a lapilly 25—2,5 mm	piesok	popol, prach, drobné úlomky kryštálov 0,1—0,01 mm	menšie ako 0,01 mm
láva	obrovské pyroklastické lávy	hrubá lávové brekcie lávové sferopyroklastity troskový aglomerát	drobnozrnná	psamitické	aleuritické aglomeratické lávy	pelitické
hydrochemický vulkanický piesok a popol	obrovské	hrubé tufové brekcie tufové sferopyroklastity avenidas	drobnozrnné	psamitické hrubé jemné lapillové tufy pemzové a troskové tufy	aleuritické kryštálové tufy (kryštálový cinerit) popolový tuf (vitrocinerit)	pelitické

Tab. 3

Tufoidné pyroklastity (podľa Z. Török a)

Akosť tmeliaceho materiálu	Rozmery a štruktúra úlomkovitých splavných prvkov					
	Makro	Mezo	Mikro	Psamity	Aleurity	Pelity
	psefity s litoklastickou štruktúrou			s lito a kryštaloklastickou štruktúrou	s kryštalo- a vitroklastickou štruktúrou	
	horninové úlomky	horninové úlomky zvariaky	štrk troska	piesok droba	sklo popol	prach a íl menšie ako
	1000—250 mm	250—25 mm	25—2,5 mm	2,5—0,1 mm	0,1—0,01 mm	0,01 mm
Jemnejší úlomkovitý materiál vzniklý zo splavenia eruptív: prach, sklo, popol, piesok, drobný štrk, ku ktorým môžu byť primiešané úlomky sedimentárnych a metamorfovaných hornín; z roztoku sa môže vylúčiť kalcit, limonit, opál atď.	tufoidné	brekcie brekciovitý konglomerát konglomerát aglomerát		brekciovitý konglomeratický tufoid hrubý tufoidný pieskovec jemný tufoidný pieskovec	tufoidný aleurit	tufoidný pelit

Pripojená tab. 3 je zostavená podľa jednotlivých komponentov.

Z petrografickej nomenklatúry v nezmenenom význame som prevzal zaužívaný termín brekcie pre psefity zložené z hranatých prvkov. Pri jedincoch zložených zo zaoblených prvkov nepoužívam názov konglomeráty, keďže neboli zaoblené znosom, a na návrh I. M a x i m a ich označujem ako *sferopyroklastity*; tým sa predíde nedorozumeniam, lebo zaoblenosť zapríčinili vulkanické zjavy, a nie znos. Používam aj názov aglomerát, ale v inom význame ako sa používa v rumunskej odbornej literatúre.

Rozoznávame 3 druhy lávových brekcií:

a) *Xenobrekcie* s lávovým cementom nachádzame na spodku lávového prúdu; do hranatej vulkanickej drte pretekajúca láva presakuje len do určitej hrúbky a cementuje prvky drte. Väčšina úlomkov hornín a láva sú z totožného alebo podobného materiálu.

b) *Brekcie* s lávovým cementom vznikajú, keď súčasne prebieha výlev lávy a erupcia na miestach veľmi blízkych a na tekutú lávu padajú úlomky z erupcie, pričom sa zaboria do lávového cementu. M. K u t h a n (9) popisuje takýto prípad zo Slovenska (obr. 2, tab. VII).

c) *Lávové brekcie* bez cementu vznikajú z vizkóznych láv brekciových sopiek, u ktorých dochádza len k erupcii. Žeravé kusy sú vyhadzované pri silnejších výbuchoch ako hranaté bomby, ktoré sa spečú bez cementu. Takéto prípady popisuje S a n d e r r a M a s o (20) zo sopky Bulusan (Filipínske ostrovy) z erupcií r. 1919—1922. Zo sovietskeho Arménska ich spomína Z a v a r i c k i j (4), a označuje ako *ignimbrity*.

Dve varianty lávy sferopyroklastov sú na báze alebo na povrchu prúdu bazaltových andezitov alebo bazaltov; sú to masy guľatých bômb a produkty explózie vmiesené do lávy. Na báze sú to *xenosferopyroklastity* s lávovým cementom, na povrchu čerstvé *sferopyroklastity*. Pri malých výbuchoch sa malé kusy lávy len nadhadzujú, postupne sa zaguľaťujú v bomby, až ich silnejšia erupcia vyhodí z kráteru. Nakopené žeravé lávové kusy sa spečú v *sferopyroklastity*, bez cementu v *ignimbrity*. To je tretia varianta lávových sferopyroklastitov.

Lávové brekcie a sferopyroklastity odpovedajú klastolávam M a l e j e v a (15). Sem patria aj odrody, ktoré Malejev podľa Zavarického nazýva *ignimbritmi* a K a r o l u s o v á (5) ako *pyroklastické lávy*; Wolffove eutaxity a ataxity (pipernolávy), palagonitová formácia a brekcie komínov alebo výplňové brekcie kráterov sú totožné s pyroklastitovými lávami.

Troskové aglomeráty nie sú vlastne výlevy troskovitej lávy, ale trosky; netvoria súvislý lávový jazyk, ale sa kúskujú, miestami sa nasúvajú na seba; inde sa zase vytvárajú medzery nasúvaním a zlepením jednotlivých troskovitých častíc.

Názov *aglomeratické lávy* som prebral od W o l f f a (33) ako možnú formu. Na báze vrstva lávy presakuje a tmelí podložné vrstvy lapill, sopečný piesok a popol, alebo na povrch lávovej masy napadajú menšie úlomky. Keď sa hromadia drobnejšie úlomky a lapilly bez cementu, spečú sa a vzniká ignimbrit. Karolusová ich označuje ako lapillové, piesčité a popolové pipernolávy.

Štvrtý spôsob ich vzniku je: na tenkú kôru chladnúceho lávového prúdu sa vyleje novší lávový prúd, ktorý drtí kôru a dáva láve klastickú štruktúru.

Tufobrekcie sú najrozšírenejšou horninou Kelemenských hôr. Hranaté pyroklastické úlomky natriedené a rôzne veľké sú hydrochemicky cementované mikroklastickým popolom, kryštalickým a popolovým tufom. Psefitické prvky sú tvorené väčšinou tým istým typom andezitu ako psamitický alebo aleuritický cement, ktorý môže byť vitro alebo kryštaloklastický, príp. kombinovaný. Podľa veľkosti porfyroklastických prvkov rozoznávame makro-, mezo a mikropsefitické.

Tufové sferopyroklastity nie sú hranaté, lebo je v nich mnoho bômb, prípadne aj časti trosky a málo horninových úlomkov. Preto je ich vzhľad celkom sferopyroklastický. U niektorých je viac hranatých prvkov; nazývame ich sferopyroklastitovými tufobrekciami.

Skupinu *Avenidas* rozumiem v tom zmysle ako E. K a r o l u s o v á (5); G. P a n t ó (18) ju nazýva laharom. Táto skupina zahrňuje nielen pyroklastity bahenných prúdov, ale aj kamenných a skalných lavín, vzniklé sopečnou činnosťou.

V tejto skupine zvláštny vzhľad majú brekcie bahenných prúdov. Z Hargity popisuje H. W a c h n e r (30) výskyt z brehu pri Ugre v okolí ústia potoka Hamaród. Brekcia bahenného prúdu sa valila asi na vzdialenosť 50 km údolím starého potoka Hamaród po Ugru. Ide o netriedenú, miešanú, resp. konglomeratickú brekciu, v ktorej sú prvky hranaté i zaoblené. Psefitické prvky sú hranaté, balvany, valúny a štrky čiernych a sivých pyroxenických andezitov zaoblené; niekedy sa nájde aj amfibolický andezit, príp. kryštalické bridlice, kremence, vápence, pieskovce a dacitové tufy. Tento heterogénny komplex je tmelený tufovým bahnitým cementom, v ktorom sa nedajú zistiť ani stopy po zvrstvení; úlomky eruptív ich minerálneho zloženia sú len andezity. Sem treba zadeliť miešané horninové masy zosuvov a prepadlín, aké sú v Kelemenských horách dosť časté.

V názvoch *lapillové, pemzové, troskové a kryštalové tufy* (kryštalové cinerity) je vyjadrený aj ich pôvod. Prechodné typy ich spájajú s brekciami a sferopyroklastitmi predošlej skupiny, ich hydrochemický tmel je sopečný popol.

Popolové tufy (vitrocinerity) sú jemnozrnné, hlavne sklovité tufy, ktoré ešte v kontinentálnych pomeroch sa ľahko preplavujú a sedimentujú.

* * *

Už sme spomenuli aké pyroklastiká vznikajú za kontinentálnych suchozemských podmienok, aj to, že tieto sú obyčajne diskordantne uložené na sedimentárnom, alebo kryštalickom podloží. Teraz si všimnime formy výskytu pyroklastov, usadených na morskom dne z podvodných výbuchov. V okolí Kelemenských hôr k nim môžeme priradiť iba dacitové tufy v stredno a vrchnomiocénnych vrstvách. Tieto tufy ležia konkordantne v ostatných sedimentárnych vrstvách a viackrát sa rytmicky striedajú s tufitmi a so sedimentmi. Sú oveľa masívnejšie, drobnozrnnejšie, homogénnejšie ako hrubé brekcie kontinentálneho prostredia. Prevláda v nich štruktúra aleuritická a pelitická, menej často psamitická. Na západnom a SZ okraji Kelemenských hôr v dacitových tufoch som nikde nezistil psefitické brekcie. Pre rýchlosť cementácie a ťažkú rozpustnosť ani táto skupina tufov nie je plaviteľná; výpočet robíme pod mikroskopom. V dôsledku sedimentácie vo vodnom prostredí sú tieto tufy dobre triedené, ani nie tak podľa veľkosti zrna, ale skôr podľa špecifickej váhy minerálnych, alebo horninových zŕn.

Sedimentačný proces vulkanoklastitov vo vode alebo v prípade podvodných výbuchov je obdobný ako v sedimentovaných horninách, lebo tieto konkordantne sedimentovali medzi normálne sedimenty. Preto aj ich vrstevnatosť je rovnako dobre vyvinutá ako u sedimentov. V sedimentoch sedmohradskej kotliny vedúce horizonty dacitové tufy; ich úložné pomery sa dajú snadnejšie merať pre lepšiu odlučnosť na veľkej rozlohe.

Vulkanogénne pyroklastiká sedimentované v kontinentálnom prostredí sa ťažšie merajú, lebo ich vrstevnatosť nie je dosť výrazná. Zvlášť makro- a mezopsefitické tufobrekcie sú často bez vrstevnatosti a málo triedené. Netriedenosť a nevrstevnatosť podmieňujú blízkosť erupčného centra. Teoreticky i prakticky blízkosť centra naznačujú nevrstevnaté a netriedené makropsefitické obrovské tufobrekcie, ktorých mocnosť môže byť veľmi premenlivá. So stúpaním vzdialenosti od centra triedenie a vrstevnatosť sa zvýrazňujú, až horniny prechádzajú najprv do tenkých, potom do hrubolavicovitých vrstiev, asi ako konglomeráty a hrubé pieskovce z normálnych sedimentov. E. F. Majejev (14) vydeľuje vulkanické fácie podľa vzdialenosti od erupčného centra. Karolusová (5) podľa veľkosti prvkov a ich polohy rozlišuje rôzne vulkanoklastiká, ako *balvanovité* v blízkosti kráteru, *aglomeratické* na svahoch, *drobné bomby* na úpätí, *lapillové a hrubopiesčité* na vzdialenejšom okolí, a konečne *popolové a prachové*, ktoré vietor zanáša na veľké vzdialenosti. Podľa toho fácie vulkanoklastov vyjadrujú aj vzdialenosť od centra. Keď však súčasne alebo striedavo je viacej centier v erupčnej činnosti a lávový materiál centier predstavuje rovnaký typ hornín, a teda na základe minerálneho zloženia sa nedajú oddeliť, potom úložné pomery sú natoľko komplikované, že ani podľa triedenia a vrstevnatosti prvkov, resp. ich veľkosti a štruktúry nemôžeme odhadnúť vzdialenosť centra. Vo všeobecnosti však stupeň triedenia

a zvrstvenia horniny ovplyvňuje aj výraznosť úložných pomerov, ktoré sa dajú určiť rovnakými metódami ako u bežných sedimentov. Náhle zmeny mocnosti, náhle vyklínenia a šošovkovité vložky bývajú tiež časté, takže u blízkych odkryvov nenachádzame rovnaké profily. Preto je ťažké nájsť v nich vedúci horizont, a aj v kladnom prípade platí iba na krátku vzdialenosť. Štruktúrne označenie okrajov fácií v mnohých prípadoch je úplne nemožné. Uloženie najlepšie určíme na základe pomeru k dobre zvrstveným alebo masívnym formáciám.

2. Sedimentárne pyroklastity

Ich detailnejšia klasifikácia sa väčšinou opomína. Za pyroklastiká sa považujú [napr. Nakovnik (17)] iba primárne sedimenty vzniklé zo sopečného výbuchu. Klasifikácia sa rieši len u pyroklastík v užšom zmysle; sedimenty vzniklé splavením pyroklastického materiálu s prímesou normálnych sedimentov sa označujú ako *tufit* bez bližšej klasifikácie; temer úplne sa zanedbáva detailne preberanie sedimentárnych pyroklastitov. E. Karolusová (5) obmedzuje pojem tufitov a rozlišuje vo vode usadené balvany, štrky, piesky, ílovité sedimenty s autochtónnym alebo s allochtónnym pyroklastickým materiálom.

Pri genetickej klasifikácii tufogénnych sedimentov musíme tiež vychádzať z geologického procesu s kritickou aplikáciou princípu aktualizmu. Materiál sedimentov vzniklých znosom uprostred vulkanických masívov pozostáva tiež len z eruptívneho materiálu, čiže ide o horniny tufoidné, ktoré vzhľadom pripomínajú tufy. Rozdiely tu určujú len podmienky vetrania a znosu. V tomto prípade dobrú službu preukazujú charakteristické znaky fácií používaných v kvartérnej geológii, na základe ktorých sa dajú rozlíšiť rôzne tufoidné sedimenty od im podobných tufov. Také sú eluviálne nánosy, drte, horninové sutiny, fosílne pôdy, ďalej kolluvia a sutinové kužele, svahové sutiny, zosuny, kamenné moria i produkty skalných lavín. Vo vulkanickej oblasti vysokohorského terénu treba brať do úvahy aj fluvioglaciálne a jazernoglaciálne produkty.

Iluviálne a prameňové sedimenty vznikli splavením, znosom a vtekaním delúvia, prolúvia a alúvia a v rámci posledného aj fácie riečnych usadenín.

Sedimenty sladkovodných jazier a močiarov a fácie delty

Tam, kde sa eruptívum stýka alebo strieda s normálnymi sedimentmi a metamorfitmi, tam sa pyroklastický materiál mieša hodne s normálnym sedimentárnym materiálom; takto vzniklý materiál môžeme nazvať *tufitom*.

Takto teda v tufogénnych sedimentoch poznáme 2 skupiny, zodpovedajúce pomeru pyroklastického materiálu k sedimentom. V tufoidoch prevláda pyroklastický materiál (viac ako 90 %), v tufitoch sedimentárny.

a) Tufoidné pyroklastity sú sedimentárne horniny vzniklé zvetraním, znosom, nahromadením a cementáciou eruptívneho materiálu každého druhu. Avšak nie sú primárnymi vulkanickými produktmi. Vznikli v prestávkach medzi sopečnou činnosťou a hromadia sa vo väčšom množstve. Aj v čase vulkanickej činnosti silne pôsobia vonkajšie sily, teda môžu vznikať zároveň s vulkanogénnymi pyroklastitmi. V Kelemenských horách väčšina tufoidov predstavuje 100 % eruptívny materiál; to sťažuje bezpečné a ľahké rozpoznanie od vulkanogénnych pyroklastitov. Ich detailná litologická charakteristika a odlišné znaky od vulkanoklastitov nie sú doteraz dobre vypracované. Skladajú sa zhruba z tých istých eruptívnych úlomkovitých prvkov ako tufy; iba v dôsledku transportu na väčšiu-menšiu vzdialenosť sú viac alebo menej zaoblené, majú stopy po transporte. Hrany a rohy blokov, lávových útržkov, zastúpené vo svahových sutinách sú zaoblené, pri transporte v tekutej vode aj zaguľatené.

Odlíšenie sťažuje aj fakt, že s tufoidnými partiami sa stretávame aj medzi vulkanogénnymi pyroklastitmi, lebo znos a sedimentačný proces sa rovnako uplatňovali nielen v priebehu erupčnej činnosti, ale aj v dobe kľudu.

Keďže vznik tufoidov je podmienený vonkajšími silami, stretávame sa v nich s každou formou zvrstvenia, lebo triedenie úlomkov podľa rozmerov je oveľa markantnejšie ako u tufov. Zvrstvenie môže byť hrubo a tenkolavicovité, bridličnaté, diagonálne atď., ako u normálnych sedimentov. Zo štruktúrnych foriem dominujú psefitické a psamitické, aleuritické sú zriedkavé a pelitické poznáme iba z Hargity, ako allochtónne kaolínové vrstvičky medzi obrovskými psefitmi tufoidných aglomerátov.

Aj cement tufoidov je často podobný tufom, ako keby bol z popola; pod mikroskopom však rozoznáme zmes popola — kaolínu — limonitu — úlomky minerálov a hornín s kryštaloklatickou štruktúrou (tab. 3).

V tufoidoch sa vyskytujú úlomky hornín a minerálov všetkých hornín z oblasti znosu, teda čo do skladby materiálu sú pestrejšie ako tufy. Je to nápadné najmä vtedy, keď horniny zbernej oblasti sú rozdielne. Pri odlíšení vznikajú ťažkosti vtedy, keď horniny zbernej oblasti sú skoro rovnaké, napr. brekcie a lávy pyroxenického andezitu. Znosom takého istého subvulkanického masívu vzniká tufoid pyroxenického andezitu.

Splavené bomby sa rozlišujú od primárnych tým, že ich úlomky sú viacmenej opracované so zaoblenými hranami a často iba s náznakmi po tvare bômb (napr. v prípade bômb s chlebovou kôrou, pri troskovej penovitej textúre u produktov riedkej lávy).

Tufoidy sú podobné tufom nielen tým, že majú podobný tmel, ale aj tým, že pomerne rýchlo tvrdnú a kremičitý cement nie je rozpustný, teda, podobne ako tufy, sa nedajú plaviť. Na skúšky treba vybrať materiál s veľkou obozretnosťou z každého rozdielneho typu psefitických prvkov ako u tufov, a zvlášť

z cementujúceho psamitického tufoidného materiálu. Každý kúsok skúmame pod mikroskopom a vypočítame psamitické a aleuritické prvky.

Tufoidné brekcie vznikajú rozdrobením a rozpadnutím a tmelením popráskaných úlomkov hornín v kolluviálnych svahových sutinách a v sutinových kuželoch. Dlhý transport neprekonali, takže psefitické súčiastky sú dosť hranaté a tvoria brekciovitú štruktúru. Všeobecne sú bez zvrstvenia, alebo majú len slabo viditeľné nepravidelné, prípadne diagonálne zvrstvenie. Triedenie psefitických prvkov nie je veľmi výrazné.

Tufoidné brekciovité konglomeráty. Časť psefitických prvkov je opracovaná a zaoblená; malá psamiticko-psefitická vrstva cementujúceho psamitu a psefitu je hranatá, brekciovitá. Triedenie i lavicovitá vrstevnatosť je výraznejšia než u predošlých.

Tufoidné konglomeráty sú sedimentované psefity riečnej a pobrežnej fácie, transportované riečnymi vodami a usadené v občasných jazerách; alebo sú to typické konglomeráty vzniklé na okraji panónskeho jazera v Sedmohradskej kotline. Určenie ich tufoidného charakteru nenaráža na ťažkosti, lebo dobre opracované, zaoblené tvary a konglomeratický charakter sú nápadné a ostro ich odlišujú od vulkanogénnych sferopyroklastických tufov. Konglomeráty tvoria mocné výplne vo vnútorných kotlinách eruptív.

V nadloží panónskych vrstiev sú v údolí potoka Hemžu odkryté tufoidné konglomeráty (T ö r ö k 24), v ktorých sa dajú oddeliť 3 frakcie: 1. *mezopsefitický materiál* (2 % kremenec, 98 % eruptíva); 2. *mikropsefitické štrky* o veľkosti orecha až orieška (25—2,5 mm; 70 % eruptíva a 25 % kremenec, 4 % kryštalické bridlice, 1 % pieskovec); sú to väčšinou silne zaoblené, ba až celkom ploché riečne štrky; 3. *psamitový tmeliaci materiál* o veľkosti ryže až maku (1—0,1 mm; 50 % kvarcitov) zvetráva najťažšie; ide väčšinou o hranaté alebo len slabo zaoblené zložky.

Materiál je tu výborne triedený a zvrstvený. Jeho triedenie je obdobné ako u štrkov z recentných náplavov Maroša; prevláda tu frakcia o veľkosti hlavy až päste (250—25 mm); medzery vypĺňajú štrky o veľkosti orecha až orieška (2,5—1,0 mm) a miestami sa tu a tam vyskytuje aj väčší balvan (ca 1/4 m-). Pod povrchom cementovú výplň tvorí psamitová drť.

Ako *tufoidné aglomeráty* označujem elúviá, ktoré vznikli rozpadom, zvetraním a rozdrobením tufobrekcií in situ. Stekajúce dažďové vody a výmoly odniesli drobné súčiastky a cement, a len hrubšie psefitické súčiastky, brekcie voľne popadali na seba. Sú bez viditeľného triedenia a zvrstvenia. Niekdajší cement je uvoľnený, rozdrobený a odnesený, takže zbytok netvorí stmelenú horninu, ale iba nakopeninu psefitických valúnov niekdajšej brekcie. Niekedy sú tmelené opálovou hmotou starých termálnych prameňov, alebo karbonátov a limonitovým elúviom, vyzrážaným z minerálnych vôd. K tufoidným aglomerátom počítam aj čerstvé svahové sutiny a sutinové kužele uprostred eruptív.

Psamitické tufoidy bývajú dobre zvrstvené a triedené, ale nevytvárajú mohutné súvrstvia o veľkej mocnosti, ani ich plošná rozloha nie je veľká; tvoria vlastne väčšie šošovkovité vložky medzi mocnejšími a viac rozšírenými psefitickými útvarmi. Tieto psamitické a aleuritické formy udávajú základný tón dobrého zvrstvenia tufogénneho komplexu. Brekciovitý tufoid je drobná svahová sutina (koluviálna), vzniklá rozdrobením a zvetrávaním.

Konglomeratický tufoid pozostáva z drobných, oválaných, opracovaných štrkov s aleuritickým cementom. Hrubo a jemnozrnný tufoidný pieskovec je dosť zriedkavý; tvorí buď tmel alebo malé psefitické preplástky. *Tufoidný aleurit* je zriedkavý, vyskytuje sa v podobe malých preplástkov ako tmel psefitických tvarov. *Tufoidné pelity* vznikajú len preplavením kaolínového materiálu a tvoria len tenké a malé polohy medzi psefitmi, zvýrazňujúc ich vrstevnatosť. V takýchto oblastiach aj valúny a štrky v potokoch majú bielosivý kaolinický povlak.

Uloženie tufoidných pyroklastitov — keďže ich zvrstvenie je väčšinou výrazné — určíme tak ako u sedimentov. S určitými ťažkosťami sa stretávame iba pri odlíšení od vulkanogénnych pyroklastitov, ktoré sa dá urobiť iba v teréne. Mikroskopické štúdium vzoriek rozrieši iba detailné problémy, ktoré môžu potvrdiť alebo vyvrátiť údaje pozorované v teréne. Keď mikroskopický záver nie je v súlade s terénnym, treba štúdium v teréne opakovať.

Dobre zvrstvené tufoidy uložené medzi vulkanogénnymi pyroklastikami naznačujú pauzu vo vulkanickej činnosti a dobu znosu. Autor (4) už r. 1929 zistil takýto profil v údolí potoka Budac pri Píle, kde medzi dvoma mocnými lavicami mezopsefitických tufobrekcií sú štyri tufoidné vrstvy.

Často som sa nevedel rozhodnúť, či v prípade tufoidov vo vnútri eruptív ide o vulkanogénne, alebo tufogénne uloženiny. Až vo väčších odkryvoch sa potom ozrejmilo, že máme do činenia s tufoidnými brekciami, vyplňujúcimi údolie, zarezané v amfibol-andezitových tufoch. V úseku Salardského Maroša vo svahu Dealul Šarăcinului v odkryvoch po bunkroch (hlboké 5—6 m pod povrchom) som študoval úložné pomery tufoidných konglomerátov pyroxenických andezitov; tu sú totiž vyvinuté v hraničnej oblasti, v ktorej brekcie selečskej fácie zakrývajú hrasť amfibol-andezitov 1. Podľa toho som všade mohol sledovať anormálny tektonický kontakt konglomerátových brekcií pyroxenických andezitov (fácia Selečeli) a brekcií amfibol-andezitov a zistil charakteristické makropsefitické tufoidné obrovské konglomeráty pyroxenických andezitov. Rozpoznanie typických konglomerátov je často sťažené nedostatočnými odkryvmi.

Psefity tufoidných brekcií a psamity brekciovitých tufoidov, vzniklých z odnosu a nakopením tufobrekcií amfibol-andezitov sa ani zvrstvením ani vytriedením neodlišujú od tufobrekcií natoľko, žeby ich určenie nenarážalo na ťažkosti.

Aj medzi vrstvami v mori sedimentovaných dacitových tufov sa vyskytujú aleuritické a pelitické tufoidy, ktoré však musíme brať za súčasné s tufmi; ich rozlíšenie nerobí väčšie ťažkosti.

b) Tufitické pyroklastity. V ich zložení je menej eruptívnych úlomkov; často prevládajú normálne sedimenty, takže z každého hľadiska sú bližšie sedimentom ako vyššie uvedené dve skupiny. Ich vytriedenie a zvrstvenie je výrazné ako u bežných sedimentov. Rozmery frakcií určujeme ako u sedimentov podľa L. B. Ruchina.

Všeobecne v oblasti Kelemenských hôr s tufitmi sa stretneme iba zriedkavo, vo vnútri eruptív len ojedinele. Medzi tufoidnými sedimentmi kotlín sa tu a tam občas nájde poloha tufitov, ba niekedy aj medzi vulkanogénnymi brekciami. Tufitové polohy sú dobrým orientačným bodom, lebo pochádzajú zo znosovej oblasti sedimentov, alebo kryštalických bridlíc. Obsahujú často aj organogénny, resp. diatomitový materiál (tab. 4).

Tufitové brekcie teoreticky vznikajú zo svahových sutín sedimentov, ktoré sú v eruptívach. Zatiaľ som ich nezistil a spomínam ich len pre úplnosť.

Tab. 4 Tufitické pyroklastity (podľa Z. Török a)

Materiál tmelu	Hraničné hodnoty rozmerov prevládajúcich súčiastok		
	svahová sutina balvany, štrky	drobný štrk a piesok	íl, prach, sopečný popol
	Prevahu má (viac než 50 %) sedimentárny materiál, menší podiel eruptívneho materiálu		
	psefitický väčšie ako 10 mm	psamitický medzi 10—0,1 mm	aleuritický a pelitický medzi 0,1—0,01 mm menšie ako 0,01 mm
Prevaha sediment. materiálu nad eruptívami, môže byť tiež len sediment		hrubý tufitický pieskovec jemný tufitický pieskovec	hrubý aleuritický tufit jemný aleuritický tufit pelitický tufit

V tufitových konglomerátoch sa znosový materiál eruptív mieša so sedimentárnym. Štrky a valúny majú opracovaný, zaoblený tvar. Také sú pa-

nónske konglomeráty na západnom okraji Kelemenských hôr v sedmohradskej kotline, v ktorých v psefitoch sú andezity i nad 5 %.

Tufitické aglomeráty sú vlastne zosunové drte, alebo svahové sutiny uprostred eruptívnych masívov zo svahov sedimentárnych alebo metamorfných hornín, ku ktorým sa primiešali aj eruptívne zložky. Tieto by sa vlastne ani nemali označovať ako tufity, lebo nejde o kompaktné horniny, ale iba o voľné kopy úlomkov, niekedy tmelené vyzrážaným SiO_2, karbonátmi alebo limonitom. Hrubé a jemnopiesčité tufity a ílovité partie nachádzame aj medzi tufoidnými sedimentmi toplitackej (marošskej) kotliny; väčšinou sú to nánosy z kryštalických bridlíc, príp. dácskych sedimentov. Vo výmole Popi na východ od ústia Kelemenského potoka v podložných sériách odkryvu nachádzame takéto piesčité tufity, v ktorých sú aj zuhoľnatené kmene. Nájdu sa aj ílovitejšie polohy, ktoré tvoria prechod k aleuritickým tufitom a obsahujú hodne odtlačkov listov.

Najkrajšie príklady pelitických tufitov som našiel v ľavobrežnom prítoku Bystrej v potoku Donka. Je to pelitický komplex tufového vzhľadu vklínený do mezopsefitickej tufovej brekcie pyroxenických andezitov. Sú v nich slojky uhlia. Tufit pozostáva prevažne zo schránok diatomitu a z jemne plaveného popola, kryštalových úlomkov a malého množstva ílov (neplaviteľný).

Tmelenie tufitov je už celkom podobné ako u sedimentárnych hornín; frakcie sa dobre oddeľujú plavením, keď tmel nie je kremitý.

Pri výskume tufitov, keďže tu prevláda normálny sedimentárny materiál, sa môžu použiť metódy sedimentárnej petrografie; tu nerozhoduje iba súhrn faciálnych znakov (či sedimentovali vo vode alebo na súši), ale treba zistiť predovšetkým spôsob transportu, ktorým sa úlomky dostali do horniny. Tu plne platí tvrdenie I. Krysteka, že vypracovanie spôsobu analýz tufitov je úplne v začiatočnom štádiu. Výskumy P. Krivána na anemotufitoch v pakských spraši ach dokázali, že je to jemný prach amfibol-andezitu prenášaný vetrom, autochtónny, čo je jasným dôkazom toho, že v období vrchného triasu bola intenzívna sopečná činnosť v oblasti karpatskej kotliny.

3. Pseudosedimenty — pseudopyroklastiká

Na existenciu pseudosedimentov, resp. pseudopyroklastík som prišiel počas prác. Často som našiel brekcie a tufy, kremence, ktorých mikroskopické štúdium dokazovalo, že vznikli rozpadom a premenou masívnych hornín, čiže len ich vonkajší vzhľad má pyroklastický charakter; v podstate ide o masívne horniny. Nazval som ich preto *pseudopyroklastikami*. Sú medzi nimi také, ktoré pozostávajú z čiste eruptívneho materiálu, čiže sú to *pseudotufy*, iné pseudosedimenty sú pomiešané s normálnymi sedimentmi, čiže tufoidné a tufitické.

Z pseudosedimentov netreba zvlášť opisovať dynamometamorfné tektonity, lebo psefitické tektonické brekcie i aleuritické a pelitické mylonity dobre poznáme. Druhá skupina pseudosedimentov, vzniklých premenou masívnych hornín, sa vo všeobecnosti neoznačuje ako osobitný druh hornín. Medzi formami zvetrania sa uvádza odlučnosť guľovitá, lavicovitá a pod.

Pseudobrekcie vznikajú tam, kde masívna hornina bola postihnutá zosunom, zavalením alebo tektonickými pohybmi; vtedy horninu v dôsledku mechanického namáhania prestupuje sieť drobných puklín a láme na drobné prizmatické hranaté polyedry. Postvulkanické teplé roztoky a plyny (CO_2, H_2S) a roztoky studených vôd pozdĺž puklín horninu rozkladajú, kým jadro polyedrov zostáva neporušené. Premenené časti pozdĺž puklín vyzerajú ako tmel, ktorý obyčajne prekremenenie opäť spevní v pevnú horninu, kým jadro polyedrov sa stáva hranatou „psefitickou" súčasťou. Od tufových brekcií sa líši tým, že psefitické prvky sú nápadne rovnakej veľkosti, pôsobia dojmom veľkého vytriedenia, s akým sa u tufoidných brekcií nestretávame.

Pseudokonglomeráty (guľovitá odlučnosť). Veľké tlaky tektonických pohybov rozdrobujú horninu v troch na seba kolmých smeroch, alebo pozdĺž na seba kolmých plôch odlučnosti, na štvorcové, alebo obdialnikové telesá. Pri drobení hornina na rohoch a hranách jemne zvetráva, kým vnútorné čerstvejšie jadro je ako guľa alebo elipsoid, prípadne aj nepravidelnejšia, ale vylupuje sa v zaguľatenom tvare. Guľovité tvary o priemere 10—15—20 centimetrov sú uložené v rozdrobenej zvetranej hornine a pôsobia dojmom konglomerátu. Nápadná rovnaká veľkosť psefitických prvkov aj tu prezrádza, že nemáme do činenia s normálnym konglomerátom.

Komínové brekcie, alebo brekcie prírodných kanálov som sem priradil ako brekciovité tvary intruzívnych telies. Pokiaľ ide o ich štruktúru a vznik, sú blízke lávovým brekciám uvádzaným medzi pyroklastikami. Medzi vystupovaním intruzívneho telesa a vyplňujúcou brekciovitou horninou sú však odlišnosti, pre ktoré som ich zaradil medzi pseudosedimenty.

Pseudotufy vznikajú tam, kde postvulkanické účinky horninu silne narušia, takže sa táto často vo veľkej mocnosti úplne rozmrví. Vzhľad hrubých tufov úplne zotrie stupňujúce zvetranie a jadro horninových polyedrov sa môže úplne premeniť na horninu podobnú hrubým tufom. Jednou odrodou pseudotufov je autochtónne ložisko kaolínu. Pozdĺž plôch nasunutia alebo zosunu sa systém puklín veľmi zhusťuje, hydrotermy tieto horniny pozdĺž dislokácie natoľko skaolinizovali, že vzniklo ložisko s ca 40 % obsahom kaolínu.

Prekremenením horniny vznikajú nepravé kvarcity, ku ktorým patria aj impregnácie pyritu a iné zrudnenia.

LITERATÚRA

[1] Anikejeva N. F. & Cons: Struktury gornych porod, Tom II, Osadočnyje porody. Gosgeolizdat 1948, Moskva—Leningrad p. 14—16, fig. 24—36. — [2] Cloos H.: Einführung in die Geologie. Berlin 1936, p. 61. — [3] Fischer R. V.: Classification of vulcanic breccias. Bull. Geol. Soc. of America. Tom. 71. July 1960, p. 973—982. — [4] Gherman P., Indruměri in practica geologica. Tom I. II. 1954. Tom II, 1957. Bucuresti. — [5] Karolusová — Kočiščáková Eva: Príspevok k problematike pyroklastík. Geol. práce, Zoš. 49, 1958. Bratislava, p. 78—108. — [6] Keilhack K., Lehrbuch der praktischen Geologie. Bol. I. 1921. Stuttgart, p. 99—109. — [7] Krystek I., Použití sedimentárně petrografických metod při výzkumu tufitických sedimentů. Geol. práce, Zoš. 49; 1958, Bratislava, p. 188—198. — [8] Kriván P., Felsöpleisztocén (Rissi) andezit vulkánosság nyomai a paksi szelvényben. Fdt. Közl. Tom LXXXVII. No 2. 1957, Budapest, p. 205—210. — [9] Kuthan M., Problémy mladotreťohorného vulkanizmu slovenských Karpát. Geol. práce, Zoš. 49. Bratislava, 1958, p. 5—31. — [10] Malejev E. F., Klassifikacia i glavnejšije struktury piroklast. porod. Sov. Geologia 1946, No 12, p. 35—44. — [11] Malejev E. F., Osnovnyje principy klassifikacii piroklastičeskich porod, Geol. práce, Zošit 49; Bratislava, 1958, p. 149—160. — [12] Malejev E. F., Ješčo o klasifikacii piroklastičeskich porod. Zap. Vs. Min. Obšč. Vtoraja serija. Časť 87. Moskva 1958, p. 120—125. — [13] Malejev E. F., Obzor klasifikacii vulkaničeskich porod. Tezisy I. Vs. vulk. sovešč., p. 425—434, Erevan 1959. — [14] Malejev E. F., O petrografičeskich principach klassifikacii vulkanoklastičeskich porod. Tezisy I. Vs. vulkanol. sovešč. Erevan 1959, p. 449—456. — [15] Malejev E. F., Osnovnyje principy klassifikacii piroklastičeskich porod. AN SSSR Trudy labor. vulkanologii. Vyp. 17, p. 183—190. — [16] Manualul Inginerului de mine. Bucuresti, 1955, p. 1/257. — [17] Nakovnik N. L., Klassifikacia i terminologia piroklast. porod. Zap. Vs. Min. obšč., 1955, No 3, p. 381. — [18] Pantó G., Vorschläge zur Schaffung einer einheitlichen Terminologie für vulkanische Gesteine. Zeitschr. f. angew. Geologie, 1959 No. 9, p. 373—376. — [19] Răileanu Gr., Geologia generalá. Bucuresti, 1959, p. 135—198. — [20] Sanderra Maso S. I., Recent eruptions of Bulusan volkans 1919—1922. Bull. Weather Bureau June 1922. Manilla. — [21] Szádeczky K. E., On the petrology of Volcanic Rocks and the interaction of magma and water. Acta Geologica 1958, Budapest. — [22] Sergievskij V. M., Effuzivnyje porody i tufy. In Metodičeskoje rukovodstvo po Geol. sjomke i poiskam, Moskva 1954, p. 182—197. — [23] Török Z., Raport asupra cercetărilor geologica din regiunea apuseană a Muntilor Călimani. D. de Seamă Sed. Inst. Geol. Romin. Tom XVIII, 1930. Bucuresti, p. 170—182. — [24] Török Z., A Homoród torkolati vidékének geológiai alkotása. Szádeczky K. Gyula Emlékkönyv 1938. Cluj, p. 115—126. — [25] Török Z., A Görgény és Sajóvölgyek közötti medence szegély földtani viszonyai. Muz. Füzetek Uj sorozat. Tom II. No 4. Cluj 1944, p. 214—235. — [26] Török Z., A Kelemen havasok... geológiai kutatásának módszertani kérdései. A Kolozsvári „Bolyai" Tudományegyetem (1945—1955) Emlékkönyv 1956. Cluj, p. 165. — [27] Török Z., Probleme metodej faciesurilor complexe. Studii si cerci de Geol.-geogr. Acad. R. P. R. Filiala Cluj. Anul VII. f. l. Cluj 1956, p. 71—86. — [28] Török Z., Probleme clasificatiei si metodologiei de cercetare ale piroclastitelor. (In. lit.). — [29] V. C. E. G. E. I., Metodičeskoje rukovodstvo po izučeniu i geol. sjomke četvert. otloženij. T. I—II, Moskva 1954. — [30] Wachner H., Einige Bemerkungen über die Galter Bazaltbreccie. Verh. Mitt. Siebenb. Vereins f. Naturwiss. LIX. 1909. Hermannstadt Sibiu, p. 193—196. — [31] Weinschenk

E., Petrographisches Vademecum. 1925. Freiberg in Breisgau, p. 39. — [32] Wiliams Ch. & Cons, Petrografia 1957, Moskva, p. 173—182. — [33] Wolff F., Der Vulkanismus. Tom I. Stuttgart. 1914, p. 387—406. — [34] Zavarickij A. N., Izveržennyje gornyje porody. Moskva 1955, p. 102, 310.

ZOLTÁN TÖRÖK

ZUR KLASSIFIKATION UND STUDIUM DER PYROKLASTISCHEN GESTEINE

In der vorgelegten Arbeit übermittelt der Verfasser nach langjährigem Studium und Bewertung der bisherigen Klassifikationsschemen und der benützten Terminologie, wie auch auf Grund seiner langjährigen Terrainarbeiten einen neuen Vorschlag der Klassifikation von Pyroklastika, die er in drei Grundgruppen unterteilt:

a) die *Vulkanoklastite* oder *Tuffe*

b) *sedimentierte Pyroklastite*: 1. *Tuffoide*
2. *Tuffite*

c) *Pseudosedimente*: 1. *tektonische Pyroklastika*
2. *Pseudopyroklastika*

Als *Vulkanoklastite* bezeichnet der Verfasser die vulkanogenen detritischen Ablagerungen, die als unmittelbares Produkt der vulkanischen Tätigkeit anzusehen sind und nach längerem oder kürzerem Luftwege sedimentierten. Die Art und Weise der Ablagerung, die Form des Auftretens und die Eigenschaften der durch eine rasche Diagenese entstandenen Gesteine sind verschieden je nach dem, ob sich die Ablagerung im kontinentalen oder im maritimen Milieu abspielte.

Als Zementationsmittel kann dabei Lava, oder vulkanischer Sand oder vulkanische Asche, oder sogar auch eine Mischung aus dem vulkanischen und sedimentierten Material oder die Ablagerungen aus thermalen Wässern dienen.

Unter der Bezeichnung *sedimentierte Pyroklastite* versteht der Verfasser die durch die Abtragung aus vulkanischen Massiven entstandenen Ablagerungen. Es handelt sich auch um Gesteine, die lediglich aus Eruptivmassen zusammengesetzt sind — also um *tuffoide Gesteine*. Wenn das Erruptivum im Kontakt mit normalen Ablagerungen oder mit sog. metamorphierten Gesteinen ist oder mit diesen wechsellagert und dem pyroklastischen Material eine ziemlich grosse Menge des nicht erruptiven Materials beigemischt wird, entstehen Sedimente, die man als *Tuffite* bezeichnet.

Daraus folgt, dass die tuffogenen Sedimente in zwei Unter-Gruppen unterteilt werden können, je nach dem Verhältnis des pyroklastischen Materials zu den Sedimentgesteinen. In den sog. Tuffoiden überwiegt das pyroklastische Material, dessen Gehalt höher als 90 % ist, während in den Tuffiten dieser unter 90 % steht.

Das Bindemittel ist sehr oft ähnlich den Tuffiten, aber in meisten Fällen handelt es sich um eine Mischung der Asche, des Kaolins und Limonits mit Brekzien verschiedener Mineralien und Gesteine.

Die sog. tuffitischen Sedimente stehen näher den normalen Ablagerungen; in meisten Fällen sind sie gut ausgemustert und geschichtet, oft mit organogenem Material.

Pseudosedimente werden in tektonische Pyroklastika und Pseudopyroklastika unterteilt. Die ersteren kommen in tektonisch zermalmten Zonen, an Bruch —, Verschiebungs – und Überschiebungsflächen u. ä. vor. Die sog. Pseudopyroklastika entstehen an Stellen, wo die Gesteinsmasse durch die postvulkanische Tätigkeit stark gestört oder sogar zerbröckelt ist.

Vysvetlivky k tabuľkám IV—VI

Tab. IV.

Obr. 1a—b. Bazaltové bomby z troskového kužeľa z kóty Bükkösd. Vertikálna os bômb 20 cm; — Obr. 2. Bomba z amfibol-biotického andezitu s „chlebovou kôrou" z jarku Komlós od kúpeľov Tusnád. — Obr. 3. Pseudokonglomerát v subvulkanickom masíve južne od Dornisora (asi 2 km).

Tab. V.

Obr. 1. Makro a mezopsefitická tufová brekcia s malým podielom psamitového popola a piesčitého cementu z údolia potoka Răstolita. — Obr. 2. Makro i mikropsefitická tufová brekcia s dominujúcim psamitovým tmelom z údolia Jód (Răstolita). — Obr. 3. Mezopsefitická tufová brekcia s nepatrným množstvom psamitového cementu z údolia potoka Răstolita. — Obr. 4. Severný svah potoka Braduł. br — tufoidné brekcie, bk — brekciovité tufoidné konglomeráty, t — psamitový tufoidný hrubý pieskovec.

Tab. VI.

Obr. 1. Východný svah potoka Răstolita od Șesul Paltinului. br — mezopsefické tufoidné brekcie, kg — makropsefitický tufoidný konglomerát s oválanými kusami (až pol m^3), t — psamitovo-aleuritické tufoidné pieskovce. — Obr. 2. Tufoidné pyroklastity na južných svahoch Arsita, vyplňujúce toplitskú kotlinu. a — hrubý tufoidný pieskovec amfibolického andezitu s proluviálno-limnickým charakterom, miestami je brekciovitý, konglomeratický, b — diskordantne usadený makro- a mezopsefitický tufoidný brekciovitý konglomerát s malým množstvom mikroklastického cementu s charakterom zolluvio-poluviálnym vzhľadom nánosu. — Obr. 3. Tufoidné pyroklastiká, vyplňujúce kotlinu Luncabradului. a — brekciovitý tufoidný pieskovec amfibolického andezitu, p — pyroxenický mezo a mikropsefitický tufoidný konglomerát, mladší než predošlý, V—S zlomová línia pozdĺž ktorej prebiehal posun. — Obr. 4. Pri ústí potoka Bucinis dva horizonty lomasských lávových prúdov rozdeľuje 5 m mocný tufoidný konglomerát pyroxenického andezitu.

З. ТЭРЭК (Румыния — Клуж)

ПРЕДЛОЖЕНИЕ ПО УСОВЕРШЕНСТВОВАНИЮ КЛАССИФИКАЦИИ И МЕТОДИКИ ИЗУЧЕНИЯ ПИРОКЛАСТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Обломочные осадочные породы, состоящие из вещества вулканических извержений (другими словами пирокластические горные породы или пирокласты) со времени Геттона и Ляйелля неоднократно исследовались геологами-вулканологами, однако в сравнении со степенью изученности массивных изверженных пород, их классификация и методика изучения разработаны слабо, и таким образом, учение о пирокластических горных породах представляет и в наши дни одну из наименее развитых глав петрографии.

В приложенном списке литературы работы за номерами 4. и 6. являются с нашей точки зрения отрицательными, поскольку в них пирокластиты не выделены в особую группу. Авторы работ № 1, 2, 16, 19, 22, 31 оставляют вопрос о пирокластитах нерешенным, а Р. В. Фишер (3), Е. Каролусова (5), Е. Ф. Малеев (10—15), Н. И. Наковник (17), Г. Панто (18), Е. К. Садецки (21), З. Тэрэк (26, 27, 28), Г. Вильямс (32) и Ф. Волф (33) стремятся в соответствии с важностью вопроса улучшить как терминологию пирокластитов, так и методику их изучения. К сожалению в этом вопросе до сих пор нет единопринятой номенклатуры, а существующие названия обычно лишены генетического содержания. В этой номенклатуре не разделены пирокластиты, происхождение которых непосредственно связано с вулканической деятельностью от пирокластитов, которые образуются при денудационных процессах вулканических накоплений. З. Тэрэк первым в 1956-ом г. (26, 27) выделил псевдопирокластиты в особую группу. Детайльная характеристика этой группы дана Е. К. Садецким в 1958-ом г. (21).

Исследованный нами район гор Кэлиман (Румыния), площадью свыше 3000 км², сложен почти целком изверженными породами. В строении этих гор пирокластиты преобладают над массивными изверженными горными породами.

Во время наших исследований выяснилось, что для правильной реконструкции вулканических процессов, имевших вместо в этом районе в геологическом прошлом, необходимо усовершенствовать методику изучения и номенклатуру пирокластитов, с целью правильного разделения вулканических пирокластитов от пирокластитов осадочных и для выделения псевдопирокластитов в самостоятельную группу.

В соответствии с условиями образования, среди пирокластитов нами виделены три основных генетических типа (группы): 1. вулканокластиты или вулканические туфы; 2. осадочные пирокластиты с двумя подгруппами: а) туфоиды, б) туфиты; 3. псевдопирокластиты.

1. Вулканокластиты или вулканические туфы являются прямыми продуктами вулканической деятельности, они продукты эксплозионной деятельности вулканических аппаратов. Это — вулканические бомбы, обломки, лапилли пепел и пыль, которые пролетая разные расстояния, осаждаются на земной поверхности в субаэральных или субаквальных условиях. Среди них можно найти также обломки немагматического происхождения, вырванные взрывом из осадочного или кристаллического основания вулканического аппарата.

Диагенез этого обломочного материала происходит довольно быстро. Рыхлые вулканические обломки цементируются не только лавой, но и мелкозернистыми частицами, и скоро переобразуются в твердую горную породу,

которая имеет высокое содержание SiO_2, вследствии химических процессов. Поэтому вулканокласти́ты обычно нельзя разрыхлять и осаждать гидравлическими гранулометрическими методами с целью определения механического состава их обломочных частиц.

2. Осадочные пирокласти́ты формируются при денудационных процессах всякого изверженного образования. Транспортированный материал после осаждения цементируется химически и переобразуется в горную породу.

В районах обширного распространения изверженных пород осадочные пирокласти́ты часто образованы исключительно из продуктов денудации и изверженного материала (например в горах Кэлиман). В этих случаях они очень похожи на вулканокласти́ты и выделение их из этих последних является задачей довольно трудной. По сходству их с настоящими вулканическими туфами, эти осадочные пирокласти́ты нами названы *туфоидами*, или *туфоидными пирокласти́тами*.

В районах, где вблизи изверженных образований на поверхности появляются немагматические горные породы, обломки этих двух типов пород могут быть смешаны и поэтому появляются переходные типы между пирокласти́тами и обычными осадочными породами. Такие образования можно называть уже хорошо известным в литературе термином *туфиты* или *туфитовые пирокласти́ты*.

Необходимо отметить, что вулканокласти́ты смешанные с осадочными и кристаллическими обломками, происходящими из фундамента вулканического аппарата путем выбрасывания их при извержении, нельзя называть ни туфоидами, ни туфитами, поскольку они не являются продуктами денудационных процессов.

Осадочные пирокласти́ты, результаты денудационной деятельности, накопляются в больших количествах особенно в перерывах вулканической деятельности или после её окончания, но транспортировка обломочного материала не прекращается и во время вулканической деятельности и, таким образом, сингенетические осадочние пирокласти́ты можно найти рядом с настоящими вулканокласти́тами и даже среди них.

Вышеупомянутые две подгруппы осадочных пирокласти́тов можно различать следующим образом:

а) *Туфоиды* содержат вещество изверженного происхождения в количестве свыше 90 %, а смешанный с ними немагматический материал составляет менее 10 %.

б) В составе *туфитов* вещество изверженного происхождения колеблется от 90 % до 10 % и, соответствующим образом, количество немагматического материала также варирует от 10 % до 90 %.

Разделение туфоидов от туфов, дело довольно затруднительное но поль-

зуясь литологическими и фациологическими методами изучения четвертичных отложений и основываясь на сравнительно петрографическом методе, и эту задачу можно решить даже в случае туфоидных брекчий.

Разделение конгломератов от сферопирокластитов является задачей более легко разрешимой, поскольку обкатанность обломков, транспортированных текучими водами и волноприбоем можно установить (констатировать) сравнительно легко и поэтому эти отложения можно отличить от бомб и лапилли вулканокластитов.

Туфиты вообще близки к обычным осадкам и если они сцементированны не кремнистым веществом, их можно разрыхлять и осаждать гидравлическими гранулометрическими методами для определения механического состава слагающих их частиц.

3. Псевдопирокластиты развиваются путем переобразования и выветривания массивных изверженных горных пород.

а) *туфоидные тектониты* образуются в связи с тектоническими движениями просадочного характера. Если они смешиваются с немагматическим обломочным материалом, образуются *туфитные* тектониты. Определение их не представляет особой проблемы, т. к. характер псевдопирокластитов можно ясно определить и выделить по тектоническому положению и по качеству этих горных пород.

б) *псевдопирокластиты* могут развиваться и при выветривании сильно трещиноватых горных пород. В этом случае формируются псевдобрекчии, псевдоконгломераты, псевдотуфы (первичные залежи каолинов и лимонитов) и псевдокварциты. Это растресканные и химически выветренные массивные горные породы, раньше известные как настоящие пирокластиты.

Они являются настоящими псевдопирокластитами в современном понятии этого термина. Псевдопирокластиты были выделены в особую группу в 1956-ом г. (27, 28), а детальная характеристика и толкование их дана в 1958-ом г. (21). Представленные методические принципы и опыт классификации легко могут быть использованы при полевой и лабораторной обработке петрографического материала. Они представляют верную основу для правильного толкования и характеристики вулканических процессов. Они дают также верную исходную точку для решения сложных проблем изучения пирокластитов и обеспечивают дальнейшее развитие учения о пирокластитах.

JAROSLAV ŠTOHL

ŠTRUKTÚRNE POMERY BANSKOŠTIAVNICKO-HODRUŠSKÉHO RUDNÉHO OBVODU

Úvod

Riešenie štruktúrnych prvkov v stavbe ložiska vyžaduje pomerne vysoký stupeň geologickej rozpracovanosti skúmaného územia, najmä pri geologicko-ložiskových štruktúrach a s tým súvisiacej zákonitej akumulácii chalkofilných prvkov:

Štúdium štruktúr rudných ložísk sa v poslednom období značne rozšírilo. Materiály získavané v priebehu prieskumu a hlavne ťažby pri prenikaní banskými prácami do hlbších partií ložísk tvoria základné údaje o štruktúrnych pozíciách ložísk. Rozhodujúce postavenie pre analýzu štruktúr rudného poľa má dokumentácia banských priestorov, vykonávaná v poslednom období detailne a systematicky. Najvhodnejšie podmienky sú pri ťažobnom prieskume, kde dlhoročné systematické bezprostredné sledovanie ložiska umožňuje zozbierať množstvo faktického materiálu a vysloviť základné zákonitosti o štruktúrnej pozícii ložiska.

Tejto otázke sa v našej literatúre nevenuje dostatočná pozornosť, hoci riešenie štruktúry rudných polí má veľký ekonomický význam, hlavne pri zostavení prognóz pre ďalšie usmernenie geologicko-prieskumných prác.

Štruktúrne pomery banskoštiavnicko-hodrušského rudného obvodu majú špecifické postavenie; ich riešenie nie je natoľko aktuálne z hľadiska prognóz pre ďalšie usmernenie geologicko-prieskumných prác, lebo dobývacie práce tu postúpili do značných hĺbok a v súčasnosti treba ložisko považovať z 2/3 za vydobyté. Štruktúra ložiska nám môže iba zdôvodniť pozíciu geologickej stavby rudonosného terénu a pomôcť riešiť otázku základných geologických štruktúr, vhodných pre akumuláciu ložísk a možnosť rozšírenia poznatkov pre iné rudné rajóny.

Pri predloženej práci bol použitý dokumentačný materiál, získaný predovšetkým pri podzemných mapovacích prácach. Povrchové geologické mapo-

vacie práce mali iba informačný ráz. Pri tak zložitej geologickej a tektonickej stavbe, mierky nateraz prístupných povrchových geologických máp nie sú pre detailné štruktúrne štúdie dostačujúce a neumožňujú riešiť základné štruktúrno-tektonické prvky stavby rudného poľa.

O štruktúre banskoštiavnicko-hodrušského rudného poľa nie sú v literatúre samostatné práce; obvykle údaje dotýkajúce sa tejto problematiky sú iba sporadicky uverejnené v prácach riešiacich iné geologické otázky.

L i p o l d (1867) poukázal na vzťah dacitových žíl k rudným žilám a na ich totožný smer. Pravidelnosť tvaru dacitových žíl však precenil. Na jeho povrchovej mape vystupujú dacitové žily ako dlhé, pravidelné žily, smerove totožné s priebehom rudných žíl.

S z a b ó (1885) predpokladá, že trhliny vznikli zmenšovaním objemu pri tuhnutí láv. Masív pyroxenického andezitu, ktorý buduje pohorie Tanádu, považuje sa za mohutnú žilu. Tým vysvetľuje nápadnú súvislosť v smere pohoria Tanádu s rudnými žilami. Ďalej konštatuje, že pukliny bývajú lokalizované na rozhraní dvoch inhomogénnych prostredí.

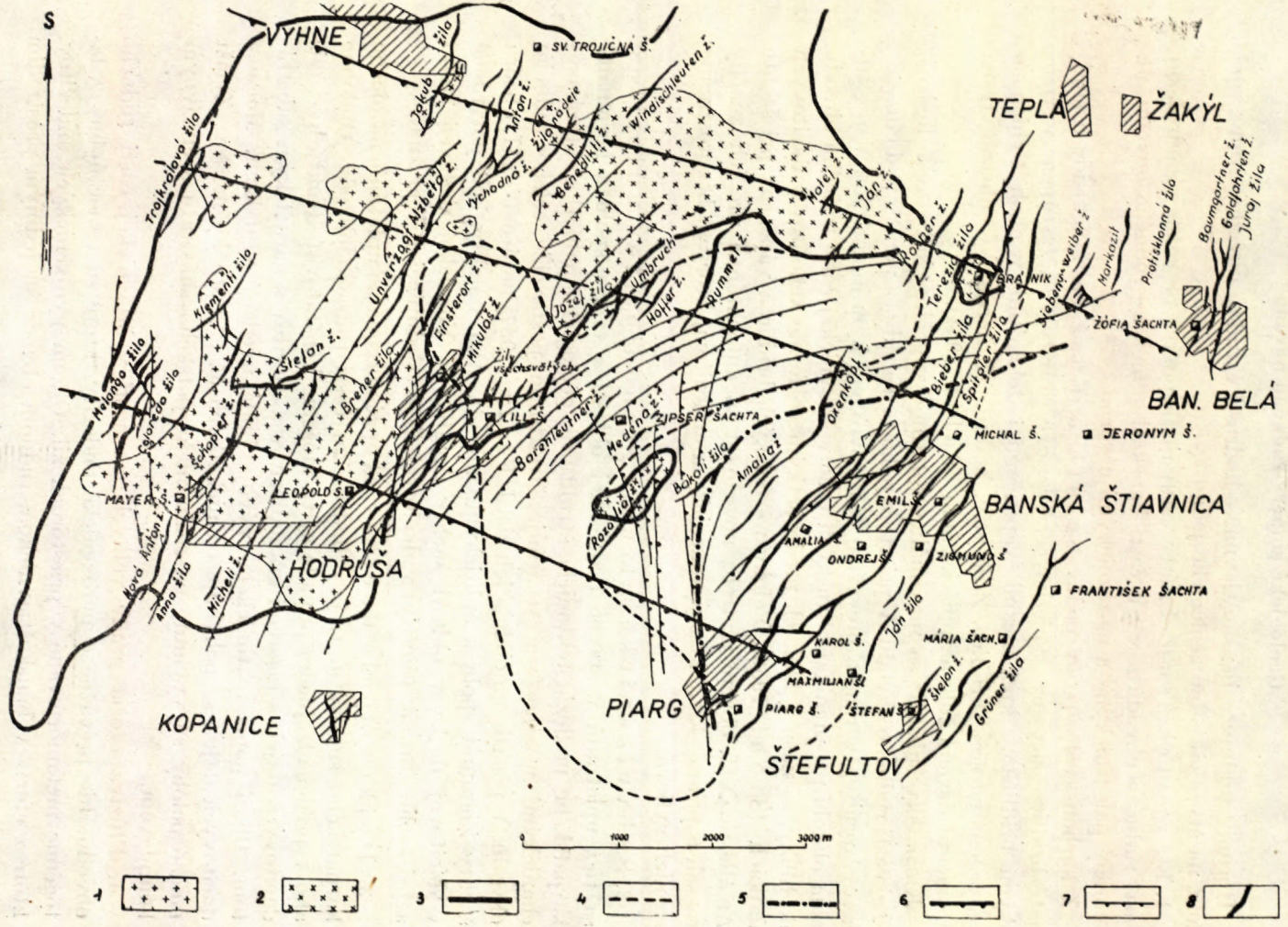
H y n i e (1925) pri riešení smerného pokračovania žily Schöpfer v Banskej Hodruši vyslovil názor o smerovej deformácii žilnej štruktúry, pri narazení štruktúry na kryhu werfenských bridlíc a kremencov budujúcich Kerling. Súčasne riešil niektoré otázky priečnej tektoniky na tejto žile a rozdielnej mineralizácie na hlavných a priečnych žilných štruktúrach.

A. H e l k e (1935) konštatoval, že v hodrušskej oblasti sú žilné štruktúry podstatne kratšie a smerove variabilnejšie ako v štiavnickej; vysvetľuje to značnou pestrosťou hornín. Obdobné názory preberajú B e r g f e s t (1938), Š a l á t — R o z l o ž n í k (1954), H a r a z i m (1956).

Š a l á t — R o z l o ž n í k (1954) sa podrobne zapodievajú rozdielmi medzi žilnými štruktúrami banskoštiavnickej a hodrušskej oblasti. V kompaktnej najstaršej hornine, v pyroxenickom andezite v štiavnickej oblasti mohli sa vytvoriť dlhé, pomerne pravidelné žilné štruktúry, kým v hodrušskej oblasti vplyvom rôznych hornín, rôznych fyzikálno-mechanických vlastností vznikli zložité napätia, ktoré nedovoľovali vytvoriť pukliny väčšieho rozsahu.

K l í r — Z e m a n (1955) zavádzajú pre žilné štruktúry pojem vikarovania. Neriešia však pôvod smerových anomálií v štruktúrach.

O b r. 1. Štruktúrno-geologická schéma štiavnicko-hodrušského rudného obvodu. 1 — granodiorit; 2 — kremitý diorit, 3 — ohraničenie komplexu karpatského substrátu, vrátane neovulkanických intrúzií, 4 — schematické ohraničenie výskytu dacitových intrúzií v stykovej zóne, 5 — ohraničenie karpatského substrátu na úrovni Voznickej dedičnej štôlne (ca 220 m. n. m.), 6 — priebeh štruktúr dioritov a granodioritov, 7 — schematický priebeh štruktúr dacitových dajok, 8 — žilné štruktúry.


S
VYHNE
SV. TROJIČNÁ Š.
TEPLÁ
ŽAKÝL
BAN. BELÁ
BANSKÁ ŠTIAVNICA
HODRUŠA
KOPANICE
PIARG
ŠTEFULTOV
MAYER
LEOPOLD Š.
CILL Š.
ZIPSER ŠACHTA
MICHAL Š.
JERONYM Š.
EMIL Š.
AMÁLIA Š.
ONDREJ Š.
ZIGMUND Š.
FRANTIŠEK ŠACHTA
MÁRIA ŠACH.
KAROL Š.
MAXIMILIÁN Š.
PIARG Š.
ŠTEFAN Š.
ŽÓFIA ŠACHTA
0
1000
2000
3000 m
1
2
3
4
5
6
7
8

Geologické pomery rudného obvodu

Horniny budujúce banskoštiavnicko-hodrušský rudný obvod môžeme rozdeliť na štyri základné geologické jednotky.

1. Karpatský substrát vystupuje na povrch prevažne v hodrušskej časti rudného obvodu a v SV časti banskoštiavnického rudného obvodu. Je tvorený paleozoickými a mezozoickými útvarmi.

Z karbónskych vrstiev podľa Šaláta a Fusána (1952) ide o sľudnaté bridlice, zlepence a pieskovce. Triasové súvrstvia sú zastúpené werfenskými bridlicami, kremencami, vápencami i dolomitmi; v okolí Výhien sú potvrdené eocénne bridlice. Z eruptív, budujúcich karpatský substrát, treba spomenúť drvenú žulu a aplitickú žulu (Šalát 1954).

Karpatský substrát sa maximálne uplatňuje v geologickej stavbe hodrušskej časti rudného obvodu. V priestore pohoria Tanádu sa ponára pod efuzívne lávové prúdy, tvorené z prevažnej časti pyroxenickým andezitom. V poslednom období pri prenikaní banských prác v štiavnickej časti rudného obvodu do hĺbky, sa našli v hĺbkach predovšetkým vo forme xenolitov v dacitových dajkách (Štohl 1956). Polohy werfenských bridlíc a vápencov pri šachte Amália na XII. obzore už treba považovať za autochtónne pre ich značný rozsah a priamy kontakt s pyroxenickým andezitom, ktorý sa bezprostredne na nich vylieva.

2. Subvulkanické intrúzie granodioritov a dioritov sa tiež uplatňujú v stavbe hodrušskej oblasti a tvoria spolu s horninami karpatského podložia tektonicko-štruktúrnu geologickú jednotku, ktorá mechanickými vlastnosťami stvárňuje štruktúrne postavenie celého rudného obvodu. V poslednom období ich zistil Fiala (1937) na úrovni XII. obzoru šachty Zigmund spolu s aplitickými žilkami. Ako xenolity boli potvrdené v dacitovej dajke v oblasti šachty Amália na Voznickej dedičnej štôlni a pri šachte Bránik (diority) v dacitovej dajke sledujúcej Bieber žilu.

3. Dajkové pole dacitov sa opäť maximálne uplatňuje na ploche karpatského substrátu, t. j. v hodrušskej časti rudného obvodu. Obdobne ako v predchádzajúcom prípade aj tu môžeme konštatovať štruktúrny súvis dacitových dajek s masívmi granodioritov a dioritov s karpatským substrátom. Bližší popis tektonického vývoja bude uvedený v ďalšom. Mocnosť dacitových dajok sa pohybuje od niekoľkých až nad stovky metrov. Zvlášť mocné polohy sú vyvinuté na rozhraní karpatského substrátu s efuzívnym komplexom.

4. Efuzíva tvoria prúdy veľkých mocností v štiavnickej časti rudného obvodu. Ide prevažne o pyroxenické andezity, ktoré sú temer úplne hydatogénne metamorfované v priestoroch žíl. Okrem pyroxenických andezitov, ktoré z efuzív v banskoštiavnickom rudnom obvode sú jediným prostredím

pre rudné žily, sú evidované iné variety andezitov, ako pyroxen-amfibol-biotit. andezity a dvojpyroxenové andezity (P o l á k 1959).

Komplex pyroxenického andezitu podľa P o l á k a (1959) ohraničujú mladšie amfibol-biotit ± hyperstenické, výrazné svojou bielou farbou, väčšinou sklovitým vývojom základnej hmoty. Polák ich označuje ako typ Teplá—Močiar, ktorý bol potvrdený aj v oblasti Štefultov—Ilija a tvorí v hrubých rysoch lem staršej vulkanickej fázy.

Regionálna geologická štruktúra a magmatický vývoj

Vznik súčasných geologických štruktúr môžeme lokalizovať do posledných fáz vývoja karpatskej geosynklinály. Po zvrásnení Karpát na rozhraní s kratogénom panónskej nížiny sa vytvárajú hlboké zlomy. Vývoj karpatského orogénu je doprevádzaný tvorbou mohutného vulkanického oblúka, prevažne extruzívneho charakteru, ktorý lemuje západné Karpaty na južnom okraji. Hlbinný magmatizmus sa obmedzuje len na formy žilných intruzív, ktoré podľa B e l o u s o v a (1954) sú typické pre posledné fázy geosynklinálneho vývoja. Celý vývoj magmatizmu a metalogenézy v oblasti Slovenského stredohoria možno charakterizovať nasledovnou schémou: *efuzíva* (I. erupčná fáza); *intruzívne žilné formy*; *dajky*; *efuzíva s prevahou pyroklastík* (II. erupčná fáza) — periférie rudnej oblasti — tvorba rudných žíl.

Obdobné pomery magmatického vývoja popisuje B r e š e n k o v (1953) na polymetalickom ložisku kuraminského rajónu. Postavenie posledných dvoch členov magmatického radu nie je nateraz plne zdôvodnené. Existencia porudných vulkanitov nie je jednoznačne dokázaná. H e t t l e r (1952) predpokladá ich existenciu v tzv. „hluchej zóne", kde efuzívne horniny II. eruptívnej fázy začleňuje ako porudné. Aj P o l á k (1959) predpokladá možnosť existencie porudných andezitov typu Teplá—Močiar. Treba podotknúť, že typy porudných andezitov oboch týchto autorov nie sú totožné a zrejme spolu nesúvisia.

Základnou štruktúrno-geologickou jednotkou rudnej oblasti je bezosporu starý karpatský podklad, ktorý modifikoval všetky tektonické napätia a predisponoval štruktúrny štýl celej rudnej oblasti.

Karpatský substrát, známy tiež pod termínom „štiavnický ostrov" netvoril súvislý geologický celok, ale je rozbitý na nepravidelné kryhy, ktoré tvoria strop intruzívnych masívov granodioritu a dioritu. Len časť (maximálne 1/5) obnaženého karpatského substrátu dá sa považovať za nerozbitý — in situ. H a r a z i m (1956) predpokladá, že kryhy „štiavnického ostrova" „plávajú" na intruzívach.

Do karpatského substrátu v oblasti banskoštiavnicko-hodrušského rudného obvodu intrudovali diskordantne do SZZ—JVV zlomov subvulkanické žilné

intrúzie dioritov a granodioritov. Stropom intrúzií je zrejme súvrstvie karpatského substrátu, cez ktorý preniká len čiastočne do povrchového vulkanického aparátu. Tým sa dá vysvetliť neprítomnosť intruzív v banskoštiavnickej časti rudného poľa, tvoreného efuzívami, event. prítomnosť iba v hlbokých banských priestoroch (Voznická dedičná štôlňa pod šachtou Bránik) v tesnom nadloží karpatského substrátu. Neovulkanické intrúzie sú štruktúrne úzko späté s karpatským podkladom a pri riešení tektonického štýlu celej rudnej oblasti tvoria z hľadiska ich fyzikálno-mechanických vlastností jeden geologický celok.

Pozícia karpatského substrátu pri diskordantnej intrúzii bola porušená. Žilné intrúzie boli segmentované kryhami karpatského substrátu, ktorých orientácia je zhruba totožná s karpatským vrásnením. Už U h l i g (1903) zaraďuje „štiavnický ostrov" k vnútornému jadrovému pásmu.

Intruzívne hypoabysálne formy dioritov a granodioritov sú orientované kolmo na smer karpatského orogénu. SV a JZ ohraničenie vystupujúcich žilných intrúzií možno lokalizovať na vyhnianske údolie, SV a JZ na hodrušské údolie; obe údolia tvoria aj ohraničenie rudného poľa v týchto smeroch.

Forma intrudujúcich hlbinných telies nebola v minulosti riešená. Neogénny magmatizmus je viazaný na subsekventné až finálne štádiá orogénu, pre ktoré sú typické prevažne extruzívne horniny; intruzívne sú vo forme žilných a malých intrúzií.

H e t t l e r (1952) predpokladá u granodioritového masívu hypoabysálnu formu. Svoje názory potvrdzuje na polohe granodioritu, ktorá vystupuje v podloží žily Rozália. Predpokladá však smer totožný s tektonickými smermi žilných štruktúr, vzhľadom na lokálne vyklenutie granodioritu nad súčasný reliéf terénu, pričom táto poloha granodioritu zdanlivo sleduje smer žilnej tektoniky. S názormi Hettlera nesúhlasia Š a l á t — R o z l o ž n í k (1954), ktorí predpokladajú pre granodiorit tvar batolitu, ktorý k východu upadá. Avšak forma batolitického magmatizmu pre neovulkanity stredného Slovenska v zmysle súčasných názorov na vývoj tektomagmatického cyklu karpatského orogénu neobstojí.

Priestorové postavenie granodioritového masívu bolo riešené na základe mapovacích prác Voznickej a Hodrušskej dedičnej štôlne (M a r i a s s y, K y s e l i c a, Š t o h l 1958), ďalej mapovacích prác na hlavnej a podložnej žile Bieber v oblasti šachty Michal na XII. obzore, kde sa v r. 1956 potvrdili vo forme xenolitov značných rozmerov horniny karpatského substrátu v dacitovej dajke (Š t o h l 1956). Tento fakt signalizuje v tesnom podloží prítomnosť granodioritovej intrúzie, ktorej výskyt potvrdzuje F i a l a (1937) v prekope pod šachtou Bránik. Tieto určujúce body interpretujú severný priebeh granodioritovej hypoabysálnej intrúzie. V priestore šachty Piarg na základe C s e c h a (1890), ktorý dokumentoval Hodrušskú dedičnú

štôlňu, boli zistené ortoruly, granodiority, ktoré opäť umožňujú interpretovať ako južné ohraničenie rudného poľa žilnou intrúziou granodioritu. Výskyt polohy granodioritu v podloží žily Rozália zapadá tiež do línie južnej vetvy žilnej intrúzie. Severné a južné výskyty karpatského substrátu v hĺbkach banskoštiavnického rudného poľa umožňujú interpretovať predvulkanický reliéf ako depresiu, kde lávové prúdy pyroxenického andezitu a v poslednej dobe potvrdené ich pyroklastiká dosahujú mocnosť až 1000 m.

Morfológia intruzív pri interpretácii údajov z banských priestorov banskoštiavnickej časti rudného poľa jasne naznačuje hypoabysálne postavenie intruzív. Dioritové intrúzie už podľa interpretácie z geologickej povrchovej mapy Šalát a (1954) sú hypoabysálneho charakteru. Na I. hĺb. obzore šachty Bránik bol diorit potvrdený ako xenolit v dacitovej dajke, ktorá doprevádza žilu Bieber. Tieto xenolity potvrdzujú ďalší žilný priebeh dioritovej intrúzie v predĺžení výskytov zistených na povrchu.

Horniny karpatského podložia, presahujúce rámec tektonických línií vyhnianskeho a hodrušského údolia a sledujúce smer karpatského vrásnenia považujem za in situ. Aj smerná pozícia drvených žúl a aplitických žúl karpatského substrátu je totožná so smerom jadrových pohorí, ako to potvrdzuje drvená žula Goldberga, ktorý leží už mimo rámec zlomovej línie neovulkanických vyvrelín, takže ho možno považovať in situ. Šalát (1954) predpokladá, že drvená žula je staršia ako diorit a granodiorit. Potvrdzuje to výskytom pertitického živca v eocénnych konglomerátoch vo Výhniach. Súčasne vyslovuje názor, že podľa chemizmu mohli by patriť žulám jadrového pohoria.

SZ ohraničenie karpatského substrátu, vrátane hypoabysálnych intrúzií tvorí pravdepodobne veľký zlom; za touto tektonickou líniou vystupujú výlučne horniny mladších erupčných fáz. JV ohraničenie má poklesový charakter (Fiala 1933; Klír — Zelman 1954; Harazim 1956) zrejme s menšími amplitúdami. Radiálne-poklesová tektonika je viazaná na žilné štruktúry, ktoré sú v niektorých prípadoch doprevádzané dacitovými dajkami. Karpatský substrát má generálny sklon 25—30°, pod ktorým sa ponára pod efuzívny komplex JV časti rudnej oblasti.

Štruktúrna pozícia dacitových dajok

Vo vývoji magmatizmu v Slovenskom stredohorí intrúzie amfibolicko-biotitického dacitu časove spadajú tesne po intrúzii dioritov a granodioritov. Tieto intruzívne formy vulkanizmu sú úzko štruktúrne späté; dajkové pole dacitov nepresahuje priestor intrúzie dioritov a granodioritov a s ním súvisiace polohy karpatského substrátu.

V zmysle Abdulajeva (1957) dajkové pole môžeme zaradiť medzi dajky lokálneho významu, ktoré sú sledované neveľkými geologickými štruk-

túrami. Priestorová lokalizácia dajkového poľa úzko súvisí, ako už bolo spomenuté, so žilnými intrúziami granodioritov a dioritov; obdobnú priestorovú závislosť zisťujeme v celej rudnej oblasti aj medzi štruktúrami dacitových dajok a žilnými štruktúrami. Rozsah dajkového poľa je súčasne aj rudným poľom.

Dajky lokálneho významu, ktoré sú doprevádzané neveľkými elementami geologických štruktúr, podľa P o l k a n o v a (1946) sú viazané na stykovú zónu intruzívnych masívov s okolitými horninami. Tento štruktúrno-geologický prvok môže sa jednoznačne aplikovať na stykovú zónu intrudujúcich dioritov a granodioritov s efuzívnymi komplexami. Priebeh stykovej zóny je zjavný z obr. 1, kde vytvára oblúk sledujúci karpatský substrát. Priebeh kontaktnej zóny 1—2 km mocnej dá sa sledovať ako oblúk od šachty Bránik k šachte Zipser a smerom južným k šachte Piarg. V tomto priestore sú výskyty dacitových dajok, zrejme viazané na tektonicky oslabenú stykovú zónu.

Podľa pozície dacitových dajok rozoznávame tri typy výskytov:

1. Dacitové dajky v h o d r u š s k e j č a s t i rudného poľa, viazané na granodioritový, dioritový masív, nedosahujúc väčších mocností, (max. niekoľko desiatok metrov). Miestami sú slepé, miestami vystupujú na povrch súčasného reliéfu. Smerom západným nesiahajú za granodioritovú intrúziu; sledujú zhruba SSV—JJZ smer, čo odpovedá smeru regionálnej tektoniky.

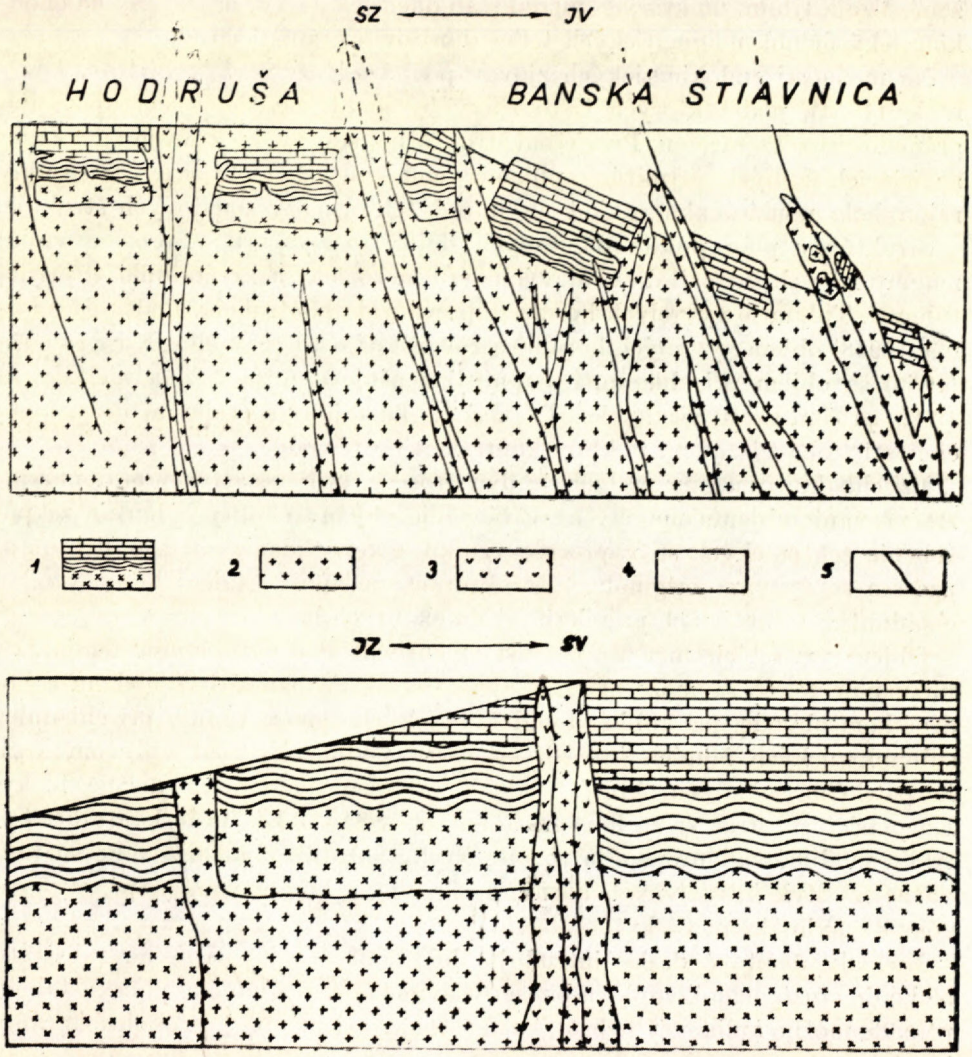
2. Dacitové dajky s t y k o v e j z ó n y. V tejto zóne sa najviac uplatňujú dacitové intrúzie. Dacitové dajky sú smerove deformované, sledujú tektonicky oslabenú stykovú zónu. Severná časť zóny sleduje smer temer Z—V a doprevádza severné krídlo žilnej granodioritovej intrúzie. V centrálnej časti sa dva smery križujú, keď južná časť sleduje zhruba tektoniku smeru S—J, SSZ—JJV. Tvar dacitových dajok v stykovej zóne je nepravidelný. Mocnosť dajok dosahuje až niekoľko sto metrov. Sklon dajok je premenlivý; lokálne sú vyvinuté dajky aj protiklonne. Dáta o priebehu dajok v stykovej zóne boli získané z dokumentácie Hodrušskej a Voznickej dedičnej štôlne (K y s e l i c a, M a r i a s s y, Š t o h l 1958). Styková zóna s prevahou dacitových intrúzií je aj na povrchovej geologickej mape Š a l á t a (1954).

3. Subvulkanické dacitové dajky v b a n s k o š t i a v n i c k e j č a s t i rudného poľa; táto časť je relatívne chudobnejšia na dajky, ktoré nevystupujú na povrch, sú slepé. Na povrchu boli zistené iba v oblasti šachty Bránik, ktorá je však súčasťou stykovej zóny.

Z banskoštiavnického dajkového poľa je potvrdená iba subvulkanická dacitová dajka, ktorá sleduje priebeh Bieber žily a bola zachytená až na úrovni XII. obzoru. Priebeh tejto dajky je relatívne najlepšie preskúmaný; je až 200 m mocná. Boli v nej potvrdené xenolity dioritov, granodioritov, vápencov, dolomitov, werfenských bridlíc, v niektorých prípadoch značných rozmerov. Smerom do hĺbky sa dajka rozširuje a pod úrovňou V. obzoru šachty Emil zachytáva aj žilu Špitáler. Má mierny sklon okolo 30°, kým sklon

žilných štruktúr sa pohybuje okolo 70°. Sklon dacitovej dajky je paralelný so sklonom ponárajúceho sa substrátu. Obdobné slepé dacitové dajky predpokladám aj na žilných štruktúrach žily Ján a Grüner. Tieto žilné štruktúry obdobne ako žila Bieber sú tektonicky silne exponované. Mocnosť porúch dosahuje až 50 m, pričom rudná výplň je rozptýlená v celej poruchovej zóne.

Tieto hypotetické dacitové dajky spolu s dokázanou dajkou žily Bieber sledujú priebeh žilných štruktúr banskoštiavnickej časti rudného poľa.



Obr. 3. Schematická geologicko-štruktúrna kolonka štiavnicko-hodrušského rudného obvodu. 1 — karpatský substrát, 2 — granodiorit, 3 — dacitové dajky, 4 — efuzívny komplex, 5 — žilné štruktúry.

Na obr. 3 schematická geologická kolonka zachycuje vzájomné štruktúrne postavenie jednotlivých geologických prvkov, budujúcich banskoštiavnicko-hodrušský rudný obvod.

Tektogenéza dacitových dajok

Súčasný reliéf terénu podľahol mohutnej deštrukcii, pričom subvulkanické dajky v hodrušskej časti rudného obvodu a v časti stykovej zóny boli obnažené. Vznik trhlín, do ktorých intrudovali dacitové dajky, je viazaný na endokinetický účinok magmatických telies dioritov a granodioritov.

Na možnosti endokinetických zjavov poukázali už Šalát — Rozložník (1954), podľa ktorých tieto zjavy by mohli súvisieť s vystupovaním granodioritového masívu. Pri riešení štruktúrnej stavby dacitových žíl a s ním súvisiacich žilných štruktúr aplikácia endokinetických zjavov na rudný rajón bola použitá ako základ na pôvod tektogenézy dacitových štruktúr.

Štruktúrny plán puklín dacitových dajok sa vytvoril v procese vniku magmy žilných intrúzií do obalových sérií mezozoika a kryštalinika a pri jej tuhnutí. Tuhnutie vyvrelých hornín doprevádzala kontrakcia. Podľa Hulina (1948) objem vyvrelých hornín sa zmenšil až o 10 %; podľa Kreitera (1956) sa objem pri chladnutí magmy zmenšuje o 6 %, 7 % a niekedy až 10 %, pričom skoro všetky ložiská viazané na rajóny s prejavmi intruzívnej činnosti treba viazať na pukliny kontrakčného pôvodu.

Pri chladnutí magmy prebiehajú dva procesy, ktoré sa navzájom dopĺňajú: zmenšovanie objemu magmy a zväčšovanie objemu okolitých hornín za pôsobenia tektonických síl v procese vzniku a konsolidácie intrúzie. Pri tomto procese sa vytvára originálna „štruktúrna zonárnosť", kde trhliny vzniklé chladnutím v intrúziách prenikajú aj do okolitých hornín.

Objem vyvrelých más sa nemusí zmenšovať iba vytvorením trhlín, ale intruzívne teleso sa môže zmenšiť aj ako celok. V banskoštiavnickom a hodrušskom obvode, pri aplikácii endokinetických zjavov vznikli pri chladnutí subvulkanických žilných intrúzií špeciálne podmienky pod vplyvom krýh karpatského substrátu, ktoré rozdelili tuhnúcu magmu na dielčie bloky. Karpatský substrát si zachováva orientáciu SSV—JJZ. Tvar kontrakčných trhlín modifikovali utopené a rozbité kryhy substrátu; lokalizované sú prevažne na styk intruzívnych hornín s efuzívnym komplexom (napr. styková zóna s maximálnym výskytom dacitových dajok).

Niekedy dacitové dajky intrudujú do samotného karpatského substrátu alebo do efuzívneho komplexu banskoštiavnickej časti rudného poľa. V takom prípade možno aplikovať teóriu „štruktúrnej zonárnosti", kde okolité horniny intrúzie pri procese konsolidácie magmy produkujú tiež trhliny; tieto však nemajú veľký rozsah a po 200 až 300 m zanikajú. Takto sa dajú vysvetliť slepé dacitové dajky, potvrdené v banskoštiavnickom obvode. Dajky intru-

dujúce „do obalových sérií" transportujú xenolity rôznych rozmerov, ktoré pri prenikaní substrátu a intruzív vytrhujú z okrajov puklín.

Xenolity sa obvykle dostávajú až do najvyšších priestorov v puklinách. Pri intrúzii dajok dochádza zrejme aj k formovaniu puklín, k ich rozširovaniu pod vplyvom dynamických účinkov vystupujúcej magmy, v horných častiach puklín aj k určitej dynamometamorfóze magmy; vplyvom odporu prostredia uzatvorenej pukliny a prehustenia magmy xenolitmi nastáva tu výrazné tlakové usmernenie magmy v procese tuhnutia. Dacity sú tenko zbridličnatené, pričom tmavé komponenty sú lineárne usmernené.

Štruktúra rudného poľa a rudných stĺpov

(lokálne štruktúry)

Plošné rozšírenie dajkového poľa vymedzuje aj plošný rozsah rudného poľa, štruktúrne viazaného na dajkové pole. Dajkové a žilné štruktúry sledujú tie isté tektonické línie, avšak nie v celom rozsahu rudného poľa. Táto súvislosť medzi štruktúrami dajok a žilnými štruktúrami je na rudných ložiskách bežným zjavom.

V niektorých prípadoch sa pri vývoji štruktúry rudného poľa menil jeho tektonický plán; rozdielne tektonické plány sa prejavujú v štruktúrnom postavení dajok a pri ďalšom vývoji štruktúry rudného poľa, pri vzniku vlastných žilných štruktúr, ktoré majú odlišné postavenie i tektonický plán.

Tektonický plán hodrušskej časti rudného poľa je totožný so žilnými štruktúrami, obdobne ako v časti rudného poľa v B. Štiavnici, ktorá je sledovaná slepými dacitovými dajkami. Priestor stykovej zóny má zložité tektonické plány. Niektoré žilné štruktúry majú tu tendenciu prispôsobiť sa deformovanému tektonickému plánu napr.: žila Jozef, Všechsvätých, Hoffer, Umbruch, Východná a čiastočne i žila Bärenleuten (smer žíl sa pohybuje okolo 240—250°). Žily situované východnejšie, v stykovej zóne, napr. žila Rozália, Bakaly, Amália, majú zachovaný regionálny tektonický smer SSV—JJZ. V týchto miestach sa lokálne križujú dva štruktúrne systémy.

Konkrétne dacitová dajka sledujúca priebeh Rozália žily má sklon zhruba 170°, kým žilná štruktúra 210°. V niektorých prípadoch sa križujú dajkové štruktúry, napr. dajka sledujúca Bieber žilu je prefatá dajkovým systémom sledujúcim severný výbežok subvulkanického granodioritu a dioritu v poli Juraj na XII. obzore. Z hľadiska analýzy štruktúry rudného poľa je zaujímavé časové rozpätie medzi obdobím intrúzie dacitových dajok a vlastnou tvorbou žilných štruktúr. Štruktúra dacitového poľa bola ovplyvnená endokinetickými účinkami tuhnúcej magmy, pričom orientácia puklín bola zhruba totožná so starou podložnou tektonikou; len lokálne sledovala zónu, ktorej priebeh nie je totožný so smerom regionálnej tektoniky. Tektonické napätia, ktoré

podmienili vznik žilných štruktúr, úzko sledovali tektonicky oslabené miesta dacitového tektonického systému a súviseli zrejme s doznievajúcimi diastrofickými pohybmi.

Žilné štruktúry celého rudného obvodu sú viazané na radiálne-poklesový systém, ktorý upadá smerom k JV. U týchto tektonických štruktúr sa pohyby opakovali aj v priebehu mineralizácie štruktúr.

Mladšie žilné štruktúry buď sledujú priamo štruktúry dacitových dajok, alebo prebiehajú v ich tesnom styku. V banskoštiavnickej časti žilné štruktúry v hĺbke naväzujú na subvulkanické dacitové štruktúry a v nich pokračujú.

Vplyv prostredia na tvorbu žilných štruktúr

Tejto problematike venovali niektorí autori v minulosti značnú pozornosť. A. Helke (1935) konštatuje, že pomerná nepravidelnosť hodrušských žíl vyplýva z povahy hornín, v ktorých vystupujú. Podľa Bergfesta (1938) žily v štiavnickej oblasti sú strmšie a smerove dlhšie, kým žily v hodrušskej oblasti sú menej pravidelné, smerove kratšie a uklonené pod menším uhlom. Šalát — Rozložník (1954) zdôrazňujú, že rozdiely vo vývoji žíl sú podmienené vplyvom prostredia. Masív pyroxenického andezitu svojou homogénnosťou vytváral vhodné podmienky pre vznik pravidelných žilných štruktúr, kým hodrušská oblasť pre pestrosť hornín, najmä prítomnosť rozbitých krýh sedimentárneho obalu podmienila zložitosť a nepravidelnosť vo vývoji žilných štruktúr.

Otázka rozdielov vo vývoji štruktúr medzi banskoštiavnickou a hodrušskou časťou rudného poľa, bola už v minulosti v podstate správne riešená. Neriešila sa však otázka štruktúrnej pozície stykovej zóny a jej vplyv na tvorbu žilných štruktúr, ktorá v minulosti bola chápaná ako „hluchá zóna". V podstate nejde o hluchú zónu, ale o oblasť s pestrejšou geologickou stavbou ako hodrušská časť rudného poľa.

Táto časť stykovej zóny je križovaná dvoma tektonickými smermi, čím vzniká zložitá tektonická stavba. Žilné štruktúry sú smerne veľmi krátke, nepravidelné, miestami vnikajú do plastických bridlíc substrátu, čím boli tlmené a veľmi slabo mineralizované. Neprítomnosť zrudnenia v stykovej zóne možno jednoznačne pripísať nevhodnosti geologických štruktúr.

Najvhodnejším prostredím pre tvorbu žilných štruktúr z hľadiska fyzikálno-mechanických vlastností hornín sa javia pyroxenické andezity v banskoštiavnickej časti. Vulkanogénna séria pyroxenických andezitov temer bez pyroklastík je vyvinutá v značných mocnostiach a tvorí výplň depresie medzi severným a južným krídlom karpatského substrátu. Táto časť rudného poľa je relatívne najvhodnejšia pre vznik žil nýchštruktúr (dĺžka temer 5 km).

Karpatský substrát netvorí vhodné štruktúry. Praeexistujúce pukliny

v plastickom prostredí vytvárali iba drvené zóny s veľmi malými voľnými priestormi pre prenik hydroterm. V niektorých prípadoch, konkrétne pri vniknutí štruktúry žily Terézia do vápencového komplexu v revíre Bránik je táto dobre vyvinutá, najmä pre zvýšenie mechanickej pevnosti vápencového súvrstvia kontaktnou metamorfózou intrudujúceho dioritu (rohovce).

Vhodné prostredie v substráte vzniká, keď tento je preniknutý dacitovou dajkou, ktorá sleduje priebeh žilnej štruktúry. Na hlavnej žile Bieber, kde dacitová dajka je preniknutá početnými xenolitmi vápencov a werfenských bridlíc, názorne vidieť nevhodnosť plastického materiálu pre tvorbu žilných štruktúr. V Bieber žile sa pri prechode xenolitmi strácajú úžitkové zložky, stáva sa nebilančnou.

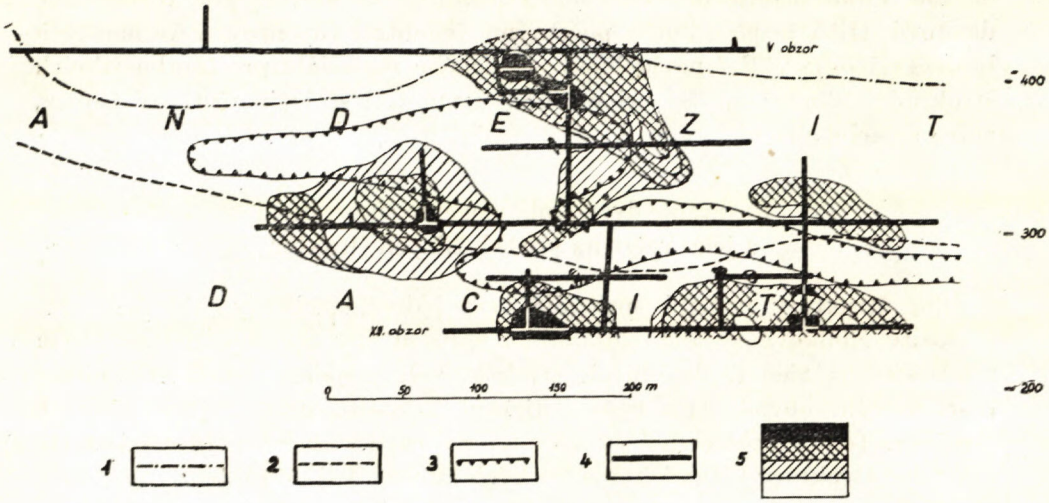
Rozhranie dvoch inhomogénnych prostredí a jeho vplyv na priebeh žilných štruktúr

Žilné štruktúry nemajú spravidla tvar jednoduchej žily, ale často ide o zložitý žilníkový systém, dosahujúci napr. u žily Špitaler 100 až 150 m mocnosť. Pri riešení detailných štruktúrnych pomerov banskoštiavnickej časti rudného obvodu bola riešená aj pozícia intenzívne virgujúcich žilných štruktúr. Tento problém bol vyriešený v SV časti rudného poľa v miestach, kde žilné štruktúry hlavných štiavnických žíl prenikajú do intruzívnych hornín, orientovaných priečne na smer žilných štruktúr. Nastáva tak virgencia žilnej štruktúry, úplný rozptyl žilných štruktúr v granodioritovom masíve.

Táto štruktúrna zákonitosť platí v horizontálnom i vertikálnom smere. Podľa K r e i t e r a (1956) dôležitým faktorom pri vzniku puklinových zón je uhol, ktorý zviera žilná štruktúra s inhomogénnym prostredím. Čím žilná štruktúra prechádza rozhraním kolmejšie, tým väčšiu mocnosť dosahujú trieštené zóny. Žilné štruktúry hlavných banskoštiavnických žíl v SV a JZ časti rudného poľa sú ukončené mohutnou virgenciou. Tento fakt signalizuje karpatský substrát v podloží piargskej oblasti. Zmenšenie smerného rozsahu žíl situovaných vo východnej časti rudného poľa (žila Štefan, Ján, Grüner) a ukončenie štruktúr vejárovitým roztrieštením vyvoláva dojem, že depresia vyplnená produktami I. erupčnej fázy sa kruhovite uzatvára, pričom severné krídlo karpatského substrátu sa spája s južným, uzatvárajúc tak kotlinovitý predvulkanický reliéf. Z hľadiska vývoja vulkanizmu práve kotlinové uzatvorenie predvulkanického reliéfu mohlo vytvoriť predpoklady pre tvorbu mohutných lávových polôh.

Žilné štruktúry hlavných štiavnických žíl prenikajú do subvulkanických dacitových dajok; ich sklon je mierny (ca 30 až 40°), kým sklon žilných štruktúr sa pohybuje okolo 70°, čím vzniká vhodný uhol pre virgenciu hlavnej tektonickej štruktúry.

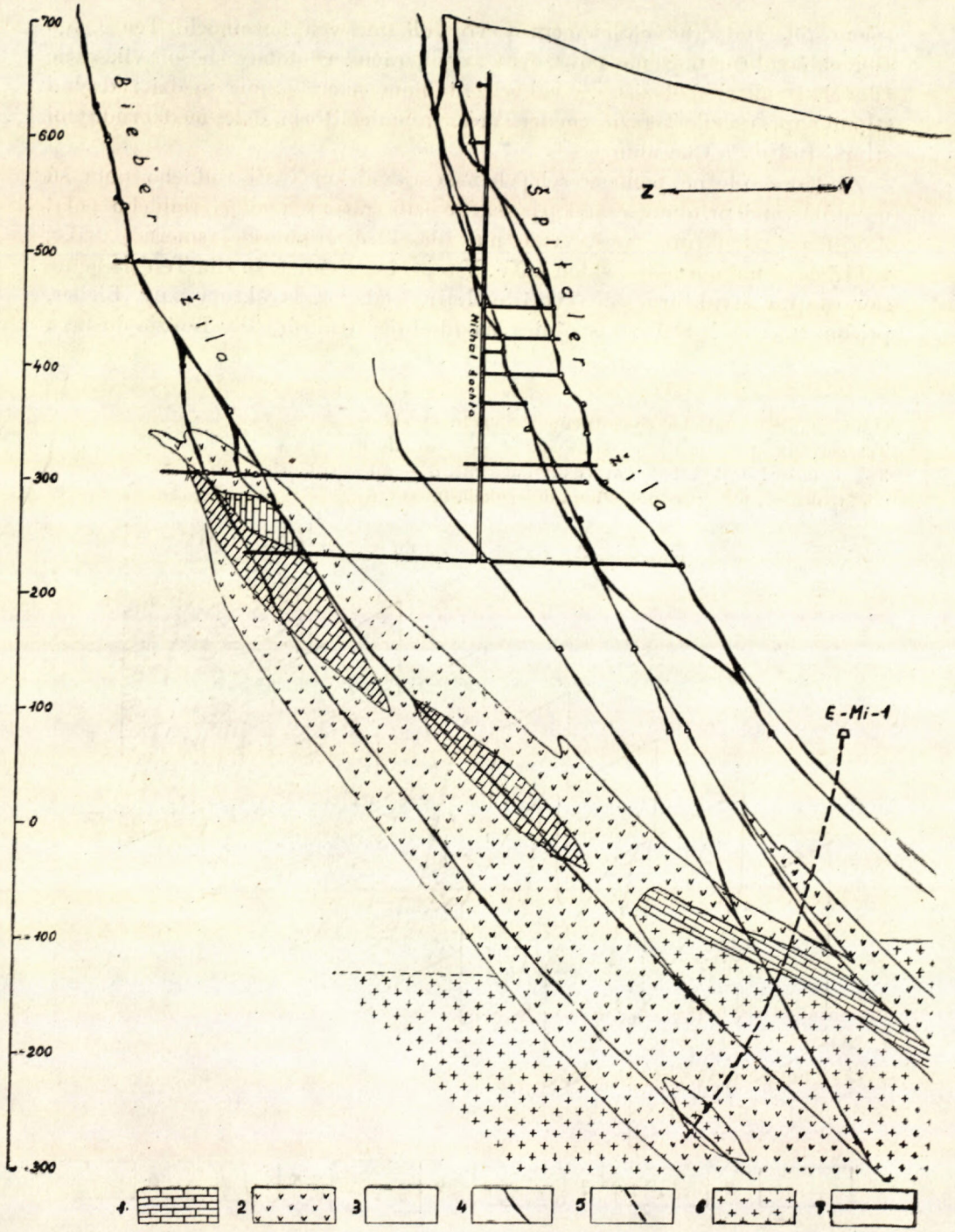
Na obr. 4 je znázornená Bieber podložná žila, ktorá preniká z pyroxenického andezitu do dacitovej dajky. Pred vnikom žilnej štruktúry do dajky je táto roztrieštená do kapsovitých žilníkových foriem. V dacitovej dajke sa žilná štruktúra konsoliduje a jej sklon zmierňuje. V trieštenej zóne dochádza k rozptýleniu úžitkovej zložky do celého žilníkového systému a tým aj znehodnoteniu. Rudný stĺp je „pretrhnutý" a pokračuje až po konsolidácii



Obr. 4. Prechod žilných štruktúr rozhraním dvoch inhomogénnych prostredí. 1 — spojnica štruktúry podložnej a hlavnej Bieber žily, 2 — rozhranie dvoch prostredí andezit-dacit, 3 — hranica tektonicky exponovanej zóny na rozhraní dvoch prostredí, 4 — banské diela, 5 — kvalitatívna škála rudnej výplne.

v dacitovej dajke. Poznanie týchto drobných štruktúrnych foriem v rudných stĺpoch umožňuje seriózne riadiť geologicko-prieskumné práce. Starecké práce na šachte Michal boli vykonávané po IX. obzor, kde bola práve zachytená tektonicky roztrieštená zóna. Ďalšie práce do hĺbky boli zrejme zastavené v domnienke, že zrudnenie na žile končí. Obdobné trieštenie žilnej štruktúry dá sa pozorovať na žile Špitáler, kde pod súčasnou úrovňou banských prác bol hĺbkovým prieskumom potvrdený prechod žilnej štruktúry žily Špitaler do dacitových intrúzií. Žila Špitaler je roztrieštená do žilníkov pričom vznikajú nové odžilky (napr. Špitaler III, nadložná žila). Súčasne pozorovať zmiernenie sklonu žilných štruktúr a prispôsobenie sa sklonu dacitovej dajky. Žily Bieber a Špitaler sa v hĺbke spájajú, pričom žila Špitaler prakticky tvorí mohutný odžilok žily Bieber.

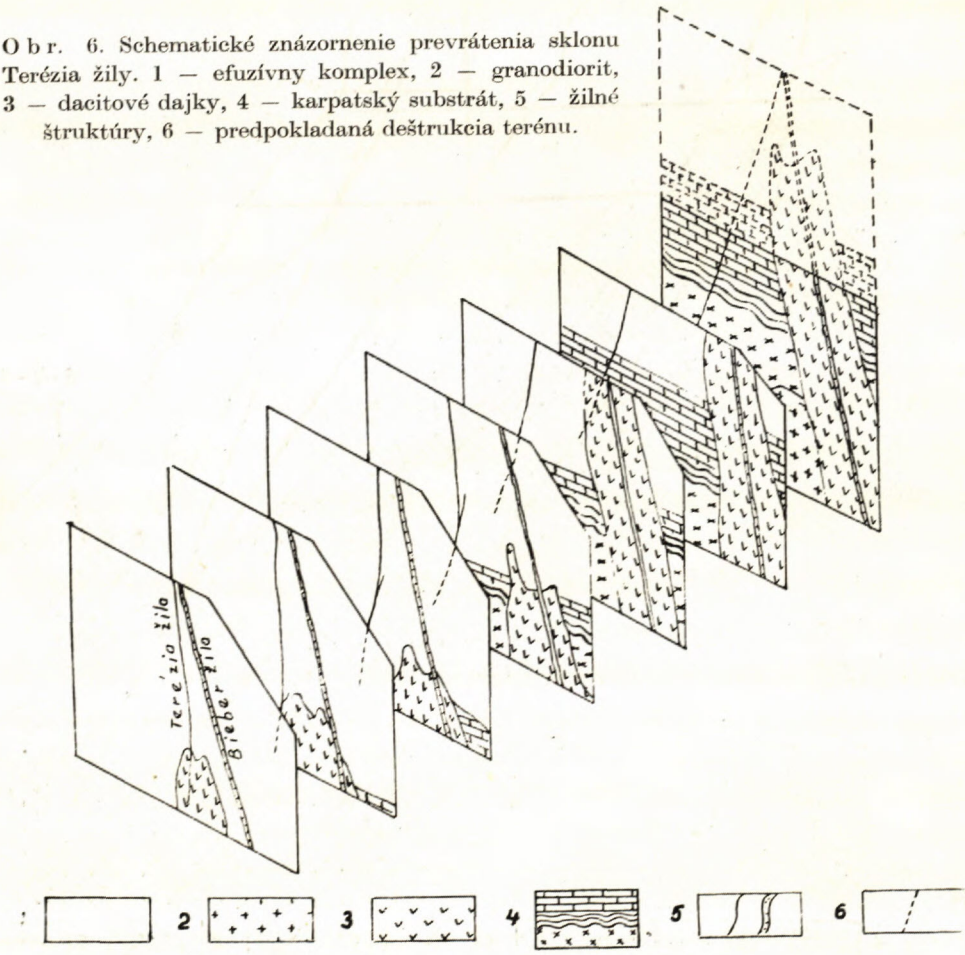
Žilné štruktúry sa trieštia aj v prípade zmeny generálneho sklonu žily. Toto rozptýlenie štruktúr je viazané na tektonicky intenzívne exponované miesta, koncentrované do ohybov. Ohyby štruktúr sú opäť podmienené prí-



O b r. 5. Geologický rez žilami Bieber a Špitáler. 1 — karpatský substrát, 2 — dacitová dajka, 3 — pyrixenický andezit, 4 — žily, 5 — vrt, 6 — granodiorit, 7 — banské práce.

tomnosťou cudzorodých elementov vo vulkanických horninách. Tento typ žilných štruktúr môžeme považovať za vikaráciu. Obdobný spôsob vikarácie žilných štruktúr bol zistený v horizontálnom smere najmä medzi rudnými stĺpmi napr. na žile Terézia, medzi Terézia a Smiendtorín, ďalej medzi rudnými stĺpmi Bránik a Cherubín.

Základné úložné pomery celej banskoštiavnickej časti rudného poľa sú modifikované prítomnosťou karpatského substrátu v podloží rudného poľa. Zaujímavé štruktúrne postavenie má žila Terézia po celej smernej dĺžke; v JJZ časti má normálny sklon k JV. V tejto časti vidieť, že žila Terézia nemá samostatnú štruktúru, ale tvorí mohutný odžilok štruktúry žily Bieber, pričom smerom k SSV ich spojnica sa oddiaľuje; štruktúra žily Terézia dostáva



Obr. 6. Schematické znázornenie prevrátenia sklonu Terézia žily. 1 — efuzívny komplex, 2 — granodiorit, 3 — dacitové dajky, 4 — karpatský substrát, 5 — žilné štruktúry, 6 — predpokladaná deštrukcia terénu.

pozvoľne opačný sklon k SZ. Prevrátenie sklonu bolo podmienené prechodom štruktúry do hornín karpatského substrátu a s ňou súvisiacich neogénnych intruzív.

Štruktúra žily Bieber si zachovala pri prechode do podložia vulkanitov pôvodný sklon len vďaka tomu, že jej smerný priebeh je sledovaný dacitovou dajkou. Štruktúra žily Špitaler pri prechode do priečne orientovaného karpatského substrátu (z hľadiska fyzikálno-mechanických vlastností počítame sem aj neogénne intruzíva) mení svoj sklon.

Štruktúra žily Terézia je značne zložitá, najmä v podpovrchových častiach, kde vytvára žilník, ktorý sa smerom do hĺbky zjednodušuje.

Podľa S c h n e i d e r h ö h n a (1955) tento úkaz vetvenia žíl pod povrchom vo väčšine prípadov je typický pre subvulkanické polymetalické ložiská. Smerom JJZ majú žilné štruktúry celého rudného poľa menší sklon ako celok a dá sa predpokladať, že sa otáčajú do sklonu karpatského substrátu, ktorý je v južnej časti poľa relatívne hlbšie (ca 500 až 600 m) ako v severnej.

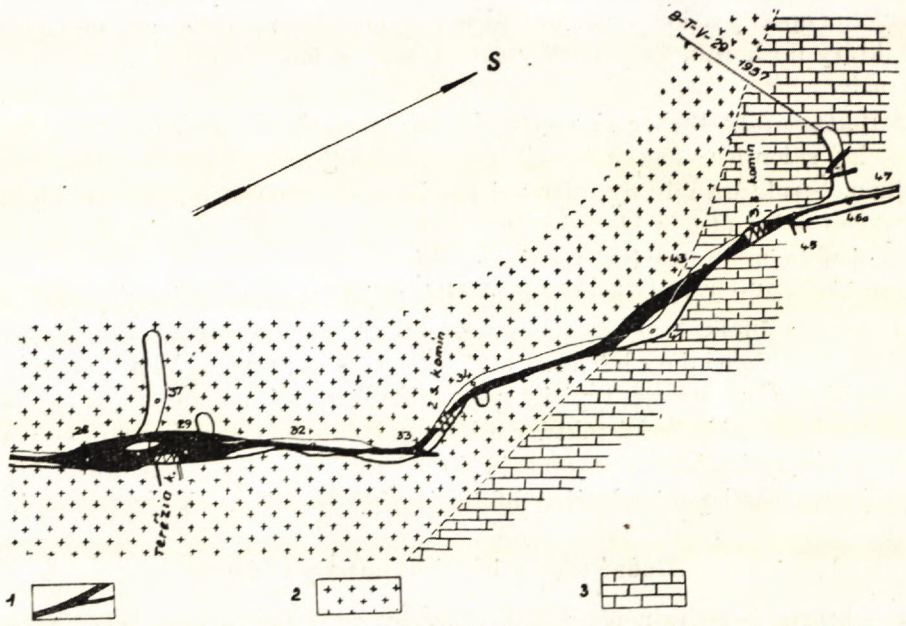
Rudné stĺpy a ich štruktúrna pozícia

Štruktúrne rozmiestnenie rudných stĺpov v priestore bolo relatívne dôkladnejšie preštudované v štiavnickej časti, kde boli zdokumentované všetky bansky prístupné rudné stĺpy. Hodrušská časť je z tohto hľadiska prakticky neriešená pre neprístupnosť banských prác (zastavená banská prevádzka).

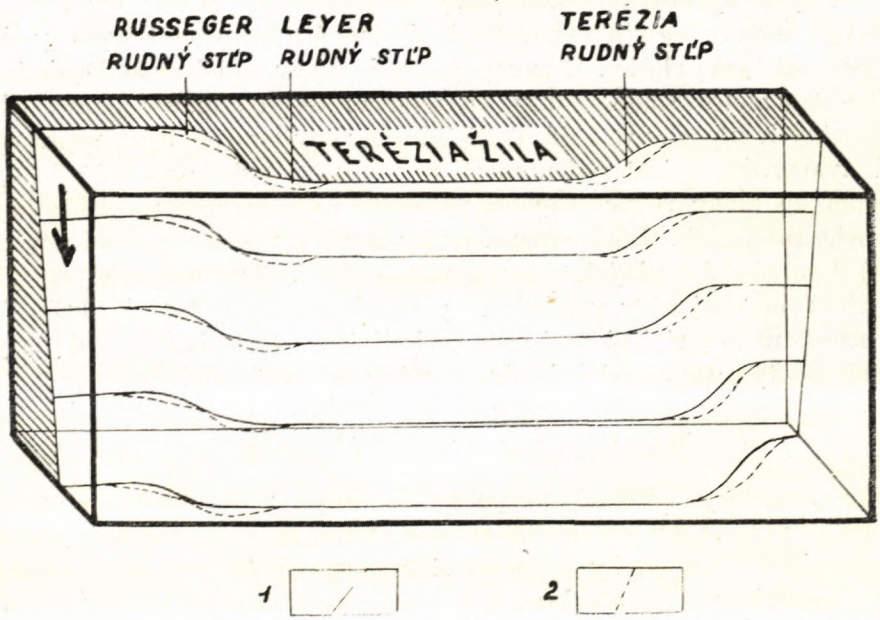
Pod pojmom *rudný stĺp* rozumieme časť žilnej štruktúry s relatívne vysokou kvalitou úžitkovej zložky. Rozmery rudných stĺpov sú od niekoľko desiatok až 200—300 metrov smernej dĺžky. Morfológia rudných stĺpov je nepravidelná. Vo vlastných stĺpoch vznikajú dielčie hluché zóny mračnovitých nepravidelných tvarov. Koeficient rudonosnosti sa v nich pohybuje od 0,65 do 0,75. Smerom do hĺbky rudné stĺpy sa prstovite uzatvárajú a prechádzajú do hlavného prívodného kanála (napr. u žily Rozália a severnej časti žily Špitaler). Uzatváranie rudných stĺpov nápadne súvisí s vystupovaním najvyššie termálnej medenej zóny v hlbokých partiách ložiska (Š t o h l 1960). Táto skutočnosť napovedá istú závislosť mineralizácie od vhodnosti štruktúrnych foriem, a s tým súvisiaceho dosahu koreňov mineralizácie.

M o r f o l ó g i a r u d n ý c h s t Ĺ p o v

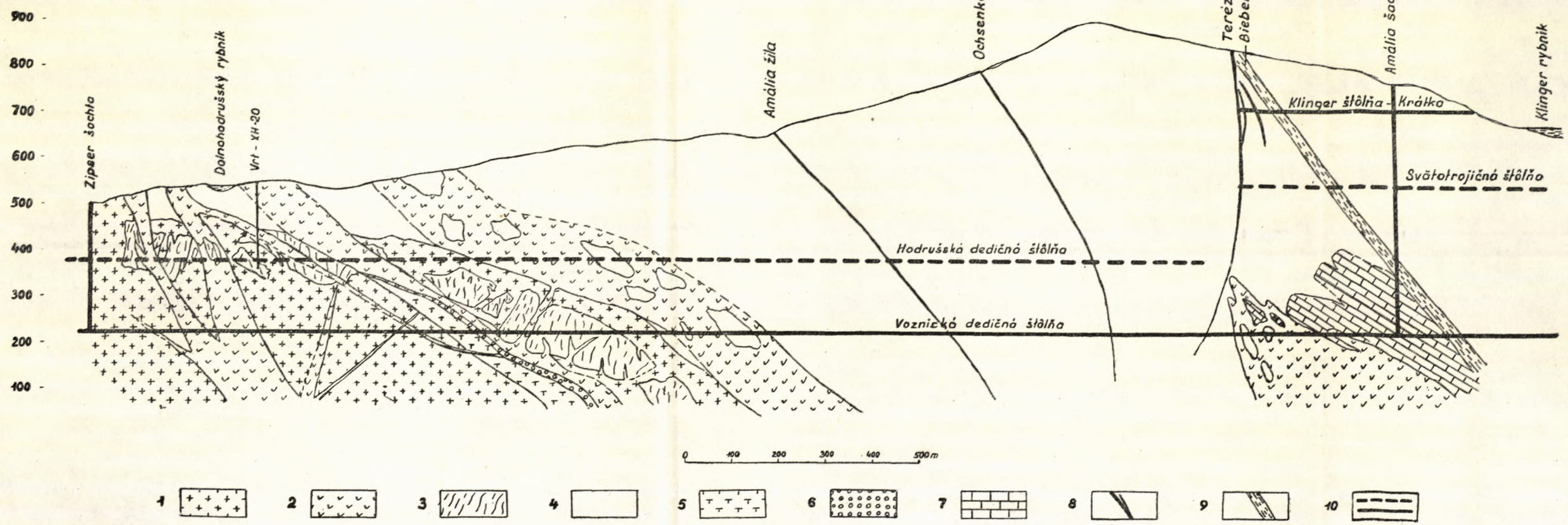
Žilné štruktúry založené na poklesoch, ktoré predpokladáme, nemajú značnú amplitúdu ani pravidelný priebeh, takže sa mení smerne i úklonne smer štruktúr. Tieto ohyby smeru štruktúr sú spôsobené pootáčaním štruktúr okolo hornín karpatského substrátu a s ním štruktúrne súvisiacich intruzív, dacitov, granodioritov a dioritov. V hodrušskej časti ohyby štruktúr vznikajú na horninách karpatského substrátu, utopených v granodioritovej magme;



O b r. 7. Ohyb severného rudného stĺpa Terézia žily na šachte Bránik. 1 — žilné štruktúry, 2 — kremitý diorit, 3 — rohovce



O b r. 8. Schematické znázornenie tvorby rudných stĺpov pri poklese na Terézia žile. 1 — žilná štruktúra pred poklesom, 2 — po poklese.



Obr. 2. Geologický rez Voznickou dedičnou štôlňou v oblasti stykovej zóny. 1 — granodiorit, 2 — dajky amfibolicko-biotitického dacitu, 3 — chloritické bridlice a migmatity karpatského substrátu, 4 — efuzívny komplex pyroxenického andezitu, 5 — aplitická okrajová fácia granodioritu, 6 — „okaté" dacity, 7 — trias ako celok, 8 — žilné štruktúry, 9 — tektonická zóna Bieber žily, 10 — banské diela.

v štiavnickej časti sú viazané buď na substrát (v severnej časti rudného poľa), alebo na dacitové dajky, smerove odlišné od tektonických línií žíl.

Ohyby v štiavnickej časti rudného poľa sú zákonite viazané v diagonálnych pásoch, ktoré sa navzájom kulisovite prekrývajú, a sú zjavne totožné s tektonickými líniami výstupu granodioritov a dioritov; najmä rudné stĺpy SSV časti rudného poľa sú výrazne orientované na okraje priečne vystupujúceho karpatského substrátu. Štruktúrne rozmiestnenie ohybov je modifikované podložím vulkanitov. Kríženie dvoch základných tektonických smerov spôsobuje oblúkovité ohyby mladšej žilnej tektoniky.

Ohyby v centrálnej časti signalizujú prítomnosť ďalších paralelných chrbtov karpatského substrátu v hlbokom podloží žilných štruktúr.

Vcelku rozoznávame v štiavnickej časti rudného poľa päť línií rudných stĺpov 1. *línia šachty Bránik*; 2. *línia šachty Michal*; 3. *línia šachty Zigmund*; 4. *línia šachty Maxmilian*; 5. *oblasť šachty Piarg.*

Rudné stĺpy boli jednoznačne lokalizované na ohyby žilných štruktúr. Samotná banská otvárka jednotlivých žíl šachtami je sústredená do týchto pásov, kde sa zhruba nachádzajú všetky šachty. S tým súvisí aj mechanizmus tvorby rudných stĺpov. V ohybových zónach pri poklesoch vznikajú vhodné otvorené priestory vo forme kanálovitých útvarov, vyhojené v priebehu mineralizácie. Mechanizmus tvorby rudných stĺpov na ohyboch žilných štruktúr je známy v ložiskovej geológii už cez 100 rokov a považuje sa za najjednoduchší typ rudných stĺpov.

Osi rudných stĺpov nebývajú vždy vertikálne, ale aj uklonené pod rôznymi uhlami. V takomto prípade osi preexistujúcich ohybov boli zošikmené.

Na obr. 8 je načrtnutý mechanizmus vzniku rudných stĺpov na žile Terézia, vzniklých za poklesových pohybov nadložnej kryhy, hoci v severnej časti, kde žila mení sklon, zdanlivo ide o prešmyk. Morfológiou rudných stĺpov a dielčich rudných polôh v rudných stĺpoch bola dokázaná poklesová tektonika rudného poľa. Poklesy boli dokázané aj na podložnej žile Bieber a na žile Michal, kde v miestach strmých sklonov je sústredené zrudnenie a v miestach miernych sklonov žily vykliňujú.

Záver

V práci boli vyčlenené štyri základné geologické jednotky, ktoré stvárňujú štruktúrno-tektonický štýl rudnej oblasti:

1. karpatský substrát;
2. žilné subvulkanické intrúzie dioritov a granodioritov;
3. dajkové pole dacitov;
4. efuzívny komplex.

Karpatský substrát bol rozbitý diskordantne orientovanými žilnými subvulkanickými intrúziami a segmentovaný na samostatné kryhy, ktoré sledujú zhruba regionálny tektonický štýl karpatského vrásnenia.

Subvulkanické intrúzie sa JV smerom ponárajú pod efuzívny komplex štiavnickej rudnej oblasti.

Dacitové dajkové pole je viazané na kontrakčné pukliny vo vyvrelých horninách, pričom k zhusteniu dacitových dajok dochádza v stykovej zóne medzi karpatským substrátom a intrúziami na strane jednej a efuzívnym komplexom na strane druhej. Dacitové dajky sledujú regionálnu tektonickú líniu karpatského orogénu okrem stykovej zóny, ktorá je oproti regionálnym smerom deformovaná a svojou pozíciou svedčí o okrajovej kontrakcii žilných intruzívnych hornín.

V efuzívnom komplexe štiavnickej rudnej oblasti je dacitové dajkové pole subvulkanické, pričom dajky vnikajú aj do efuzívnych komplexov, ale postupne sa vykliňujú. Vznik puklín v obalových efuzívach sa dá vysvetliť štruktúrnou zonárnosťou. Žilné štruktúry sú viazané na dacitové pole. V stykovej zóne, kde sú smery dacitových dajok deformované, je rudné pole vyvinuté relatívne v menšom rozsahu, ako v hodrušskej, pof. štiavnickej časti rudného poľa. V štiavnickej časti žilné štruktúry v hĺbkach naväzujú na dacitové štruktúry.

V súvislosti so štruktúrnou pozíciou a morfogenézou rudných stĺpov bola jednoznačne potvrdená zákonitosť väzby rudných stĺpov na ohybové anomálie žilných štruktúr, podmienené buď horninami karpatského substrátu alebo intruzívami.

Štruktúrna pozícia ložiska je viazaná na kontaktnú zónu dioritového a granodioritového masívu s okolitým prostredím, pričom preniká aj do efuzívneho komplexu I. erupčnej fázy. Za plošné rozšírenie intruzívnych typov nesiaha ani dajkové, ani rudné pole.

Vhodný priestor pre priaznivý vývoj žilných štruktúr je priamo v okrajových polohách intruzív a v okolitých obalových sériách I. erupčnej fázy. Predpokladáme, že žilné štruktúry neprenikajú do mladších erupčných fáz, ale sa v nich utlmujú, hoci ich považujeme za predrudné. Kompetentná rudná oblasť štiavnicko-hodrušského rudného obvodu bola v priebehu geologických dôb obnažená. Vulkanické produkty, ktoré obalovali „produktívnu" zónu, boli zrejme budované prevažne pyroklastikami a postupujúca deštrukcia na kompaktných horninách I. erupčnej fázy a hlbinných horninách bola „tlmená".

Možno predpokladať aj ďalšie teoretické možnosti overenia vhodných geologických štruktúr, ktoré t. č. nevystupujú na povrch. Najmä oblasť JV za žilou Grüner, kde sa ponára substrát do hĺbky, by bolo vhodné overiť štruktúrnym vrtom až do podložia vulkanitov a preveriť otázku ukončenia rudného

poľa v tomto smere. Obdobné štruktúrne vrty by sa mohli lokalizovať v SSV—JJZ ohraničení rudného poľa, ktoré by riešili pokračovanie, poťažne paralelné nasadenie slepých geologických štruktúr vhodných pre akumuláciu úžitkových zložiek.

Z hľadiska týchto názorov bolo by žiadúce overiť geologické štruktúry s výskytom dioritov v oblasti Poľany (Húsenica 1959) a okolí Tisovca (Šalát 1950, 1956) a pokúsiť sa o ich paralelizáciu s banskoštiavnicko-hodrušským rudným rajónom.

V závere ďakujem P. Rozložníkovi za cenné námety z práce „Geologicko-petrografické a rudné pomery v oblasti Hodrušských rybníkov", ktoré mi v mnohých prípadoch boli vodítkom pri práci, a P. Polákovi za usmernenie pri riešení niektorých problémov tohto príspevku.

Rudné bane, n. p.,
Štiavnica

LITERATÚRA

[1] Abdulajev Ch. M., 1957: Dajki i orudnenie, Moskva. — [2] Abdulajev Ch. M., 1954: Genetičeskaja svjaz orudenija s granitoidnými intruzijami, Moskva. — [3] Belousov V. V., 1954: Osnovnyje voprosy geotektoniki, Moskva. — [4] Bergfest A., 1938: Baníctvo v Banskej Štiavnici. Sborník spoj. ban. revíru pre Slovensko a Podkarpatskú Rus, Bratislava. — [5] Brešenkov B. K., 1935: K voprosu metalogenii Jugo-vostočnovo Karamazara, Tr. tažd. bazu AN SSSR, tom IV. — [6] Cseh L., 1890: A selmeczi Ferencz császár altarna geolog. szelvénye FK XX. — [7] Fiala Fr., 1933: O súčasném stavu geologického výzkumu Slovenského středohoří. Sborník II. sjezdu čs. geografů v Bratislavě. — [8] Fiala Fr., 1937: Výskyt třetihorních hlubinných vyvřelin v severním poli XII. obzoru šachty Zikmund v Banskej Štiavnici. Sborník ŠB MI. — [9] Harazim S., 1956: Tektonické poměry banskoštiavnického vulkanického pohoří. Nepublikované. — [10] Helke A., 1935: Die Gold-Silbererzgänge zu Schemnitz und Kremnitz in der Slowakei. Ber. Freiberg. geol. Geselschaft. — [11] Hettler J., 1952: Předběžná zpráva o geologických poměrech střední časti štiavnicko-hodrušského rudného obvodu. Věst. ÚÚG. XXVII 3/4. — [12] Hettler J., 1952: Příspěvek k poznání ložiskových poměrů štiavnicko-hodrušského obvodu. Věst. ÚÚG XXVII 3—4. — [13] Hills E. S., 1953: Outlines of structural geology, London. — [14] Hulin C. D., 1948: Factors in the localization of mineralized districts, Tr. A. I. M. E. 178, 48. — [15] Húsenica J., 1958: Príspevok ku geologickej stavbe polygennej sopky Poľana. GP, Zprávy 13. — [16] Hynie O., 1925: Geologické studie na žilách závodu „Schöpfer-štôlňa" v Hodruši na Slovensku. Nepublikované. — [17] Klír S., Zeman J. 1955: Příspěvek k poznání tektoniky v štiavnicko-hodrušském rudním obvodu. Věst. ÚÚG XXX. — [18] Klír S., 1958: Petrografický profil Voznickou dedičnou štôlňou v štiavnicko-hodrušském rudním obvodu — zpráva ÚVR. Nepublikované. — [19] Kreiter V. M., 1956: Struktury rudnych polej i mjestorožděnij, Moskva. — [20] Lipold M. V., 1867: Der Bergbau von Schemnitz in Ungarn. Jahrbuch XVII. — [21] Mariassy, Kyselica, Štohl, 1958: Niektoré doku-

mentačné práce z Voznickej dedičnej a Hodrušskej dedičnej štôlne. — [22] Pek A. V., 1947: Nekotoryje voprosy treščinnoj tektoniki v rudničnoj geologii, Sovietskaja geologija 20. — [23] Polák S., 1959: Výročná zpráva o vyhľadávacom prieskume za rok 1958. Banská Štiavnica — Hodruša-Banská Bystrica (posudok). — [24] Polkanov A. A., 1946: Osnovnyje položenija genetičeskoj sistematiki intruzivnych tel. Tr. jubilej. naučn. sessii LGU. — [25] Schneiderhöhn H., 1955: Erzlagerstätten. Kurzvorlesungen zur Einführung und zur Wiederholung, Jena. — [26] Stočes B., 1921: Tektonická geologie, Moravská Ostrava. — [27] Szabó J., 1885: Selmeczbánya környékének geologiai viszonyai. Selmeczbánya. — [28] Szabó J., 1891: Selmecz környekének geologiai leirása. — [29] Šalát J. — Fusán O., 1952: Výskyt mladšieho palezoika v oblasti Hodruša—Vyhne, Sborník III, 1—2. — [30] Šalát J., 1954: Petrografia a petrochémia eruptívnych hornín v oblasti Hodruša—Vyhne. GP, zošit 39. — [31] Šalát J. — Rozložník L., 1954: Geologicko-petrografické a rudné pomery v oblasti hodrušských rybníkov. Nepublikované. — [32] Šalát J. — Rozložník L., 1958: Zpráva o podrobnom geologickom mapovaní v okolí hodrušských rybníkov západne od Banskej Štiavnice. GP, Zprávy 7. — [33] Štohl J., 1956: Predbežná zpráva o výskyte triasových sedimentov v podloží Bieber žily. Nepublikované. — [34] Štohl J., 1960: Persketíva banskoštiavnických rudných žíl z hľadiska ich zonárnej stavby. V tlači. — [35] Dokumentácia vrtu E—Mi—1, 1960: dokumentoval F. Juriga.

VÁCLAV ZÝKA

VODY LOŽISEK NEROSTNÝCH SUROVIN

(Německé resumé)

Úvod

Každé ložisko je anomálním, i když zcela zákonitým jevem v kůře zemské; od svého okolí se liší kvalitativně i kvantitativním zastoupením komponent. Ložisko je teda oproti průměrnému složení hornin určitou komponentou (komponentami) více či méně obohacenou částí kůry zemské. Tak jako se liší ložisko od svého okolí, liší se i vody ložisek různých nerostných surovin od průměrného složení vod zemského povrchu. Složení povrchových vod souše (průměrné složení) je representováno kalcium-bikarbonátovým typem vod. Množství vod tohoto typu je však vzhledem k ostatní hydrosféře, representované vodami světového oceánu, zcela bezvýznamné; průměrné chemické složení hydrosféry je udávano chemickým složením vod moří a světového oceánu. Oba tyto základní a naprosto odlišné typy vod jsou v grafické interpretaci Palmerově znázorněny na obr. 1. Zde uvedené příklady kalcium-bikarbonátových vod jsou representovány vodami přítomnými v některých našich rudních ložiskách (viz též tab. I.).

Chemické složení vod ložisek nerostných surovin závisí v prvé řadě na mineralogickém a chemickém složení ložiska (u vod rudních ložisek a ložisek nerostných solí); vedle toho významnou roli hraje hloubka uložení ložiska (v případě ložiskových vod naftových a vod solných ložisek), procesy mísení a metamorfosy vod atd.

Podle vztahu vod a minerálního složení ložisek nerostných surovin možno rozlišiti následující případy (10):

1. Ložiska neobsahují příznačné prvky snadno přecházející do roztoku. Vody mají chemický charakter odpovídající hydrochemické zóně (hloubce uložení) a charakteru hornin.
2. Ložiska obsahují lehce rozpustné soli; jejich rozpouštění vede ke vzniku vysoce mineralisovaných vod určitého chemického složení (vody ložisek nerostných solí).
3. Ložiska obsahují minerály, které v zóně větrání okysličením tvoří lehce rozpustné soli, skýtající vodám specifické vlastnosti. Sem náleží vody ložisek sulfidických polymetalických rud, kyzových a kamenečných břidlic.
4. Ložiska nafty a zemního plynu, utvořená v redukčním prostředí hlubokých uzavřených struktur usazených hornin. Složení ložiskových vod naftových odpovídá to-

muto specifickému prostředí; jde o „fosilní", obvykle vysoce mineralisované vody, podrobene hlubinné metamorfose v podmínkách redukčního prostředí.

Ložiska různých nerostných surovin jsou charakterisována vodami různého chemického složení. Výzkum chemismu vod umožňuje proto zjištění řady charakteristických příznaků, příslušejících těm či jiným skupinám ložisek.

1. Vody rudních ložisek

Chemické složení vod rudních ložisek je velmi pestré, v závislosti na vlastním složení ložiska a charakteru výchozí vody. Velkou roli zde také hraje hloubka uložení ložiska, geotektonický charakter oblasti atd.

Tabulka I.

Lokalita	1	2	3	4
$Na^{\cdot} + K^{\cdot}$	15,0	stopy	24,0	11 104,0
$Ca^{\cdot\cdot}$	24,8	68,0	57,6	417,0
$Mg^{\cdot\cdot}$	14,4	10,8	8,6	1 297,0
$Fe^{\cdot\cdot}$	0,1	0,3	0,08	—
Cl'	3,0	12,0	5,0	19 337,0
SO_4''	39,0	26,0	60,0	2 705,0
HCO_3''	130,0	216,0	192,0	0,1
SiO_2	nest.	nest.	nest.	—
pH	6,7	6,7	6,6	—
Palmerovy indexy:				
S_1	20,0	—	18,0	81,0
S_2	10,0	20,0	12,0	19,0
S_3	—	—	—	—
A_1	—	—	—	—
A_2	70,0	80,0	70,0	—
A_3	—	—	—	—

Vysvětlivky: 1 — Hummel; 2 — Moldava; 3 — Horní Benešov; 4 — Mořská voda.

Literatura: Alekin O. A.: Osnovy gidrochimii; Leningrad, 1953 (analysa č. 4). (Pokud v tabulkách analys není odkaz na literaturu, pochází rozbory z archivu ÚNS).

V rudních ložiskách byly až dosud zjištěny následující typy a podtypy vod:

a) kalcium-bikarbonátový
b) magnesium-bikarbonátový
c) kalcium-(magnesium)-bikarbonátový

d) ferro-bikarbonátový
e) kalcium-(ferro)-bikarbonátový
f) kalcium-sulfátový
g) ferro-sulfátový
h) ferro-(alumo)-sulfátový
i) alumo-(ferro)-sulfátový
j) alumo-(kalcium)-sulfátový
k) ferro-(kupro)-sulfátový
l) kupro-sulfátový
m) kupro-(ferro)-sulfátový
n) zinko-sulfátový
o) zinko-(ferro)-sulfátový
p) ferro-(zinko)-sulfátový
q) natrium-(kalcium)-chloridový (a, b)
r) natrium-chlorido-bikarbonátový
s) natrium-bikarbonátový (natrium-(kalcium)-bikarbonátový)
t) natrium-(kalcium)-sulfátový
u) natrium-(ferro)-bikarbonátový.

Uvedené typy vod nepředstavují konečný souhrn typů vod rudních ložisek. I když je málo pravděpodobné, že by byl objeven ještě další základní typ, resp. typy, jistě existuje řada přechodných typů. Překvapující je skutečnost, že ze všech existujících na zemi skupin vody rudních ložisek jsou nejméně prozkoumány (3, 4, 8, 9).

Uvedené typy vod mají ovšem různý vztah k ložisku. Podle vzájemného poměru vody a ložiska, resp. vody a složek ložisko tvořících lze rozlišiti:

1. Vody juvenilní, t. zn. vody, které event. daly vznik ložisku. Chemický charakter těchto rudonosných roztoků neznáme.

2. Vody, které v době tvoření se ložiska již byly na místě tvorby přítomné. Posuzováno z dnešního hlediska jde o vody fosilní, v období tvoření se rud mohly tyto vody být fosilní i recentní. Podle některých domněnek (7, 21, 23, 24) tyto vody, které za určitých okolností mohly být bohaté sirovodíkem, zapříčinily mnohé dnešní ekonomické akumulace rudních prvků. Chemický charakter vod mohl být různý.

3. Vody, které se do ložiska dostaly již v dávných geologických dobách (po vytvoření ložiska). Také v tomto případě chemismem vody mohou náležeti různým typům. Tak Emmons (3) zaznamenáva přítomnost na některých rudních ložiskách vod typu natrium-(kalcium)-chloridového, který může být původu naftového, neb solného (a, b). V Bansko-štiavnickém rudním revíru vyvěrají vody natrium-(kalcium)-sulfátového typu; tyto vody mohou za daných okolností představovat směs vody fosilní (natrium-bikarbonátové) s vodou vadosní (kalcium-sulfátovou atd.). Vody rtuťových ložisek v Sulphur Banc (USA) jsou representovány typem natrium-chlorido-bikarbonátovým. Stejně tak i vody ve Steamboat Springs. Tyto prameny z nichž se usazují sírníky rtuti a jiných kovů jsou používány jako důkaz platnosti teorie hydrothermálního vzniku rudních ložisek. Dle naší doměnky se však v tomto případě jedná o fosilní vody patrně charakteru vod naftových. Emmons (3) mezi analysami rudních vod uvádí i vodu natrium-bikarbonátovou. V této souvislosti jsou zajímavé minerální vody Karlových Var. Zde vřelé i studené prameny uhličitých vod mají chemický charakter natrium-sulfáto-

chloridový. Stejně je tomu i ve Františkových Lázních, kde však převládá nápadněji sulfátový charakter vod. Vody Mariánských Lázní mají týž charakter, avšak vyskytují se zde i uhličité vody kalcium-bikarbonátového a kalcium-sulfátového typu. Tato skutečnost svědčí o tom, že v případě našich natrium-sulfáto-chloridových vod se jedná o smíšené vody vzniklé z vod typu:

a) *natrium-bikarbonátového* (fosilní vody křídového nebo mladotřetihorního stáří),
b) *kalcium-sulfátového* (výluhové),
c) *kalcium-bikarbonátového* (výluhové).

Značné množství železa a stopová množství jiných kovů svědčí o tom, že vody na své cestě se stýkají s rudními ložisky. Různá teplota je způsobena různou hloubkou, do které vody sestoupily. Kysličník uhličitý ve všech případech je postvulkanického původu. Fosilní původ základní, t. j. natrium-bikarbonátové složky vod je prokázán hodnotou koeficientu Cl′/Br′ (o významu hodnot k Cl′/Br′ viz v dalším).

Pravděpodobně rovněž v případě vod v Sulphur Banc a Steamboat Springs a j. jedná se o stejné procesy vzniku jejich chemického složení; i zde základní složkou výsledné, „směsné" vody je voda fosilní, natrium-bikarbonátového typu. Není ovšem vyloučeno, že tyto vody náleží do skupiny sub 2) a že se aktivně podílely na vzniku ložiska.

4. Vody jejichž chemický charakter je v současné době vytvářen, resp. přeměňován v důsledku vlivu chemismu ložiska. Jde o vody vadosní, typu (většinou) kalcium-bikarbonátového (charakter výchozích vod), které stykem s ložiskem mění své složení za vzniku (v závislosti na chemismu ložiska) typů sub b-p. Výchozí voda může mít charakter různý, v některých případech může se jednat dokonce i o vodu fosilní, natrium-bikarbonátového, natrium-chlorido-bikarbonátového, případně natrium-(kalcium)-chloridového typu.

Uvedené skutečnosti svědčí o značné komplikovanosti geochemie vod rudních ložisek, okolnosti, která při povšechném studiu většinou uniká pozornosti; je zcela možné, že dalším detailním studiem budou zjištěny ještě jiné, složitější skutečnosti.

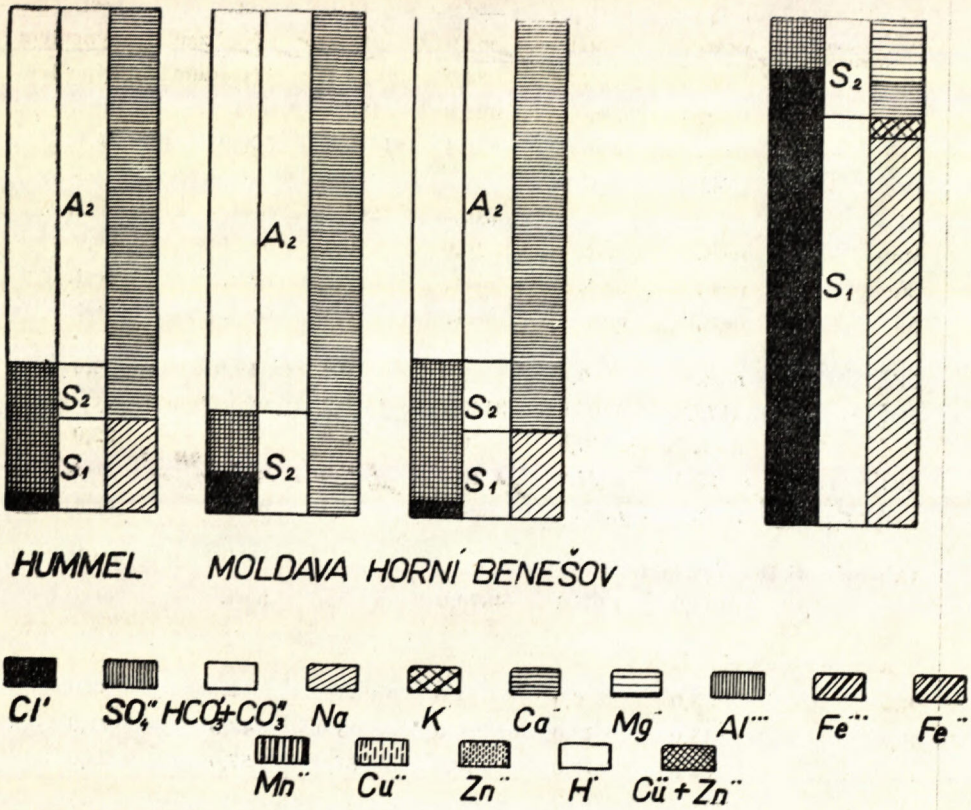
Vody ložisek kamenečných a kyzových břidlic

Pojem *kamenečné břidlice* zahrnuje horniny sedimentárního původu, bohaté organickým (uhlíkatým) materiálem a jemně rozptýleným pyritem. Tyto břidlice jsou na území ČSSR hojně rozšířeny na Moravě (souvrství C_1 moravské části Českého křídového útvaru), v Čechách pak jde o břidlice algonkického stáří, rozšířené hojně v oblasti mezi Prahou a Plzní (přibližně). Značně rozšířeny jsou tyto břidlice na území NDR ve svrchním siluru v Thüringen.

Obsah pyritu dosahuje v kamenečných břidlicích do 8 %, uhlíku až 25 %. Také obsah Al_2O_3 v některých břidlicích je značný (až 12 %, i více).

Kyzové břidlice obsahují mnohem více pyritu, obsah uhlíkatého materiálu bývá obvykle nižší, než u kamenečných břidlic. Vody ložisek kamenečných a kyzových břidlic nesou v závislosti na chemismu břidlic a na fysikálně-chemických podmínkách charakter ferro-sulfátový, ferro-(alumo)-sulfátový, neb alumo-(ferro)-sulfátový. Vedle síranu Fe··, Fe···, Al··· jsou zastoupeny sírany kovů alkalických zemin. Sírany a chloridy alkálií bývají zastoupeny

v bezvýznamných množstvích. Často jsou ve vodách přítomna značnější množství volné kyseliny sírové. Všechny ostatní složky jsou přítomny v nepodstatných množstvích, ačkoliv i kvantitativní zastoupení těchto stopových složek kolísá v přímé závislosti na jejich obsahu v hornině. Tak vody našich ložisek kamenečných břidlic jsou značně chudší např. mědí a molybdenem (příp. i jinými prvky), než vody německých (thüringenských) břidlic. Rovněž



Obr. 1.

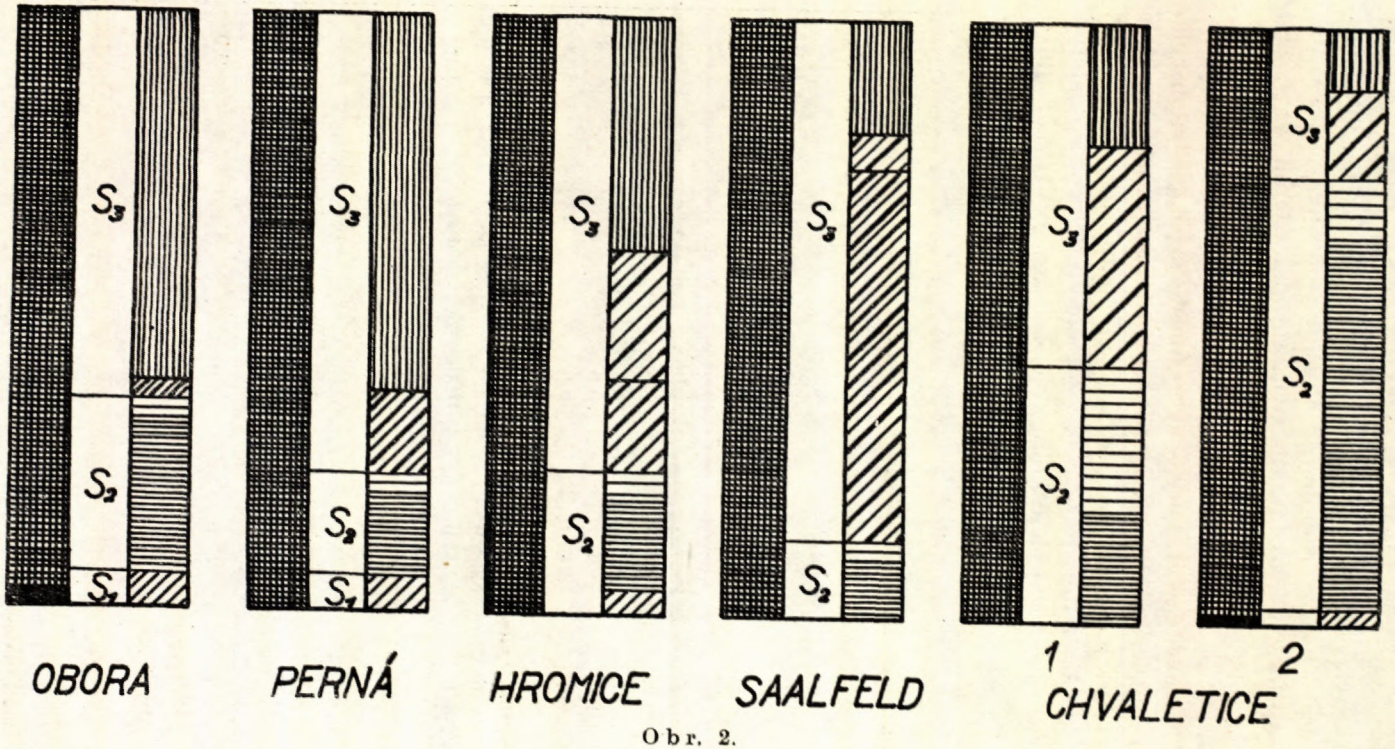
zastoupení (asociace) stopových prvků regionálně kolísají; vody moravských ložisek kamenečných břidlic jsou stopovými prvky velmi chudé, což je přirozeným odrazem chudého zastoupení těchto prvků v samotných kamenečných břidlicích. Kamenečné břidlice Čech jsou již stopovými prvky bohatší; největší počet stopových prvků je však zastoupen v břidlicích thüringenských. Grafické interpretace chemických rozborů vod ložisek kamenečných břidlic jsou uvedeny na obr. 2. Složení vod odpovídá zcela chemismu ložisek (zastoupení sulfidů). Rozbory vod jsou uvedeny v tabulce II.

Tabulka II.

Lokalita	1	2	3	4	5	6
$Na^{\cdot} + K^{\cdot}$	108,1	28,7	—	—	34,—	20,0
$Na^{\cdot}$	nest.	nest.	50,4	14,2	nest.	nest.
$K^{\cdot}$	nest.	nest.	12,2	13,1	nest.	nest.
$Ca^{\cdot\cdot}$	180,4	50,8	202,9	238,2	výpočtem	výpočtem
$Mg^{\cdot\cdot}$	30,6	5,3	34,7	30,4	výpočtem	výpočtem
$Fe^{\cdot\cdot}$	nest.	nest.	422,9	180,4	nest.	nest.
$Fe^{\cdot\cdot\cdot}$	nest.	nest.	176,4	1340,3	500,0	64,4
$Fe^{\cdot\cdot\cdot} + Fe^{\cdot\cdot}$	742,0	107,6	—	—	—	—
$Al^{\cdot\cdot\cdot}$	—	—	210,3	206,4	nest.	nest.
$Mn^{\cdot\cdot}$	nest.	nest.	10,0	0,0	552,0	66,0
$Cu^{\cdot\cdot}$	nest.	nest.	nest.	28,2	nest.	nest.
As	nest.	nest.	nest.	4,3	nest.	nest.
Cl'	nest.	0,0	9,2	0,2	19,0	20,0
SO_4''	4172,3	1105,5	3140,4	4650,2	výpočtem	výpočtem
CO_3''	nest.	0,0	0,0	0,0	96,0	32,0
SiO_3''	29,9	34,2	18,6	29,2	nest.	nest.
PO_4''	nest.	nest.	nest.	34,3	nest.	nest.
Odparek při 180 °C/2 hod.	5138,2	1305,2	4876,0	—	nest.	nest.
Palmerovy indexy:						
S_1	5,0	6,0	4,0	—	—	3,00
S_2	13,0	18,0	20,0	13,0	43,0	71,0
S_3	82,0	76,0	76,0	87,0	57,0	26,0
A_1	—	—	—	—	—	—
A_2	—	—	—	—	—	—
A_3	—	—	—	—	—	—

Vysvětlivky: 1 — Obora u Boskovic, štola
2 — Perná u Boskovic, pramen mezi haldami
3 — Hromice, výtok ze štoly
4 — Sahlfeld (NDR), Vitriolquelle
5 — Chvaletice 1
6 — Chvaletice 2

Literatura: Leutwein F.: Geochemische Untersuchungen an den Alaunschiefern etc., Archiv f. Lagerstättenforschung, Berlin 1951 (analysa č. 4).



Obr. 2.

Poslední dva grafy (a poslední dvě analysy v tabulce II) representují analysy a interpretaci vod ložisek kyzových břidlic ve Chvaleticích. Podstatnými rudními minerály ložiska jsou pyrit, uhličitany a silikáty Fe a Mn. Dále se zde vyskytují fosfáty a oxydy Mn, pyrhotin a alabandin. Ve složení vody se již zřetelně projevuje jako podstatná složka mangan. Stejně se projevuje zvýšený obsah Cu·· a Zn·· ve složení vod ložisek mansfeldských břidlic.

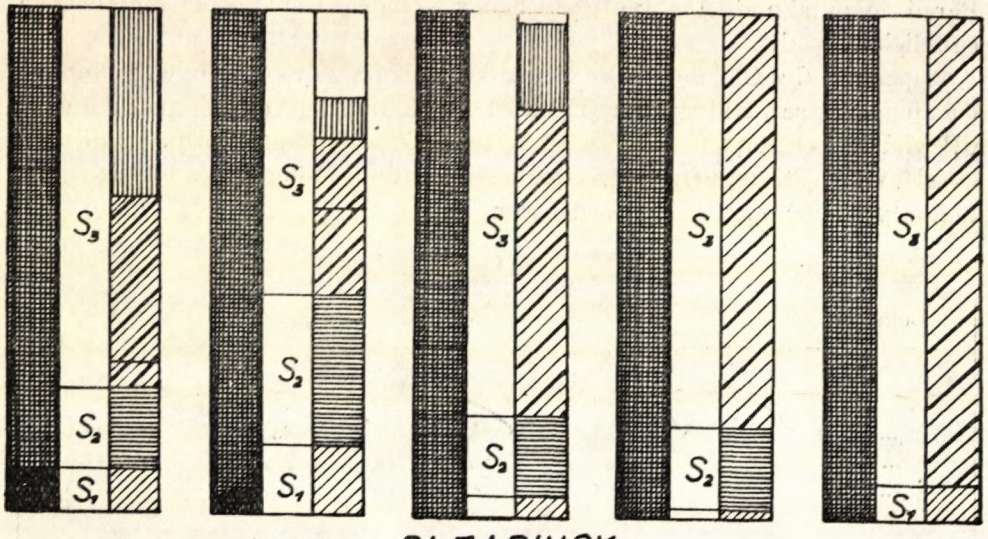
V tabulce III jsou uvedený rozbory vod kyzového ložiska Bljabinského v SSSR (9). Rudní minerály ložiska jsou tvořeny mědinosným pyritem, dále hnědelovými produkty s jarositem, haematitem a limonitem. Charakter vod je ferro-(alumo)- a ferro-sulfátový; měď není v ložisku zastoupena v dostatečném množství — na výsledném charakteru vody se markantněji nepodílí.

Tabulka III.

Lokalita	1	2	3	4	5
			mg/l		
$H^{\cdot}$	5,0	1,9	0,2	nest.	1,3
$Na^{\cdot}$	99,8	96,6	39,5	128,5	191,4
$K^{\cdot}$	5,1	8,2			
$Ca^{\cdot\cdot}$	96,7	180,4	191,0	220,4	122,6
$Mg^{\cdot\cdot}$	51,5	104,6	49,8	239,4	84,7
$Fe^{\cdot\cdot}$	118,4	1927,0	2122,0	12 180,1	808,5
$Fe^{\cdot\cdot\cdot}$	99,0	5,0	5,6	nest.	69,0
$Al^{\cdot\cdot\cdot}$	22,0	169,0	nest.	nest.	27,7
$Mn^{\cdot\cdot}$	1,0	9,0	5,9	24,0	3,6
$Cu^{\cdot\cdot}$	7,0	7,0	9,6	31,0	46,6
$Zn^{\cdot\cdot}$	3,0	8,5	6,2	76,8	8,2
Cl'	45,8	38,6	262,0	22,0	247,1
SO_4'' váz.	1096,0	5268,0	4074,0	22 880,0	3760,0
SO_4'' vol.	236,0	93,0	10,0	nest.	62,0
HCO_3''	—	—	—	—	—
SiO_3''	56,5	47,2	28,1	65,6	82,3
$HAsO_4''$	nest.	1,0	1,0	1,0	stopy
HPO_4''	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.
pH	2,2	2,8	3,6	4,1	2,8
odparek	1831,0	9610,0	8832,0	46 430,0	6540,0
Palmerovy indexy:					
S_1	9,0	14,0	4,0	2,0	7,0
S_2	18,0	30,0	16,0	18,0	—
S_3	73,0	56,0	80,0	80,0	93,0
A_1	—	—	—	—	—
A_2	—	—	—	—	—
A_3	—	—	—	—	—

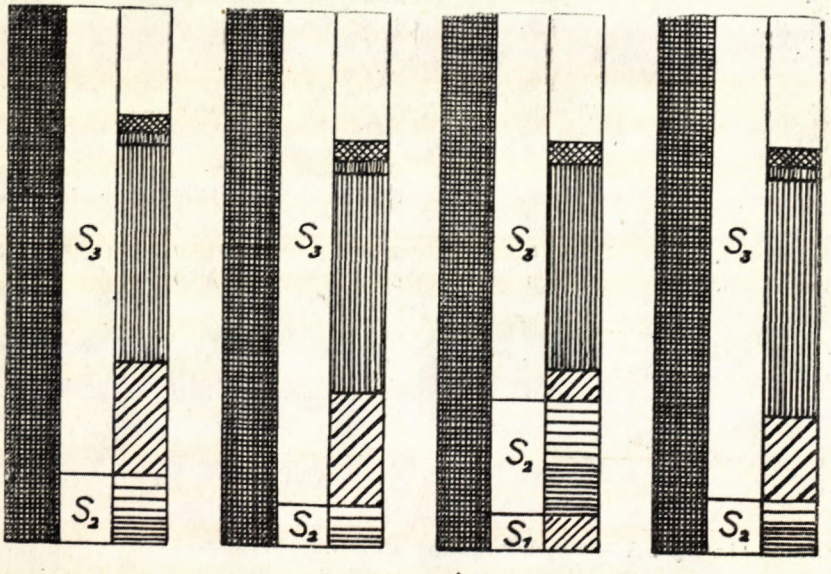
Literatura: viz seznam použité literatury, cit. 9.

V tabulce IV uvádím rozbory vod pyritového ložiska ve Smolníku (viz též obr. 4). Na tomto ložisku vystupuje vedle jiných minerálů též chalkopyrit, sfalerit a galenit; měď a zinek se vyskytuje na ložisku v takovém množství, že se tyto prvky podílejí i na charakteru vod. Na výsledném charakteru



BLJABINSK

Obr. 3.



SMOLNÍK

Obr. 4.

vody se podílí i mangan, který je obsažen v polohách vápenců (až 2,33 % Mn).

Vody podobného složení vyskytují se v celé řadě rudných dolů (Karabašská skupina rudných dolů v SSSR; Levico, Italie; Sacaremb, Rumunsko; Párad, Maďarsko atd.), a tvoří přechod k vodám výslovně polymetalických sulfidických rud.

Případy vod z Chvaletic a ze Smolníku ukazují, že za vhodných podmínek i mangan by se mohl výrazněji podílet na charakteru vod, alespoň dočasně. pH vod ložisek kamenečných a kyzových břidlic je kyselé, příp. velmi silně kyselé, rH positivní, případně velmi silně positivní. Mineralisace vod dosahuje hodnoty 10 000 mg/l, vzácně a dočasně i více.

Tabulka IV.

Lokalita	1	2	3	4
			mg/l	
$Fe^{\cdots}$	549,5	343,5	585,2	590,1
$Al^{\cdots}$	519,6	437,0	559,0	547,0
$Mn^{\cdot\cdot}$	53,8	42,0	67,6	54,5
$Cu^{\cdot\cdot}$	56,5	36,8	59,7	58,7
$Zn^{\cdot\cdot}$	79,6	48,7	100,5	79,1
$Ca^{\cdot\cdot}$	142,1	124,5	106,6	138,0
$Mg^{\cdot\cdot}$	128,8	37,6	88,3	104,5
$K + Na^{\cdot}$	33,8	32,8	25,9	40,6
$H^{\cdot}$				
Cl'	1,9	1,9	1,9	2,3
SO_4''	7226,0	5462,0	7410,5	7533,0
HCO_3	—	—	—	—
PO_4''	st.	st.	st.	st.
SiO_2	90,0	198,0	52,0	37,0
pH	2,5	2,7	2,5	2,7
odparek suš.	11 459,0	8099,0	11 913,0	11 916,0
odparek žíh.	5 008,0	5356,0	4 840,0	4 218,0
S_1	—	—	8,0	—
S_2	13,0	8,0	21,0	10,0
S_3	87,0	92,0	71,0	90,0
A_1	—	—	—	—
A_2	—	—	—	—
A_3	—	—	—	—

Vysvětlivky: 1 — Smolník, přítok u Pech. šachty
2 — Smolník, výtok ze 3. patra
3 — Smolník, přítok na Groskunšt. šachtu
4 — Smolník, přítok u Pech. šachty

Vody ložisek polymetalických sulfidických rud

Vody ložisek polymetalických sulfidických rud nesou v závislosti na chemickém složení ložiska charakter ferro-(kupro)-, ferro-(zinko)-, kupro-(ferro)-, zinko-(ferro)-, kupro- a zinko-sulfátový, příp. i typy jiné; mimo to mezi výše uvedenými typy existuje řada přechodních mezitypů.

Z aniontů jsou ve vodách zastoupeny hlavně sulfáty, z kationtů vedle těžkých kovů i menší množství kovů alkalických zemin. V nepatrném množství bývají zastoupeny i alkálie. Všeobecně tyto vody jsou mnohem vzácnější, než vody ložisek kamenečných a kyzových břidlic. Nikde nevytváří rozsáhlejší zóny. Jejich existence je geograficky i časově značně omezená.

Na obr. 5 jsou vody s obsahem významného množství mědi; jde zde o vody ze Zlatých Hor a pro srovnání i důlní vody z Butte (USA). Ložisko ve Zlatých Horách je tvořeno převážně pyritem, pyrrhotinem, sfaleritem, chalkopyritem a galenitem. Charakter vod je ferro-(alumo-kupro)- až kupro-(ferro-alumo)-sulfátový; voda z Butte má výrazný charakter kupro-sulfátový.

Na obr. 6 jsou znázorněny v grafické interpretaci Palmerově chemické rozbory důlních vod z Kaňku (Kutná Hora) ve srovnání s vodami z Butte a Joplin (USA). Chemické rozbory jsou v tabulce V. Hlavními rudními minerály ložiska na Kaňku jsou sfalerit, arsenopyrit, pyrit, pyrrhotin a j. Vody mají charakter ferro-(zinko)- až zinko-(ferro)-sulfátový. Výrazný typ zinko-sulfátový nebyl zjištěn.

Vznik ložiskových vod uvedených typů, tedy vod ložisek kamenečných a kyzových břidlic a polymetalických sulfidických rud je důsledkem procesu okysličení sulfidů vlivem vzdušného kyslíku a vod bohatých kyslíkem, t. j. vod oxydačního charakteru. Oxydace sulfidů probíhá podle schema:

$$FeS_2 + 7O + H_2O \longrightarrow FeSO_4 + H_2SO_4.$$

Síran železnatý přechází v přítomnosti volného kyslíku v síran železitý:

$$4\,FeSO_4 + 2\,H_2SO_4 + O_2 \longrightarrow 2\,Fe_2(SO_4)3 + 2\,H_2O.$$

Ve slabě kyselých roztocích síran železitý snadno hydrolysuje:

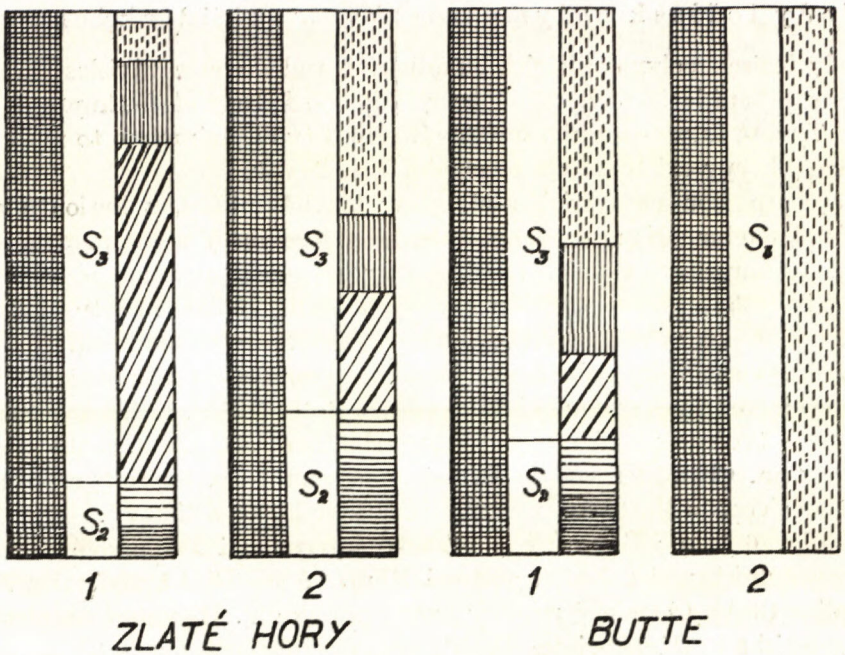
$$Fe_2(SO_4)3 + 6\,H_2O \longrightarrow 2\,Fe(OH)3 + 3\,H_2SO_4.$$

Oxydace chalkopyritu a sfaleritu probíhá dle schema:

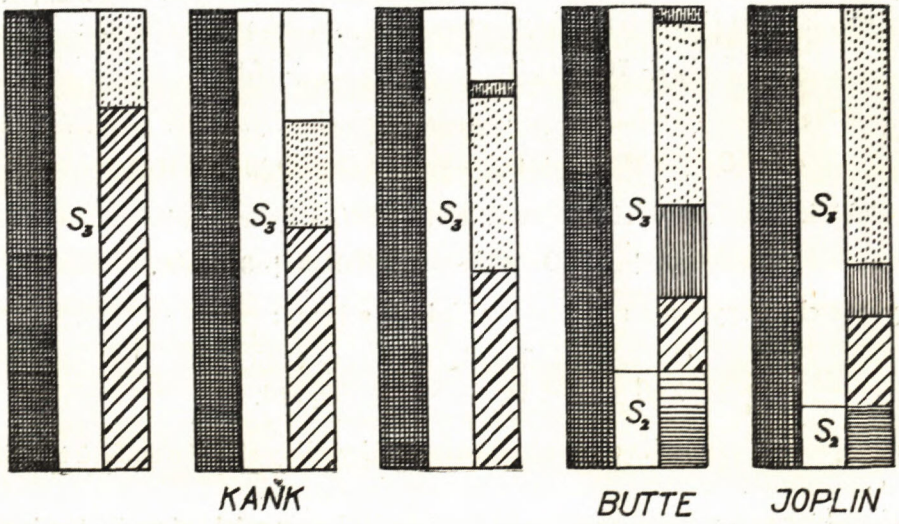
$$CuFeS_2 + 2\,O_2 \longrightarrow FeS + CuSO_4$$
$$ZnS + 2\,O_2 \longrightarrow ZnSO_4 \text{ atd.}$$

Těmito procesy vznikají vody s obsahem volné kyseliny sírové a sulfátů těžkých kovů.

Charakter vod mění se postupně od místa infiltrace výchozí vody. To je závislé na řade podmínek, mimo jiné na charakteru výchozí vody, chemickém


S3
S2
S3
S2
S3
S2
S3
1
2
1
2
ZLATÉ HORY
BUTTE

Obr. 5.


S3
S3
S3
S3
S2
S3
S2
KAŇK
BUTTE
JOPLIN

Obr. 6.

Tabulka V.

Lokalita	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$Na^{\cdot} + K^{\cdot}$	12,2	22,8	—	—	nest.	nest.	nest.	—	—
$Na^{\cdot}$	nest.	nest.	39,6	41,7	nest.	nest.	nest.	39,6	49,9
$K^{\cdot}$	nest.	nest.	13,1	6,8	nest.	nest.	nest.	13,1	0,5
$Ca^{\cdot\cdot}$	28,3	143,2	132,5	307,7	nest.	nest.	nest.	132,5	345,3
$Mg^{\cdot\cdot}$	19,2	54,0	61,6	149,2	nest.	nest.	nest.	61,6	25,2
$Fe^{\cdot\cdot}$	nest.	nest.	nest.	nest.	12 997,0	2 900,0	2 098,0	nest.	nest.
$Fe^{\cdot\cdot\cdot}$	254,8	194,5	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.
$Fe^{\cdot\cdot} + Fe^{\cdot\cdot\cdot}$	—	—	159,8	49,8	nest.	nest.	nest.	159,8	474,6
$Al^{\cdot\cdot\cdot}$	31,5	69,4	83,5	85,2	nest.	nest.	nest.	83,5	142,1
$Mn^{\cdot\cdot}$	nest.	nest.	12,0	13,2	176,0	91,0	49,0	12,0	1,7
$Cu^{\cdot\cdot}$	43,0	454,2	59,1	45 633,2	70,0	4,5	80,0	59,1	3,7
$Zn^{\cdot\cdot}$	nest.	nest.	852,0	411,2	5 815,0	2 230,0	3 030,0	852,0	2412,0
$Cd^{\cdot\cdot}$	nest.	nest.	41,1	—	82,0	19,5	54,0	41,0	9,0
Ni	nest.	nest.	st.	3,5	nest.	nest.	nest.	st.	nest.
Co	nest.	nest.	st.	4,6	nest.	nest.	nest.	st.	nest.
Odparek při 180 °C/2 hod.									
	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.
Cl'	2,8	4,7	13,0	17,7	40,0	41,0	38,0	13,0	2,7
SO_4''	nest.	nest.	2672,0	71 053,3	40 320,0	13 900,0	12 050,0	2672,0	6153,0
CO_3''	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	nest.	nest.	0,0	0,0
SiO_3''	16,5	16,9	47,7	67,4	158,0	115 0	94,0	47,7	107,6
PO_4''	nest.	nest.	nest.	1,5	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.
AsO_4''	nest.	nest.	nest.	nest.	606,0	44,0	295,0	nest.	nest.
Palmerovy indexy:									
S_1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
S_2	16,0	27,0	21,0	—	—	—	—	21,0	13,0
S_3	84,0	73,0	79,0	100,0	100,0	100,0	100,0	79,0	87,0
A_1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
A_2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
A_3	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Literatura: viz seznam použité literatury, cit. 3 (analysa 3, 4, 8, 9).

Vysvětlivky: 1. Zlaté hory, Modrá štola; 2. Zlaté Hory, Modrá štola; 3. Butte, Montana, Důl St. Lawrence; 4. Butte, Montana, Důl Montain View; 5. Kutná Hora, Kaňk; 6. Kutná Hora, Kaňk; 7. Kutná Hora, Kaňk; 8. Butte, Montana, Důl St. Lawrence; 9. Joplin, Missouri, důl Alabama Coon

složení ložiska, charakteru okolních hornin (hlušiny), fysikálně-chemických podmínkách atd. Původní vody, infiltrující do ložiska (kalcium-bikarbonátový typ), mění se v sulfátový (ferro-, zinko-, kupro-, atd.).

Vysoká aktivita kyselých vod způsobuje jejich poměrně značně omezené rozšíření. Se vzdáleností od místa vzniku tyto vody účinkem hornin, se kterými se stýkají, mění opět své chemické složení. Tak na př. stykem s karbonáty hornin vzniká kalcium-sulfátový typ vod, ve zrudněných oblastech hojný:

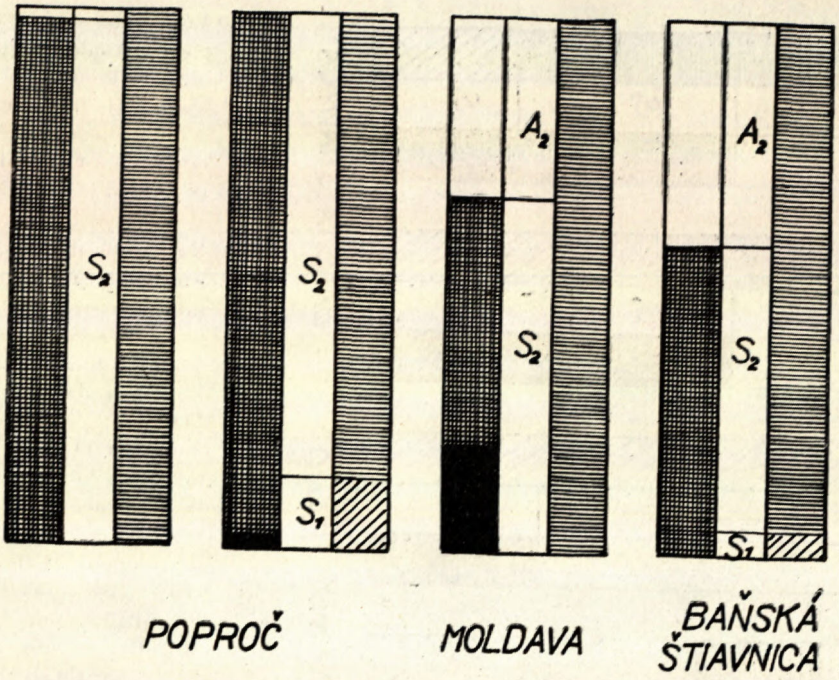
$$CaCO_3 + H_2SO_4 = CaSO_4 + H_2O + CO_2.$$

Tento typ vod je již mnohem stálejší, než předchozí. Grafická interpretace chemického složení kalcium-sulfátových vod zjištěných v některých rudních ložiskách ČSSR je uvedena na obr. 7 (viz též tab. VI). pH vod je kyselé, až velmi silně kyselé, rH oxydační až velmi silně oxydační.

Tabulka VI.

Lokalita	1	2	3	4
$Na^{\cdot} + K^{\cdot}$	stopy	20,0	stopy	14,5
$Ca^{\cdot\cdot}$	172,0	41,0	18,6	152,5
$Mg^{\cdot\cdot}$	68,4	23,5	3,1	63,5
$Fe^{\cdot\cdot}$	0,44	0,44	0,54	0,15
$Mn^{\cdot\cdot}$	4,20	1,0	stopy	0,5
Cl'	7,0	3,0	8,0	4,0
SO_4''	685,0	210,0	26,0	372,0
HCO_3'	20,0	stopy	25,0	353,0
SiO_2	nest.	nest.	nest.	10,5
pH	6,4	6,5	6,4	6,8
Odparek 180 °C/2 hod.				782,0
S_1	—	13,0	—	5,0
S_2	98,0	87,0	65,0	52,0
S_3	—	—	—	—
A_1	—	—	—	—
A_2	2,0	—	35,0	43,0
A_3	—	—	—	—

Vysvětlivky: 1 — Poproč; 2 — Poproč; 3 — Moldava; 4 — Báňská Štiavnica



Obr. 7.

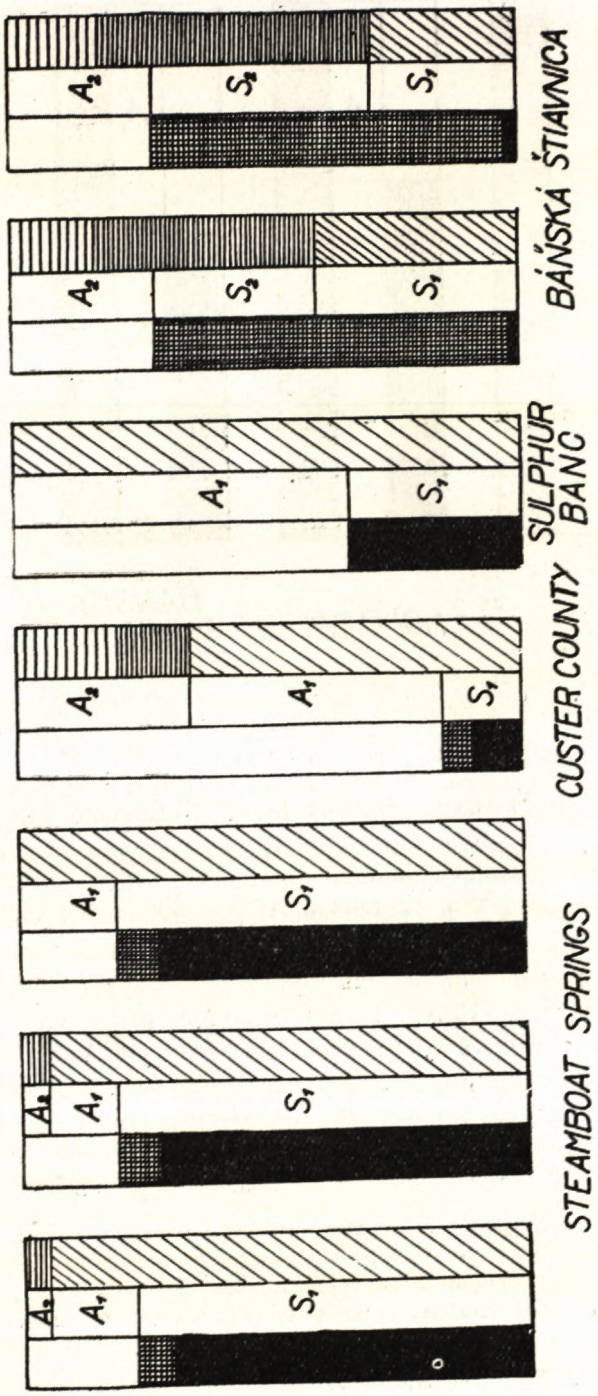
Výskyty vod zvláštního složení

Přítomnost vod zvláštního, pro ložiska sulfidických rud zcela cizího charakteru není tak výjimečná, jak by bylo možno soudit při zběžném studiu rudních vod. Tyto vody náleží většinou typům uvedeným v předcházejícím souhrnu vod rudních ložisek pod $q - u$. Vzhledem k poměru těchto vod k ložisku může jít o vody skupiny 2, případně 3. I když byla jejich přítomnost zjištěna na více lokalitách, povšimneme si blíže pouze vod vyvěrajících v Sulphur Banc a Steamboat Springs (USA) a Baňské Štiavnici; pro srovnání poměrů třeba si povšimnouti i vod vyvěrajících v oblasti Karlových Var.

Sulphur Banc. Vody zde vyvěrající obsahují více než 5000 mg/l rozpustěných anorganických látek. Jejich teplota pohybuje se kolem 80 °C. Z plynových složek je zastoupen CO_2 a H_2S. Vody nesou výrazný charakter natrium-bikarbonátový (natrium-bikarbonáto-chloridový).

Rtuťové ložisko je rozloženo na okrajích rozrušeného naftového terénu a vzniklo díky existenci vod bohatých sirovodíkem; tyto vody jsou typickými vodami naftových ložisek, metamorfovanými vodou infiltrovanou a značným množstvím volného CO_2, který je postvulkanického původu. Rtuť je obsažena i v těchto vodách ve větším množství a z nich se usazuje:

$$Hg^{\cdot\cdot} + H_2S \longrightarrow HgS + H_2.$$



Obr. 8.

Vody nelze v žádném případě pokládat za juvenilní. S rudonosnými roztoky nemají nic společného, ačkoliv jejich existence byla příčinou vzniku ložiska (redukční prostředí atd.).

Steamboat Springs. Na rozdíl od předchozích jsou vody natrium-chloridobikarbonátového typu, s významnějším podílem sulfátů. Z plynů jsou ve vodách obsaženy CO_2, H_2S, N_2 a malá množství O_2, H_2 a Ar. Celkem v oblasti Steamboat Springs vyvěrá asi 50 horkých zřídel. Ve vodě pramene 24 byly zjištěny následující prvky: Si, Al, Fe, Ca, Mg, Ti, Mn, Be, Sr, Ba, As, Sb, Ni, V, Cr, Cu, B, Pb, Ag, Au, Hg, F, K, Li, Cl, a j. Horké páry obsahují rtuť. Některé z křemičitých sedimentů ukládaných prameny obsahují Au, Ag a Sb v takovém množství, které odpovídá koncentraci těchto prvků v těžených rudách; ve značném množství jsou též ukládány Cu, As a Hg. Mineralisace vod pohybuje se v rozmezí 2000—2500 mg/L. Brannock, Fix, Gianella a White (1) se domnívají, že horké slané prameny ve Steamboat Springs jsou vodami magmatickými, zředěnými vodou meteorickou.

Grafické interpretace analys jsou uvedeny na obr. 8, chemické rozbory v tabulce VII.

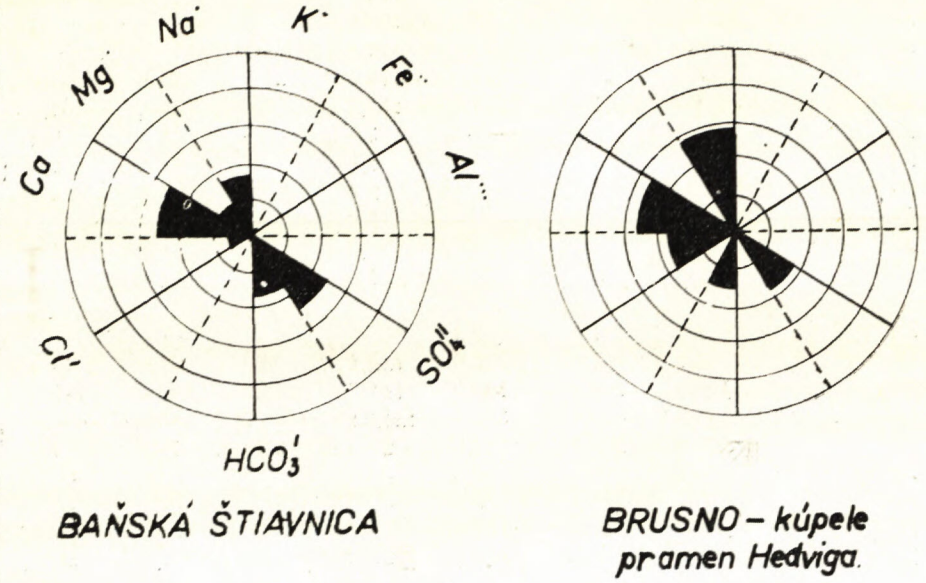
Tabulka VII.

Lokalita	1	2	3	4	5	6	7
$Na^{\cdot} + K^{\cdot}$	—	—	—	—	1754,0	249,0	164,0
$Na^{\cdot}$	606,0	602,0	707,0	719,4	—	—	—
$K^{\cdot}$	56,0	54,0	75,0	198,0	—	—	—
$Li^{\cdot}$	6,0	6,0	7,0	2,8	—	—	—
$Ca^{\cdot\cdot}$	3,9	23,0	12,0	146,4	21,0	221,0	234,0
$Mg^{\cdot\cdot}$	1,0	2,0	1,0	177,6	5,0	43,0	52,0
$Fe^{\cdot\cdot}$	0,1	0,1	0,1	3,5	—	0,2	0,4
$Al^{\cdot\cdot\cdot}$	1,0	1,0	1,0	1,0	—	2,6	2,9
$Mn^{\cdot\cdot}$	—	—	—	0,5	—	0,4	0,5
$Cu^{\cdot\cdot}$	—	—	—	0,2	—	0,2	st.
$Zn^{\cdot\cdot}$	—	—	—	0,3	—	0,25	1,4
$Pb^{\cdot\cdot}$	—	—	—	1,3	—	—	—
F'	1,8	1,6	2,2	—	—	—	—
Cl'	747,0	752,0	949,0	186,4	690,0	14,0	14,5
SO_4''	105,0	106,0	129,0	161,7	16,0	842,0	779,0
$CO_3'' + HCO_3''$	295,0	419,0	312,0	1513,4	1145,0	483,0	405,0
SiO_3''	222,0	205,0	317,0	23,4	37,0	18,0	7,0
ASO_4''	0,7	0,7	2,5	—	—	—	—
SbO_3''	0,2	0,1	0,5	—	—	—	—
B_2O_4''	154,0	158,0	192,0	—	—	—	—
Hg	0,01	0,01	0,01	—	—	—	—
odparek při 180 °C/2 hod.	2047,0	2085,0	2508,0	nest.	5096,0	1542,0	1515,0
Palmerovy indexy:							
S_1	78,0	81,0	81,0	16,0	34,0	40,0	29,0
S_2	—	—	—	—	—	32,0	43,0
S_3	—	—	—	—	—	—	—
A_1	17,0	14,0	14,0	50,0	66,0	—	—
A_2	5,0	5,0	5,0	34,0	—	28,0	28,0
A_3	—	—	—	—	—	—	—

Vysvětlivky: 1 — Steamboat Springs, USA; Hot Well
2 — Steamboat Springs, pramen 33
3 — Steamboat Springs, pramen 27
4 — Custer County, Colorado, USA, Důl Geyser
5 — Sulphur Banc, USA
6 — Baňská Štiavnica
7 — Baňská Štiavnica

Literatura: viz seznam použité literatury, cit. 1 (analysa 1, 2, 3), cit. 3 (analysa 4) a cit. 7 (analysa 5).

Banská Štiavnica. V dolech vyvěrají horké vody natrium-(kalcium)- a kalcium-(natrium)-sulfátového typu (viz obr. 8). Tyto vody jsou smíšené; vznikají smísením vody typu natrium-bikarbonátového s typem kalcium-sulfátovým, resp. stykem natrium-bikarbonátových vod s kyselými rudními vodami. Významné pro genetické úvahy jsou vody v Brusně, které jsou prakticky téhož charakteru, avšak náleží teplotou do skupiny vod chladných. V žádném případě nelze tedy vody v Baňské Štiavnici považovati za

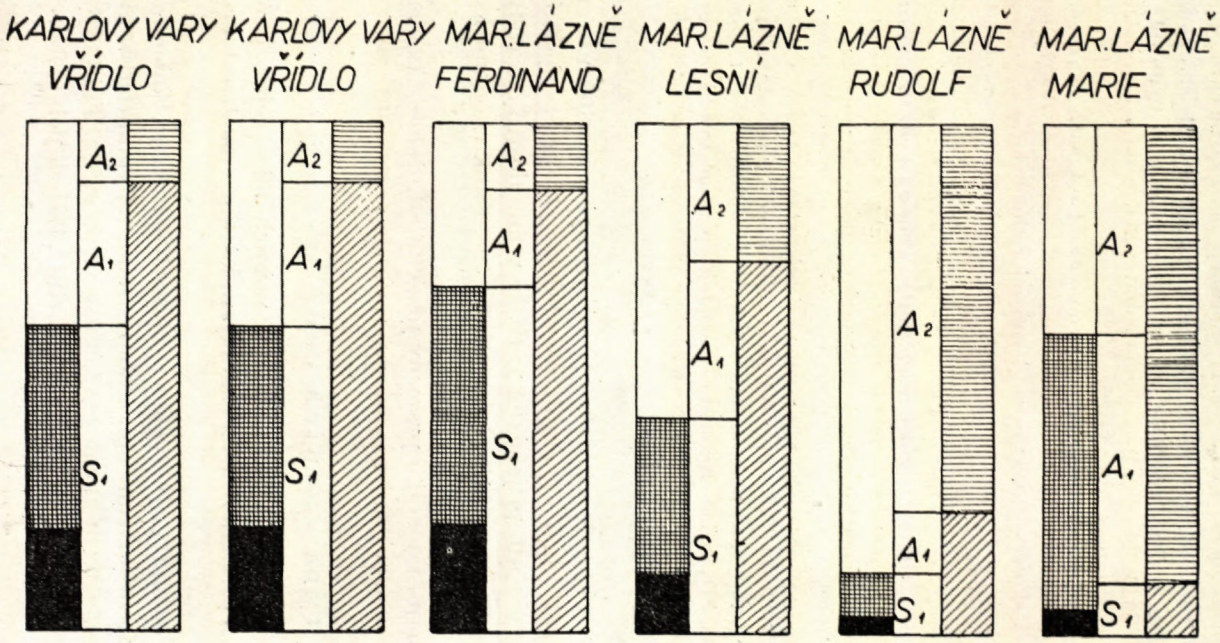


Obr. 9.

juvenilní (obr. 9). Důkazem chodu procesů mísení je přítomnost vod kalcium-sulfáto-bikarbonátového typu v dolech v Baňské Štiavnici (srovnej obr. 7).

Karlovy Vary. Horká zřídla Karlových Var mají charakter natrium-sulfáto-bikarbonátový, s větším množstvím chloridů. Teplota vod pohybuje se v rozmezí 40—73 °C, obsah rozpuštěných anorganických látek dosahuje hodnoty až 6353 mg/l (pramen Vřídlo). Tyto vody dodnes někteří autoři považují za juvenilní. Ve skutečnosti původ těchto vod je stejný jako v Baňské Štiavnici. V případě pramenů v Karlových Varech jde o vody fosilní, původně natrium-bikarbonátového typu, pocházející asi ze sedimentů Českého křídového útvaru. Tyto vody nabyly silně zvýšené teploty prostým sestupem do větších hloubek. Sulfátový charakter získaly smísením s vodami kalcium-sulfátového typu, neb stykem se sulfátonosnými sedimenty. Přesto složka A_1 původních vod je zachována.

Nejuvenilní původ vod je prokázán existencí vod stejného typu jako jsou v Karlových Varech, v Mariánských Lázních. Tyto vody jsou studené, stejně jako karlovarské obsahují značná množství CO_2. V Mariánských Lázních se však vedle těchto vod vyskytují i vody typu kalcium-bikarbonátového a kalcium-sulfáto-chloridového, bohaté volným kysličníkem uhličitým (obr. 10). Existence těchto typů je nepřímým důkazem naznačeného procesu mísení vod. Fosilní původ karlovarských vod je prokázán zvýšeným obsahem J′, Br′ a koeficientem Cl′/Br′, jehož hodnoty jsou < 1000. Průběh mísení,



MINERALISACE	6353,0			3987,0	2505,0	169,9
CO_2 mg/L		395,2	2240,0	2262,0	2054,0	1949,0
T °C	40 – 73 °C		9 – 11 °C			

Obr. 10.

t. j. změny chemismu jsou graficky zobrazeny na obr. 11; schema je založeno na chemismu minerálních vod širší karlovarské oblasti. Natrium-sulfátový typ podléhá dalším změnám, patrně v důsledku procesů iontové výměny mezi vodami a neogenními sedimenty. Minerální voda v Bylanech je typu natrium-magensium-sulfátového, voda v Zaječicích má již výrazný charakter magnesium-sulfátový (25).

Karlovarské prameny mají vydatnost 2809 l/min. a vynesou za 1 rok 9685 t různých solí. Z této sumy připadá 2466 t na SO_4, k jejichž vzniku bylo zapotřebí cca 1540 t FeS_2. Karlovarská zřídla jsou skutečně „nepravými" vodami rudních ložisek. O tom svědčí (vedle řady jiných prvků) přítomnost selenu prakticky ve všech pramenech zřídelní soustavy. Prameny obsahují 1140 mg Se ve 100 t vody; je to sice malé množství, avšak oproti vodě mořské, která obsahuje pouze 400 mg Se ve stejném množství vody jsou zřídla Karlových Var téměř třikrát bohatší. Selen může pocházet pouze z pyritu, Za 1 rok karlovarské prameny vynesou na povrch zemský 16,5 kg Se. Obsah selenu v pyritech ČSSR pohybuje se od 0,0003 do 0,151 %, průměrný obsah (průměr analys 26 vzorků čs. pyritů) činí 0,0046 %.

Vezmeme-li v úvahu průměrný obsah Se v našich pyritech, stačilo by ke vzniku množství ročně vynášeného Se 385 t FeS_2. Je však pravděpodobnější, že Se pochází z pyritu obsahujícího 0,001 % Se. Tato hodnota odpovídá totiž přibližně 1540 t FeS_2 potřebným k vytvoření 2466 t SO_4 ročně. Kvantitativní údaje uvedené výše jsou nejdůležitějším, nikoliv však jediným argumentem svědčícím ve prospěch názoru o karlovarských pramenech, jakožto nepravých vodách rudních ložisek.

Podobně jako v Karlových Varech a Baňské Štiavnici, i v případě Steamboat Springs a Sulphur Banc pokládám minerální vody zde vyvěrající za fosilní, smísené; juvenilní původ vylučují, připouštím však, že v minulosti tyto vody mohly podmíniti svým jistě vysoce redukčním prostředím vznik ekonomicky význ amných akumulací rud.

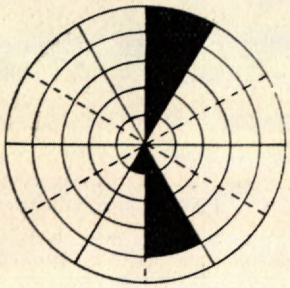
Stejný způsob vzniku mají i minerální prameny jižně linie Lučenec—Levice na Slovensku, významné specifickými asociacemi rudních prvků (13, 20).

Ostatní typy rudních vod

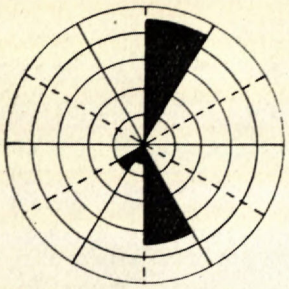
Kromě již diskutovaných typů vyskytují se v rudních ložiskách i jiné, směsné. To je, jak již bylo řečeno, závislé na charakteru ložiska a na charakteru výchozí vody.

Ložiska sideritová mohou mít vody typu ferro-bikarbonátového, kalcium-(ferro)-bikarbonátového, ferro-(kalcium)-bikarbonátového, natrium-(ferro)-bikarbonátového atd. Existence těchto typů je však časově omezena. Tyto typy vod mohou se však též vyskytovati i v některých partiích ložisek polymetalických sulfidických rud.

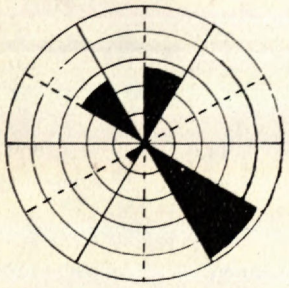
Voda z Podrečan nese charakter magnesium-(kalcium)-bikarbonátový (viz obr. 12). Ložisko je tvořeno magnesitem a dolomitem (jako hlavními složkami). Z vedlejších složek jsou přítomny kalcit, křemen, chloridy, mastek, sericit atd., též pyrit, chalkopyrit a tetraedrit. Na charakteru vod se však uplatňuje pouze chemismus dominujících složek.



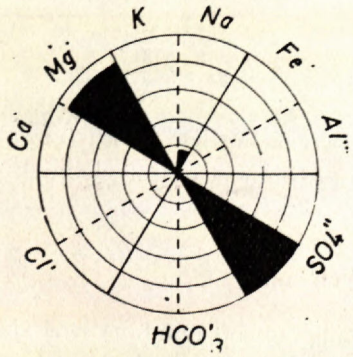
I.
Původní složení
natrium - bikarbonátový typ



II.
Natrium - sulfátový typ
Františkovy lázně, pramen Glauber



III
Přechodový typ
/natrium - magnesium - sulfátový /
Bylany



IV
Magnesium - sulfátový typ
Zaječice

PŘEMĚNA CHEMISMU NATRIUM - -BIKARBONÁTOVÝCH VOD ZÁP ČECH SMÍSENÍM

Obr. 11.

Tabulka VIII.

Lokalita	1	2	3	4
$Na^{\cdot} + K^{\cdot}$	—	—	—	—
$Na^{\cdot}$	28,0	7,3	3,2	nest.
$K^{\cdot}$	—	—	2,3	nest.
$Ca^{\cdot\cdot}$	—	30,3	4,6	430,0
$Mg^{\cdot\cdot}$	1,6	15,3	2,5	342,0
$Fe^{\cdot\cdot}$	36,4	66,8	14,5	0,25
$Fe^{\cdot\cdot\cdot}$	—	—	—	nest.
$Fe^{\cdot\cdot} + Fe^{\cdot\cdot\cdot}$	—	—	—	nest.
$Al^{\cdot\cdot\cdot}$	—	—	0,6	nest.
$Mn^{\cdot\cdot}$	—	9,1	2,6	0,18
Cl'	5,2	67,6	1,8	4,0
SO_4''	6,4	187,0	10,0	13,0
CO_3''	144,6	—	64,9	245,0
SiO_3''	—	25,3	0,7	nest.
Odparek při 180 °C/2 hod.	nest.	nest.	nest.	
Palmerovy indexy:				
S_1	10,0	4,0	12,0	—
S_2	—	50,0	6,0	4,0
S_3	—	46,0	—	—
A_1	36,0	—	—	—
A_2	6,0	—	44,0	96,0
A_3	48,0	—	38,0	—

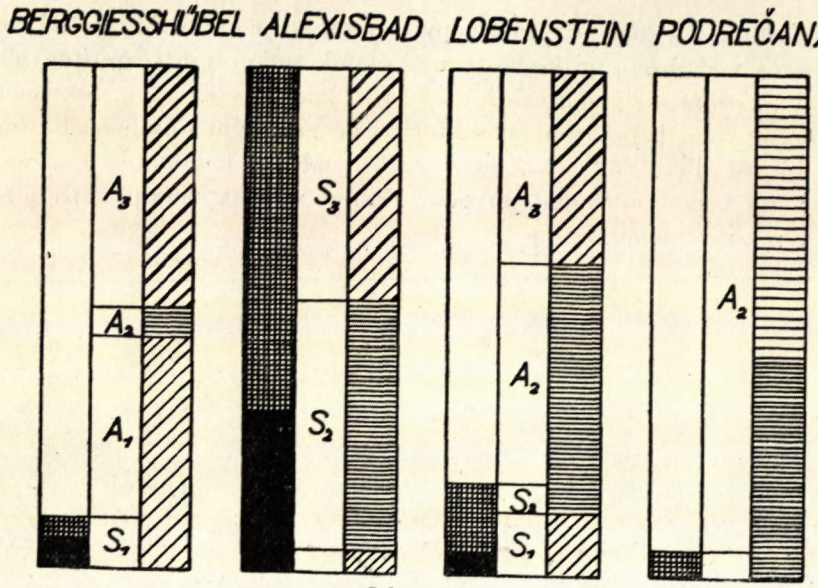
Vysvětlivky: 1 — Berggiesshübel, Friedrichsbrunnen; 2 — Alexisbad, Selkerbrunnen; 3 — Lobenstein, Agnesquelle; 4 — Podrečany, šachta Mier

Literatura: viz seznam použité literatury, cit. 2 (analysa 1, 2, 3).

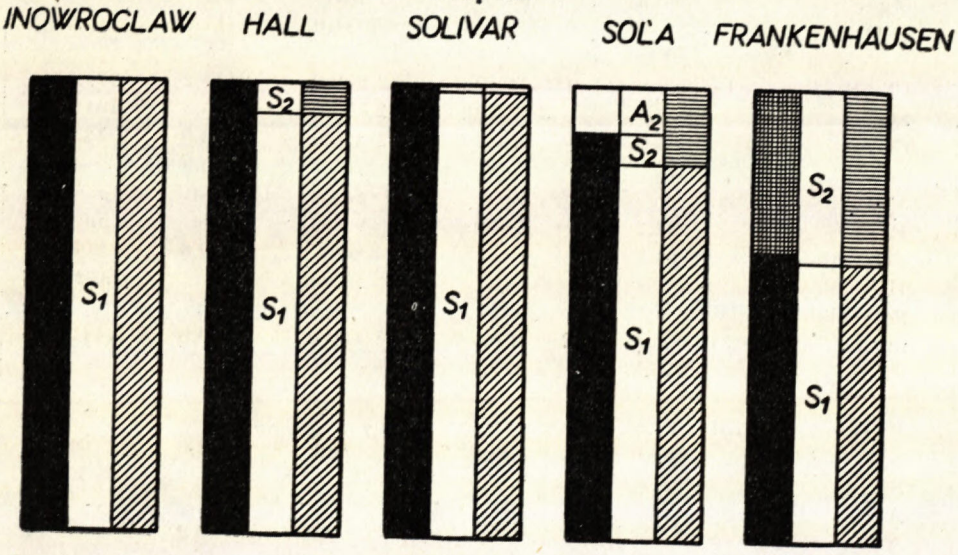
Rudní vody jsou významnými nositeli mnoha vzácnějších prvků (viz obr. 14). Zatím jsme v rudních vodách ČSSR zjistili přítomnost cca 50 chemických prvků.

2. Vody ložisek nerostných solí

Chemické složení vod ložisek nerostných solí je stejně mnohotvárné, jako v případě vod ložisek sulfidických rud. Hlavními složkami vod ložisek nerostných solí jsou komponenty mořské vody.



Obr. 12.



Obr. 13.

Podle genese rozlišujeme v solných ložiskách vody:

a) fosilní: typ kalcium-chloridový,
magnesium-chloridový

b) recentní: natrium-chloridový
natrium-(kalcium)-chloridový
natrium-(magnesium)-chloridový
natrium-(kalium)-chloridový
kalcium-chloridový
magnesium-chloridový
kalcium-sulfátový
kalcium-bikarbonátový
a typy přechodní.

Vody fosilní, t. j. oba uvedené typy, representují reliktní matečné rosoly. Mineralisace vod dosahuje hodnoty až několik set gramů rozpuštěných solí v 1 l vody. Fosilní vody solných ložisek, a to jak vody kalcium, tak i magnesium-chloridového typu jsou charakteristické značným obsahem Br, někdy Ba, Sr, Li atd. Tyto vody však nelze rozlišit od vod kalcium- a magnesium-chloridového typu vadosního původu. Fosilní vody vyplňují větší i menší dutiny v mase solného ložiska.

Tabulka IX.

Lokalita	1	2	3	4	5
$Na^{\cdot} + K^{\cdot}$	—	—	118 556,0	1486,0	—
$Na^{\cdot}$	120 920,0	100 858,0	—	—	1637,0
$K^{\cdot}$	1 086,4	829,0	—	—	23,0
$Ca^{\cdot\cdot}$	769,3	1 232,2	192,0	166,3	798,7
$Mg^{\cdot\cdot}$	280,3	968,4	1 261,0	52,2	58,8
R_2O_3	—	—	31,0	17,6	st.
Cl'	186 580,0	158 314,0	182 999,0	2411,2	2712,0
SO_4''	2 816,4	3 324,0	2 770,0	2465,3	1812,0
CO_3''	34,2	764,2	1 320,0	423,0	125,6
SiO_3''	76,2	nest.	nest.	35,9	4,0
J'	st.	nest.	nest.	nest.	nest.
Br'	37,2	119,9	nest.	nest.	nest.
CO_2 volný	54,2	—	nest.	19,8	203,4
H_2S volný	—	—	nest.	nest.	nest.
Solí celkem mg/L	312 626,5	266 420,0	307 410,0	4229,9	7172,0
Cl'/Br'	5 015,5	1 320,3	—	—	—
Palmerovy indexy:					
S_1	100,0	93,0	98,0	83,6	61,0
S_2	—	7,0	—	6,2	39,0
A_1	—	—	—	—	—
A_2	—	—	2,0	10,2	—

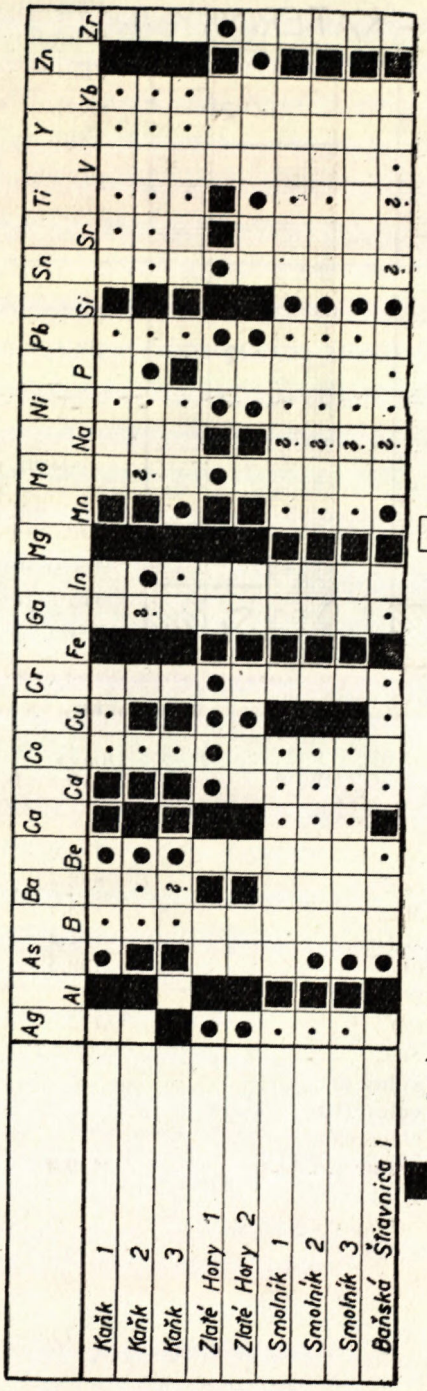
Vysvětlivky: 1 — Inowroclaw (Polsko), natrium-chloridový typ; 2 — Hall (Rakousko), natrium-(kalcium)-chlorid. typ; 3 — Solivar, natrium-chloridový typ; 4 — Soľ, natrium-(kalcium)-chloridový typ; 5 — Frankenhausen (Německo)

Literatura: viz seznam použité literatury, cit. 2 (analysa 5), cit. 15 (analysa 1, 2) a cit. 27 (analysa 3, 4).

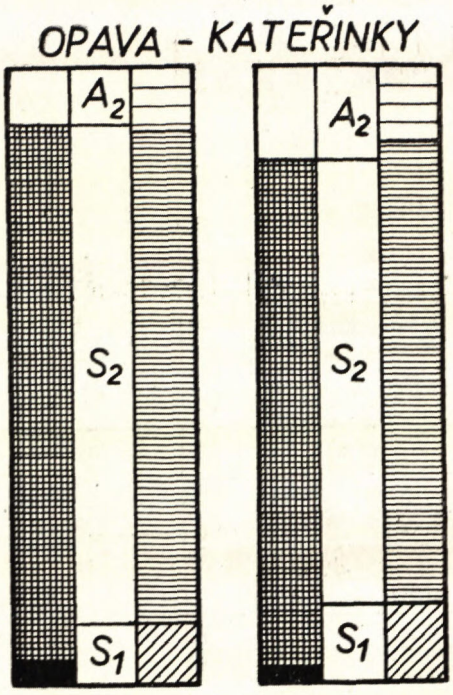
Vody ložisek chloridu sodného

Dominující je charakter natrium-chloridový, též natrium- (kalcium) -chloridový. Mineralisace vod dosahuje několika set gramů rozpuštěných solí v 1 l vody. Vody jsou převážně chladné, jen v některých případech, v oblastech na styku v mladými vyvřelinami jejich teplota je zvýšená. V ložisku soli kuchyňské jsou tyto vody vždy vadosního původu. Pokud se v ložiskách tvořených výhradně kuchyňskou solí vyskytuje typ kalcium- případně magnesium-chloridový, jde o fosilní, reliktní rosoly. Tyto vody jsou pak na rozdíl od uvedených vadosních typů bohaté bromem, stronciem a j. „mořskými" prvky.

V některých případech, ve složení vadosních vod solných ložisek objevují se i větší či menší množství síranů (vápenatého); to v přítomnosti poloh sádrovce v ložiskách. Jinak je složení vod ložisek kuchyňské soli poměrně jednotvárné (obr. 14 — tabulka IX). Existencí solných ložisek je ovlivněn chemismus vod povrchových a z vodonosných horizontů, uložených blízko pod povrchem země.



Obr. 14.



Obr. 15.

Příkladem podobného ovlivnění jsou prameny minerálních vod v Liebenstein (Thüringen). Ve vrchních polohách vyskytují se vody kalcium-bikarbonátového typu, které směrem do hloubky přecházejí ve vody typu natrium-(kalcium)-chloridového.

Kysličník uhličitý přítomný ve vodách je postvulkanického původu, stopové prvky (Cu, Ni, Cd, Co) pochází patrně z meďnatých břidlic (17).

Vody ložisek sádrovce

Jsou charakteru kalcium-sulfátového, někdy též kalcium-sulfáto-bikarbonátového, případně kalcium-bikarbonáto-sulfátového. Malé množství chloridů je vždy ve vodách zastoupeno. Jinak je složení těchto vod velmi jedno-

Tabulka X.

Lokalita	Opava— Kateřinky I	Opava— Kateřinky II
Na· tK·	119,0	110,4
Ca··	882,3	588,2
Mg··	73,4	48,9
R_2O_3	1,2	0,1
Cl′	39,5	24,8
SO_4''	2350,5	1533,7
CO_3''	172,0	344,0
SiO_3''	2,7	,2
volný CO_2	—	77,0
volný H_2S	—	—
Odparek 180 °C/2 hod.	3410,9	2570,4
Palmerovy indexy:		
S_1	8,—	12,6
S_2	85,0	72,8
A_1	—	—
A_2	7,0	14,6

duché; jde o vadosní vody mineralisující v ložisku sádrovce, neb anhydritu. Vody kalcium-sulfátového typu vznikají též v usazených horninách obohacených sádrovcem, neb anhydritem; hojný je tento typ též v ložiskách rudních. Grafická interpretace chemických rozborů vod sádrovcových ložisek ČSSR je na obr. 15, chemické rozbory v tabulce X.

Vody ložisek draselných solí

V ložiskách draselných solí vyskytují se vody všech ve stati 2 uvedených typů, spolu s řadou mezitypů. Složení vod je závislé na složení solného ložiska, resp. na úplnosti evaporačního cyklu. Kromě vadosních (výluhových) vod v ložiskách draselných solí vyskytují se často vody fosilní, kalcium-, neb magnesium-chloridového typu; v tomto případě nelze je však odlišiti od vod výluhových téhož typu (fosilní vody jsou uloženy v dutinách solné masy).

Různosti chemického složení vod ložisek draselných solí Německa jsou dobře patrny z příslušných rejstříků Palmerových indexů (viz tabulku XI). Rozlišují první salinitu natriovou (S_{1n}), kaliovou (S_{1k}), druhou salinitu kalciovou (S_{1c}) a druhou salinitu magnesiovou (S_{1m}). Rejstříky jsou sestaveny v pořadí klesajících hodnot.

Tabulka XI.

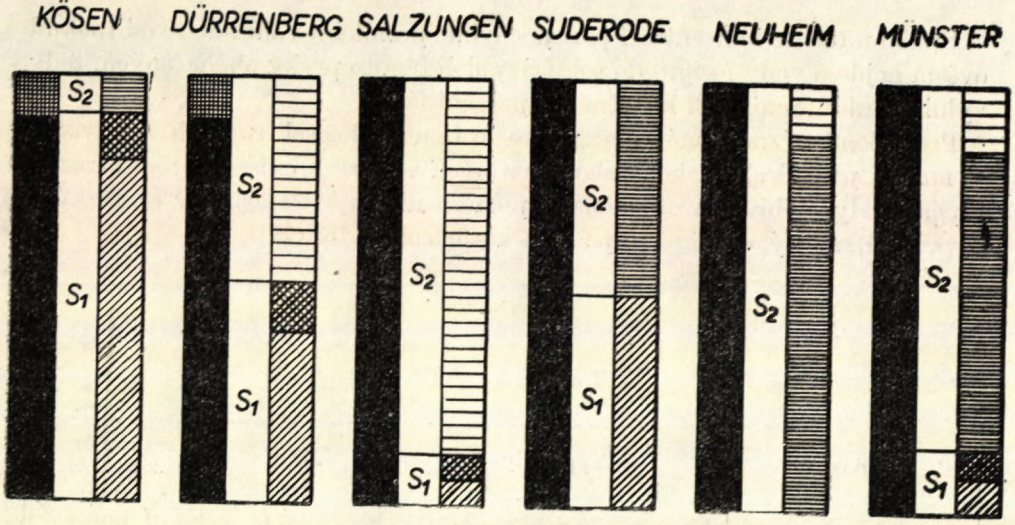
Lokalita	index
Kreuznach 1	$S_{1n}S_{2c}A_2$
Kreuznach 2	$S_1S_{1k}S_{2c}A_2$
Kreuznach 3	$S_{1m}S_{1k}S_{2c}$
Kreuznach 4	$S_{2c}S_{1n}S_{1k}$
Altstaden	$S_{1n}S_{2c}$
Münster a St.	$S_{2c}S_{2m}S_{1m}C_{1k}$
Neustadt	$S_{1m}S_{2m}$
Salzungen	$S_{2m}S_{1m}S_{1k}$

Rozdílnosti v chemismu jsou dobře patrny z tabulky grafických interpretací vod ložisek draselných solí NDR a NSR (obr. 16, tabulka XII).

Typy natrium-(kalcium)-, kalcium-(natrium)-, natrium-(kalium)-, kalcium-(magnesium) kalcium a magnesium-chloridové jsou většinou významnými nositely některých méně běžných prvků, na př. bromu, boru, stroncia, lithia, baria a j. Tyto prvky jsou v některých vodách obsaženy ve značném množství (Tabulka XIII).

Tabulka XII.

Lokalita	1	2	3	4	5	6	7	8
$Na^{\cdot} + K^{\cdot}$	—	—	—	—	—	—	—	—
$Na^{\cdot}$	16 370,0	52 150,0	11 810,0	4 463,0	638,0	9 400,0	14 062,0	27 390,0
$K^{\cdot}$	3 250,0	19 060,0	16 640,0	18,1	—	17 990,0	5 677,0	9 775,0
$Ca^{\cdot\cdot}$	1 116,0	—	638,3	3 668,0	125 500,0	82 560,0	319,5	—
$Mg^{\cdot\cdot}$	183,7	28 570,0	122 800,0	106,1	10 830,0	10 670,0	3 834,0	44 940,0
$Li^{\cdot\cdot}$	—	—	—	—	2 595,0	662,1	—	—
$Sr^{\cdot\cdot}$	—	—	—	—	4 370.0	4 974,0	—	—
stopově zast.	Fe		Fe, Al	Mn	—	Rb, Cs	—	—
Cl'	27 300,0	155 900,0	380 400,0	13 940,0	265 700,0	209 100,0	17 773,0	137 660,0
SO''	4 503,0	28 630,0	13 840,0	—	6 180,0	—	28 066,0	52 330,0
CO_3''	45,0	20,0	—	71,3	—	—	—	—
SiO_3''	nest.	nest.	nest.	0,3	—	—	—	572,0
J'	nest.	80,0	1 230,0	nest.	—	7,0	—	—
Br'	nest.	7 995,0	2 230,0	10,0	1 940,0	13 920,0	3,9	12 570,0
CO_2 volný	nest.	nest.	nest.	167,0	—	—	—	—
H_2S volný	nest.	nest.	nest.	2.8	—	—	—	—
Solí celkem mg/L	52 790,0	292 400,0	549 700,0	22 450,0	417 800,0	349 300,0	69 740,0	285 240,0
Cl'/Br'	—	19,9	175,8	1 394,0	136,9	15,0	4 557,1	10,9
Palmerovy indexy:								
S_1	92,0	54,0	10,0	51,0	100,0	15,0	54,0	29,0
S_2	8,0	46,9	90,0	49,0	—	85,0	46,0	71,0
A_1	—	—	—	—	—	—	—	—
A_2	—	—	—	—	—	—	—	—



Obr. 16.

Tabulka XIII.

Lokalita	Typ vody	mg/L					
		draslíku	lithia	baria	stroncia	bromu	solí celkem
Altstaden	1	1 279,0		1207,0	119,0	0,1	171 200,0
Dürenberg	1	19 060,0				7 995,0	292 400,0
Elmen	1	24 060,0				690,0	344 300,0
Hohensalza	1	26 200,0				1 004,0	
Rothenfelde	1	16 990,0				11 000,0	
Salzungen	1	16 640,0				2 230,0	549 700,0
Dürkheim	2	11 820,0	1369,0		3517,0	1 549,0	653 600,0
Kreuznach	2	13 280,0	914,0		6319,0	5 565,0	309 700,0
Münster a. St.	2	17 990,0	6621,0		4974,0	13 920,0	349 300,0
Münster a St.	2	17 650,0			3601,0	7 476,0	309 700,0
Nauheim	2		2595,0		4370,0	1 940,0	417 800,0

1 = výrazný typ magnesium-chloridový;
2 = výrazný typ kalcium-chloridový

Vysvětlivky: 1 — Kösen (Něm.)
2 — Dürrenberg (Něm.)
3 — Salzungen (Něm.)
4 — Suderode (Něm.)
5 — Neuheim (Něm.)
6 — Münster a St. (Něm.)
7 — Morszyn (SSSR)
8 — Portorose (Ital.)

Literatura: viz seznam použité literatury, cit. 2 (analysa 1—6) a cit. 15 (analysa 7, 8).

Příčinou těchto koncentrací je nepochybně pronikání vadosních vod (pokud ovšem nejde o vody fosilní) do solných poloh těmito prvky obohacených, tedy vyluhování uloženin solí konečné evaporační fáze.

Prospekční význam má, stejně jako je tomu u ložisek rudních, typ vody. V mnoha případech však ložiska draselných solí svoji existenci neprozrazují typem vody nýbrž pouze změnami poměru některých chemicky si blízkých prvků. Příznačný v tomto případě je koeficient Na/K (22).

Tabulka XIV.

Původ	Typ vody	Na/K	Průměr z analys
Vadosní (výluhový)	kalcium-bikarbonátový	3,4	140
	kalcium-sulfátový	3,8	56
	ferro-sulfátový	1,3	5
	ferro-(alumo)-sulfátový	3,4	12
fosilní (naftových ložisek)	natrium-bikarbonátový 1)	22,0	98
	natrium-bikarbonátový 2)	53,0	137
	natrium-sulfátový 3)	66,2	82
	natrium-(kalcium)-chloridový	148,6	52
Vadosní (solných ložisek)	natrium-chloridový a natrium-(kalcium)-chloridový	137,7	136
Vadosní a fosilní ložisek dras. solí	magnesium-chloridový	2,8	6
	kalcium-chloridový	0,9	4

1. neporušený; 2. potlačený; 3. smísený.

Koeficient Na/K mohl by být použit i jako genetický, ovšem hodnoty v tabulce uvedené bylo by nutno prověřit a upřesnit. Dostačuje však plně k prognose na ložiska draselných solí. To ukazuje tabulka XV, sestavená pro různé typy mineralisovaných vod Střední Evropy. Hodnoty pro vody typu natrium-chloridového a natrium-(kalcium)-chloridového jsou průměry pro daný stát (22).

Nejnižší hodnoty koeficientu Na/K se vyskytují ve vodách těch států, které mají bohatá ložiska draselných solí. To se týká především NDR a NSR. V Polsku byla v nedávné době objevena rozsáhlá ložiska draselných solí.

Tabulka XV.

Typ vody	Stát	Na/K	průměr z analys
natrium-chloridový a natrium-(kalcium) chloridový (solných ložisek)	ČSSR	244,1	1
	NDR + NSR	68,7	87
	Rakousko	152,5	7
	Polsko [1]	58,1	10
	Rumunsko	116,7	9

1) včetně části SSSR.

Vody ložisek jiných minerálních solí

Ložiska solí stroncia neskýtají vody specifického složení. Při vyhledávání těchto ložisek možno použít koeficientu Ca/Sr. Stroncium se hromadí do jisté míry ve vodách solných ložisek, v největší míře ve vodách typu kalcium- a magnesium-chloridového. Za příznivého ukazatele přítomnosti solí stroncia možno považovati především kalcium-sulfátový typ vody s hodnotou Ca/Sr $<$ $<$ 30 (tabulka XVI.).

Tabulka XVI.

Typ vody	Ca/Sr	průměr z analys
kalcium-bikarbonátový	334,0	54
kalcium-sulfátový	76,8	28
natrium-bikarbonátový [1]	228,5	36
natrium-bikarbonátový [2]	170,0	54
natrium-sulfátový [3]	202,1	27
natrium-(kalcium)-chloridový (naftový)	120,4	26
natrium-(kalcium)-chloridový (solný)	125,5	137
kalcium-chloridový (solný)	38,5	3
vody moří a oceánů	30,7	
povrchové (říční) vody kolem	200,0	

1. potlačený; 2. neporušený; 3. smísený.

Ložiska solí boru rovněž neskýtají vodám specifického charakteru. Obsah boru ve vodách je však značně zvýšený. Jako prospekční kriterium byl s ús-

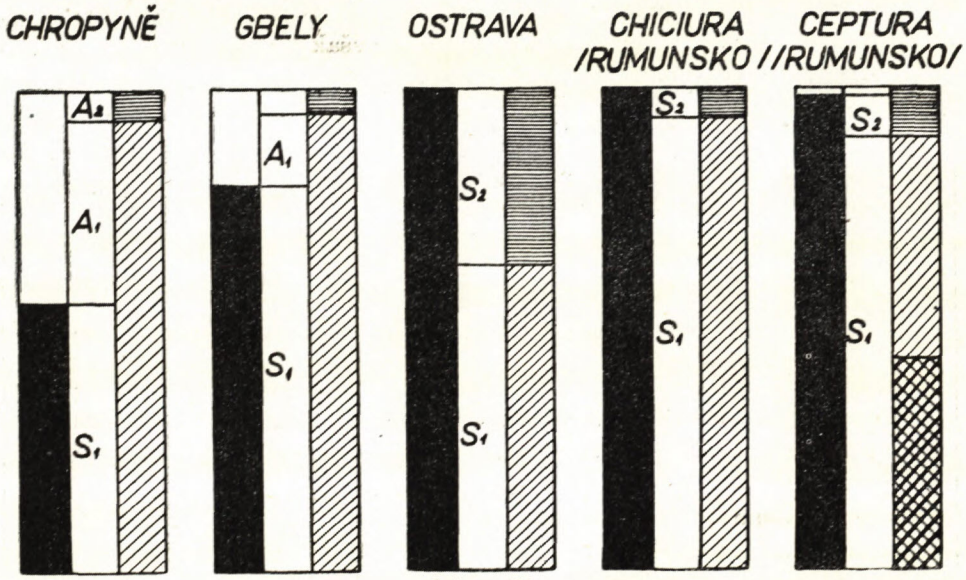
pěchem použit koeficient $H_3BO_3/Br(5)$ a jiné. Mimořádně zvýšený obsah fosforu byl zjištěn ve vodách fosfátových ložisek (14). Podobně ložiska fluoritu atd. nesou vody se zvýšeným obsahem fluoru. Vody specifického charakteru se však na těchto ložiskách nevyskytují.

3. Vody naftových ložisek

V naftových ložiskách vyskytují se následující typy mineralisovaných vod: natrium-bikarbonátový (natrium-chlorido-bikarbonátový, natrium-bikarbonáto-chloridový), kalcium-chloridový (natrium-(kalcium)-chloridový), magnesium-chloridový (natrium-(magnesium)-chloridový). Názvy mimo závorky jsou termíny obecně v naftové hydrochemii užívané. V závorkách jsou uvedeny názvy dle naší nomenklatury (26).

Dosti častý je i výskyt typu natrium-sulfátového (natrium-chlorido-sulfátového) a ve specifických případech i typ natrium-(kalium)-chloridový resp. kalium-(natrium)-chloridový. Mineralisace vod se pohybuje od několika set mg/L do několika desítek gramů rozpuštěných solí v 1 L vody.

Grafická interpretace chemického složení různých typů naftových vod je uvedena na obr. 17, chemické rozbory v tabulce XVIII.



Obr. 17.

Uvedené typy samy o sobě však nejsou plně spolehlivými ukazateli naftonosnosti, neboť na př. typ natrium-chlorido-sulfátový a natrium-sulfáto-chloridový se vyskytuje v oblastech rozvoje kyselých vyvřelých hornin, typ natrium-(kalcium)- a natrium-(magnesium)-chloridový v ložiskách sodných

a draselných solí atd. Proto k přesnějším závěrům genetickým a prospekčním používame řady ukazatelů, které podle významu lze rozdělit do následujících skupin:

a) *ukazatele přímého významu* (složky vod, které pochází přímo z nafty: rozpuštěné bitumeny, jod, amonium, vanadium a j.);

b) *ukazatelé nepřímí*: složky vod, které sice nepochází přímo z nafty, které však přesto tak, či jinak s výskytem nafty, resp. s existencí podmínek příznivých pro zachování naftových ložisek souvisejí. Tyto ukazatelé možno opět rozdělit do dvou skupin:

1. produkty chemických reakcí mezi naftou a solemi rozpuštěnými ve vodě: HS' a ostatní redukované formy síry, bikarbonát sodný atd.;
2. složky typické pro vody naftových ložisek, avšak vznikající nezávisle na naftě: brom, chlorid vápenatý;

c) *ukazatelé doplňkoví* (složky, které jsou stálou součástí vod a slouží k jejich doplňující charakteristice, které však dosud nemají a patrně ani nebudou mít význam ukazatelů přímých, ani nepřímých): bor, barium, stroncium, lithium, fluor, radium, uran atd.;

d) *ukazatelé negativního významu*: NO_3', NO_2, a kyslikaté formy některých kovů (železa). Tyto složky svojí přítomností naznačují existenci podmínek nepříznivých pro zachování naftových ložisek, avšak přesto nevylučují možnost existence ložisek nafty, přidružených k daným vodám.

Vody naftových ložisek jsou obvykle velmi chudé těžkými kovy. Neporušené vody naftových ložisek obsahují vedle železa jen stopová množství Cu a Mn, dosti často též Ni, V a Ag. Vody v oblastech na styku s mladými vyvřelinami, resp. zrudněnými zonami obsahují někdy řadu prvků v typicky rudních asociacích. V takových případech jsou vody obvykle bohaté volným kysličníkem uhličitým.

V neporušených naftových vodách dominující složkou plynového složení je methan a vyšší uhlovodíky.

Stykem vod natrium-chlorido-bikarbonátového, neb natrium-bikarbonáto-chloridového typu se sulfátonosnými sedimenty (sedimenty bohatými sádrovcem, neb anhydritem) vzniká typ natrium-sulfátový, natrium-chlorido-sulfátový, resp. natrium-sulfáto-chloridový.

Natrium-(kalium)- a kalium-(natrium)-chloridový typ vody je v naftových ložiskách výjimečným zjevem. Ve střední Evropě byly tyto typy zjištěny pouze v Rumunsku (12). Vysoký obsah draslíku (až 15 g/l) pochází z reliktů někdejších uloženin draselných solí. Podobně je tomu ve východní části Francie (Hornorýnská nížina), kde některé naftové vody jsou rovněž mimořádně bohaté draslíkem, pocházejícím z ložisek draselných solí (18).

Složení naftových vod mění se v daném horizontu s přibývající vzdáleností od výchozu horizontu na povrchu země. Lze rozlišiti např. následující změny

chemismu vody: HCO_3—SO_4—Ca —→ SO_4—HCO —Ca —→ SO_4—Ca—Na —→ SO_4—Na—Ca —→ SO_4—Cl—Na —→ Cl—SO_4—Na —→ Cl—Na—Ca (se sulfáty a sirovodíkem) —→ Cl—Na—Ca (bez sulfátů). Pochopitelně ke změnám dochází i v celém vertikálním profilu ložiska; téměř každý vodonosný horizont je charakterisován specifickým složením vod. Na tomto principu jsou založeny korelační (srovnávací) metody naftové praxe.

Vody naftových ložisek pokládáme dnes za vody fosilní, odvozené od vody mořské a pozměněné řadou přeměnných etap.

Významným genetickým ukazatelem je koeficient Cl′/Br′, pomoci kterého můžeme rozlišit vody naftové (či lépe: fosilní vody marinního původu všeobecně) od vod ložisek minerálních solí (viz tabulku XVII).

Tabulka XVII.

Původ vody	Geochemický typ vody	Cl/Br	Průměr z analys
Vody naftových ložisek	natrium-bikarbonátový 1)	293,2	79
	natrium-sulfátový 2)	329,4	10
	natrium-bikarbonátový 3)	356,7	47
	natrium-(kalcium)-chloridový	281,3	37
Vody ložisek sodných solí	natrium-(kalcium)-chloridový	3391,4	68
Vody ložisek draselných solí	kalcium-chloridový	58,5	4
	magnesium-chloridový	41,8	5
	mořská voda	292,0	
	eruptivní horniny	196,0	

1. neporušený; 2. smísený; 3. potlačený.
(Sestaveno na základě hodnot pro vody Střední Evropy [22]).

Vody naftových ložisek mají poměr Cl/Br vždy <1000, obvykle kolem 292; vody solných ložisek mají hodnoty tohoto poměru vždy >1000, v průměru kolem 3000. Při genetických úvahách nutno vzít vždy v úvahu typ vody, neboť některé vody ložisek draselných solí mají mimořádně nízké hodnoty uvedeného poměru.

Nejtypičtějšími složkami naftových vod jsou jod a brom; tyto prvky se vyskytují v naftových vodách v takovém množství, že jsou předmětem těžby (jod hromadí se ve zvýšeném množství pouze ve vodách naftových). Obsahy obou prvků v naftových a v minerálních vodách naftového původu jsou uvedeny v tabulce XIX.

Tabulka XVIII.

Lokalita	1	2	3	4	5
$Na^{\cdot} + K^{\cdot}$	1101,6	2770,0	6 499,0	—	—
$Na^{\cdot}$	—	—	—	71 929,0	10 900,0
$K^{\cdot}$	—	—	—	165,0	16 050,0
$Ca^{\cdot\cdot}$	34,1	134,3	1 275,0	3 616,5	2 330,0
$Mg^{\cdot\cdot}$	15,8	nest.	1 155,0	150,5	stopy
R_2O_3	8,0	nest.	33,2	nest.	nest.
Cl'	1017,0	3641,0	15 556,9	120 328,0	34 300,0
SO_4''	4,1	0,8	49,3	135,7	—
CO_3''	599,0	726,0	48,7	70,7	—
SiO_3''	28,9		22,2	nest.	nest.
J'	0,7	26,0	62,0	9,6	1,4
Br'	2,3	17,5	92,5	nest.	nest.
CO_2 volný	30,8	nest.	39,5	nest.	nest.
H_2S volný	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.
Odparek při 180 °C/2 hod.	2568,0	7295,6	26 548,4	nest.	62 960,0
Palmerovy indexy:					
S_1	56,8	81,0	64,0	94,0	90,0
S_2	—	—	35,6	6,0	10,0
A_1	37,8	13,8	—	—	—
A_2	5,4	5,2	0,4	—	—

Vysvětlivky: 1 — Chropyně 4 — Chiciura (Rumunsko)
2 — Gbely 5 — Ceptura (Rumunsko)
3 — Ostrava

Literatura: viz seznam použité literatury, cit. 12 (analysa 4, 5).

Tabulka XIX.

Lokalita (pramen)	I mg/L	Br mg/L
Vody naftových ložisek ČSSR (těžených)	až 50	až 200
Ostrov Jáva	až 150	
Ceptura (Rumunsko)	50— 60	
Verchne-Čusovskij rajon (SSSR)	100—120	
Darkov	26,95	86,0
Číz	58,80	71,4
Smilno	35,00	61,5
Soshartyani (Maďarsko)	93,50	112,0
Baku (SSSR)		100—300
Išimbaj-Krasnokamsk (SSSR)		500—800

4. Vody ložisek uhlí

V kameno- i hnědouhelných dolech vyskytují se vody různých geochemických typů. Většina vod však s ložisky uhlí nemá nic společného. Rozmanitosti chemismu vod uhelných ložisek souvisí s existencí dvou protikladných přírodních prostředí: oxydačního (ve vrchních částech) a redukčního (v hloubce).

V OKR změny chemismu vod od povrchu do hloubky jsou charakterisovány typovou řadou: kalcium-bikarbonátový —→ kalcium-sulfátový —→ natrium-sulfátový —→ natrium-bikarbonáto-chloridový —→ natrium-kalcium-chloridový typ (21). Ve vrchních horizontech infiltrující povrchové vody kalcium-bikarbonátového charakteru, bohaté kyslíkem, oxydují sulfidy a síru organických látek za vzniku kyseliny sírové a sulfátů. Procesy jsou analogické ložiskům sulfidických rud. Vzniklé vody jsou kyselé reakce, sulfátového charakteru a bohaté sloučeninami železa. V této fázi existence vody nesou charakter podobný charakteru vod ložisek kamenečných a kyzových břidlic.

Neutralisací kyselých vod karbonáty kalcia dochází ke vzniku kalcium-sulfátového typu. Takový je tedy charakter pravých vod uhelných ložisek.

V hlubokých partiích ložisek vyskytují se vody různých typů (viz výše uvedenou řadu). Tyto vody však uhelným ložiskům nenáleží; ve většině případů jde o fosilní vody různého stáří a původu a o vody smísené (typ natrium-sulfátový). Fosilní vody mohou být mořskými, neb typickými vodami naftovými; vody OKR (natrium-bikarbonátového, natrium-bikarbonáto-chloridového a natrium-kalcium-chloridového typu) náleží k fosilním vodám marinního původu a jsou naftového typu.

Podobný chemismus a analogická vertikální zonálnost vod jako v OKR existuje v Doněckém basinu (11), v Ruhrské pánvi i v belgických uhelných rajonech. Podobně v Saarsku, v oblasti Cách (Aachen) atd. (16).

Vody Poruří obsahují značné množství Ba (až 2000 mg/l) a Fe (i několik g/l). Některé z těchto vod, t. j. jejich solný obsah, mohou pocházeti ze solných ložisek Zechsteinu, jiné náleží zřejmě vodám fosilním.

Podobně jako v naftových ložiskách i zde možno vod využíti ke korelačnímu studiu (hydrochemická stratigrafie). (Změnami chemismu vod od povrchu do hloubky, zabýval se u nás hlavně J. J a n á k : Geologické práce, Zprávy 15, Bratislava, 1959; pro podrobnější studium odkazuji na tuto práci.)

5. Vody ložisek radioaktivních surovin

V posledních letech ve spojitosti s hydrogeochemickými metodami vyhledávání uranových ložisek byl získán rozsáhlý materiál o obsahu radioaktivních prvků ve vodách. Ložiska radioaktivních prvků neskýtají vod specifických geochemických typů. Vody těchto ložisek liší se od obdobných typů

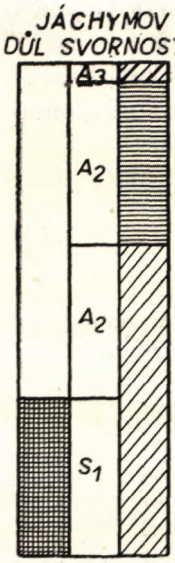
pouze zvýšeným obsahem radioaktivních prvků a produktů jejich rozpadu. Chemické složení vod ložisek radioaktivních surovin značně kolísá. [Tabulka XX; jde o mezní hodnoty obsahu složek ve vodách v oblasti ložisek v Montaně (F i x P. F.: Proc. of the internat. conf. pacef. uses of atomic energy, New York 1956)].

Vody ložisek radioaktivních prvků dělíme na vody oxydační zóny ložisek *hydrothermálního* a ložisek *sedimentárního* původu.

Tabulka XX.

Složka	Maximální obsah	Minimální obsah
U (ppb)	5.300	$<0{,}02\pm$
Fe (ppm)	2.310	$<0{,}1$
Ca (ppm)	1.190	0,6
Mg (ppm)	1.520	0,1
Na (ppm)	13.400	0,3
K (ppm)	1.100	0,1
HCO_3'' (ppm)	2.630	0,0
SO_4'' (ppm)	8.820	0,7
Cl' (ppm)	25.000	0,1
celkem rozpušť. látek .	42.200	23,0
pH	9.3	2,5

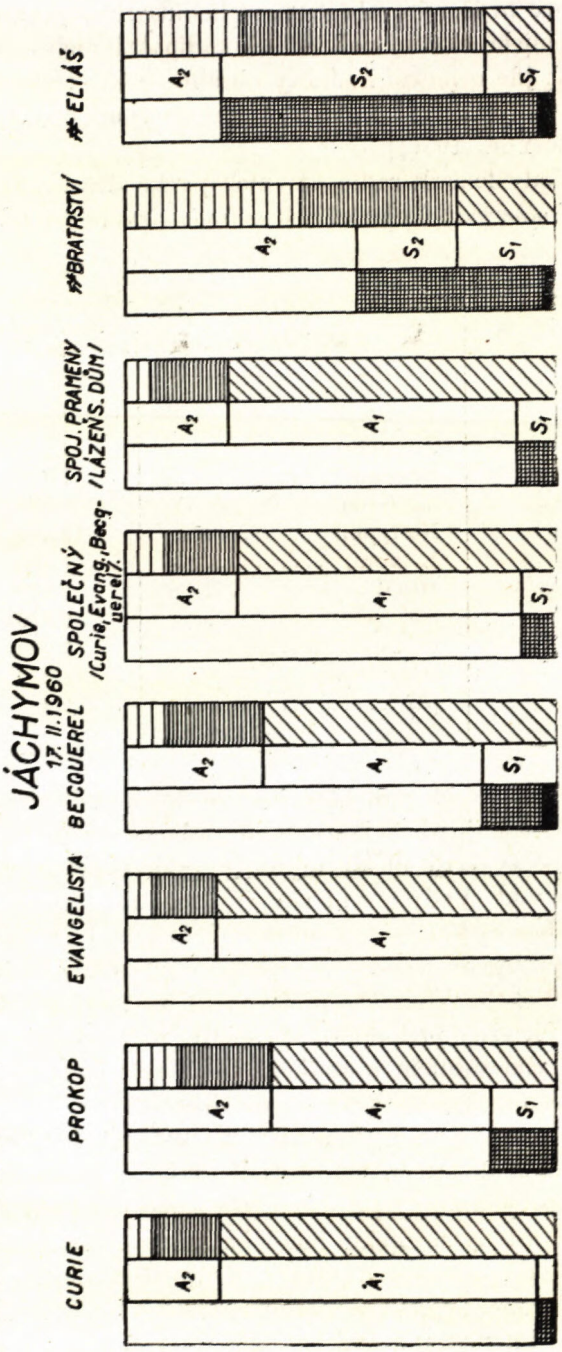
Obsah všech radioaktivních prvků v těchto vodách je silně zvýšený; obsah Rn dosahuje až 50 000 emanů, radia až $9 \cdot 10^{-9}$ g/l. Charakteristický je abnormálně zvýšený obsah uranu, nevyskytující se v žádném jiném typu přírodních vod. Vody první skupiny mohou mít různou teplotu (v závislosti na hloubce cirkulace), chemický charakter i mineralisaci. Hypogenní minerály uranu bývají většinou doprovázeny sulfidy, jejichž oxydací nabývají vody specifického charakteru. Kyselost vod (volná H_2SO_4 bývá v takových případech vždy přítomna) způsobuje rozpouštění uranových minerálů a obohacení vod uranem a radiem. Uran se v těchto vodách vyskytuje ve formě sloučenin typu UO_2SO_4. Vedle těchto typů se v uranových ložiskách mohou vyskytovat i vody kalcium-bikarbonátového typu. Může docházet k mísení vod a k dodatečnému srážení uranu. Vysoká sulfátovost vod a přítomnost barytových žil v horninách (též sloučenin Fe a Mn) má za následek adsorbci radia a tedy snižování jeho obsahu ve vodě. Zvláštnosti radiochemického složení vod uranových ložisek hydrothermálního typu jsou určovány v prvé řadě mineralogickým složením ložiska, obsahem radioaktivních prvků v rudách, intensitou a charakterem procesů větrání atd. Kolem ložiska vytvářejí podzemní vody charakteristickou aureolu rozptýlení radioaktivních prvků.



Obr. 18.

Kompletních chemických rozborů vod uranových ložisek existuje velmi málo. Jako příklad uvádím v tabulce XXI analysu vody z dolu Svornost v Jáchymově. Grafická interpretace je na obr. 18. V tabulce XXII jsou novější chemické rozbory vod ložisek radioaktivních surovin (viz též obr. 19).

Vody oxydační zóny uranových ložisek sedimentárního typu, (uranonosných břidlic, uhlí, urano-vanadových rud, atd.) mají v závislosti na podmínkách cirkulace, složení hornin a stupni jejich promytosti (vyloužení) různý chemic-



Obr. 19.

ký charakter a různou mineralisaci. Charakter vod od kalcium-bikarbonátového typu až po vody natrium-kalcium-chloridové, mineralisace od desítek mg/l do desítek g/l.

V ložiskách urano-vanadových rud vyskytují se vody kalcium-bikarbonátového typu, ale byly zde zjištěny i vody natrium-chloridového typu, dokonce i vody naftového průvodu s vysokým obsahem sirovodíku (v bituminosních vápencích). Tato ložiska vyskytují se obvykle v aridních oblastech.

Vody ložisek uranonosných uhlí mají jiný charakter. Jsou to převážně vody sodno-vápenato-síranového typu s mineralisací v rozmezí 2—5 g/l, vznikající oxydací pyritu, rozpouštěním druhotného sádrovce a výměnnými reakcemi mezi vodami a horninami.

Pro ložiska uranonosných břidlic jsou charakteristické vody kalcium-bikarbonátové typu, někdy se zvýšeným množstvím sulfátů (intensivní cirkulace vod).

Obsah radioaktivních prvků ve vodách sedimentárních ložisek je značný. V případě uranu činí až $7{,}5 \cdot 10^{-3}$ g/l, v případě Ra $2{,}2 \cdot 10^{-9}$ g/l. Obsah Rn obvykle nepřevyšuje hodnotu 200—300 emanů, výjimečně až 3000 emanů.

Tabulka XXI

mg/l			
$Na^{\cdot} + K^{\cdot}$	231,8	HCO_3	277,0
$Ca^{\cdot\cdot}$	87,8	SiO_2	45,5
$Mg^{\cdot\cdot}$	8,3	CO_3''	150,9
$Fe^{\cdot\cdot}$	15,9	NO_3''	1,0
$Mn^{\cdot\cdot}$	0,8	S_1	30,0
$Al^{\cdot\cdot\cdot}$	2,7	A_1	32,0
Cl'	6,1	A_2	32,0
SO_4''	228,6	A_3	6,0

Zóna cementace a prvotních rud hydrogeologicky odpovídá zóně nasycení podzemních vod a hydrodynamicky zóně ztížené a vzácněji i velmi ztížené vodovýměny. V takových podmínkách vznikají vody obohacené Ra a Rn. Redukční prostředí je příčinou špatné migrační schopnosti uranu.

6. Využití vod ložisek nerostných surovin

Vody ložisek nerostných surovin mají mimořádný význam pro řešení celé řady úkolů aplikované geologie; lze jich využít při prospekci, dále pro účely stratigrafické, srovnávací i tektonické. Studiem chemismu vod možno zjistit přítomnost ložiska a vymezit jeho rozlohu atd.

Všechny typy vod ložisek nerostných surovin slouží od pradávna k léčebným účelům (balneologický význam chemismu) jako vody minerální (mineralisované).

Tabulka XXII.

Lokalita	1	2	3	4	5	6	7	8
$Na^{\cdot} + K^{\cdot}$	146,9	105,0	129,1	107,6	123,9	133,8	32,3	20,8
$Ca^{\cdot\cdot}$	22,1	28,6	20,8	29,4	22,5	27,0	43,8	63,0
$Mg^{\cdot\cdot}$	6,9	11,1	5,9	8,4	8,9	5,7	30,8	19,8
$Fe^{\cdot\cdot}$	0,2	0,6	0,6	0,3	3,3	0,2	0,7	2,8
$Mn^{\cdot\cdot}$	0,07	0,09	0,04	0,1	0,1	0,1	—	1,3
$Cu^{\cdot\cdot}$	st.	st.	—	st.	0,01	—	0,01	0,1
$Zn^{\cdot\cdot}$	0,05	0,04	0,04	0,05	0,06	0,03	0,05	0,7
Cl'	4,6	3,8	3,14	5,6	3,8	3,9	4,3	6,9
SO_4''	9,4	46,2	4,73	47,3	22,8	27,5	127,7	201,1
HCO_3''	474,0	358,0	426,0	349,0	409,0	426,0	206,6	79,6
SiO_2	53,4	34,6	49,4	57,2	52,8	62,6	26,1	23,8
Palmerovy indexy:								
S_1	4,0	15,0	—	17,0	8,0	10,0	22,0	16,0
S_2	—	—	—	—	—	—	23,0	61,0
A_1	74,0	51,0	80,0	52,0	66,0	66,0	—	—
A_2	22,0	34,0	20,0	31,0	26,0	24,0	55,9	23,0

Vysvětlivky: 1 — Jáhymov, pramen Curie (12 patro dolu Svornost)
2 — Jáchymov, pramen Prokop
3 — Jáchymov, pramen Evangelista
4 — Jáchymov, pramen Becquerel
5 — Jáchymov, pramen Společný
6 — Jáchymov, Spojené prameny
7 — štola Bratrství
8 — štola Eliáš

Konečně vody ložisek nerostných surovin jsou samy o sobě významnou nerostnou surovinou. Rudní vody byly již před staletími využívány jako zdroj barevných hlinek (hydroxydů) a „kamenců" (síranů). Dnes lze některých využíti jakožto zdroje některých kovů (Zn, Cu). V budoucnosti budou vody rudních ložisek nepochybně využívány jako zdroj Cd, Be, In, Y, Yb, Ge, Ga, Ni a j. prvků.

Zásoby vod jsou v některých rudních ložiskách obrovské. Tak např. celkové zásoby vod ve stařinách dolů na Kaňku u Kutné Hory odhaduje J. Havliček na 400 000 m^3. Voda obsahuje v průměru 43,9 g/l pevných látek, z toho 12 100 mg/l železa, 858 mg/l arsenu, 271 mg/l mědi, 206 mg/l zinku a 51,8 mg/l kadmia. Spektrální analysou odparků byl v některých vzorcích zjištěn obsah Ag, Be a In řádově se pohybující kolem 0,01 %, což by odpovídalo 4,39 mg/l. Tato hodnota zdá se však příliš vysokou, skutečný průměrný obsah bude patrně nižší. V uvedeném množství vody (jistá část byla již vyčer-

pána) bylo tedy obsaženo 17 500 tun solí, z toho 4800 t Fe, 343 t As, 108 t Cu, 82 t Zn, 20 7 t Cd a kolem 1 t Ag, Be a In. Podobné poměry budou nepochybně zjištěny i jinde.

Vody ložisek nerostných solí již před n. l. sloužily (a dodnes slouží) jako zdroj NaCl; dnes mohou být využity jako cenná surovina k získání KCl, $CaCl_2$, Sr, Ba, Li, B, Br atd. (vody ložisek draselných solí).

Příkladem mohou sloužit slané prameny východního Slovenska, využívané již celá staletí jako zdroj soli kuchyňské. Známý vývěr Solanky v dole Leopold u Prešova má vydatnost přítoku 30 l/min a obsah solí (převážně NaCl) 307 g/l. Za rok tento pramen vynese 477 tun solí.

Obrovská množství solí vynáší ročně na zemský povrch prameny mineralisující v polohách sádrovce a anhydritu, resp. v horninách, těmito minerály obohacených.

Na Slovensku jediný pramen „Kúpelný" v Lúčkách, vynáší za rok kolem 2000 tun solí, převážně síranu vápenatého. Kromě toho toto zřídlo vynáší ročně 6 t stroncia atd. Podobného původu jsou zřídla ve Sliači, vynášející ročně více než 4500 t solí, hlavně síranu vápenatého. Mimo to vynáší tyto prameny za rok přes 14 tun stroncia, 13 tun železa, atd.

Vody naftových ložisek staly se v posledních desítiletích jedním z hlavních zdrojů pro získání jodu a bromu (uvažuje se též o získání radioaktivních prvků). Kromě toho je třeba uvažovat o možnostech výroby boru, lithia, stroncia a j. prvků z naftových vod.

Zásoby těchto vod v horninách zemské kůry jsou obrovské a stejně tak i zásoby solí v nich rozpuštěných. Nejvydatnější prameny fosilních vod naftového původu, zřídla v Nosicích u Púchova, vykazují úhrnnou vydatnost kolem 1000 l/min. Roční výnos solí přesahuje 5184 tun (převážně jde o chlorid a uhličitan sodný). Dnes známá zřídla minerálních vod fosilního původu Karpatské části ČSSR vynáší ročně na zemský povrch nejméně 10 t jodu, 30 t bromu, 50 tun stroncia, 12 tun lithia, 120 tun boru atd.

Vody ložisek radioaktivních surovin mohly by (alespoň v některých případech) býti využity jako zdroj radioaktivních prvků.

Tímto výčtem nejsou ovšem zdaleka vyčerpány všechny možnosti využití vod; studium chemismu přinese jistě nové cenné poznatky, zejména pokud jde o využití chemismu vod při řešení úkolů geologického průzkumu.

LITERATÚRA

[1] Brannock W. W., Fix P. F. a j.: Preliminary geochem. results at Steamboat Springs, Nevada; Am. Geophys. Union Trans; Vol. 29, 1948. — [2] Deutsches Bäderbuch, 1907 — [3] Emons W. H.: The enrichment of ore deposits; Bull. US

Geol. Survey 625, 1917. — [4] Emmons W. H., Harrington G. L.: A comparsion of the waters of mines and hot Springs; Econ. geol., Vol. 8., 1913. — [5] Feigelson B.: Geochemical Indications for the presence of Borates; DAN SSSR, Vol. 29, 1940; Occurrence of Boron in Salt Lakes of Aral—Kaspian Region., DAN SSSR, Vol. 22, 1939. — [6] Flek J.: Vitriolové břidlice hromnické; Věstník SGÚ, Praha, 1950. — [7] Germanov A. I.: O vozmožnom učastii podzemnych vod v gidrotermalnom rudoobrazovanii; Izv. AN SSSR, ser. geol., 1953. — [8] Hodge E. T.: Composition of waters in mines of sulphide ores; Econ, geol., Vol. 15, 1915. — [9] Chitarov N. I., Mulikovskaja E. P.: K geochimii rudničnych vod sulfidnych mestorožděnij; Problemy sovětskoj geologii, 1935. — [10] Kamenskij G. N., Klimentov P. P., Ovčinnikov A. M.: Gidrogeologija mestorožděnij poleznych iskopaemych., Moskva 1953. — [11] Kravcov A. I.: K voprosu o šachtnych vodach v Doněckom bassejne; Ugol, No 9., 1939. — [12] Krejci—Graf K.: Geochemie der Erdöllagerstätten; Abh. zur prakt. Geologie; Halle, 1930. — [13] Kudělásek Vl., Zýka V.: Stopové prvky minerálních vod kraje Baňská Bystrica; Sborník VŠB, Ostrava, 1956. — [14] Odum H. T.: Dissolved phosphorus in Florida waters; Florida Geol. surv., Rept. invest., No 9, 1953. — [15] Österreichisches Bäderbuch., Berlin—Wien, 1907. — [16] Patteisky K.: Die thermalen Solen des Ruhrgebietes und ihre juvenilen Gase; Glückauf, Hf. 41/42, 47/48, 1954, — [17] Reh H.: Die Mineralquellen des Bades Liebenstein in Thüringen. — [18] Schoeller H.: Géochemie des eaux souterraines., Rev. de l'Institute Franc. du Pétrole; Paris, 1955. — [19] Tokarev Y. N., Ščerbakov A. V.: Radiogidrogeologija; Moskva, 1956. — [20] Zýka V.: Geochemie minerálních vod oblasti Šafarikovo—Lučenec—Levice; Geologické zprávy, 1954. — [21] Zýka V.: Stopové prvky v minerálních vodách Moravy; Přírodověd. sborník ostravského kraje, 1956. — [22] Zýka V.: Hydrogeochemische Zonen in Mitteleuropa; Acta Geologica, Budapest, 1957. — [23] Zýka V.: Die Rolle der Ölfeldwässer bei der Akkumulation und Verteilung der chemischen Elemente; Acta Geologica, Budapest 1959. — [24] Zýka V.: Minerální vody gottwaldovského kraje; Gottwaldov, 1957. — [25] Zýka V.: Geochemické typy minerálních vod Čech a jejich genese; Čas. pro miner. a geol., Praha, 1958. — [26] Zýka V., Juránek J.: Příspěvek ke geochemii minerálních vod severní a severozápadní části Prešovského kraje; Práce VÚN, Praha 1956. — [27] Janák J.: Úloha jontové rovnováhy při tvorbě a metamorfose přírodních vod v sentimentárních oblastech; Geol. Práce, Zprávy 15, Bratislava 1959.

VÁCLAV ZÝKA

WÄSSER DER LAGERSTÄTTEN DER MINERALROHSTOFFE

Die chemische Zusammensetzung der Wässer der Lagerstätten der Mineralrohstoffe unterscheidet sich wesentlich von der chemischen Zusammensetzung der Oberflächengewässer. Wie jede Lagerstätte, wenn auch eine ganz gesetzliche Erscheinung in der Erdrinde, anomal ist, so sind auch die Wässer dieser Lagerstätten, wenn auch eine gesetzliche Erscheinung, anomal. In den Erzlagerstätten kommen Wässer des calcium- und magnesiumbicarbonatischen, ferrobicarbonatischen und calcium-, ferro-, cupro- und zinkosulfatischen Typus vor. Diese Typen der Wässer sind in den Erzlagerstätten üblich, die letzten drei Typen sind für die Lagerstätten der Alaun- und Kiesschiefer und der polymetallischen sulfidischen Erze bezeichnend.

In einigen Erzlagerstätten kommen Wässer des natriumcalciumchloridischen, evtl. auch des natriumbicarbonatischen Typus vor. Es handelt sich jedoch um die den Erzlagerstätten fremden Wässer aus dem Nebenmilieu.

Dem gegenseitigen Verhältnis des Wassers und der die Lagerstätte bildenden Komponenten nach unterscheidet man:

1. *Juvenile* Wässer, d. h. Wässer, welche die Entstehung der Lagerstätte verursachten. Der chemische Charakter dieser erzführenden Lösungen ist unbekannt.
2. Wässer, die in der Zeit der Bildung der Lagerstätte schon an Ort und Stelle anwesend waren. Vom heutingen Standpunkte beurteilt, handelt es sich um *fossile* Wässer; im Zeitraum der Bildung der Erze konnten diese Wässer sowohl fossil als auch rezent sein. Einigen Vermutungen nach (7, 21, 23, 24) verursachten diese Wässer, die unter bestimmten Bedingungen an Schwefelwasserstoff reich sein konnten, manche heutige ökonomische Akkumulationen der Erzelemente. Chemischer Charakter dieser Wässer konnte verschieden sein.
3. Wässer, die in die Lagerstätte schon in längst vergangenen geologischen Zeiten (nach der Bildung der Lagerstätte) gelangten. Auch in diesem Fall können die Wässer dem Chemismus nach verschiedenen Typen angehören.
4. Wässer, deren chemischer Charakter in der Gegenwart gebildet, resp. infolge des Einflusses des Chemismus der Lagerstätte umgewandelt wird. Es handelt sich um vadose Wässer eines (grösstenteils) calciumbicarbonatischen Typus (Charakter der Ausgangswässer), die durch den Kontakt mit der Lagerstätte ihre Zusammensetzung ändern. Begreiflicherweise kann das Ausgangswasser verschiedenen Charakter besitzen, manchmal kann es sich sogar auch um fossiles Wasser des natriumbicarbonatischen, natriumchloridbicarbonatischen, bzw. des natrium (calcium) chloridischen Typus handeln. Wässer der dritten, resp. zweiten Gruppe sind die Wässer in Steamboat Springs, Sulphur Banc, Karlovy Vary u. a. Der Ursprung der Quellen von Karlovy Vary ist auf Grund der Geochemie des Selens diskutiert (die Quellen bringen jährlich 16,5 kg Se).

Die Wässer der Lagerstätten der Natrium- und Kaliumsalze gehören dem natriumkalium- und magnesiumchloridischen Typus an. Die letzten zwei Typen können fossile oder rezente Wässer sein. Sehr oft enthalten sie erhöhten Gehalt an Ba, Sr, Li und K. Wässer mit vorherrschendem Gehalt an Kalium (zwischen den Kationen) kommen in den Salzlagerstätten nicht vor.

Die übrigen Lagerstätten der Mineralsalze bilden keine Wässer eines spezifischen Charakters (bis auf die Gips- und Anhydritlagerstätten, die Wässer des calciumsulfatischen Typus enthalten). Die Lagerstätten der Strontiumsalze sind gewöhnlich calciumbicarbonatisch, oder calciumsulfatisch und enthalten erhöhte Mengen von Sr.

Die Lagerstätten der Borate enthalten Wässer mit erhöhtem Gehalt an Bor. Ähnlich ist es im Falle der Lagerstätten des Fluorits, der Phosphate usw.

Die Wässer der Erdöllagerstätten sind natriumbicarbonatisch, natriumchloridisch, resp. natrium(calcium)chloridisch. Gegen die Wässer der Salzlagerstätten sind diese Wässer durch erhöhten Gehalt an J, Br und anderen Elementen charakterisiert. Ausnahmsweise kommt in den Wässern der Erdöllagerstätten auch der natriumkalium-, evtl. auch kaliumnatriumchloridische Typus vor. Das Kalium stammt in diesen Fällen aus den Nebenablagerungen der Kaliumsalze.

Die Kohlenlagerstätten sind durch die Wässer des calciumbicarbonatischen, calciumsulfatischen und natriumsulfatischen Typus charakteristisch (die Wässer der oberen Zone, des sog. Oxydationsmilieus).

In tiefen Partien der Lagerstätten kommen oft Wässer des natriumbicarbonatischen, oder auch natriumcalcium- und calciumnatriumchloridischen Typus vor. Die Wässer der oberen Zone sind gewöhnlich reich an Eisen. Die Wässer der unteren Zone (des Reduktionsmilieus) gehören in die Gruppe der fossilen Wässer, resp. zu den vermischten u. ä. Wässern, verschiedenen Alters und Ursprungs.

Die Lagerstätten der radioaktiven Rohstoffe führen Wässer verschiedenen chemischen Charakters, der von der chemischen und mineralogischen Zusammensetzung der Lagerstätte, der Tiefe der Zirkulation des Wassers, des geochemischen Milieus der Lagerstätte usw. abhängig ist. Die Wässer der Lagerstätten der radioaktiven Rohstoffe unterscheiden sich von den Wässern desselben chemischen Typus, jedoch unterschiedlichen Ursprungs, bloss durch den erhöhten Gehalt an radioaktiven Elementen und Produkten ihres Zerfalls.

Neben den angeführten Haupttypen der Wässer kommen in den Lagerstätten der Mineralrohstoffe zahlreiche Übergangstypen usw. vor. Die Wässer der Lagerstätten der Mineralrohstoffe dienen seit langem als Quelle der Salze, Lagerstättenanzeiger und zu den Heilzwecken.

Die Wasservorräte in manchen Lagerstätten sind kolossal. So z. B. in den Bergwerken „Na Kaňku" bei Kutná Hora wird die Wassermenge auf 400 000 m^3 und der Gehalt an Salzen im Wasser auf 17 500 t geschätzt. Fossile Wässer (natürliche Quellen der Wässer der Erdöllagerstätten) des karpatischen Teiles der ČSSR bringen jährlich wenigstens 10 t J, 30 t Br, 50 t Sr, 12 t Li, 120 t B usw. Es ist klar, dass die Wässer der Lagerstätten der Mineralrohstoffe selbst ein sehr wertvoller Mineralrohstoff sind.

Aus dem Tschechischen übersetzt von F. Návara

GEOLOGICKÉ PRÁCE

Zprávy 25—26

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave r. 1962
vo Vydavateľstve Slovenskej akadémie vied v Bratislave

Hlavný redaktor D. Sc. Michal Maheľ

301/03. Daň 5 %. SNR-OŠ 25 137/61-VO. Papier 5154-01, 70 × 100, 80 g. AH 21,69, VH 22,16. Vytlačila Pravda, vydavateľstvo ÚV KSS v Bratislave písmom garmond Extendet K-21*21076

Cena brož. Kčs 26,—

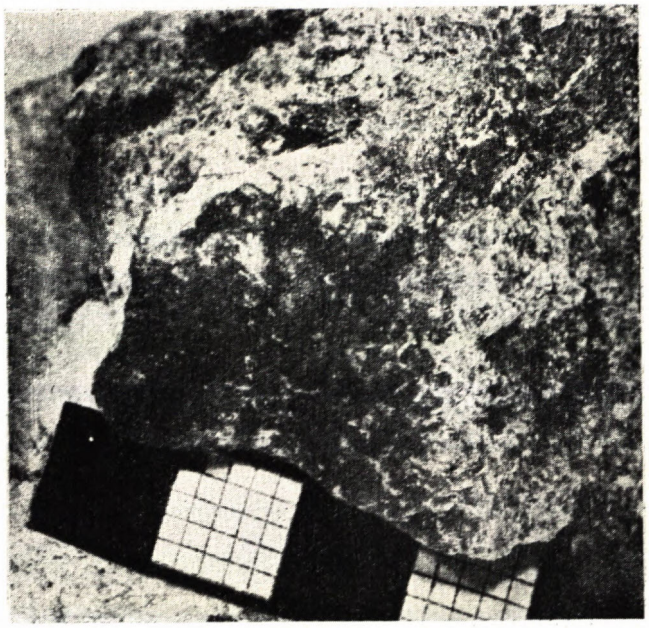
56/III-3



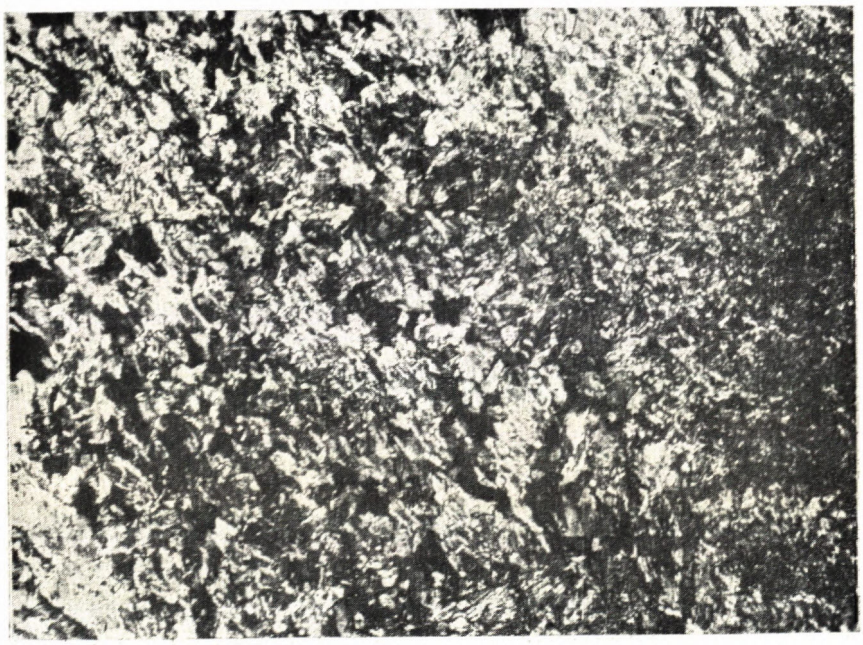
O b r. 1. Relikt sericitizovanej zákl. hmoty porfyroidov v granitoch. Hnilec, zväčš. 165×, nikoly X.



O b r. 2. Korodovaný kremeň v granite. V pravej hornej časti šachovnicový albit, Betliar, Zväčš. 48×, nikoly X.



O b r. 1. Vložka bridličky v betliarskom granite.



O b r. 2. Vložka bridličky v betliarskom granite, Zväčš. 27 ×, nikoly X.



Obr. 1.



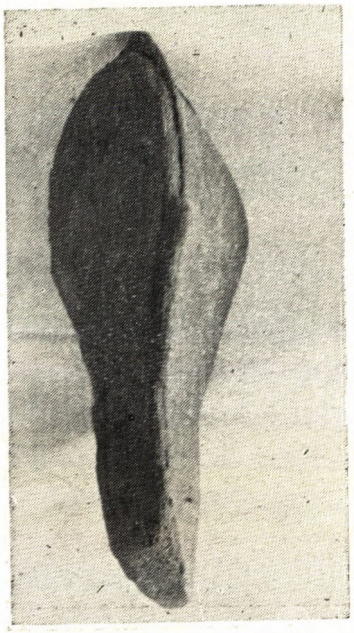
Obr. 2.



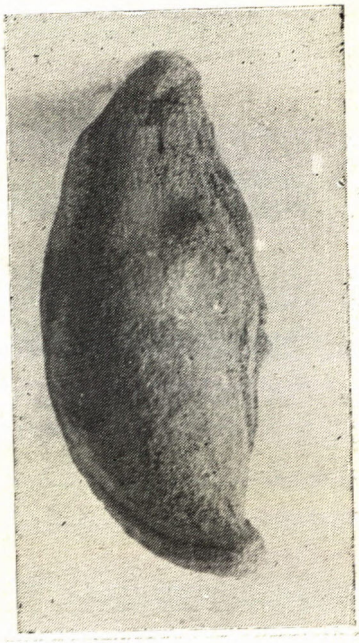
Obr. 3.



Obr. 4.



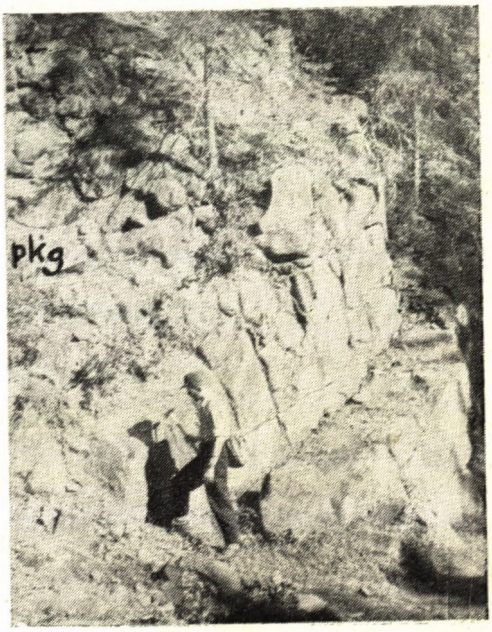
O b r. 1a.



O b r. 1b.



O b r. 2.



O b r. 3.



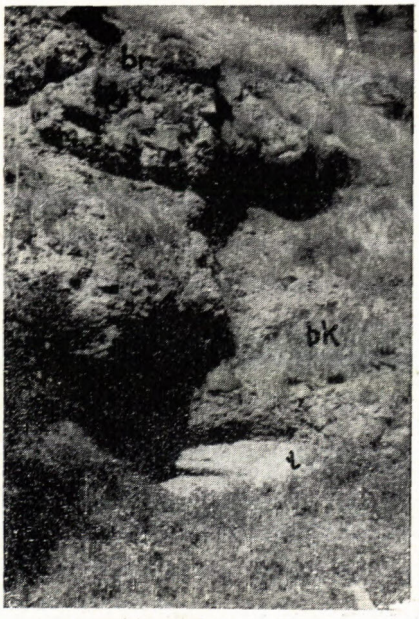
O b r. 1.



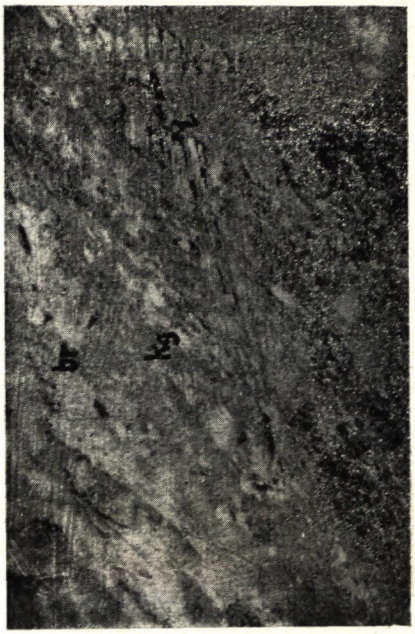
O b r. 2.



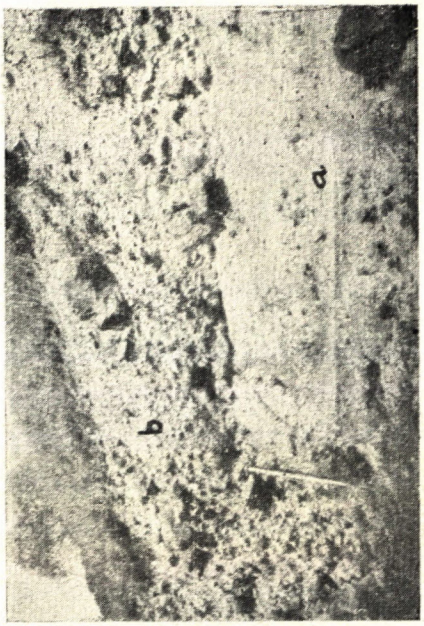
O b r. 3.



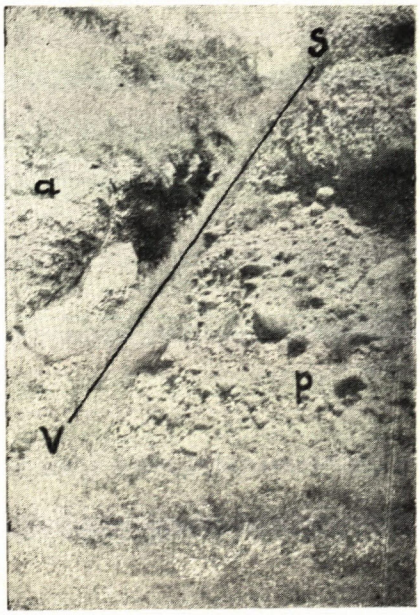
O b r. 4.



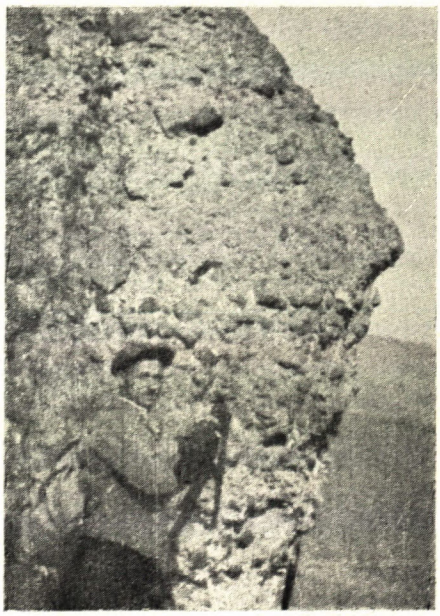
O b r. 1.



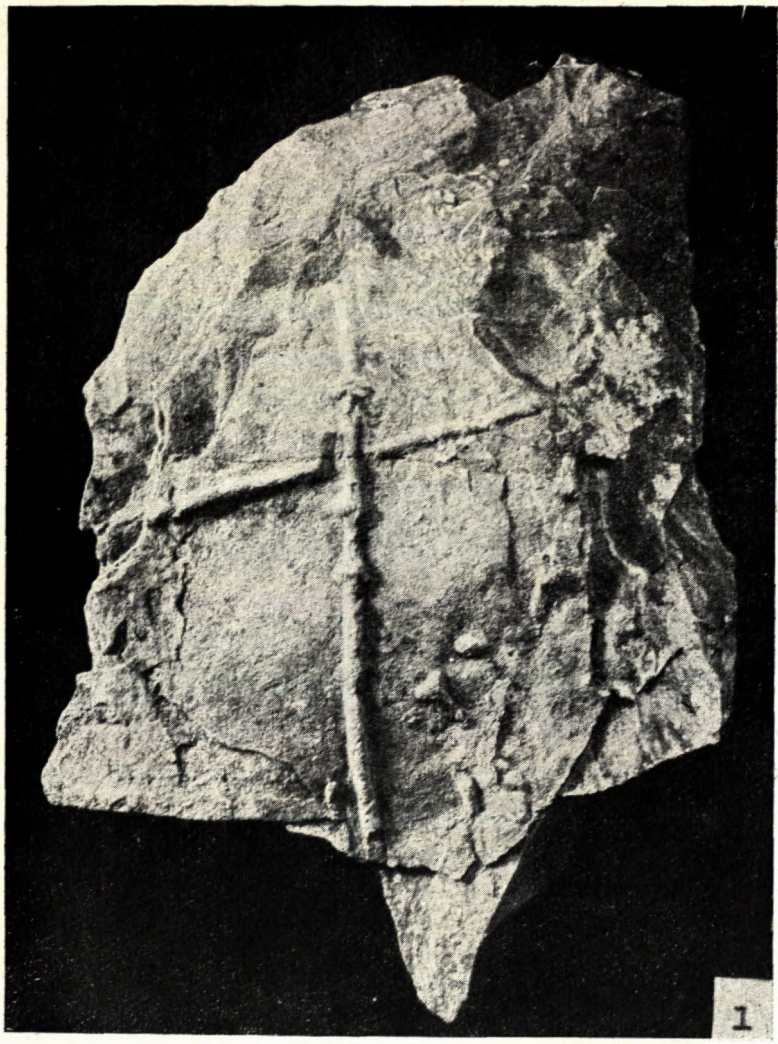
O b r. 2.



O b r. 3.



O b r. 4.



Obr. 1. *Rhabdoglyphus grossheimi* Vassojevič. Destička modravě šedého vápnitého pískovce s náznaky konvolutní laminace pod povrchovou vrstvičkou s obnaženými průleznými chodbičkami. Silnice z Makova do V. Bytče, u km 16,4. Zlínské vrstvy račanské dílčí série. Fot. T. Bártová, ÚÚG. Orig. ve sbírkách ÚÚG v Praze. V přiroz. velikosti.



Obr. 2. *Rhabdoglyphus grossheimi* Vassojevič. Část bioglyfu se čtyřmi kyjovitými zduřeninami a částečným zakrytím v hornině. Lysá p. Makytou, zlínské vrstvy račanské jednotky. Foto B. Bouček, Zvětš. 1,6×.



Obr. 3. *Rhabdoglyphus grossheimi* Vassojevič. Zvláště pěkně zachovaná válečkovitá výplň průlezných chodbiček s pěti prstenčitými uzly. Lysá p. Makytou, slabě vápnitý pískovec zlínských vrstev račanské jednotky. Foto L. Záporožcová. Zvětš. 1,6×.