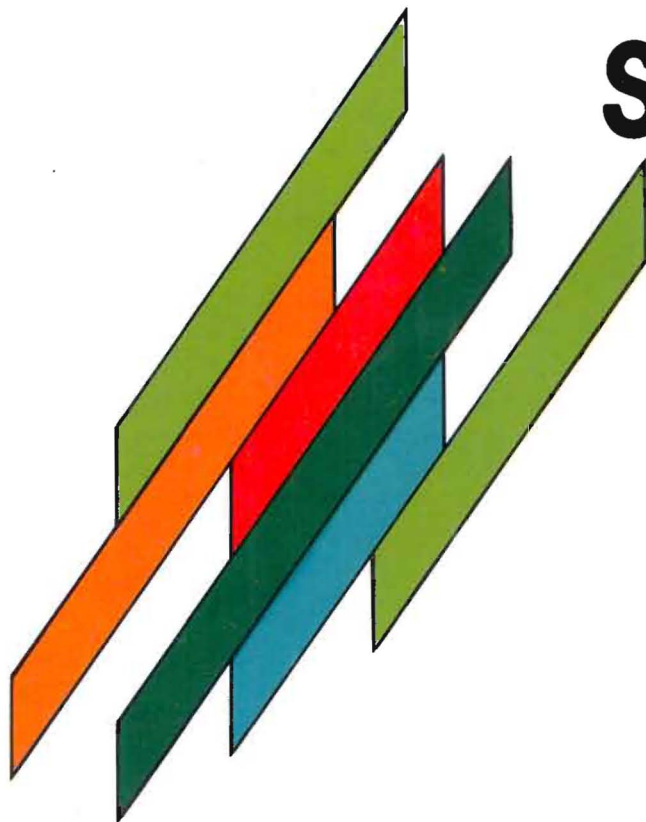

4 / 21 / 1989

Mineralia slovaca



vydavateľstvo **alfa** publisher

MINERALIA SLOVACA

Časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií
Journal of the Slovak Geological Society and of Slovak geological organizations

Vydáva Združenie Mineralia slovaca:

Published by Mineralia slovaca corporation:

Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves; Geofond Bratislava; Geofyzika, š. p., Brno; Geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava; Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, š. p., Žilina; Štátny podnik Naftový a plynárenský priemysel, koncern Bratislava, Rudné bane Banská Bystrica; Slovenská geologická spoločnosť Bratislava; Slovenský geologický úrad Bratislava; Slovenské magnezitové závody, š. p., Košice; Železorudné bane Spišská Nová Ves

REDAKTORI — EDITORS

Vedúci redaktor — Chief editor

Ing. Ján Bartalský, CSc.

Geologický prieskum
052 40 Spišská Nová Ves

Vedecký redaktor—Scientific editor

RNDr. Pavol Grecula, DrSc.

Geologický prieskum
Garbanova 1, 040 11 Košice

Redakcia — Office

Geoprieskum—Mineralia slovaca
p. p. 13, Garbanova 1
040 11 Košice, ČSSR

REDAKČNÁ RADA — EDITORIAL BOARD

Predseda redakčnej rady — Chairman of Editorial board

Ing. Ján Kuráž, CSc.

Slovenský geologický úrad
Bukureštská 4, 817 62 Bratislava

akademik Bohuslav Cambel
Geologický ústav SAV, Bratislava

RNDr. Karol Együd
Geologický prieskum, Spišská Nová Ves

RNDr. Miroslav Harman, CSc.
Geologický ústav SAV, Bratislava

RNDr. Daniel Jadroň
Inžinierskogeologický a hydrogeologický
prieskum, Žilina

Ing. Marián Jančura, CSc.
Železorudné bane Spišská Nová Ves

prof. Jakub Kamenický, DrSc.
Súťažná 13, Bratislava

Ing. Jozef Karch
Slovenské magnezitové závody, Košice

akademik Michal Mahel
Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
prof. Ing. Milan Matula, DrSc.
Katedra inžinierskej geológie PF UK, Bra-
tislava

Ing. Jozef Michalenko
Rudné bane, Banská Bystrica

RNDr. Dušan Obernauer, CSc.
Geofyzika, závod Bratislava

Ing. Ivan Pagáč, CSc.
Naftový a plynárenský priemysel, Bratislava

RNDr. Miroslav Račický, CSc.
Slovenský geologický úrad, Bratislava

Ing. Rudolf Rudinec, CSc.
Moravské naftové doly, Michalovce

RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.
Geologický ústav D. Štúra, Bratislava

RNDr. Miroslav Slavkay, CSc.
Geologický ústav D. Štúra, Bratislava

RNDr. Pavol Tkáčik
Inžinierskogeologický a hydrogeologický prie-
skum, Žilina

Ing. Milan Ťapák, CSc.
Geofond, Bratislava

prof. RNDr. Cyril Varček, CSc.
Katedra ložiskovej geológie PF UK, Bratislava

RNDr. Imrich Varga
Geologický prieskum, Košice

REDAKCIA — EDITORIAL STAFF

Technická redakcia
Mária Greculová

Jazyková redakcia
Magdaléna Čikovská

Administrácia
Mária Dryjová

Časopis Mineralia slovaca uverejňuje dosiaľ nepublikované originálne články, súhrnné referáty, recenzie, diskusie a krátke správy z regionálnej, ložiskovej, inžinierskej geológie, hydrogeológie a geofyziky. Príležitostne publikuje aj tematicky zameraný súbor článkov.

Podmienkou pre uverejnenie článku je, že článok nie je súčasne zaslaný inému časopisu.

Zaslaním rukopisu do redakcie autor vyjadruje súhlas (za predpokladu, že článok bude uverejnený), že copyright preberá vydavateľstvo Alfa. Žiadna časť publikácie sa nesmie reprodukovať bez písomného súhlasu vydavateľstva Alfa.

The Journal Mineralia slovaca publishes up to now unpublished original papers, general reports, book reviews, discussions and short news on regional, economic and engineering geology and hydrogeology. The journal occasionally publishes also thematic selections of papers. The condition for publication of the paper is that it has not been contemporaneously submitted to other journal. By submitting the paper to the Editor the Autor expresses his agreement that in the case of publication the copyright is taken by the Alfa publishing company. No part of publication should be reproduced without written permission of the Alfa publishing company. Manuscripts should be mailed to the scientific Editor.

Časopis vychádza šesťkrát ročne. Vydáva Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves vo Vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry Alfa, Hurbanovo nám. 3, 815 89 Bratislava.

Tlačia Východoslovenské tlačiarne, z. p., Švermova 47, 040 67 Košice. Objednávky vybavuje redakcia. Cena jednotlivého čísla Kčs 15.—, ročné predplatné Kčs 90.—.

The Mineralia slovaca is published six times a year. Subscriptions and correspondence concerning advertisements can be sent to SLOVART Ltd., Gottwaldovo nám. 6, 817 64 Bratislava.

The Mineralia slovaca is also available on an exchange basis. For details please write to the Editor: Mineralia slovaca, P. O. Box 13, 040 11 Košice, Czechoslovakia.

Coal seams and formations of the Mediterranean Tethys and Paratethys Neogene; application of results of the IGCP No. 25; part 2

JÁN SENEŠ

Geological Institute of the Centre of Geoscience Research,
Slovak Academy of Sciences, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava

(Received 30. 1. 1989)

Abstract

After the termination of the project mentioned in the title of the paper, the author, who was its manager, proceeds to a more detailed evaluation of the time and space distribution of coal-bearing formations. In the introductory part of the contribution the author not only discusses, but to a certain extent also redefines the terms concerning the "limnic" and "paralic" genesis of Neogene coal-bearing formations. The author's opinion is that if we want to preserve these terms, the basis of their genetic differentiation should be their paleogeographic position in relation to either extensive freshwater-mesohaline, or marine regions. The contribution provides essential information for further paleogeographic and geodynamic applications in the whole territory between the Atlantic and Indopacific regions in Neogene.

The conclusion of the IGCP project No. 25 gave the possibility of a more profound analysis of the age and space distribution and of the conditions of the evolution of Upper Oligocene and Neogene limnic and paralic coal-bearing sediments on the extensive intercontinental territory between the Atlantic and Indopacific oceans. Their occurrences in the Neogene stages are on the attached maps marked according to their limnic or paralic origin (Figs. 1—10).

Since the majority of coal seams is of limnic origin and they occur mostly in the Central European region, I have concentrated in their age classification above all on chronostratigraphic units (Stages) of the Central and Western Paratethys. Of course, I shall present also their assumed optimal correlation with Neogene Tethys and Eastern Paratethys chronostratigraphic units (see Seneš, 1989). It is evidently necessary to divide further some of the stages into „early“, „middle“ and „late“. As far as the age correlation of the three different stage scales (Mediterranean Tethys, Western-Central Paratethys and Eastern Paratethys) as well as the data used for the evaluation of deposits derived from 540 detailed stratigraphic tables are concerned, I refer to the cited works and to the Final Report of the Project (Seneš, 1985, 1989; Steininger et al., 1985).

While evaluating genetically the coal-bearing sediments, I did not deal with their allochthonous or autochthonous character, since it is not substantially affected by interregional or regional geological

events, and thus it would not serve the broader objects of this paper. I prefer to discuss the problem of their limnic or paralic origin, since this feature has undoubtedly a geodynamic background, connected either with subsidences and uplifts, transgressions or regressions.

Unfortunately, in the use of the terms "limnic" and "paralic" we still meet with problems which cannot be completely solved. The substance of the difficulties lies in the fact that these expressions themselves belong to totally different categories of terms.

"Limnic", i. e. freshwater (from greek *limnos* = lake) indicates the opposite of marine. "Paralic" (from greek *pará* = beside, parallelly) does not have anything in common with the gradation of the salinity of seas, inner or isolated seas and lakes, but it indicates the paleogeographic position of the territory of deposits. It indicates the assumption that the deposit was formed parallelly with the open water basin from which it was more or less separated.

Coal-bearing formations of limnic origin were always considered to had been formed in basins either in extremely extensive freshwater or brackish regions, or more frequently in shallow marginal or small isolated basins. It is nevertheless necessary to be aware of the fact that in spite of the almost nil or considerably decreased salt content of these large lakes, their paleogeographic evolution was affected by the same laws of geodynamic processes — i. e. also of emergence and subsidence, transgression and re-

gression — as the evolution of marine environments.

Paralic deposits were formed during a territorially progressing subsidence; a subsiding depression was formed in the front of the transgressing sea or lake. This depression was only later, as a result of a continuing subsidence, flooded by the transgression and its sediments. We assume that such so-called paralic, at least partly flooded depressions with ample vegetation could *also have* (and except the mangrove type it usually also had) freshwater or oligohaline regime.

Thus, in certain cases it is even from the linguistic point of view justified to question the limnic or paralic origin of the basin. (I would like to remark that „paralic” basins could have been formed also during a regression, in the form of flooded morphologic relics. Their occurrence is nevertheless according to the present knowledge only sporadic, since erosion and denudation and thus also transportation and deposition of the disintegrated material ought to be quicker during emergence than during slight subsidence or equilibrium. However, these basins were in both cases formed mostly during intermittent oscillating slow subsidence or emergence. (I shall call basins formed during transgression *initial*, those formed during regression are termed *final-paralic*.)

I would like to point out that in the evaluation of the forming of deposits in both conditions I take into consideration above all epeirogenic and not orogenic movements, mostly because lithologic alternation of sediments within one sedimentation cycle of a coal-bearing formation is almost always an indication of an alternating, but generally slow intermittent subsidence, whether confined along faults, or caused by general plastic bending of the basement. It is clear that these considerations allow to classify limnic basins also as initial or final.

From the above mentioned facts it clearly follows that the classification of coal-bearing sediments in so-called “limnic” and “paralic” cannot be based on the salinity of the environment, but that we should concentrate on the paleogeographic setting of the sedimentation area. The disagreement on the salinity itself in international geographic nomenclature is apparent also from some examples of the broader Mediterranean region. The low-saline Caspian “Sea” is frequently called Caspian “Lake”. The Aral “Lake”, on the other hand, is because of its certain salinity often termed Aral “Sea”. Thus, from the paleogeographic viewpoint, it is still questionable whether we should talk about Sarmatian, Pannonian, Pontian, Dacian or Romanian seas, or lakes. The recent Black Sea has approximately the same low salinity as the Paratethys in the Sarmatian time. We term it “sea” probably mainly because of its connection with the Mediterranean Sea via the narrow and

shallow Bosphorus and Dardanelles straits. The Baltic Sea corresponds by its salinity to some more brackish horizons of the Sarmatian Paratethys, but above all to the Pannonian “lake”. Were it not for the shallow Öre Sund, and Great Belt Straits, leading to Kattegat and thus to the North Sea, we would call it undoubtedly “Baltic Lake”. And comparing the recent Caspian “Lake” with the extensive water basin of the Great Pontian Sea of Middle and Eastern Europe as well as Western Asia, we come to the conclusion that it is frequently called “lake” not because its salinity was only approx. 1.3 ‰, but above all because of the lack of a connection with the Mediterranean Sea or Atlantic Ocean (which the Black Sea or Baltic Sea do have).

In spite of these considerations I shall continue to use the terms “limnic” and “paralic”. Thus, for the purpose of distinguishing their “limnic” or “paralic” character, in the following sections of the paper dealing with the time and space distribution of coal-bearing sediments I shall define the criterion of their paleogeographic position, i. e. their relation to the “parental” water regime. I consider them *paralic* when they have a *connection to a full-polyhaline sea*, and *limnic* in the case of the “parental” lake being paleogeographically *distant from a sea with normal salinity*.

For example, the coal-bearing strata in Sarmatian, Pannonian and Pontian of the Paratethys region are considered to be limnic, since they were aquatically completely isolated from the Neogene Tethys and their “parental” region were paleogeographically extensive, but with the Mediterranean Sea of that time already not communicating freshwater or brackish lakes. On the other hand, I classify coal-bearing strata of the same age lying in the Tethys region — i. e. in Serravalian, Tortonian, Messinian — (if they are not small, definitely isolated inland lakes) as paralic.

I would like to stress once more that I do not consider salinity to be the first and decisive criterion for distinguishing the paralic or limnic origin of coal-bearing formations, but that it is their *paleogeographic isolation or connection* with an either *freshwater or euryhaline lake* (0 to 20 ‰), or with an *euhaline (polyhaline) sea* (20 to 38 ‰).

On the basis of these criteria we have determined that from the 160 coal-bearing Neogene occurrences registered by us between the Atlantic and Indopacific, 114 were formed in a limnic environment, and only 46 in a paralic one. At the same time, it is not certain whether at least 4 of the so-called paralic basins do not, according to the mentioned criteria, still belong to the category of limnic basins. A list of the number, age and character of coal-bearing occurrences and formations is represented on maps as well as in Tab. 1.

TAB.1
Stage distribution of numbers and percentage of coal seams and formations

Stages	Limnic		Paralic		Total	
	numbers	%	numbers	%	numbers	%
Late Chattian + Aquitanian = Egerian = ± Caucasian	6	46,15	7	53,85	13	8,13
E. — M. Burdigalian = Eggenburgian = Sakaraulian	6	100,00	—	—	6	3,75
M.—L. Burdigalian = Ottnangian + Karpatian = Kozachurian	4	28,57	10	71,43	14	8,75
Langhian = E. Badenian = Tarch (?) + Tchokrakian	6	35,29	11	64,71	17	10,63
E. — M. Serravallian = M. — L. Badenian = Karagan + Konkian	6	60,00	4	40,00	10	6,25
M. — L. Serravall. + E. Tortonian = Sarmatian s. str. = Volhyn + E. Bessarab	10	62,50	6	37,50	16	10,00
Middle Tortonian = L. Pannonian (L. Malvensian) = Maeotian	15	83,33	3	16,66	18	11,25
Late Tortonian + Early Messinian = Pontian (CP) = Pontian (EP)	27	90,00	3	10,00	30	18,75
Late Messinian + Early Zanclean = Dacian = Kimmerian	19	95,00	1	5,00	20	12,50
Late Zanclean + Piacenzian = Romanian = Akchagylian	15	93,75	1	6,25	16	10,00
Total	114	71,25	46	28,75	160	100,00

According to their age, there is a prevalence of limnic deposits from Sarmatian s. s., with an increasing trend in Pannonian, Pontian and Pliocene. On the other hand, occurrences and deposits of paralic character prevail in Upper Oligocene, in Lower and almost in all Middle Miocene.

As far as the space distribution of coal-bearing sediments is concerned, it shows a considerable differentiation. From the end of Oligocene to the beginning of Middle Miocene, limnic occurrences can be found only in Southern Europe, as well as in the Near East, on the boundary region between the Mediterranean Tethys and Paratethys. Occurrences of paralic character were in this time most abundant on the territory of Central and Western Paratethys.

The opposite situation occurred in Upper Miocene and in Pliocene, when, due especially to the isolation of Paratethys freshwater or brackish seas from the Mediterranean Tethys and Indopacific, a large number of above all Pannonian, Pontian and Pliocene limnic lignite deposits were formed. Paralic deposits of this age can be found only infrequently, mostly in the recent Mediterranean region.

It is clear that the time and space distribution, as well as from the character of coal-bearing strata between Upper Oligocene and Pleistocene, we can draw further conclusions concerning the paleobotanic and paleoclimatic changes, the changes of the direction of transgressions and regressions, i. e. also the time of subsidences and emergences of the studied

region. The analysis of the origin, age and distribution of coal-bearing sediments is without doubt important for geodynamic-paleogeographic interpretations.

For the numbered locations of the sedimentation areas marked in the maps — see also in Seneš (1989), Steininger et al., (1985).

1. Late Chattian — Aquitanian = Egerian = ± Caucasian (~ 25 — 21,8 MY)

Limnic:

50abd — W., N., SW Thrace (terminal limnic Bds.), TR; **60ab** — Muratdagı, Gediz (base of Kirantarle Fm.), TR; **236a** — Blagevgrad Graben (Huillère Fm.), BG; **237ab** — Plovdiv and Zagore Bs. (Dragoinovo, Maritza Fm., Brod and Kipren Mbs.), BG; **232** — S. Moravian Freshwater and Intracarpethian Bs., YU; **234a** — Freshwater Bs., Sarajevo B. (base of Red Serie), YU;

Paralic:

201b — Subjurassische Molasse (Untere Meeresmolasse, Randbucht-fazies), D; **202b** — Molassezone vom Süd-Sporn der Böhmisches Masse und S. der Donau (Pielacher Tegel), A; **202c** — Molassezone nördlich der Donau (Melker Serie base), A; **213abc**, — South Slovakian Ipel, Rimava, Lucenec Bs. and N. Hungary (final, intermittent), CS, H; **219a** — Transdanubian Central Mountains (Noszlop Mb), H; **217d** — Transylvanian B., Petrosani-Hateg (low. Sălătruc Fm.), R; **230e** — Danubian Corridor, Bahna-Orsova (Coal Fm. — limnic?), R;

2. Early-Middle Burdigalian = Eggenburgian = Sakaraulian (~ 21,8 — 18 MY)

Limnic:

4e — Valencian Depr. (base Mugrón Fm.), E; **57** — Beypazari — Nallihan, TR; **225** — Slavonia-Syrmian B., YU; **227ab**, — Intratridaridian Marginal Zone, YU; **234a** — Freshwater Bs., Sarajevo B. (base of Main Coal Serie), YU; **266** — The Donbas (low. part of Poltav Gr.), SU;

Paralic:

Occurrence or Formation is not known.

3. Middle-Late Burdigalian = Ottungian = Kozachurian (~ 18 — 17,4 MY)

Limnic:

50b — North Thrace (Upper Cöpköy Fm.), TR; **201a** — Niederbayrische and Naab Molasse („Braunkohlen Tertiär” Bds. between Upper Marine and Upper Freshw. Molasse. Final paralic?), D; **237b** — Zagore B. (Troianovo Mb., lower part), BG; **234b** — Freshw. Bs. Livno, Dubno B. (Tušnica coal ser.), YU;

Paralic:

58b — Erzincan - Tercan (Upper Vartic Fm., final paralic), TR; **200b** — Allgäuer Molassezone and Voralberg (Upper Marine Molasse, — final paralic), A; **202c** — Molassezone nördlich der Donau („Sandstreifen Schlier”, underlying Oncophora Bds.), A; **209a** - Sopron Mt. (Brennberg Fm., initial paralic?), H; **213abc** — South Slovakian Ipel and Rimava Bs., North Hungarian B. (Salgótarján Fm., initial paralic), CS, H; **217c** — Transylvanian B., Strei — Brod — Sacarimb (Almasu Mare Fm., overlaying discordantly by Cinis Bds.), R; **221a1**, — West-Steirisches B. (Eibiswald Bds., initial paralic?), A; **221b1**, — Lavanttal, Kärnten (Granitztaler Bds, initial paralic), A; **222** — Mecsek Mts. (Gyulakeszi Fm.,

initial paralic, underlying Budafa Fm.), H; **225** - Slavonia — Syrmian B., evaluated from Upper Egerian T-L Bds., overlaying by marine Bds.), YU;

4. Langhian = Early Badenian = Tarkhanian (?) — Tchokrakian (~ 16,6 — 15 MY)

Limnic:

50c — Central Ergene B. (Denismen Fm.) TR; **201b** — Mittelländische Molasse (in “Kalknagelfluh”), CH; **202a** — Molassezone Inn — Bohemian Mass., (Trimmelkamm Ser.), A; **237b** — Zagore B., (uppermost Troianovo Mb.), BG; **274** - South Ciscaucasia (Voroshilov Gr.), SU; **302** - Gallegas Depr. (Fuentes Rodriguez Fm.), E;

Paralic:

101c — Bordure SE de l'Ouarsenis (marine envir. underlying “Nappes Telliennes”), DZ; **207a1, 2** — Upper Silesia, North part (base Klodnica Fm.), PL; **207a3** — Marginal Zone, Holy Cross Mts. (Lignitic Fm. underlying Korytnica Mb.), PL; **207a4** — Marginal Zone, Roztocze (Lignitic Fm. underlying Lithothamnium Mb.), PL; **218a1** — East Intra-Carpathian Depr., Banat, R; **218a2** — East Intra-Carpathian Depr., Mehadia-Bozovici (lower part “Limestone-coal” Fm.), R; **219a** — Transdanubian Central Mts. (base Pusztamiske and Hidas Fm.), H; **221a2** — Ost-Steirisches B. (Kohle von Tauchen), A; **222** - Mecsek Mts. (Hidas Fm.), H; **228** — Kolubara B. (denoted as “Praebadenian”?), YU; **266** — The Donbas (middle part of Poltav Gr., denoted as Tarchanian), SU;

5. Early-Middle Serravallian = Middle-Late Badenian = Karaganian — Konkian (~ 15 — 13,8 MY)

Limnic:

55 — Harmancik (initial lacustr. subsid.), TR; **221b1** — Lavanttal, Kärnten, Klagenfurt Bs (top Dachberg Schotter), A; **230ac** — Danubian Corridor (“Freshwater Fm.”), R, YU; **234d** — Freshwater Bs., Plevlje, Montenegro (upper part of the limnic Fm.), YU; **235b** — Cukrovo B. (“Fm. lignitifère”), BG; **302** — Gallegas Depr. (upper Fuentes Rodriguez and Laracha Fms.), E;

Paralic:

2b4 — Granada B. NE., ŠE. (“Tramo inferior mioceno”) E; **209b** — Eisenstädter — Landseer Bucht (base “Walbersdorfer Schlier, M), A; **218a2** — East Intra-Carpathian Depr., Mehadia — Bozovici (upper part “Coal Fm.”), R; **229b** — Morava B., Smederevsko — Pozarevacko Podunavlje (final paralic, Badenian top), YU;

6. Middle-Late Serravallian + Early Tortonian = Sarmatian s. str. = Volhynian + early Bessarabian (~ 13,8 — 11,8 MY)

Limnic:

60d — North Simav (Kizilbük Fm.), TR; **62** — Cankiri — Kalecik (Candir Fm.), TR; **202a** Molassezone Inn — Bohemian Mass. (“Kohleführende Süßwasserschichten” top), A; **211** — Nitra and Váh Valley Bs. (Nováky, Handlová Fms.), CS; **215** - East Slovakian B. (“Lower coal Fm.”, euxine-euryhaline final), CS; **221a2** — Ost-Steirisches B. (Carinth. coal Bd., euxine-euryhaline final), A; **221b1, 2** - Lavanttal, Kärnten, Klagenfurt B. (Kucheler, Rosenbacher Bds.), A; **233b** — Moravian Freshwater and Intra-Carpathian Bs., Dragacevo — Kosjeric, YU; **242a** — Danubian Region of the Scythian Platform (euxine-euryhaline), SU; **274** — South Cisuralia (Ushkatlin Gr.), SU;

Paralic:

4 — Valencian Depr. (Calizas de Fuenfalciente Fm., lower part), E; **17c** — Veneto and Friuli, I; **42d** — Kythira (Kythira Fm., base), GR; **46c** — Crete, Iraklion (initial paralic, Prina Gr.), GR; **49c** — Polemi B. W. (Yolou Fm., base), CY; **113** — Plateau sous-marin de Kerkennah, Golf de Gabes (Beglia Fm., top), TN;

7. Middle Tortonian = Late Pannonian (= Late Malvensian) = Maeotian (~9,6 – 8,8 MY)

Limnic:

15c — Lyon — Dombes — Breſse (Dombes Fm. final paralic?), F; **36b** — Tikves B., YU; **50f1** — Canakkale — Intepe (Kizilhisar Bds.), TR; **51a** — Istanbul — Ambarliköy (Kizilhisar Bds.), TR; **58b** — Erzincan Tercan (Zilfokomu Fm.), TR; **64c3** — SW Anatolia, Zone of Menderes Mass. (middle part „Grey Series”), TR; **208a1** — Vienna B. N. (Kyjov lignit Bds., — early Pannonian), CS; **210ab** — South Slovakian Danube B., Centr. and W. (Lower coal Fm.), CS; **214** — Central and South Slovakian Freshwater Bs. (Mošovce, Martin Bds., — early Pannonian), CS; **215** — East Slovakian B. (“Inter-coal tuffitic Mb., — early Pannonian, “Upper coal Fm.”, “Sejkov coal Fm.” — middle—late Pannonian), CS; **221a2** — Ost-Steirisches B. (lower coal seams, — denoted as uppermost Pannonian), A; **233a** — West Moravian Freshwater Bs., Cacák — Kraljevo, YU; **234a** — Freshwater Bs., Sarajevo B. (“Koševo Serie”), YU; **271** — Volga — Khoper Interfluv (Prudkov Bd.), SU;

Paralic:

17c — Veneto and Friuli, I; **111** — Cap Bon (Saouaf Fm. — limnic or final paralic?), TN; **112** — Tunisie orientale — Sahel (Saouaf Fm., — limnic or paralic?), TN;

8. Late Tortonian + Early Messinian = Pontian (CP) = Pontian (EP) (~8,8 – 5,8 MY)

Limnic:

15a — Moyenne Vallée du Rhône, Valréas — Faucon (Mistrals Fm., — paralic final?), F; **34** — Kosovo and Methohia Bs., YU; **35a** — Skopje B., Nerezi, YU; **36b** — Tikves B., YU. **40** — Strimon B. (Lefcon Gr., Serres Lignites), GR; **64c2** — SW Anatolia (from the Standard Profile), (base Sekköy-Layers), TR; **206a** — South Subcarpathian Foredeep, Getic Depr. E., Dimbovita — Jiu, R; **208a1** — Vienna B. N. (“Lower Coal Fm.”, Dubňany lignit Mb.), CS; **208a2** — Vienna B. N. (“Blaue Serie mit Ligniten”), A; **209b**, — Eisenstädter, Landseer Bucht (Lignit von Zillingsdorf), A; **210ab** — South Slovakian Danube B., Centr. and W. (Lower Coal Fm. II., Sand Coal Fm.), CS; **212** — South Slovakian Danube B., E., CS; **215** — East Slovakian B. (Ináčov coal Fm.), CS; **216a** — Zakarpattia B. (Koshelevo Mb.), SU; **217b3** — Transylvanian B. SE., Sercaia — Persani — Racos (Coal Fm. in the “Abichi Bds.”), R; **218b2** — East Intra-Carpathian Depr., Apuseni — Borod — Silvania (Coal Fm.), R; **218c** — East Intra-Carpathian Depr., Baia Mare — Oas Region (Freshw. Fm.), R; **221a2** — Ost-Steirisches B. (Upper coal seams, — denoted as early Pontian), A; **224b3** — Transtethyan Trench Corridor, YU; **227a** — Intradinarian marginal Zone, Tuzla B., YU; **228** — Kolubara B., YU; **229a** — Morava B., Beograd Area, YU; **232** — South Moravian Freshw. and Intra-Carpathian Bs., Nis, YU; **233ab** — West Moravian Freshw. and Intra-Carpathian Bs., Dragecevo, Kosjerić, YU; **234a** —

Freshwater Bs., Sarajevo B., (overlying Orlan congl.) YU; **234b** — Freshwater Bs., Livno, Duvno B., YU; **235a** — Sofia B., Hrabarsko Area (Lignit Fm.), BG;

Paralic:

1b — Betic Ranges (TSU-Ne 4 Unit, “Sabiote — Ubeda Gr.”), E; **49b** — Dhali Area, South Mesaoria, (Pakhna Fm. top), CY; **96ab** — Guercif Centr. and S. (Khendeck El Aouaiech Bds. — paralic final?), MA;

9. Late Messinian + Early Zanclean (~5,8 – 3,8 MY) = Dacian (5,8 – 3,6 MY) = Kimmerian (5,8 – 3,4 MY)

Limnic:

2b1 — Granada B. (top “Tramo superior Miocénico”, — final paralic?), E; **12a** — Pyrenean Depr., Cerdana (“Col de Saig” base), E; **18a1** — Val d’Elsa B. (Upper lacustrine Bds.), I; **36b** — Tikves B. (denoted as middle-late Messinian), YU; **43** — Meganololis intermont. B. (base “Makrision Stage”), GR; **205g** — Subcarpathian folded Neogene Foredeep, Dimbovita — Buzau, R; **206b** — South Subcarpathian Foredeep, Getic Depr. W., Dunare — Jiu (“Coal Fm.”), R; **208a1** — Vienna B. N., (Upper coal Fm.), CS; **216a** — Zakarpattia B. (Ilntsa Fm. lower part), SU; **219a** — Transdanubian Central Mts. (Lower coal Mb., Dunántúl Fm.), H; **224b2** — Transtethyan Trench Corridor (Mura Fm.), YU; **224c** — Mura B. (Mura Fm.), YU; **226** — Sava B. (Lower and Middle Paludinean Bds.), YU; **229b** — Morava B., Smederevsko — Pozarevacko Pudunavlje (denoted as Pliocene), YU; **231e** — Lom Depr. (Lignites de Lom), BG; **233a** — West Moravian Freshwater Bs., Cacák — Kraljevo (low. part, — denoted “Pontian”), YU; **235a** — Sofia B., Hrabarsko Area, BG; **236b** — Sandanski Graben (III. sedim. cycle, base, — initial limnic), BG; **274** — South Cisuralia (III^d Hz. of Chebenovsk), SU;

Paralic:

49c — Polemi B. (Mesaoria Gr.) CY;

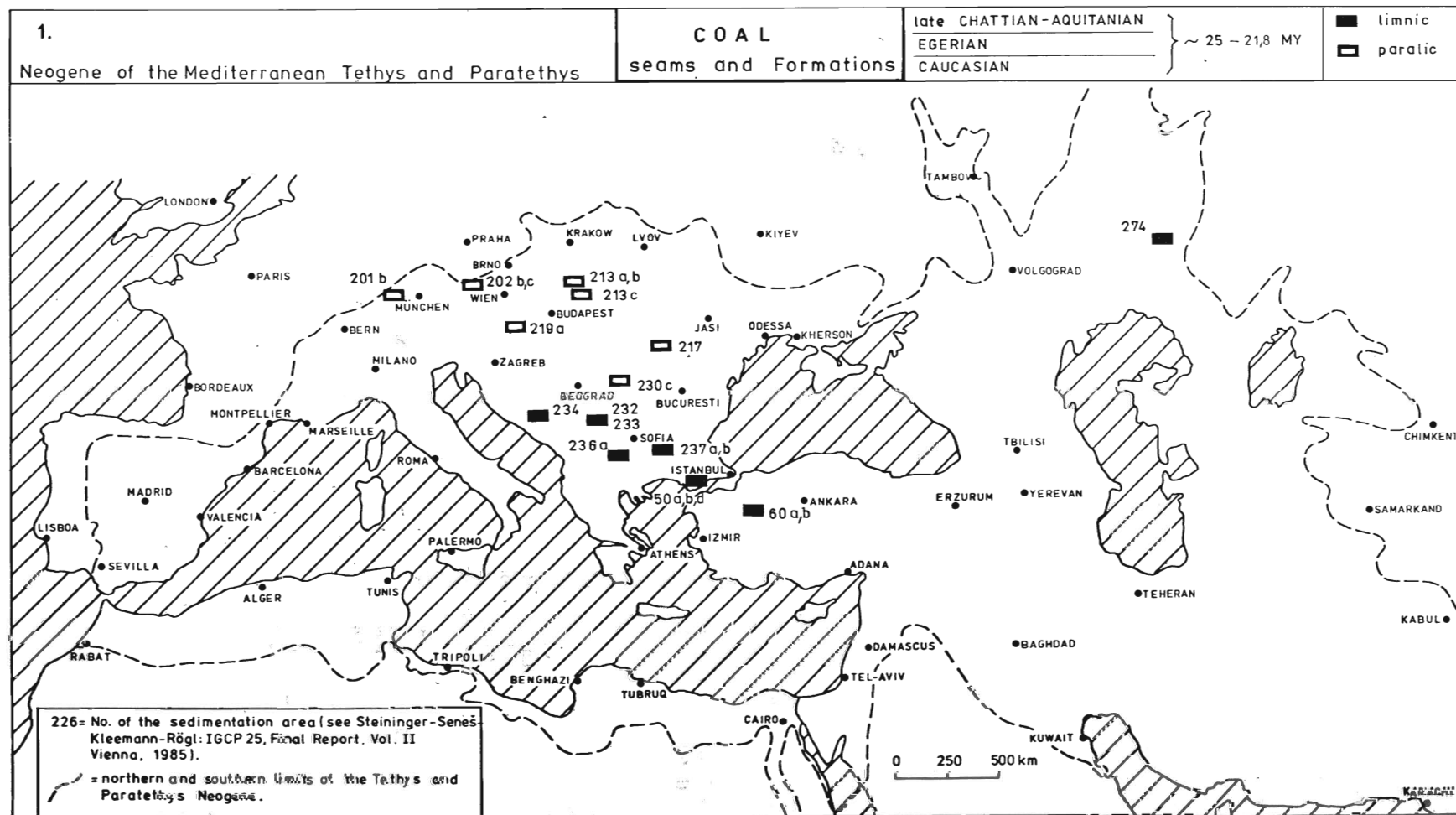
10. Late Zanclean + Placenzian (~3,8 – 1,8 MY) = Romanian (~3,6 – 1,8 MY) = Aktchaglyian (~3,4 – 1,8 MY)

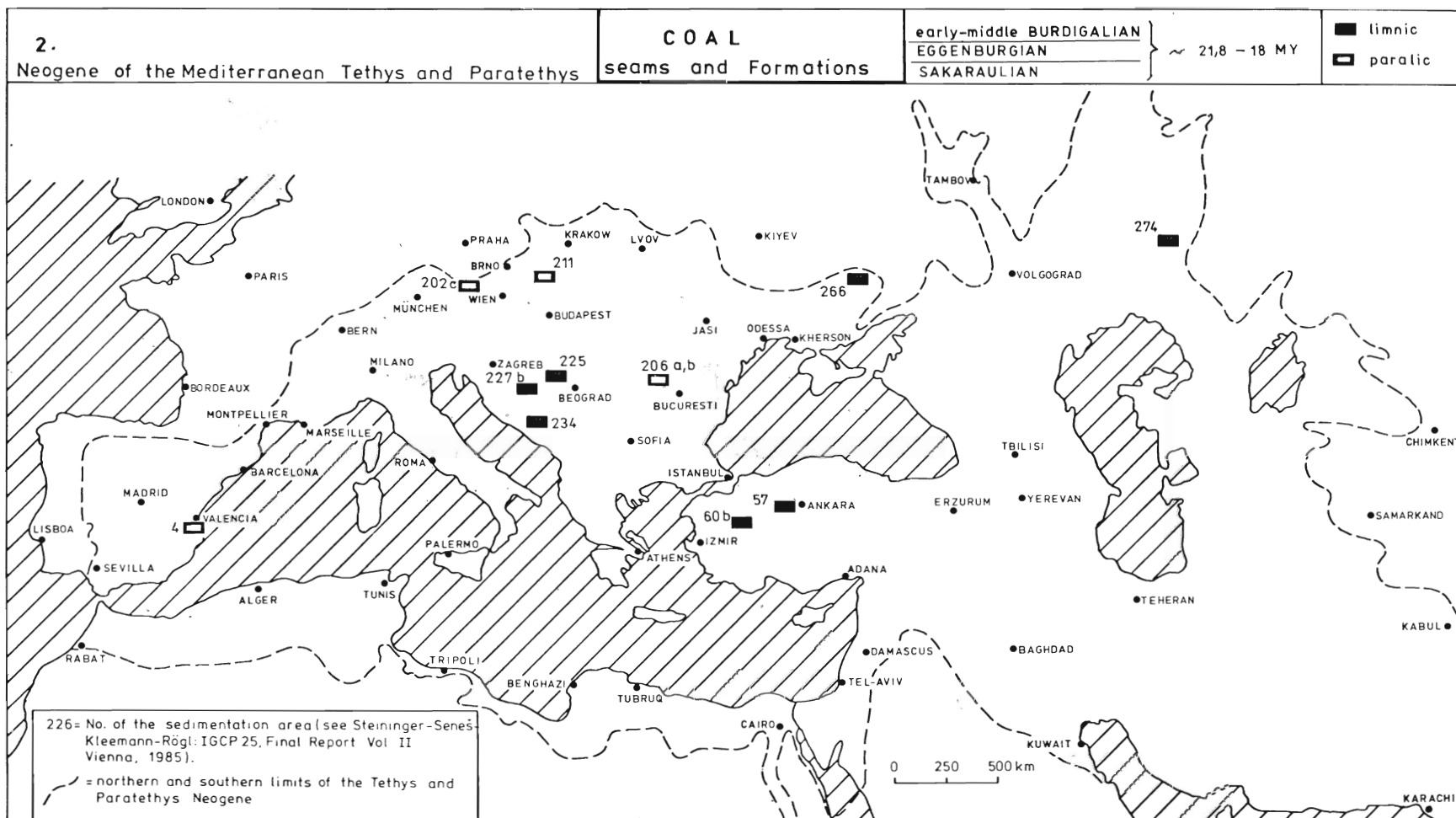
Limnic:

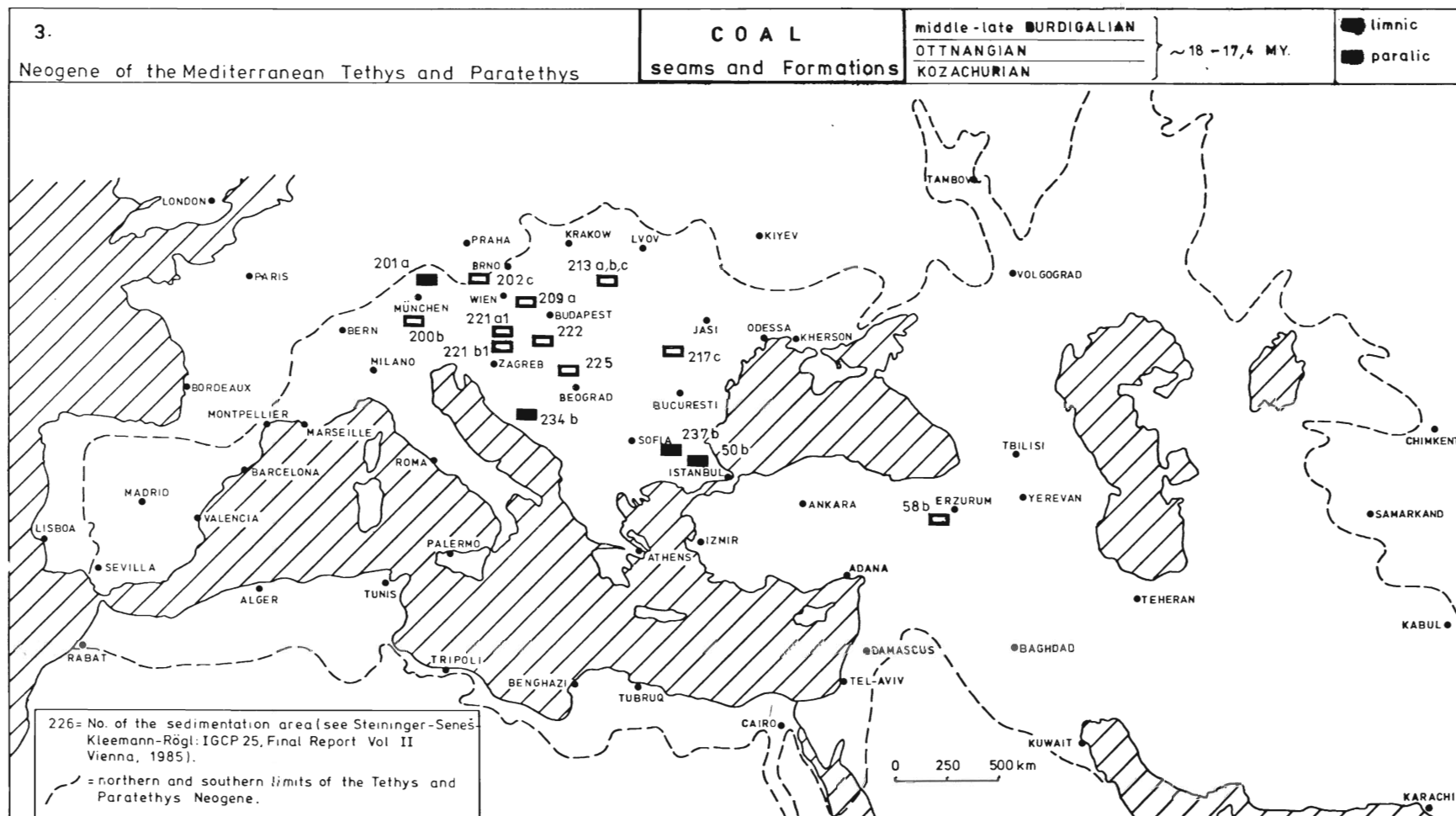
15b — Lyon — Bas Dauphine — Vercors (limite Zanclean/Piacenzian, — final paralic of marin Zanclean?), F; **15c** — Lyon — Dombes — Bresse (Bresse Fm.), F; **35b** — Skopje B., Bulacani, YU; **43** — Megalopolis Intermontane B. (“Trilophon Stage” base), GR; **205fg** — Subcarpathian folded Neogene Foredeep., Bistrita — Buzau Valleys, Dimbovita — Buzau Reg. (Rimna Fm., Union Bds.), R; **206b** — Subcarpathian Foredeep, Getic Depr. W., Dunare — Jiu (“Smooth Unionidae Bds.”), R; **209ac** — Sopron Mts., West Hungarian B. (Dunántúl Fm. top, Torony Mb.), H; **213c** — North Hungary, Budapest, Börzsöny, Tokaj Mts. (Dunántúl Fm.), H; **216a** — Zakarpattia B. (Ilntsa Fm. upper part), SU; **217b2** — Transylvanian B. S., Sadu — Sercaia (“Piemontan Depr. w. coal), R; **219a** — Transdanubian Central Mts. SW (Dunántúl Fm.), H; **223bc** — Banat B. N and S. (Lower and Middle Paludinean Bds.), YU; **224a** — Hungarian part of Zala — Drava B. (Dunántúl Fm., Torony Mb.), H; **238** — Dacic B. (Freshwater Fm.), R; **270** — Oka — Don Lowland (Uryvskiye Bds.), SU;

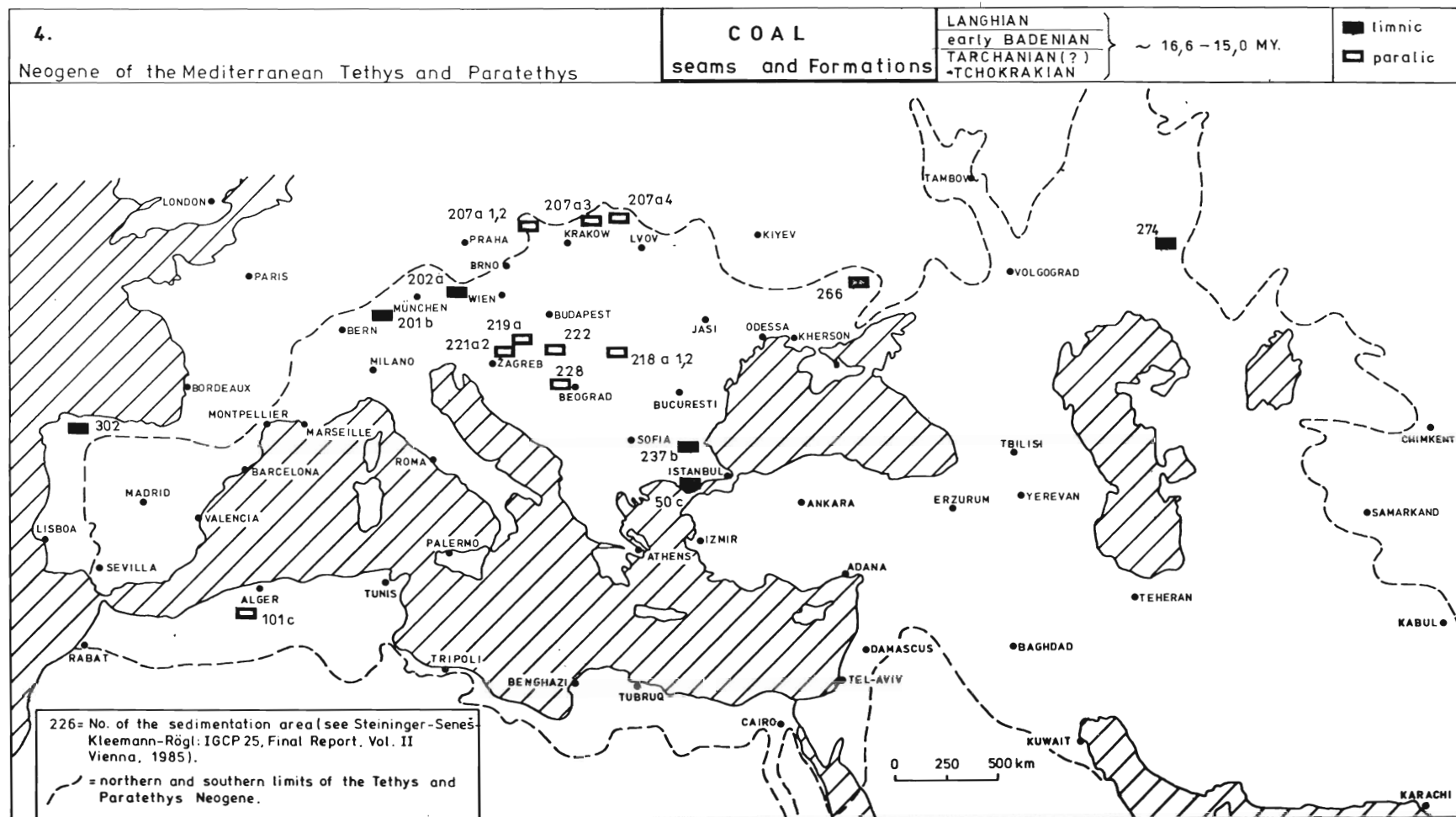
Paralic:

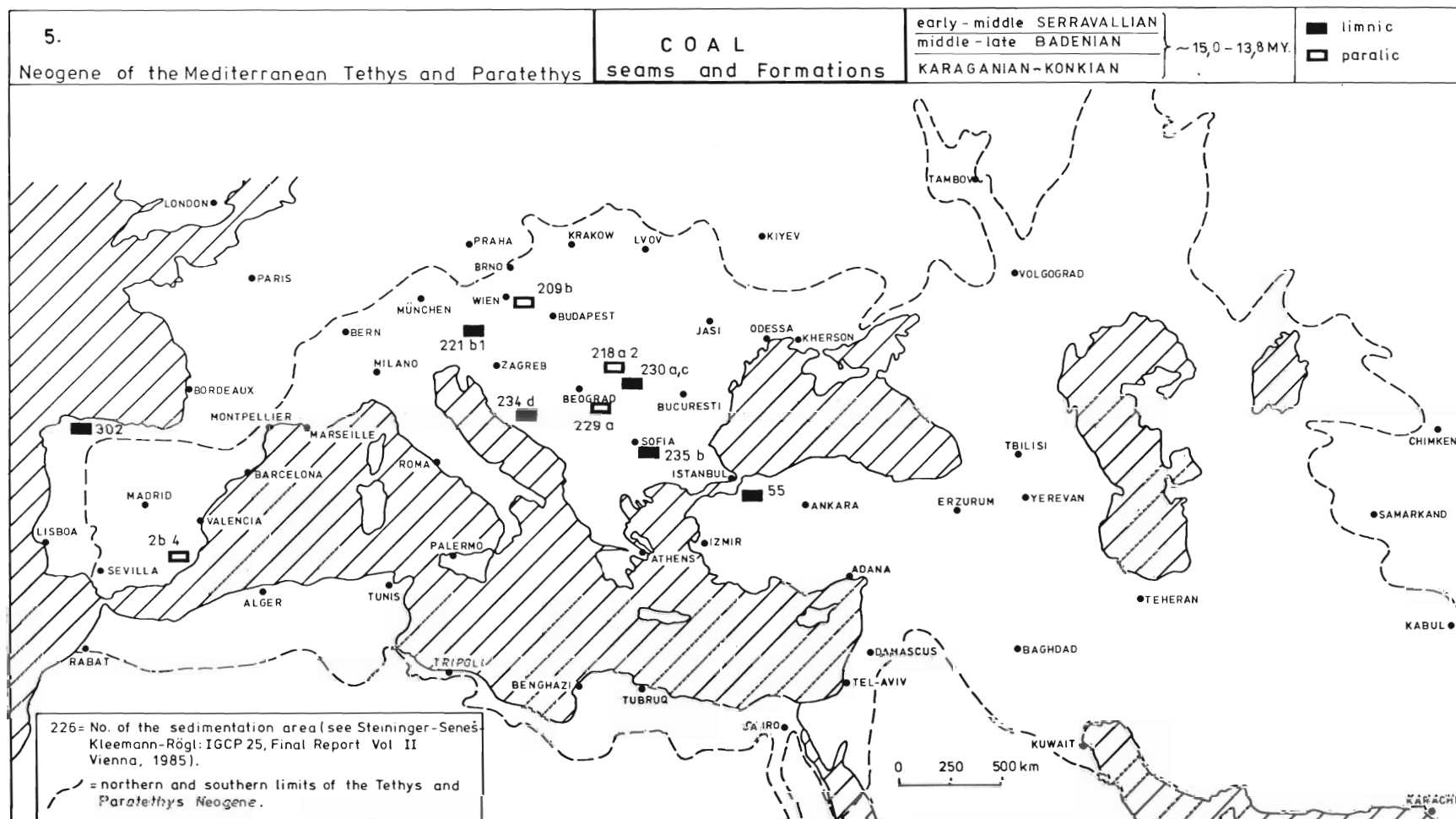
48 — Rhodes (Vasti Fm.), GR;

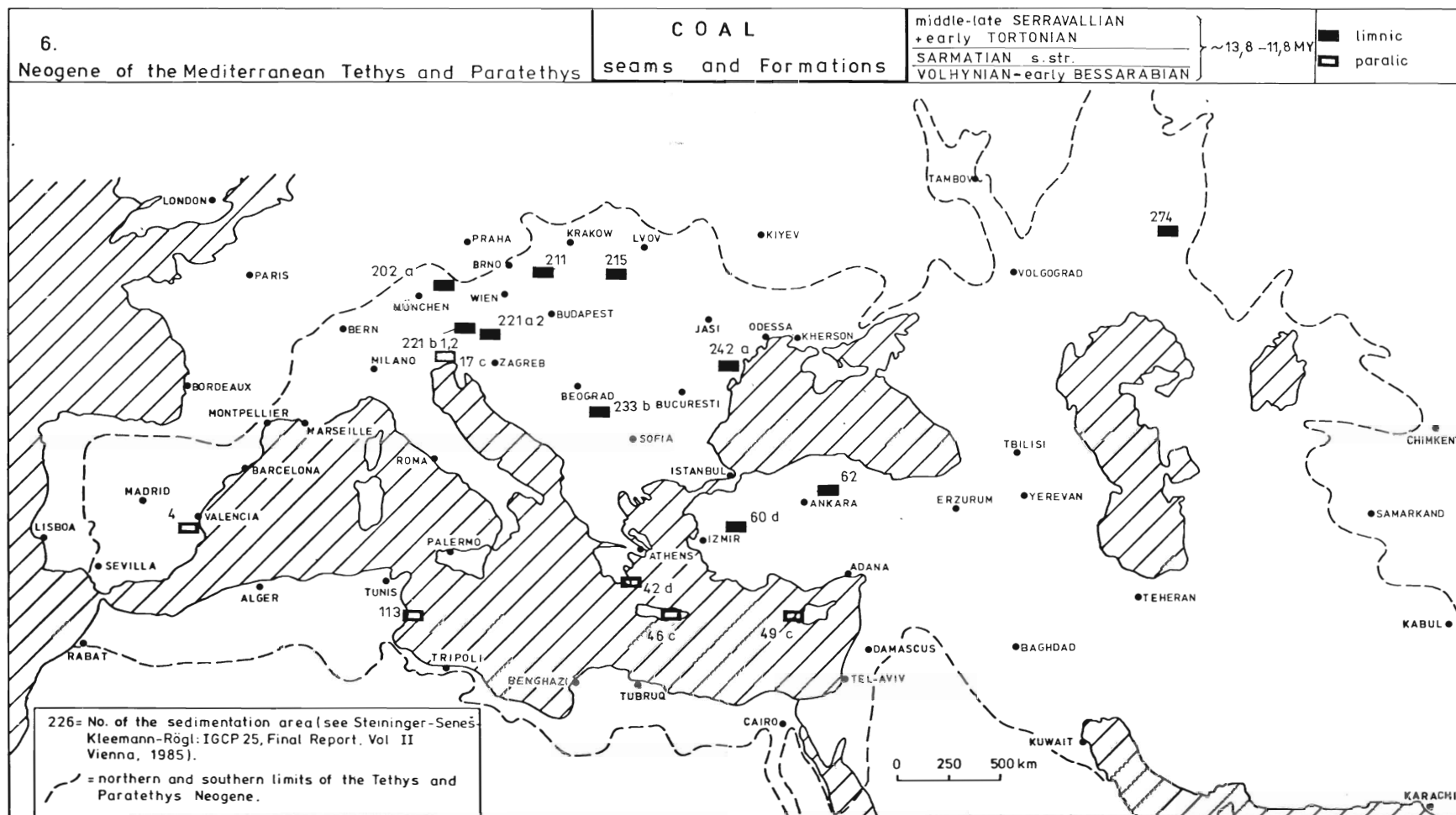


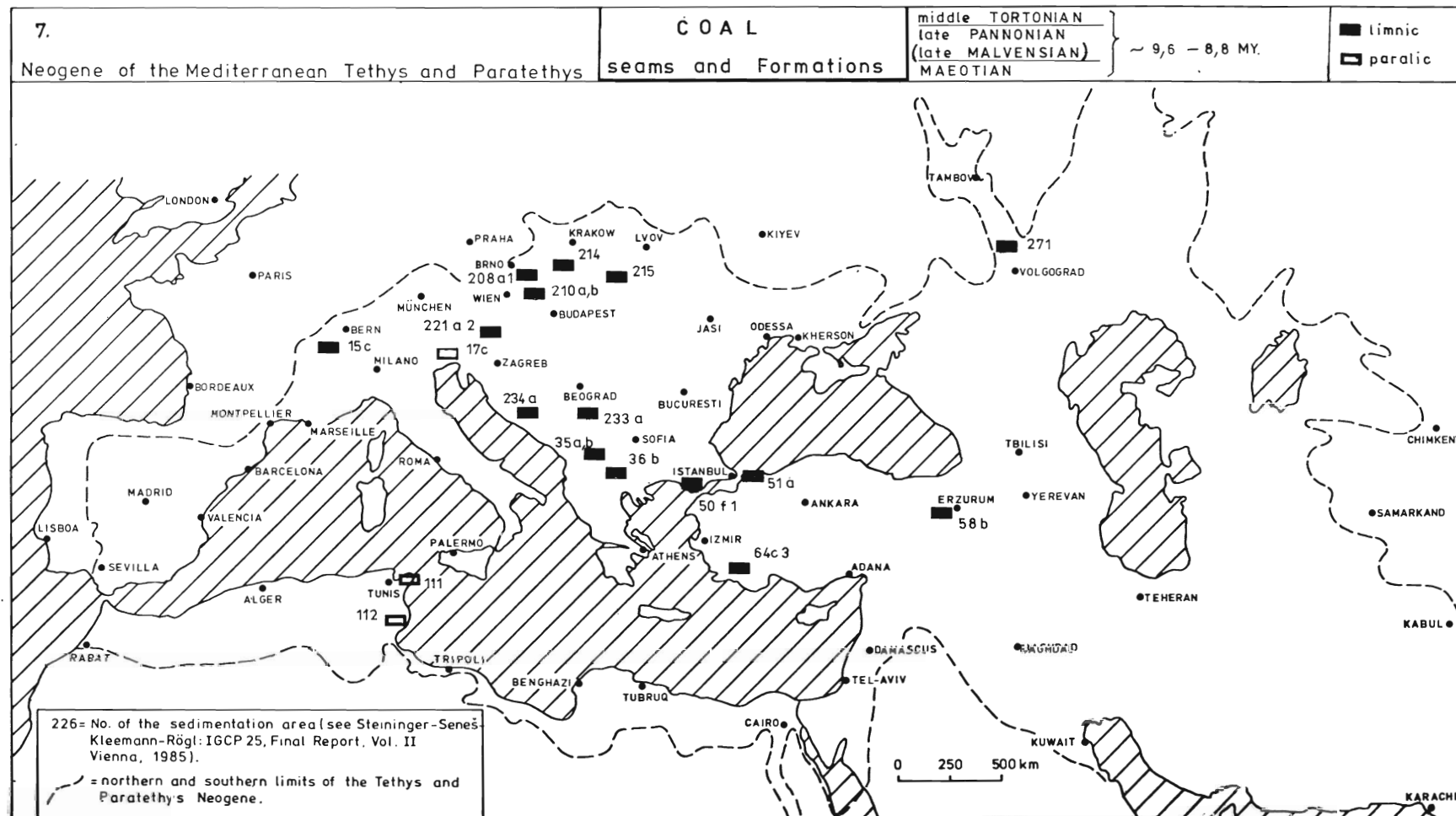


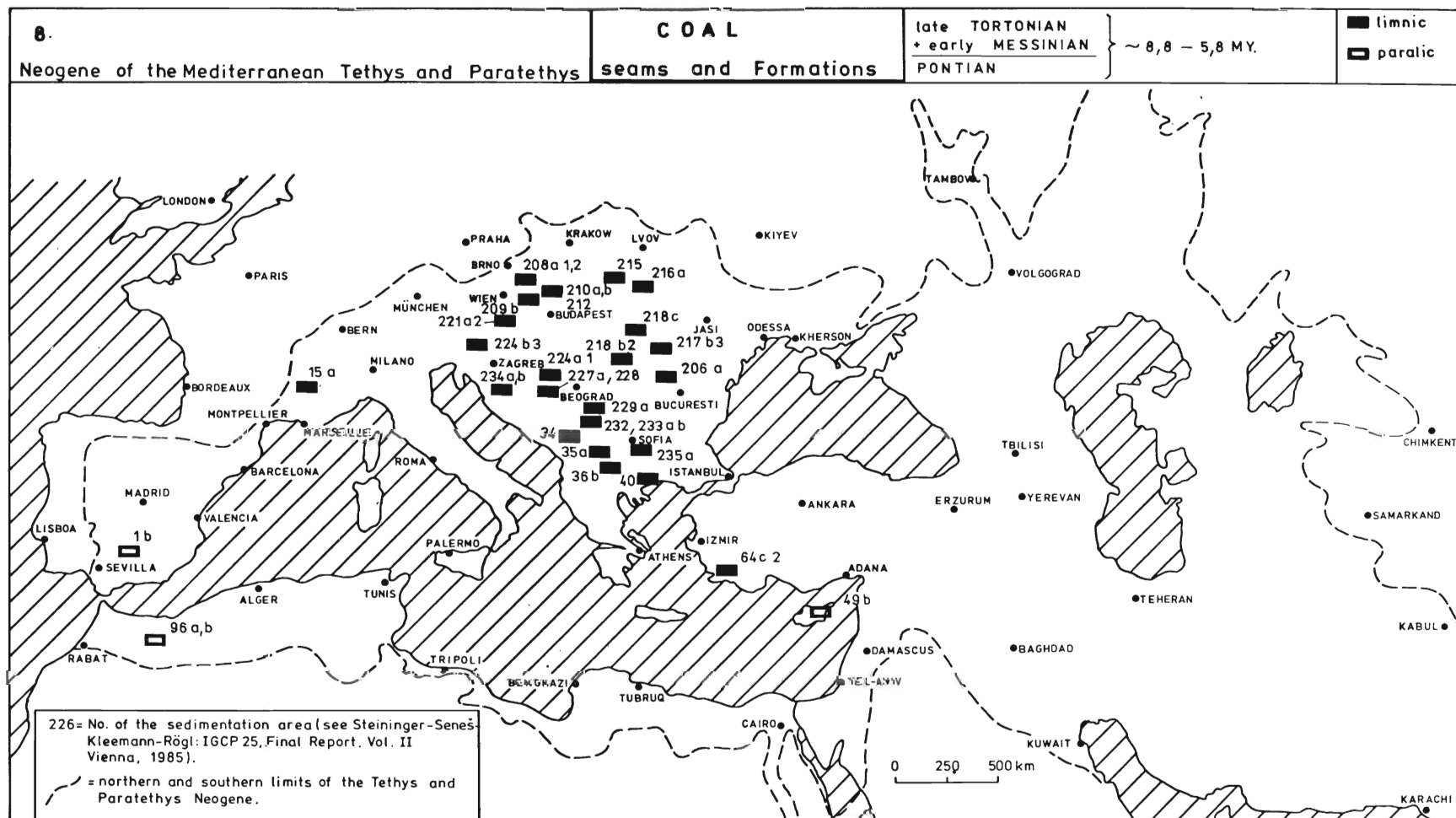


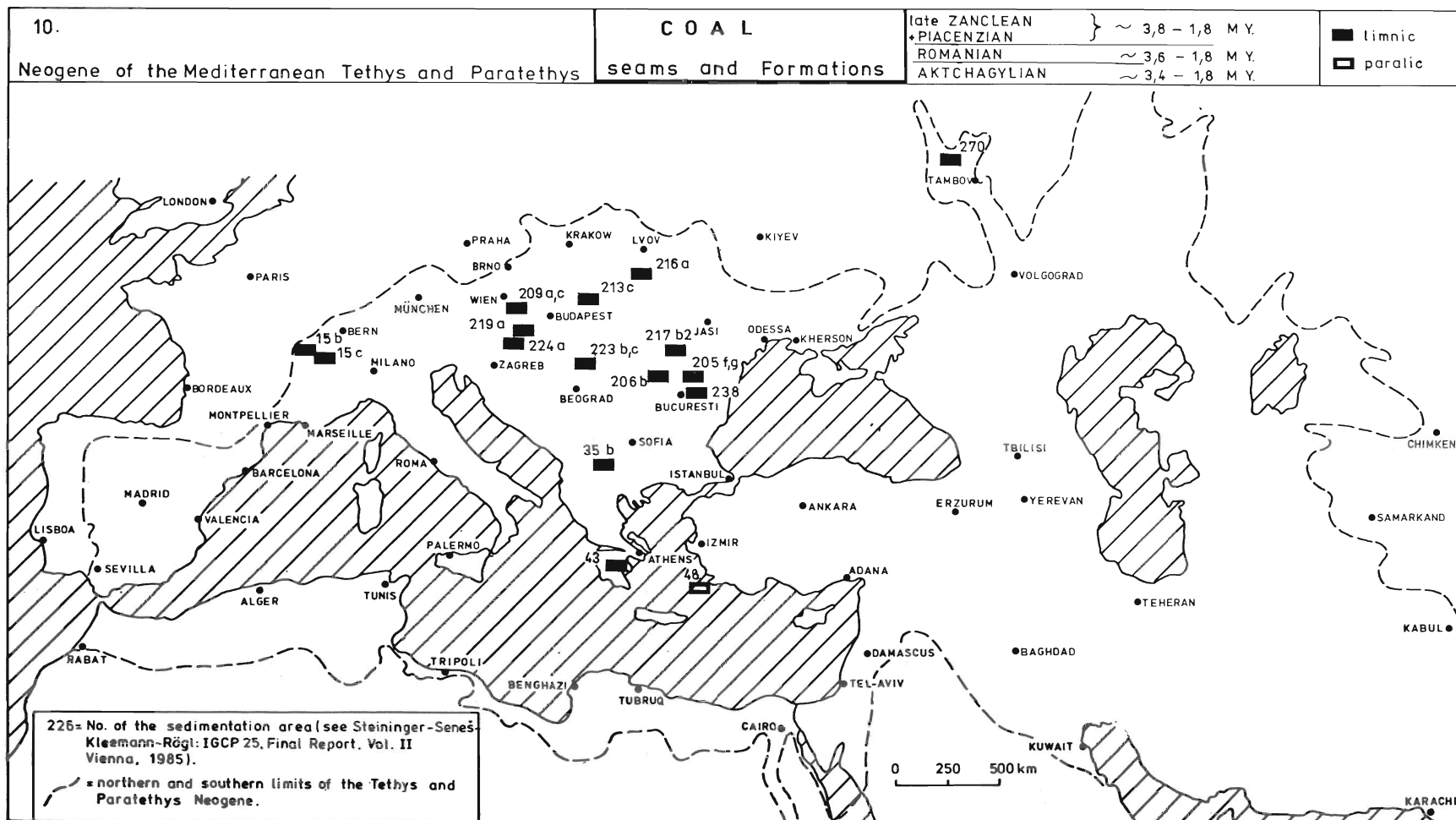












Uhoľné ložiská a uhľonosné formácie neogénu mediteránnej tetýdnej a paratetýdnej oblasti; aplikácia výsledkov projektu IGCP č. 25; časť 2.

Ukončenie projektu poskytlo možnosti analyzovať okrem vekového a priestorového rozšírenia aj podmienky vzniku vrchnooligocénnych a neogénnych limnických a paralic-
kých uhľonosných súvrství na interkontinentálnom území medzi Atlantikom a Indopacifikom. Na priložených ma-
pách sú vyznačené výskyty v jednotlivých obdobiach podľa ich limnického alebo paralic-
kého pôvodu (obr. 1—10).

Pri ich hodnotení sa nezameriavame na ich autochtónny alebo alochtónny charakter, lebo nie je ovplyvnený inter-regionálnymi geologickými udalosťami. Preferujeme ale závažnú „problematiku“ ich limnického alebo paralic-
kého pôvodu, keďže táto charakteristika by mala mať nesporné geodynamické pozadie.

Žiaľ, pri používaní pojmov „limnický“ a „paralic-
ký“ (dodnes nedostatočne definované) narážame na ťažkosti v tom, že samotné výrazy patria do úplne odlišných kategórií pojmov. „Limnický“, teda sladkovodný, označuje jasne protiklad morského. „Paralic-
ký“ však nemá nič spoločného s odstupňovaním slanosti, ale označuje *paleogeografickú* polohu ložiska, predpoklad, že súvrstvie alebo ložisko vzniklo rovnobežne s otvorenou vodnou plochou, od ktorej mohlo byť viac-menej oddelené. Rozhodne však aj takáto, tzv. paralic-
ká, vodou aspoň sčasti zaplavená prehlbenina s bujnou vegetáciou mohla mať (a obyčajne aj mala) slad-
kovodný režim. Aj z hľadiska lingvistického významu pojmov je teda oprávnená otázka, či v určitých prípadoch ide o panvu limnického alebo paralic-
kého pôvodu.

Za uhľonosné súvrstvia limnického pôvodu pokladáme výskyty alebo panvy, ktoré vznikli v extrémne veľkých vysladených regiónoch alebo v ich okrajových, plytkých, odškrtených panvičkách. Za paralic-
ké pokladáme uhľonosné súvrstvia, ktoré vznikli prevažne v čele subsidenčných sné súvrstvia, ktoré vznikli prevažne v čele subsidenčných transgresívnych morských oblastí.

Treba si ale uvedomiť, že bez ohľadu na značné zníženie alebo polyhalinný charakter materského prostredia uplatňovali sa v ich paleogeografickej sfére väčšinou tie isté zákonitosti geodynamických procesov, teda aj emergencie a subsidencie, transgresie a regresie.

Pri hodnotení obidvoch prostredí berieme do úvahy predovšetkým epeirogénne, a nie orogénne pohyby. To hlavne z dôvodu, že striedanie litologického charakteru sedimentov v rámci cyklu vzniku jednej uhľonosnej formácie poukazuje téměř vždy na striedavú, ale celkove pomalú intermitentnú subsidenciu, a to téměř vždy, bez ohľadu na to, či sa odohráva ohraňčene pozdĺž zlomov alebo celkovým plastickým ohybom podložia. Je samozrejmé, že tieto úvahy nás oprávňujú klasifikovať paralic-
ké, ale aj limnické panvy ako iniciálne a finálne.

Pri analýze časového a priestorového rozšírenia uhľonosných sedimentov na rozlišovanie limnického od paralic-

kého charakteru definujeme kritérium izolovanosti alebo spojitosti (paleogeografická poloha) ložiskovej oblasti s „ma-
terským“ vodným režimom. Za paralic-
ké ich pokladáme pri ich spojitosti s normálne slaným morom a za limnic-
ké v prípade, keď „materská“ panva bola už od mora s nor-
málnou slanostou paleogeograficky vzdialená.

Za limnické pokladáme preto napr. uhľonosné polohy sarmatu, panónu, pontu v oblastiach Paratetýdy, pretože boli od neogénnej Tetýdy akvaticky úplne izolované a ich „materskou“ oblasťou boli síce geograficky rozsiahle, no s vtedajšími moriami už nekomunikujúce sladkovodné alebo väčšinou brakické jazerá. Oproti tomu uhľonosné súvrstvia v rovnakom období tetýdnej oblasti, teda v seravale, tortóne, messiniane (pokiaľ nejde o tamojšie menšie, vyslo-
vene izolované jazerá vo vnútrozemiach), označujeme ako paralic-
ké.

Na základe týchto kritérií zisťujeme, že zo 160 nami registrovaných význačnejších uhľonosných výskytov alebo formácií v neogéne medzi Atlantikom a Indopacifikom vzniklo 114 v limnickom a len 46 v paralic-
kom prostredí. Súhrn počtu, veku a charakteru uhoľných výskytov a formácií znázorňuje okrem priložených máp aj tab. 1.

Vekove zrejme je prevaha limnických výskytov a ložísk v období začínajúcom sa v sarmate (s. s.), so zvyšujúcou sa tendenciou v panóne, ponte a v pliocéne. Oproti tomu výskyty a ložiská paralic-
kého charakteru prevládajú vo vrchnom oligocéne, v spodnom a téměř v celom strednom miocéne.

Uhľonosné sedimenty vykazujú značnú diferenciáciu priestorového rozloženia. Od konca oligocénu až po začiatok stredného miocénu sú ložiská limnického pôvodu prevažne len v južnej Európe a na Blízkom Východe na hraničnom území medzi mediteránnou Tetýdou a Paratetýdou. Najviac sedimentov paralic-
kého charakteru je v tomto období na území centrálnej a západnej Paratetýdy. Opačne je to vo vrchnom miocéne a v pliocéne, keď zvlášť v dôsledku izolácie paratetýdnych morí od mediteránnej Tetýdy a od Indopacifiku vznikol veľký počet hlavne panónskych, pontských a pliocénnych lignitových ložísk limnického pôvodu. Paralic-
ké ložiská sa v tomto období vyskytujú len v malom počte, prevažne v dnešnej mediteránnej oblasti.

Je samozrejmé, že na základe časového a priestorového rozloženia, ako aj charakteru uhľonosných formácií medzi vrchným oligocénom a pliocénom môžeme ďalej usudzovať tiež na zmeny paleoklimatické, zmeny smerov transgresie a regresie, teda obdobia subsidencie alebo emergencie jednotlivých oblastí. Analýza veku, pôvodu a rozmiestnenia uhľonosných sedimentačných formácií má teda nesporné význam pre geodynamicko-paleogeografické a domnie-
vame sa, že aj pre palinspastické interpretácie.

Muránsky tektonický systém — významný príklad horizontálnych posunov v Západných Karpatoch

LUBOMIL POSPÍŠIL¹, VLADIMÍR BEZÁK², JÁN NEMČOK², JÁN FERANEC³, DIONÝZ VASS², DUŠAN OBERNAUER⁴

¹Geofyzika, š. p., Ječná 29 a, 612 46 Brno

²Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

³Geografický ústav SAV, Obrancov mieru 49, 814 73 Bratislava

⁴Geofyzika, š. p., závod Bratislava, Geologická 18, 825 52 Bratislava

(Doručené 18. 10. 1988, revidovaná verzia doručená 6. 12. 1988)

The Muráň tectonic system as example of horizontal displacement in the West Carpathians

Well expressed indications of the Muráň tectonic system together with parallel linear boundaries are observable by remote sensing and recently even have been mapped in the field. The zone is evident as a pronounced feature in geomorphology, in geophysical and geological data. Complex analysis substantiated the inferred function of this system where not only vertical movements but even horizontal displacements occurred. The Muráň tectonic system may hence be classified as the most significant one in the West Carpathians. Discussion is oriented to the interpretation of wrench faulting of Cenozoic age and to its evidence namely in Late Alpine time (Sarmatian to Quaternary) along the Muráň tectonic system together with the possibility to use the plastic / rigid deformation model for the West Carpathians in which the Muráň tectonic system may be considered to represent one boundary of the "leading wedge" of the mobile unit.

Úvod

Súčasný dynamický nárast informácií o stavbe panónskeho bazénu odкрýva nové možnosti i na riešenie tektonickej stavby Západných Karpát, najmä v oblasti kinematiky zlomových systémov v priestore a čase. Na druhej strane „zaostávanie“ geologického a geofyzikálneho prieskumu v niektorých v súčasnosti prospekčne neatraktívnych územiach neumožňuje ucelene a jednoznačne riešiť niektoré kľúčové problémy. Jedným z nich je dnes objasnenie funkcie a štruktúrneho postavenia muránskej tektonickej zóny.

Tento systém, ktorý sa na kozmických snímkach a v geofyzikálnych poliach prejavuje ako najvýznamnejší, je v geologických mapách zachytený len v obmedzených úsekoch. To nás vedie k tomu, aby sme sa pokúsili sumarizovať dostupné geologické a geofyzikálne informácie a ukázať jeho možný nový význam.

Charakteristika muránskej línie

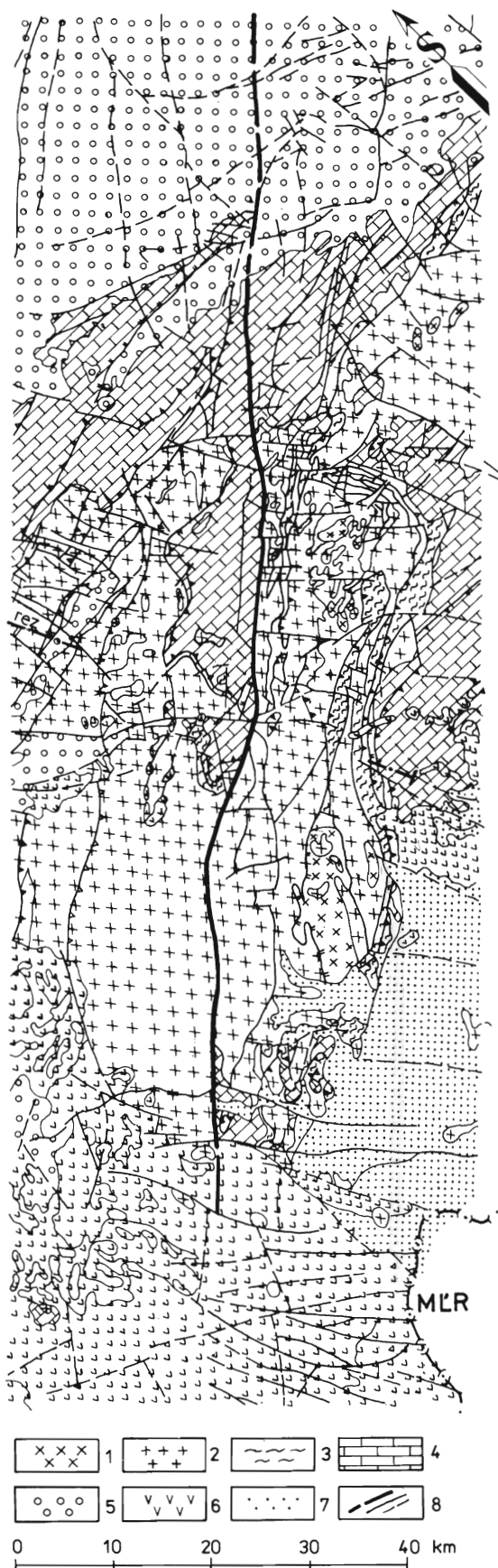
Uhlig (1903) definoval muránsku líniu ako hranicu medzi veporickým pásmom Kráľovej hole s muránskou plošinou a veporickým pásmom Kohúta. Začlenenie a význam muránskej línie v stavbe veporika a jeho rozčlenenie na pásma predložil Zoubek (1936,

1957). Najnovšie Maheľ (1986) opisuje muránsku líniu ako rozhranie alochtónnej a zakorenenej časti kráľovohoľského príkrovu, ktoré usekáva priebeh štruktúrnych elementov synklinória Muránskej planiny (obr. 1), čím sa javí ako mladý zlom.

Muránska línia zohráva zvláštnu úlohu pri formovaní pripovrchových synklinórií, ktoré sú pozdĺž nej kulisovite rozložené — zo severnej strany mezozoikum Muránskej planiny, divínska synforma a synklinorium Slovenského raja z juhu (Maheľ et al., 1967; Plašienka, 1983). Muránska línia smerom na severovýchod pokračuje uprostred karbonatických komplexov severogemerického mezozoika a smeruje až do oblasti centrálnokarpatského paleogénu Levočských vrchov, ďalej sa spája s priebehom malcovského zlomového pásma (napr. Nemčok, 1978).

Smerom na juhozápad je priebeh muránskej línie spojovaný s divínskym zlomom. Ešte ďalej na juhozápad v podloží neovulkanických komplexov je jej priebeh nejasný. Fusán et al. (1971) interpretujú jej pokračovanie približne v smere na Plášťovce, kde oddeľuje kryštalinikum kohútskeho a kráľovohoľského pásma.

Naposledy sa priebeh muránskej línie preukázal jz. od Tisovca (Bezák, 1980) a v úseku Divín—Kokava (Bezák, 1988). Podľa posledne uvedenej práce je muránsky tektonický systém zložený z niekoľkých paralelných zlomov, z ktorých divínsky, muránsky



a zdychavský treba považovať za najvýznamnejšie. Tieto výsledky potvrdili už predchádzajúce výsledky geofyzikálnych interpretácií (Obernauer et al., 1980) a analýzy kozmických snímok (Kurkin et al., 1982; Pospíšil et al., 1986), na základe ktorých treba muránsky tektonický systém chápať ako zlomový systém dvoch-troch hlavných paralelných zlomov smeru SV—JZ porušený v priestore Tisovca priečnymi zlomami smeru ZSZ—VJV až V—Z (obr. 2) a sprevádzaný systémom čiastkových paralelných i kolmých zlomov. Všeobecne sa muránska línia v tejto časti systému chápe ako kryhový prešmyk vyššieho rádu, ktorý je pretvorený v niektorých úsekoch na mladší pokles (Maheľ, 1986). Na tomto rozhraní sa na niekoľkých miestach preukázal aj horizontálny pohyb vzťahujúci sa na paleoalpínske obdobie (Ondrášik et al., 1987; Bezák, 1988).

Doposiaľ sa však nenašli žiadne dôkazy na interpretáciu horizontálnych pohybov na zlomoch muránskeho tektonického systému, ktoré by sa odohrávali v neoalpínskom období, teda v neogéne až v kvartéri, aj keď niektoré skutočnosti priamo „vzádzajú“ k tejto interpretácii. Sú to predovšetkým:

a) geomorfologický prejav muránskeho systému (obr. 3), nezastrený mladými alpínskymi pohybmi (Lukniš a Mazúr, 1956), prejavujúci sa na družicových snímkach ako najintenzívnejší tektonický fenomén Západných Karpát (Pospíšil et al., 1986).

b) štruktúro-tektonický vejárovitý štýl zaklesnutého mezozoika v oblasti divínskeho a muránskeho zlomu (Maheľ et al., 1967; Plašienka, 1983), typický skôr pre strižné systémy ako pre normálne zlomy,

c) prítomnosť niekoľkých vekovo odlišných typov granitoidov segmentovaných jednotlivými zlomami muránskeho systému (Maheľ, 1986) (rimavický, rochovský, síhliansky a i.),

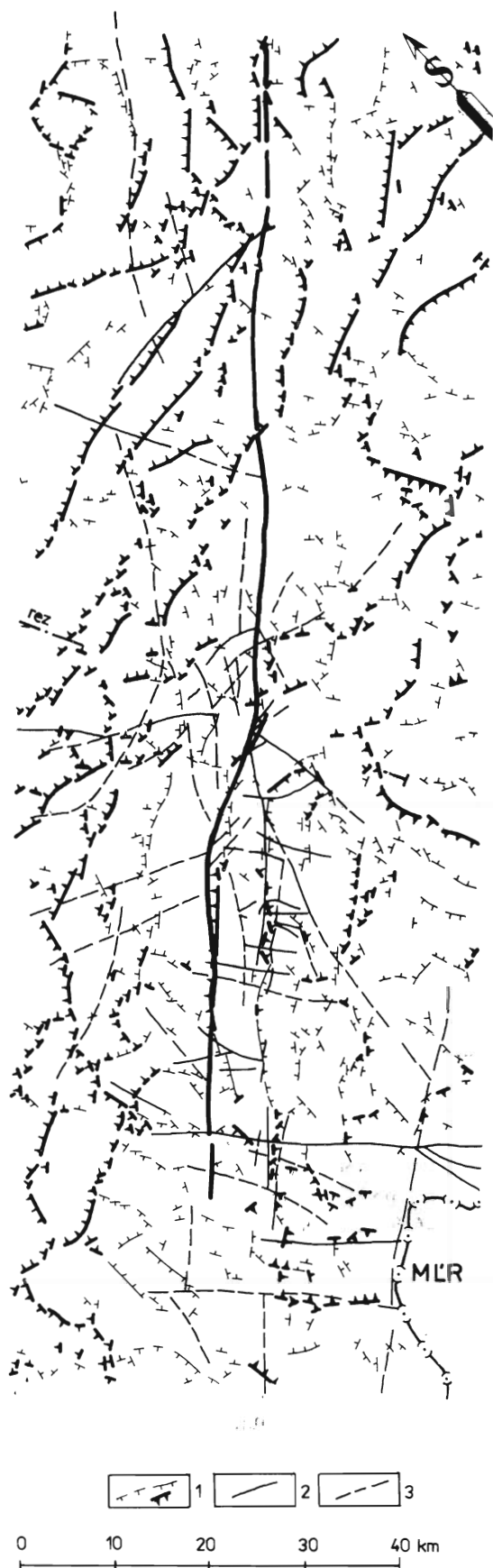
d) deliaca hranica paleogénnych (na juhu) a neogénnych depresí (Maheľ a Konečný, 1982; Vass et al., v tlači),

e) predispozícia k horizontálnemu pohybu, dôsledok paleo- a mezoalpínskeho obdobia (Bezák, 1988; Ondrášik et al., 1987),

f) nepriame údaje získané z geofyzikálnych meraní, predovšetkým ťažových a magnetických (obmedzenie a posuny anomálií) a najnovších výsled-

Obr. 1. Štruktúro-tektonická schéma okolia stredného úseku muránskeho tektonického systému (upravené podľa Maheľa, 1985). 1 — kryštalinikum, 2 — granity, 3 — paleozoikum, 4 — mezozoikum (nerozlíšené), 5 — centrálnokarpatský paleogén, 6 — vulkanity (neogénne), 7 — neogén, 8 — zlomy; hrubo vyznačená muránska línia.

Fig. 1. Simplified structural and tectonic scheme along the central segment of the Muráň tectonic system (modified from Maheľ, 1985). 1 — crystalline, 2 — granite, 3 — Paleozoic, 4 — Mesozoic, undivided, 5 — Central Carpathian Paleogene, 6 — volcanite, Neogene, 7 — sediment, Neogene, 8 — fault, heavy line means the Muráň line.



kov hlbinej seizmiky a magnetotelurickej sondáže.

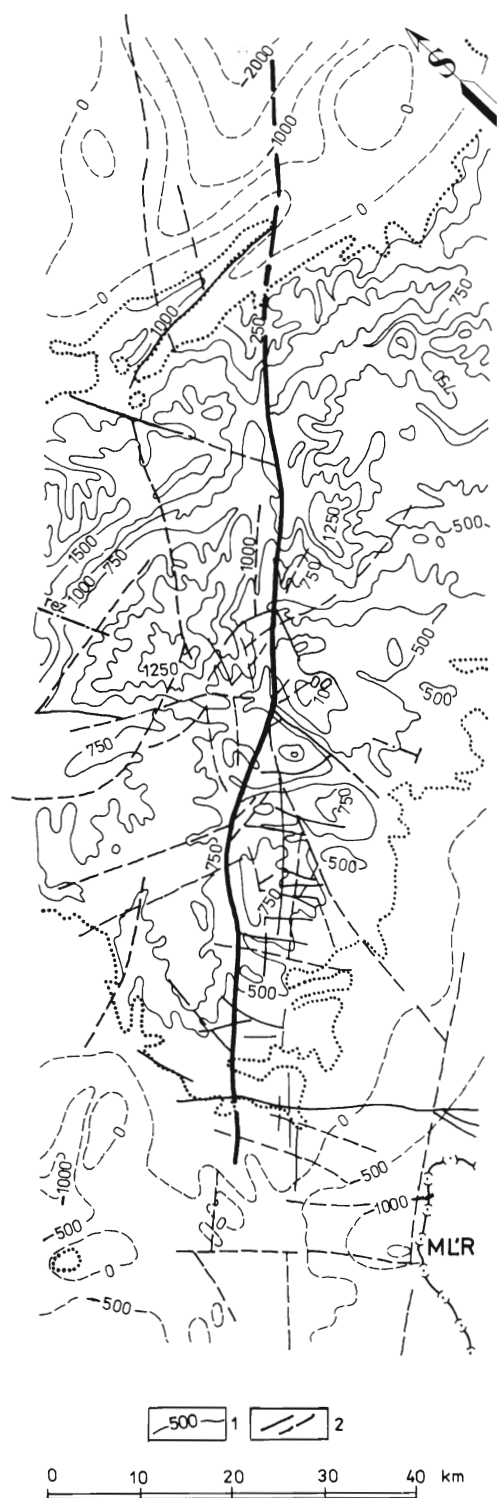
Tieto skutočnosti nás viedli k tomu, že sme zhodnotili súčasné geomorfologické a geofyzikálne výsledky a údaje z diaľkového prieskumu Zeme (DPZ) a spolu s najnovšími geologickými údajmi upozornili na niektoré vzťahy, význam a funkciu jednotlivých zlomov a interpretovaných rozhraní. Hlavné sme chceli poskytnúť súborný, na regionálnej úrovni porovnateľný a na verifikáciu vhodný materiál, ktorý by sa dal ďalej využiť. Z družicových snímok doplnených geofyzikálnymi údajmi získavame v tomto prípade kvalitatívne nové údaje na zhodnotenie a sledovanie celého priebehu muránskeho zlomového systému. Ďalej budeme muránsku a divínsku líniu a ich pokračovanie na SV, resp. JZ označovať ako muránsky tektonický systém (MTS) rozdelený na stredný (divínsko-muránska línia), juhozápadný (zlomy Z_1 až Z_3) a severovýchodný (malcovský systém) úsek.

Geomorfologické hodnotenie

Stredná časť MTS sa interpretovala ako radiálna dislokácia odlišujúca sa od starších presunových línií s mierne sklonenými presunovými plochami. Táto radiálna dislokácia sa dá geomorfologicky sledovať ako súvislá línia podstatne ďalej ako po južný okraj Muránskej planiny. Smerom na JZ pokračuje od Muráňa smerom na Tisovec, do údolia horného Ipľa, na Dobroč, Tuhár a ohraničuje aj južný okraj Krupinskej vrchoviny. Smerom na SV smeruje do oblasti prameňov Hrona a Hnilca a ďalej až do Hornádskej kotliny. Viac ako 140 km dlhá a takmer priama zlomová porucha zostala dlho nedostatočne zhodnotená. Je to zhruba smerný zlom, podľa ktorého poklesli oblasti ležiace severne od zóny ležiacej na juhu. Potom by sa Ipľská kotlina javila ako inverzia tektonického reliéfu. Analýza riečnej siete v oblasti veporského a gemerského rudohoria odкрýva celý rad takýchto zlomových línií. I to sú zlomy prevažne smerné, alebo od nich mierne na juh odklonené. Jedna z takýchto línií prechádza cez Kokavu na České Brezovo, iná sleduje dolinu Zdychavky smerom na Revúcu a Ploské. Presahovanie radiálnych zlomov ďaleko na oblasť rozšíreného paleozoika gemerika a ich zreteľné presahovanie do oblasti Krupinskej vrchoviny tvorenej neogénymi tufmi

Obr. 2. Muránsky tektonický systém v mape vertikálnych hustotných rozhraní (Šefara et al., 1987). 1 — vertikálne hustotné rozhranie, 2 — zlomy zistené geologicky (hrubo vyznačená muránska línia), 3 — zlomy interpretované na základe družicových snímok a geofyzikálnych dát.

Fig. 2. The Muráň tectonic system in the map of vertical density boundaries (Šefara et al., 1987). 1 — vertical density boundary, 2 — proved fault (heavy line indicates the Muráň line), 3 — interpreted fault from satellite images and geophysical data.



Obr. 3. Geomorfologický prejav muránskeho tektonického systému. 1 — vrstevnice reliéfu 750 m, 2 — zlomy MTS; hrubo vyznačená muránska línia.

Fig. 3. Geomorphological indication of the Muráň tectonic system. 1 — relief contour line 750 m, 2 — fault of the Muráň tectonic system; heavy line indicates the Muráň line.

a aglomerátmi svedčí, že rozčlenenie Slovenského rudohoria je pomerne mladé, mladšie ako hlavná fáza neogénnej sopečnej činnosti.

O neogénnom zlomovom rozčlenení Slovenského rudohoria svedčia aj značné zostatky pokryvu andezitových tufov a aglomerátov, ako aj výstupy tufových a aglomerátových výplní sopečných sopúchov roztrúsených v priestoroch od Poľany a Krupinskej vrchoviny až na Muránsku planinu ku Kameňanom a za Šafárikovo. To súčasne naznačuje, že sa tu pred panónom, resp. ešte pred začiatkom pliocénu rozprestierala podobná tufová plošina ako krupinská. Za jej zvyšky treba považovať pohorelskú a blžskú tufovú plošinu.

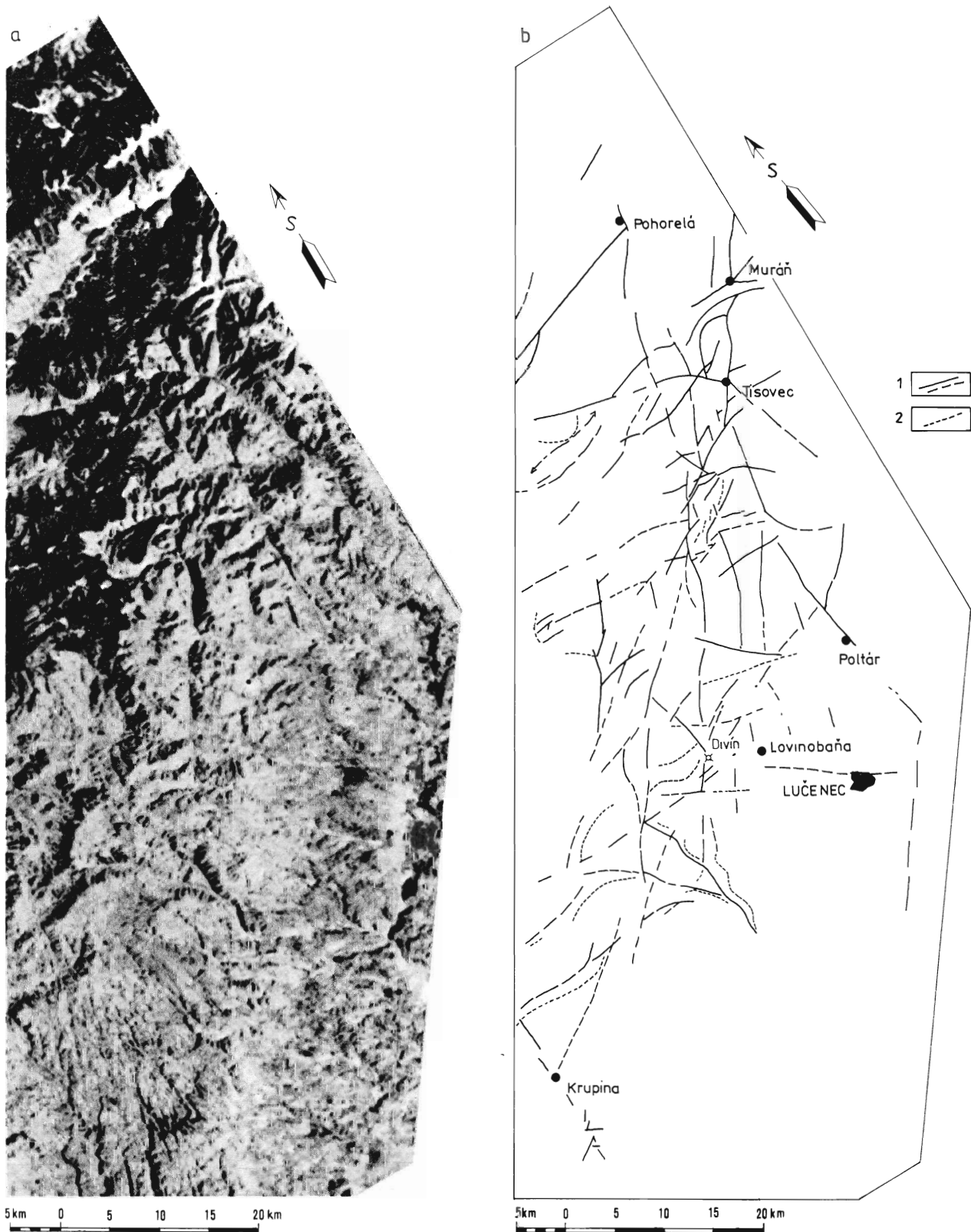
Vlastnú divínsku a muránsku líniu sledujú na južnej strane morfológicky veľmi nápadné klenby. Je podozrenie, že tieto geomorfologicky vystupujúce klenby Sinca, Ostrej, Trstia, Kohúta a Stolice možno považovať za skutočné tektonické klenby, ktoré súvisia s celkovým zdvihom pruhu kryštalinika na juh od divínskej a muránskej línie. V tomto zmysle treba aj Ipeľskú kotlinu považovať za inverzný útvar. Súvislý vulkanický kryt, ktorý spájal vulkanické centrá po oboch stranách štátnej hranice, bol z neho odnesený (Lukniš a Mazúr, 1956).

Analýza družicových snímok

Už prvé analýzy družicových snímok typu KOSMOS (Kurkin et al., 1982) ukázali, a to napriek ich nedostatočnej kvalite, že v strednom úseku MTS sa objavuje niekoľko významných paralelných rozhraní. Samotný priebeh muránskej línie bol veľmi nespojitý a porušený sériou priečných lineácií. Novšie analýzy (napr. Doktór et al., 1985; Pospíšil et al., 1986; Kvitkovič a Feranec, 1986), vychádzajúce z dobrej kvality snímok LANDSAT a KOSMOS, túto interpretáciu nielen potvrdili, ale aj umožnili sledovať pokračovanie dvoch samostatných línií (divínskej a muránskej) na SV, resp. JZ. Súčasne bol indikovaný zreteľný priebeh poltárskeho zlomu so sprevádzajúcimi fasetovými plochami na východnej strane zlomu. Nové rozhranie bolo zistené na spojnici obcí Balassagyarmat—Ožďany a sprevádza ohyby tokov Krtíša, Ipľa a Suhej.

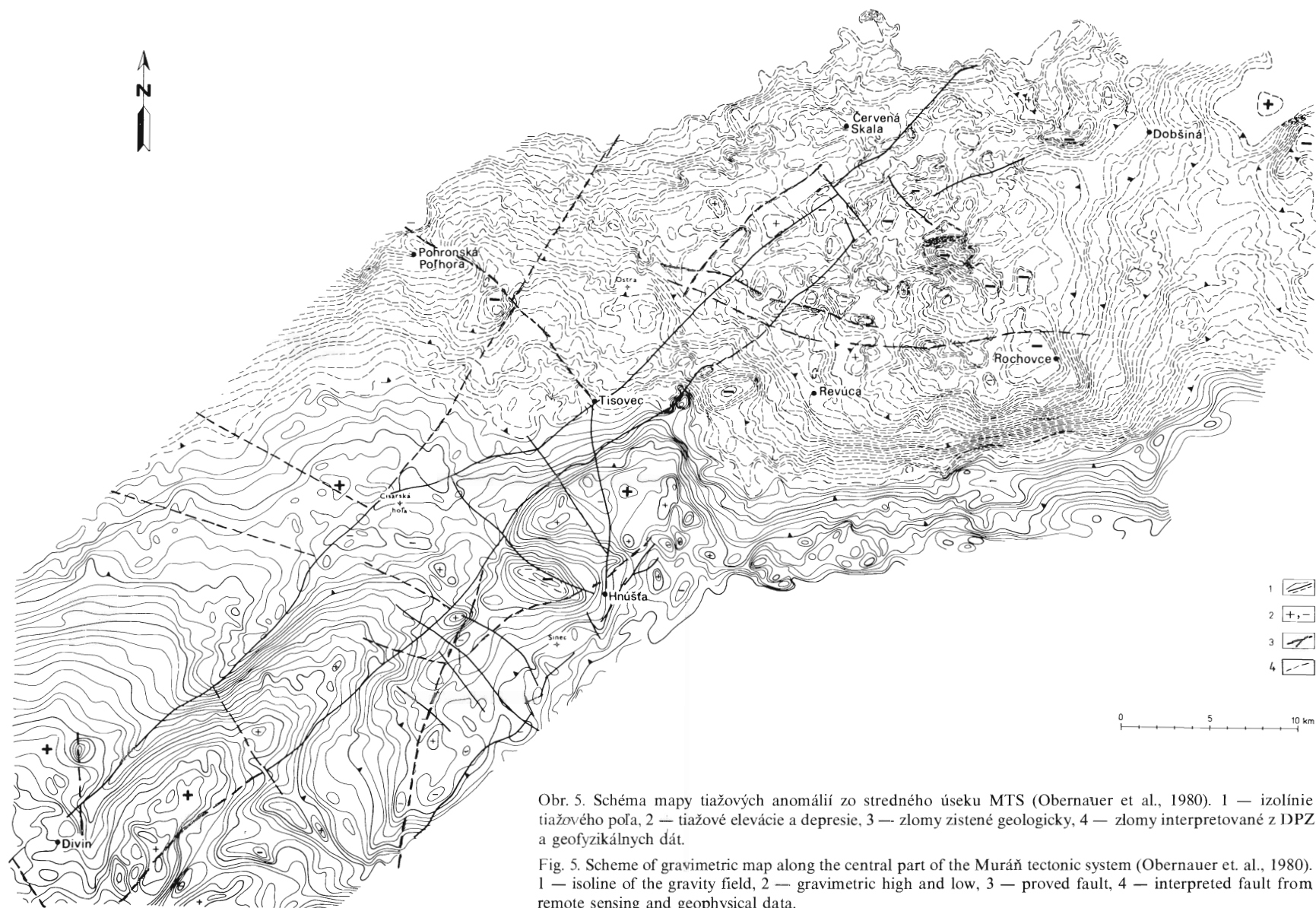
V priloženej interpretačnej schéme (obr. 4) sa MTS javí ako komplikovaný systém 3—4 paralelných rozhraní, ktorých priebeh segmentuje celé územie na rad čiastkových blokov (včítane zaklesnutého bloku s muránskym a tuhánskym mezozoikom). Divínska línia smeruje zo svojho známeho priebehu od Ipeľského potoka ďalej na SV na sz. okraj Muránskej planiny a obec Pohorelá a pravdepodobne až k Liptovskej Tepličke.

Muránska línia sa kryje s priebehom definovaným Bezákom (1988), ale útržky tohto zlomového pásma



Obr. 4. Analýza družicových snímok. a — výrez snímky LANDSAT z 1. 11. 1973 (Doktór a Graniczny, 1983), b — interpretované rozhranie MTS a jeho okolia.

Fig. 4. Analysis of remote sensing images. a — cut-out of LANDSAT image dated 1st November, 1973 (Doktór and Graniczny, 1983), b — interpreted boundaries along the Muráň tectonic system and its surroundings.



Obr. 5. Schéma mapy tiažových anomálií zo stredného úseku MTS (Oberbauer et al., 1980). 1 — izolínie tiažového poľa, 2 — tiažové elevácie a depresie, 3 — zlomy zistené geologicky, 4 — zlomy interpretované z DPZ a geofyzikálnych dát.

Fig. 5. Scheme of gravimetric map along the central part of the Muráň tectonic system (Oberbauer et. al., 1980). 1 — isoline of the gravity field, 2 — gravimetric high and low, 3 — proved fault, 4 — interpreted fault from remote sensing and geophysical data.

smerujú až k Cinobani a Podrečanom. Úsek medzi Šoltýskou a Tisovcom je komplikovaný pravdepodobne zlomami smeru SZ — JV až Z — V, ktoré možno nájsť v geofyzikálnych mapách (obr. 2), menej výrazné sú v geologických podkladoch. (Interpretácia sa urobila na základe analýzy niekoľkých snímok LANDSAT a pomocou multispektrálneho projektora MSP-4.)

Údaje z okolia stredného úseku MTS

Geofyzikálne údaje

Všetky geofyzikálne údaje veporskej časti Slovenského rudohoria a Nízkych Tatier jednotne spracoval Obernauer et al. (1980). Štruktúrne-tektonickú stavbu oblasti na základe komplexného zhodnotenia geofyzikálnych výsledkov ďalej upresnil Obernauer et al. in Šefara et al. (1987).

Medzi základné a zjednocujúce geofyzikálne údaje patria mapy úplných Bouguerových anomálií a magnetických anomálií ΔZ . Najnovšie sme v rámci leteckého geofyzikálneho mapovania Slovenského rudohoria získali mapy izolínií ΔT a gamaspektrometrické údaje (K, Th, U, total; Gnojek a Dedáček, 1986).

Tiažové pole. Charakteristickým znakom tiažového poľa (obr. 5) reprezentovaného schematickou mapou úplných Bouguerových anomálií zostavenou pre redukčnú hustotu $2,67 \text{ kg.dm}^{-3}$ je rozdelenie územia na severovýchodnú časť, spojenú s tiažovým minimom, ktoré je vyvolané prítomnosťou mladých kriedových granitov (Filo et al., 1974; Filo a Pospíšil, 1975; Klinec, 1976), a juhozápadnú časť, ktorá sa prejavuje tromi pásmami pozitívnych anomálií, zreteľne oddelených úzkymi minimami, resp. ostrými gradientmi, ktoré zodpovedajú divínskemu zlomu a pokračovaniu muránskej línie. Viditeľné je pokračovanie úzkeho tiažového minima, zodpovedajúce priebehu divínskeho zlomu, smerom od kóty Cisárska na SV, kde v mieste pretínania s tisovecko-mýtnanským zlomovým systémom vystupujú neogénne telesá dioritov a porfyrítov. Južné rozhranie, zodpovedajúce muránskemu rozhraniu, oddeľuje dve výrazné pozitívne tiažové štruktúry v priestore kót Strieborná (severne od Lovinobane) a Ostrá (medzi Hnúšťou a Tisovcom). Obe anomálie sprevádzajú magnetické anomálie. Celú túto zónu oddeľuje výrazná záporná tiažová anomália v priestore Klenovca, zodpovedajúca pravdepodobne „granitovému“ zdroju. Celú zónu navyše komplikuje prakovský zlom, sprevádzaný ostrým tiažovým minimom. Z geometrie a pozície tiažových anomálií možno pozorovať lavostranné posunutie jednotlivých tiažových pásem približne 10 km na divínskom a až 30 km na muránskom zlome.

V tiažovom poli je zreteľný aj priebeh ďalších interpretovaných rozhraní. Väčšina z nich sa však prejavuje hlavne vertikálnymi pohybmi a delí pásma na čiastkové bloky.

Magnetické pole. Hlavné magnetické rozhranie regionálneho významu je medzi obcami Lovinobaňa — Kokava nad Rimavicou — Muránska Huta — Dobšínska Maša a má smer SV — JZ (obr. 6). Za zdroj týchto anomálií považuje Filo et al. in Šefara et al. (1987) metamorfované bázické horniny (amfibolity) sekundárne obohatené pyrotínom, nachádzajúce sa v hĺbke 1,2—3,5 km v podloží nemagnetických granitoidov pásma Kohúta a Kráľovej hole. Toto rozhranie je paralelné s podobným južným rozhraním, prebiehajúcim pozdĺž styku veporika a gemerika na spojnici Poltár — Jelšava — Štítok. Do tejto zóny patrí aj regionálna „rochovská“ magnetická anomália (Obernauer et al., 1980; Filo a Pospíšil, 1975). V ostatných častiach územia vystupujú magnetické anomálie len veľmi sporadicky a dosahujú relatívne malé plošné rozmery. Najviac sú sústredené do územia Michalová — Tisovec a spôsobujú ich výskyty neovulkanických komplexov. Z priebehu magnetických anomálií možno odvodiť ďalšie čiastkové uzávery. Predovšetkým je zjavný význam muránskej línie, ktorá lemujeme zdroje vyvolávajúce magnetické anomálie v území medzi Lovinobaňou a Muránskou Hutou, ale možno posúdiť aj význam poltárskeho zlomu, ktorý delí obidve zóny na juhozápadnú a severovýchodnú časť, deformuje muránsku líniu, na ktorú sa napája približne pri Tisovci. Možno ju považovať za zlom druhého rádu, koso deformujúci celú zónu.

Z korelácie údajov DPZ, gravimetrie, magnetometrie a geomorfologickej analýzy vidieť, že zlomové systémy a interpretované rozhrania (fotolineácie) majú rovnaký geofyzikálny prejav, možno ich geofyzikálne verifikovať. Môžeme ich teda považovať za tektonické rozhrania.

Geologická charakteristika

Komplikovaná geologická stavba veporika v okolí stredného úseku muránskeho tektonického systému, na ktorej sa podieľa rad komplexov odlišných vekom, štruktúrou, litológiou i metamorfózou, sa vysvetľuje najmä účinkami intenzívnych tektonických procesov. Túto skutočnosť zdôraznil Klinec (1976), Mahel' (1974) a iní.

Najnovšie poznatky o tejto zóne prináša Bezák (1988). Na základe štruktúrnych meraní, petrografických analýz, ale aj vzájomnej geologickej pozície jednotlivých komplexov a tektonických prvkov časovo upresnil jednotlivé etapy deformácií hlavne v juhozápadnej časti muránsko-divínskeho zlomu.

Najstaršie deformačné štádium je zachytené v štruktúrach kráľovoohľského komplexu (plochy S₁,

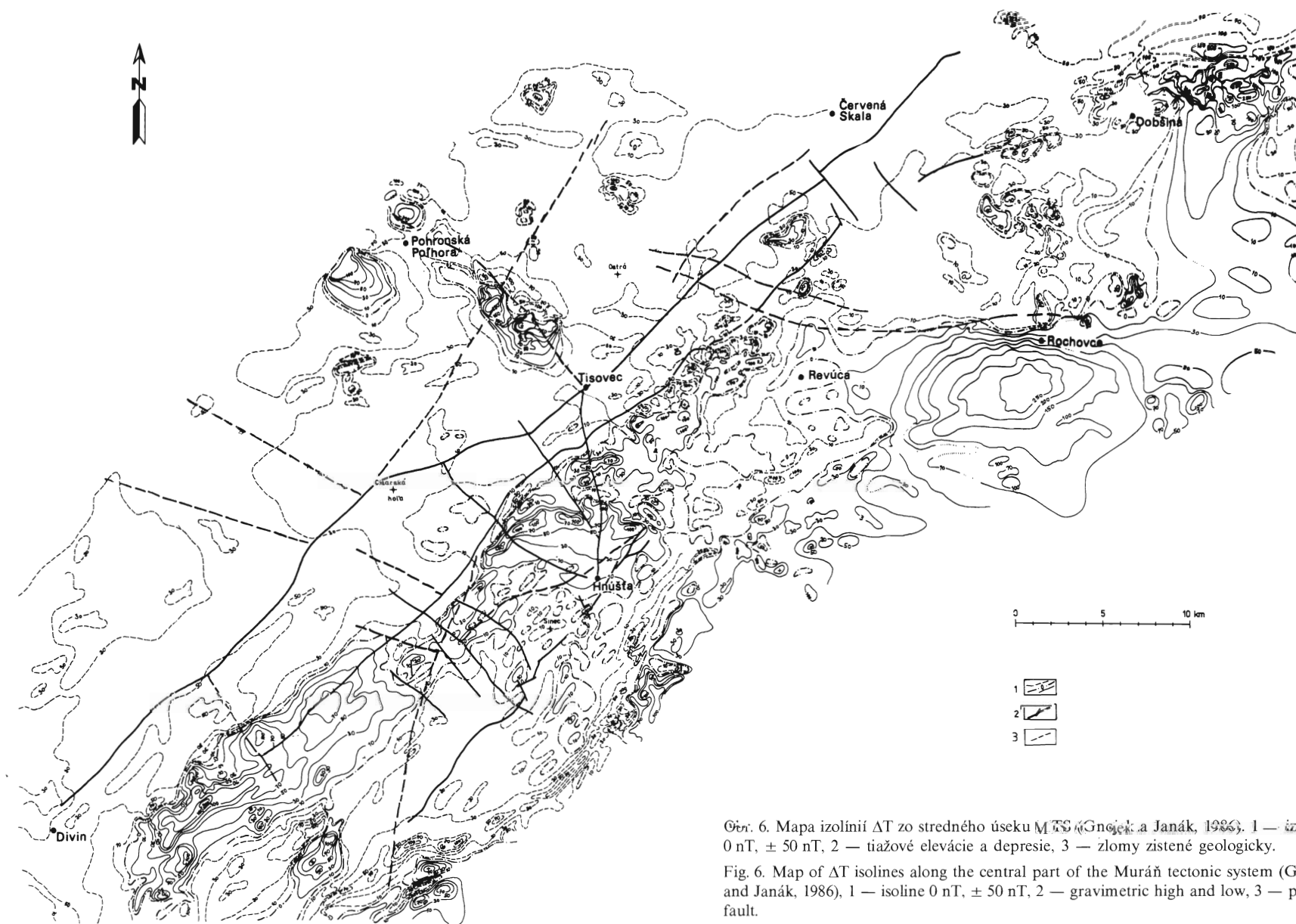


Fig. 6. Mapa izolíní ΔT zo stredného úseku MTS (Gnojek a Janák, 1986). 1 — izolácie 0 nT, ± 50 nT, 2 — tiažové elevácie a depresie, 3 — zlomy zistené geologicky.

Fig. 6. Map of ΔT isolines along the central part of the Muráň tectonic system (Gnojek and Janák, 1986), 1 — isoline 0 nT, ± 50 nT, 2 — gravimetric high and low, 3 — proved fault.

vrásky V_1 , sz. smeru), ktoré sú fixované granitizáciou dotvorenou intrúziou granitoidov sihlíanskeho typu. Tieto štruktúry boli po prvý raz transformované pravdepodobne už v období hercýnskeho štádia (D_2) do nových smerov (SV—JZ). Pohybové štruktúry zostávajú nevyjasnené v dôsledku neskorohercýnskej posttektonickej granitizácie.

Deformačné štádium D_3 (prvé alpínske) prebiehalo za podmienok nižšej metamorfózy (chloritová zóna) v dvoch úzko nadväzujúcich etapách. Prvá etapa bola spojená s násunmi so sz. vergenciou južne položených komplexov (klenovský, mezozoikum; Bezák, 1988) a gemerika na svory až po bariéru kráľovohoľského komplexu, ktorý mal pravdepodobne výzdvihovú tendenciu. V ďalšej fáze násuny postupne prechádzali do prešmykov a horizontálnych posunov. Podľa lineácií a geologickej pozície komplexov išlo prevažne o sinistrálny pohyb, pričom blok severne od muránskej zlomovej zóny (kráľovohoľský) zohrával viac-menej pasívnu úlohu. V tejto etape vznikli v úzkych strižných zónach menšie jednoduché prepادلiny, kde vrchnopaleozoický a mezozoický obal „zapadal“ do podložného kryštalinika, alebo naopak, kryštalinikum sa včlenilo medzi svoj sedimentárny obal — kompresné pásma (napr. oblasť Cinobane). Na zdedených, strmých prešmykových zónach, kompenzovaných priečnymi posunmi, pohyb pokračoval aj neskôr, v alpínskom štádiu D_4 , ale až po výzdvihu do vyšších štruktúrnych úrovní (katakláza bez metamorfózy; Bezák, 1988). Štruktúrne merania v oblasti tuhárskeho mezozoika potvrdzujú, že po etape násunov sa na vzniku vejárovitej štruktúry (Plašienka, 1983) podieľali hlavne horizontálne posuny (Bezák, 1988). Posledná extenzná etapa (popaleogénna) spojená s vulkanizmom oživila hlavne staršie zlomy, na ktorých sa zakladali i depresné štruktúry (napr. Lučenská kotlina). Nemožno však vylúčiť podiel zlomov SV—JZ, ktoré sa pri kompresii smeru S—J v Západných Karpatoch (Royden et al., 1982) mohli svojím ľavostranným pohybom podieľať na vzniku panví na zlomoch SZ—JV, ako uvádza napr. Philips (1986) a Harding et al. (1985). Tieto panvy vznikajú na sprievodných zlomoch, ktoré sú kulisovite usporiadané.

V priestore muránskeho zlomového systému sú teda vyvinuté všetky tri základné typy zlomov — normálne (poklesy), reverzné (násuny, prešmyky) a typy strike-slip (posuny). Ich funkciu môžeme sledovať len v paleo- a mezoalpínskom období, i keď založenie mnohých je staršie. V tejto časti územia sa na nich nedá preukázať horizontálny neoalpínsky pohyb, aj keď je zreteľná ich funkcia pri výstupe neovulkanickej hmoty a jej výrazný morfológický prejav v dnešnom reliéfe, čo svedčí o aktivite muránskeho zlomového systému počas mladoalpínskych tektonických udalostí.

Geologicko-geofyzikálna charakteristika juhozápadného úseku MTS

Pod vulkanicko-sedimentárnym komplexom Krupinskej planiny a Ipelskej kotliny muránsky tektonický systém výrazne ovplyvňuje priebeh predterciérnych jednotiek a tvorí dominantný tektonický systém, označovaný Vassom et al. (1979) ako zlomy Z_1 až Z_3 , ktorý je paralelný s priebehom vrchnokriedovej vrásovej štruktúry. Ďalší, priečny zlomový systém smeru SZ—JV považujú vyššie uvedení autori za epigenetický oproti prvému systému. Tento systém porušuje muránsky systém a v mieste kríženia tvorí prepادلínu Cerovo—Dačov Lom. Z paleogeografických údajov (Vass et al., 1979) a geofyzikálnych dát (Šefara et al., 1979) sa ukázalo, že tektonogenetický vývoj tejto oblasti ovplyvňovali až do obdobia karpátu dve tektonické štruktúry — šahanská elevácia a dačovlomska prepادلína.

Zvlášť pásmo šahanskej elevácie (Vass et al., 1979), prebiehajúce pomedzi zlomy, ktoré tvorí predĺženie muránskeho systému na juhozápad pravdepodobne až na komárnanské zlomy, si zasluhuje ďalšie skúmanie, hlavne pre svoju podobnosť na iné štruktúry vytvárajúce komplikovaný hrastovo-prepadlinový hraničný systém na transkurentných systémoch (napr. Samu, 1985).

Šahanská elevácia je považovaná za geoantiklinálnu štruktúru, ktorá vznikla v oligocéne ako odraz pyrenejského vrásnenia. Priebeh osi šahanskej elevácie v čase a priestore (Vass et al., 1979, s. 169) ukazuje, že elevácia vplývala na transgresiu oligocénu a miocénu do vnútorných Západných Karpát. Ak neberieme do úvahy problémy s rozsahom egenburgu, komplexy rupelu až egenburgu s výnimkou dačovlomskej prepادلiny nepresahujú šahanskú eleváciu. Od otnangu až do karpátu sa elevácia rozpadá na rad čiastkových elevácií a depresí a začína tvoriť deliacu zónu pôvodného sedimentačného priestoru. Dá sa to pozorovať napr. na mocnostiach sedimentov spodného otnangu a na akumulácii produktov explozívneho vulkanizmu vrchného otnangu, ale aj karpátu. Navyše šahanská elevácia určovala aj distribúciu facií (Vass et al., 1979). Ako morfológický prah členila sedimentačný priestor na morský na juhovýchodnom svahu elevácie a hypersalinný (v rupeli a egeri), resp. brakický (v karpate) na severozápadnom svahu elevácie. Nemožno vylúčiť, že dnešná distribúcia celého oligocénneho až spodnomiocénneho komplexu odráža pohyby na rábsko-muránskom systéme, pričom najväčší pohyb sa odohrával na muránskom a divínskom zlome. Zóna medzi nimi tvorí komplikovaný hrastovo-prepadlinový systém, ktorý má miestami až charakter malých grabenov typu pull-apart, v ktorých sa zachovali maximálne mocnosti komplexov, odrážajúce obdobie pred pohy-

bom (uhľné sloje vo vrchnom otnangu, prípadne akumulácie ryodacitových tufov spodného otnangu), resp. oddelujúce navzájom zblížené alebo odsunuté staršie komplexy (krieda — paleogén v bzovickej depresii), paleogénne až spodnomiocénne sedimenty nachádzajúce sa južne od celého muránskeho systému. Ďalším nepriamym dôkazom na túto interpretáciu je prítomnosť magnetickej anomálie v bzovickej depresii podobného typu ako medzi Málincom a Kokavou, ktorú Ćnojek (v tlači) vysvetľuje prítomnosťou metamorfítov.

V súčasnosti nemožno vylúčiť, že súčasťou celej zóny je aj paralelná elevačná zóna Ladzany—Pliešovce, uplatňujúca sa v období rupel — karpát až spodný bádén. Predovšetkým ťiažový prejav a usporiadanie štruktúr v mape vertikálnych hustotných rozhraní (obr. 2) túto možnosť pripúšťa.

V spodnom bádene sa najväčšia mobilita pripisuje zlomovému systému, na ktorý sa viaže výstup andezitových vulkanických centier (vulkanicko-tektonická šahansko-lysecká zóna; Konečný, 1969). Táto zóna je zložená z veľkého množstva čiastkových tektonických systémov sv.—jz. smeru, čo môže byť vysvetlené práve pohybmi pozdĺž zlomu typu strike-slip. Pritom tieto zlomy nemusia sprevádzať vertikálna zložka pohybu. Ukončenie a obmedzenie hrastov a prepادلín touto vulkanicko-tektonickou zónou (napr. strhársko-trenčská prepadlina) a koincidencia so zlomom Z_1 v predterciálnom podloží svedčí, že muránsky systém bol nielen oživený, ale prebiehal na ňom ľavostranný pohyb. Priečne zlomy smeru SZ—JV možno interpretovať ako syntetické zlomy typu en echalone (Harding et al., 1985).

Geologická a geofyzikálna charakteristika severovýchodného úseku MTS

Severovýchodným pokračovaním muránskeho zlomového pásma je malcovský poruchový systém, ktorý naposledy analyzoval Nemčok (1987). Malcovský zlomový systém (ďalej ho označujeme ako severovýchodný úsek muránskeho tektonického systému) sa prejavuje ako smerová tektonická porucha (resp. poruchový systém) vznikajúca na dvoch rozhraniach dvoch nerovnako rýchlo sa pohybujúcich blokov v centrálnokarpatskom paleogéne Levočských vrchov a vo flyšovom pásme.

Tektonický charakter nadložných komplexov nad muránskym poruchovým systémom v oblasti centrálnokarpatského paleogénu (oblasť Levočských vrchov) má sigmoidálne usporiadanie flyšových sekvencií. Rotujú flyšové sedimenty, o čom svedčí nielen uloženie jednotlivých pieskovcových lavíc, ale aj namerané paleoprúdové vektory (Nemčok, 1987). Zreteľné je to v okolí Ujaku a v šambronskom chrbte, kde sú flyšové vrstvy otočené do smeru muránskej tektonic-

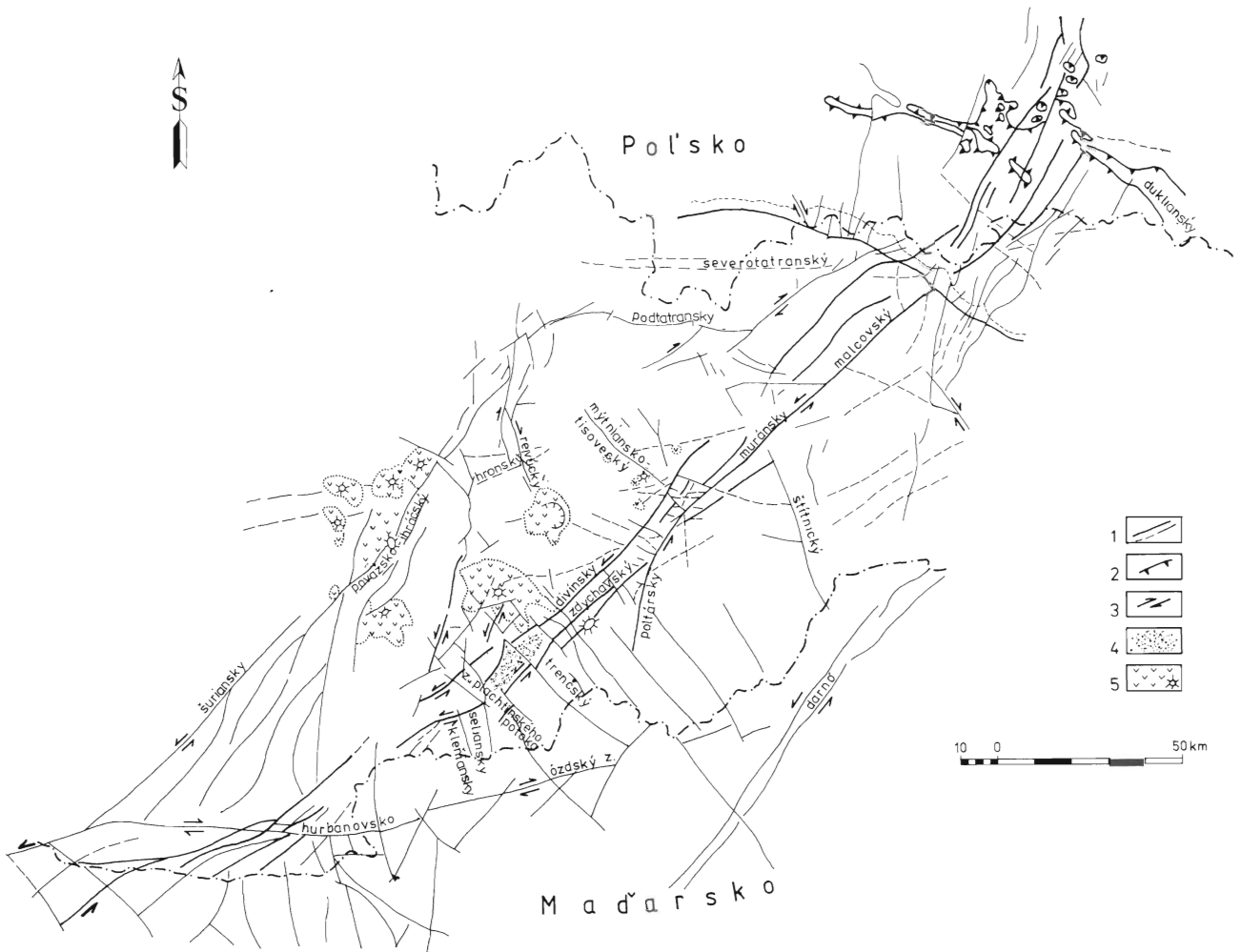
kej zóny (SV — JZ). Tieto poruchy dosahujú obvykle značné hĺbky a môžu zasahovať až do zóny plastic- kých deformácií v spodnej časti zemskej kôry.

V oblasti bradlového pásma sa muránska tektonická zóna na povrchu prejavuje porušením bradlového pásma (bradiel) v oblasti Ujak—Plaveč a formovaním smerovej depresie, kde sa objavujú spodné malcovské súvrstvia, označené ako strihovské súvrstvie. V oblasti Lenártova a Malcova možno horizontálny posun na muránskom tektonickom systéme doložiť pohybom malcovských a strihovských vrstiev a na povrchu uložením flyšových sekvencií tak, že priebeh vrstiev je konkordantný (súhlasný) so smerom zlomového systému. Ešte ďalej na SV, smerom na územie PLR, do flyšového pásma, sa jeho povrchový prejav rozdrobí na veľa drobnějších porúch, paralelných až kosých k osi systému. Na objasnenie pokračovania tohto systému je významné aj ukončenie jednej z rozsiahlych flyšových jednotiek dukliansko-užovskej a pomerne značná redukcia mocnosti magurskej jednotky západne od zlomového systému, pozorovateľná aj v geologických mapách tvorením série tektonických okien (Nemčok et al., 1986).

Diskusia

Z vyššie uvedenej analýzy je zjavné, že medzi Komárnom a približne Bardejovom existuje takmer spojitý diagonálny zlomový systém, muránska tektonická zóna, ktorá výrazne ovplyvňuje predovšetkým stavbu predterciálneho podložia. Prejavuje sa aj v geofyzikálnych údajoch (napr. obr. 2), kde vytvára 10—20 km zónu anomálií usmernených v smere SV—JZ. Jej funkciu v paleo- a mezoalpínskom vývoji Západných Karpát opísal Zoubek (1957), Mahel' et al. (1967), Mahel' (1986).

Na mnohých úsekoch tejto zóny okrem výrazných vertikálnych pohybov došlo tiež k rozsiahlym paleo- až mezoalpínskym horizontálnym posunom (napr. Bezák, 1988; Ondrášik et al., 1987; Šutora et al., 1988; Vass et al., 1979 a iní). Iná je situácia pri objasnení neoalpínskej funkcie a významu tejto tektonickej zóny. Nedostatok kritérií a predovšetkým presahovanie spodnomiocénnych komplexov v priestore dačovlanskej prepادلiny až za šahanskú eleváciu komplikuje celkovú možnosť interpretovať aj mladoalpínske horizontálne pohyby na jednotlivých zlomoch sv.—jz. smeru. Preto uvádzame iba modelové riešenie, ktoré umožňuje predpokladať, zatiaľ len na základe nepriamych údajov, horizontálny posun podľa systému paralelných zlomov muránskeho tektonického systému, ktorý vytváral v priebehu svojho pohybu aj „odvođené“ strižné systémy, ako to uvádza teória (napr. Moody a Hill, 1956 a ďalší). Ak prijme- me tento názor, môžeme vysvetliť tektonický vývoj územia v blízkosti zlomovej zóny a pomocou teórie



Obr. 7. Priebeh muránskeho tektonického systému. 1 — zlomy, 2 — násunové línie; 3 — horizontálny posun, 4 — väčšie mocnosti uhlia a vulkanitov (vrchný, resp. spodný otnang), 5 — vulkanity (sarmat — pliocén).

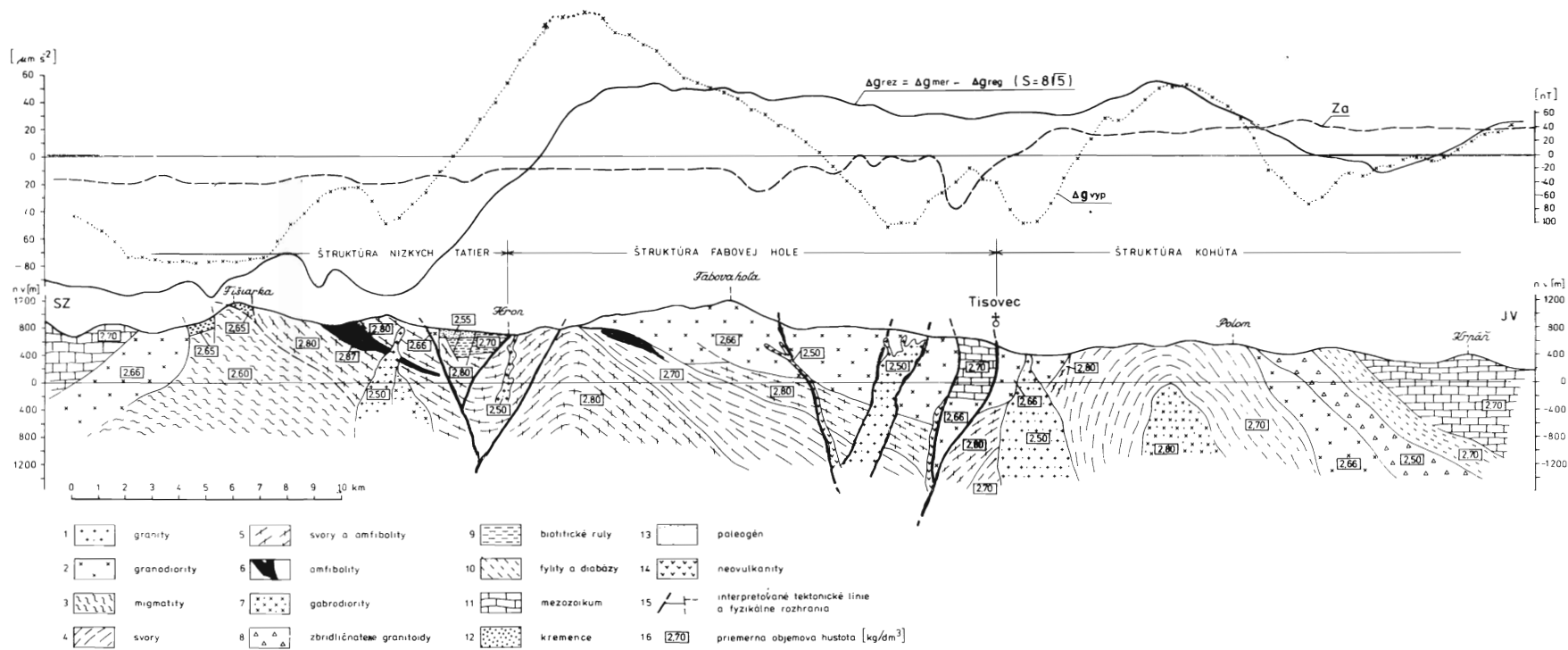
Fig. 7. Map of the Muráň tectonic system. 1 — fault, 2 — thrust surface, 3 — horizontal slip, 4 — higher thickness of coal and volcanite (Lower and Upper Ottnangian), 5 — volcanite (Sarmatian to Pliocene).

deformácií (napr. Scheidegger, 1982) riešiť geodynamický model platný pre územie Západných Karpát. Nedá sa totiž predpokladať, že by výrazné (stovky km dlhé) horizontálne posuny na rábskej (jz. pokračovanie MTS) a balatónsko-darnóskej línii končili na štátnej hranici. Môžeme tiež očakávať, že v súčasnosti realizované seizmické a komplexné geofyzikálne práce v dačovlomskej depresii (Džuppa, ústna informácia) zamerané na uhoľný prieskum, ako aj magnetotelurické merania pozdĺž profilu 2T prispievajú k celkovému upresneniu stavby tejto tektonickej zóny.

Predpokladáme, že i úsek MTS v priestore šahanskej elevačnej zóny sa sformoval v dôsledku horizontálnych a vertikálnych pohybov na MTS, za ktorých súčasť považujeme ďalej komárňanské zlomy (Gaža et al., 1984; Zbořil et al., 1977) prepájajúce MTS s rábskou zónou (Šutura et al., 1988), zlomy Z₁ až Z₃ (Vass et al., 1979) prepájajúce muránsko-divínske

pásмо so zdychavským zlomovým systémom (Bezák, 1988) a malcovský systém (Nemčok, 1988).

Tento najdlhší zlomový systém v Západných Karpatoch (obr. 7), ktorého funkcia sa zreteľne prejavuje až do oligocénu, resp. spodného miocénu, sa horšie analyzuje v mladšom období, zvlášť vo vrchnom bádene. Je to spôsobené predovšetkým skutočnosťou, že v rozsahu od severovýchodného okraja podunajskej panvy až po flyšovú zónu chýbajú podklady na analýzu mladoalpínskych pohybov. Napriek tomu musíme za predpokladu pohybov „karpatských hmôt“ na SV až V (o ktorom svedčí posarmatský násun flyšových jednotiek na miocénne sedimenty platformy na území PER a ZSSR; napr. Jiříček, 1976; Oszczypko a Slaczka, 1985) a pri kinematickom chápaní vývoja Západných Karpát predpokladať, že i v mladoalpínskom období pokračovali horizontálne posuny na „zdedených“ systémoch, aj keď vertikálne



Obr. 8. Geologicko-geofyzikálny rez územia Fišiar'ka — Tisovec — Krpáň (Obernauer et al., 1980) na základe mapových údajov Klinca (1976).

Fig. 8. Geological and geophysical profile between Fišiar'ka hill — Tisovec — Krpáň hill (Obernauer et al., 1980) modelled on the base of mapped features by Klinec (1976).

pohyby môžu byť niekoľkokrát intenzívnejšie a zastierať vlastnú horizontálnu zložku pohybu. Jedným z príznakov nasvedčujúcich, že systém sa „otvoril“, je výskyt sarmatských vulkanitov na severnom rozhraní MTS (pokračovanie divínskej línie; obr. 7). Predstavu o charaktere a funkcii MTS možno získať na základe interpretovaného geologicko-geofyzikálneho rezu (obr. 8; Obernauer et al., 1980), ktorý pretína stredný úsek MTS medzi Nízkymi Tatrami (kóta Fišiarika) a severným okrajom Rimavskej kotliny (kóta Krpán). Ďalší dôkaz je zjavný v priestore flyšového pásma, kde celý systém porušuje v oligocéne a spodnom miocéne sformovaný magurský a sliezsky príkrov a zasahuje (podľa priebehu lineácií na snímkach Landsat) až do okrajových jednotiek flyšového pásma.

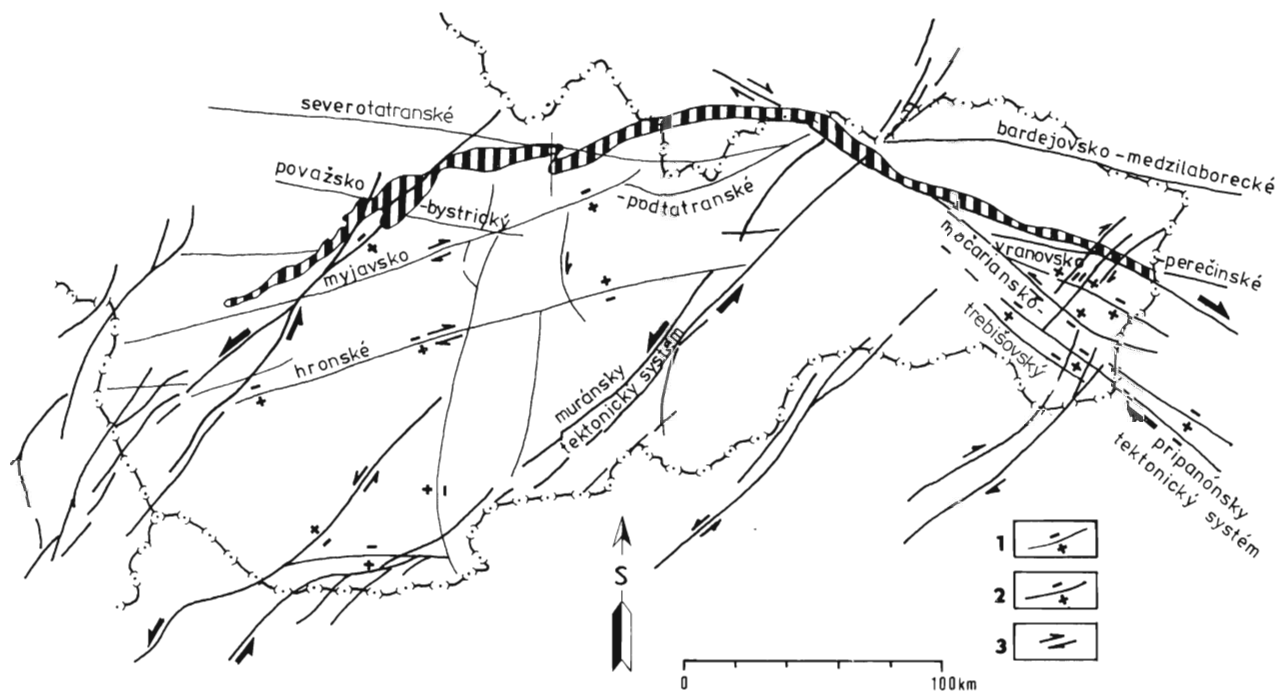
Zhrnutie komplexných informácií o MTS umožňuje aj napriek ich rôznej hustote a rozdielnemu stupňu vierohodnosti konštatovať, že táto zóna musela zohrávať v priebehu terciérneho vývoja podobnú úlohu ako vážsko-malokarpatský zlomový systém (Buday et al., 1986) alebo rábska a balatonsko-darnóška zóna diskontinuit (obr. 8). Potom by bolo možné na základe celej tektonickej stavby Západných Karpát aspoň teoreticky odpovedať na dve zásadné otázky — ako sa MTS podieľa na formovaní a vzniku oblúku Západných Karpát a prečo v západnej časti Západných Karpát zohrávajú hlavnú úlohu ľavostranné (Buday

et al., 1986; Horváth a Royden, 1981) a vo východnej časti naopak pravostranné posuny (Birkenmayer, 1985; Royden et al., 1982). Niet pochýb, že otázky navzájom súvisia a vytváranie severného oblúku Karpát je spojené s ľavostranným a pravostranným pretínaním.

K vysvetleniu týchto oblúkových štruktúr prispieva teória deformácií vyvolaných prienikmi rigidných telies do rigidne plastického polpriestoru (napr. Scheidegger, 1982) aplikovaná napr. v Himalájach, Pamíre, resp. Číne (Tapponier a Molnár, 1976, 1978).

Teórii rigidne plastických deformácií sa dnes dáva prednosť pred riešením v elasticky plastickom prostredí, lebo je presnejšia (Scheidegger, 1982) a umožňuje aspoň modelovo riešiť deformácie kolízneho typu. Výsledné charakteristiky, tzv. „sklzoové línie“, výsledok riešenia systému diferenciálnych rovníc (Scheidegger, 1982), umožňujú určiť línie posunu pre rôzne hraničné podmienky (Tapponier a Molnár, 1976; Pospíšil, 1988).

V Západných Karpatoch možno severný oblúk vysvetliť (aj keď ide o rozmerovo menší element) podobne ako v Pamíre a v Západných Himalájach (Tapponier a Molnár, 1975) napr. prienikom rigidného bloku (mikrodosky) v tvare klinu do rigidne plastického polpriestoru (obr. 9). Za rigidný klin by bolo možné považovať bakonyidy, bükidy a priľahlú časť panónskeho bazénu, ktoré sa prejavujú aj ako



Obr. 9. Schéma hlavných zlomových systémov Západných Karpát (upravená z Tektonickej mapy Západných Karpát Bieleho et al., 1966) doplnená o zlomy identifikované z družicových snímkov (Pospíšil et al., 1986). 1 — interpretované tektonické rozhrania, 2 — zlomové systémy, 3 — predpokladaný horizontálny posun, kladné a záporné znamienka značia súčasné pohybové tendencie.

Fig. 9. Scheme of main fault systems in the West Carpathians (modified from the Tectonic map of the West Carpathians by Biely et al., 1966) completed by faults identified by remote sensing (Pospíšil et al., 1986). 1 — tectonic boundary interpreted, 2 — fault system, 3 — inferred horizontal displacement, the positive and negative signs mean synchronous movement tendency, respectively.

ťažší blok (Bodnár a Pospíšil, 1982; Šefara et al., 1987), a za rigidne plastický polpriestor považujeme centrálnu a vonkajšie Západné Karpaty (Mahel, 1986). Priemet hrán, resp. mikrodosky mobilného bloku zdeformovaného v spodnom miocéne predstavujú práve MTS a močariansko-trebišovsko-pripaňonský zlomový systém (Mořkovský, 1976; Sviridenko, 1978).

Sklzové línie na obr. 9 a 10 majú viac spoločných znakov charakterizujúcich geometriu deformácií a pohyb čiastkových „klzájúcich“ sa blokov a rozhraní smeru V—Z (v tektonickej schéme tomu zodpovedá severotatranské, považsko-bystrické, bardejovsko-medzilaborecké, vranovsko-perečinské a pod.), VSV—ZJZ (myjavsko-podtatranské, hrónské), ale tiež aj pre rozhrania smeru S—J (stredoslovenské, resp. zázrivsko-budapeštianske). Väčšina z týchto rozhraní je pozorovateľná na družicových snímkach, zatiaľ však geologicky nie sú doložené. Ich možnú funkciu pri násune hmôt Západných Karpát na epivariskú platformu uvádza Buday et al. (v tlači).

Zvlášť pozoruhodná je skutočnosť, že takýto model plne vyhovuje aj predstavám o rozložení a orientácii napätia a tlaku pre obdobie celého terciéru až do súčasnosti tak, ako ho odvodili z priebehu zlomov a osí vrás napr. Royden et al. (1982), kompresie v smere sever—juh majúcej vplyv na vznik panví (extenzia v smere V—Z, resp. SV—JZ; Grünthal a Stromayer, 1986), z riešenia ohniskových mechanizmov, meraní in-situ a z priebehu orientácie pohyblivých zón.

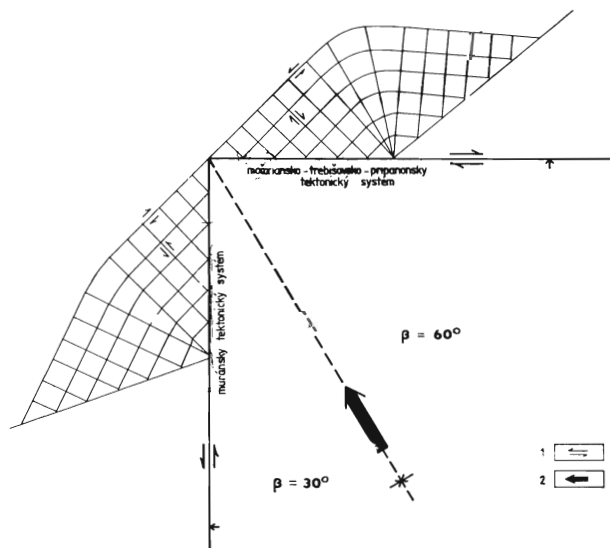
Možno tak definovať nielen príčiny horizontálnych pohybov MTS, ale tiež ich deformačné dôsledky a prvky, ktoré majú v Západných Karpatoch kľúčový význam.

Aj keď dnes sú to ešte len úvahy, množstvo údajov o hlavných tektonických systémoch signalizuje, že tento problém treba riešiť komplexne, vo všetkých detailoch a v celom rozsahu.

V najbližšom období získame ďalšie údaje z Ipeľskej kotliny, centrálnej časti Levočských vrchov, resp. flyšového pásma, ktoré ďalej upresnia priebeh a funkciu tohto pozoruhodného fenoménu Západných Karpát. Medzi najnovšie výsledky treba zaradiť magnetotelurické meranie (Adam et al., v tlači; Varga a Láda, 1988), ktoré po spracovaní môžu predloženú interpretáciu upresniť v horizontálnom, ale aj vo vertikálnom smere.

Literatúra

- Anderson, E. M. 1951: The dynamics of faulting. *Edinburgh, Oliver and Boyd*, 206 s.
- Bezák, V. 1980: Priebeh muránskeho zlomu juhozápadne od Tisovca. *Geol. Práce, Spr.*, 74, 207—208.
- Bezák, V. 1988: Tektonický vývoj juhozápadnej časti veporika. *Mineralia slov.*, 20, 131—142.
- Biely, A. et al. 1966: Tektonická mapa ČSSR 1 : 1 000 000. *Praha, ÚÚG*.
- Buday, T., Pospíšil, L. a Šutora, A. 1986: Geologický význam niektorých rozhraní interpretovaných z družicových snímků na záp. Slovensku a vých. Moravě. *Mineralia slov.*, 18, 481—499.
- Bystrický, J. 1959: Príspevok k stratigrafii muránskeho mezozoika (Muránska planina). *Geol. Práce, Zoš.*, 56, 5—53.
- Filo, M. a Pospíšil, L. 1975: Geofyzikální podklady pro situování vrtu Rochovce-I. *Manuskript — archiv GÚDŠ Bratislava*, 15 s.
- Fusán, O., Ibrmajer, J., Plančár, J., Slávik, J. a Smíšek, M. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti Západných Karpát. *Zbor. geol. Vied., Západ. Karpaty*, 15, 7—173.
- Gaža, B., Pěničková, M., Dvořáková, V. et al. 1985: Závěrečná zpráva vyhledávacího průzkumu na živice v podunajské pánvi v letech 1973—1983. *Manuskript — archiv Geofyzika Brno*, 130 s.
- Gnojek, I. a Janák, F. 1986: Souhrnné zpracování letecky měřených geofyzikálních polí vnitřních Karpat do měřítka 1 : 50 000. *Manuskript — Geofyzika Brno*, 61 s.
- Doktór, S. a Graniczny, M. 1983: Fotogeologická analýza zdjec satelitarných Karpat. *Kwart. geol.*, 27, 3, 645—656.
- Doktór, S., Dornič, S., Graniczny, M. a Reichwalder, P. 1985: Structural elements of the Western Carpathians and their Foredeep on the basis of satellite interpretation. *Kwart. geol.*, 29, 1, 129—138.
- Grünthal, G. a Stromayer, D. 1986: Stress Pattern in Central Europe and Adjacent Areas. *Gerlands. Beitr. Geophys.*, 95, 5, 443—456.
- Harding, T. P., Vierbuchsen, R. C., Christie-Blick, N. 1985: Structural styles, plate-tectonic settings and hydrocarbon traps of divergent (transtensional) wrench faults. In: *Biddle, K. T., Christie-Blick, N. (eds.): Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. Tulsa, Oklahoma, The Society of Econ. Paleontol. and Mineralogists*.
- Horváth, F. a Royden, L. 1981: Mechanism for the Formation of the Intra-Carpathian Basins: A Review. *Earth Evol. Sci.*, 3—4, 307—316.



Obr. 10. Sklzové línie vznikajúce pri prieniku rigidnej dosky tvaru klinu do rigidne plastického polpriestoru (Tapponier a Molnár, 1976). 1 — smer strihu pozdĺž sklzových línií, 2 — smer pohybu rigidnej dosky.

Fig. 10. Wrench fault generated by the intrusion of a rigid wedge-shaped plate into a rigid/plastic hemisphere (Tapponier and Molnár, 1976). 1 — direction of shear along slip surfaces, 2 — direction of movement of the rigid plate.

- Kingston, D. R., Dishroon, C. P. a Williams, P. A. 1983: Global Basin Classification System. *AAPGB*, 67, 12, 2175—2198.
- Klinec, A. 1976: Geologická mapa Slovenského rudohoria a Nízkyh Tatier. *Bratislava, GÚDŠ*.
- Konečný, V. 1969: Príspevok k metodike tektonickej analýzy neovulkanických komplexov (so zreteľom na širšiu oblasť Ban-skej Štiavnice). *Mineralia slov.*, 1, 177—196.
- Kurkin, M., Marušáková, D., Mikuška, J. a Pospíšil, L. 1982: Mutual comparison of remote sensing and geophysical results in selected regions of West Carpathians. *Proc. 27th Intern. Geophys. Symp. Bratislava, Part B*, 410—423.
- Kvitkovič, J. a Feranec, J. 1986: Lineárne a nelineárne rozhrania ZK, identifikované pomocou kozmických snímok. *Geogr. Čas.*, 38, 2—3, 152—163.
- Lukniš, M. a Mazúr, E. 1956: Súčasný stav a novšie výsledky geomorfologického výskumu Slovenska. *Geogr. Čas.*, 6, 8, 2—3, 86—94 s.
- Mahel, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR. *Díl II. Západné Karpaty I. Praha, ČSAV*.
- Mahel, M. (Ed.) 1974: Tectonics of the Carpathian Balcan Regions. *Bratislava, GÚDŠ*, 453 s.
- Mahel, M. 1986: Geologická stavba československých Karpát — Palealpínske jednotky 1. *Bratislava, Veda*, 503 s.
- Mahel, M. a Konečný, V. 1982: Tektonická mapa Slovenska. In: *Mazúr, E. (Ed.): Atlas SSR. Bratislava, Veda, časť III — 2*.
- Moody, J. D. a Hill, M. J. 1956: Wrench fault tectonics. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 67, 1 207—1 246.
- Nadai, A. Z. 1924: Plasticity. *Physic*, 30, 106 s.
- Nemčok, J. 1978: Deformácie flyšových sedimentov ako odraz dynamiky podložia. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 35—58.
- Nemčok, J. (Ed.) 1987: Štruktúrne-geologický atlas československo-poľských Karpát a ich predpolia. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava*, 74 s.
- Obernauer, D. et al. 1980: Geofyzikálny výskum západnej časti Slovenského rudohoria a východnej časti Nízkyh Tatier. Časťková záverečná správa za obdobie 1970—1980. Čís. úlohy 1103. *Manuskript — archív Geofyzika Brno*.
- Oszczypko, N. a Slaczka, A. 1985: An Attempt to Palinspastic reconstruction of Neogene Basins in the Carpathian Foredeep. *Ann. Soc. Geol. Polon. Roczn. Polsk. Tow. Geol.*, 55, 1/2, 55—75.
- Ondrášik, R., Hovorka, D. a Matejček, A. 1987: Prejavy muránsko-divínskej poruchovej zóny vo veporickom kryštaliniku v štólni PVE Ipeľ. *Mineralia slov.*, 19, 29—44.
- Philp, M. 1987: Quaternary evolution of the stress field in Mediterranean zones of subduction and collision. *Ann. Geophys.*, 5B, (3), 301—320.
- Plašienka, D. 1983: Geologická stavba tuhárskeho mezozoika. *Mineralia slov.*, 15, 49—58.
- Pospíšil, L., Nemčok, J., Graniczny, M. a Doktor, S. 1985: Príspevok metod dálkového prúzkumu k identifikácii zlomů s horizontálnym posunom v oblasti Západných Karpát. *Mineralia slov.*, 18, 385—402.
- Pospíšil, L. 1988: Možnosti interpretace transkurentních systémů v Západních Karpatech. In: *Hlubinná geologická stavba ČSSR, Smolenice*, 2.—5. 5. 1988.
- Royden, L. M., Horváth, F. a Burchfiel, B. C. 1982: Transform faulting, extension and subduction in the Carpathian Pannonian Region. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93, 717—725.
- Schleidegger, A. E. 1982: Principles of Geodynamics. *Berlin—Heidelberg—New York, Springer-Verlag*, 384 s.
- Safonov, J. B. a Parfenov, V. D. 1983: Space information for geology. *Moskva, Nauka*, 536 s.
- Schenk, V., Schenková, Z., Pospíšil, L. a Zeman, A. 1986: Seismo-tectonic model of the upper part of the Earth's Crust of Czechoslovakia. *Stud. geophys. geod. (Praha)*, 30, 321—330.
- Šefara, J., Filo, M., Hricko, J., Konečný, V. a Vass, D. 1974: Geofyzikálny výskum stredoslovenských neovulkanitov — oblasť Ipeľskej kotliny a Krupinskej vrchoviny. *Manuskript — Geofond Bratislava*, 160 s.
- Šefara, J. et al. 1987: Štruktúrne-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk — geofyzikálna interpretácia. *Manuskript — archív Geofyzika Brno*, 267 s.
- Šutura, A., Pospíšil, L. a Obernauer, D. 1988: Je možné šuranský zlom interpretovať ako horizontálny posun? *Mineralia slov.*, 20, 507—517.
- Tapponier, P. a Molnár, P. 1976: Slip-line field theory and large-scale continental tectonics. *Natur*, 264, 319—324.
- Tapponier, P. a Molnár, P. 1977: Active faulting and tectonics in China. *J. Geophys. Res.*, 85, 20, 2 905—2 930.
- Uhlig, V. 1903: Bau und Bild der Karpaten. In: *Bau u. Bild Österreichs. Wien—Leipzig*, 651—911.
- Vass, D., Konečný, V. a Šefara, J. 1979: Geologická stavba Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny. *Bratislava, GÚDŠ*, 239 s.
- Varga, G. a Láda, F. 1988: Magnetotelurické merania na profile 2T. *Manuskript-Geofyzika Brno, ELGI Budapešť*.
- Zoubek, V. 1936: Poznámky o krystaliniku Západných Karpát. *Věst. Stát. geol. Úst.*, 12, 212—227.
- Zoubek, V. 1957: Hranice gmerid s veporidami. *Geol. Práce, Zoš.*, 46, 38—50.
- Zbořil, L., Pospíšil, L., Husák, L. a Halmešová, S. 1977: Geofyzikálny výskum Komárňanskej vysokej kryhy (čiastková záv. správa). *Manuskript — archív Geofyzika Brno*, 103 s.

The Muráň tectonic system as example of horizontal displacement in the West Carpathians

The name of Muráň line has been introduced already by Uhlig in 1903 as a boundary between the Veporic Kráľova hoľa zone towards the similarly Veporic Kohút zone. The meaning and significance of the Muráň line in the Veporic structure together with the subdivision of the latter into several zones is due to Zoubek (1936, 1957). Recently, the Muráň line has been interpreted by Mahel (1986) as boundary of the allocthonous and "rooted" parts of the Kráľova hoľa crystalline nappe which amputes the strike of structural elements in the synclinorium of the Muráň plateau (fig. 1) what also means that this is a relatively young fault.

More southwesterly the Muráň line is assumed to represent the Divín fault whereas still more southwestward,

beneath the young volcanic complexes, the fault line remains uncertain. Fusár et al. (1971) interpreted its continuation roughly towards the Plášťovec village where the fault represents divide between crystalline of Kráľova hoľa and Kohút zones. Recently the Muráň line has been identified southwesterly from Tisovec and between Divín and Kokava nad Rimavicou villages by Bezák (1988) indicating also that the system consists of several parallel faults from which the Divín, Muráň and Zdyčava faults represent the most important dislocations. Data evidenced the already pertaining geophysical interpretations (Obernauer et al., 1980) and that of remote sensing (Kurkin et al., 1982; Pospíšil et al., 1986) which substantiated that the Muráň tectonic system consists of two to three parallel

faults of SW-NE strike disturbed by WNW-ESE to E-W trending faults near Tisovec and followed by a system of parallel and even perpendicular subordinate faults.

No proofs are available up to present for deductions that also horizontal displacements occurred along single faults of the Muráň tectonic system which would be of Late Alpine age (Neogene to Quaternary) in spite that some features are even „seducting“ toward such explanation. These features are namely:

a) Geomorphological expression of the Muráň fault system (fig. 3) what the young Alpine movements did not efface neither (Lukniš, Mazúr, 1986) and what appears in remote sensing images as the most striking phenomenon of the West Carpathians (Pospíšil et al., 1986).

b) The structural and tectonic fan-like style of subsided Mesozoic along the Divín and Muráň faults (Maheľ et al., 1967; Plašienka, 1983) is a feature more typical for shear systems than for normal faults.

c) The presence of several granitoid bodies of various age segmented by single faults of the Muráň tectonic system is striking (Maheľ, 1986): the Rimavica, Rochovce, Sihla. a. o. bodies.

d) The system creates boundary between Paleogene (northern) and Neogene (southern) depressions (Maheľ, Konečný, 1982; Vass et al. in print).

e) The system is predisposed for horizontal displacement what is inherited from the Paleo- and even Meso-Alpine time (Bezák, 1988; Ondrášik et al., 1987).

f) Indirect data of geophysical survey, namely that of gravimetry and magnetometry (boundaries and shifts of anomalies) together with most recent deep seismic sounding and magnetotellurics indicate the importance of the system.

All indications led the authors to the reevaluation of available geomorphological and geophysical data obtained by remote sensing which together with recent field geological data drew attention to newly discerned relations, meaning and function of single faults and interpreted boundaries.

The name of Muráň tectonic system is further used by the authors for the hitherto assigned Muráň and Divín lines or for their prolongations to NE or SW, subdividing the entire system into central (Divín — Muráň line), southwestern (Z_1 to Z_3 faults) and northeastern (Malcov system) segments.

The Muráň tectonic system is fairly well and clearly expressed in geomorphological and geophysical maps (figs. 1 to 6). The main and unifying geological proofs are represented by the map of composite Bouguer's anomalies and the map of magnetic Δz anomalies. Recently, even maps of ΔT isolines together with gamma-spectrometric data (K, Th, U and total radioactivity; Gnojek, Dedáček, 1986) are available using airborne geophysical data from the Slovak Ore Mts.

The geometry and position of geophysical anomalies indicate sinistral shift (wrench tectonics) of single gravimetric belts amounting about 10 km on the Divín fault and some 30 km on the Muráň Line. Further interpreted boundaries are even well indicated by the gravity field, however mostly concern but vertical movements subdividing the zone into partial block units.

Further deductions could be made from magnetic anomaly patterns. Firstly the importance of the Muráň line bordering the anomalous magnetic sources located between Lovinobaňa and Muránska Huta appears evidently. Moreover the meaning of the Poltár fault is interpretable as dividing both zones into a southwestern and a northeastern part and simultaneously deforming the Muráň line at the intersection near Tisovec. The Poltár fault may hence be interpreted in the sense of a secondary order fault to the system which imposed oblique deformations onto the Muráň tectonic system.

By correlations between remote sensing data, gravimetry, magnetometry and geomorphology it clearly appears that the fault systems and interpreted boundaries (photolineations) do have the same geophysical sources and hence could be verified using geophysical means. Therefore such boundaries may be assumed to represent tectonic surfaces.

The intricate internal tectonic structure of the Veporic unit around the central segment of the Muráň tectonic system is composed of several complexes of various age, structure, lithology and metamorphic history. The structure is currently explained as the result of intricate tectonic processes what has been emphasized by several authors (e.g. Klinec, 1976; Maheľ, 1979 and others). Recent data on the unit are in Bezák (1988). According to the structural data, petrography and mutual geological position of single complexes or tectonic elements, the chronology of single deformation stages has been accented for the southwestern part of the Muráň — Divín fault.

The oldest deformation stage is expressed by structuration of the Kráľova hoľa complex (s_1 surfaces, V_1 folds of NW orientation) which have been fixed by granitization and terminated by the emplacement of Sihla granitoids. These structures became transformed already during the Variscan cycle (D_2) into new orientations (NE-SW) but kinematic structures remain unclear due to the Late Variscan posttectonic granitization.

The D_3 deformation cycle (which was the first one of Alpine age) occurred under lower metamorphic conditions (chlorite zone). Deformations occurred in two, immediately subsequent, stages from which the first one was related with NW-trending thrusts of southerly units (Klenovec complex and Mesozoic sequences; Bezák, 1988) and that of the Gemeric unit over the mica-schists till to the barrier created by the Kráľova hoľa complex which had in this time a probable uplift tendency. During the second stage the existing thrust surfaces became transformed into nappes and horizontal wrench faults (strike-slips). Lineations and geological positions of units point to prevailing sinistral displacements in which the block displaced northerly from the Muráň fault line (Kráľova hoľa complex) maintained its passive role.

Beneath the volcano-sedimentary cover of the Krupinská planina plateau and that of the Ipeľská kotlina basin, the Muráň tectonic system evidently influenced the disposition of Pre-Cenozoic units creating a dominant tectonic system assigned by Vass et al. (1979) as the Z_1 to Z_3 faults of parallel strike to Upper Cretaceous fold structures. Another, transversal and NW-SE trending, fault system is assumed by the same authors to represent an epigenetic

system to the first one disturbing it in the site of Cerovo — Dačov Lom depression.

It could be not excluded even that the Ladzany-Pliešovce elevation active from Ruppelian — Karpatian till Lower Badenian time and of parallel orientation to the described system is its integrate part. In favour of such explanation speaks also the gravimetric picture and the structural pattern in the map of vertical density boundaries (fig. 2).

During the Lower Badenian time the highest mobility occurred on fault systems feeding volcanic centres of andesite composition (the Šahy — Lysec volcanotectonic belt; Konečný, 1969). The zone is composed of several partial tectonic systems of SW-NE general strike what is a feature which could be well explained by movements along a strike-slip fault system. Partial faults however should not carry any vertical constituent of motion. Terminations and limitations of several horsts and grabens by this volcano-tectonic belt (e. g. the Strháre — Trenč graben) and their coincidence with the Z_1 fault of the basement speaks in favour of not a merely reactivated Muráň tectonic system in that time but for sinistral movements along it. Transversal and NW-SE trending faults could be interpreted as synthetic en echelon faults (Harding et al., 1985).

Northeastern continuation of the Muráň tectonic system is represented by the Malcov system of dislocations recently analyzed by Nemčok (1987). The system (assigned further as NE continuation of the Muráň tectonic system) is a lateral tectonic discontinuity (or dislocation system) developing along boundaries between two block units moving by different velocities within the Central Carpathian Paleogene unit and the Flysch belt of the Levočské vrchy Mts.

Movements caused rotations of flysch sediments what is evidenced beside strikes of sandstone banks also by paleo-current vectors (Nemčok, 1987) near Ujak or along the Šambron ridge. Flysch beds are here turning into the strike of the Muráň tectonic system (SW-NE) and disturbances reach to considerable depths so that probably reach the zone of plastic deformations within the lower crust.

In the Pieniny Klippen Belt the Muráň tectonic system is expressed by displacement of the entire belt between Ujak and Plaveč. A further expression is the depression causing to appear the lower Malcov member amidst the Strážov member. Horizontal displacement is evidenced along the Muráň tectonic system near Lenártov and Malcov by movements in the Malcov and Strihov members by turning their strikes parallel to the tectonic system. Farther to NE and towards the Polish territory, the surficial expression of the Muráň tectonic system disintegrates into a fan of minor dislocations trending parallelly, or obliquely, to the Muráň tectonic system. It is significant for the explanation and continuation of the described system that the extensive Dukla — Uzhok flysch unit terminates and the Magura unit appears with considerably reduced thickness westerly from the Muráň tectonic system. The feature is expressed in the geological map by a set of tectonic windows (Nemčok et al., 1986).

It is inferred that also the part of the Muráň tectonic system located in SW within the Šahy elevation belt developed due to horizontal and vertical movements integrating into the same tectonic system also the Komárno faults (Gaža et al., 1984). This interpretation interconnects

the Muráň tectonic system with the Rába zone (Šutora et al., 1988), with the Z_1 to Z_3 faults (Vass et al., 1979) the Muráň — Divín zone and the Zdychava dislocation system (Bezák, 1988) as well as with the Malcov tectonic system (Nemčok, 1988). The indicated, by its extent the longest fault system in the West Carpathians (fig. 7), functioned evidently till the Oligocene or Lower Miocene time. To the contrary, its function is far more difficult to decipher in more recent time namely during the Upper Badenian. This is owing to the situation when criterions for such classification are lacking from the NE margin of the Danube basin till the flysch zone during the Late Alpine movements. In spite of that one should accept the movement of „Carpathian masses” towards the NE to E what is, among others, substantiated by Post-Sarmatian thrusting of flysch sediments over the platform cover of Miocene age on Polish and Soviet territories (Jiříček, 1976; Oszczytko, Ślaczka, 1985). In the context of a kinematic view and with the analysis of the West Carpathians under the presumption that horizontal displacements continued along “inherited” systems, the indicated interpretation appears as realistic as the vertical movements, however the latter could be several times more intense and even masking the horizontal component.

One of signs for the opening of this system is the appearance of Sarmatian volcanics along the northern margin of the Muráň tectonic system (continuation of the Divín line; fig. 7). An idea on the character and function of the Muráň tectonic system could be derived from the interpreted, geophysical and geological, profile (Oberbauer et al., 1980; fig. 8) crossing the central part of the system between the Low Tatra Mts. (the Fišárka hill) and northern margin of the Rimava basin (Krpáň hill). Another proof appears in the flysch belt where the system disturbs the Magura and Silesian nappe systems originated during the Oligocene and Lower Miocene reacting (on the base of LANDSAT images) till to the marginal flysch units.

Summarizing the complex information available on the Muráň tectonic system and in spite of its various density or reliability, the authors arrived to the conclusion that the zone should have played similar role during Cenozoic development of the West Carpathians as did the Váh — Malé Karpaty fault system (Buday et al., 1986) or the Rába and Balaton-Darnó discontinuity belts (fig. 8). Then, and at least on theoretical grounds, one would answer two fundamental questions of the West Carpathian structure: the participation of the Muráň tectonic system in the generation and development of the West Carpathian arc or why do the sinistral movements play the main role in the western part of the West Carpathians (Buday et al., 1986; Horváth, Royden, 1981) contrasting with prevailing dextral wrench tectonics in the eastern segment (Birkenmayer, 1985; Royden et al., 1982). There is no doubt these questions are complementary and the generation of the northern Carpathian arc is related with their occurrence.

The explanation of similar arc structures is promoted by the deformation theory implied by intrusion of rigid bodies into a rigid/plastic hemispace (e. g. Scheidegger, 1982) applied several times by Tapponier, Molnar (1976, 1978) for Himalayas, Pamir and Tibet. In the case of West Carpathians, the northern arc could be derived using a

similar model, in spite of smaller size, as in the case of Pamir and West Himalayas (Tapponier, Molnar, 1975) e. g. by the intrusion of a rigid wedge-shaped block unit (microplate) into a rigid/plastic hemispace (fig. 9). The rigid wedge would be created by the Bakonyids, Bükkids and adjacent parts of the Pannonian basin composed of more dense units (Bodnár, Pospíšil, 1982; Šefara et al., 1987) whereas consequently, the rigid/plastic hemispace would correspond to the Central and External West Carpathians (Mahel, 1986). Projections of the "leading wedge" of this microplate would represent the Muráň tectonic system and the Močarany — Trebišov — Peri-Pannonian fault system (Mořkovský, 1976; Sviridenko, 1978), respectively.

Comparing the figs. 9 and 10, one may find several common features for wrench lines characterizing the geometry of deformations and the movements of partial, "sliding", block units or boundaries of E—W strike (the corresponding boundaries in the tectonic scheme are the North Tatric, Považská Bystrica, Bardejov — Medzilaborce, Vranov — Perechin and other), boundaries of ENE-

WSW strike (Myjava — Podtatranské, Hron) but even of N-S orientation (the Central Slovakian or Zázrivá — Budapest zone). Most of such boundaries are observable in remote sensing images however up to recent lacking the corresponding geological interpretation. Their possible role in the course of thrusting of the West Carpathians over the Epi-Variscan platform is mentioned by Buday et al. (in print).

Special attention deserves that the indicated model is satisfying the meaning of distribution and orientation of strain and stress during the entire Cenozoic development till to the recent time as derived e. g. by Royden et al. (1982) from orientations of fold and fault axes: compression from the south to the north influencing basin development (E-W to NE-SW extension; Grünthal, Strömayer, 1986). The same appears from seismic foci solutions, in situ strain measurements or strikes of mobile zones. It is hence possible not only to define the causal grounds for horizontal displacements along the Muráň tectonic system, but also to draw consequences of deformations together with elements of crucial importance in the West Carpathians.

K veporiku v podloží Krupinské planiny na základě výsledků letecké geofyziky

IVAN GNOJEK

Geofyzika, š. p., Ječná 29 a, 612 46 Brno

(Doručené 15. 8. 1988, revidovaná verze doručena 31. 3. 1989)

Some remarks on the basement of the Krupinská planina Highland according to airborne geophysical data

Thanks to the elaboration of analytical maps showing continuation of the anomalous magnetic field to the upper half-space, up to 1 000 m above the ground, in the Central Slovakian neovolcanic area a distinct 60 nT anomaly was revealed and specified approximately 35 km south of the town of Zvolen (22 km north of the Czechoslovak-Hungarian border). Interpretation of the anomaly located its source characterized by $10\,000 \cdot 10^{-6}$ SI units average magnetic susceptibility in the depth interval of 2 to 8 km. Paleozoic crystalline basement rocks of the Vepor tectonic unit are supposed to be the geological environment inducing the source of the magnetic anomaly.

Úvod

Oblast středoslovenských neovulkanitů s převážně připovrchovými horninami andezitového typu vytváří natolik intenzivní a výrazně členité anomální magnetické pole, že ještě i v nejnovějších, moderně pojatých pracích — např. Šefara et al. (1987) — bylo nutno konstatovat, že magnetické projevy těchto připovrchových vulkanitů zcela zastírají účinky případných magnetických zdrojů v jejich podloží. Úplnou věrohodnost tohoto tvrzení o území Krupinské planiny v poslední době do jisté míry zpochybnily dvě příznivé skutečnosti, a to: (1) zvládnutí plošných výpočtů analytických pokračování magnetického pole do vyššího poloprostoru (Janák et al., 1986) s následným sestavením map těchto odvozených magnetických polí v území středoslovenských neovulkanitů (Gnojek a Muilová) a (2) příznivý geologický řez Krupinskou planinou, v níž nejrozšířenější připovrchový vulkanicko-sedimentární neogenní komplex, jako nositel zdrojů připovrchových magnetických anomálií, není vyvinut ve velkých mocnostech. Jeho mocnost dosahuje řádově stovek metrů.

Jak ukazují v geologických řezech Konečný a Lexa (1984), jsou v podloží tohoto vulkanicko-sedimentárního komplexu většinou 100 až 200 m, na JV až 500 m mocné sedimenty spodního miocénu, pod nimiž je v bzovické propadlině (j. od Krupiny) vyvinuto až 500 m mocné souvrství paleogénu a svrchní křídý v pozici rané molasy (Vass, 1981). Podloží paleogénu a křídý, a v místě, kde tyto stratigrafické jednotky nejsou vyvinuty, pak podloží miocenních sedimentů, vytvářejí horniny mezozoika, opět převážně v sedimentárním vývoji. Horniny me-

zozoika se v práci Vasse et al. (1979) dělí na mezozoikum vyšších západokarpatských příkrovů a na obalové mezozoikum podložního krystalinika veporid. Předvulkanické sedimenty spodního miocénu, paleogénu a svrchní křídý i většinu sedimentů ostatního mezozoika (triasu a jury) lze považovat za nemagnetické. V mezozoiku chočského příkrovu sice známe ze z. části Slovenska magnetické projevy permských tholeiitických bazaltů a andezitů (melafyrtů) a Polák (in Marková et al., 1972) ve vrtu Bzovík GK-4 (4 km jv. Krupiny) trias chočského příkrovu doložil, avšak tyto bazické vulkanity v žádném z vrtů, které zastihly předterciérní podloží v námi podrobněji hodnoceném území j. a jv. od Krupiny, t. j. Bzovík GK-4, Hontianské Nemce GK-1, Dolné Plachtince MV-1, ani ve vrtu Selany VV-1 zastíženy nebyly (fide Biela, 1978).

Krystalinické podloží podle všech autorů náleží k veporiku. Zatímco Konečný, Šefara a Vass (in Vass et al., 1979) uvádějí ve strukturně-tektonickém schématu podloží Krupinské planiny až 12 km široké pásmo převážně granitoidního a migmatitového komplexu kráľovohorského, pokračujícího od posledních výchozů u Budiné a Ábelové na JZ až k obci Cerovo, mapa podloží terciéru zpracovaná Fusánem et al. (1987) granitoidy veporika klínovitě zužuje a ukončuje už j. od obce Dačov Lom.

Magnetické pole

Magnetické pole Krupinské planiny, zmapované v celém územním rozsahu leteckou magnetometrií, bylo prezentováno Gnojekem a Janákem (1986) v mapách v měřítku 1 : 50 000. Část aeromagnetické



Obr. 1. Aeromagnetická mapa Krupinské planiny pořízená ze základní letové výšky 80 m nad terénem (Gnojek a Mutlová, 1987).
 Fig. 1. Aeromagnetic map of the Krupinská planina Highland at 80 m flight altitude (Gnojek and Mutlová, 1987).

mapy anomálií ΔT na úrovni 80 m nad terénem z území Krupinské planiny a přilehlých částí pohoří Javorie a Štiavnických vrchů ukazuje obr. 1. Na této mapě zřetelně vystupuje velmi členité anomální pole, často s prudce se střídající polaritou, s nejčastějším rozpětím anomálních hodnot od -200 do 200 nT (nanotesla), v okolí kóty Lysec až 500 nT, při šířce lokálních anomálií ve stovkách metrů až 1 km. Dílčí lokální anomálie vysvětlujeme vyšším podílem vulkanické složky ve zdejších vulkanicko-sedimentárních souvrstvích, na J příslušejících převážně k formaci čelovské a lysecké, na S a Z pak vulkanickou složkou v komplexech transportovaných vulkanoklastik formace javorské, resp. sebeclebské.

Připovrchovou konfiguraci magnetického pole Krupinské planiny, vymapovaného v základní letové výšce 80 m nad terénem, výrazně ovlivňuje zdejší reliéf terénu. Zejména zařiznutá údolí říček Štiavnice, Krupinice, Litavy, Krtíše a Tisovníka, i jejich větších přítoků vytvářejí zřetelná minima v anomáliích ΔT , protažená podél jejich toků. Tento účinek chybějících magnetických hmot v nekonečných vodorovných deskách, jimiž lze zdejší vulkanicko-sedimentární komplexy aproximovat, byl výpočty dokázán mj. Švančarou (1985), je tedy možno teoreticky doložit, že vyerodováním a odnosem magnetických hornin vzniknou v připovrchových, subhorizontálně uložených magnetických tělesech minima anomálií ΔT až do prvních stovek nT.

Nárůst amplitud magnetických anomálií k S i k SZ do území Štiavnických vrchů a do pohoří Javorie je vyvolán postupným úbytkem sedimentární složky ve vulkanicko-sedimentárních souvrstvích a jejich přechodem od epiklastických vulkanických hornin k většímu zastoupení pyroklastik, až posléze ke značnému podílu kompaktních vulkanitů v lávových proudech, případně v extruzivních dómech, při rostoucí mocnosti vulkanického komplexu. V rozsáhlých lávových proudech pak dosahují magnetické anomálie hodnot v rozpětí od $-1\,000$ do $1\,500$ nT. Důkazy o tom, že rozsáhlé anomálie o velkých amplitudách jsou vyvinuty v územích s největšími mocnostmi andezitů a jejich tufů, podávají např. vrty Antol GK-2, Stará Huta GK-7 nebo Ostrá Lúka GK-8, v nichž byly zaznamenány sledy vulkanických hornin větších mocností než $1\,000$ m (fide Biela, 1978). Z magnetického účinku $1\,200$ m mocných andezitových mas v okolí vrtu Antol GK-2 bylo možno odvodit průměrnou magnetickou susceptibilitu tohoto vulkanického komplexu $35\,000 \cdot 10^{-6}$ J. SI.

O existenci magnetických hornin v podloží vulkanitů a vulkanicko-sedimentárních hornin Krupinské planiny nepodává aeromagnetická mapa pořízená ze základní letové výšky 80 m nad terénem žádnou zjevnou informaci. Odezva hlubokého podložního zdroje je v této mapě skrytá v plošně rozsáhlém

kladném anomálním poli, rozčleněném do řady dílčích anomálií.

Výpočet analytického pokračování

Výpočet analytického pokračování magnetického pole do horního poloprostoru je schopen nahradit pomocí matematiky skutečná opakovaná letecká magnetická měření ve vyšších úrovních nad terénem. Po nedávno provedených experimentech bylo rozhodnuto zpracovávat z aerogeofyzikální databanky Západních Karpat mapy těchto odvozených polí pro úrovně 300 , 600 a $1\,000$ m nad terénem.

Cílem přepočtu geomagnetických polí na vyšší a vyšší úrovně nad terénem je postupně potlačovat v geomagnetických mapách anomální projevy malých plošných rozměrů, t. j. lokální anomálie, které jsou způsobeny povrchovými a připovrchovými zdroji. Uvedený proces tak vlastně představuje určitý druh separace zdrojů magnetických anomálií. V mapách analytického pokračování anomálního pole ve velkých výškách, např. $1\,000$ m nad terénem, jsou pak zachovány, a vlastně relativně zvýrazněny, jen projevy objemově rozsáhlých zdrojů, t. j. anomální magnetické struktury mnohakilometrových rozměrů, situované ve větších hloubkách okolo 1 km a hlouběji. Zatímco mapa magnetických anomálií pořízená v základní letové výšce 80 m nad terénem představuje sumární účinek všech superponovaných zdrojů, od zcela povrchových až po zdroje v hloubce okolo 10 km, jinými slovy souhrn regionálních a reziduálních složek pole, pak mapy analytických pokračování na vyšší úrovně nad terénem představují rostoucí zastoupení regionální složky pole.

Výpočet hodnot analytického pokračování magnetického pole na úrovně 300 , 600 nebo $1\,000$ m nad zemským povrchem představuje aplikaci symetrické matice 17×17 , t. j. 289 váhových koeficientů, postupně centrované na každý bod čtvercové sítě hodnot anomálií ΔT uložených v aerogeofyzikální databance. Před zahájením výpočtu je žádoucí zbavit stávající databanku, pořízenou z výsledků souhrnného zpracování letecky měřených dat vnitřních Západních Karpat (Gnojek a Janák, l. c.), především zbytků rušení přirozeného magnetického pole civilizačními vlivy a poté dointerpolovat síť hodnot výchozího pole v místech jeho nespojitostí způsobených různými technologickými příčinami.

Analytické pokračování pole na úroveň 300 m se počítá z „neředěné“ databankové sítě hodnot o rozměru 125×125 m, takže matice 17×17 bodů působí v elementárním poli 2×2 km. Při výpočtu pole v úrovni 600 m je podobná matice 289 koeficientů aplikována na „ředěnou“ databankovou síť 250×250 m, t. j. matice koeficientů zasahuje do původního pole v ploše 4×4 km, a konečně pole v úrovni

1 000 m nad zemí se počítá rovněž obdobnou maticí 17×17 koeficientů, aplikovanou na síť hodnot anomálií ΔT do rozměru 500×500 m, generalizovanou z původní databanky; v této síti uvedená matice koeficientů zabírá plochu 8×8 km původního magnetického pole. Toto slovní, nematematické vyjádření přepočtu polí naznačuje, že v každém bodě původní sítě musí být provedeno více než 1 000 algebraických operací; zvládnutí takového objemu prací je bez výpočtové techniky prakticky nemožné.

Ze srovnání mapy magnetického pole v úrovni základní letové výšky 80 m na obr. 1 s mapou analytického pokračování pole pro úroveň 1 000 m nad terénem na obr. 2 zřetelně vyplývá efekt žádoucí generalizace pole a zvýraznění hlouběji uložených zdrojů anomálního magnetického pole. Užitečnost generalizace anomálního pole vulkanitů pro studium stavby této oblasti je evidentní.

Mapa na obr. 2 výrazně ukazuje rozsáhlá nakupení magnetických vulkanitů v sv. části Štiavnického pohorí, přibližně v území Banský Studenec — Krupina — Zvolen — Stará Kremnička, a mohutné akumulace podobných hmot v pásnu od j. okraje Zvolena přes Zaježovou k Hornému Tisovníku. Vyplývá z ní hluboké zakořenění vulkanitů kóty Lysec a velký hlubokový dosah zdroje kováčovské anomálie, interpretované Filem (in Plančár et al., 1977), jejíž j. pokračování zasahuje na území Maďarska. Mapa dále upozorňuje na výraznou sv. — jz. linii ve Štiavnických vrších, oddělující prostor hodrušsko-štiavnického granodioritového intruzivního komplexu od jv. svahů Štiavnických vrchů, budovaných převážně lávovými proudy. Tato zřetelná lineární magnetická diskontinuita je nepochybně součástí zde probíhajícího pásma hlubinného veporského zlomu. V mapě dále nelze přehlédnout převládající uplatnění sz. — jv. směrů ve stavbě pohorí Javorie ani projevy submeridiálních diskontinuit.

V podstatně zklidněném magnetickém poli Krupinské planiny odhalily mapy analytického pokračování pole rozsáhlou regionální anomálii s maximem přesahujícím 50 nT, protaženou ve směru SV—JZ, s vrcholem 4 až 5 km j. od obce Litava (litavská magnetická anomálie; Gnojek, 1988). Odhalení této anomálie patří k největším přínosům zpracovaných odvozených map. Pozvolné gradienty litavské anomálie naznačují, že je vyvolána hluboko uloženým a magneticky velmi účinným zdrojem, schopným ještě ve výšce 1 000 m nad zemí způsobit anomálii o amplitudě 60 nT.

Litavská magnetická anomálie

Litavská magnetická anomálie, zřetelně vymezená až v odvozených mapách, byla podrobena kvantitativní interpretaci podél profilu sz.—jv. směru, vede-

ného od Banského Studence přes Krupinu—Trpín—Príbelce do jz. sousedství vrtu Dolné Plachtince MV-1. Z interpretace vyplývá, že zdroj anomálie se nachází v hloubkách větších než 2 km a podle dosavadních znalostí geologického řezu tedy plně náleží k podložnímu veporiku. Respektujeme-li všeobecně uznávané údaje o vergenci veporického krystalinika k JV, můžeme tvar zdroje aproximovat kosodélníkem nebo přesněji lichoběžníkem, jak ukazuje obr. 3. Severozápadní vyklínění tělesa zdroje lze očekávat v úrovni obce Bzovík, jv. ukončení v j. a v. okolí obce Cerovo. V kolmém, sv. — jz. směru se těleso pravděpodobně rozkládá od v. okolí Dačova Lomu po z. okolí Čelovců. Jeho „magnetičnost“ lze charakterizovat buď celkovou průměrnou magnetickou susceptibilitou okolo $10\,000 \cdot 10^{-6}$ j. SI, nebo je možno diferencovat jeho susceptibilitu na $6\,000 \cdot 10^{-6}$ j. SI v horní části tělesa s přechodem v hloubce 4 km k susceptibilitě $15\,000 \cdot 10^{-6}$ j. SI. Spodní omezení zdroje se předpokládá v hloubce 8 km.

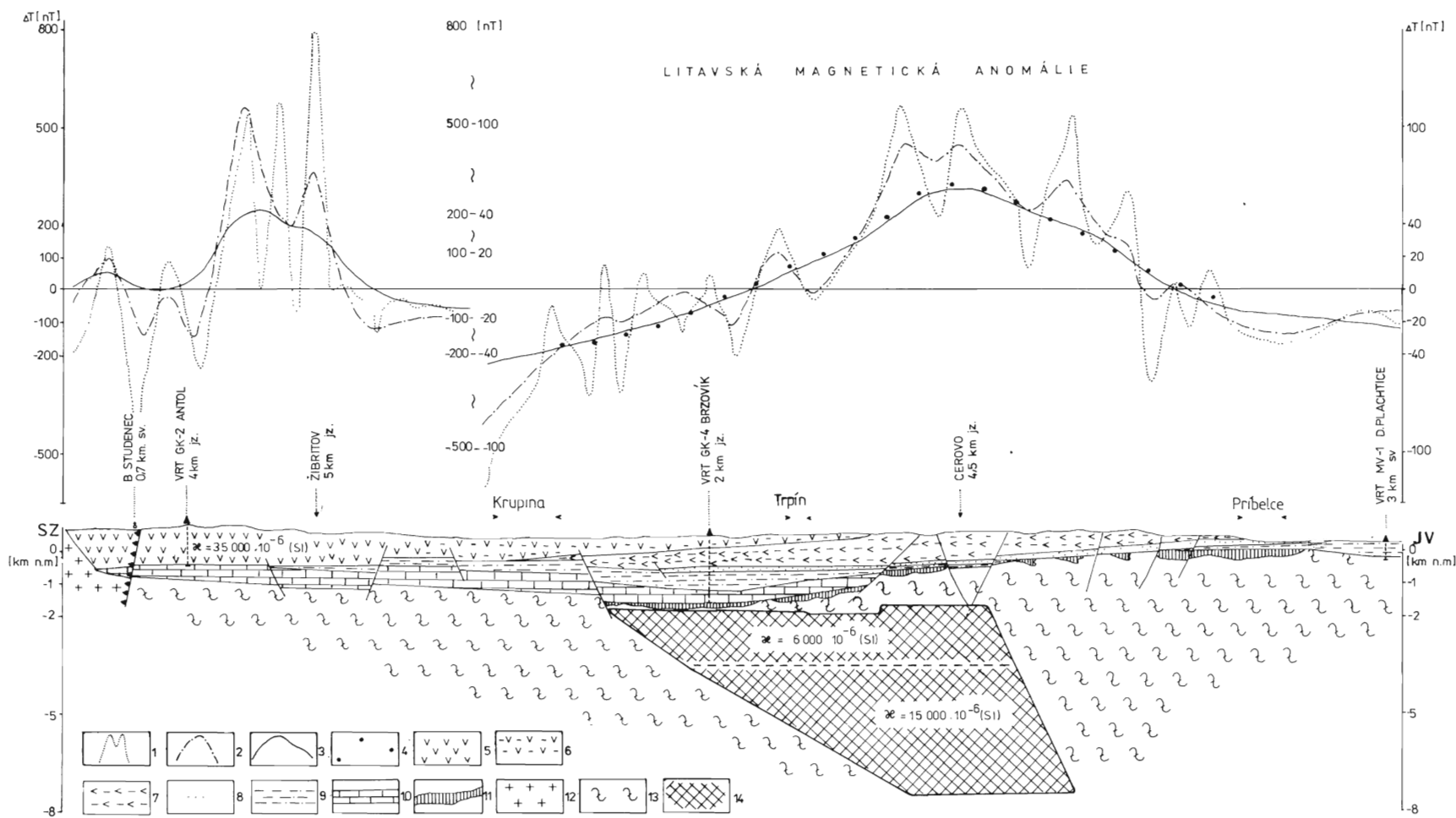
Tato kvantitativní interpretace respektuje výsledek vrtu Bzovík GK-4, situovaného 1 km jz. od interpretačního profilu. Vrt byl ukončen podle Poláka (in Marková et al., 1. c.) v hloubce 2 018 m v dolomitech středního až svrchního triasu. Horní okraj krystalinického podloží by tedy v sv. okolí Bzovíka měl být nedaleko pod uvedenou konečnou hloubkou tohoto vrtu.

Strukturní pozice anomálního zdroje

Horniny vyvolávající litavskou magnetickou anomálii jsou uloženy pod podstatnou jižní částí bzovické propadliny, vymezené Konečným, Šefarou a Vassem (in Vass et al., 1979) jako samostatný morfologický útvar z původní bátovecko-krupinské deprese Ďuratného et al. (1965). Lze předpokládat, že s.—j. zlom, ohraničující bzovickou propadlinu směrem k V, narušuje i horní plochu tohoto podložního zdroje.

Geologická mapa podloží terciéru od Fusána et al. (1987) určuje v území omezeném spojnicí mezi obcemi Pliešovce—Krupina—Medovarce—Cerovo—Litava—Senohrad—Pliešovce v podloží neovulkanitů a molasy mezozoikum a svrchní paleozoikum veporika. Tento rozsah mezozoických a svrchnopaleozoických hornin se pozičně logicky do značné míry shoduje s rozsahem bzovické propadliny vymezeným Vassem et al. (1. c.). V okolí tohoto mezozoického a svrchnopaleozoického ostrova zakreslují Fusán et al. (1. c.) krystalické břidlice veporika bez bližšího stratigrafického či litofaciálního zařazení.

Naproti tomu Vass et al. (1. c.) uvádějí ve svém strukturně-tektonickém schématu podloží ve směru od maďarské hranice k S po linii Pôtor—Príbelce—Hrušov hronský komplex svorů, rul a amfibolitů (sensu Klinec, 1966), dále k SZ nečleněnou juru až



Obr. 3. Interpretací profil Banský Studenec — Príbelce (Gnojek a Putna, 1988). 1 — magnetické pole naměřené ve výšce 80 m nad terénem, 2 — analytické pokračování magnetického pole ve výšce 300 m nad terénem (plošná filtrace), 3 — analytické pokračování magnetického pole ve výšce 1 000 m nad terénem (plošná filtrace), 4 — vypočtený magnetický účinek tělesa v řezu ve výšce 1 000 m nad terénem, 5 — lávové proudy andezitů, 6 — transportované vulkanoklastické horniny Štiavnických vrchů, 7 — epiklastické vulkanické horniny vinické a čelovské formace, 8 — sedimenty spodního miocénu, místy s vulkanickou příměsí, 9 — svrchnokřídové a paleogenní sedimenty molasy, 10 — mezozoikum vyšších západokarpatských příkrovů, 11 — obalové mezozoikum veporid (trias — jura), 12 — granodioritová intruze hodruško-štiavnická, 13 — krystalické břidlice veporika, 14 — zdroj litavské anomálie. (Geologický řez s využitím údajů Konečného a Lexy, 1984 a Vasse et al., 1979.)

Fig. 3. Interpretation profile Banský Studenec — Príbelce. 1 — airborne magnetic field observed in 80 m altitude, 2 — analytical continuation of the magnetic field 300 m above the ground (square filtration), 3 — analytical continuation of the magnetic field 1 000 m above the ground (square filtration), 4 — calculated magnetic response of the body at the cross-section 1 000 m above the ground, 5 — andesite lava flow, 6 — transported volcanoclastic rock in the Štiavnické vrchy Mts., 7 — epiklastic volcanic rock of the Vinica and Čelovec formations, 8 — Lower Miocene sediment with volcanic admixture, 9 — Upper Cretaceous and Paleogene molasse sediment, 10 — Mesozoic rock in the higher West Carpathians nappes, 11 — Mesozoic envelope of the Vepor tectonic unit, 12 — granodiorite intrusion, 13 — crystalline complexes of the Vepor tectonic unit, 14 — source of the Litava magnetic anomaly. (Geological cross-section using data by Konečný, Lexa, 1984 and Vasse et al., 1979.)

perm obalových skupin a od spojnice obcí Červehany—Plachtinské Lazy k SZ královoholský komplex. Severovýchodní část nově vymezeného tělesa — zdroje litavské anomálie — by pak podle tohoto schématu podloží byla situována v královoholském komplexu a jz. část v obalovém mezozoiku veporika a v jeho krystalinickém podloží.

Vzhledem ke skromným, a tedy i oprávněně rozdílným názorům na podloží Krupinské planiny je vhodné probrat geologickou interpretaci zdroje litavské magnetické anomálie v několika variantách se zvážení stupně pravděpodobnosti jednotlivých typů zdrojů.

Mezozoické podložní zdroje této magnetické anomálie, analogické bazickým a ultrabazickým horninám meliatské skupiny nebo „spodního patra“ silického příkrovu, jsou málo pravděpodobné. S výjimkou rozsáhlého zakrytého tělesa peridotitů jz. od Košic (komárovecká anomálie), představují totiž zmíněná bazika a ultrabazika převážně drobná tělesa; zdroj litavské anomálie však drobným tělesem být nemůže. Navíc by v takovém případě mělo být v podloží gemerikum (?). V souvislosti s eventuální (avšak zde neznámou) přítomností gemerika se ještě nabízejí horniny ochtinského souvrství došinské skupiny, v níž zdroje magnetických anomálií existují, nedosahují však rovněž tak velkých rozměrů. Konečně nelze zapomínat, že Fusán et al. (l. c.) udávají z. okraj gemerika daleko od litavské anomálie, přibližně na s.-j. linii Divín—Bušince, t. j. nejméně 10 km v. od zdroje této anomálie.

Podstatně pravděpodobnějšími se jeví zdroje příslušející k veporiku, konkrétně k jižnímu veporiku. Obalové jednotky — mezozoická federátská a mlado-paleozoická revúcká — rovněž neposkytují velkou naději, že by mohly obsahovat rozsáhlé akumulace magnetických hornin. Ve federátské skupině převážně triasových a jurských sedimentů, mapovaných Vozárovou a Vozárem (1988) v nesouvislých výskytech mezi Dobšinou až Tuhárem, nebyly zatím zdroje magnetických anomálií zaznamenány. Stejně tak ani v revúcké skupině, vymezené Vozárovou a Vozárem (1982), není valná naděje na rozsáhlé zdroje letecky zjistitelných magnetických anomálií. Její permské souvrství rimavské totiž obsahuje vedle sedimentů jen málo produktů ryolitového vulkanismu, jež nevytvářejí magnetické anomálie. Karbonské souvrství slatvinské sice zahrnuje i resedimentovaná vulkanoklastika a tenká výlevná tělesa dacit-andezit-bazaltového složení, jejich mocnost však nepřesahuje jednotky metrů, tělesa na sebe nenavazují a nevytvářejí souvislý horizont. Proto je naděje na zdroje aeromagnetických anomálií v této skupině malá, a vskutku zatím žádné anomálie v povrchových výskytech těchto souvrství nebyly zaznamenány.

Zbývají tedy krystalinické komplexy veporika.

Nově je postupně vymezil Bezák (1982 a 1988). Přitom královoholský komplex, ať už v pojetí Klinčové či Bezákové (1988), jakožto povrchově značně rozšířený granitizovaný komplex migmatitů s enklávami pararul a granitoidů, je v naprosté většině svého povrchového rozšíření bez magnetických anomálií (srov. mapy Gnojka a Janáka, 1986). Proto nepřičítáme zdroj litavské magnetické anomálie ani tomuto komplexu. Pro úplnost uvádíme, že známý magnetický granit rochovecký není součástí královoholského komplexu.

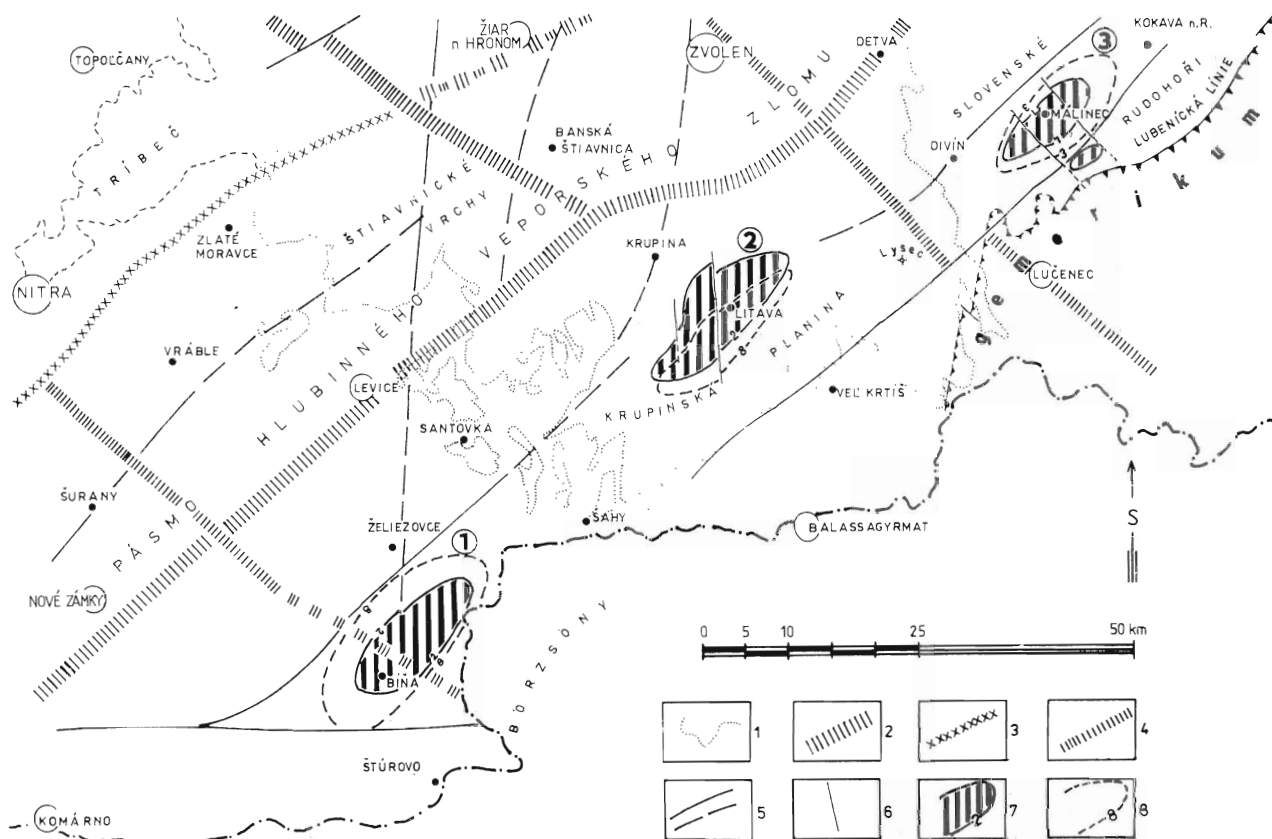
Za nejpravděpodobnější zdroj magnetické anomálie v podloží Krupinské planiny tedy považujeme ostatní krystalinické komplexy jižního veporika, totiž komplex Ostré, klenovecký, sinecký a lovinobanský komplex. Z nich pak konečně granátické svory a amfibolity (původně jílovce s bazaltoidními vulkanity) komplexu Ostré mohou s nejvyšší pravděpodobností být zdrojem aeromagnetických anomálií. Přestože o rozšíření těchto nově vymezených komplexů pod vulkanicko-sedimentárními horninami Krupinské planiny a pod sedimenty Ipelské kotliny zatím nemáme potřebné informace, můžeme zde na základě litavské anomálie jejich přítomnost předpokládat.

Konečně ke vzniku této anomálie mohly též přispět i kontaktně metamorfované sedimenty obalu veporika, především slatvinského a rimavského souvrství revúcké skupiny, případně i triasové skupiny federátské, pokud byly dotčeny kontaktním účinkem intruzí alpínských granitoidů. Studium kontaktních aureol těchto granitoidů v jv. části veporika zjistili totiž Vozárová a Křištín (1985), že v tamní amfibolitové metamorfní facii nízkotlakového typu vzniká mj. také magnetit.*

Provedená geologická interpretace aeromagnetické litavské anomálie není v rozporu s výsledky gravimetrie. Osa sv.-jz. protažení zdroje magnetické anomálie probíhá totiž zcela paralelně a jen 3 až 4 km jižněji od osy kladné tíhové anomálie vedené od Dudinců, j. od Medovarců na Trpín a k Senohradu, a právě zde v okolí Senohradu bylo Šefarou in Vass et al. (1979) vymezeno eliptické těleso s převahou těžších hmot. Jižní část tíhové anomálie vymezující toto těleso těžších hmot se přímo překrývá se severní částí zdroje litavské magnetické anomálie. Příkopová až synklinoriální struktura, vymezená Vassem et al. (l. c.) na strukturně-tektonickém schématu podloží mezi Modrým Kamenem a Pliešovcem, zahrnuje zdroj interpretované litavské magnetické anomálie v celém jejím rozsahu.

Předpokládané těleso kruhového průřezu s převahou lehčích hmot, ukázané citovanými autory v téměř schématu podloží mezi Modrým Kamenem

* Na možný „kontaktně metamorfní“ (částečný) původ diskutované magnetické anomálie upozornil recenzent článku Vozár.



Obr. 4. Lokalizace hlavních zdrojů rozsáhlých magnetických anomálií v krystaliniku veporika (Gnojek, 1988). Hlubinné zlomy podle práce Šefary et al. (1987). 1 — rozšíření středoslovenských neovulkanitů na povrchu, 2 — hlubinné zlomy 1. řádu, zakryté, 3 — hlubinné zlomové zóny 2. řádu, zjevné, 4 — hlubinné zlomové zóny 2. řádu, zakryté, 5 — hlubinné zlomy 3. řádu, 6 — zlomy menšího hloubkového dosahu, 7 — horní okraj zdroje magnetické anomálie s hloubkou v km, 8 — předpokládaný spodní okraj zdroje magnetické anomálie s hloubkou v km; 1 — anomálie bíňanská, 2 — anomálie litavská, 3 — anomálie málinecká.

Fig. 4. Location of main sources of extensive magnetic anomalies in the Vepor tectonic unit (Gnojek, 1988). Deep faults according to Šefara et al. (1987). 1 — outcropping Central Slovakian neovolcanics, 2 — 1st order deep fault, buried, 3 — 2nd order deep fault zone, buried, 4 — 2nd order deep fault zone, buried, 5 — 3rd order deep fault, 6 — subordinated fault, 7 — upper margins of the magnetic anomaly depth in km, 8 — presumed lower margin of the magnetic source, depth in km; 1 — Bíňa anomaly, 2 — Litava anomaly, 3 — Málincec anomaly.

a Velkými Stracinami, nevyvolává žádnou magnetickou anomálii. Nejde tedy o magnetické granitoidní těleso.

Závěr

Uplatnění progresivních postupů interpretačního zpracování nových aerogeofyzikálních dat v území Krupinské planiny, konkrétně zpracování analytických pokračování magnetického pole do horního poloprostoru, vedlo k odhalení magnetického anomálního zdroje v předterciérním podloží. Těleso zdroje má několikakilometrové rozměry a jeho centrum se nachází v okolí obcí Litava a Cerovo.

Přiřazení zdroje této anomálie k analogickým magnetickým horninám známým z gemerika považujeme za málo pravděpodobné. Rovněž obalové jednotky veporika nemohou velmi pravděpodobně obsahovat

tento objemný zdroj. Za nejpravděpodobnější geologický zdroj litavské anomálie považujeme proto paleozoické komplexy metamorfít veporského krystalinika, nově definované Bezákem (1988). Na základě analogie s magnetickými projevy těchto komplexů v exponovaných územích veporika sv. od Krupinské planiny (mezi Lovinobaní a Revúcou) usuzujeme, že by ji měly vyvolávat zejména horniny komplexu Ostré, případně spolu s komplexem lovinobanským a klenoveckým.

Na obr. 4 je závěrem znázorněna možná pozice zdrojů tří rozsáhlých magnetických anomálií vyvolaných hluboko uloženými tělesy, a to (od JZ) zdroj anomálie bíňanské a předpokládanými magnetickými hmotami v hloubkách 2 až 8 km, zdroj nově vymezené anomálie litavské v podobné hloubkové úrovni a těleso způsobující anomálii málineckou s magnetickými horninami podstatně blíže pod povrchem

v úrovni 1 až 3 (4) km. Všechny tři se nacházejí v kladném tíhovém poli odkryté gravimetrické mapy, t.j. v územích s relativně těžšími horninami. V souladu s nejnovějšími poznatky Fusána et al. (1987) je přiřazujeme převážně ke komplexům krystalických břidlic veporika v podloží.

Literatúra

- Bezák, V. 1982: Komplexy metamorfítov a granitoidov v kohútskom pásmе veporíá (Západné Karpaty). *Geol. Práce, Spr.*, 78, 65—70.
- Bezák, V. 1988: Tektonický vývoj juhozápadnej časti veporika. *Mineralia slov.*, 20, 131—142.
- Biela, A. 1978: Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát. Stredoslovenské neovulkanity, ... Východoslovenská nížina. *Region. Geol. Západ. Karpát*, 11.
- Đuratiný, S., Fusán, O., Kuthan, M., Plančár, J. a Zbořil, L. 1965: Untersuchung der neovulkanischen Komplexe der Westkarpaten durch geophysikalische Methoden. *Geol. Práce, Spr.*, 33.
- Fusán, O., Biely, A., Ľurmajster, J., Plančár, J. a Rozložník, L. 1987: Podložie terciéru vnútorných Západných Karpát. *Bratislava, GÚDŠ, Veda*.
- Gnojek, I. a Janák, F. 1986: Souhrnné zpracování letecky měřených geofyzikálních polí vnitřních Karpat do měřítka 1 : 50 000. *Manuskript — archiv Geofyzika Brno, Geofond Bratislava*.
- Gnojek, I. 1988: Přehled magnetických anomálií a jejich zdrojů ve vnitřních Západních Karpatech. In: Suk, M. (Red.): *Sborník semináře „Geologické interpretace geofyzikálních dat“*. *Geofyzika Brno*.
- Janák, F., Madejewski, J., Matula, P. a Žabada, S. 1986: Systém programů pro zpracování aerogeofyzikálních dat. *Manuskript — archiv Geofyzika Brno*.
- Klinec, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 6, 7—28.
- Konečný, V. a Lexa, J. 1984: Geologická mapa stredoslovenských neovulkanitov — 1 : 100 000. *Bratislava, GÚDŠ*.
- Mahel, M. 1986: Geologická stavba československých Karpát. *Bratislava, Veda*.
- Marková, M., Planderová, E. a Polák, M. 1972: Oligocene evaporites in Central West Carpathians. *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied.*, 23, 2.
- Plančár, J., Filo, M., Šefara, J., Snopko, L. a Klinec, A. 1977: Geofyzikálna a geologická interpretácia tiažových a magnetických anomálií v Slovenskom rudohorí. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 2, 7—144.
- Šefara, J. et al. 1987: Štruktúrne-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk, geofyzikálne interpretácie. *Manuskript — Geofyzika Brno, Geofond Bratislava*.
- Švancara, J. 1985: Program Talwani ΔT pro výpočet přímé magnetometrické úlohy. *Manuskript — Geofyzika Brno*.
- Vass, D., Konečný, V. a Šefara, J. 1979: Geologická stavba Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny. *Bratislava, GÚDŠ, Veda*.
- Vass, D. 1981: Alpínske molasy Západných Karpát. [Dokt. dis. práce.] *Manuskript — archiv GÚDŠ Bratislava*.
- Vozárová, A. a Vozár, J. 1982: Nové litostratigrafické jednotky v južnej časti veporika. *Geol. Práce, Spr.*, 78, 169—194.
- Vozárová, A. a Krištín, J. 1985: Zmeny v chemickom zložení granátov a biotitov v kontaktnej aureole alpínskych granitov v južnej časti veporika (Západné Karpaty). *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Lož.*, 10, 199—221.
- Vozárová, A. a Vozár, J. 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. *Bratislava, GÚDŠ*.

Some remarks on the basement of the Krupinská planina Highland

The area of the Central Slovakian neovolcanites with the preponderance of rocks of the andesite type causes a very complex magnetic field which was not presented on older maps at all. The first result of the latest detailed airborne geophysical mapping of the Inner West Carpathians carried out in the period from 1976 to 1983 was the compilation of aeromagnetic maps on the scale of 1 : 50 000 (Gnojek and Janák, 1986). However, the very variable and articulated anomalous field of neovolcanic areas (Fig. 1) on these maps made it impossible to easily solve the regional geological problems of the volcanic regions.

A considerable improvement in the clarity of the magnetic field and thus a better utilization of aeromagnetic data in structural geology of the Central Slovakian volcanic region were possible derived maps elaborated only recently, especially maps of analytical continuation of the magnetic field to the upper half-space up to the level of 1 000 m above the ground (Fig. 2).

The derived maps allow the interpretation of some regional geological phenomena such as:

- 1) the total extension of volcanites covered with younger non-magnetic sediments
- 2) the delimitation of the territory with the greatest accumulation of magnetic volcanic masses
- 3) a new circle-shaped concentric magnetic structure

4) several faults both in the volcanites and in their basement.

And last but not least these maps revealed a distinct anomaly in the south-eastern part of the territory with the amplitude of 60 nT at the height of as much as 1 000 m. Its top part is 5 km south of the village of Litava (Litava magnetic anomaly) and approximately 22 km north of the Czechoslovak — Hungarian border.

Through the quantitative interpretation of this anomaly, using the Talwani — Heirtzler's method for two-dimensional bodies of polygonal cross-section with a pre-set susceptibility, it was found out that the anomaly can be caused by a body of trapezoid cross-section (Fig. 3) situated at the depth of 2 to 8 km and characterized by mean susceptibility of $10\,000 \cdot 10^{-6}$ SI units.

The geological interpretation of the anomaly source is a comparatively difficult task. According to the present knowledge of the basement (Fusán et al., 1987), the body is considered to be a part of the Vepor tectonic unit which probably builds the pre-Tertiary basement in this territory. Petrographically it may belong to the basement crystalline complexes of the Paleozoic age which outcrop in a very large area in the north-eastern neighbouring region, the Slovenské rudohorie Mts., where they have recently been studied by Bezák (1988). In addition to that the possible

source of the anomaly might be caused also by Mesozoic and Late Paleozoic rocks of the Gemer tectonic unit and might even be a product of contact metamorphism of Alpine granitoids (Vozárová and Krištín, 1985).

Finally, the greatest magnetic anomalies of deep sources

(anomalies 1 and 2 caused by the source at the depth of 2 to 8 km, anomaly 3 caused by the source at the depth of 1 to 3 (4) km) are shown in Fig. 4. They are supposed to be the most extensive accumulations of magnetic rocks in the south-eastern part of the Vepor tectonic unit.

RECENZIA

I. Kraus: **Kaolíny a kaolinitové íly Západných Karpát.** Západné Karpaty, séria Mineralógia, petrografia, geochemia, metalogenéza, 13. Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava, 1989, 287 s., 143 obr., 43 tab., 16 fotografických tabuliek, anglické resumé (18 s.), anglické vysvetlivky, cena viaz. 45,— Kčs

Dielo svojím aktuálnym zameraním, zvolenými metódami a predovšetkým dosiahnutými cieľmi citeľne rozširuje poznatky v ložiskovej geológii kaolíkových nerastných surovín. Poukazuje na základné rozmiestnenie produktov kaolinizácie rôznej genézy na území Západných Karpát a na prítomnosť morfológických a štruktúrnych prostredí, do ktorých by sa mohol orientovať ďalší geologický výskum a prieskum na objasnenie nových ložísk kaolíkových surovín. Práca posluží aj spracovateľskému podniku, predovšetkým keramickému. Aktuálnosť tejto knihy umocňuje najmä skutočnosť, že Západné Karpaty nie sú tradičnou oblasťou na využívanie a spracovanie kaolíkových surovín.

Autor v práci volil komplexný metodický prístup. Neobmedzil sa len na laboratórne a kamerálne metódy, ktoré samozrejme predstavujú zdroj základných údajov pre analýzu a riešenie problému, ale opieral sa o terénny výskum, vrtné a banské práce najmä Geologického prieskumu, š. p., odkiaľ získal množstvo vzoriek potrebných pre takú rozsiahlu analýzu. Na identifikáciu minerálov, riešenie genézy, stanovenie minerálneho zloženia ílov, obsahu petrogénnych kyslíčnikov, mikroprvkov a pod. využil okrem klasických laboratórnych analytických metód a optických prístrojov aj röntgen, transmisný elektrónový mikroskop, scanový elektrónový mikroskop a elektrónový mikroanalýzátor, čo umožnilo dosiahnuť výsledky na svetovej úrovni.

Kniha je rozdelená do deviatich hlavných kapitol: 1. Zvolené metódy spracovania, 2. Kaolíny Západných Karpát a ich klasifikácia, 3. Genéza kaolíkových kôr zvetrávania Západných Karpát, 4. Genéza hydrotermálnej kaolinizácie Západných Karpát, 5. Genéza sedimentárnych kaolínov Západných Karpát, 6. Distribúcia mikroprvkov v kaolínoch Západných Karpát, 7. Geologicko-ložiskové pomery a minerálne zloženie kaolinitových ílov Západných

Karpát, 8. Vek kaolinizácie v Západných Karpatoch, 9. Záver.

Výsledky práce sa zakladajú na syntéze množstva analytických materiálov, demonštrovaných na početných obrázkoch, grafoch, tabuľkách a fotografiách. Najvýznamnejšie je vyčlenenie troch samostatných genetických typov ložísk kaolínov: zvetrávacie, hydrotermálne a sedimentárne. Zvlášť vyčlenil skupinu kaolinitových ílov. Podľa toho je rozčlenená aj vlastná práca, tak geologicko-ložiskové pomery, ako aj genéza. Zistenie existencie kaolíkových kôr vo všetkých jednotkách vnútorných Západných Karpát, intenzívnejšie kaolinizácie v starších útvaroch, zvlášť na metaryolitoch gemerika, v okolí lubenícko-margecianskej línie a iných oblastiach, predstavujú oporné podklady pre prognózne zhodnotenie a vytypovanie najperspektívnejších území na vyhľadávanie a prieskum.

Nie menší význam má vyčlenenie časovej postupnosti hypergénnej kaolinizácie, najmä v terciérnych útvaroch (kišcel — egenburg v Juhoslovenskej kotline, pont v Rimavskej a Lučeneckej kotline, pont — ruman vo východoslovenskej panve, lutét — priabón a hlavná etapa bádenu až pontu), čo pomáha dešifrovať paleogeografické podmienky a vytypovať znosové a vynorené časti územia. Preukázal sa aj značný význam hydrotermálnej mineralizácie, ktorá sa môže využiť nielen pri vyhľadávaní tejto suroviny, ale aj ako jeden z vyhľadávacích príznakov, napr. ložísk polymetalických rúd. Škoda, že autor nevenoval viac pozornosti produktom kaolinizácie vo vulkanitoch Slanských vrchov a Vihorlatu, čo však neznižuje význam práce.

Dostáva sa nám do rúk súborné dielo ložiskovej geológie o kaolínoch a kaolinitových íloch Západných Karpát, prvé a jedinečné svojho druhu pre skúmanú a spracovanú oblasť, ktoré vhodne dopĺňa medzeru v doterajších poznatkoch. Je názorným príkladom úzkeho prepojenia vedy s praxou, čo ho robí ešte aktuálnejším. Po knihe siahne nielen odborná geologická verejnosť, profesori a študenti vysokých škôl geologického, chemicko-technologického, úpravnickeho či ďalších smerov, ale iste aj mnohí odborníci rôznych odvetví spracovateľského priemyslu, v ktorých sa kaolín využíva ako základná či vedľajšia surovina.

Miroslav Slavkay

Redukčné geochemické procesy v sedimentárnych horninách severogemerického permu

JÁN ČURLÍK, JOZEF FORGÁČ, JOZEF VESELSKÝ

¹ Katedra geochémie PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 3. 2. 1988, revidovaná verzia doručená 12. 8. 1988)

Reducing geochemical processes in sedimentary rocks of the North Gemic Permian, Eastern Slovakia

Sedimentary rocks of the North Gemic Permian unit contain, on a generally reddish-violet background, also paths of variegated, greyish-green, green and discoloured rocks. Transitions between various colourings are sudden and not only in relation to changes in lithology but occurring even within a single lithotype or cutting lithological boundaries. Such changes in sediment colour are the result of reducing geochemical processes which contributed to development stages of sedimentary rocks.

Synsedimentary, diagenetic, metamorphic and hydrothermal features induced by the reducing geochemical processes have been distinguished. In accordance with their geochemical meaning, these stadial processes may be subdivided into two series: the one caused by reducing gley process (in the absence of hydrogen monosulphide) and the other induced by the reducing sulphidic process (under the influence of hydrogen monosulphide) being indicated by the pyrite content in the rocks.

Reduction processes induced the generation of reducing geochemical barriers on which some elements are concentrated (iron, copper, molybdenum, selenium, uranium and others). This feature is expressed by the development of undergrade „copper sandstone“ and of strata-bound U-Mo-Cu-(Se) ores. The rank and participation of single processes within single diagenetic stages is problematic to ascertain owing to frequent overlaps but also for the hitherto insufficiently established terminology of the diagenetic processes. In the investigated case the reddish-violet colour is the original (inherited) one whereas changes in colouring resulted from the subsequent reducing processes.

Úvod

V tomto príspevku uvádzame výsledky terénneho a geochemického štúdia genézy farieb sedimentárnych hornín severogemerického permu z aspektu poznania vplyvu oxidačno-redukčných procesov na zmenu farieb.

Z literatúry vieme (napr. Mc Bride, 1974; Thompson, 1970; Walker, 1967), že na celkové zafarbenie hornín podobných tým, ktoré nachádzame v perme, vplýva viac faktorov. Je to najmä obsah a formy železa a mangánu, obsah organických látok, karbonátov, obsah chloritu, opakových minerálov a podobne. Výrazné prechody farieb z červenofialových do zelených, sivozelených až vybielených sú spojené najmä s oxidačno-redukčnými procesmi.

Z poznania geochémie železa (a Mn) a jeho správania pri zmene Eh vychádzajú dve teórie vzniku charakteristického červeného zafarbenia permských a im podobných hornín („red beds“): oxidačná a redukčná (Walker, 1967; Thompson, 1970 a i.). Podľa oxidačnej teórie červenavé zafarbenie vzniká

oxidáciou železa po uložení sedimentov nad hladinou podzemných vôd v superakválnych krajinách. Podľa redukčnej teórie sú farebné zmeny spojené s redukciami pôvodne oxidických (bohatých na Fe^{3+}) sedimentov.

Z bohatého štúdia vzorkového materiálu z terénu, vrtov (okolo 20 vrtov v dĺžke 23 km), banských diel ložiskového poľa Novoveská Huta a na základe geochemických výskumov autori dospeli k záveru, že redukčná teória má prvoradý význam aj z hľadiska farebných zmien v študovaných horninách. Tieto redukčné procesy majú ale štádiijnú povahu. To znamená, že sú, podľa našich predstáv, späté s viacerými štádiami vývoja sedimentárnych hornín. Vyčlenili sme synsedimentárne a diagenetické, metamorfne a hydrotermálne prejavy redukčných procesov. V zásade však pokladáme za potrebné rozlíšiť redukčné glejové procesy (bez sírovodíka) a redukčné sulfidické procesy (s H_2S , HS^- , S^{2-}).

Hlavný rozdiel medzi nimi je v tom, že prvky, ktoré sú pohyblivé v redukčnom prostredí bez H_2S , sú v sulfidickom prostredí imobilizované vo forme sulfi-

TAB. 1

Základné typy epigenetických procesov podľa Perelmana (1968), zjednodušené
Main types of epigenetic processes according to Perelman (1968), simplified

Rady procesov podľa zloženia vzdušných migrantov			
Triedy procesov	O ₂	CO ₂ (CH ₄)	H ₂ S
Vodné migranty	oxidačné	redukčné bez H ₂ S — (glejové)	redukčné sírovodíkové
H ⁺ SO ₄ ²⁻ (Fe ²⁺ , Zn ²⁺ , Cu ²⁺)	sírno-kyslé	sírno-kyslé, glejové	sírno-kyslé, sulfidné
H ⁺ , HCO ₃ ⁻ organické látky	kyslé	glejové	kyslé, sulfidné
Ca ²⁺ , HCO ₃ ⁻ , Mg ²⁺	neutrálne, karbonátové	glejové, karbonátové	karbonátové sulfidné
Cl ⁻ SO ₄ ²⁻ , Na ⁺	chloridovo-síranové	soľonosné, glejové	soľonosno-sulfidné
Ca ²⁺ , SO ₄ ²⁻	soľonosné		
Na, HCO ₃ ⁻ , OH ⁻ , SiO ₂	sadrovcové	sadrovcovo-glejové	
	sódové	sódové, glejové	sódové, sulfidné

dov (Perelman, 1968). Odrazom ich uplatnenia je najčastejšie pyritizácia.

Podľa uvedeného plánu treba študovať aj ostatné typy hornín s iným východiskovým zafarbením, lebo redukčné procesy v tomto štádiom prejavu sa mohli uplatniť aj v prostredí iných silikátových a dokonca aj karbonátových hornín. V horninovom prostredí sa môžu tieto procesy vzájomne prekryvať, a tak zastierať alebo aj zvyrazňovať prejavy starších procesov alebo litologických diskontinuit. To komplikuje dokumentáciu a klasifikačné triedenie hornín, ale aj poznávanie litofaciálnych zmien.

Geochemická klasifikácia sedimentačných prostredí a ich aplikácia na sedimenty permu

V geochemickej literatúre sú dva prístupy ku geochemickej klasifikácii sedimentačných prostredí. Perelman (1968) v takejto klasifikácii zohľadnil dva hlavné parametre, a to Eh a pH. Vyčlenil oxidačné, redukčné (glejové) a redukčné sulfidické prostredie (so sírovodíkom). Toto rozdelenie urobil na základe typomorfných vzdušných migrantov (O₂, CO₂, CH₄, H₂S), lebo ich podstatný obsah v prostredí vplyva na hodnoty Eh. Každý z uvedených radov špecifikoval na základe tried geochemických procesov, ktoré sú funkciou obsahov typomorfných vodných migrantov (pH). Sú to sírno-kyslé, kyslé, neutrálne, karbonátové, chloridovo-síranové, soľonosné, sadrovcové a sódové (tab. 1). Na základe toho prístupu môžeme recentné (ale aj bývalé) prostredia charakterizovať kombináciou radov a tried prevládajúcich procesov (napr. oxidačno-neutrálno-karbonátové, redukčno-kyslo-sírne, typické glejové, atď.).

Berner (1981) považuje pH za málo premenlivý faktor vo väčšine recentných sedimentačných prostredí. Vo svojej geochemickej klasifikácii sedimentačných prostredí ho nezohľadňuje a vyčleňuje ich len na základe Eh. Recentné prostredie, podobne ako Perelman, člení na oxické (oxic) a anoxické (anoxic).

Anoxické prostredie ďalej delí na sulfidické a nesulfidické a posledné ešte na postoxické a metanické. Upozorňuje však na fakt, že ak by sme chceli brať do úvahy ešte aj pH, klasifikácia by bola komplikovaná.

Zhodnými črtami obidvoch prístupov je poznanie a ocenenie mimoriadnej geochemickej funkcie H₂S, ktorý vplyva na imobilizáciu prvkov pohyblivých v redukčných podmienkach (Fe, Mn, Cu a i.), keďže v prítomnosti H₂S tvoria nerozpustné sulfidy.

Zo štúdia sedimentárnych hornín môžeme podmienky sedimentácie určovať len nepriamo. Obvyčajne na základe autigénnych minerálnych fáz, ktorých podmienky tvorby a stability sú nám známe, alebo na základe charakteru premien klastogénneho materiálu.

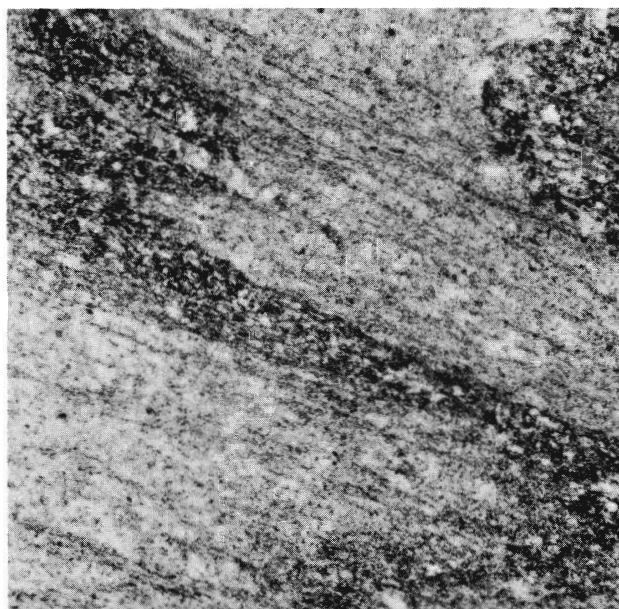
Charakteristickým znakom sedimentárnych hornín severogermického permu v makromeradle je prevládanie červenofialových farieb. Tento rys, typický pre permské a niektoré iné sedimentárne horniny, dal aj základ ich anglickému či nemeckému pomenovaniu „červené vrstvy“ („red beds“, „Rotschichten“). Ich litologická povaha je pestrá. Tvoria ich zlepenec, pieskovce, prachovce a bridlice (šlovce). Menej sú zastúpené evapority (sadrovec, anhydrit a rozpustné soli) a karbonáty. Ojedinele sú prítomné albitolity a baryt (Čurčík et al., 1985).

Na základe našich poznatkov je červenofialové zafarbenie klastogénnych sedimentárnych hornín ovplyvnené prítomnosťou kryštalického hematitového pigmentu. Zreteľnejšie fialové odtiene farieb závisia aj od obsahu Mn. Tento pigment vznikol zberom rekryštalizáciou z pôvodne rozptýlených oxidov Fe³⁺ (goethit, lepidokrokít) alebo z horšie vykryštalizovaného hematitu v štádiu diagenézy. Svedčí o tom:

a) heterogénne zastúpenie pigmentu v pôvodných laminách šlu (obr. 1),

b) nakopenie železitého pigmentu na kontakte karbonátových nodúl ranodiagenetického pôvodu s ílovitým matricom (obr. 2),

c) vysoký obsah železa v niektorých ílovitých bridliciach a šlovcoch, ktoré sedimentovali vo vodnom



Obr. 1 Heterogénne zastúpenie železitého pigmentu v ílovitej bridlici ako odraz rôzneho obsahu oxidov železa v pôvodných laminovaných íloch. (Pribeh bridličnatosti je naprieč pôvodnou lamináciou.) Je príkladom rôzneho obsahu železa v pôvodných laminách ílu. Novoveská Huta, vrt č. 869, hĺbka 1 081 m, zv. 48×, rovnobežné polarizátory.

Fig. 1. Heterogenous iron pigment in argillaceous shale reflecting variable iron oxide content in the original laminated clay. (Foliation across the original lamination.) Example of varying iron content in primary clay laminae. Novoveská Huta, drilling No 869, 1 081 m depth, magn. x48, parallel nicols.

prostredí (až nad 10 %), lebo je nepravdepodobné, žeby tento obsah vznikol neskôr, po oxidácii ílov v subaerickom prostredí (po opätovnom vynorení).

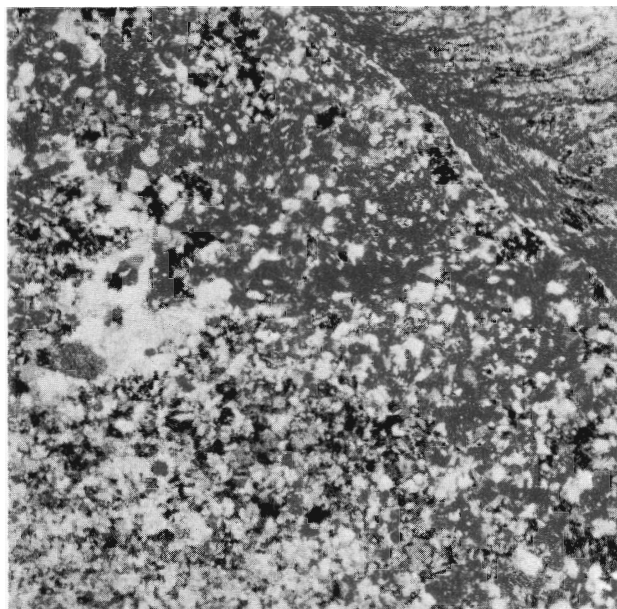
Obsah železa v červenofialových varietách hornín, ako vidieť z tab. 2, stúpa od zlepenčov k ílovitým bridliciam. Je teda funkciou obsahu ílovitého matrixu.

TAB. 2

Priemerný obsah Fe_2O_3 a MnO v červenohnedofialových horninách
Average contents of Fe_2O_3 and MnO in reddish-brown to violet rocks

Hornina	Fe_2O_3 (v %)	MnO (v %)	n
Zlepence	4,32	0,104	11
Pieskovce	4,41	0,149	10
Siltovce	5,64	0,120	9
ílovité bridlice	6,52	0,131	10

Ak berieme do úvahy tieto zistenia a porovnávame ich s poznatkami z literatúry, zostáva nám posúdiť, aký bol podiel redukčných sedimentačných prostredí v oblasti sedimentácie severogemerického permu. Na kontinentoch vznikali oxidické zvetraniny a pôdy. Oxidické prostredie prevládalo aj pri tvorbe pokryvných terigénnych sedimentov. Na miestach so stopami vodnej sedimentácie sa zachovala červená farba



Obr. 2. Nakopenie železitého pigmentu na styku karbonátovej noduly s ílovitým matrixom. Je výsledkom tlaku rigidného telesa noduly (ranodiagenetickej povahy) na diagenetický nespevnený ílovitý materiál. Novoveská Huta, vrt č. 861, hĺbka 960 m, zv. 38 ×, skrížené polarizátory.

Fig. 2. Concentration of ferric pigment on the boundary of a carbonate nodule with clay matrix resulting from the pressure of rigid early diagenetic nodule onto the inconsolidated clay. Novoveská Huta, drilling No 861, 960 m depth, magn. x38, crossed nicols.

oxidických sedimentov všade tam, kde rýchlosť anorganickej sedimentácie značne prevyšovala rýchlosť organickej sedimentácie (nízky podiel redukujúcej organickej hmoty). Alkalické prostredie sedimentácie v podmienkach aridnej klímy, na čo poukazujú aj doterajšie geochemické výskumy (Čurlík et al., 1984), vplývalo na stabilitu železa, ktoré v tomto prostredí migruje slabo. Redukčné prostredie sedimentácie mohlo vznikať v depresných (zasolených) polohách s prínosom ílovitejšieho materiálu, v podmienkach zasolených lagún a na miestach s prínosom väčšieho podielu organického detritu.

Vznik zelenavých, sivozelených až vybielených polôh v horninách permu môžeme pripísať sčasti iniciálnemu, ale aj ostatným štádiám diagenézy. Avšak ako uvedieme ďalej, nie všetky redukčné zmeny spadajú do diagenetického štádia vývoja sedimentačných hornín. Sú prítomné znaky, ktoré poukazujú na štádijnosť týchto procesov.

Redukčné procesy v študovaných horninách, ich typológia a časová postupnosť

Aj keď sú oxidačno-redukčné procesy navzájom späté, v geologickej praxi hovoríme o oxidačných alebo redukčných zónach, o procesoch a o sedimen-

toch. Poznáme pôdy s oxidačnými alebo redukčnými horizontmi (glejové pôdy). Zanedbáva sa skutočnosť, že napríklad k oxidácii niektorých kovov dochádza na úkor vzdušného kyslíka, redukcia síranov prebieha na úkor oxidácie organických látok a podobne. Priestorová distribúcia znakov oxidácie alebo redukcie prístupná nášmu pozorovaniu je tu smerodajná.

Redukčné procesy prebiehajú v pôdach, v kôrach zvetrávania, v sedimentoch aj v sedimentárnych horninách. Rovnaké procesy sa teda uplatňujú vo viacerých systémoch hypergénnej zóny. Vznikajú pod vplyvom bezkyslíkatých vôd, ktoré sa označujú ako glejové vody. Preto aj procesy sa označujú ako glejové (Perelman, 1968, 1975, 1979). Tento termín preniká aj do literatúry písanej po anglicky (gley, gleyey, gley water) a je dávno známy aj v našej pôdoznaleckej literatúre. Ako vhodný termín pre procesy redukčnej povahy bez účasti sírovodíka ho budeme užívať aj v tomto príspevku, a to aj s ohľadom na lepšiu možnosť jeho využitia pre označenie vôd (nie redukčné vody, ale glejové).

Najlepším indikátorom redukčných (glejových) procesov sú minerály železa (a mangánu). Nielenže reagujú na zmeny Eh v prostredí, ale dajú sa často identifikovať pri opise hornín. V redukčných podmienkach sa tvorí siderit, magnetit, pyrit, chlorit, vivianit, glaukonit a pod. Horniny v nich nadobúdajú určité zafarbenie. Veľmi nápadné sú tieto zmeny v horninách severogemerického permu, kde pri zmene podielu trojmocného železa (a Mn^{4+}), ktorý dáva horninám červenofialové zafarbenie, vzniká sivé, sirovelené a zelenavé zafarbenie od zlúčenín dvojmocného železa.

Počas terénnych výskumov sme pozorovali, že oglejené zóny nesledujú len hranice zmien litotypov, ale prechádzajú aj naprieč viacerými litotypmi. Majú nepravidelný tvar a priebeh. Je evidentné, že časť týchto procesov sa spája s rôznymi štádiami diagenézy, časť je spojená s dynamometamorfnými a tiež s hydrotermálnymi procesmi. Ich vzájomné odlíšenie je dosť komplikované vzhľadom na ich naložený charakter. Obyčajne pri ich začleňovaní treba zvažovať vzťah medzi litologickou náplňou, tektonikou a charakterom hydrotermálnych premien.

Synsedimentárne a diagenetické redukčné procesy

Napriek tomu, že termín diagenéza je veľmi frekventovaným v sedimentológii, jeho náplň je zrejme len pokiaľ nezačneme uvažovať o niektorých detailoch. Patria k nim aj problémy okolo oxidačno-redukčných procesov. Ak vychádzame z rozdelenia diagenézy na syndiagenézu, anadiagenézu a epidiagenézu (Fairbridge, 1967), vzniká napr. v terestrických podmienkach problém, že pokryvné sedimenty majú často vo vadóznej zóne oxidačnú a vo freatickej zóne

redukčnú časť. Pritom takéto rozdelenie môžeme nachádzať v pôdach, kôrach zvetrávania a v sedimentoch. Podľa uvedenej klasifikácie by procesy povrchovej oxidácie patrili k epidiagenéze a redukčné procesy k syndiagenéze, aj keď z hľadiska časového zatriedenia fáz sú oba procesy zhodné a patria k iniciálnemu štádiu diagenézy. Iný vážny problém, ktorý vyvstáva práve zo štúdia permských hornín, je zachovanie pôvodného, oxidačného stavu sedimentov aj po rôznom prekrytí novými sedimentmi.

Napr. niekoľko desiatok metrov mocné polohy zlepcov, desiatky až stovky metrov mocné polohy pieskovcov, ale najmä ílovcov a ílovitých bridlíc majú červenofialové zafarbenie s vyšším obsahom trojmocného železa (a Mn^{4+}) napriek tomu, že prešli všetkými fázami diagenézy. Pritom najmä druhá fáza syndiagenézy („early burial stage“) sa spája s redukčným prostredím.

Plno nejednotnosti a rozporov je aj v terminológii. V sovietskej literatúre napr. všetky procesy sekundárnej povahy (naložené) vo vzťahu k minerálnej mase označuje Perelman (1968, 1975) a iní ako epigenetické. Naproti tomu epigenéza v zmysle Ruchina (1953) sa chápe ako štádium neskej diagenézy (pred metamorfizmom). Perelman pod pojem epigenéza zahŕňa všetky procesy sprevádzané výmenou látok s okolnými systémami (tvorba pôd, kôr zvetrávania, pôsobenie podzemných vôd, epigenetický vznik niektorých ložísk, tvorba sekundárnych aureol rozptylu a pod.). Epigenézu od diagenézy oddeľuje!

Termín „epigenetický“ má v geológii ložísk celkom iný význam. Najčastejšie sa používa na označenie epigenetického zrudnenia mladšieho ako okolné horniny (obyčajne žilného). Naproti tomu epidiagenéza (Fairbridge, 1967) je termín vzťahujúci sa na diagenetické štádium, ktoré nastáva po vynorení sedimentov, pri prerušení celého cyklu vplyvom meteorických vôd oxidačnej povahy („reintrodukcia oxidačných procesov“ — Fairbridge in Larsen, Chilingar, 1967, s. 79). A to predsa nie je pravda. Meteorické kyslíkaté vody prenikajúce cez horninové prostredie sa postupne môžu zmeniť na bezkyslíkaté (glejové) už v pôdach, kôrach zvetrávania (tzv. povrchové oglejenie). V nespevnených sedimentoch sa vo vodonosných horizontoch tvoria glejové horizonty, zatiaľ čo nad nimi prevládajú aerované — oxidické horizonty. (Sú aj opačné prípady veľmi hlbokkej penetrácie kyslíkatých vôd.) Ten istý autor uvádza, že vo vzťahu ku genéze minerálov je štádium epidiagenézy analogické epigenéze a hypergenéze.

Ďalším problémom je časová postupnosť redukčných zmien v diagenetickom štádiu najmä vo vzťahu k redukčnému (anoxickému) prostrediu. Vieme, že vznik sulfidov v recentných sedimentoch je proces veľmi náhly a môžeme ho spájať s iniciálnym štádiom diagenézy. Pyritizácia, ako sprievodný jav pri tvorbe

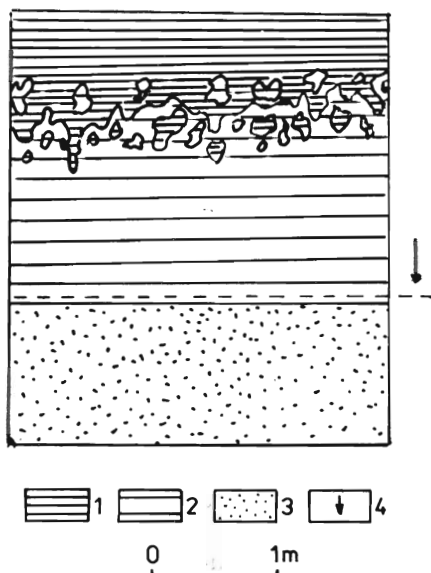
Cu-pieskovcov, je proces, ktorý sa spája aj s neskoršími štádiami diagenézy, keď napríklad sírovodíkové vody sa stretávajú s podzemnými glejovými vodami s obsahom železa a Cu (prípadne iných kovov). K pyritizácii dochádza aj pri tvorbe niektorých epigenetických U ložísk (Perelman, 1968 a i.).

Redukčné glejové zóny, ktoré prechádzajú naprieč viacerými litotypmi, zjavne nie sú syndiagenetické. Niekedy sú skôr epidiagenetické. Mohli vzniknúť v ktoromkoľvek časovom úseku včítane recentnej doby (prenikanie puklinových glejových vôd). Ako sme poukázali vyššie, Fairbridge (1967) toto štádium spája s oxidickým prostredím.

Z uvedeného vyplýva, že teoretické problémy sa odrážajú aj v terminologickej spleti, ale nebudeme to riešiť v tomto príspevku. Ak ale budeme hovoriť o redukčných procesoch, nebudeme môcť tieto otázky celkom obísť. Súčasne si treba uvedomiť, že niektoré naše predstavy sú preto schematické. Ak sa nevyhne terminológii, s ktorou iní autori nesúhlasia, budeme radi, ak k tomu vyjadrí svoj postoj.

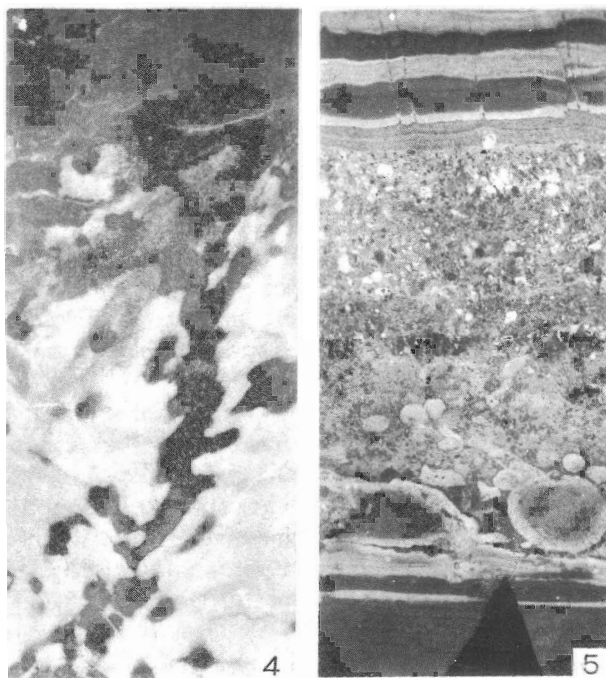
Redukčné procesy v horninách severogemerického permu môžeme rozdeliť podľa charakteru redukčných procesov a podľa spätosti s určitým vývojovým štádiom sedimentárnych hornín. V zásade odlišujeme dva rady redukčných procesov, a to redukčné glejové a redukčné sulfidické (Perelman, 1968).

Procesy redukčného glejového radu vznikajú na miestach pôsobenia bezkyslíkatých glejových vôd. Tie vznikajú na úkor rozkladu organických látok v pro-



Obr. 3. Schéma prejavov glejových procesov vo vodonosných horizontoch. 1 — oxidické sedimenty, 2 — glejové sedimenty, 3 — piesčité podložie, 4 — predpokladaná úroveň podzemných vôd.

Fig. 3. Scheme of gley processes in water-bearing beds. 1 — oxidic sediment, 2 — gley sediment, 3 — arenaceous underlier, 4 — presumed water table level.



Obr. 4. Znamky glejových procesov v bývalých vodonosných horizontoch. v zóne prechodu glejového horizontu do oxidického. Tento prechod je nepravidelný a vyznačuje sa škvrnitým vzhľadom s postupným pribúdaním oxidického materiálu. Novoveská Huta, vrt č. 901, hĺbka 186 m. 2/3 skutočnej veľkosti.

Fig. 4. Features of gley processes in previously water-bearing levels, within the transition zone of the gley horizon into an oxidic one. The transition zone is spotted with gradual increase of the oxidic matter. Novoveská Huta, drilling No 901, 186 m depth, natural size reduced to 2/3.

Obr. 5. Prejavy nerovnomerného syndiagenetického oglejenia v dnových sedimentoch. Tmavé pásiky (v skutočnosti fialové) predstavujú ílovité polohy, v ktorých iba na okraji došlo k čiastočnej redukcii až po uložení sedimentov. Rôzne akoby nodulárne útvary v hornej časti obrázku sú chodbičky po lezení bentózne fauny vyplnené ílovitým materiálom redukovaného aj oxidického povahy. Novoveská Huta, jama 3, II. obzor, 1/3 skutočnej veľkosti.

Fig. 5. Uneven development of the syngenetic gley process in bottom sediments. Dark belts (violet in nature) are clay seams reduced after the sedimentation only along the margins. Various nodule-like forms in the upper part are burrows after benthic fauna filled by reduced and oxidic clay matter. Novoveská Huta, shaft No 3, 2nd level, natural size reduced to 1/3.

stredí s nízkym obsahom redukujúcich sa sulfátových iónov alebo v prostredí, ktoré je chudobné na H_2S po jeho imobilizácii v sulfidoch (Berner, 1981).

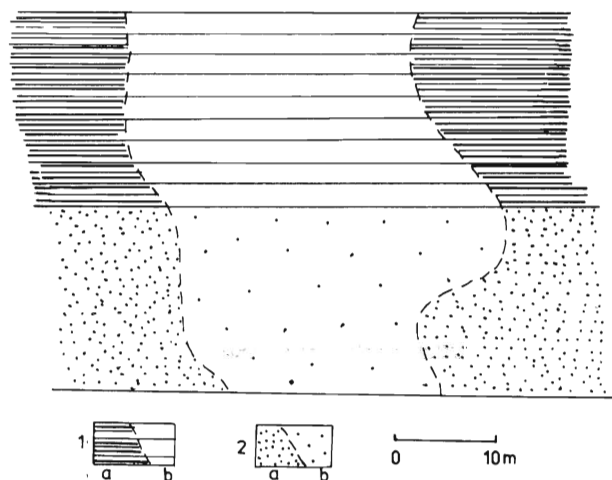
Na základe terénneho štúdia sme zistili, že veľká časť glejových procesov tohto typu vznikala v zónach bývalých vodonosných horizontov. A to nielen na miestach trvalej hladiny podzemných vôd, ale aj v zóne kapilárneho vztlínania. O tom svedčí prechod od podloží úplne oglejených polôh cez čiastočne oglejené až neoglejené v nadloží (obr. 3 a 4). Iným typom sú glejové procesy vznikajúce na dne sedimentárnych bazénov s prínosom organického detritu. Na

obr. 5 vidieť, že prinášany oxidický ílovitý materiál bol čiastočne na okrajoch lamín redukovaný pomerne skoro po prínose do panvy. V spodnej časti obrázku sú chodbičky po lezení bentóznej fauny vyplnené redukovaným aj menej redukovaným materiálom z podložia. Tento typ glejových procesov sleduje hranice pôvodnej sedimentácie.

Vo všetkých sledovaných horninách so stopami glejových procesov sa nachádzajú karbonáty ako primárny tmel. Svedčí to o neutrálnej až alkalickkej povahe prostredia. Podľa Pereľmanovej klasifikácie (1968) by sme mohli takéto procesy označiť ako glejové karbonátové.

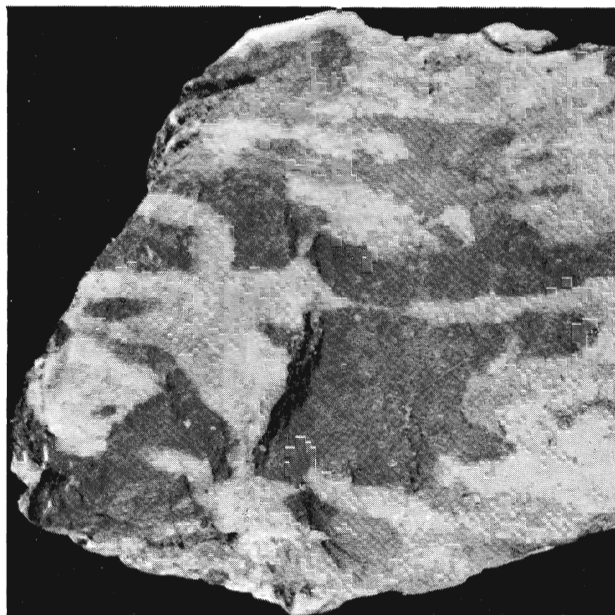
Osobitne výrazné sú stopy glejových procesov v okolí sadrovcových polôh (sadrovcové oglejenie). Prachovce, ílovce, ílovité bridlice aj pieskovce majú zelenú farbu. Polohy takýchto hornín v okolí evaporitových horizontov dosahujú niekoľko metrov. V súlade s poznatkami Pereľmana (1968) môžeme predpokladať, že prostredie bolo redukčné do takej miery, že dochádzalo k redukcii železa, ale nie k redukcii síry ($S^{6+} \rightarrow S^{2-}$). Pri začleňovaní týchto procesov do vývojového štádia sedimentárnych hornín vznikajú rôzne problémy. Časť týchto procesov, napr. sadrovcové oglejenie, pokladáme za synsedimentárne, podobne aj niektoré stopy oglejenia sedimentárnych hornín, ktoré vznikali vo vodnom prostredí sedimentácie.

V oblasti Muráňa (JZ od Novoveskej Huty) na V. a IX. horizonte na ložisku Novoveská Huta, ako aj vo viacerých vrtoch sme pozorovali stopy oglejenia prechádzajúce naprieč viacerými litotypmi, napr. pieskovce — prachovce, prachovce — (ílovce) — ílovité bridlice (obr. 6). Striedanie svetlých a fialových škvrn



Obr. 6. Schematický náčrt prejavov diagenetických redukčných procesov, ktoré prebiehajú naprieč rôznymi litotypmi. 1 — siltovce, 2 — pieskovce, a — oxidické, b — glejové.

Fig. 6. Scheme of diagenetic reducing process development across various lithotypes. 1 — siltstone, 2 — sandstone in a — oxidic, b — gley environment.



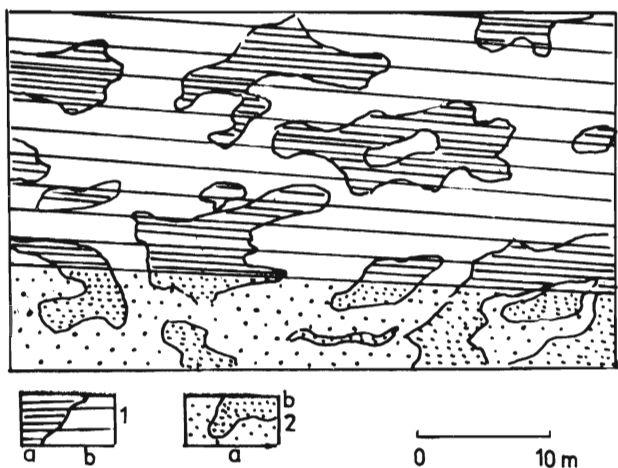
Obr. 7. Selektívne prejavy oglejenia v piesčitých bridliciach. Tmavé pásiky (v skutočnosti sivozelené) sú oglejené polohy. Novoveská Huta, jama 3, IX. obzor, H-2-90/R-10, 2/3 skutočnej veľkosti.

Fig. 7. Selective development of the gley process in arenaceous sediments. Dark belts (greyish-green in natural state) are the gley levels. Novoveská Huta, Shaft No 3, 9th level, H-2-90/R-10 sample, natural size reduced to 2/3.

s mocnosťou niekoľko desiatok metrov (obr. 7 a 8) sme pozorovali v banských priestoroch ložiskového poľa Novoveská Huta. Obidva typy spadajú do neskoršieho štádia diagenézy a nemožno ich spájať s existenciou vodonosných horizontov. Časť z nich môže byť anadiagenetická, ale tiež epidiagenetická. Dnes, keď tieto horniny prekonalí taký dlhodobý vývoj (anchimetamorfné štádium), je ťažké tieto postupy posúdiť. V sovietskej literatúre sa tieto procesy označujú ako diagenetické (Pereľman, 1968).

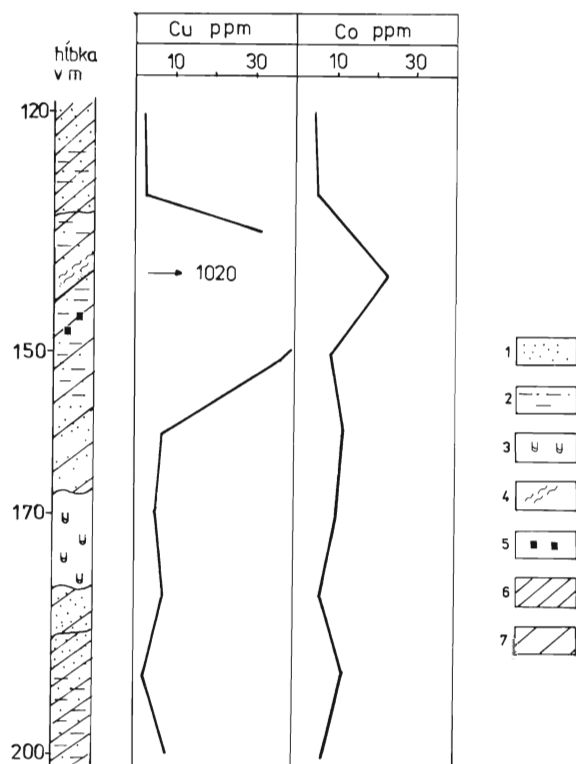
Procesy redukčného sulfidického radu tvoria inú skupinu procesov, ktoré vznikali na miestach, kde dochádzalo k redukcii síranov, alebo sa mobilizoval sírovodík z alochtónnych zdrojov. Sírovodík (HS^- a S^{2-} ióny) sa zlučuje s redukovanou formou železa (Fe^{2+}) a vznikajú sulfidy železa (prípadne sulfidy iných kovov). Pri obvyklom nadbytku železa sa tvorí pyrit. Niekedy sa prejavy pyritizácie priestorovo viažu na evaporitické súvrstvia. Nadbytok sírovodíka je tam zrejme dôsledkom desulfatizácie sulfátových iónov. Podobný príklad je uvedený na obr. 9 z vrtu 863, kde pyritizované polohy dosahujú okolo 20 m. V okolí pyritizovaných zón sa súčasne zvyšuje obsah Cu a Co viazaných na pyrit alebo iné sprievodné bližšie neidentifikované sulfidy.

Redukčné sulfidické procesy sa v týchto horninách uplatňovali aj na mnohých miestach, kde tieto vzťahy k evaporitom nie sú nijako preukázateľné (obr. 10).



Obr. 8. Striedanie oxidických a glejových polôh diagenetického pôvodu v rôznych litotypoch prebiehajúcich nesúhlasne s vrstvosťosťou. 1 — siltovce, 2 — pieskovce, a — oxidické, b — redukované. (Detail uvedený na obr. 7.)

Fig. 8. Alternation of oxidic and gley levels of diagenetic origin in various lithotypes cutting stratification. 1 — siltstone, 2 — sandstone, a — oxidic, b — reduced (detail in Fig. 7).



Obr. 9. Prejavy sulfidického oglejenia v okolí síranového horizontu vo vrte 863 v Novoveskej Hute. 1 — pieskovce, 2 — ílovité bridlice, siltovce, 3 — evapority (sádrovec, anhydrit), 4 — porucha, 5 — pyritizácia, 6 — horniny červenohnedofialovej farby (oxidické zóny), 7 — horniny sivozelenej farby (redukované zóny).

Fig. 9. Features of the sulphidic process around a sulphate horizon in the drilling No 863, Novoveská Huta locality. 1 — sandstone, 2 — argillaceous shale, 3 — evaporite (gypsum and anhydrite), 4 — dislocation surface, 5 — pyritization, 6 — reddish-brown and violet rocks (oxidic zone), 7 — greyish-green rocks (reduction zone).

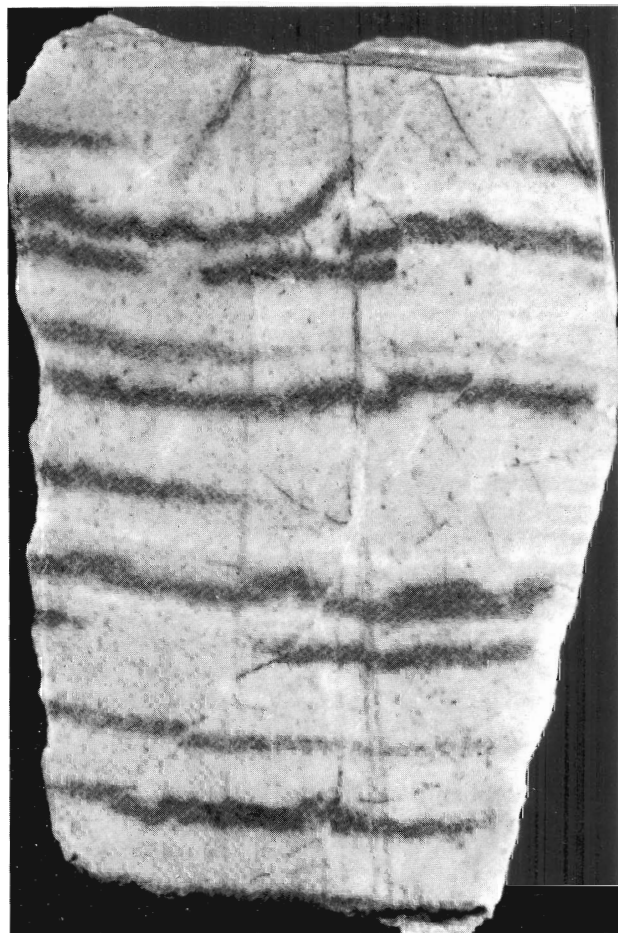
Napríklad len vo vrte č. 860 (hlbokom okolo 2 000 m) sme zistili 12 pyritizovaných zón, pričom niektoré z nich sú mocné až okolo 50 metrov. Horniny v týchto polohách majú zelenavé až svetlosivé zafarbenie a samotné zóny prestupujú aj cez viaceré litotypy. Zdá sa, že mnohé z nich sú syndiagenetické, hoci z bodových priesečníkov vo vrtoch sa tieto priestorové vzťahy nedajú presnejšie posúdiť.

K tejto kategórii procesov patrí aj vznik Cu-pieskovcov, ktoré vznikali na redukčných sulfidických bariérach. Meď, ktorá migruje v redukčnom glejovom (slabo glejovom) prostredí, sa imobilizuje v sulfidickom prostredí. Bez výraznej dotácie H_2S vznikajú v sedimentačnom priestore viaceré anomálne koncentrácie meďi okolo mikroredukčných centier (napr. miest rozkladu organických látok). Sú preto zväčša nebilančné, ale Cu z týchto anomálnych koncentrácií mohla byť zdrojom mladšieho Cu zrudnenia žilnej povahy (obr. 11).

Stratiformné prejavy U-Mo-Cu-(Se) zrudnenia zonálnej povahy prítomné v horninách severogemerického permu (zlepence — pieskovce) sú tiež príkladom vzniku redukčných bariér. Ich vznik zodpovedá zhruba modelom tzv. hydrogenných U ložísk uvádzaných vo viacerých prácach zahraničných autorov (napr. Pereľman, 1979). Pretože Eh hodnoty redukcie (vylučovania) prvkov na geochemických bariérach tohto typu ($U^{6+} \rightarrow U^{4+}$, $Se^{4+} \rightarrow Se^0 \rightarrow Se^{2-}$ a $Cu^{2+} \rightarrow Cu^+ \rightarrow Cu^0$) sú rozdielne, zrudnenia tohto typu majú svoju geochemickú zonálnosť. Podľa doterajších predstáv vznikajú tieto typy zrudnenia pri prenikaní vadóznych vôd po priepustnejších polohách hornín, teda v zmysle Fairbridgea (1967) epidiageneticky. Opäť však ide o prípad, keď sa kyslíkaté (oxidačné) vody prenikaním smerom nadol menia na bezkyslíkaté (redukčné). Pretože prenikanie týchto vôd prebiehalo v zásade v rôznych štádiách prerušenia diagenetického cyklu, ich časové zaradenie je sporné. Treba však poznamenať, že uránové zrudnenie vzniká nielen v redukčných sulfidických, ale aj v redukčných glejových podmienkach (Pereľman, 1968, 1979 a i.).

Redukčné procesy v dislokačných zónach

V okolí dislokačných a inak tektonicky namáhaných zón sme zistili redukčné glejové pásma mocné od niekoľko cm do niekoľko m. Ich časové zatriedenie je zložité. Predpokladáme, že časť z nich vznikala súčasne s dynamometamorfnými procesmi. Po dislokačných pásmach však mohli presakovať aj vadózne vody s rôzne hlbokým obehom. Tie sa postupne pohybovaly sa obohacujú aj o niektoré prvky, ktoré vyluhujú z horninového prostredia. V porušených zónach hlavne ako následok sorpcie sú niekedy tieto glejové pásma obohatené o niektoré prvky. Príklad



Obr. 10. Prejavy redukčných sulfidických procesov v jemnozrnných pieskovochoch. Tmavé pásiky — zóny pyritizácie, ktoré vznikali syngeneticky. Novoveská Huta, jama 3, XIII. obzor, tesne pri trafostanici, 1/2 skutočnej veľkosti.

Fig. 10. Features of the reducing sulphidic process in fine grained sandstone. Dark zones represent pyritized seams developing syngenetically. Novoveská Huta, Shaft No 3, 13rd level, close to the transformer station, natural size reduced to 1/2.

tohto typu glejových procesov je na obr. 12 z vrtu č. 785 z hĺbky 232–247 m. Ak sú tieto dislokačné zóny založené vo fialových prachovcoch a v fľovitých bridliciach, vznikajú niekedy vybielené tenkobridličnaté horniny bohaté na sericit („sericitolity“).

Metamorfne stopy redukčných procesov

Horniny severogemerického permu nesú v makromeradle stopy rôznych, zväčša však slabo metamorfnych premien (anchimetamorfóza). Charakter týchto premien je dosť premenlivý. Na miestach tektonicky namáhaných alebo výraznejšie zvrásnených (sprehýbané klivážne plochy) pozorujeme rôzne prejavy redukčných zmien. Niekedy sú len nepatrné, spojené so vznikom zhlukov chloritu vo fialových prachov-

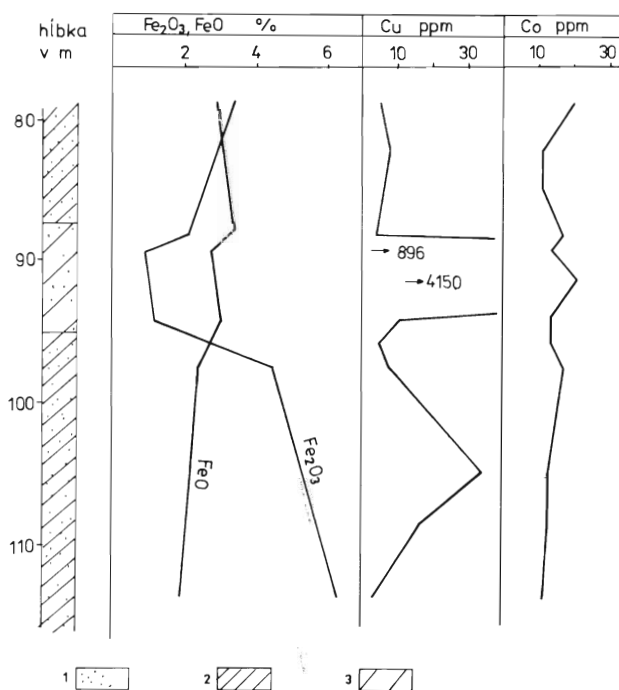
coch až bridliciach, ale aj výraznejšie zmeny, spojené so vznikom svetlozelených variet týchto hornín.

Na obr. 13 vidíme takéto stopy premien, ktoré sú zrejme mladšie alebo rovnako staré ako vznik laterálno-sekrečnej kremeňovo-karbonátovej žilky, ktorá vznikla pri metamorfóze. Keby boli tieto procesy staršie ako vznik samotnej žilky, neboli by svetlejšie redukované polohy v okolí žilky prerušované.

Hydrotermálne redukčné procesy

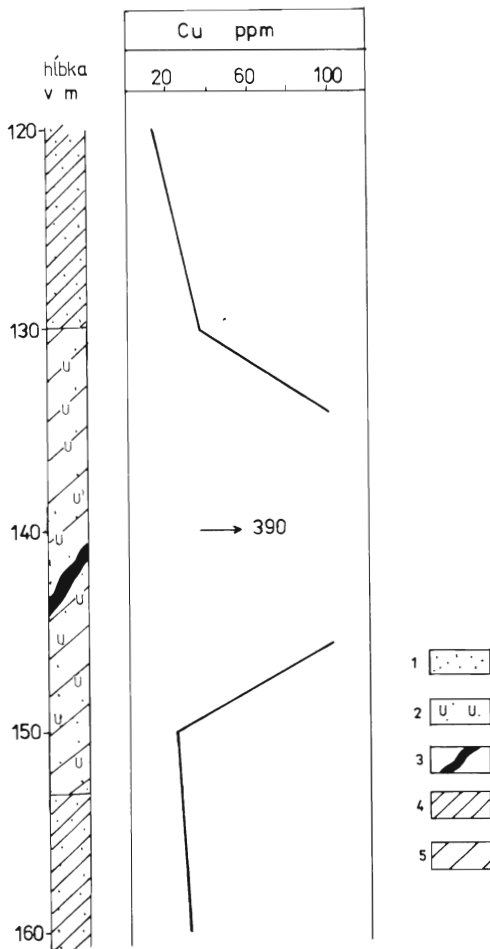
S postupnými zmenami názorov na vznik hydrotermálnych roztokov došlo aj k značným korekciám názorov na vzájomnú spätosť hypergenných a hydrotermálnych procesov. Napríklad režim síry má mimoriadny geochemický význam nielen v hypergenných, ale aj v hydrotermálnych systémoch. Za prítomnosti H₂S, príp. jeho analógov (H₂Se) vzniká hydrotermálne sulfidické prostredie. V závislosti od celkových obsahov sírovodíka v termálnych roztokoch vznikajú sulfidicko-glejové až glejovo-sulfidické procesy (Perelman, 1968).

V nami študovaných horninách sú prejavy hydro-



Obr. 11. Zóna výskytu Cu-pieskovcov vo vrte č. 896. Príklad vzniku redukčných sulfidických bariér. Nápadný je pokles obsahu trojmocného železa, súčasne zvýšený obsah Fe²⁺ a Co, ktoré sa viažu v pyrite. 1 — pieskovce, 2 — horniny červenohnedofialovej farby, 3 — horniny sivozelenej farby.

Fig. 11. Zone of "copper sandstone" occurrence in the drilling No 896. Example of reducing sulphide barrier development. The decrease of ferric ion content and the lighter ferrous and cobalt contents bound in pyrite are remarkable. 1 — sandstone, 2 — reddish-violet rock, 3 — greyish-green rock.



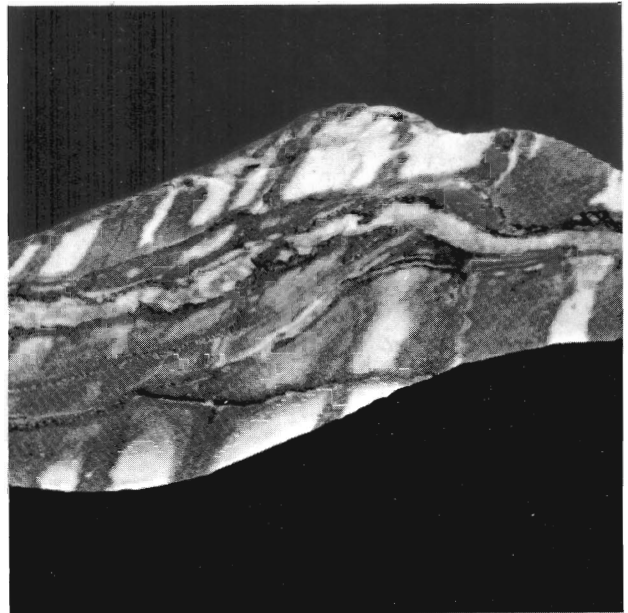
Obr. 12. Redukčná glejová zóna v okolí dislokačnej línie vo vrte č. 785. Novoveská Huta. 1 — ílovité bridlice, 2 — zlepenec, 3 — dislokačná línia, 4 — horniny červenohnedofialovej farby (oxidické), 5 — horniny sivozelenej farby (redukované).

Fig. 12. Reduction gley zone around dislocation in drilling No 785, Novoveská Huta locality. 1 — argillaceous shale, 2 — conglomerate, 3 — dislocation, 4 — reddish-brown to violet rock (oxidic), 5 — greyish-green rock (reduced).

termálnych redukčných zmien rôzne. Na niektorých miestach sú prejavy okoložilných redukčných zmien minimálne (sú to obyčajne masívnejšie polohy zlepenecov a pieskovcov), inde dosahujú desiatky cm až niekoľko málo m (obr. 14). Premenená zóna je zhruba totožná s primárnou aureolou rozptylu. Primárne aureoly rozptylu v okolí Cu žíl sú všeobecne dosť nevýrazné (Čurlík et al., 1984).

Okoložilné redukčné procesy sú zväčša nesulfidické — glejové. Samotné sulfidy medi (chalkopyrit, tennantit) a pyrit sa sústreďujú prevažne v žilných systémoch. Sírovodík sa zrejme spotreboval na tvorbu sulfidov v žilách a roztoky prenikajúce do okolného horninového prostredia sa stávali redukčné — glejové.

Pretože žilné štruktúry sú obyčajne situované



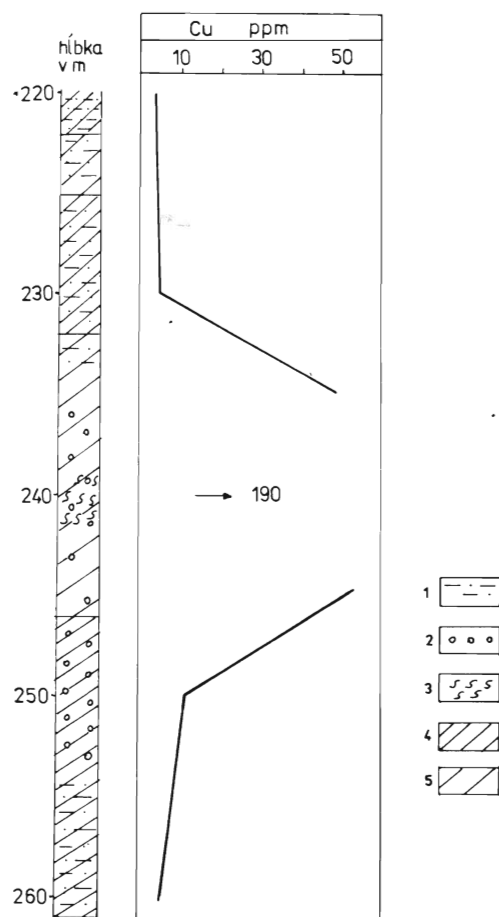
Obr. 13. Glejové zóny mladšie, nanajvýš súčasné so sekrečnými kremeňovo-karbonátovými žilkami, ktoré prenikajú naprieč týmito zónami. Pravdepodobne metamorfne redukčné procesy. Novoveská Huta, jama 3, XIII. obzor, žumpové chodby, 1/3 skutočnej veľkosti.

Fig. 13. Gley zones developing subsequently or at least simultaneously with quartz-carbonate secretion veinlets crossing the gley zones. Probably metamorphic reduction processes. Novoveská Huta locality, Shaft No 3, sump adits, natural size reduced to 1/3.

v dislokačných zónach, nie je všade jasné, ktoré stopy oglejenia sú spojené s hydrotermálnymi procesmi a ktoré sú späté s dynamometamorfnými zmenami hornín. Určitým návodom na posúdenie hydrotermálnych redukčných procesov sú metasomatické premeny hornín a zvýšené koncentrácie prvkov primárnej geochemickej aureoly.

Niektoré zovšeobecnenia

Redukčné procesy ovplyvňujú migráciu, redistribúciu a koncentráciu niektorých prvkov. Migrujú najmä tie prvky, ktorých migračná schopnosť sa zvyšuje pri zmene oxidačného stavu (Fe, Mn, V, Cu, Mo, Se a pod.), a koncentrujú sa tie prvky, ktoré sa vylučujú na redukčných geochemických bariérach. Na glejových bariérach sa koncentrujú niekedy Cu, U, Mo, Se, V a na sulfidických Fe^{2+} , Cu, U, Mo, Se a niektoré iné prvky. Hoci obsah prvkov na bariérach nemusí dosahovať ložiskové koncentrácie, sú to geochemické anomálie, ktoré treba správne interpretovať pri litogeochemických a pedogeochemických prospekčných prácach. V horninách severogemerického permu takéto anomálie reprezentujú napríklad pyritizované zóny, Cu-pieskovce a niektoré stratiformné U-Cu-Mo-(Se) zrudnenia. Prvky koncentrované na týchto



Obr. 14. Prejavy hydrotermálneho oglejenia v okolí kremeňovo-karbonátovej žily vo vrte č. 901, Novoveská Huta. 1 — pieskovce, 2 — tuftické pieskovce, 3 — kremeňovo-karbonátová žila s obsahom sulfidov, 4 — horniny červenohnedofialovej farby (oxidické), 5 — horniny sivozelenej farby (redukované).

Fig. 14. Features of hydrothermal gley process around quartz-carbonate vein in drilling No 901, Novoveská Huta locality. 1 — sandstone, 2 — tuffitic sandstone, 3 — quartz-carbonate vein with sulphide content, 4 — reddish-brown to violet rock (oxidic), 5 — greyish-green rock (reduced).

bariérach môžu byť zdrojom epigenetického zrudnenia.

Keď sme vyniesli do grafu pomery obsahov dvoj- a trojmocného železa zo študovaných hornín rôznej litologickej povahy (obr. 15), veľmi zreteľne sa nám oddelili skupiny červenofialových od sivozelených, zelených až vybielených hornín. Zatiaľ čo červenofialová farba je spojená s prítomnosťou hematitového pigmentu, zelená farba je spojená s prítomnosťou chloritu. Rôzne prechodné typy sfarbenia a ich odtiene súvisia aj s obsahom iných farebných pigmentov, najmä s obsahom organických látok, mangánu, ale aj pyritu, karbonátov, kremeňa a podobne. To treba brať do úvahy pri štúdiu redukčných procesov v iných horninách, kde pôvodné zafarbenie nie je tak nápad-

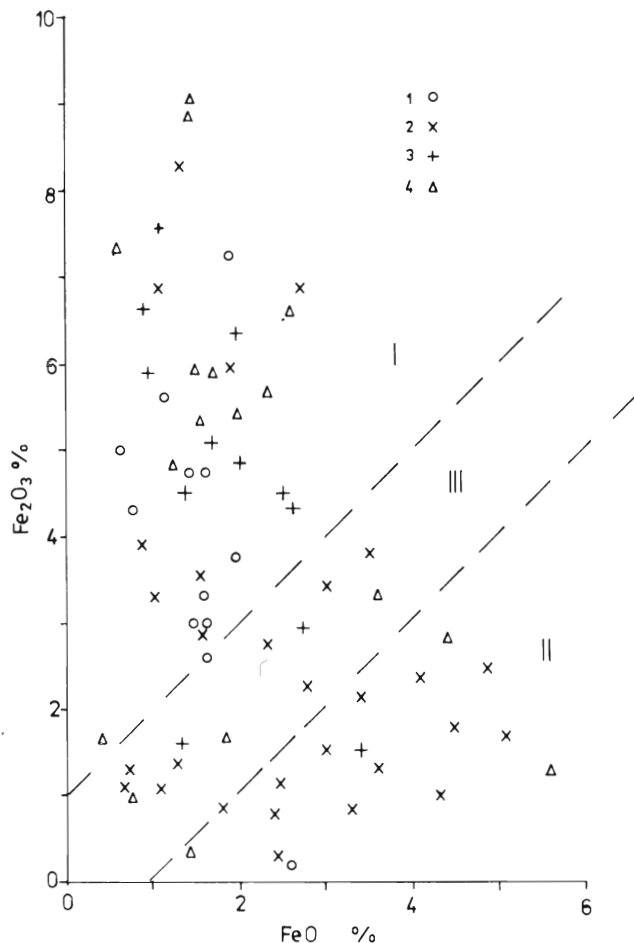
ne diferencované ako v permských komplexoch, kde sú nápadné vďaka výrazným farebným kontrastom.

Stopy redukčných procesov diagenetickej povahy, ktoré prechádzajú ako súvislé zóny naprieč rôznymi litotypmi alebo vystupujú ako škvrnité mnohometrové zóny so striedaním oxidačných a redukčných škvŕn (obr. 7), sú relatívne dobrým dôkazom platnosti redukčnej teórie vzniku farebných zmien v permských sedimentárnych horninách (Thompson, 1970; Walker, 1967). Nedá sa predpokladať, žeby niekoľko metrov až desiatok metrov mocné súvislé alebo škvrnité zóny vznikali ako dôsledok nejakej selektívnej oxidácie za prístupu vzdušného kyslíka. Ťažko si tiež môžeme predstaviť vznik týchto zón v bývalých vodonosných horizontoch. So zmenou oxidačno-redukčných podmienok môže časť Fe^{2+} vstupovať aj do karbonátov. Aj keď doteraz nie sú o tom podrobnejšie údaje, bolo zistené, že Fe-dolomit v horninách má o triedu nižší obsah železa ako dolomity na žilných štruktúrach, kde predpokladáme zníženie Eh (Háber in Šupala, 1982).

Redukčné procesy majú zrejme oveľa väčšie zastúpenie aj v iných geologických útvaroch, než sa uvažuje doteraz. Obyčajne sa tieto úseky farebne odlišujú a považujú sa za hydrotermálne premenené zóny. To sa bez geochemického štúdia nedá jednoznačne tvrdiť. Najmä tie zóny, ktoré nevykazujú prínos hydrotermálnej asociácie prvkov a naopak odnos prvkov pohyblivých v redukčných podmienkach, mohli vzniknúť pri redukčných procesoch.

V súlade s poznatkami Perelmana (1968, 1979) sa domnievame, že dôležitú funkciu pri diferenciacii redukčných procesov v permských horninách mali alkalické roztoky. Svedčia o tom výrazné prejavy karbonatizácie, menej albitizácie a vysoké obsahy bóru v horninách (Čurlík et al., 1984). Aj červenofialové variety hornín (oxidické) obsahujú zvýšený podiel karbonátového tmelu a často aj karbonátové noduly (septárie). Je zrejme, že táto karbonatizácia sa spája so sedimentogénou. To nás oprávňuje predpokladať, že aj redukčné procesy mali charakter karbonátových procesov v zmysle Perelmana, a nie procesov kyslej povahy.

V niektorých súvrstviach severogemerického permu (napr. petrovohorské) sa vyskytujú premenené vulkanické horniny a vulkanoklastiká (tufty až tuftické pieskovce). Aj keď sa v nich nachádzajú červenofialové polohy, čo je zrejme dôsledok pôvodnej subaerické oxidácie, väčšinou v nich prevládajú sivé, sivozelené až zelené odtiene. Dá sa predpokladať, že vo viacerých prípadoch sa nám zachovala pôvodná farba hornín. No rozhodne sú znaky, ktoré nás oprávňujú tvrdiť, že v genéze farieb týchto hornín hrali redukčné procesy dôležitú úlohu. Svedčia o tom napríklad aj zóny pyritizácie, ktoré vystupujú mimo hydrotermálne premenených pásem (pôsobenie re-



Obr. 15. Grafické znázornenie pomerov $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ v niektorých študovaných horninách severogemerického permu. Fialovočervené horniny spadajú do poľa I, sivozelené až zelené (redukované) do poľa II. Ostatné horniny rôznorodého zafarbenia sú v poľa III. Rôzne zafarbenie je funkciou najmä obsahu dvojmočného a trojmočného železa. 1 — ílovité bridlice, 2 — piesčité bridlice a siltovce, 3 — pieskovce, 4 — zlepenice.

Fig. 15. Graphic plot of $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ ratio in some of investigated rocks of the North Gemic Permian unit. Violetish-red rocks fall into the field I, greyish-green to green rocks (reduced) are in the field II, other rocks of various colour are in the field III. Various colours are dependent mainly on the ratio of the ferrous and ferric iron content. 1 — argillaceous shale, 2 — arenaceous shale and siltstone, 3 — sandstone, 4 — conglomerate.

dukčných sulfidických procesov). Pri terénnom výskume sa pre slabé metamorfne prepracovanie všetkých hornín a pre ich bridličnatý charakter dosť často mylne pokladajú za vulkanogénne členy zóny redukovaných sedimentárnych hornín. Preto je viac ako doposiaľ potrebné venovať sa litofaciálnej analýze hornín, lebo pri nedostatku iných kritérií tvorí základ stratigrafického členenia permských komplexov.

Záver

Redukčné procesy v horninách severogemerického permu majú štádiálny charakter. Vznikali v rôznych štádiách diagenézy pri metamorfných a hydrotermálnych premenách hornín. Patria dvom osobitným radom, a to redukčným glejovým procesom (vyznačujú sa redukciou a odnosom železa) a redukčným sulfidickým procesom (vyznačujú sa pyritizáciou).

Uvedené procesy majú vplyv na migráciu, redistribúciu, ale aj na koncentráciu prvkov. Je s nimi spojený vznik redukčných geochemických bariér, na ktorých sa koncentruje celý rad prvkov. Za takéto bariéry v horninách severogemerického permu považujeme pyritizované zóny, Cu-pieskovce a stratiformné U-Cu-Mo zrudnenie. Anomálne koncentrácie prvkov na bariérach mohli byť zdrojom epigenetického zrudnenia.

Odzrazom týchto procesov v horninách je zmena farieb a prítomnosť niektorých autigénnych minerálnych fáz, na základe ktorých môžeme indikovať nielen Eh, ale aj pH daného prostredia.

Literatúra

- Berner, R. A. 1971: Principles of chemical sedimentology. New York, Mc-Graw-Hill B. Co., 240 s.
- Berner, R. A. 1981: A new geochemical classification of sedimentary environments. *J. sed. Petrology*, 51, 2, 359—365.
- Čurlík, J., Forgáč, J., Veselský, J. 1984: Geochemický a petrografický výskum v ložiskovom poli Novoveská Huta. Závěrečná správa VP-III. *Manuskript — Geofond Bratislava*, 285 s.
- Čurlík, J., Forgáč, J., Turan, J., Turanová, L., Šupala, L. 1984: Albitolites in sedimentary complexes of the North-Gemic Permian. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 35, 6, 724—740 s.
- Kukal, Z. 1986: Základy sedimentologie. Praha, Academia, 466 s.
- Larsen, G., Chilingar, G. V. 1967: Diagenesis in sediments. Amsterdam, London, New York, Elsevier Publ. Co., 551 s.
- Mc Bride, C. W. 1974: Significance of colour in red, green, purple, olive, brown and grey beds of Difunta group, Northeastern Mexico. *J. sed. Petrology*, 44, 3, 760—773 s.
- Morse, J. V., Millero, F. J., Cornwell, J. C., Rickard, D. 1987: The chemistry of hydrogen sulfide and iron sulfide systems in natural waters. *Earth Sci. Rev.*, 24, 1, 1—42.
- Pereľman, A. I. 1968: Geochimija epigenetických procesov. Moskva, Nedra, 330 s.
- Pereľman, A. I. 1979: Geochimija. Moskva, Nedra, 380 s.
- Ruchin, L. B. 1953: Osnovy litologii. Leningrad—Moskva, Gostop-technizdat, 671 s.
- Šupala, L. 1982: Závěrečná správa a výpočet zásob za etapu VP-III-Cu zrudnenie, Novoveská Huta. *Manuskript—Geofond Bratislava*.
- Thompson, A. M. 1974: Geochemistry of colour genesis in red-bed sequence Juniata and Bald eagle formations, Pennsylvania. *J. sed. Petrology*, 4, 2, 599—615.
- Walker, T. R. 1967: Formation of red-beds in modern and ancient deserts. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 78, 353—368.
- Walker, T. R. 1967: Colour of recent sediments in tropical Mexico: a contribution to the origin of red-beds. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 78, 917—920.

Reducing geochemical processes in sedimentary rocks of the North Gemeric Permian, Eastern Slovakia

Sedimentary rocks in the North Gemeric Permian unit generally display reddish to violet colour. This colouring, caused by the fine disseminated hematite pigment, developed due to preservation of oxidic character during sediment transport, sedimentation and diagenesis.

On the basis of the reddish-violet colour however, one may note also paths of greyish-green, green or discoloured rock which, according to field and laboratory data, developed at the expense of originally oxidic rock by reduction processes. Reduction and colour changes originated in various stages of rock development: syngenetically to diagenetically or even during metamorphic or hydrothermal alterations. These changes display stadial development. The authors prefer the reduction theory of the colour changes in the originally oxidic rocks (red beds).

Reduction processes are either developing by the action of oxygen-free (gley) water in the absence of hydrogen monosulphide or that of sulphidic water. In relation to that it is necessary to distinguish two groups of reduction processes: the anoxic nonsulfidic-gley process and the anoxic sulfidic one.

In the anoxic-gley process iron and manganese are mobile. As a result colourless, greenish, greyish-green zones in the rocks can be developing in accordance with the mineral

phase containing reduction form of iron and manganese (chlorite, illite, carbonate a. o.). In anoxic sulfidic processes the iron (eventually other metals) is immobile because insoluble sulfides develop in environment with active hydrogen sulphide.

In the rocks under study zones with prevailingly anoxic-gley and also with anoxic-sulphidic phenomena are present. The second phenomenon being indicated by their pyrite content.

Reduction processes induce transfer, redistribution but even concentration of elements. At reduction geochemical barriers economic ore deposits may occur. In the North Gemeric-Permian as an example of such barriers may serve the so called "copper sandstones" and some strata-bound U-Mo-Cu-(Se) ore mineralizations. In spite of that these are non-economic accumulations these may have served as a source for epigenetic ore deposits in Permian rocks.

The distinction of indicated processes and their classification to some stages of rock development is based on natural examples. In the routine field work very often their sequence is hard to settle due to repeating action and overlaps of single stages. The presence of such products could hence be frequently disregarded.

Sulfidická mineralizácia na kremeňovo-antimonitových žilách v Tinesovej doline pri Smolníckej Píle

DUŠAN PETEREC

Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť, Garbanova 1, 040 11 Košice
(Doručené 26. 7. 1988, revidovaná verzia doručená 2. 12. 1988)

Sulphidic ore mineralization on quartz-antimonite veins in the Tinesova dolina Valley near Smolnícka Píla, Eastern Slovakia

Some accessory minerals have been identified on quartz-antimonite veins in the Tinesova dolina Valley (the central part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.) and microchemical and isomorphous composition of some sulphidic minerals have been studied. The increased content of isomorphous Bi has been ascertained locally in antimonite, berthierite and jamesonite. Mineral assemblages of sulphidic minerals have been defined. It applies generally that minerals of older assemblages are present mainly in lower parts of veins (the assemblage of Ni, Co, As and Fe minerals and the assemblage of Zn, Cu and Pb minerals respectively). Minerals of younger assemblage (the assemblage of Pb, Bi and Sb minerals) are more abundant in the upper parts of veins.

Úvod

Antimonitový výskyt Tinesgrund v Tinesovej doline patrí k antimonitovému rudnému ťahu, ktorý vystupuje v centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Nachádza sa 3 km východne od Smolníckej Píly. Pozostáva z dvoch paralelných žilných štruktúr, približne 1 km dlhých, vzdialených od seba 150—200 m (obr. 1). Generálny smer žíl je V — Z, sklon 60—75° na juh. Žily majú typický šošovkovitý tvar v smere aj po sklone, maximálna veľkosť šošoviek je 10 m. Mocnosť žíl kolíše od nepatrnej až po 30 cm. Kutacie štôlne často sledovali slabé impregnácie antimonitu alebo ílovitú výplň tektonickej línie, ktorá pozostáva z kremeňa, ílovitej sludy, kaolinitu a albitu. Najväčšie akumulácie antimonitu pozorujeme na haldе Vyšnej štôlne (južnejšia žila), kde okrem impregnácií nachádzame aj kusovú a liatu rudu.

Žily vystupujú v tinesovskom bloku humelského príkrovu, ktorý je ohraničený zlomami smeru SZ—JV a budovaný kľoptanskými hrubolaminovanými graficko-sericitickými fylitmi až metapsamitmi s ojedinělými vložkami diabázových metapyroklastík a keratofýrov (Peterec, 1985).

Banské práce svedčia o tom, že žily boli predmetom záujmu už v dávnej minulosti. Z poslednej práce, ktorá overila nebilančnosť tohto výskytu (Korpeľ, 1959), vyplýva, že žily boli overené piatimi štôľňami. Na severnejšej žile to boli Spodná, Nová Stredná a Stredná štôľňa, na južnejšej žile Stredná, Vyšná

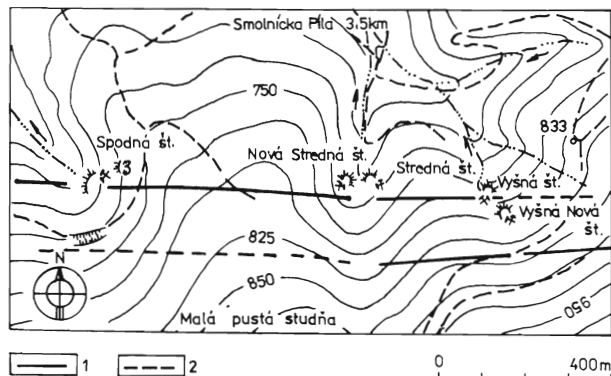
a Nová Vyšná štôľňa. Mineralogické štúdium na týchto žilách sme urobili v rámci projektu SGR — geofyzika.

Minerálne zloženie

Antimonitovú mineralizáciu v Tinesovej doline okrajovo študovala Drnzíková in Korpeľ (1959). Izotopové zloženie síry antimonitu, boulangeritu, tetraedritu, sfaleritu a pyritu z tejto lokality analyzoval Kantor a Ďurkovičová (1976) a Kantor (1980). Mineralizácia týchto žíl sa podrobne neštudovala.

Žilnú výplň tvorí hlavne kremeň a antimonit. Z nerudných minerálov je v menšej miere zastúpený kalcit a Fe-dolomit, identifikovaný chemickou analýzou (tab. 1) a rtg analýzou (tab. 2). Akcesoricky pozorujeme chlorit, sericit, albit, turmalín, rutil a fluóropatit identifikovaný rtg analýzou (tab. 2). Tieto minerály začleňujeme spolu s kremeňom (starším) do minerálnej asociácie alpských žíl, ktorá vzniká na začiatku mineralizačného procesu (obr. 6).

Žilná výplň vytvára najčastejšie masívne textúry. Brekciovité textúry nachádzame zriedkavo (drvený kremeň tmelený antimonitom). Drvenie starších sulfidických minerálov, tmelených mladšími (obr. 4), považujeme za prejav vnútornej kataklázy, ktorá nasledovala po štádiu vzniku minerálov tejto staršej minerálnej asociácie. Ojedinele pozorujeme aj vtrúseninové textúry antimonitovej rudy (zrná antimonitu v čiernych metapelitoch; obr. 5). Haldový materiál



Obr. 1. Mapa s vyznačeným priebehom žilných štruktúr a štôlní v okolí Tinesovej doliny. 1 — zistený priebeh žilných štruktúr, 2 — predpokladaný priebeh žilných štruktúr.

Fig. 1. Map with the course of vein structures and adits in the surrounding of the Tinesova dolina Valley. 1—ascertained strike of vein structures, 2 — assumed strike of vein structures.

neposkytol možnosť sledovať širšie priestorové súvislosti tohto typu zrudnenia.

Zo spektrálnych analýz vyplýva, že keratofýry, ktoré vystupujú v blízkosti žilných štruktúr, majú zvýšený obsah P a niektorých stopových prvkov ako Y, Yb, a Zr, ktoré sú prítomné aj vo fluórapatite (tab. 3), čo poukazuje na možnú genetickú spätosť fluórapatitu s týmito horninami.

Rtg analýzy boli vyhotovené na prístroji Mikrometa II s goniometrom GON-3 (žiarenie FeK, filter Mn, rýchlosť otáčania $2^\circ/1'$, citlivosť $3 \cdot 10^2$ imp/3; exponoval a zhodnotil Hoppan z ATNS Košice). Spektrálne analýzy boli vyhotovené na spektrografe PGS-2 za podmienok AB R-3, 6A, expozícia 61 s, štrbina 0,008 mm, elektródy SU-314, medzizobrazovacia clona č. 5 (GP Spišská Nová Ves).

Rudné minerály, ktorým sme venovali hlavnú pozornosť, sme študovali opticky v odrazenom svetle v kombinácii s bodovou rtg mikroanalýzou (prístroj JXA-5A Jeol, analytik Határ).

Opis minerálov

Pyrotín

Vzácné ho nachádzame na haldách Strednej a Spodnej štôlne, kde vytvára izometrické zrná veľké do 0,1 mm. Vo viacerých prípadoch bolo pozorované

zrno s hexagonálnym obmedzením v asociácii s pyritom, arzenopyritom a ullmannitom. Podľa Ličacheva et al. (1972) sa hexagonálny pyrotín vylučuje v prostredí s nedostatkom síry pri teplote nad 325°C . Častejšie v asociácii s rutilom impregnuje grafické fylity — okolité horniny žilnej mineralizácie. Rozmery jednotlivých zŕn tejto staršej generácie pyrotínu sú $0, X-0,0X$ mm. Pyrotín bol určený rtg mikroanalýzou (tab. 4).

Pentlandit

Zriedkavo vystupuje vo forme nepravidelných útvarov samostatne alebo v úzkej asociácii s violaritom, ktorým je zatláčaný. Obdobné spôsoby zatlačania pentlanditu linneitom opisuje Varček (1963) z Nižnej Slanej a Varček (1960) zo žily Bernarda pri Rožňave.

Pentlandit sme zistili vo vzorkách na halde Strednej štôlne. V odrazenom svetle má svetložltú farbu, vysokú odrazivosť, je izotropný. Rtg mikroanalýzy poukazujú na to, že ide o kobaltový pentlandit s obsahom izomorfného Co až do 7,44 % (tab. 4).

Minerál zo skupiny linneitu (violarit?)

Je zastúpený v nepatrnom množstve vo forme nepravidelne ohraničených zŕn, vytvára pseudomorfozy po pentlandite s typickou oktaedrickou štruktúrou. Zistili sme ho vo vzorkách z haldy Strednej štôlne. V odrazenom svetle je bielej farby, s ružovkastým odtieňom, izotropný, s vysokou odrazivosťou. Pre violarit z Tinesovej doliny je charakteristická izomorfná prímes Co až do 20,25 %, čo by mohlo naznačovať prítomnosť tuhého roztoku violaritu a siegenitu.

Ullmannit

Na antimonitových žilách patrí k zriedkavým minerálom. Tvorí nepravidelne ohraničené zrná alebo agregáty do veľkosti 0,5 mm, často je uzatváraný v pyrite, zistili sme ho vo vzorkách z haldy Spodnej a Strednej štôlne. Radíme ho k najstarším minerálom. V odrazenom svetle je biely, izotropný, s vysokou odrazivosťou, identifikovaný bol bodovou rtg mikroanalýzou (tab. 4).

TAB. 1

Chemické zloženie Fe-dolomitu
Chemical composition of Fe dolomite

Lokalita	Prepočet na 100 %						Kryštalochemický vzorec
	CaO	MgO	FeO	MnO	CO ₂	Suma	
Spodná št.	27, 28	9,7	17,06	0,9	45,06	100	Ca _{0,99} (Fe _{0,49} Mg _{0,49} Mn _{0,03}) _{1,01} (CO ₃) ₂

TAB. 2

Rtg analýza dolomitu a fluórapatitu
X-ray analysis of dolomite and fluorapatite

Dolomit			
Tinesova dolina			11—78
Im	dm (nm)	It	dt (nm)
100	0,288	100	0,288
4	0,268	10	0,267
3	0,355	8	0,254
13	0,240	10	0,240
20	0,219	30	0,219
3	0,206	5	0,206
16	0,201	15	0,201
Fluórapatit			
Tinesova dolina			16—146
Im	dm (nm)	It	dt (nm)
24	0,344	40	0,344
5	0,317	14	0,316
9	0,307	18	0,306
60	0,280	100	0,280
58	0,278	55	0,277
30	0,271	60	0,270
5	0,263	30	0,262
4	0,252	6	0,251
12	0,228	8	0,288
13	0,225	20	0,225
5	0,202	2	0,202
16	0,193	25	0,193
6	0,188	14	0,188
14	0,183	30	0,183
13	0,179	16	0,179
4	0,174	14	0,174
15	0,172	16	0,172

11—78, 16—146: Selected powder diffraction Data for Minerals (1974)

Zlato

Vzácné vystupuje vo forme zrníček max. 0,0X mm veľkých, uzatváraných v pyrite (obr. 2a, b). Bolo identifikované mikroskopicky vo vzorkách z haldy Strednej a Vyšnej štôlne. Na základe formy vystupovania pričleňujeme zlato k najstarším minerálom.

Arzenopyrit

Vytvára zrná, zrnité agregáty, zhluky idiomorfných kryštálov prizmatického tvaru veľké do 1 mm. Nachádzame ho na haldách všetkých študovaných štôlní. Najväčšie akumulácie tvorí na Spodnej štôlni, kde asociuje s pyritom, pyrotínom a ullmannitom. Bol študovaný bodovou rtg mikroanalýzou (tab. 4).

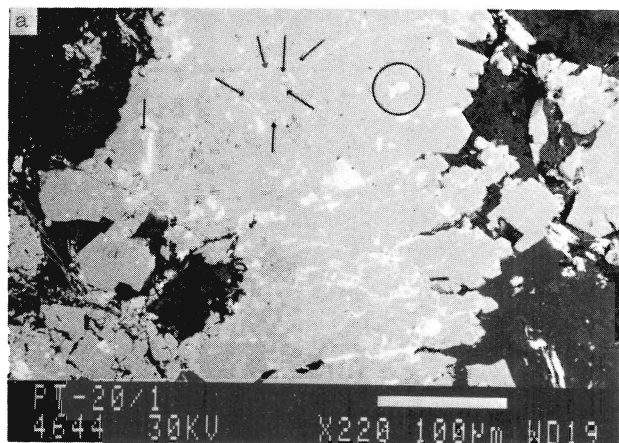
Arzenopyrit v asociácii s pyritom a pyrotínom je vhodným geotermometrom. Na základe množstva atómových % As v arzenopyrite sme podľa metódy Kretschmara a Scotta (1976) určili teplotu vzniku arzenopyritu zo Spodnej štôlne na 460—490 °C.

Pyrit

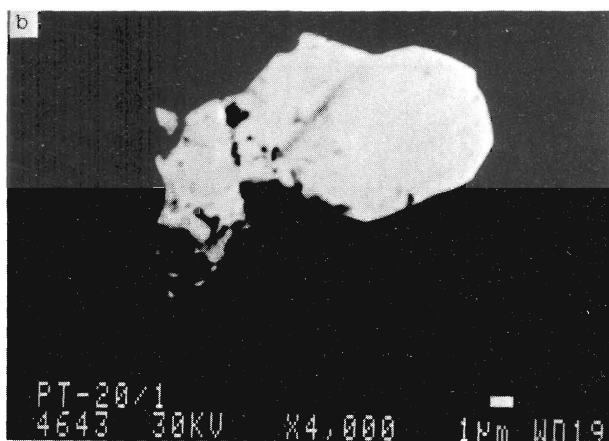
Je prítomný na všetkých skúmaných haldách, najčastejšie však v asociácii s arzenopyritom na haldе Spodnej štôlne. Vytvára izometrické, zriedkavejšie hypidiomorfné ohraničené zrná a zrnité agregáty veľkosti do 1 mm. Bol študovaný rtg mikroanalýzou (tab. 4).

Sfalerit

Nachádzame ho v nepatrnom množstve na haldе Vyšnej štôlne, kde vystupuje v asociácii s pyritom.



Obr 2. a — Hypidiomorfnе obmedzené zrníčka zlata v pyrite (obr 2—4 kompozícia nábrusov. CLEM GÚDŠ Bratislava). b — Detail zrníčka zlata v pyrite na obr a označený krúžkom



Obr 2. a — Hypidiomorfnе obmedzené zrníčka zlata v pyrite (obr 2—4 kompozícia nábrusov. CLEM GÚDŠ Bratislava). b — Detail zrníčka zlata v pyrite na obr a označený krúžkom.

TAB. 3
Spektrálne analýzy apatitu (1—3) a keratofýru (4) zo Strednej štôlne
Spectral analyses of apatite (1—3) and keratophyre (4) from the Stredná štôlna adit

Vzorka	X0—X %	X—0,X %	0,X—0,0X %	0,0X—0,00X	Problematické
1	Ca P Sb Si Fe Mg	Mn	Al Cu	Y Yb B Na Zn Pb Zr Sr	Ag
2	Ca P Si Fe Mg	Mn Sb	Al Na Sr	Cu Ba Y Yb Zn Zr	Ni Pb Ag W Ge
3	Ca Al P Fe Mg Si	Mn Na	Ti Sr K Sb	Ba Cu V Cr Y Yb Ga Pb Zr Sc Sn	Ag Zn Li Mo W
4	Si Al Ca Mg Na Fe Cu		Mn P K Sr	Cr Ba Ni Ag Bi Zr Ti B Ga Co V Y Yb Li Zn Pb Sn Mo	

TAB. 4
Chemické zloženie rudných minerálov z lokality Tinesova dolina (v hmotnostných percentách)
Chemical composition of metallic minerals from the Tinesova dolina Valley locality (in wt. %)

S	Fe	Ni	Co	Sb	As	Cu	Suma	Atóm % As	Kryštalochemický vzorec
Ullmannit zo Spodnej štôlne (1) Strednej štôlne (2, 3)									
1	12,98	0,04	26,72	0,00	59,29	0,18	—	99,21	Ni _{1,12} Sb _{1,26} S
2	14,45	0,10	27,14	0,09	58,14	0,99	—	100,91	Ni _{1,03} Sb _{1,06} As _{0,03} S
3	13,78	0,06	27,07	0,08	57,69	0,99	—	99,67	Ni _{1,07} Sb _{1,10} As _{0,03} S
Violarit zo Strednej štôlne									
1	42,19	15,87	24,63	15,62	—	—	98,31	—	(Co _{0,81} Ni _{1,27} Fe _{0,86}) _{2,94} S ₄
2	41,62	15,86	25,93	15,82	—	—	99,23	—	(Co _{0,83} Ni _{1,36} Fe _{0,88}) _{3,06} S ₄
3	41,65	16,66	23,46	17,10	—	—	98,87	—	(Co _{0,88} Ni _{1,23} Fe _{0,92}) _{3,03} S ₄
4	41,42	12,53	24,47	20,25	—	—	98,67	—	(Co _{1,06} Ni _{1,29} Fe _{0,69}) _{3,04} S ₄
Pentlandit zo Strednej štôlne									
1	32,85	26,64	33,72	7,44	—	—	0,00	100,65	(Fe _{3,73} Ni _{4,48} Co _{0,98}) _{9,19} S ₈
2	32,69	28,05	35,08	4,10	—	—	0,18	100,10	(Fe _{3,94} Ni _{4,69} Co _{0,55}) _{9,18} S ₈
Pyrit zo Spodnej (1, 2), Strednej (3, 4), Vyšnej (5, 6) štôlne									
1	51,33	46,43	0,17	0,04	—	—	—	97,97	Fe _{1,04} S ₂
2	50,58	46,29	0,20	0,04	—	—	—	97,11	Fe _{1,05} S ₂
3	53,60	47,38	0,00	0,00	—	—	—	100,98	Fe _{1,01} S ₂
4	52,36	46,88	0,00	—	—	—	—	99,24	Fe _{1,03} S ₂
5	52,11	45,96	0,00	0,00	—	—	—	98,07	Fe _{1,01} S ₂
6	52,23	45,14	0,00	0,00	—	—	—	97,37	Fe _{0,99} S ₂
Pyrotin zo Strednej štôlne									
1	40,13	57,74	0,50	0,14	—	0,02	—	98,53	(Fe _{0,826} Ni _{0,006} Co _{0,001}) _{0,833} S
2	39,33	57,95	0,51	0,20	—	0,00	—	97,99	(Fe _{0,845} Ni _{0,006} Co _{0,002}) _{0,853} S
Arzenopyrit zo Spodnej štôlne									
1	20,82	34,73	0,00	0,05	0,00	45,70	—	101,30	Fe _{0,96} As _{0,94} S
2	20,40	32,46	0,00	0,00	0,76	43,69	—	97,31	Fe _{0,91} As _{0,92} S
3	21,15	33,53	0,10	0,06	0,00	46,42	—	101,26	Fe _{0,91} As _{0,94} S

arzenopyritom a antimonitom. Tvorí nepravidelne ohraničené zrná medovožltej farby, veľké do 2 mm. Bol študovaný bodovou rtg mikroanalýzou (tab. 5). Sfalerit z Tinesovej doliny má nízky obsah izomorfného Fe. Obdobný nízky obsah Fe vo sfalerite (1,38—2,66 hm. %) z antimonitových žíl v oblasti Čučmy a Betliara zaznamenal Beňka in Pecho (1981).

Chalkopyrit

Nachádzame ho v akcesorických množstvách na halde Strednej štôlne, kde asociuje s pyritom a galenitom. Vystupuje vo forme izometrických zŕn veľkých 0,1 mm. Bol identifikovaný rtg mikroanalýzou (tab. 5).

Tetraedrit

Na antimonitových žilách patrí k zriedkavým minerálom. Zistili sme ho vo vzorkách z haldy Spodnej

štôlne vo forme nepravidelne ohraničených zrníčok. Asociuje s bournonitom, pyritom a ullmannitom. Chemické zloženie tetraedritu sme sledovali na rtg mikroanalýzátore (tab. 5).

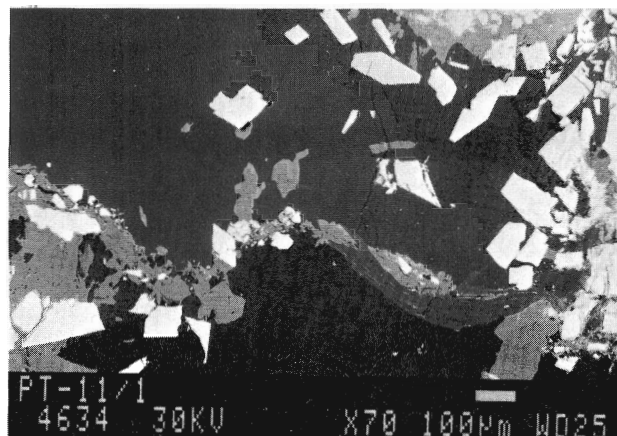
Zvýšený obsah Zn a Fe ho zaraďuje k železnato-zinčnatým tetraedritom bez prímiesi Hg. Zvýšený obsah Zn a Fe v tetraedrite zo štôlne Anton v Zlatej Idke a zo žíl Segen Gottes, Michaeli, Liborní a Anna Relichová medzi Prakovcami a Kojšovom opisuje Háber (1980). Podľa Varčeka in Bartalský et al. (1973) obsah Zn v tetraedrite na ťažiskách Slovinky a Rožňava smerom do hĺbky stúpa. Bernard (1958, 1961) a Rojkovič in Cambel et al. (1985) študovali chemické zloženie tetraedritu z Rudňan. Ich výskumy potvrdzujú, že v tetraedrite sa smerom do hĺbky zvyšuje obsah Zn, As a Fe a klesá obsah Ag a Hg. Predpokladáme, že Zn a Fe v tetraedrite má opačný trend ako Hg. Tetraedrit z antimonitových žíl gemerika má zvýšený obsah Zn a Fe na úkor Hg, čo zodpovedá jeho priestorovej pozícii (Grecula, 1982).

TAB. 5

Chemické zloženie rudných minerálov z lokality Tinesova dolina (v hmotnostných percentách)

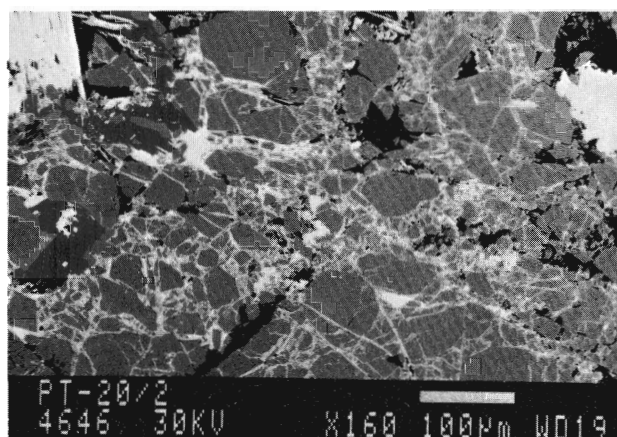
Chemical composition of metallic minerals from the Tinesova dolina Valley locality (in wt. %)

	S	Fe	Cu	As	Zn	Sb	Bi	Pb	Suma	Krýštalochemický vzorec
Chalkopyrit zo Strednej štôlne										
1	34,67	28,47	37,34	0,01	—	0,00	—	—	100,49	Cu _{1,09} Fe _{0,94} S ₂
2	34,04	30,11	34,53	0,04	—	0,00	—	—	98,72	Cu _{1,09} Fe _{1,02} S ₂
Sfalerit z Vyšnej štôlne										
1	31,15	0,72	0,20	—	66,00	0,00	—	—	98,07	Zn _{1,04} Fe _{0,01} S
2	32,41	2,29	0,00	—	65,53	0,00	—	—	100,23	Zn _{0,99} Fe _{0,03} S
Tetraedrit zo Spodnej štôlne										
1	23,90	4,26	36,32	0,03	3,69	31,19	—	—	99,4	(Cu _{9,96} Fe _{1,33} Zn _{0,98}) _{12,27} Sb _{4,47} S ₁₃
2	25,12	3,18	38,23	0,01	3,73	30,06	—	—	100,33	(Cu _{9,98} Fe _{0,93} Zn _{0,95}) _{11,86} Sb _{4,08} S ₁₃
Antimonit z Vyšnej štôlne (1—4), Strednej štôlne (5—8)										
1	26,17	0,00	—	—	—	73,80	0,00	—	99,97	Sb _{2,23} S ₃
2	26,82	0,00	—	—	—	74,03	0,00	—	100,85	Sb _{2,18} S ₃
3	26,42	0,00	—	—	—	73,59	0,15	—	100,16	Sb _{2,20} S ₃
4	26,77	0,00	—	—	—	74,45	0,06	—	101,28	Sb _{2,20} S ₃
5	26,00	0,20	—	—	—	68,22	5,65	0,11	100,18	(Sb _{2,07} Bi _{0,10} Fe _{0,01}) _{2,18} S ₃
6	26,69	0,20	—	—	—	68,40	5,66	1,11	101,06	(Sb _{2,02} Bi _{0,10} Fe _{0,01}) _{2,13} S ₃
7	25,64	0,10	—	—	—	66,08	8,82	0,58	101,22	(Sb _{2,03} Bi _{0,16} Pb _{0,01}) _{2,20} S ₃
8	25,97	1,49	—	—	—	65,58	8,50	0,45	101,99	(Sb _{1,99} Bi _{0,15} Fe _{0,1} Pb _{0,01}) _{2,25} S ₃
Berthierit zo Spodnej štôlne (1), Strednej štôlne (2)										
1	28,88	12,35	—	0,17	—	59,63	—	—	101,03	Fe _{0,98} Sb _{2,17} S ₄
2	28,19	12,36	—	—	—	55,02	4,45	0,24	100,06	Fe _{1,0} (Sb _{2,05} Bi _{0,09}) _{2,14} S ₄
Jamesonit zo Strednej štôlne										
1	20,55	2,62	—	—	—	35,40	1,42	39,35	99,34	Pb _{4,15} Fe _{1,02} (Sb _{6,34} Bi _{0,15}) _{6,49} S ₁₄
2	20,63	2,40	—	—	—	38,72	1,57	37,42	100,74	Pb _{3,92} Fe _{0,93} (Sb _{6,92} Bi _{0,16}) _{7,08} S ₁₄
3	24,71	0,88	—	—	—	60,42	4,05	11,06	101,12	× — fáza



Obr. 3. Najstaršia sulfidická minerálna asociácia v priestorovej zhode s asociáciou hybridných minerálov.

Fig. 3. The oldest sulphidic mineral assemblage in the spatial agreement with hybrid mineral assemblage.



Obr. 4. Pyrit tmeľený minerálmi mladšej asociácie Pb, Sb, Bi minerálov na halde Strednej štôľne.

Fig. 4. Pyrite cemented by minerals of younger Pb, Sb, Bi assemblage on ore dump of the Stredná štôľňa adit.

Bournonit

Je zriedkavým minerálom. Vytvára nepravidelne ohraničené zrná, často s uzavreninami starších minerálov. Vystupuje v asociácii s tetraedritom, pyritom a ullmannitom na halde Spodnej štôľne. Bol identifikovaný mikroskopicky a orientačnou kvalitatívnou analýzou EDS.

Galenit

Vzácné vystupuje v asociácii s pyritom a chalkopyritom na halde Strednej štôľne. Vytvára nepravidelne ohraničené zrná veľké 0,1 mm. Bol určený mikroskopicky a orientačnou kvalitatívnou analýzou EDS (EDAX, pracovisko rtg mikroanalýzy GÚDŠ Bratislava).

Berthierit

Nachádzame ho na haldách Spodnej, Novej Strednej a Strednej štôľne, kde vytvára prizmatické, ihličkovité kryštály a steblovité agregáty nepresahujúce 2 mm. V odrazenom svetle je sivobielej farby s ružovkastým odtieňom. Má slabú odrazivosť, silnú anizotropiu a silný dvojodraz. Geochemicky bol študovaný rtg mikroanalýzou (tab. 5). V berthierite z haldy Strednej štôľne bola zistená izomorfná prímies Bi. Berthierit tu vystupuje v asociácii s pyritom, pyrotínom, Bi-antimonitom a Bi-jamesonitom.

Jamesonit

Vystupuje vo forme ihličkovitých agregátov na haldách Spodnej, Novej Strednej a Strednej štôľne. V odrazenom svetle je biely, s vyššou odrazivosťou ako berthierit. Je silne anizotropný, s dobre viditeľnou štiepatelnosťou. Jamesonit so zvýšeným obsahom Bi bol zistený na halde Strednej štôľne, kde úzko asociuje s bližšie neurčenou minerálnou fázou Sb, Pb, Bi (tab. 5). Zvýšený obsah Bi v jamesonite (0,98 %) zistil Gargulák (1985) v oblasti Zlatý stôl — Bystrý potok. Bi sulfosoli z viacerých lokalít Spišsko-gemerského rudohoria opisuje Kupčík et al. (1969) a Hurný a Krištín (1980).

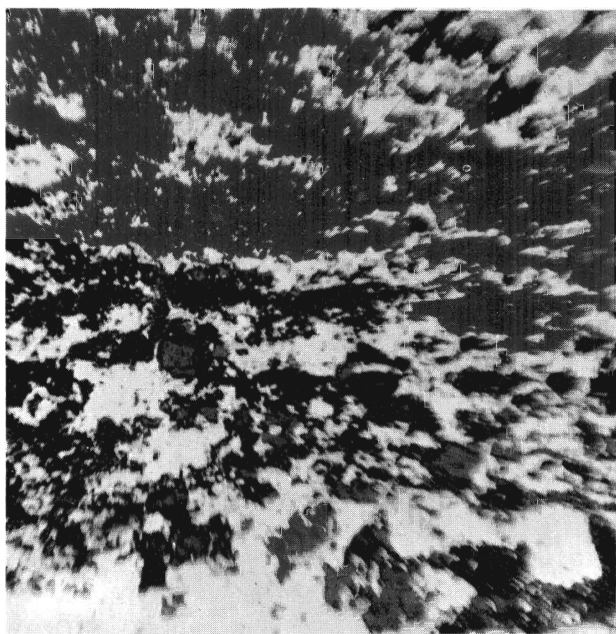
Rýdzi bizmut

Bol určený mikroskopicky. Zriedka vystupuje vo forme vysokoodrazivých kremovobielych izometrických uzavrením veľkých 0,01—0,05 mm v antimonite na halde Strednej štôľne.

Antimonit

Jeho najväčšie akumulácie pozorujeme na halde Vyšnej štôľne, kde vystupuje v asociácii s arzenopyritom, pyritom a sfaleritom. Patrí k najmladším minerálom. Vytvára nepravidelne ohraničené zrná, zrnité agregáty, niekedy až liate a masívne textúry. Častejšie vystupuje vo forme ihličkovitých, nepravidelne steblovitých kryštálov. Pozorujeme aj vtrúseninové až vrstvičkové textúry antimonitovej rudy v čiernych metapelitoch (obr. 5). Širšia priestorová závislosť výskytu tohto typu zrudnenia sa z haldového materiálu nedala zistiť. Domnievame sa, že ide o primárne textúrne znaky v zmysle Mauchera a Hölla (1968).

Antimonit z Vyšnej štôľne, ktorý bol študovaný bodovou rtg mikroanalýzou (tab. 5), nevykazuje zvýšenie žiadneho skúmaného prvku. Antimonity so zvýšeným obsahom Bi pozorujeme na halde Strednej štôľne, kde vystupujú vo forme prizmatických kryštálikov, ktorých rozmer neprevyšuje 2 mm. Vystupujú v asociácii s pyritom, pyrotínom, Bi-jamesonitom



Obr. 5. Vtrúseninové až vrstvičkovité textúry antimonitovej rudy v čiernych metapelitoch. Zväčš. 10 $\times$. I. nikol.

Fig. 5. Disseminated to laminated structures of antimonite ore in black metapelites. Magn. $\times 10$. parallel nicols.

a Bi-berthieritom. Maximálny obsah Bi v antimonite bol 8,8 hm %. Varček in Bartalský et al. (1973) uvádza zvýšený obsah 16—31 ppm Bi v antimonitoch zo Zlatej Idky, kde sa výnimočne zistila aj prítomnosť sulfosoli typu kobellitu. Ten istý autor uvádza jednu vzorku antimonitu z Čučmy (štôlna Gabriela), kde zistil obsah 22 ppm Bi. Horobetsuit, ako prechodný člen z radu antimonit — bizmutín, je známy z ložiska Dúbrava (Ralbovský a Krištín, 1975). Bi-antimonit — horobetsuit z gemerika dosiaľ nebol známy.

Okrem zvýšeného obsahu Bi v antimonite zo Strednej štôlne pozorujeme aj zvýšený obsah Fe a Pb. Pri korelácii obsahov Fe, Pb, Bi pozorujeme priamu závislosť.

Sukcesné a asociačné vzťahy

Napriek objektívnym ťažkostiam, ktoré súvisia s mineralogickým štúdiom haldového materiálu, sme sa na základe podrobného mikroskopického štúdia charakteru vystupovania jednotlivých sulfidických minerálov, ako aj ich geochemického zloženia (čo sme uviedli v opise minerálov) a paragenetického štúdia na ložisku (o čom sa zmienime v opise jednotlivých asociácií) pokúsili riešiť sukcesné a asociačné vzťahy mineralizácie.

Z výsledkov tohto pozorovania je zrejmé, že všetky sulfidické minerály na žilných štruktúrach vznikli počas jednej mineralizačnej periódy — sulfidickej, v rámci ktorej vyčleňujeme minerálne asociácie

— skupiny minerálov, ktoré kryštalizovali v jednotlivých štádiách mineralizácie. Pri vyčleňovaní minerálnych asociácií sme zohľadňovali predovšetkým časový faktor, hoci generálne pozorujeme aj priestorové závislosti — spoločný výskyt sulfidických minerálov z jednej minerálnej asociácie, o čom sa zmienime v kapitole o priestorovom vývoji mineralizácie. Sukcesné vzťahy epigenetickej mineralizácie na kremeňovo-antimonitových žilách v Tinesovej doline sú znázornené na obr. 6.

Asociácia Ni, Co, As, Fe minerálov

Zastupuje ju pentlandit, pyrotín, violarit, ullmannit, arzenopyrit a pyrit. Osobitnú pozornosť si zaslúži prítomnosť pentlanditu. Vzniká ako prvý spolu s pyrotínom v podmienkach pomerne nízkej koncentrácie síry. Vzájomné vzťahy minerálov v systéme Fe — Ni — S ovládané tendenciou postupne dosahovať rovnovážny stav rozpracoval Betehtin a Genkin (1951).

Vylučovanie violaritu a ullmannitu umožnil vhodný koncentračný pomer v hydrotermálnych roztokoch. Časť violaritu mohla vzniknúť premenou z pentlanditu. Arzenopyrit vzniká pri teplotách 460—490 °C. Je to konkrétny termometrický údaj, zistený pomocou atómových % As v arzenopyrite podľa metódy Kretschmara a Scotta (1976). Ako posledný sa v tejto minerálnej asociácii vylúčil vo väčšej miere pyrit, čo svedčí o zmene režimu síry v roztokoch.

Mineralizačná perióda	Hybridná	Karbonátová	Kremeňová	Sulfidická			
Minerálna asociácia	alpských žíl	Fe-dolomit	kremeň	Ni, Co, As, Fe	Zn, Cu, Pb	Pb, Bi, Sb	
kremeň	—		—				
apatit	—						
chlorit	—						
albit	—						
turmalín	—						
rutíl		—					
Fe-dolomit		—					
pyrotín		—		—			
pentlandit				—			
siegenit				—			
ullmannit				—			
arzenopyrit				—			
pyrit				—	—		
sfalerit					—		
chalkopyrit					—		
tetraedrit					—		
bournonit					—		
galenit						—	
jamesonit						—	
berthierit						—	
antimonit						—	—

Obr. 6. Pravdepodobná schéma postupnosti epigenetickej mineralizácie na kremeňovo-antimonitových žilách v Tinesovej doline.
Fig. 6. Probable scheme of the succession of epigenetic mineralization on quartz-antimonite veins in the Tinesova dolina Valley.

Keďže zlato pozorujeme v asociácii s pyritom, v ktorom tvorí inklúzie (obr. 2a), predpokladáme, že k jeho vylučovaniu dochádzalo počas najstarších minerálnych procesov, pravdepodobne ešte pred vznikom sulfidov. Túto najstaršiu asociáciu sulfidických minerálov často pozorujeme v priestorovej zhode s asociáciou hybridných minerálov (chloritom a rutilom) a Fe-dolomitom (obr. 3).

Asociácia Zn, Cu, Pb minerálov

Hoci v menšej miere, predsa aj na antimonitových žilách pozorujeme asociáciu týchto minerálov, takú bežnú na ostatných ložiskách sideritovej formácie. Je zastúpená sfaleritom, chalkopyritom, tetraedritom, bournonitom a galenitom. Vzájomné sukcesné vzťahy týchto minerálov sú v zhode so sukcesiou obdobných minerálov na kremeňovo-sideritovo-sulfidických žilách v Spišsko-gemerskom rudohorí (Varček in Bartalský et al., 1973; Varček, 1960; Bernard, Hanuš, 1963; Regásek, 1967; Ďuďa, 1976; Háber, 1980 a i.). Navyše geochemické zloženie tetraedritu, na čo sme poukázali vyššie, je v zhode s priestorovou schémou zonálnosti izomorfneho zloženia tetraedritov sulfidickej periódy mineralizácie pre územie Spišsko-gemerského rudohoria (Bernard, 1958, 1961, 1965). Tieto skutočnosti sa nezhodujú s teóriou o existencii dvoch etáp mineralizácie (kremeňovo-sulfidickej a antimonitovej) ako samostatných časových úsekov, ktoré boli vyčlenené aj pre priestorovú a štruktúrnú samostatnosť týchto typov mineralizácie.

Keďže vystupovanie a chemické zloženie tetraedritov na antimonitových žilách je v zhode s priestorovou zonálnosťou geochemického zloženia a sukcesiou tetraedritov na sideritovo-sulfidických žilách, je zrejmé, že ide o jednu generáciu tetraedritov, resp. o súčasný vznik tetraedritov ako na kremeňovo-antimonitových, tak aj na sideritovo-sulfidických žilách v sulfidickej perióde jednej etapy epigenetickej mineralizácie. V takom prípade by nízkotermálna asociácia Sb, Pb, Bi minerálov na antimonitových žilách v centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria časovo zodpovedala vylučovaniu nízkotermálnej asociácie Hg minerálov v okrajových častiach Spišsko-gemerského rudohoria. Pretože sú to priestorovo nesúvisiace minerálne asociácie (pre priestorovú zonálnosť epigenetickej mineralizácie v Spišsko-gemerskom rudohorí), spoločný výskyt Sb, Pb, Bi a Hg minerálov pozorujeme len vzácné, napr. gelnicit, ($5\text{PbS} \cdot \text{HgS} \cdot 3\text{Sb}_2\text{S}_3$) v asociácii s cinabaritom, tetraedritom, galenitom a boulangeritom južne od Gelnice (Háber a Babčan, 1971). Keďže Hg vstupuje do štruktúrnej mriežky tetraedritov a sulfosolí, vylučujeme existenciu časovo samostatnej minerálnej asociácie Hg minerálov. Grecula (1982) predpokladá jeden zrudňovací proces, v rámci ktorého sa sideritovo-sul-

fidická a antimonitová mineralizácia v závislosti od termodynamických podmienok priestorovo diferencovali, a teda oddelene uložili.

Asociácia Sb, Pb, Bi minerálov

Spomedzi sulfidických minerálov sú minerály tejto asociácie zastúpené v najhojnejšom počte (antimonit, jamesonit a berthierit, pričom antimonit má prevahu nad sulfosolami). V sukcesnej schéme ich kladieme na posledné miesto, čo je zrejme z obr. 4, a považujeme ich za epitermálne. Zvláštnosťou tejto lokality je zvýšený obsah izomorfneho Bi v antimonite a sulfosoliach, ktorý však má len lokálny charakter.

Zvýšený obsah Bi v niektorých mineráloch na antimonitových žilách nás núti opäť korelovať tieto minerály s Bi sulfosolami, ktoré vystupujú na niektorých sideritovo-sulfidických žilách, a sú v sukcesii začleňované na koniec sulfidickej periódy mineralizácie (Hak a Kupka, 1958; Bajaník, 1961; Trlička a Kupka, 1957; Zábranský a Ražo, 1966; Kupka a Trlička, 1962; Kupčík et al., 1969 a iní).

Priestorové vzťahy

Vďaka tomu, že haldičky, na ktorých sme študovali žilné minerály, sú usporiadané v línii dlhjej 1 km, s výškovým rozdielom 125 m medzi haldičkou Spodnej štôlne a haldičkou Novej Vyšnej štôlne (obr. 1), pokúsili sme sa kvantitatívne zhodnotiť zastúpenie jednotlivých minerálov na týchto haldičkách, resp. vytvoriť schémy minerálnej zonálnosti.

Najspodnejšie časti žíl tvoria väčšinou minerály hybridnej periódy, ku ktorej sa pridružuje Fe-dolomit. Z rudných minerálov je v malej miere prítomný rutil, pyrit, pyrotín, pentlandit, arzenopyrit, ullmanit, zlato, malé množstvo minerálov asociácie Zn, Cu, Pb a ojedinele berthierit a antimonit. Takéto zloženie žiloviny pozorujeme na haldách Spodnej a Novej Strednej štôlne (obr. 4).

Smerom vyššie, na halde Strednej štôlne, vystupujú minerály asociácie Ni, Co, As, Fe, asociácie Zn, Cu, Pb a hojnejšie aj minerály asociácie Pb, Bi, Sb (antimonit a sulfosol obsahujú izomorfnnú prímes Bi).

Vyššie, na halde Vyšnej štôlne, pozorujeme kremeňovo-antimonitovú žilovinu (antimonit bez izomorfnej prímеси Bi) ojedinele s pyritom, arzenopyritom a sfaleritom a ešte vyššie, na halde Vyšnej Novej štôlne, skoro výlučne antimonit v kremeňi.

Ako sme už spomenuli, rozmiestnenie minerálnych asociácií na žilách javí určité zákonitosti. Vo všeobecnosti pre epigenetické minerály jednotlivých periód platí, že na spodnejších častiach žíl sú prítomné najmä minerály starších minerálnych asociácií, smerom vyššie pribúdajú minerály mladších minerálnych asociácií.

Záver

Na kremeňovo-antimonitových žilách v Tinesovej doline (centrálne časť Spišsko-gemerského rudohoria) bol identifikovaný pyrotín, pentlandit, violarit, ullmannit, arzenopyrit, pyrit, sfalerit, chalkopyrit, tetraedrit, bournonit, galenit, berthierit, jamesonit a antimonit. Niektoré sulfidické minerály sú izomorfné. Bol analyzovaný pentlandit s Co (max. 7,44 %), violarit s Co (max. 20,25 %) a ullmannit s As (max. 0,99 %). Lokálne sa zistil zvýšený obsah izomorfného Bi v antimonite (max. 8,82 %), berthierite (max. 4,45 %) a jamesonite (max. 1,57 %).

Na základe podrobného mikroskopického štúdia charakteru vystupovania jednotlivých sulfidických minerálov a paragenetického štúdia na ložisku sme sa pokúsili riešiť sukcesné a asocičné vzťahy mineralizácie. Z výsledkov tohto pozorovania je zrejmé, že všetky sulfidické minerály na žilných štruktúrach vznikli počas jednej mineralizačnej periódy — sulfidickej, v rámci ktorej vyčleňujeme minerálne asociácie — skupiny minerálov, ktoré kryštalizovali v jednotlivých štádiách mineralizácie. Vyčlenila sa asociácia Ni, Co, As a Fe minerálov (pentlandit, pyrotín, violarit, ullmannit, arzenopyrit a pyrit), asociácia Zn, Cu a Pb minerálov (sfalerit, chalkopyrit, tetraedrit, bournonit a galenit), asociácia Pb, Bi a Sb minerálov (antimonit, jamesonit a berthierit). Za najstaršiu považujeme asociáciu Ni, Co, As a Fe minerálov, za najmladšiu asociáciu Sb, Pb a Bi minerálov. V spodnejších častiach žíl sú prítomné najmä minerály starších minerálnych asociácií, smerom vyššie pribúdajú minerály mladších minerálnych asociácií.

Zastávame názor o jednoetapovitosti sulfidickej mineralizácie na kremeňovo-antimonitových a sideritovo-sulfidických žilách, ktoré sa líšia hlavne kvantitatívnym zastúpením jednotlivých minerálov, izomorfným zložením niektorých sulfidov a priestorovou pozíciou, čo však súvisí s priestorovou zonalnosťou žilnej mineralizácie v Spišsko-gemerskom rudohorí.

PodĎakovanie. Ďakujem RNDr. J. Határovi, CSc., za pomoc pri stanovovaní chemizmu minerálov a RNDr. R. Duďovi za cenné pripomienky k práci.

Literatúra

- Bajaník, Š. 1961: Paragenetické pomery na ložisku Hummel. *Geol. Práce, Spr.*, 21, 133—146.
- Bartalský, J. et al. 1973: Geologicko-ložisková štúdia Spišsko-gemerského rudohoria. *Manuskript — GP Sp. Nová Ves.*
- Bernard, J. 1958: Chemizmus a veľkosť mřížkových konstant spišsko-gemerských tetraedritů. *Rozpr. Čs. Akad. Věd (Praha)*, 68, 14, 1—74.
- Bernard, J. H. 1961: Regional primary zoning of ore veins fillings in the metallogenetic region of Spišsko-gemerské rudohorí (Československa). *Acta Univ. Carol. (Praha)*, 1, 9—20.
- Bernard, J. H. 1965: Zoning in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. as an example of polyascendent and monoascendent zoning. *Bull. Symposium Problems of Postmagmatic Ore Deposition (Praha)*, 1—74.
- Bernard, J. H. a Hanuš, V. 1963: Principles of metallogenesis of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. Some ore deposits of the Western Carpathians. *Symposium Problems of Postmagmatic Ore Deposition (Praha)*, Guide to excursion, 16—28.
- Betechtin, A. G. a Genkin, A. D. 1951: Paragenetické asociácie minerálov v systémach Fe — Ni — S; Fe — Ni — S — O. *Izv. Akad. Nauk ZSSR, Ser. Geol.*, 2.
- Cambel, B. a Jarkovský, J. et al. 1985: Rudnianske rudné pole. *Bratislava, Veda*, 363 s.
- Ďuďa, R. 1976: Rudné výskyt a mineralogicko-paragenetické pomery v oblasti Košické Hámre—Košice—Hýľov. *Mineralia slov.*, 8, 447—468.
- Gargulák, M., Chmelík, J. a Böhmer, L. 1985: Zhodnotenie prognóz Sb-rúd v oblasti Zlatý stól — Bystrý potok. *Manuskript — GP Sp. Nová Ves.*
- Grecula, P. 1982: Gemerikum — segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. *Mineralia slov. — Monogr., Bratislava, Alfa*, 263 s.
- Háber, M. a Babčan, J. 1971: Predbežná identifikácia sulfosolů 5 PbS HgS . 3 Sb₂S₃ a pokus o jej syntézu. *Mineralia slov.*, 3, 261—262.
- Háber, M. 1980: Mineralogische-geochemische und paragenetische Erforschung hydrotermaler Gänge im Gebiet Zwischen Prakovce und Košov (Spišsko-gemerské rudohorie). *Západ. Karpaty, Sér. Mineral., Petrogr., Geochem., Metalogen.*, 7, 7—132.
- Hak, J. a Kupka, F. 1958: Identifikace kobellitu z Humelů ve Spišsko-gemerském rudohorí. *Čas. Miner. Geol. (Praha)*, 3, 16—25.
- Hurný, J. a Krištín, J. 1980: Chemický sostav minerálov bismuta nekotorych mestoroždenij severnoj časti Spišsko-gemerských rudných gor (vostočnaja Slovakia). In: *Sulfosolů, platinovyje mineraly i rudnaja mikroskopija. Novosibirsk, Nauka*, 109—121.
- Kantor, J. 1980: Sulphur isotopes from several antimony ore deposits of Western Carpathians. In: *Antimónové rudy Československa. Bratislava, GÚDŠ*, 53—57.
- Kantor, J. a Ďurkovičová, J. 1976: Izotopové zloženie síry na antimonitových ložiskách Spišsko-gemerského rudohoria. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava*, 205 s.
- Korpeľ, P. 1959: Helmanovce Sb, WO₃ — okolie — záverečná správa. *Manuskript — GP Spiš. Nová Ves.*
- Kretschmar, H. a Scott, S. D. 1976: Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe — As — S and their application. *Canad. Mineralogists*, 14, 3, 364—386.
- Kupčík, V., Schneider, A. a Varček, C. 1969: Chemizmus von einiger Bi — Sulfosalzen aus dem Zips-Gömörer Erzgebirge (ČSSR). *Neu. Jb. Mineral., Mh.*, 10, 45—454.
- Kupka, F. a Trdlička, Z. 1962: Mineralogicko-chemický výskum kobellitu ze sideritových žil rudní oblasti Fichtenhübel. *Čas. Miner. Geol. (Praha)*, 7, 4.
- Lichačev, A. P., Kožernikova, L. I. a Čurikina, B. G. 1972: Ož uslovijach obrazovania pirrotitov. *Zap. Vsesojuz. Miner. Obšč.*, 101 s.
- Maucher, A. a Höll, R. 1968: Die Bedeutung geochemisch-stratigraphischer Bezugshorizonte für die Alterstellung der Antimonit lagerstätte von Schlaining im Burgenland. *Österr. Miner. Depos.*, 3, 272—285.
- Pecho, J. et al. 1980: Geologický výskum antimonitových ložísk v oblasti Betliar—Čučma—Volovec. *Manuskript — GP Sp. Nová Ves.*
- Peterec, D. 1985: Antimonitové zrudnenie v humeľskom príkrove gemerika a bloková stavba v oblasti Tinesovej doliny. *Mineralia slov.*, 18, 3, 267—273.
- Ralbovský, E. a Krištín, J. 1975: Occurrence of Hsrobetsuite (Bi, Sb)₂S₃ at the deposit Dúbrava. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 24, 1, 141—148.
- Regásek, F. 1967: Mineralogicko-paragenetický a geochemický

- výskum na hydrotermálnych rudných žilách v oblasti Slovinky — Žakarovce—Krompachy. *Manuskript — Geofond Bratislava*, s. 387.
- Selected powder diffraction Data for Minerals, 1974: Data book, 833 s.
- Trdlíčka, Z. a Kupka, F. 1957: Kobellit a ryzí vizmut z lokality Fichtenhübel na Slovensku. In: *Sborník k osmdesátinám F. Slavíka, Praha*, 453—466.
- Varček, C. 1960: Paragenetické pomery žily Bernardi pri Rožňave. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 4, 100—143.
- Varček, C. 1963: Ni-minerály z Nižnej Slanej. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 8, 39—57.
- Zábranský, F. a Radzo, V. 1966: Výskyt kobellitu a paragenetické pomery na žile Orišková sev. od Nižného Medzeva. *Sbor. Východoslov. Múz., A*, 7, 25—37.

Sulphidic ore mineralization on quartz-antimonite veins in the Tinesova dolina Valley near Smolnícka Pila, Eastern Slovakia

The Tinesgrund antimonite locality in the Tinesova dolina valley belongs to the antimonite lode, which occurs in the central part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. It is situated 3 km east of Smolnícka Pila. It consists of two parallel vein structures, which are approximately 1 km long, in distance of 150—200 m from each other (Fig. 1). The general strike of these veins is E-W, the dip 60—70° to the South. They have a lenticular shape, both in strike and dip. The thickness of veins ranges from the smallest to 30 cm. Veins occur in coarse-laminated graphite-sericite phyllites to metapsammities with rare intercalations of diabase metapyroclastics and keratophyres.

Mineral composition

The filling of veins is formed mainly by quartz and antimonite. From non-metallic minerals calcite and Fe-dolomite are present in lesser extent. Chlorite, sericite, albite, tourmaline, edisonite and fluorapatite have been observed as accessories. The above accessories along with quartz have been classified with the mineral assemblage of alpine type veins, which originate at the beginning of mineralization proces.

A particular attention was devoted to metallic minerals, which have been studied optically in reflected light and in combination with point X-ray microanalysis. Following minerals have been identified: pyrrhotite, pentlandite, violarite, ullmannite, native gold, arsenopyrite, pyrite, sphalerite, chalcopyrite, tetrahedrite, bournonite, galena, berthierite, jamesonite, native bismuth and antimonite.

Description of minerals

Pyrrhotite. This mineral impregnates along with edisonite graphite phyllites — surrounding rocks of vein ore mineralization. It is present rarely in veins, in association with pyrite.

Pentlandite. This mineral is rarely present in form of irregular forms or in close association with violarite, which replaces it. It contains up to 7.44 % Co in isomorphous form.

Mineral from the linneite group (violarite)

This mineral is present in negligible amounts in forms of irregularly confined grains. It forms pseudomorphs after pentlandite with typical octahedral texture. High isomorphous admixture of Co, up to 20.25 %, is characteristic for

violarite from this locality, this could indicate the presence of solid solution of violarite and siegenite.

Ullmannite. This mineral belongs to rare ones in antimonite veins. It forms irregularly confined grains or aggregates in the size of 0.5 mm. It is often included in pyrite. It contains As in isomorphous form (max. 0.99 %).

Native gold. It is rarely present in form of small grains in size of max. 0.0X mm, which are included in pyrite.

Arsenopyrite. It forms grains and aggregates of idiomorphic crystals of prismatic shape in size up to 1 mm. It is a suitable geothermometer in association with pyrite and pyrrhotite. We have determined the temperature of the origin of arsenopyrite from the Spodná štôlna adit, according to the method by Kretschmar and Scott (1976), at 460—490 °C.

Pyrite It is present mainly in association with arsenopyrite. It forms isometric or hypidiomorphic grains and aggregates in size up to 1 mm.

Sphalerite. It occurs in association with pyrite, arsenopyrite and antimonite. It forms irregularly confined grains with honey yellow colour in size up to 2 mm.

Chalcopyrite. It occurs in form of isometric grains in size 0.X mmm in association with pyrite and galena.

Tetrahedrite. It belongs to rare minerals in antimonite veins. It is present in association with bournonite, pyrite and ullmannite. According to the increased contents of Zn and Fe it can be classified with Fe—Zn tetrahedrites without admixtures of Hg.

Bournonite. It is rare mineral. It forms irregularly confined grains, often with inclusions of older minerals. It is present in association with tetrahedrite, pyrite and ullmannite.

Galena. It is present in association with pyrite and chalcopyrite and it forms irregularly confined grains in size of 0. X mm.

Berthierite. It forms prismatic, spicular crystals. It is present in association with pyrite, pyrrhotite, Bi antimonite and Bi jamesonite. The increased contents of Bi (max. 4.45 %) have been ascertained in it locally.

Jamesonite. It occurs in association with non-identified mineral phase of Sb, Pb, Bi, with Bi-berthierite and Bi-antimonite in form of spicular aggregates.

Native bismuth. It forms inclusions in Bi-antimonite

Antimonite. It forms irregular grains, pencil crystals, grain aggregates, sometimes massive structures. It is present in association with arsenopyrite, pyrite and sphalerite. Antimonites with increased content of Bi (max. 8.82 %) occur in association with pyrite, Bi-jamesonite and Bi-berthierite.

Succession relations and mineral assemblages

It is evident, on the basis of detail microscopic investigation that all epigenetic sulphidic minerals in vein structures originated during single stage — the sulphidic one. We have defined mineral assemblages — groups of minerals in the framework of the above stage, which crystallized during individual stages of mineralization. Chronological factor has been regarded in the definition of mineral assemblages, although we have watched spatial dependences, too, — the common occurrence of sulphidic minerals from single assemblage. Succession relations of epigenetic ore mineralization on quartz-antimonite veins in the Tinesova dolina Valley are figured in Fig. 6. The following mineral assemblages have been defined. The assemblage of Ni, Co, As and Fe minerals, which is represented by pentlandite, pyrrhotite, violarite, ullmannite, arsenopyrite and pyrite. The assemblage of Zn, Cu and Pb minerals, which is represented by sphalerite, chalcopyrite, tetrahedrite, bournonite and galena. The assemblage of Pb, Bi and Sb minerals, which is represented by antimonite, jamesonite and berthierite. The assemblage of Ni, Co, As and Fe minerals is regarded as the oldest one, the assemblage of Sb, Pb and Bi minerals is regarded as the youngest one.

Spatial relations

Generally it applies for epigenetic minerals of individual stages that minerals of older mineral assemblages are present in the lower parts of veins, while minerals of

younger mineral assemblages increase towards the upper parts of veins.

Conclusion

The study of sulphidic mineralization in quartz-antimonite veins in the Tinesova dolina valley has brought new knowledge on mineral composition of these veins, mineral assemblages, their succession and on microchemical composition of some sulphidic minerals. Pyrrhotite, Co-pentlandite, Co-violarite, As-ullmannite, gold, arsenopyrite, and pyrite belong to the oldest mineral assemblage. The mineral assemblage formed by sphalerite, chalcopyrite, tetrahedrite, bournonite and galena follows. Berthierite, jamesonite and antimonite range with the youngest mineral assemblage. The increased content of isomorphous Bi has been observed locally in these minerals.

Mutual succession relations of the above minerals are in agreement with the succession of similar minerals in quartz-siderite-sulphidic veins of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. Moreover, the geochemical composition of tetrahedrite is in agreement with the spatial zoning scheme of the isomorphous composition of tetrahedrites of the sulphidic stage of ore mineralization for the area of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. These facts witness the assumption of single mineralization process. Siderite-sulphidic and quartz-antimonite ore mineralizations differentiated spatially in the framework of the above process, so they were deposited separately, in the dependence on P-T conditions.

RECENZIA

P. H. Nixon (Ed.) **Mantle Xenoliths**. Wiley and Sons, London, 1987, 844 strán, 100 £

V období vedúceho postavenia princípov platňovej tektoniky v geologických vedách 80. rokov, resp. v súčasnosti, vzrástol význam poznania látkovej náplne vrchného plášťa či astenosféry. Poznanie procesov odohrávajúcich sa v zónach nedostupných priamemu pozorovaniu má totiž základný význam pre pochopenie mechanizmu pohybu litosferických platní. Jedným z konkrétnych prejavov pozornosti venovanej diskutovanej problematike je recenzovaná kniha. Iným, a to veľmi konkrétnym dôkazom záujmu o danú problematiku je súčasne evidovaných asi 7 000 výskytov peridotitových xenolitov a xenokrystov v kimberlitoch, v alkalických bazaltoch a lamprofýroch. A pritom ich počet s každým vytlačeným číslom odborných časopisov neustále rastie.

Pod jednotiacim názvom „Plášťové xenolity“ usporiadal P. H. Nixon 50 príspevkov 78 autorov (z ktorých prevažujúca časť sú poprední znalci problematiky zahrnuté do tohto diela). Príspevky boli napísané na vyžiadanie editora, čím vzniklo dielo poskytujúce súčasný komplexný obraz o problematike nielen plášťových xenolitov, ale aj o problematike plášťa či astenosféry Zeme v širších súvislostiach.

Od samého počiatku formovania Zeme ako vesmírneho

telesa sa vulkanickou činnosťou dostávali na zemský povrch ľahšie tavitelné súčasti podkôrového materiálu. Je preto logické predpokladať, že najmä magmatické výtavky z hlbších úrovní Zeme, t. j. z vrchných zón astenosféry, resp. z najspodnejších úrovní kôry vynášali na zemský povrch ťažko tavitelné reziduum vo forme xenolitov. Xenolity poznajú geológovia už 3 storočia, ale názory na ich pôvod sa postupne radikálne menili, pričom poplatnosť tej-ktorej predstave o pôvode týchto, už na prvý pohľad zaujímavých útvarov sa odrazili aj v pestréj palete ich označení: enklávy, noduly, bazické segregácie, olivínické či chryzolitové fragmenty, okná do zemského plášťa, ale aj označenia s humorným zafarbením, napr. „the poor man's Mohole“ a iné.

Celá objemná kniha je rozdelená do dvoch základných tematických celkov, z ktorých prvý je uvedený pod označením Regionálne štúdie. V tejto časti zreteľne vidieť v takomto „celozemsky“ koncipovanom diele praktickú aplikáciu členenia litosféry Zeme na základné platne. Všetky výskyt (nie doslovne braté) plášťových xenolitov sú prezentované podľa výskytov v základných litosferických platniach. V rámci výskytov v euroázijskej platni nechýbajú ani charakteristiky v strednej Európe (z pera P. Jakeša a V. Vokurku), konkrétne z Českého stredohoria, Sliezska a z tetýdnej strednej Európy. Jednotlivé kapitoly tejto časti

knihy poskytujú informáciu rozdielnej úrovne, pričom prevažná väčšina autorov sa pri charakterizovaní okolného horninového prostredia xenolitov sústredila len na najnutnejšie informácie.

Náplňou podstatne pesterjšia je druhá časť knihy s názvom Princípy, procesy a špeciálne štúdiá. Zatiaľ čo peridotitové xenolity vykazujú prakticky zhodné zloženie a textúrne znaky na celom zemskom povrchu, druhá časť knihy poskytuje dôkazy o uplatnení sa rôznych procesov v plášti, resp. podáva prehľad o širokom spektre problematiky. Je to najmä problematika megakrystov v alkalických vulkanitoch, charakteristika klasických eklogitov Roberts Victor z južnej Afriky, asociácie s diamantmi, mikroštruktúry a minerálne zloženie peridotitových xenolitov, vlastnosti plášťa z hľadiska experimentálnych štúdií, procesy lokálneho obohatenia (metasomatické procesy do toho

počítajúc), chemické a izotopické aspekty vývoja plášťa a doplňujúce (registrové) údaje značného rozsahu.

Pri prelistovaní či prečítaní určitých častí diela (systematické štúdium by si vyžiadalo veľa hodín) si každý, kto pozná naše výskyty v širšej oblasti Fífakova či Lučenca, musí postaviť trochu nostalgickú otázku, či by si tie naše výskyty skúmané pred desaťročím nezaslúžili následné štúdiá (Hovorka, 1979; Hovorka a Fejdi, 1980). Otázka je o to naliehavejšia, že maďarskí kolegovia z oblasti Balatonu a Salgótarjánu sú v poznaní tejto problematiky už podstatne ďalej: študujú izotopy v xenolitoch, riešia vekové vzťahy xenolit: bazalt, poznajú ich obsah prvkov skupiny vzácnych zemín. Lenže realita je tvrdá. Uvedené (ale aj mnohé ďalšie) moderné štúdiá sú v našich podmienkach prakticky nerealizovateľné. Alebo snáď dokáže niekto opak?

Dušan Hovorka

Výskyt gyrolitu s laumontitom v horninách intruzívneho komplexu Banisko (Štiavnické vrchy)

MIROSLAV HARMAN¹, IVAN HORVÁTH², LADISLAV ŠTEVULA³, KAREL PETR³

¹ Geologický ústav CGV SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava

² Ústav anorganickej chémie CCHV SAV, Dúbravská cesta 9, 842 36 Bratislava

³ Geologický prieskum, š. p., geologické stredisko, 969 01 Banská Štiavnica

(Doručené 15. 7. 1988, revidovaná verzia doručená 2. 11. 1988)

Occurrence of gyrolite and laumontite in rocks of the Banisko intrusive complex, Štiavnické vrchy Mts., Central Slovakia

An association of laumontite with gyrolite, or eventually truscottite, occurs together with calcite and β -cristobalite in fissures of the Banisko intrusive complex (Štiavnické vrchy Mts.). Single minerals have been identified by X-ray diffraction, thermal analysis, IR-spectroscopy and SEM micrographs. For comparison also samples of artificial gyrolite and truscottite have been synthesized.

Úvod

Pri prieskumných prácach v oblasti medzi obcami Rudno—Brehy—Pukanec bol v rokoch 1975—1985 identifikovaný tzv. tatiarsky intruzívny komplex, vytvorený niekoľkými generáciami intruzívnych hornín dioritovo-granodioritového charakteru. Na tento komplex sa viažu rozsiahle hydrotermálnometasomatické premeny sprevádzané K-metasomatózou a mineralizáciou vo forme impregnačných Cu-porfýrových rúd a žilného polymetalického a drahokovového zrudnenia. Štúdiom intruzívneho komplexu a metalogenézy oblasti sa zvlášť zaoberal Brlay (1978, 1985), Konečný et al. (1979), Smolka, Kámen (1982), Smolka et al. (1987). Mineralógiu a geochémiu premien študovali Harman (1987), Harman, Horváth (1987) a Harman, Forgáč (1988). Smolka et al. (1987) tu vyčlenili ako jednu z najmladších etáp hydrotermálnej mineralizácie zeolitizáciu (laumontitovo-chalcedónovú etapu), ktorá vystupuje v kremeno-karbonátových žilkách vyplňajúcich pukliny v intruzívnych horninách a v andezitoch.

V priebehu prieskumných prác v oblasti Vysoká—Šementlov, ktorý stratigraficky patrí do intruzívneho komplexu Banisko, susediaceho na SV s intruzívnym komplexom Tatiar, boli zistené náznaky prítomnosti blížšie neurčenej zeolitevej mineralizácie. Aby sa podrobnejšie určila mineralógia a genéza týchto minerálov, odobrané vzorky sme študovali rtg-difrakčnou analýzou, termickou analýzou, IČ spektrosko-

piou a rastrovacou elektrónovou mikroskopiou.

Na geologickej stavbe oblasti sa podieľajú:

1. Horniny predvulkanického podložia (perm až permokarbón), ktoré vystupujú na povrch v severnej časti územia v podobe dvoch blokov vysunutých vulkanicko-tektonickými pochodmi do vyšších úrovní. Ide o súvrstvie pieskovcov, arkóz a bridlíc chočskej tektonickej jednotky.

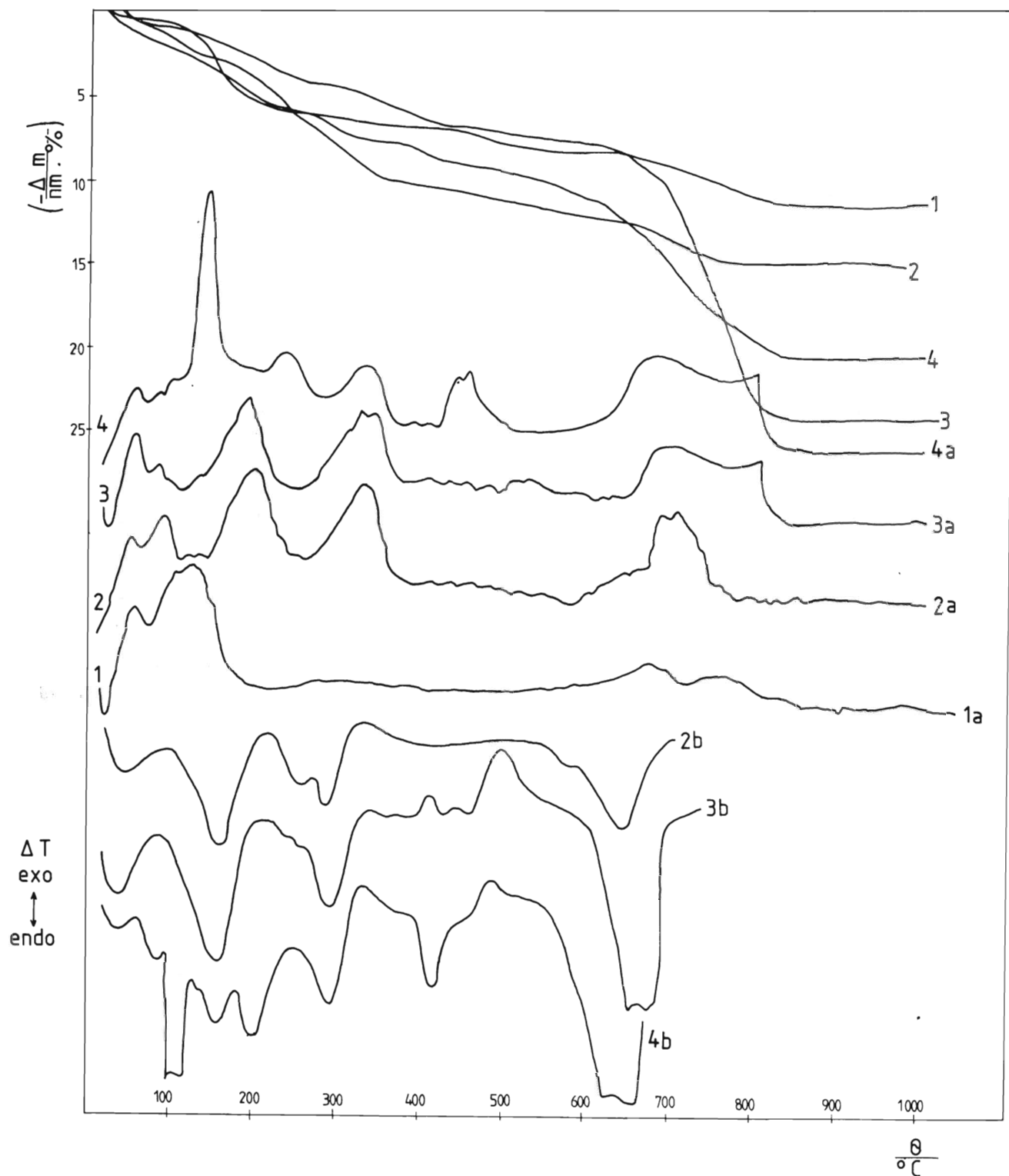
2. Produkty I. etapy formovania štiavnického stratovulkánu — andezity a andezitové porfýry. Tieto horniny preráža roj dajok a žíl priradených k III. etape vývoja stratovulkánu. V zmysle Konečného et al. (1983) sa opisujú ako formácia Banisko.

3. Intruzívny komplex Banisko, ktorý je v skúmanom území zastúpený typmi kremenitodioritových až granodioritových porfýrov, ktoré vekom patria do III. etapy vulkanicko-tektonického vývoja štiavnického stratovulkánu.

4. Biotiticko-amfibolické andezity studeneckej formácie, ktoré vystupujú v JZ časti a patria do III. etapy vývoja stratovulkánu.

Metódy mineralogických analýz a ich vyhodnotenie

Odobrali sa vzorky z vrstiev V-4 a V-6. Vzorka V-4 (490,0 m) je z prostredia svetlošedého granodioritového porfýru, ktorý má masívnu textúru. Tmavé výrastlice sú výrazné, do veľkosti 6 mm. Svetlé výrastlice často splyývajú so základnou hmotou a majú veľkosť do 4 mm. Dá sa pozorovať výrazná chloritizácia



Obr. 1. TG krivky (1, 2, 3, 4), DTG krivky (1a, 2a, 3a, 4a) a DSC krivky (1b, 2b, 3b) vzoriek. 1 — syntetický gyrolit, 2 — V-4 (768,2 m), 3 — V-6 (484 m), 4 — V-4 (490 m).

Fig. 1. TG-curves (1, 2, 3, 4), DTG-curves (1a, 2a, 3a, 4a) and DSC-curves (1b, 2b, 3b). Samples: 1 — synthetic gyrolite, 2 — V-4 drilling, 768.2 m depth, 3 — V-6 drilling, 484 m depth, 4 — V-4 drilling, 490 m depth.

a silicifikácia. Hornina je intenzívne pyritizovaná. Vzorka V-4 (768,2 m) bola odobraná zo zelenošedého granodioritového porfýru masívnej textúry s výraznými tmavými výrastlicami do veľkosti 1 cm. Svetlé výrastlice sú málo výrazné. Vyvinutá je hlavne chloritizácia, epidotizácia, silicifikácia a argilitizácia, ako aj pyritizácia. Vzorka V-6 (484,0 m) z tmavošedých až šedozelených andezitov masívnej textúry má výrazné výrastlice amfibolu a prítomný je tiež chlorit. Pyritizácia je slabá, miestami pozorovať zóny vybielenia.

Laumontit s gyrolitom sa vyskytujú vo výplni puklín týchto hornín. Laumontit tvorí obyčajne mliečnobiele lúčovité líšty, niekoľko mm dlhé, niekedy radiálne lúčovitého charakteru. Gyrolit sa vyskytuje vo forme jemnozrnnej bielej alebo svetlošedej zemitej masy nepravidelne uloženej medzi kryštálmi laumontitu, kalcitu a kremeňa. Pukliny majú obyčajne iba niekoľko mm. Z väčšieho súboru sme vybrali iba vzorky pozitívne na výskyt gyrolitu a laumontitu. Kvôli porovnávaniu sme analyzovali vzorky syntetického gyrolitu a truscottitu.

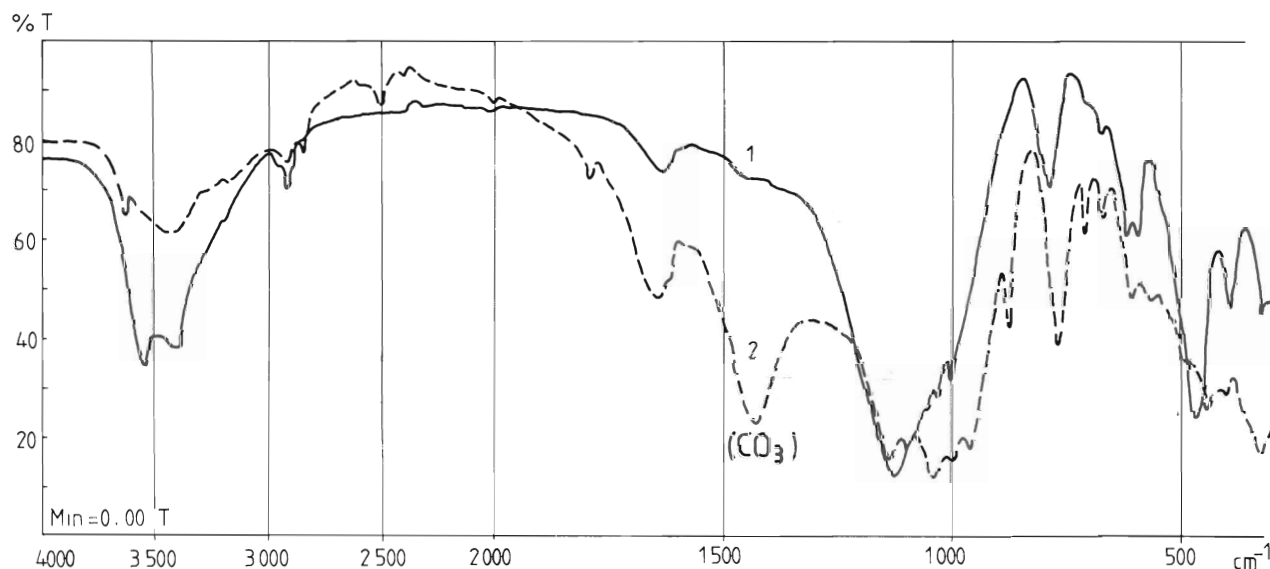
Rtg fázová analýza sa uskutočnila na difraktometri Philips s CuK_α žiarením a Ni filtrom za prúdových podmienok 40 kV, 20 mA, pričom sa použili orientované a neorientované práškové preparáty. V tab. 1 porovnávame výsledky rtg-difrakčnej analýzy prírodných a syntetických vzoriek s tabelovanými štandardnými difrakčnými charakteristikami.

Lokalizácie bazálnych reflexov d (001) v oblasti 2,2 a 1,1 nm (22 a 11 Å) detekuje prítomnosť gyrolitu najmä vo vzorkách V-4 (490 m) a v menšom množstve i vo vzorke V-6 (484 m). Vzorka V-4 (768,2 m) gyrolit neobsahuje. Výrazné sú i ďalšie reflexy gyrolitu

tu v uvádzaných vzorkách, a to hlavne v oblasti 0,75; 0,47; 0,42; 0,38; 0,34 a 0,303 nm (posledná difrakcia môže patriť kalcitu, ako dokazuje IČ spektrogram), ďalej 0,242; 0,232 nm a ďalšie. Pri vzorkách prírodného gyrolitu sa v tabelovaných dátach uvádza difúznosť reflexov v oblasti 0,84–0,74, ďalej 0,452–0,448 nm, 0,372–0,345 nm, 0,28–0,261 nm a ďalších pri väčších uhloch θ . Také difúzne difrakcie (reflexy) vykazujú aj naše prírodné vzorky gyrolitu, ale reflexy syntetického gyrolitu sú lepšie definované. Prítomnosť truscottitu v našich prírodných vzorkách je možná; bazálny reflex truscottitu pri 1,9 nm má iba slabú intenzitu vo vzorke V-4 (490 m) a ďalšie, ktoré sa väčšinou prekrývajú s reflexmi (difrakciami) gyrolitu alebo laumontitu. Teda prítomnosť truscottitu v našich prírodných vzorkách nemožno jednoznačne dokázať, ale je veľmi pravdepodobná.

Pri žiahaní prírodných vzoriek pri 300 °C sa bazálne reflexy gyrolitu čiastočne strácajú, pri 400 °C zanikajú úplne, a to z dôvodov dehydratácie gyrolitu a narušenia periodicity v smere kolmom na ukladanie vrstiev v jeho štruktúre.

Reflexy 0,94; 0,68; 0,415; 0,366; 0,349; 0,332 nm a ďalšie jednoznačne indikujú laumontit. Reflex 0,90–0,914 nm by mohol patriť ďalšiemu minerálu zo skupiny zeolitov (stilbitu?). Ostatné reflexy tohto minerálu sa prekrývajú s reflexmi laumontitu a gyrolitu (truscottitu), a preto sa o jeho príslušnosti nemožno jednoznačne vyjadriť. Výrazný reflex 0,304 nm vo vzorke V-4 (768,2 m), ktorá je bez gyrolitu (a truscottitu), indikuje prítomnosť kalcitu. V tejto vzorke je teda iba zmes laumontitu a kalcitu bez prítomnosti kalciumsilikáthydrátov. V niektorých vzorkách



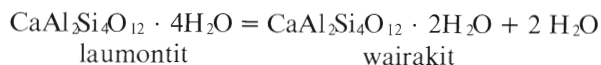
Obr. 2. IČ spektrá syntetického gyrolitu (1) a vzorky V-4 (490 m) (2) s obsahom CaCO_3 (IČ vibrácia CO_3 skupiny pri 1450 cm^{-1}). Perkin-Elmer IČ spektrometer, tabletká KBr.

Fig. 2. Infrared spectra of synthetic gyrolite (1) and of sample V-4, 490 m depth (2) containing calcium bicarbonate (vibration of CO_3 at 1450 cm^{-1}). Perkin-Elmer IR spectrometer, KBr tablet.

je indikovaná prítomnosť β -cristobalitu v oblasti intenzívnych reflexov 0,407 až 0,418 nm.

Termické analýzy sme robili na termoanalyzátoze Du Pont 990 (termováhy TGA 951 pri rýchlosti zohrevu $20^\circ\text{C} \cdot \text{min}^{-1}$, hmotnosť vzorky 12–15 mg, atmosféra N_2 s prietokom $1\text{ cm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, DSC modul pri rýchlosti zohrevu $10^\circ\text{C} \cdot \text{min}^{-1}$, hmotnosť vzorky 8–10 mg, atmosféra N_2). Krivky TG, DTG a DSC sú na obr. 1.

Termoanalytické merania ukázali, že termický rozklad vzorky V-4 (490 m) prebieha iným spôsobom ako pri zostávajúcich dvoch vzorkách. Týka sa to predovšetkým stupňovitosti rozkladu, ktorý s výnimkou dekarbonatizácie kalcitu v oblasti $600\text{--}800^\circ\text{C}$ (nižšie teploty dekarbonatizácie spôsobuje veľmi jemná zrnitosť kryštálov kalcitu) indikuje dehydratáciu a dehydroxidáciu prítomných minerálov. Pri vzorke V-4 (490 m) prebieha dehydratácia v 5 stupňoch, pri vzorkách V-4 (768,2 m) a V-6 (484 m) v troch stupňoch typických pre laumontit (Gottardi, Galli, 1985). Prvý stupeň dehydratácie laumontitu (do 100°C) predstavuje uvoľnenie fyzikálne viazanej vody, ktorá ešte nemusí mať zeolitický charakter a je viazaná prevažne na povrchu kryštálov. Druhý stupeň, v teplotnej oblasti $120\text{--}260^\circ\text{C}$, charakterizuje premenu laumontitu na wairakit (príbuzný zeolit), ktorú Thompson (1970) a Liou (1971) opísali rovnicou:



Tretí stupeň, v oblasti $250\text{--}400^\circ\text{C}$, reprezentuje tepelný rozklad vzniknutého wairakitu. Odlišnosť vzorky V-4 (490 m) (vzorka s gyrolitom) sa prejavuje najmä prítomnosťou intenzívneho dehydratačného efektu v oblasti $100\text{--}120^\circ\text{C}$ (krivka DSC), resp. $120\text{--}180^\circ\text{C}$ (krivka TG a DTG analýzy) zodpovedajúceho strate hmotnosti 2,86 % a endotermou pri 415°C (krivka DSC), resp. dehydratáciou v oblasti $400\text{--}580^\circ\text{C}$ zodpovedajúcou strate hmotnosti 1,75 %. Termoanalytické krivky dehydratácie a dehydroxidácie syntetického gyrolitu (obr. 1, 1a) sú charakteristické výraznejšími stratami hmotnosti pri teplotách $80\text{--}250^\circ\text{C}$ (4,0 hmotn.%) a $550\text{--}730^\circ\text{C}$ (2,0 hmotn.%). Stratu hmotnosti nad 760°C možno pripísať dekarbonatizácii kalcitu, ktorý v nepatrnom množstve vzniká pri každej syntéze. Z uvedeného vyplýva, že gyrolit v prírodných vzorkách sa tepelne rozkladá iným spôsobom ako gyrolit v syntetickom materiáli. Môže to súvisieť s veľkosťou častíc minerálu i s usporiadanosťou jeho štruktúry.

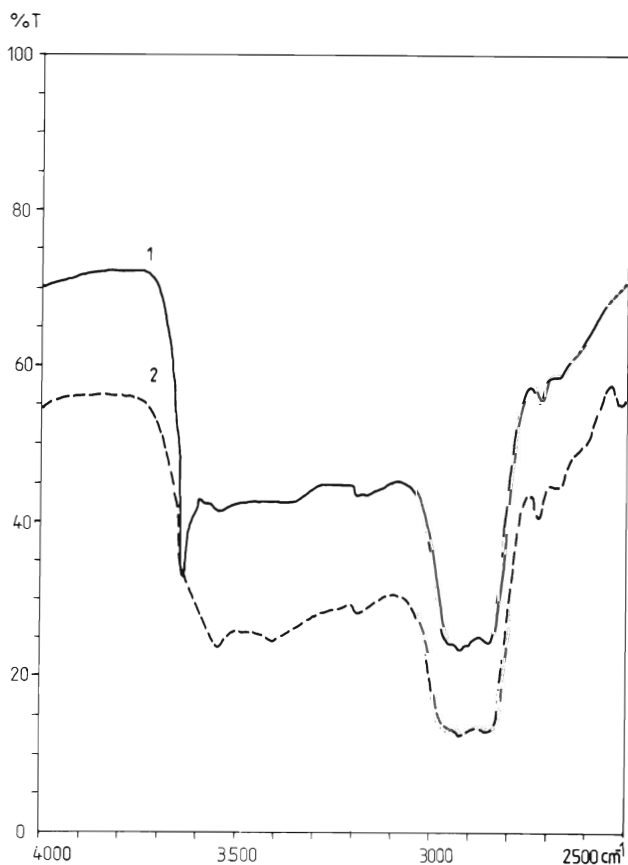
Rozbory IČ spektroskopie sme urobili na prístroji Perkin-Elmer s použitím KBr tabletky v študovanom intervale $500\text{--}4\,000\text{ cm}^{-1}$. Výsledky sú dokumentované na obr. 2 a 3. IČ merania dokázali prítomnosť kalcitu vo vzorke V-4 (490 m) výraznou absorpciou

v oblasti $1\,450\text{ cm}^{-1}$, ktorá zodpovedá vibrácii CO_3 skupín. IČ spektrá skúmanej vzorky sa porovnávali s IČ spektrami syntetického gyrolitu bez KBr (obr. 3). Výrazná je podobnosť porovnávaných spektier najmä v oblasti $2\,800\text{--}3\,000\text{ cm}^{-1}$.

Morfológia kryštálov laumontitu je oddávna dobre známa z pozorovaní optickým i rastrovacím elektrónovým mikroskopom, pretože tento minerál tvorí relatívne veľké kryštály. Všeobecne sa opisuje (Liou, 1971; Gard, 1961) vo forme dlhoprizmatických až lištovitých kryštálov, niekedy v koncentricky radiálnom usporiadaní. V našich vzorkách možno laumontit pozorovať ako dlhoprizmatický, s kryštálmi až $40\text{ }\mu\text{m}$ dlhými a $4\text{--}6\text{ }\mu\text{m}$ hrubými, so zakončením indikujúcim monoklinickú symetriu (Tab. I, obr. 1, 2).

Lištovitý vývoj vykazuje menšiu dĺžku kryštálov a inklinuje k radiálnokoncentrickej textúre.

Morfologicky možno od laumontitu výrazne odlíšiť častice gyrolitu, resp. truscottitu. Vzhľadom na to, že väčšina nálezov prírodného gyrolitu bola opísaná ešte pred obdobím aplikácie elektrónovej mikroskopie



Obr. 3. IČ spektrá syntetického gyrolitu (1) porovnané s gyrolitom vyseparovaným zo vzorky V-4 (490 m) (2) v oblasti $2\,500\text{--}4\,000\text{ cm}^{-1}$. (Spektrá bez rušivého vplyvu KBr.)

Fig. 3. Infrared spectra of synthetic gyrolite (1) compared with that of gyrolite separated from the V-4, 490 m sample (2) in the $2,500\text{--}4,000\text{ cm}^{-1}$ domain. (Without the disturbing effect of KBr.)

(napr. lokalita Bombaj — Christie, 1925; Nova Scotia — How, 1861; Skye — Anderson, 1851; Leipa — Cornu, Himmelbauer, 1906; Fort Point San Francisco — Schaller, 1905; Mogy-Guassu, Sao Paulo — Hussak, 1906 atď.), v literatúre sú známe väčšinou iba elektronogramy syntetického minerálu. Opisuje sa vo forme tabuľkovitých kryštálov veľkosti okolo 2 μm , často s vyvinutými formami hexagonálnej symetrie. Podobné sú i častice truscottitu. Gard et al. (1981) uvádzajú, že ak pri syntéze týchto minerálov vzniknú dve alebo viac fáz (napr. K-fáza = gyrolit a T-fáza = truscottit), kryštály K-fázy bývajú obyčajne hrubšie.

V našich prírodných vzorkách možno na základe tabuľkovitého vývoja dobre identifikovať gyrolitovú fázu. Tvoria ju tabuľkovité kryštály veľkosti až 6 μm a hrúbky až 1 μm s výraznou štiepatelnosťou podľa (001). Častice gyrolitu, resp. truscottitu tvoria prerasty s laumontitom, alebo narastajú na plochy prizmatických kryštálov laumontitu (Tab. I, obr. 3, 5). Na základe ich dobrej kryštalinity možno usudzovať, že kryštalizácia gyrolitu a laumontitu prebehla súčasne, alebo na základe dobrého ohraničenia gyrolitu a jeho uzavretín v laumontite predpokladáme trocha skoršiu kryštalizáciu. Syntetický gyrolit tvorí izometrické častice, ojedinele s náznakmi hexagonálnej symetrie, veľkosti 1–3 μm (Tab. I, obr. 4). Pri vzorke syntetického truscottitu je táto symetria menej výrazná (Tab. I, obr. 6). Vlákňité až ihličkovité kryštálky pri oboch typoch vzoriek, ale zvlášť pri vzorke syntetického truscottitu, možno pripísať prítomnosti určitého podielu xonotlitu, ktorý vzniká pri hydrotermálnej syntéze.

Hydrotermálna syntéza gyrolitu a truscottitu

Referenčné vzorky gyrolitu a truscottitu sme získali pomocou hydrotermálnej syntézy. Gyrolit možno syntetizovať hydrotermálne použitím CaO a rôznych foriem SiO_2 (kremeň, kyselina kremičitá, cristobalit, gél SiO_2) pri teplotách do 200 °C. Pri vyšších teplotách je gyrolitová fáza nestála, s tendenciou premeny na truscottit. Gyrolit vzniká tiež interakciou dikalciumsilikátu ($2\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$) a SiO_2 vo vodnej suspenzii za hydrotermálnych podmienok (Kalousek, Nelson, 1978; Števula, Petrovič, 1983).

Aj truscottit možno pripraviť hydrotermálnou syntézou CaO s kyselinou kremičitou (ak sa ako Si zložka použije kremeň, je nutná prítomnosť alkálií). Vplyv použitého SiO_2 a iných reagentov na hydrotermálnu syntézu truscottitu opísal Luke et al. (1981).

Zmesi homogenizovaných východiskových reaktantov ($\text{CaO} + \text{SiO}_2$) vo vodnej suspenzii s pomerom tuhá fáza : voda = 1 : 10 sa v prikrytých teflónových, resp. Pt téglikoch podrobili hydrotermálnemu procesu v ocelových bombičkách pri teplote 200 a 300 °C po dobu 7 dní. Pre syntézu gyrolitu bol mólový pomer $\text{CaO}/\text{SiO}_2 = 0,66$ a pre truscottit 0,55. Získané

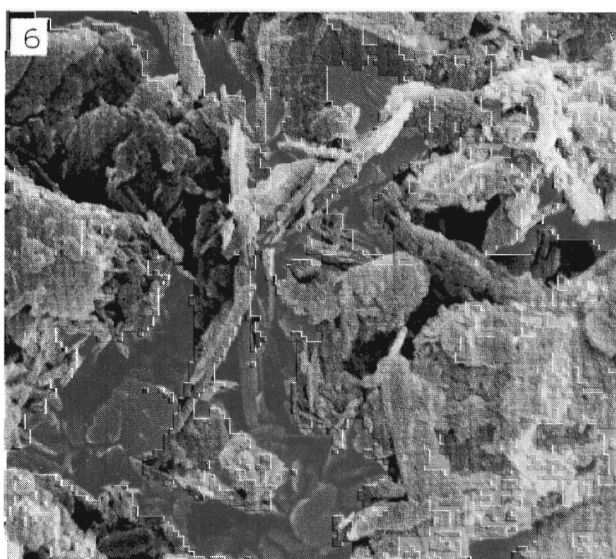
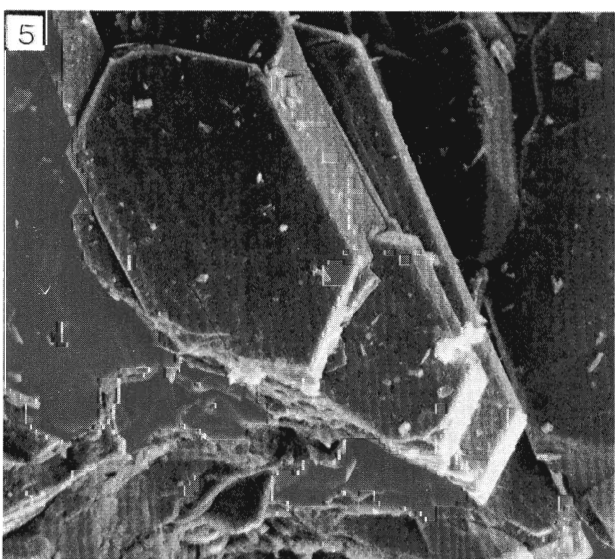
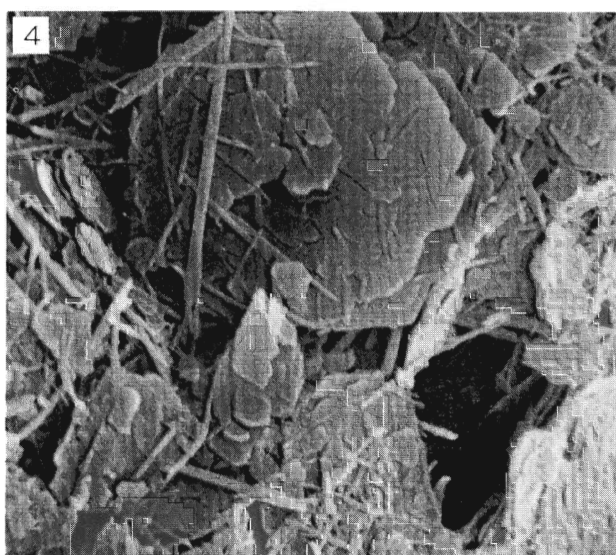
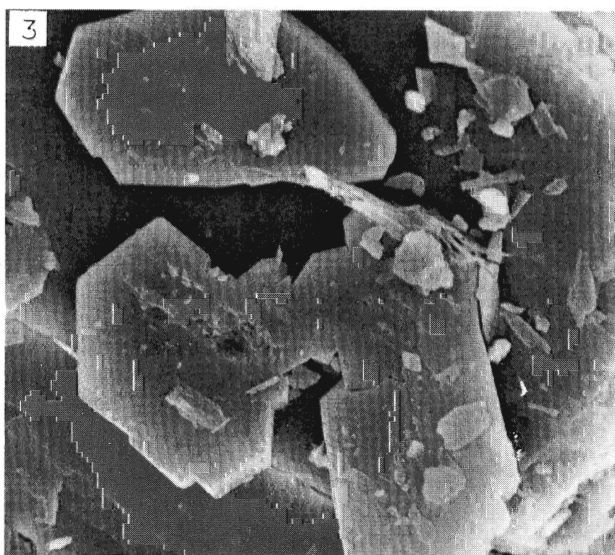
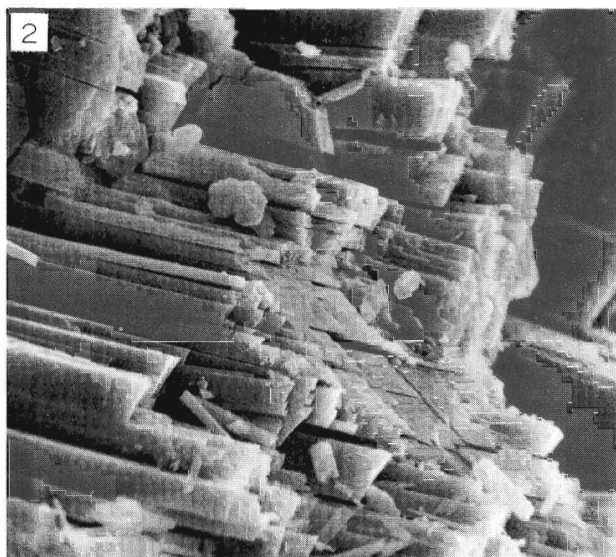
produkty hydrotermálnej syntézy sa identifikovali rtg fázovou analýzou, termickými metódami a IČ spektroskopiou.

Diskusia a závery

Zeolit laumontit patrí na základe svojej kryštálovej štruktúry a chemizmu do skupiny analcímu a wairakitu. Alumosilikátový skelet týchto zeolitov vytvárajú jednoducho pospájané štvorčlenné kruhy tetraédrov SiO_4^{4-} a AlO_4^{5-} . Zeolity skupiny analcímu sú typické zvýšeným obsahom Al v štruktúre. Laumontit (kryštalochemický vzorec $\text{Ca}_4(\text{Al}_6\text{Si}_{16}\text{O}_{48}) \cdot 16 \text{H}_2\text{O}$) objavil Haüy (1801). Pri nižších parciálnych tlakoch $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ prechádza laumontit reverzibilne na leonhardt, pričom obsah mólov H_2O poklesne na 14 a nastane tiež zmena v mriežkových parametroch. Laumontit tvorí dobre vyvinuté transparentné kryštály, ktoré v čerstvom stave fluoreskujú. Táto vlastnosť po strate časti vody zaniká. Laumontit vzniká v hydrotermálnom prostredí, pri metamorfóze hornín, pri procesoch diagenézy i pri zvetrávaní. Ako sekundárne minerály sa s laumontitom najčastejšie vyskytujú zeolity iných typov, napr. analcím, chabazit, yugawaralit, stilbit, heulandit a pod., ako aj minerály smektitov (nontronit, zmiešanovrstevnaté smektity). Zaporostcheva (1958) opísala diagenetický výskyt laumontitu v kriedových pieskovcoch uhoľného ložiska pri Lene (ZSSR) spolu s chloritom, hydrosludou a kalcitom. V procesoch metamorfózy vznikol laumontit v taveyanskej formácii vo Švajčiarsku (Coombs et al., 1976). Lippman a Rothfuss (1980) predpokladajú prítomnosť corrensite (zmiešanovrstevnatého chlorit-smektitu) v paragenéze s laumontitom. Eskola (1960) opisuje premenu živcov z fínskych migmatitov na laumontit. Známe sú hydrotermálne metamorfózy porfýritových granodioritov na laumontit v Rumunsku (Kräutner, 1966). Hydrotermálna genéza je najčastejšia a pripisuje sa výskytom laumontitu v súvislosti so zrudnením, kde laumontit vyplňa (cementačná výplň) pukliny v bazaltoch, andezitoch, serpentinitoch a v iných vyvrených horninách obsahujúcich najmä živcové minerály (žuly, diority a pod.).

Laumontit, uvádzaný často ako leonhardt z oblasti Banskej Štiavnice a jej okolia, bol opísaný už v starších prácach (napr. Beudant, 1822; Leonhardt, 1843; Zepharovich, 1854 a i.). Vyskytuje sa vo výplni puklín a dutín, občas vytvára aj stĺpcovité kryštály, miestami také hojné, že vytvárajú tmel brekcií andezitu a dioritu. Bol však identifikovaný prevažne iba optickými metódami.

Laumontit s kalcitom od Sklených Teplíc optickými metódami, rtg difrakčnou fázovou analýzou, termickými metódami (DTA), spektrálnou analýzou a farbiacimi skúškami podrobne mineralogicky určila



Čajková a Haramiová (1959). Laumontit sa tu vyskytuje vo výplni puklín premeneného pyroxenického andezitu a podľa názoru autoriek je hydrotermálneho pôvodu.

Gyrolit patrí do skupiny hydratovaných kalciumsilikátov spolu s reyeritom a truscottitom. Kryštalochemiu a štruktúru týchto minerálov, technicky významných v oblasti chémie cementového slínku, študoval najmä Gard et al. (1975) a Merlinov (1988 a, b). Chemické zloženie ich vrstevnatej štruktúrnej jednotky možno vyjadriť kryštalochemickými vzorcami:

gyrolit $\text{Ca}_{16}(\text{Si}_8\text{O}_{20})_3(\text{OH})_8 \cdot 14 \text{H}_2\text{O}$

truscottit $\text{Ca}_{14}(\text{Si}_8\text{O}_{20})(\text{Si}_{16}\text{O}_{38})(\text{OH})_8 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$

reyerit $(\text{Na}, \text{K})_2\text{Ca}_{14}(\text{Si}_8\text{O}_{20})(\text{Si}_{14}\text{Al}_2\text{O}_{38})(\text{OH})_8 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$

Uvedené minerály sa navzájom odlišujú najmä hrúbkou štruktúrnej jednotky (gyrolit 2,1 nm, reyerit 1,91 nm, truscottit 1,88 nm) a charakterom IČ spektrier.

Výskyt gyrolitu v prírode je zatiaľ iba sporadicky opísaný. Tvorí zväčša výplň puklín vo vulkanických horninách (Christie, 1925), v čadičoch z Bombaja, ďalej spolu s kalcitom a apofylitom v čadičoch na lokalite Bay of Fundy (How, 1861) a v diabázoch s inými zeolitmi v Mogy-Guassu pri Sao Paule v Brazílii (Hussak, 1906), ako i vo vulkanických horninách Grónska na lokalite Niakornat (Beggild, 1908) atď.

V Čechách sú známe výskyty gyrolitu z niekoľkých lokalít z JV okolia Českej Lípy (Jakuby, Srní, Provodín a i.), kde sa gyrolit vyskytuje vzácné v malých množstvách vo výplni puklín v čadičoch v asociácii s inými zeolitmi (analcímom, natrolitom, phillipsitom, thomsonitom a i.). Kratochvíl (1957–1964) uvádza, že zásluhou Cornua a Himmelbauera (1904–1906) tu bol gyrolit opísaný po prvýkrát v Európe. Z ďalších výskytov sa spomína lokalita Ostrý (JJV od Benešova nad Ploučnicí, JZ od Děčína). Minerál gyrolit prvýkrát opísal Anderson (1851) pod názvom gurolit.

Truscottit sa často zamieňal za reyerit, pretože oba minerály majú podobný chemizmus i štruktúru. Trus-

cottit pôvodne opísal Cornu a Himmelbauer (1907), a ešte predtým Giesecke (1811) opísal pôvodný minerál pod názvom reyerit z Grónska. Cornu a Himmelbauer (1906) opísal reyerit z niekoľkých lokalít z okolia Českej Lípy. Niektorí autori sa domnievali, že truscottit a reyerit sú iba modifikácie gyrolitu, resp., že s gyrolitom vytvárajú zmiešané štruktúry. Až práce Mackaya a Taylora (1954), Garda et al. (1975) a najmä posledné výskumy Merlina (1988a, b) potvrdili, že sa jedná o štruktúrne a kryštalochemicky rozdielne minerály.

Ako sme už uviedli, v širšom okolí Banskej Štiavnice je výskyt zeolitu laumontitu v oblasti hydrotermálnej metalogenézy známy už z viacerých nálezov. Obyčajne je produktom posledných, ale ešte dostatočne termálnych fáz hydrotermálnej mineralizácie. Liou (1971) a Coombs et al. (1959) uvádzajú, že pri výskyte zeolitov skupiny analcímu — wairakit — vo vulkanických horninách sa mení mineralogické zloženie s hĺbkou. Heulandit a analcím sú rozšírené vo vrchných polohách, vo väčších hĺbkach je heulandit nahradený laumontitom, pričom z asociácie analcím — kremeň súčasne vzniká albit. Vznik laumontitu ovplyvňuje hĺbka, geotermálny gradient a mineralogické, ako aj chemické zloženie hornín a rýchlosť kryštalizácie. Liou (1971) pripravil syntetický laumontit pri teplotách 240–290 °C a tlakoch 400–600 MPa za dobu cca 2 000 h. Laumontitová fáza je pomerne stabilná a pretrváva ešte pri teplotách 400 °C a tlaku 100 MPa. Pri vyššej teplote už vzniká wairakit, lenže táto premena si vyžaduje prítomnosť SiO_2 . Ako vyplýva z P-T diagramu, pre prírodný laumontit môžeme vymedziť podmienky vzniku pri teplotách 180–290 °C a tlakoch 120–250 MPa. Z toho dôvodu treba prehodnotiť doterajšie údaje o prítomnosti amorfného oxidu kremičitého — chalcedónu v doteraz opisovanej laumontitovo-chalcedónovej etape mineralizácie. V našich skúmaných vzorkách sa amorfná forma SiO_2 nenašla, rtg-difrakčné záznamy by skôr nasvedčovali tomu, že je tu prítomný β -cristobalit vykryštalizovaný za vyššej teploty. Tento náhľad podopiera vyššia intenzita difrakčných

TAB. I.

- 1 — Kryštály laumontitu. V-4 (768,2 m). Rastrovací elektrónový mikroskop, lomová plocha, zv. 1 700×.
- 2 — Kryštály laumontitu. V-4 (490 m). Rastrovací elektrónový mikroskop, lomová plocha, zv. 2 000×.
- 3 — Kryštály gyrolitu s hexagonálnou symetriou. V-4 (490 m). Rastrovací elektrónový mikroskop, lomová plocha, zv. 3 000×.
- 4 — Syntetický gyrolit. Tabuľky s hexagonálnou symetriou, ihľkovitý xonotlit. Rastrovací elektrónový mikroskop, suspenzia, zv. 10 000×.
- 5 — Kryštály gyrolitu s hexagonálnou symetriou. V-4 (484 m). Rastrovací elektrónový mikroskop, lomová plocha, zv. 400×.
- 6 — Syntetický truscottit. Izometrické tabuľky s ojedinělými náznakmi hexagonálnej symetrie. Rastrovací elektrónový mikroskop, suspenzia, zv. 10 000×.

Pl. I.

- 1 — Laumontite crystals. Sample V-4, 768.2 m depth, SEM micrograph, fracture surface, magn. x1,700.
- 2 — Laumontite crystals, sample V-4, 490 m depth, SEM micrograph, fracture surface, magn. x2,000.
- 3 — Gyrolite crystals with hexagonal symmetry, sample V-4, 490 m depth, SEM micrograph, fracture surface, magn. x3,000.
- 4 — Synthetic gyrolite, plates with hexagonal symmetry, and needle-shaped xonotlite. SEM micrograph, suspension, magn. x10,000.
- 5 — Gyrolite crystals, sample V-4, 484 m depth, SEM micrograph, magn. x400.
- 6 — Synthetic truscottite, isometric plates with rare indications of hexagonal symmetry. SEM micrograph, suspension, magn. x10,000.

TAB. 1

Porovnanie hodnôt rŕg-difrakčných reflexov ťudovaných vzoriek a syntetických minerálov s tabelovanými hodnotami
Comparison of X-ray diffraction data of investigated samples with artificial ones and literature data

1		2		3		4		5		6		7	
V-4 490 m	I rel.	V-4 490 m	I rel.	V-6 484 m	I rel.	V-4 768,2 m	I rel.	gyrolit synt.	I rel.	trusc. synt.	I rel.	gyrolit tab.	I rel.
22,06	8	22,03	5	21,38	1			22,03	8			22,0	10
19,0	1									19,48	8		
11,0	6	11,07	10	11,30	1			11,07	6			11,0	8
9,38	10	9,45	10	9,38	10	9,66	10			9,60	10		
9,06	6	9,18	5			9,14	10						
		7,82	1									8,4- }	4D
7,52	8	7,60	3					7,79	1	7,60	2	7,4- }	2D
												5,4 }	
6,79	6	6,83	6	6,79	10	6,96	8						
6,30	1			6,13	3	6,16	1			6,29	4		
5,01	3			5,00	3	5,09	2						
4,71	5	4,71	3	4,67	4	4,76	6			4,68	3	4,75	3
4,52	2 } D					4,52	1	4,68	1				
4,48	2 }	4,43	1	4,44	3	4,34	1						
4,26	2	4,26	1									4,20	8
4,13	6	4,14	3	4,12	10	4,18	8	4,17	5	4,15	8		
3,92	10	3,93	10			3,99	1			4,02	4		
3,84	1 } D			3,81	3	3,88	1	3,80	2				
3,78	3 }	3,79	1	3,72	1	3,77	1			3,71	5 } D		
										3,79	3 }		
												3,72 }	2D
3,70	5 }	3,69	3							3,71	6	3,45 }	6
3,64	1 } D			3,63	5	3,68	1	3,68	3			3,65 }	
3,49	4	3,49	2	3,48	8	3,51	3	3,49	1	3,47	2		
3,39	1 }			3,38	2								
3,34	1 } D												
3,32	1 }			3,32	3								
3,25	3	3,25	3	3,24	5	3,27	3					3,21 }	4D
												3,02 }	
				3,17	3D	3,21	1						
3,16	5	3,13	3	3,12	3D	3,15	3	3,14	1	3,12	5	3,12	10
3,02	10	3,02	10	3,01	10	3,04	8	3,07	5				
						2,92	2						
2,86	2 }	2,86	1	2,85	3	2,88	1			2,84	3	2,80	4 }
2,82	1 } D			2,82	2 }			2,81	5			2,80	6 }
2,77	1 }			2,78	2 }	2,79	1	2,78	2			2,80	6 }
2,66	1	2,66	1			2,67	1	2,66	1	2,62	5	2,61	6 }
2,56	2	2,56	1	2,55	3	2,56	2						
2,48	4	2,47	1	2,48	2					2,49	2		
2,42	4			2,42	3	2,43	1	2,41	2	2,42	2	2,42	2
2,34	3	2,35	1	2,30	2	2,35	2	2,32	1	2,31	1	2,31	2
2,27	2	2,27	1	2,26	3	2,26	1	2,25	1			2,31	1 D
2,20	1 }			2,19	1 }					2,22	3		
2,17	1 }	2,17	1 }	2,16	1 }	2,17	1 }	2,17	1D			2,17	2
2,14	2	2,14	1 }	2,13	2 }	2,14	1 }						
2,08	3	2,08	1	2,08	3	2,09	1	2,08	2	2,07	1	2,06	2
										2,03	2 }		
1,95	1	1,94	1	1,97	1	1,95	1			1,96	1 }		
				1,94	2					1,90	1 }		
1,90	4	1,90	2	1,90	5	1,90	1			1,86	1 }		
1,87	2	1,87	1	1,86	3	1,86	1						
1,81	3			1,84	1			1,82	8	1,82	5	1,82	8
								1,79	1 }				
1,76	1					1,77	1	1,74	1 }	1,79	2	1,73	1
										1,73	2		
1,69	1									1,70	1		
1,61	2			1,62	1	1,63	1						
				1,59	1								
1,57	3	1,57	1	1,55	1	1,57	1	1,57	2			1,57	3
												1,52	2 }
1,51	2	1,53	1	1,51	2	1,51	1	1,50	1			1,50	2 }

1 — V-4 (490 m), Vysoká — Šementlov, výplň puklín v granodioritovom porfýre. Zber: Harman. Práškový preparát. 2 — Lokalizácia ako č. 1. Orientovaný preparát. 3 — V-6 (484 m), Vysoká — Šementlov, výplň puklín v amfibolických chloritizovaných andezitoch. Zber: Harman. Orientovaný preparát. 4 — V-4 (768,2 m), Vysoká — Šementlov, výplň puklín v intenzívne premenenom granodioritovom porfýre.

Tab. 1 — pokračovanie

8		9		10		11		12		13	
gyrolit tab.	I rel.	trusc. tab.	I rel.	trusc. tab.	I rel.	trusc. tab.	I rel.	laum. tab.	I rel.	laum. tab.	I rel.
		19,0	s	19,0	8	19,0	10				
9,6	6	9,40	s	9,4	4	9,48	10	9,49	10	9,42	vs
7,9	4	7,65	sl	7,78	3	7,73	2				
								6,86	3	6,81	s
6,4	4	6,30	sl	6,11	3	6,31	3	6,54	1	6,20	sl
		5,02	vsl			5,05	1	6,19	1	5,04	sl
4,68	4	4,65	sl	4,89	1	4,72	4	4,73	2	4,73	vsl
				4,65	3			4,50	1	4,46	sl
4,24	8			4,23	8			4,31	1		
		4,13	s			4,11	2	4,15	6	4,16	vs
3,84	6	3,80	sl	3,85	4	3,84	4				
				3,78	4	3,76	4	3,76	1		
		3,71	sl								
3,54	4	3,47	sl	3,47	4	3,50	4	3,66	1	3,67	vsl
3,36	10					3,44	1	3,51	3	3,49	s
								3,41	1		
								3,36	1		
										3,32	s
								3,27	2	3,20	vsl
3,15	6	3,14	s	3,12	10	3,14	10	3,20	1		
3,02	2	3,00	s	3,02	2	3,01	3	3,15	2		
						2,94	2	3,03	3	3,02	sl
2,92	2	2,83	s	2,82	6	2,84	10			2,87	sl
2,85	8							2,88	2		
2,65	6	2,63	s	2,63	4	2,69	10	2,79	1	2,77	sl
								2,63	1		
2,58	2			2,51	1	2,64	8	2,57	2		
2,52	2					2,57	1	2,52	1	2,56	vsl
2,45	4	2,49	vsl			2,52	1	2,46	1	2,52	vsl
		2,42	sl	2,42	2	2,43	1	2,44	2	2,42	sl
				2,33	1			2,36	1	2,34	sl
2,29	4	2,26	sl					2,27	1	2,27	sl
2,25	6	2,23	sl	2,21	3D			2,21	1		
2,12	4							2,15	2	2,15	sl
2,09	4	2,08	sl	2,09	2	2,09	1	2,08	1	2,06	vsl
2,06	2					2,05	2			1,97	vsl
1,99	2	2,04	sl	2,04	2	1,92	1	1,99	1	1,94	vsl
1,94	2	1,92	sl	1,91	1					1,95	sl
1,88	8	1,89	sl	1,88	1			1,88	1	1,86	vsl
		1,83	s	1,83	6	1,83	4				
1,81	6	1,80	sl	1,80	1	1,80	1			1,81	sl
		1,76	sl	1,76	2	1,76	2			1,74	vsl
		1,71	vsl	1,71	1	1,71	1			1,65	vsl
		1,65	sl	1,64	2	1,69	1			1,61	sl
				1,59	2						
		1,58	sl	1,54	2	1,61	1			1,53	sl
		1,50	sl	1,51	2	1,51	2			1,51	sl

Zber: Petr. Orientovaný preparát. 5 — Syntetický gyrolit, vz. G A8, Števíla. Orientovaný preparát. 6 — Syntetický truscottit, zv. 7 649, Števíla. Orientovaný preparát. 7 — Gyrolit tabelovaný. Mackay, Taylor (1953). 8 — Gyrolit tabelovaný. Michejev (1957). 9 — Truscottit tabelovaný. Mackay, Taylor (1954). 10 — Truscottit tabelovaný. Chalmers et al. (1964), Selected powder diffract. data of min. (1974), 17, 761. 11 — Truscottit tabelovaný. Selected powder diffract. data of min. (1974), 19, 229. 12 — Laumontit tabelovaný. Breck (1974), 13 — Laumontit tabelovaný. Deer et al. (1963). * Hodnoty medzirovinných vzdialeností sú uvedené v Å. ** D — Difúzny reflex.

reflexov 0,407 a 0,411 nm a menej intenzívny reflex pri 0,250 nm. Predpokladáme, že amorfnú formu SiO_2 nemožno z genetických dôvodov spájať do spoločnej asociácie, pretože výskyt chalcedónu v blízkosti laumontitu je prejavom ďalšieho, nižšie termálneho stupňa mineralizácie.

Za významný považujeme nález gyrolitu, resp. truscottitu. Je to prvý nález prírodného kalciumsilikáthdrátu na Slovensku. P-T podmienky kryštalizácie syntetického gyrolitu pri teplote 200–250 °C za prítomnosti H_2O a pri tlaku cca 180–350 MPa (za prítomnosti SiO_2 táto hranica stúpa až do 320 MPa a pri rovnakej teplote) dobre korešpondujú s P-T parametrami kryštalizácie laumontitu. Preto ich spoločný výskyt možno interpretovať ako minerálnu asociáciu. Zloženie takejto asociácie, vyjadrujúcej pomery v intruzívnom komplexe Banisko, možno vyjadriť radom:

kremeň (β -cristobalit) — kalcit — gyrolit (truscottit) — laumontit — (stilbit?).

Pri intrúzii dioritovo-granodioritových hornín cez podložné horniny chočského príkrovu obsahujúce v dostatočnej miere karbonátové zložky sa prenikajúca magma mohla asimiláciou obohatiť o karbonáty. Tieto prebytky spolu s voľným SiO_2 v posledných fázach kryštalizácie mohli vytvoriť vhodné podmienky pre kryštalizáciu kalciumsilikáthdrátov v puklinách horniny.

Literatúra

- Anderson, F. 1851: Description and analysis of gurolite, a new mineral species. *Phil. Mag., Ser., 4*, s. 111.
- Bernard a kol. 1981: Mineralogie Československa. 2. vyd. Praha, Academia, 645 s.
- Breck, D. 1974: Zeolite molecular sieves, structure, chemistry and use. London, Wiley, 771 s.
- Beggild, O. B. 1953: Mineralogy of Greenland. Copenhagen, Reitzels Verl., 422 s.
- Bray, A. 1976: Základný ložiskový výskum neovulkanitov za roky 1971–1975. [Čiastková záverečná správa.] *Manuskript — archív GÚDŠ*.
- Bray, A. 1985: Prognózne zhodnotenie južného pokračovania pukaneckého rudného obvodu a oblasti Gondova. [Čiastková záverečná správa za rok 1985.] *Manuskript — archív GÚDŠ*.
- Coombs, D. S., Ellis, A. J., Fyfe, W. S., Taylor, A. M. 1959: The zeolite facies, with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses. *Geochim. cosmochim. Acta*, 17, 53–107.
- Coombs, D. S., Nakamura, N. Y., Vuagnat, M. 1976: Pumpellyite-actinolite facies schists of the Taveyenne formation near Loeche, Valais. *J. Petrology*, 17, 440–471.
- Cornu, F., Himmelbauer, A. 1906: Reyerit. *Tschermaks mineral. petrogr. Mitt.*, 25, 519 s.
- Čajková, M., Haramiová, Š. 1959: Niektoré výskyty zeolitov v dutinách andezitov na Slovensku. *Geol. Práce*, 54, 191–224.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. 1963: Rock forming minerals. Vol. 4, (Silicates). London, Longmans, 435 s.
- Eskola, P. 1960: Laumontite in Finland. *Indian. Miner.*, 1, 29–41.
- Gard, J. A. 1971: The electron-optical investigation of clays. *Mineral. Soc., London, Monograph.*, 3, 383 s.
- Gard, J. A., Mitsuda, T., Taylor, H. W. 1975: Some observations on Assarsson's Z-phase and its structural relations to gyrolite, truscottite and reyerite. *Mineralog. Mag.*, 40, 325–333.
- Gard, J. A., Luke, K., Taylor, H. F. W. 1981: $\text{Ca}_2\text{Si}_6\text{O}_{40}\text{H}_2$, a new calcium silicate hydrate phase of the truscottite group. *Cement and Concrete Res.*, 11, 659–664.
- Gottardi, G., Galli, E. 1985: Natural zeolites. Berlin, Springer Verl., 409 s.
- Harker, R. I. 1964: Dehydration series in the system $\text{CaSiO}_3\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. *J. Amer. ceram. Soc.*, 47, 10, 521–529.
- Harman, M. 1987: Sekundárne premeny vulkanitov a ich náväznosť na metalogenetické procesy. [Správa.] *Manuskript — archív GÚ CGV SAV Bratislava*.
- Harman, M., Horváth, I. 1987: Nontronite as the weathering product in the rock of Sitno effusive complex in Pukanec region. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 38, 2, 205–217.
- Harman, M., Forgáč, J. 1988: Geochemistry and mineralogy of altered rocks in Tatár intrusive complex (Štiavnické vrchy Mts.). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 39, 4, 437–453.
- How, H. 1961: On gyrolite occurring with calcite in apophyllite in the trap of Bay of Fundy. *Amer. J. Sci.*, 32, 13–14.
- Hussak, E. 1906: Gyrolite and another zeolite from the diabase of Mogy-Guassu, Sao Paulo, Brasil. *Zentr. Mineral. Geol.*, 11, 303.
- Christie, W. A. K. 1925: Gyrolite and okenite from Bombay. *Records Geol. Surv. India*, 56, 199–203.
- Kalousek, G. L., Nelson, E. B. 1978: Hydrothermal reactions of dicalcium silicate and silica. *Cement and Concrete Res.*, 8, 283–290.
- Kratochvíl, J. 1957–1964: Topografická mineralogie Čech. I–VIII. Praha.
- Kräutner, H. G. 1966: The zeolite facies of the banatitic hydrothermal metamorphism and its evolution in Ruschita area. *Stud. Cercet. Geol. Geofiz. Geogr. Ser. Geol.*, 11, 207–216.
- Liou, J. G. 1971: P–T stabilities of laumontite, wairakite, lawsonite and related minerals in the system $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. *J. Petrology*, 12, 2, 379–411.
- Lippmann, F., Rothfuss, H. 1980: Tonminerale in Taveyannaz-Sandstein. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, 60, 1–29.
- Luke, K., Taylor, H. F. W., Kalousek, G. L. 1981: Some factors affecting formation of truscottite and xonotlite at 300–350 °C. *Cem. Concr. Res.*, 11, 197–203.
- Mackay, A. L., Taylor, H. F. W. 1953: Gyrolite. *Mineral. Mag.*, 30, 80–91.
- Mackay, A. L., Taylor, H. F. W. 1954: Truscottite. *Mineral. Mag.*, 30, 450–457.
- Merlino, S. 1988: Gyrolite, its crystal structure and crystal chemistry. *Mineral. Mag.*, 52, 377–387.
- Merlino, S. 1988: The structure of reyerite. *Mineral. Mag.*, 52, 247–256.
- Roy, D. M., Harker, R. I. 1960: Chemistry of Cement. *Proceedings of the Fourth International Symposium, Washington*, 1, s. 196.
- Smolka, J., Kámen, M. 1982: Dielčia záv. správa z účelového mapovania v M = 1 : 10 000 medzi obcami Rudno—Brehy—Pukanec, I. etapa. *Manuskript — archív GÚ Banská Štiavnica*.
- Smolka, J., Daubner, J., Kámen, M., Petr, K., Gwerk, E. 1987: Perspektívnosť rudného rajónu Pukanec z pohľadu realizovaných prieskumných prác. *Miner. slov.*, 19, 6, 523–540.
- Selected powder diffraction data for minerals, 1974. Philadelphia, Publ. OBM, 1–23, 833 s.
- Števula, L., Petrovič, J. 1983: Formation of an intermediate C—S—H phase during the hydrothermal synthesis of gyrolite. *Cement and Concrete Res.*, 13, 684–688.
- Taylor, H. F. W. 1964: The Chemistry of Cement. London, Academic Press, 1, s. 167.
- Thompson, A. B. 1970: Laumontite equilibria and zeolite facies. *Amer. J. Sci.*, 269, 267–275.
- Zaporostcheva, A. S. 1958: Laumontite in the Cretaceous deposits of the Lena coal districts. *Dokl. Akad., Nauk SSSR*, 120, 448–451.

Occurrence of gyrolite and laumontite in rocks of the Banisko intrusive complex, Štiavnické vrchy Mts., Central Slovakia

Preliminary investigations in the Banisko intrusive complex (Štiavnické vrchy Mts.), composed of several quartz diorite to granodiorite porphyrite types participating in the 3rd volcanotectonic stage of the Štiavnica stratovolcano, proved the presence of a zeolitic assemblage. Selected samples from fissure fillings have been studied using X-ray diffraction, thermal analysis, infrared spectroscopy and scanning electron microscopy. The set of analytical methods proved the presence of laumontite together with gyrolite and probably even that of truscottite. Owing to the lack of sufficient natural gyrolite and truscottite samples, also artificial gyrolite and truscottite have been synthesized with the aim of a comparative investigation.

The finding represents the first one of gyrolite and

eventually of truscottite in Slovakia. In account of the probable temperature-pressure conditions necessary for the generation of these minerals, it was possible to draw the mineral assemblage of the Banisko intrusive complex as follows: quartz (β -cristobalite) — calcite — gyrolite (truscottite) — laumontite — ($\pm$ stilbite).

The assemblage of indicated minerals is the result of latest but still sufficiently thermic phases of hydrothermal mineralizations. The occurrence of calcium-silicate-hydrates is explained by the possibility of carbonate assimilation in the course of penetration of the diorite to granodiorite magma through the basement made of the Choč nappe (Carboniferous to Permian).

RECENZIA

V. M. Makagon, B. M. Šmakín: **Geochimija glavných formácií granitných pegmatitov**. Vyd. Nauka Novosibirsk, 1988, 210 s.

Autori v monografii zhrnuli svoje mnohoročné výsledky geochemického štúdia predovšetkým východosibirských pegmatitov, ktoré doplnili a porovnali s poznatkami sovietskych a západných autorov z ostatných oblastí ZSSR, z Indie, USA i ďalších krajín.

V jednotlivých kapitolách sa najprv pojednáva o genetickej klasifikácii granitových pegmatitov, založenej na závislosti geochemicko-mineralogickej špecializácie pegmatitových formácií od začiatočného tlaku tvorby minerálov (rozlišujú sa formácie vysokých, stredných a nízkych tlakov). Opodstatnenie tejto klasifikácie, vychádzajúcej z koncepcie Ginzburga, podporujú poznatky o tom, ako sa jednotlivé prvky prejavujú v pegmatitovom procese. Na základe petrogénnych prvkov, Li, Rb, Cs, Ba, Sr, niektorých stopových prvkov a fluidných komponentov (H_2O , CO_2 , F, Cl, B) sú charakterizované najdôležitejšie skupiny granitových pegmatitov: muskovitové a vzácno-prvkovo-muskovitové patriace k pegmatitom vysokých tlakov, vzácno-prvkové — spodumenové a petalitové (pegmatity stredných tlakov) a napokon dutinové pegmatity, ktoré vznikali za relatívne nízkych tlakov. Pre geochemickú klasifikáciu pegmatitov majú veľký význam najmä obsahy a vzájomné pomery tzv. vzácnych alkalických prvkov (Li, Rb, Cs), Ba, Sr a niektorých stopových prvkov (Be, Nb, Ta, Tl, Pb) predovšetkým v živcoch a sfudách (napr. pomer Ba/Rb

klesá od muskovitových po vzácno-prvkové pegmatity až o 3 rády). Zaslúženú pozornosť venujú autori fluidným komponentom, pričom sa podčiarkuje dominantná úloha CO_2 popri H_2O najmä pri tvorbe muskovitových pegmatitov. Významné závery plynú aj zo štúdia plyno-kvapalných inklúzií.

Autori zovšeobecňujú geochemické poznatky a na ich základe, spolu s ostatnými geologickými údajmi, sa vyjadrujú ku genetickým otázkam. Podstatná časť granitových pegmatitov sa javí ako výsledok metamorfogénno-magmatických procesov v kôre, pričom sa nepopiera dôležitá úloha metasomatických procesov a počíta sa s možnosťou hlbinného zdroja niektorých prvkov, aktivizovaných pozdĺž tektonických porúch. Zdôrazňuje sa závislosť medzi geochemickou špecializáciou pegmatitov a faciálnym typom metamorfózy okolitých hornín (napr. muskovitové pegmatity sa tvorili v podmienkach disténovo-sillimanitového, vzácno-prvkové v podmienkach andaluzitovo-sillimanitového typu metamorfózy).

V závere monografie nechýbajú ani state venované geochemickým kritériám vyhľadávania a prognózneho hodnotenia pegmatitov ako stále dôležitých rudných aj nerudných surovín, dobre sú rozpracované najmä otázky primárnych a sekundárnych geochemických aureol pegmatitových telies.

Kniha, doplnená bohatým výberom modernej sovietskej i zahraničnej literatúry (284 citácií), je nepochybne krokom vpred vo výskume geochemie granitových pegmatitov.

Pavel Uher

RECENZIA

Helmut Schröcke: **Die Entstehung der endogenen Erzlagerstätten.** Walter de Gruyter Berlin — New York, 1986, 878 s., 480 obr.

Autor knihy, Dr. rer. nat. Helmut Schröcke, profesor v Ústave kryštalografie a mineralógie na Univerzite v Mníchove, sa pokúsil vysvetliť ložiskovú problematiku na základe moderných poznatkov z chémie, fyziky, geochemie a petrológie a využiť experimentálne výskumy a výpočty na objasnenie terénnych pozorovaní. Výsledkom jeho práce je objemná monografia zhŕňujúca poznatky geologických a príbuzných vedných odborov do 11 kapitol, ktorá nadväzuje na predchádzajúcu knihu toho istého autora z r. 1973 „Grundlagen der magmatogenen Lagerstättenbildung“.

Po úvodných statiach o stavbe Zeme stručne rozoberá tvary telies magmatitov, dynamické javy v magmatitoch, vznik a kryštalizáciu jednotlivých typov magiem. V ďalších kapitolách autor rieši problém genézy ložísk nerastných surovín viazaných na magmatity, a to z hľadiska vzniku a zloženia magmatických tavenín. Všíma si rôzne fázové systémy, venuje pozornosť experimentom s kryštalizáciou, degazácií magiem, reakciám pri extrakcii a predkladá teóriu extrakcie prchavých látok z magiem. Aby čitateľ porozumel tejto problematike, je nutné, aby mal solídne poznatky z fyzikálnej a molekulárnej chémie, ako aj z iných

príbuzných odborov. Napr. štúdium hydraulického vzniku puklín si vyžaduje dobré poznatky i z mechaniky hornín.

Veľmi podrobne sa v knihe opisujú problémy prejavovania sa endogénnych plynov a hydrotermálnych roztokov a ich úlohy pri metalogenéze. Ložiskových geológov budú iste zaujímať otázky transportu žilných nerudných minerálov, ako i kovov. Z moderného hľadiska sa v knihe vysvetľujú metasomatické procesy.

Pôvod látok pri tvorbe epigenetických ložísk sa rieši z fyzikálno-chemického hľadiska a z hľadiska hydrodynamických režimov v zemskej kôre a vo vodných nádržiach. Knihu uzatvára problematika izotopov a ich význam pri určovaní termálnych a tlakových režimov pri metalogenéze.

V obsiahlom zozname literatúry sa uvádzajú aj práce staré vyše 100 rokov. Kladne treba hodnotiť, že autor hojne cituje nielen západných, ale aj východoeurópskych autorov, najmä sovietskych.

Zameranie knihy je poplatné špecializácii autora, a je preto málo ponímané z geologického hľadiska. Knihu možno odporučiť odborníkom zaoberajúcim sa ložiskami nerastných surovín z látkového hľadiska. Vzhľadom na vysokú cenu knihy na našom knižnom trhu (5 330,— Kčs) bude súkromník odkázaný pri jej štúdiu na odborné knižnice.

František Čech

Československé kryštalografické názvoslovie

SLAVOMIL ĎUROVIČ¹, BORIS GRUBER², PAVEL FEJDI³, LUBOMIR ŽÁK⁴

¹Ústav anorganickej chémie CCHV SAV, Dúbravská cesta, 842 36 Bratislava

²Katedra matematickej fyziky MFF UK, Malostranské nám. 2/25, 118 00 Praha

³Katedra mineralógie a petrológie PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

⁴Katedra mineralógie, geochemie a kryštalografie PF UK, Albertov 6, 128 43 Praha

(Doručené 3. 6. 1988)

Problémy kryštalografického názvoslovia spôsobuje predovšetkým to, že kryštalografia je interdisciplinárna veda a jej výsledky slúžia viacerým vedným odvetviam, ako je fyzika, chémia, mineralógia, metalurgia, náuka o materiáloch a pod. Jednotlivé kryštalografické termíny, ktoré pochopiteľne podliehajú historickému vývoju, sa v každom štádiu preberajú do príbuzných odvetví a často sa nezmenené používajú bez ohľadu na ďalší vývoj samotného pojmu v rámci profesionálnej kryštalografie. Dôsledkom je kuriózný stav, že súhrn kryštalografických pojmov používaný v nekryštalografických publikáciách nie je jednotný a táto nejednotnosť sa časom skôr zväčšuje, než znižuje. A tak sa často i v novších učebniciach a publikáciách stretávame s kryštalografickými termínmi, ktoré sú dávno prekonané.

V snahe čeliť takémuto vývoju sa pri Odbornej skupine pre štúdium štruktúry materiálu ionizačným žiarením Komisie jadrovej techniky pri Českej rade ČSVTS vytvorila názvoslovná komisia, ktorej úlohou je docieľiť, aby kryštalografické názvoslovie užvané v čs. odbornej literatúre zodpovedalo súčasnému stavu. Členmi komisie sú poprední profesionálni kryštalografi, aktívne pôsobiaci v čs. vedeckovýskumných inštitúciách a na katedrách vysokých škôl so zameraním na fyziku, chémiu, mineralógiu, náuku o materiáloch, ako aj dvaja jazykoví poradcovia.

Na rozdiel od tradičnej formy publikácií o terminológii (heslo — definícia) sme zvolili štýl voľného textu — výsledok práce názvoslovnej komisie má teda formu miniučebnice, kde každá kapitola podáva relevantný pojmový aparát v koncíznej forme a logických súvislostiach. Táto forma si nerobí nárok na exaktnosť definícií, ide skôr o to, aby bola zrejma správna jazyková podoba termínu a aby sa vylúčilo jeho používanie v nesprávnom kontexte. Okrem toho sa takto dá docieľiť vysoká hustota informácií, ako aj jednoduché vyhľadanie požadovaného termínu spolu s jeho ekvivalentom v druhom národnom jazyku a v angličtine.

Výsledky práce získané v bežnom roku publikuje

komisia ako prílohu k bulletinu svojej odbornej skupiny. Po skončení práce, asi za 5—6 rokov, sa plánuje ich knižné vydanie spolu s registrami v češtine, slovenčine a angličtine.

Považujeme za potrebné a všestranne prospešné v československých periodikách priebežne uverejňovať významnejšie kapitoly československého kryštalografického názvoslovia. V časopise *Silikáty* už vyšli časti „Kryštál, kryštalová štruktúra, mriežka“ a „Rtg fázová analýza“. V časopise *Mineralia slovac* považujeme za užitočné zopakovať časť „Kryštál, kryštalová štruktúra, mriežka“ a uverejniť časť „Morfologická kryštalografia“. Sledujeme tým dva ciele: informovať čitateľskú verejnosť o súčasnom stave kryštalografického názvoslovia, a tým zlepšovať úroveň rukopisov posielaných do redakcie, ako aj umožniť širšiemu okruhu čs. odbornej verejnosti vysloviť pripomienky k publikovaným kapitolám pred ich knižným spracovaním. Pripomienky v podobe konkrétnych návrhov na úpravu textu posielajte priamo predsedovi názvoslovnej komisie na adresu: Ing. Slavomil Ďurovič, CSc., Ústav anorganickej chémie CCHV SAV, Dúbravská cesta, 842 36 Bratislava.

Kryštál, kryštalová štruktúra, mriežka

(S. Ďurovič, B. Gruber)

Základné stavebné častice tuhej látky (čes. pevné látky), t. j. atómy, ióny alebo molekuly, sa spravidla spájajú do väčších celkov, nazývaných *stavebné jednotky* (stavební jednotka — building unit) pozostávajúcich z nevelkého počtu týchto základných stavebných častíc. Stavebné jednotky sú buď trojrozmerné *bloky* (blok — block), dvojrozmerné *periodické vrstvy* (vrstva — layer) alebo jednorozmerne *periodické stĺpce* (sloupec — rod).

Za rozhodujúci znak *kryštalickej látky* (kryštalická látka — crystalline substance) sa donedávna považovala trojrozmerná periodicitu rozmiestnenia základných stavebných častíc v nej. V tomto zmysle sú kryštalické látky aj definované v najnovšom vydaní

International Tables for Crystallography (Th. Hahn, Ed., Reidel, 1983). Dnes sa však ukazuje, že tento pojem treba chápať všeobecnejšie. Podľa súčasných názorov je pre kryštalickú látku charakteristické to, že:

a) všetky stavebné jednotky, z ktorých sa kryštalická látka skladá, sú geometricky ekvivalentné, alebo počet druhov stavebných jednotiek je malý v porovnaní s celkovým počtom stavebných jednotiek obsiahnutých v uvažovanom telese,

b) počet druhov párov susediacich stavebných jednotiek je takisto malý v porovnaní s celkovým počtom týchto párov.

Splnenie týchto podmienok má za následok spravidla trojrozmernú periodicitu, avšak existujú aj odlišné prípady (polytypy, tuhé roztoky, parakryštály a kvázikryštály). V *amorfných látkach* (amorphous substance) je rozmiestnenie stavebných jednotiek (nie základných stavebných častíc) viac-menej náhodilé, avšak ostrá hranica medzi kryštalickými a amorfnými látkami neexistuje.

Kryštál (krystal — crystal) v širšom slova zmysle je tuhé teleso zložené zo stavebných jednotiek v súhlase s bodmi a) a b). *Kryštálový priestor* (krystalový priestor — crystal space) je priestor, ktorý zaujíma kryštál. Spôsob rozmiestnenia základných stavebných častíc v kryštáli sa nazýva *kryštálová štruktúra* (krystalová štruktúra — crystal structure). V niektorých prípadoch sa vyžaduje, aby kryštál bol ohraničený rovinnými plochami, ktorých orientácia je v súlade s jeho štruktúrou.

Kryštál v užšom slova zmysle je tuhé teleso, v ktorom je rozdelenie základných stavebných častíc trojrozmernou periodickou. Iba takéto kryštály budú predmetom nasledujúceho textu.

Ak pre daný cieľ môžeme v danom telese predpokladať trojrozmernú periodicitu rozdelenia základných stavebných častíc, hovoríme o *usporiadanom kryštáli* (usporiadaný krystal — ordered crystal), ak chceme zdôrazniť závažné odchýlky od takejto periodicity, považujeme kryštál za *neusporiadaný* (neusporiadaný krystal — disordered crystal). Iné delenie sa týka toho, že v každom kryštáli sa vyskytujú rôzne lokálne poruchy, nečistoty, atómy vykonávajú tepelné kmity a pod. Pokiaľ ich berieme do úvahy, hovoríme o *reálnom kryštáli* (reálny krystal — real crystal), ak od nich možno abstrahovať, hovoríme o *kryštáli ideálnom* (ideálny krystal — ideal crystal). Analogicky hovoríme aj o *usporiadanej* (usporiadaná krystalová štruktúra — ordered crystal structure), *neusporiadanej* (neusporiadaná krystalová štruktúra — disordered crystal structure) a *ideálnej kryštálovej štruktúre* (ideálny krystalová štruktúra — ideal crystal structure). Čím viac sa daná štruktúra líši od usporiadanej, prípadne ideálnej, tým má vyšší *stupeň neusporiadanosti* (stupeň neusporiadanosti — degree of disorder).

Teleso tvorené jediným kryštálom alebo kompaktným agregátom niekoľkých kryštálov približne rovnakej orientácie sa nazýva *monokryštálom* (monokrystal — single crystal). Kompaktný agregát niekoľkých kryštálov s výrazne odlišnou orientáciou sa nazýva *polykryštál* (polykrystal — polycrystal), napr. *bikryštál* (bikrystal — bicrystal). *Polykryštalická látka* (polykrystalická látka — polycrystalline substance) je kompaktný alebo nekompaktný agregát väčšieho počtu kryštálov. V prípade kryštálov v širšom zmysle slova treba tieto pojmy osobitne špecifikovať.

Mriežka (mřížka, tiež mříž — lattice) je abstrakcia, ktorá vyjadruje translačnú periodicitu rozmiestnenia identických bodov v kryštáli, t. j. bodov s rovnakou hodnotou fyzikálnej alebo geometrickej vlastnosti. Zo stránky geometrickej je to množina bodov X tvaru

$$X = O + m\bar{a} + n\bar{b} + p\bar{c}$$

kde O je pevný bod, $\bar{a}$, $\bar{b}$, $\bar{c}$ pevná trojica nekomplanárnych vektorov a m , n , p prebiehajú nezávisle všetky celé čísla. Podľa súvislostí, v ktorých sa o mriežke hovorí, môžu sa používať spojenia: *kryštálová* (krystalová mřížka — crystal lattice), *translačná* (translační mřížka — translation lattice), *priestorová* (prostorová mřížka — space lattice) alebo *Bravaisova mriežka* (Bravaisova mřížka — Bravais lattice).

Body mriežky nazývame *mriežkovými bodmi* (mřížkový bod — lattice point) (*uzlami* (uzel — node)). Vektor, ktorý spája dva ľubovoľné mriežkové body, je *mriežkový vektor* (mřížkový vektor — lattice vector). Každá trojica lineárne nezávislých mriežkových vektorov tvorí *bázu mriežky* (báze mřížky — basis of a lattice).

Translácia (translace — translation) mriežky o ľubovoľný mriežkový vektor je *operácia koincidencie* (operace koincidence — coincidence operation) (*zákrytová operácia* (zákrytová operace — coincidence operation)). Preto sa veľkosť každého mriežkového vektoru nazýva *periódou identity* (perioda identity — identity period). Množina všetkých mriežkových vektorov tvorí vzhľadom na vektorové sčítanie *translačnú grupu* (translační grupa — translation group).

Priamka prechádzajúca dvoma mriežkovými bodmi sa nazýva *mriežková priamka* (mřížková přímka — lattice line), jej smer sa hovorí *kryštalografický smer* (krystalografický směr — crystallographic direction). Ak je v mriežke zavedený súradnicový systém O , $\bar{a}$, $\bar{b}$, $\bar{c}$, udáva sa kryštalografický smer trojicou nesúdeliteľných čísel m , n , p .

Rovina prechádzajúca tromi mriežkovými bodmi neležiacimi na priamke, je *mriežková rovina* (mřížková rovina — lattice plane). Množina všetkých navzájom rovnobežných mriežkových rovín tvorí *osnovu* (osnova mřížkových rovín — set of lattice planes) týchto rovín. Je určená trojicou *Millerových indexov* (*hkl*) (Millerovy indexy — Miller indices) alebo

štvoricou *Bravaisových indexov* (*hkl*) (Bravaisovy indexy — Bravais indices), tvoriacich *Millerov* (Miller symbol — Miller symbol) resp. *Bravaisov symbol* (Bravaisův symbol — Bravais symbol). Vzdialenosť dvoch susedných rovín v osnove je *medzirovinná vzdialenosť* d_{hkl} (mezirovinná vzdálenost — interplanar spacing, interplanar distance).

Mriežka sa znázorňuje buď priamo svojimi bodmi (*bodové zobrazenie* (bodové zobrazení mřížky — point representation of a lattice)), alebo sústavou troch osnov mriežkových priamok (*priamkové zobrazenie* (přímkové zobrazení mřížky — line representation of a lattice)). Priamkových zobrazení je pre každú mriežku nekonečne mnoho, zatiaľ čo bodové zobrazenie je jediné.

Bunkou (buňka — cell) mriežky M rozumieme každý (uzavretý) rovnobežnosten, ktorého vrcholy sú mriežkové body. Ak umiestnime do hrán bunky B vektory $\vec{a}$, $\vec{b}$, $\vec{c}$; potom čísla

$$a = |\vec{a}|$$

$$\alpha = \arccos(\vec{b} \cdot \vec{c} / bc)$$

$$b = |\vec{b}|$$

$$\beta = \arccos(\vec{c} \cdot \vec{a} / ca)$$

$$c = |\vec{c}|$$

$$\gamma = \arccos(\vec{a} \cdot \vec{b} / ab) \quad (1)$$

nazývame *parametrami* bunky B (parametry buňky — cell parameters). Vektory $\vec{a}$, $\vec{b}$, $\vec{c}$ tvoria bázu mriežky M , ktorá zodpovedá bunke B .

Pokiaľ bunka obsahuje mriežkové body iba vo svojich vrchoch, je *primitívna* (primitivní buňka — primitive cell) (symbol P) a zodpovedá jej *primitívna báza* (primitivní báze — primitive basis) (symbol R označuje *romboedrickú bunku* (romboedrická buňka — rhombohedral cell), ktorá je tiež primitívna a má parametre $a = b = c$, $\alpha = \beta = \gamma \neq 90^\circ$). V opačnom prípade bunku, ako i jej zodpovedajúcu bázu nazývame *centrovanou* (centrovaná buňka — centred cell) (*viacnásobnou* (vícenásobná buňka — multiple cell), *neprimitívnou* (neprimitivní buňka — non-primitive cell)). Obvyklé centrované bunky sú: *bázicky centrovaná* (bazálně centrovaná buňka — A -, B -, C -face centred cell) (dve protilahlé steny obsahujú aj vo svojom strede mriežkový bod; určitejšie hovoríme o bunke A -centrovanej alebo B -centrovanej alebo C -centrovanej podľa toho, či sú centrované steny určené vektormi $\vec{b}$, $\vec{c}$ alebo $\vec{c}$, $\vec{a}$, alebo $\vec{a}$, $\vec{b}$), *plošne centrovaná* (plošně centrovaná buňka — (all-) face centred cell) (symbol F ; všetky steny obsahujú mriežkový bod aj v svojom strede) a *priestorovo centrovaná* (prostorově centrovaná buňka — body centred cell) (symbol I ; mriežkový bod je aj v strede bunky).

Pretože v každej mriežke možno nájsť nekonečne veľa buniek (dokonca primitívnych), je účelné vybrať z nich podľa určitých pravidiel jednu, ktorá by mriežku pri rôznych príležitostiach reprezentovala. Takúto bunku nazývame *redukovanou* (redukovaná

buňka — reduced cell) a zodpovedá jej *redukovaná báza* (redukovaná báze — reduced basis). Dnes sa za ňu považuje spravidla *Niggliho bunka* (Niggliho buňka — Niggli cell). Je primitívna a jednoznačná, avšak zväčša nezachycuje svojím tvarom symetrické vlastnosti mriežky, prípadne štruktúry, ktorej transláčnú symetriu mriežka vyjadruje.

Túto nevýhodu nemá *základná bunka* (základní buňka — unit cell) (nevhod. *elementárna bunka* (elementární buňka — elementary cell)), na ktorej symetriu mriežky jasne vidieť. V triklinických mriežkach sa spravidla stotožňuje s redukovanou bunkou. Základná bunka nemusí byť primitívna. Rozlišuje sa 14 základných *Bravaisových typov* (Bravaisův typ — Bravais type) týchto buniek. Základná bunka sa vyberá podľa konvenčných pravidiel zohľadňujúcich predovšetkým symetriu.

Vektory definované hranami základnej bunky sa nazývajú *základné vektory* (základné vektory — basis vectors). Tvoria *základnú bázu* (základní báze — conventional basis), ich veľkosti sú *základné periódy identity* (základní periody identity — unit-cell dimensions) a tie spolu s tromi *medziosovými uhlami* (meziosové úhly — interaxial angles) sa označujú ako *mriežkové parametre* (mřížkové parametry — lattice parameters) (nevhodne *mriežkové konštanty* (mřížkové konstanty — lattice constants)).

Ak je základná bunka primitívna, hovoríme aj o príslušnej mriežke ako o *primitívnej* (primitivní mřížka — primitive lattice), v opačnom prípade o *neprimitívnej* (neprimitivní mřížka — non-primitive lattice) alebo o *centrovanej mriežke* (centrovaná mřížka — centred lattice), špeciálne o *bázicky* (bazálně centrovaná mřížka — A -, B - C -face centred lattice), *plošne* (plošně centrovaná mřížka — (all-)face centred lattice) a *priestorovo centrovanaj mriežke* (prostorově centrovaná mřížka — body centred lattice). Takisto sa aj pojem Bravaisových typov prenáša zo základných buniek na príslušné mriežky.

Polohy bodov v základnej bunke sa udávajú pomocou *relatívnych súradníc* (relativní souřadnice — relative coordinates) (syn. *frakčných súradníc* (frakční souřadnice — fractional coordinates)) vzhľadom na osový systém a , b , c určený základnými vektormi, ktorých relatívne dĺžky sa považujú za jednotkové. Tento osový systém nemusí byť pravouhlý. V niektorých prípadoch je výhodné udávať polohy bodov vzhľadom na pravouhlý osový systém pomocou *absolútnych ortonormálnych súradníc* (absolutní ortonormální souřadnice — absolute orthonormal coordinates).

V hexagonálnej sústave je niekedy účelné voliť dvojnásobnú C -centrovanú *ortohexagonálnu bunku* (ortohexagonální buňka — orthohexagonal cell) alebo trojnásobnú, *hexagonálne centrovanú bunku* (hexagonálně centrovaná buňka — hexagonally centred

cell) (symbol H ; relatívne súradnice mriežkových bodov, ktoré nie sú vo vrcholoch: $2/3$, $1/3$, 0 a $1/3$, $2/3$, 0). Ak sa romboedrická mriežka opisuje pomocou hexagonálneho osového systému, je výsledná bunka trojnásobná, *romboedricky centrovaná* (rombohedrally centred cell), s mriežkovými bodmi: $1/3$, $2/3$, $2/3$ a $2/3$, $1/3$, $1/3$ (*obverzné postavenie* (obverzní postavení — obverse setting)) alebo $1/3$, $2/3$, $1/3$ a $2/3$, $1/3$, $2/3$ (*reverzné postavenie* (reverzní postavení — reverse setting)). Základná bunka v monoklinických mriežkach môže byť vzhľadom na osový systém v *prvom* (první postavení — first setting), *druhom* (druhé postavení — second setting) alebo *treťom* (třetí postavení — third setting) postavení podľa toho, či *význačná os* (význačná osa — unique axis) kolmá na rovinu vektorov zvierajúcich *monoklinický uhol* (monoclinic angle) je rovnobežná s osou c , b alebo a .

Ak $\bar{a}$, $\bar{b}$, $\bar{c}$ sú lineárne nezávislé vektory a ak definujeme vektory $\bar{a}^*$, $\bar{b}^*$, $\bar{c}^*$ pomocou vzťahov

$$\bar{a}^* = \frac{1}{V} (\bar{b} \times \bar{c})$$

$$\bar{b}^* = \frac{1}{V} (\bar{c} \times \bar{a})$$

$$\bar{c}^* = \frac{1}{V} (\bar{a} \times \bar{b})$$

$$(V = (\bar{a} \times \bar{b}) \cdot \bar{c}) \quad (2)$$

hovoríme, že vektory $\bar{a}^*$, $\bar{b}^*$, $\bar{c}^*$ sú *recipročné* (reciproký vektor — reciprocal vector) vzhľadom na vektory $\bar{a}$, $\bar{b}$, $\bar{c}$. Ak je pritom $\bar{a}$, $\bar{b}$, $\bar{c}$ primitívna báza mriežky M a $\bar{a}^*$, $\bar{b}^*$, $\bar{c}^*$ primitívna báza mriežky M^* , nazývame M^* *recipročnou mriežkou* (reciproká mřížka — reciprocal lattice) vzhľadom na mriežku M , ktorú za týchto okolností nazývame niekedy aj *priamou mriežkou* (přímá mřížka — direct lattice). V podobnom zmysle hovoríme aj o *recipročnom* (reciproký prostor — reciprocal space) a *priamom priestore* (přímý prostor — direct space). Vektor

$$\bar{H}_{hkl} = h\bar{a}^* + k\bar{b}^* + l\bar{c}^*$$

je kolmý na osnovu mriežkových rovín (hkl) v mriežke M a jeho veľkosť sa rovná recipročnej hodnote medzirovínnej vzdialenosti d_{hkl} . Recipročná mriežka M^* nezávisí od voľby primitívnej bázy v primitívnej mriežke M .

Ak zostrojíme vektory $\bar{a}^*$, $\bar{b}^*$, $\bar{c}^*$ podľa vzťahov (2) k základným vektorom $\bar{a}$, $\bar{b}$, $\bar{c}$ mriežky M , potom parametre bunky M^* určenej vektormi $\bar{a}^*$, $\bar{b}^*$, $\bar{c}^*$ nazývame *recipročnými mriežkovými parametrami* (reciproké mřížkové parametry — reciprocal cell parameters).

Analogickým spôsobom, ako boli definované priestorové *trojrozmerné mriežky* (trojrozměrná mřížka

— three-dimensional lattice), sú definované aj *rovinné* (rovinná mřížka — plane lattice) (*dvojrzmerné* (dvourozměrná mřížka — two-dimensional lattice)) a *priamkové* (přímková mřížka — row lattice) (*jedno-rozmerné mriežky* (jednorozměrná mřížka — one-dimensional lattice)). Možno ich chápať ako časti trojrozmernej mriežky ležiace v mriežkových rovinách, prípadne v mriežkových priamkach, ale aj ako abstrakcie, ktoré vyjadrujú translačnú periodicitu rozmiestnenia identických bodov v stavebných jednotkách s dvojrzmernou, resp. jednorozmernou periodicitou, t. j. vo vrstvách a stĺpcoch.

Väčšinu doteraz zavedených pojmov možno preniesť aj do dvojrzmerných a jednorozmerných mriežok. Sú tu však rôzne zjednodušenia. Napr. existuje iba 5 Bravaisových typov rovinných mriežok. Ich bunky sa nazývajú *oká* (oko — mesh).

Štruktúry kryštálov v užšom zmysle slova sa často zobrazujú pomocou abstraktných útvarov — modelov — tvorených bodmi reprezentujúcimi polohy všetkých atómov. Tieto útvary obsahujú informácie nielen o mriežkových transláciách, ale aj o lokálnom usporiadaní jednotlivých atómov, ktoré sa opakuje pri každom mriežkovom bode — tzv. *motív* (motif — motif). Takýto model možno opísať pomocou mriežkových parametrov spolu s udaním polôh jednotlivých bodov motívu, t. j. ťažísk atómov pripadajúcich na jednu základnú bunku (prípadne jej nezávislú časť). Na ich určenie sa používajú relatívne (frakčné) súradnice, ktorým sa v tejto súvislosti hovorí *atómové súradnice* (atomové souřadnice — atomic coordinates). Číselné údaje zahrňujúce súradnice všetkých atómov v základnej bunke, obsadzovacie faktory príslušných polôh, koeficienty tepelných kmitov, mriežkové parametre a prípadne ďalšie relevantné hodnoty sa nazývajú *štruktúrne parametre* (strukturní parametry — structural parameters).

Poznámka. Bodový model kryštálovej štruktúry sa najmä v staršej literatúre niekedy označuje ako „mriežka“, prípadne „štruktúrna mriežka“, alebo aj „kryštálová štruktúrna mriežka“. Toto označenie je nesprávne. Podobne neodporúčame považovať kryštálovú štruktúru za kombináciu „mriežky s bázou“ (pričom „báza“ značí v tomto kontexte motív). Termín „báza“ má totiž v geometrii mriežky pevne stanovený význam (pozri príslušnú definíciu) a jeho používanie v dvoch rôznych, avšak blízkych významoch, nie je žiaduce.

Komentár. Nekonvenčná definícia kryštalických látok v úvode tejto kapitoly vychádza z presvedčenia, že považovať trojrozmernú periodicitu rozmiestnenia základných stavebných častíc v tuhej látke za charakteristickú vlastnosť kryštalických látok je z hľadiska nových poznatkov nesprávne, pretože sa tým zamieňa príčina s následkom a vedie k neúčelnému zúženiu

obsahu pojmu. Trojrozmerná periodicitu je dôsledkom skutočnosti, že ak určitá lokálna konfigurácia atómov je energeticky výhodná, môže sa v priestore periodicky opakovať. Opakovanie energeticky stabilnej konfigurácie však môže mať za následok i usporiadanie, ktoré nie je trojrozmerné periodické — typickým príkladom sú neperiodické polytypy, ale aj najnovšie objavené kvázikryštály. Navyše dôsledné trvanie na trojrozmerné periodicitu by znamenalo vylúčenie tuhých roztokov z radov kryštálov. Preto sme sa rozhodli použiť prácu Dornbergerovej-Schiffovej a Grellovej (Kristallografija, 27, 1982, 126—133) a rozlišovať kryštály v širšom slova zmysle a v užšom slova zmysle (trojrozmerná periodicitu) bez toho, žeby sme tieto názvy kodifikovali ako termíny.

Proti často používanému termínu „elementárna bunka“ namietame toto: keby analogický výraz existoval aj v angličtine (existuje v ruštine a v nemčine), akceptovali by sme ho. Avšak v angličtine je „unit cell“ a preložiť ho ako „jednotková bunka“ by viedlo ku komplikáciám s odvodeninami. Naproti tomu termín „základná bunka“ umožňuje logické uplatnenie atribútu „základný“ aj v termínoch „základné vektory“, „základné periódity identity“, „základná báza“; reálne pomenované týmito termínmi sa dobre odlišujú od ostatných buniek, mriežkových vektorov, periódity identity a báz.

V češtine sa vedľa termínu „mřížka“ ponecháva synonymum „mříž“. V slovenčine táto paralela neexistuje. Popri „mriežkovom bode“ ponechávame ako synonymum aj „uzol“, ktorý sa v našich jazykoch dosť rozšíril pod vplyvom ruskej odbornej literatúry.

Veľkosti základných vektorov nie sú pre danú látku konštanty, ale závisia od teploty, tlaku, zloženia a iných faktorov. Preto je nevhodné používať pre ne termín „mriežkové konštanty“, aj keď tento termín je značne rozšírený v našej i zahraničnej literatúre. Na túto skutočnosť upozornil u nás pred časom Černo-horský. Odporúčame preto termín „mriežkové parametre“, ktorý je v súlade aj s Medzinárodnými tabuľkami 1983.

Morfologická kryštalografia

(P. Fejdi, L. Žák)

Morfologická kryštalografia sa zaoberá geometrickými zákonitostami vonkajšieho tvaru kryštálov. Kryštál je ohraničený *plachami* (plocha — face), dve plochy sa pretínajú v *hrane* (hrana — edge), viacero plôch sa stýka vo *vrchole* (vrchol — vertice) (syn. roh (roh — corner)). Súbor ekvivalentných (t. j. súmerne združených) plôch tvorí *kryštálový tvar* (krystalový tvar — crystal form); kombináciou kryštálových tvarov vznikajú *spojky* (spojka — combination of crystal forms). Prevládajúci rozmer (rozmetry) určuje celkový vzhľad, čiže *habitus kryštálu* (habitus krystalu

— crystal habit); napríklad *stĺpcovitý* (sloupcovitý — columnar), *ihlicovitý* (jehlicovitý — acicular, needle-like), *tabuľkovitý* (tabulkovitý — tabular), *izometrický* (izometrický — isometric); menej vláknité kryštály sa v technickej praxi nazývajú podľa zvláštneho habitu *whiskery* (whisker — whisker). Dva kryštály tej istej zlúčeniny s rovnakou kombináciou kryštálových tvarov nemusia mať v dôsledku rozličných kryštalizačných podmienok rovnaký habitus.

Kryštál ako konečné teleso môže byť súmerný len podľa prvkov s uzavretými operáciami súmernosti. Tridsaťdva nezávislých kombinácií operácií súmernosti vymedzuje 32 *kryštalografických oddelení* (oddělení souměrnosti — crystal class) — 32 *bodových skupín* (bodová grupa — point group), ktoré sú v rámci jednotlivých sústav rozdelené nasledovne: triklinická sústava — 2 oddelenia, monoklinická — 3, romboická — 3, tetragonálna — 7, trigonálna — 7, hexagonálna — 5, kubická — 5. *Holoedrickým oddelením* (holoedrické oddělení — holohedral class) v danej sústave je oddelenie s maximálnou súmernosťou, a teda s maximálnou násobnosťou všeobecnej polohy. V *meroedrických oddeleniach* (meroedrické oddělení — merohedral class), menovite *hemiedrických* (hemiedrické oddělení — hemihedral class), *tetartoedrických* (tetartoedrické oddělení — tetartohedral class) a *ogdoedrických* (ogdoedrické oddělení — ogdohedral class), sa násobnosť všeobecnej polohy v dôsledku zníženia symetrie redukuje na polovicu, štvrtinu, resp. osminu (napr. holoedrické odd. m3m (max. násobnosť 48) → m3 (24) → 23 (12)). Pri *hemimorfných kryštáloch* (hemimorfni krystal — hemimorphous crystal) neexistujú nijaké operácie súmernosti združujúce hornú a dolnú (v konvenčnej orientácii) polovicu kryštálu.

Polohu jednotlivých kryštálových plôch, tvarov i prvkov súmernosti možno charakterizovať pomocou *osového súradnicového systému* (osní souřadnicový systém — axial system), nazývaného v staršej literatúre *osový kríž*. Postavenie kryštálovej plochy, kryštálového tvaru, prípadne orientáciu niektorých prvkov súmernosti voči osovému súradnicovému systému jednoznačne definujú *Millerove* (Millerovy symboly — Miller indices), resp. *Bravaisove symboly* (Bravaisovy symboly — Bravais indices), ktoré na rozdiel od analogických symbolov charakterizujúcich mriežkové roviny musia mať nesúdeliteľné indexy. Podľa prijatej konvencie symbol plochy je (hkl) , resp. $(h\bar{k}l)$, symbol kryštálového tvaru $\{hkl\}$, resp. $\{h\bar{k}l\}$. Medzi jednotlivými indexami v Bravaisových symboloch platí rovnica $h + k + i = 0$. Z typografických dôvodov sa možno stretnúť so zápisom Bravaisových symbolov v podobe $(hk \cdot l)$, pretože index nahradený bodkou je ľahko vyčísliteľný z uvedenej rovnice (napr. $(10\bar{1}1) \rightarrow (10.1)$, $(11\bar{2}2) \rightarrow (11.2)$). V súčasnosti sa už nepoužívajú prežitá *Naumannove symboly* (Naumannovy symboly — Naumann indices), *Weissove*

symbols (Weissovy symboly — Weiss indices) sa používajú len na odvodenie Millerových symbolov plôch, resp. tvarov.

Súbor najmenej troch kryštálových plôch pretínajúcich sa v rovnobežných hranách tvorí *zónu* (zóna — zone) (syn. pásmo), definovanú *osou zóny* (osa zóny — zone axis) (syn. os pásma) [uvw].

Na formálnu reprezentáciu symetrie a *morfologie kryštálu* (kryštalová morfológia — crystal morphology) (syn. tvar kryštálu) slúžia *kryštalografické projekcie* (kryštalografická projekcia — crystal projection); konkrétne *gnómonická* (gnómonická projekcia — gnomonic projection), *stereografická* (stereografická projekcia — stereographic projection) a modifikácia poslednej — *Gadolinova* (Gadolinův stereogram — stereogram). Pri takejto formálnej reprezentácii zodpovedá každej kryštálovej ploche *pozičný bod* (poziční bod — figurative point), ktorý sa môže nachádzať vo *všeobecnej* (obecní - general) (neleží na nijakom prvku súmernosti) alebo v *špeciálnej polohe* (špeciálna poloha — special position) (leží na jednom alebo viacerých prvkoch súmernosti).

Existujú nasledovné kryštálové tvary: *pedión* (pedion — pedion), *pinakoid* (pinakoid — pinacoid), *dóma* (dóma, střečan — dome), *sfenoid* (sfenoid — sphenoid), *prizma* (prizma, hranol — prism), *pyramída* (pyramída, jehlan — pyramid), *dipyramída* (dipyramída, dvojehlan — (bi)dipyramid), *disfenoid* (disfenoid — disphenoid), *skaleonoéder* (skalenoedr — scalenohedron), *trapezoéder* (trapezoedr — trapezohedron), *romboéder* (romboedr, klenec — rhombohedron) (syn. klenec), *hexaoktaéder* (hexaoktaedr — hexoctahedron), *tetragón-tri oktaéder* (tetragon-trioktaedr, čtyřřadvacetistěn deltoidický — icositetrahedron), *trigón-tri oktaéder* (trigon-trioktaedr, čtyřřadvacetistěn trojúhelníkový — trisocahedron), *tetrahexaéder* (tetrahexaedr, čtyřřadvacetistěn krychlový — tetrahexahedron), *oktaéder* (oktaedr, osmistěn — octahedron), *rombododekaéder* (rombododekaedr, dvanáctistěn kosočtverečný — dodecahedron), *pentagondodekaéder* (pentagondodekaedr, dvanáctistěn pětiúhelníkový — pyritohedron), *hexaéder* (hexaedr, krychle — hexahedron, cube) (syn. kocka), *pentagón-tri oktaéder* (pentagón-trioktaedr, čtyřřadvacetistěn pětiúhelníkový — gyroid), *didodekaéder* (didodekaedr — diploid), *hexatetraéder* (hexatetraedr — hextetrahedron), *trigón-tri tetraéder* (trigon-tritetraedr, dvanáctistěn trojúhelníkový — tristetrahedron), *tetragón-tri tetraéder* (tetragon-tritetraedr, dvanáctistěn deltoidový — deltoidohedron, deltoid dodecahedron), *pentagón-tritetraéder* (pentagón-tritetraedr — tetartoid) a *tetraéder* (tetraedr, čtyřřtěn — tetrahedron). Ich rozdelenie v jednotlivých sústavách, kryštalografických oddeleniach a používanie príslušných adjektív je uvedené v tabuľke (čísla v zátvorkách udávajú možný počet príslušných tvarov v jednotlivých kryšťa-

lografických oddeleniach). V staršej literatúre sa v súvislosti s orientáciou plôch niektorých kryštálových tvarov používajú predpony orto-, makro-, brachy-, klino-, deuterio-, trito- a ďalej špecifikácie pravý. resp. ľavý. Ich ďalšie používanie nepovažujeme za nevyhnutné, pretože táto informácia je presne a jednoznačne daná Millerovým, resp. Bravaisovým symbolom kryštálového tvaru.

Ďalej sa na kryštáloch môžu vyskytovať *vicinálne plochy* (vicinální plochy — vicinal faces) (syn. vicinály), ktoré majú formálne vysoké hodnoty indexov v Millerových alebo Bravaisových symboloch a vznikajú v dôsledku porúch pri raste kryštálov.

Meranie kryštálov pomocou goniometrov (*príložný goniometer* (příložní goniometr — contact goniometer), *jedno- a dvojkruhový odrazový goniometer* (jedno- a dvoukruhový odrazový goniometer — one-, two-circle goniometer)) umožňuje určiť *polohové súradnice* (úhlové souřadnice — angular coordinates) (syn. polohové uhly) pozičných bodov reprezentujúcich jednotlivé kryštálové plochy a vypočítať *parametre* (parametr — axial intercept) (úseky vyťaté plochou na kryštalografických osiach), resp. *základný pomer parametrov* (základní poměr parametrů — axial ratio). Výsledky goniometrických meraní umožnili formulovať dva empirické zákony morfolologickej kryštalografie: *zákon stálosti uhlov hran* (zákon stálosti úhlů hran — law of the constancy of interfacial angles) a *zákon racionality indexov* (zákon racionality indexů — law of (simple) rational indices).

Okrem izolovaných kryštálových jedincov sa často možno stretnúť s náhodne alebo zákonite zrastenými, resp. prerastenými kryštálmi. Len pri zrastených kryštáloch sa vyskytujú *duťé uhly* (duťý úhel — re-entrant angle) medzi kryštálovými plochami. Pri *zákonitých zrastoch* (zákonitý srůst — twin) sa ako riadiaci fenomén uplatňuje kryštálová štruktúra zrastajúcich sa jedincov. V tejto skupine rozlišujeme *rovnobežné* (syn. paralelné) *zrasty* (rovnoběžný (paralelný) srůst — parallel overgrowth)), v ktorých sú všetky zodpovedajúce si plochy kryštálových jedincov rovnobežné. Pri *dvojčatných zrastoch* (dvojčatný srůst — twin) majú zrastajúce sa jedince paralelnú alebo spoločnú len jednu rovinu. Dvojčatné zrasty a na ich základe formulované *zákony dvojčatenia* (dvojčatný zákon — twin-law) (syn. zrastové zákony) reprezentujú vzťah medzi dvoma susediacimi jedincami, preto do tejto kategórie zahrňujeme aj zrasty viacerých jedincov, ktoré vytvárajú *trojčatá* (trojče — trilling) atď., pri zrašaní sa veľkého počtu jedincov hovoríme o *polysyntetických zrastoch* (polysyntetická srůstlice — polysynthetic twin). *Kontaktné dvojčatá* (kontaktní dvojče — contact twin) sa stýkajú v jednej spoločnej rovine, *prerastlice* (prorostlice — penetration twin) sú tvorené navzájom sa prerastajúcimi jedincami. Zoskupením zrastajúcich sa jedincov do kruhu vznikajú

cyklické zrasty (cyklický srůst — cyclic twin). Pri *mimetických zrastoch* (mimetický srůst — mimetic twin) dochádza k zvýšeniu symetrie vzhľadom na nezrastené jedince, ktoré sú v tomto prípade združené prvkom súmernosti (rovinou, osou) nenachádzajúcim sa v tejto orientácii v bodovej grupe danej látky. *Epitaxia* (epitaxie — epitaxy) je prerastanie alebo zrastanie kryštálov rozličných látok.

Zrasty možno charakterizovať *osou dvojčatenia* (dvojčatná osa — twin axis), *rovinou dvojčatenia* (rovina dvojčatění — twin plane) alebo *rovinou zrastu* (rovina srůstu — compositional plane) a im prislúchajúcimi symbolmi smeru, resp. Millerovými symbolmi. Rovina zrastu, ktorá je spoločná pre oba jedince, môže, ale nemusí byť totožná s rovinou dvojčatenia. Zákony dvojčatenia nesú ďalej pomenovanie obyčajne podľa lokality alebo názvov minerálov a prenesene sa používajú i pre charakterizáciu dvojčatenia syntetických látok. Napr. pri živcoch: *periklinový zákon* (periklinový zákon — pericline law) podľa [010], *karlovarský zákon* (karlovarský zákon — Carlsbad law) podľa (100) s rovinou zrastu (010), *albitový zákon* (albitový zákon — albite law) podľa roviny dvojčatenia (010), *bavenský zákon* (bavenský zákon — Baveno law) podľa (021), *manebský zákon* (manebský zákon — Manebach law) podľa (001); pri kremeň: *brazílsky zákon* (brazílsky zákon — Brasil(ian) law) podľa (1120), *dauphinéskeý zákon* (dauphinéskeý zákon — Dauphiné law) podľa (1010), *japonský zákon* (japonský zákon — Japan(ese) law) podľa (1122); niektoré ďalšie: *spinelový zákon* (spinelový zákon — spinel law) podľa (111), „*železný kríž*“ (železný kríž — iron-cross) pyritu podľa (110) a iné.

Pri nepravidelnom zrastaní vznikajú *agregáty kryštálov* (agregát krystalů, krystalický agregát — crystal aggregate) (syn. kryštalické agregáty), napr. *drúzy* (drůza — druse), *geódy* (geoda — geode), prípadne ďalšie, nesúce názov podľa habitu väčšiny zrastajúcich sa kryštálov (izometricky zrnité, stebelnaté, vláknité a pod.). Ak si kryštály v agregátoch zachovávajú ohraničenie kryštálovými tvarmi ide o *idiomorfny* (idiomorfni — euhedral, idiomorphic), pri zachovaní len časti morfológických znakov *hypidiomorfny* (hypidiomorfni — hypautomorphic, hypidiomorphic) a pri strate všetkých morfológických znakov *alotriomorfny* vývoj (allotriomorfni — anhedral, xenomorphic) kryštálov.

Ak dôjde k zmene kryštálovej štruktúry pri zachovaní pôvodnej morfológie kryštálu, vznikajú *pseudomorfózy* (pseudomorfosa — pseudomorphosis). Pri *paramorfózach* (paramorfosa — paramorph(osis)) sa tak stane v dôsledku fázových prechodov na modifikácie s inou symetriou štruktúry (typickým príkladom

sú paramorfózy kalcitu (bodová grupa — $\bar{3}2/m$) po aragonite (mmm)). Jemnozrnný agregát kryštálov iného minerálu, ktorý narastá na pôvodný, prísne sledujúci a kopírujúci jeho morfológiu, vytvára po vylúhovaní pôvodného minerálu dutú *perimorfózu* (perimorfosa — perimorph(osis)).

Komentár

Pri tvorbe termínov sme si kládli za cieľ:

1. Zjednotiť doteraz používané termíny a doplniť ich stručným výkladom spolu s uvedením súvislostí.

2. Voliť jednotlivé termíny tak, aby boli identické alebo aspoň blízke medzinárodne používaným. Práve tu sme sa stretli s nejednoznačnosťou v cudzojazyčnej literatúre (najmä anglosaskej) a pri tvorbe termínov sme sa priklonili k odvodeninám od starogréckych pomenovaní, ktoré sú bežne a jednotne používané v sovietskej a nemeckej literatúre. Zároveň sme zohľadnili terminológiu pre túto oblasť kryštalografie uvedenú a používanú v International Tables for Crystallography, 1983.

Teoreticky sme sa mohli opierať o dve normotvorné publikácie: Encyklopedický slovník geologických vied (Academia Praha, 1983) a Encyklopédia Zeme (Obzor Bratislava, 1985). Obe tieto publikácie sa však vyznačujú práve tými chybami a nepresnosťami, ktoré má práca terminologickej komisie odstrániť. Preto nemožno tieto publikácie považovať za normu a hodnotenie správnosti nami navrhovaných termínov podľa nich nepovažujeme za smerodajné.

Osobitnú pozornosť si zasluhujú tieto termíny:

Kryštalový tvar — v staršej literatúre možno nájsť „jednoduchý tvar“, inde len „tvar“. Najvýstižnejšie je anglické „crystal form“, preto sme sa priklonili k termínu kryštalový tvar.

Millerove, Bravaisove symboly — radi by sme upozornili, že tieto symboly pozostávajú z indexov (koeficientov). Takže Millerove symboly a Millerove indexy (bežne zamieňané v anglosaskej literatúre a pod jej vplyvom aj u nás) sú dve rozdielne veci.

Názvy jednotlivých kryštalových tvarov — považujeme za užitočné a účelné používať ich starogrécke názvy (i keď to niekomu môže pripadať ako anachronizmus), národné názvy (kocka, klenec) ponechať ako synonymá. Z tradičných dôvodov sa v češtine ponechávajú ako synonymá národné analógy starogréckych názvov väčšiny kryštalových tvarov.

Pri písaní názvov kryštalových tvarov z kubickej sústavy sú nasledovné alternatívy: tetragón-tri oktaéder, tetragóntri-oktaéder a tetragóntrioktaéder. Navrhujeme 1. možnosť, pretože už z názvu vyplýva, že tento kryštalový tvar je tvorený trojicou štvoruholníkov nad jednou plochou oktaédra.

TAB.1
Prehľad možných kryštálových tvarov v jednotlivých sústavách a kryštalografických oddeleniach

Sústava	triklinická		monoklinická		
Oddelenie	pediálne	pinakoidálne	sfenoidické	domatické	prizmatické
Medzinárodný symbol	1	$\bar{1}$	2	m	2/m
hkl	pedión (8)	pinakoid (4)	sfenoid (4)	dóma (4)	monoklinická prizma (2)
hk0	pedión (4)	pinakoid (2)	sfenoid (2)	dóma (2)	monoklinická prizma (1)
h0l	pedión (4)	pinakoid (2)	pinakoid (2)	pedión (4)	pinakoid (2)
0kl	pedión (4)	pinakoid (2)	sfenoid (2)	dóma (2)	monoklinická prizma (1)
100	pedión (2)	pinakoid (1)	pinakoid (1)	pedión (2)	pinakoid (1)
010	pedión (2)	pinakoid (1)	pedión (2)	pinakoid (1)	pinakoid (1)
001	pedión (2)	pinakoid (1)	pinakoid (1)	pedión (2)	pinakoid (1)

Sústava	rombická		
Oddelenie	rombicky disfenoidické	rombicky pyramídálne	rombicky dipyramídálne
Medzinárodný symbol	222	mm2	mmm
hkl	rombický disfenoid (2)	rombická pyramída (2)	rombická dipyramída (1)
hk0	rombická prizma (1)	rombická prizma (1)	rombická prizma (1)
h0l	rombická prizma (1)	dóma (2)	rombická prizma (1)
0kl	rombická prizma (1)	dóma (2)	rombická prizma (1)
100	pinakoid (1)	pinakoid (1)	pinakoid (1)
010	pinakoid (1)	pinakoid (1)	pinakoid (1)
001	pinakoid (1)	pedión (2)	pinakoid (1)

Sústava	tetragonálna		
Oddelenie	tetragonálne pyramídálne	tetragonálne disfenoidické	tetragonálne dipyramídálne
Medzinárodný symbol	4	$\bar{4}$	4/m
hkl	tetragonálna pyramída (4)	tetragonálny disfenoid (4)	tetragonálna dipyramída (2)
hhl	tetragonálna pyramída (2)	tetragonálny disfenoid (2)	tetragonálna dipyramída (1)
hk0	tetragonálna prizma (2)	tetragonálna prizma (2)	tetragonálna prizma (1)
110	tetragonálna prizma (1)	tetragonálna prizma (1)	tetragonálna prizma (1)
h0l	tetragonálna pyramída (2)	tetragonálny disfenoid (2)	tetragonálna dipyramída (1)
100	tetragonálna prizma (1)	tetragonálna prizma (1)	tetragonálna prizma (1)
001	pedión (2)	pinakoid (1)	pinakoid (1)

Sústava	tetragonálna		
Oddelenie	tetragonálne trapezoedrické	ditetragonálne pyramídálne	tetragonálne skalenoedrické
Medzinárodný symbol	422	4mm	$\bar{4}2m$
hkl	tetragonálny trapezoéder (2)	ditetragonálna pyramída (2)	tetragonálny skalenoéder (2)
hhl	tetragonálna dipyramída (1)	tetragonálna pyramída (2)	tetragonálny disfenoid (2)
hk0	ditetragonálna prizma (1)	ditetragonálna prizma (1)	ditetragonálna prizma (1)
110	tetragonálna prizma (1)	tetragonálna prizma (1)	tetragonálna prizma (1)
h0l	tetragonálna dipyramída (1)	tetragonálna pyramída (2)	tetragonálna dipyramída (1)
100	tetragonálna prizma (1)	tetragonálna prizma (1)	tetragonálna prizma (1)
001	pinakoid (1)	pedión (2)	pinakoid (1)

Pokračovanie tab. 1.

Sústava	tetragonálna	trigonálna		
Oddelenie	ditetragonálne dipyramidálne	trigonálne pyramídálne	romboedrické	
Medzinárodný symbol	4/mmm	3	$\bar{3}$	
hkl	ditetragonálna dipyramída (1)	hk $\bar{l}$	trigonálna pyramída (8)	romboéder (4)
hhl	tetragonálna dipyramída (1)	hk $\bar{i}0$	trigonálna prizma (4)	hexagonálna prizma (1)
hk0	ditetragonálna prizma (1)	h0 $\bar{h}l$	trigonálna pyramída (4)	romboéder (2)
110	tetragonálna prizma (1)	hh $\bar{2}hl$	trigonálna pyramída (4)	romboéder (2)
h0l	tetragonálna dipyramída (1)	10 $\bar{1}0$	trigonálna prizma (2)	hexagonálna prizma (1)
100	tetragonálna prizma (1)	11 $\bar{2}0$	trigonálna prizma (2)	hexagonálna prizma (1)
001	pinakoid (1)	0001	pedión (2)	pinakoid (1)

Sústava	trigonálna		
Oddelenie	trigonálne trapezoedrické	ditrigonálne skalenoedrické	trigonálne dipyramidálne
Medzinárodný symbol	32	$\bar{3}2/m$	3/m
hk $\bar{i}l$	trigonálny trapezoéder (4)	ditrigonálny skalenoéder (2)	trigonálna dipyramída (4)
hk $\bar{i}0$	ditrigonálna prizma (2)	dihexagonálna prizma (1)	trigonálna prizma (4)
h0 $\bar{h}l$	romboéder (2)	romboéder (2)	trigonálna dipyramída (2)
hh $\bar{2}hl$	trigonálna dipyramída (2)	hexagonálna dipyramída (1)	trigonálna dipyramída (2)
10 $\bar{1}0$	hexagonálna prizma (1)	hexagonálna prizma (1)	trigonálna prizma (2)
11 $\bar{2}0$	trigonálna prizma (2)	hexagonálna prizma (1)	trigonálna prizma (2)
0001	pinakoid (1)	pinakoid (1)	pinakoid (1)

Sústava	trigonálna		hexagonálna
Oddelenie	ditrigonálne pyramídálne	ditrigonálne dipyramidálne	hexagonálne pyramídálne
Medzinárodný symbol	3m	3/mm	6
hk $\bar{i}l$	ditrigonálna pyramída (4)	ditrigonálna dipyramída (2)	hexagonálna pyramída (4)
hk $\bar{i}0$	ditrigonálna prizma (2)	ditrigonálna prizma (2)	hexagonálna prizma (2)
h0 $\bar{h}l$	trigonálna pyramída (4)	trigonálna dipyramída (2)	hexagonálna pyramída (2)
hh $\bar{2}hl$	hexagonálna pyramída (2)	hexagonálna dipyramída (1)	hexagonálna pyramída (2)
10 $\bar{1}0$	trigonálna prizma (2)	trigonálna prizma (2)	hexagonálna prizma (1)
11 $\bar{2}0$	hexagonálna prizma (1)	hexagonálna prizma (1)	hexagonálna prizma (1)
0001	pedión (2)	pinakoid (1)	pedión (2)

Sústava	hexagonálna		
Oddelenie	hexagonálne dipyramidálne	hexagonálne trapezoedrické	dihexagonálne pyramídálne
Medzinárodný symbol	6/m	622	6mm
hk $\bar{i}l$	hexagonálna dipyramída (2)	hexagonálny trapezoéder (2)	dihexagonálna pyramída (2)
hk $\bar{i}0$	hexagonálna prizma (2)	dihexagonálna prizma (1)	dihexagonálna prizma (1)
h0 $\bar{h}l$	hexagonálna dipyramída (1)	hexagonálna dipyramída (1)	hexagonálna pyramída (2)
hh $\bar{2}hl$	hexagonálna dipyramída (1)	hexagonálna dipyramída (1)	hexagonálna pyramída (2)
10 $\bar{1}0$	hexagonálna prizma (1)	hexagonálna prizma (1)	hexagonálna prizma (1)
11 $\bar{2}0$	hexagonálna prizma (1)	hexagonálna prizma (1)	hexagonálna prizma (1)
0001	pinakoid (1)	pinakoid (1)	pedión (2)

Pokračovanie tab. 1

Sústava		hexagonálna		kubická	
Oddelenie		dihexagonálne dipyramidálne		pentagón-tri tetraedrické	hexatetraedrické
Medzinárodný symbol		6/mmm		23	$\bar{4}3/m$
hk $\bar{1}$ l		dihexagonálna dipyramída (1)	hk1	pentagón-tri tetraéder (4)	hexatetraéder (2)
hk $\bar{1}$ 0		dihexagonálna prizma (1)	hhl	tetragón-tri tetraéder (2)	tetragón-tri tetraéder (2)
h0 $\bar{1}$ l		hexagonálna dipyramída (1)	hkk	trigón-tri tetraéder (2)	trigón-tri tetraéder (2)
hh2 $\bar{1}$ l		hexagonálna dipyramída (1)	111	tetraéder (2)	tetraéder (2)
10 $\bar{1}$ 0		hexagonálna prizma (1)	hk0	pentagóndodekaéder (2)	tetrahexaéder (1)
11 $\bar{2}$ 0		hexagonálna prizma (1)	110	rombododekaéder (1)	rombododekaéder (1)
0001		pinakoid (1)	100	hexaéder (1)	hexaéder (1)
Sústava		kubická			
Oddelenie		pentagón-tri oktaedrické		didodekaedrické	hexaoktaedrické
Medzinárodný symbol		432		m3	m3m
hkl		pentagón-tri oktaéder (2)		didodekaéder (2)	hexaoktaéder (1)
hhl		trigón-tri oktaéder (1)		trigón-tri oktaéder (1)	trigón-tri oktaéder (1)
hkk		tetragón-tri oktaéder (1)		tetragón-tri oktaéder (1)	tetragón-tri oktaéder (1)
111		oktaéder (1)		oktaéder (1)	oktaéder (1)
hk0		tetrahexaéder (1)		pentagóndodekaéder (2)	tetrahexaéder (1)
110		rombododekaéder (1)		rombododekaéder (1)	rombododekaéder (1)
100		hexaéder (1)		hexaéder (1)	hexaéder (1)

Životné jubileum akademika Bohuslava Cambela

Dňa 29. októbra 1989 oslávi univ. prof., akademik SAV a člen korešpondent ČSAV Bohuslav Cambel významné životné jubileum — sedemdesiate narodeniny.

Narodil sa v Slovenskej Lúpi, po maturite na Gymnáziu v Banskej Bystrici študoval v rokoch 1939—1945 na Prírodovedeckej fakulte Slovenskej univerzity v Bratislave. Orientoval sa na mineralógiu, petrológiu, výskum ložísk a geochemiu a roku 1948 získal doktorát prírodných vied.

Akademik B. Cambel je významnou osobnosťou slovenskej vedy, zakladateľom geochemického výskumu na Slovensku, neúnavným organizátorom v oblasti vedy a školstva.

Ešte počas štúdií v roku 1943 sa stal asistentom na Mineralogicko-petrografickom ústave Prírodovedeckej fakulty Slovenskej univerzity. V roku 1952 sa stal zástupcom docenta a po roku docentom na Fakulte geologicko-geografických vied Univerzity Komenského a vedúcim Katedry nerastných surovín a geochemie, ktorú založil a viedol jedenásť rokov. V roku 1957 ho vymenovali za riadneho profesora pre odbor geochemie. Katedra sa pod jeho vedením premenila na významné geochemické pracovisko. V tom období bol jubilant prodekanom (1952—1953), prórektorom UK (1953—1957), dekanom (1959—1961) a rektorom (1966—1969) Univerzity Komenského. R. 1969 založil Katedru geochemie PFUK, ktorá vychovala dosiaľ takmer 200 absolventov.

Vychoval veľký počet odborníkov včítane 35 aspirantov, ktorí sa výrazne uplatnili nielen vo vede a školstve, ale aj v rôznych odvetviach národného hospodárstva.

Už 25 rokov je akademik B. Cambel riaditeľom Geologického ústavu CGV SAV. Z malého laboratória ani nie s dvoma desiatkami pracovníkov vybudoval moderný ústav, ktorý riadi základný výskum geologickej stavby Západných Karpát a má vyše 110 zamestnancov. V ústave zaviedol jubilant nové výskumné smery, zabezpečil jeho prístrojové vybavenie a prehĺbil spoluprácu ústavu so spoločenskou praxou najmä vybudovaním oddelenia nerastných surovín v Banskej Bystrici s realizačnou základňou v Banskej Štiavnici.

Ťažisko vedeckovýskumnej práce akademika B. Cambela spočíva vo výskume kryštalických hornín, s ktorými sú spojené významné výskyt nerastných surovín. V svojej práci najväčšiu pozornosť venoval Malým Karpatom. Podal podrobnú syntézu geologického vývoja malokarpatského kryštalinika, jeho geochemickú, mineralogickú a petrologickú charakteristiku, vysvetlil genézu pyritových a antimo-

nitových rudných ložísk. Pod jeho vedením bol zostavený katalóg vzoriek granitoidov Západných Karpát s príslušnými petrologickými interpretáciami, ktorý mal veľký ohlas i v medzinárodných kruhoch. V posledných rokoch sústreďuje akademik B. Cambel svoju pozornosť najmä na geochronologické datovanie kryštalických komplexov Západných Karpát v snahe nájsť spoľahlivú odpoveď na veľmi protichodne chápaný vek vzniku a premien kryštalických hornín.

Akademik B. Cambel je koordinátorom hlavnej úlohy štátneho plánu základného výskumu II—4—4, ktorá má celoštátnu pôsobnosť. Je členom Rady programu II, Rady kľúčového smeru II-4, členom vedeckých kolégií ČSAV a SAV, vedeckých a redakčných rád, predsedom komisie pre obhajoby doktorských i kandidátskych dizertačných prác, je vedúcim projektu 3. problémovej komisie mnohostrannej spolupráce akademií socialistických krajín.

Činnosť akademika B. Cambela bola ocenená mnohými vyznamenaniami, medzi iným Radom práce, národnou cenou SSR, štátnou cenou K. Gottwalda, spoločnou cenou prezidií ČSAV a AV ZSSR, medailami a plaketami vysokých škôl, akadémii a rezortov, je čestným doktorom Univerzity T. Ševčenka v Kyjeve, čestným členom geologických spoločností včítane Všeľvazovej mineralogickej spoločnosti ZSSR.

Akademik B. Cambel je vedúcim redaktorom medzinárodného geologického časopisu Geologický zborník (Geologica Carpathica). Pod jeho vedením sa tento časopis stal známym v mnohých krajinách sveta, publikujú v ňom nielen najvýznamnejší geológovia z GSSR, ale aj mnohí medzinárodne uznávaní vedci najmä zo ZSSR.

Rozsiahla je publikačná činnosť akademika B. Cambela tak u nás, ako aj v zahraničí. B. Cambel došeraz publikoval samostatne alebo v spolupráci aj so zahraničnými, najmä sovietskymi autormi okolo 200 pôvodných vedeckých prác. Napísal viacero príležitostných článkov k rôznym udalostiam, jubileám, napísal recenzie a populárne vedecké články, programové a prognózne úvahy a sériu článkov o nutnosti zachovania geológie ako samostatného predmetu výučby na gymnáziách. Je autorom 5 polomonografií a 16 monografických knižných prác vydaných v spoloautorstve.

Spolupracovníci a osadenstvo ústavu, pracovníci katedrií a študenti oceňujú dlhoročnú neúnavnú vedeckovýskumnú, organizátorskú, publikačnú, výchovnú a pedagogickú činnosť jubilanta a prajú mu pevné zdravie a mnoho ďalších pracovných úspechov.

Ján Jarkovský

KRONIKA

Doc. RNDr. Ján Jarkovský, DrSc., sedemdesiatročný

RNDr. Ján Jarkovský sa narodil 18. júla 1919 v malej osade Dolina pri Drážkovciach v Turci. Ako syn kovoročníka bol už od detstva vychovávaný k úcte k tvrdej a systematickej práci. Po maturite na gymnáziu v Martine študoval na Prírodovedeckej fakulte v Bratislave kombináciu prírodopis—chémia.

Roku 1945 sa stal asistentom na Mineralogicko-petrografickom ústave Slovenskej vysokej školy technickej a pracoval tam do roku 1948. Mal výborné predpoklady na úspešný výskum geochémie a čoskoro dosiahol pozoruhodné výsledky v chemickom výskume rozmanitých geologických materiálov, najmä sulfidov. Zavádzal používanie progresívnych laboratórnych metód výskumu, rozhodujúcich najmä v mineralógii, petrológii a metalogenéze, ale predovšetkým pri riešení geochemických otázok v geológii.

Po odchode z vysokej školy desať rokov pracoval v Geologickom ústave D. Štúra. Vybudoval tam chemicko-analytické oddelenie a vychoval kádre špecializované na analýzu geologických materiálov, ktorej výsledky tvoria základ vstupných údajov pre geochemické uzávery. V rokoch 1950—1952 viedol rozsiahlu chemicko-analytickú akciu na overenie kvality zásob železných rúd na Slovensku. Rigoróznou prácu, ktorá výrazne prispela k poznaniu dinasových kremencov na Slovensku, obhájil roku 1952. Bohaté analytické skúsenosti jubilant zhrnul v diele venovanom analýze silikátových hornín, ktoré vyšlo roku 1960 a ktoré je doteraz jedinou základnou a komplexnou knihou s touto tematikou vydanou v ČSSR.

Roku 1959 prešiel J. Jarkovský ako skúsený analytik a geochemik do vtedajšieho Vedeckovýskumného geologicko-geografického ústavu Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského. Viedol tu chemickoanalytické pracovisko zamerané najmä na spektrochemické metódy analýzy stopových prvkov. Stal sa jedným z priekopníkov kvantitatívnych spektrochemických postupov analýzy stopových prvkov v geologických materiáloch, hlavne v sírnikoch.

Za výsledky spektrochemického a geochemického výskumu pyritu a pyrotínu z ložísk Západných Karpát získal jubilant roku 1964 vedeckú hodnotu kandidáta geologicko-

mineralogických vied. Vo výskume s obdivuhodnou vytrvalosťou pokračoval a nevyhýbal sa ani prípravným prácam spojeným so separáciou minerálnych frakcií. Podarilo sa mu získať početné poznatky o geochemii sírnikových minerálov, ktoré spolu s akademikom B. Cambelom vyhodnotil v piatich monografiách týkajúcich sa geochemie pyritov, pyrotínov, chalkopyritov a antimonitov.

V úsilí plne sa venovať problémom geochemie, osobitne sírnikových minerálov, prešiel roku 1970 ako vedúci vedecký pracovník Geologického ústavu Prírodovedeckej fakulty UK na Katedru geochemie, kde sa roku 1972 habilitoval a bol vymenovaný za docenta. Za súborné vedecké práce z oblasti analytickej geochemie sulfidických minerálov získal r. 1980 hodnotu doktora geologických vied.

Jeho bohatú publikačnú činnosť predstavuje 7 knižných publikácií, 80 pôvodných vedeckých prác a mnoho vystúpení na vedeckých konferenciách doma i v zahraničí, z ktorých viaceré sám organizoval. Najvyšším ocenením vedeckej činnosti doc. Jána Jarkovského je štátna cena Klementa Gottwalda za výskum v oblasti geochemie sírnikových minerálov, ktorá mu bola udelená spolu s akademikom B. Cambelom.

Okrem bádateľskej činnosti je nevyhnutné vyzdvihnúť aj bohatú pedagogickú a politicko-spoločenskú aktivitu jubilanta. Bol školiteľom kandidátov vied, vychoval viacerých doktorov prírodných vied a bol členom viacerých kvalifikačných komisií. Systematicky prednášal na vysokej škole, pripravil pre študentov učebné texty a skriptá.

Je čestným členom Slovenskej geologickej spoločnosti, zaslúžilým členom Slovenskej chemickej spoločnosti, ako aj Medzinárodnej asociácie pre geochemiu a kozmochémiu.

Doc. Jarkovský je nositeľom zlatej medaily Univerzity Komenského a Prírodovedeckej fakulty UK, striebornej medaily Geologického ústavu D. Štúra a Prírodovedeckej fakulty Univerzity J. E. Purkyně v Brne.

Pri životnom jubileu želáme doc. RNDr. Jánovi Jarkovskému, DrSc., ďalšie pracovné úspechy, pohodu v živote, dobré zdravie, optimizmus a radosť z dosiahnutých výsledkov.

Jozef Veselský

ZO ŽIVOTA SGS

J. Michalík, E. Halássová, M. Peterčáková, L. Ožvoldová: **Výsledky mikrobiostratigrafického výskumu spodnokriedových uloženín manínskej jednotky na lokalite Butkov** (Bratislava 13. 4. 1989)

Spresnenie spodnokriedovej mikrobiostratigrafickej škály si vynucuje koreláciu distribúcie mikrofosílií v detail-

ných, dobre fixovaných profiloch. V lome ladeckých cementárni na Butkove sme analyzovali oxfordsko-barémsku časť vrstvového sledu.

Kremenité „banánové vápence“ tvoriace vložku v čorštýnskom súvrství, obsahujú rádiolárie vrchno — spodnoxfordských zón U. A. 7 a U. A. 8 (Baumgartner, 1987): *Andromeda podbielensis*, *Tritrabs casmaliensis*, *Emiluvia*

Prof. RNDr. Vendelín Radzo, CSc., šesťdesiatročný

Prof. RNDr. Vendelín Radzo, CSc., profesor mineralógie a vedúci Katedry geológie a mineralógie Baníckej fakulty Vysokiej školy technickej v Košiciach sa dožil 16. 7. 1989 šesťdesiatich rokov.

Jubilant sa narodil v Hruštíne, okres Dolný Kubín. Po maturite v Dolnom Kubíne sa roku 1949 zapísal na Prírodovedeckú fakultu Univerzity Komenského, ktorú ukončil v roku 1953 a nastúpil ako asistent na novozriadenu Katedru geológie a mineralógie Baníckej fakulty VŠT v Košiciach, kde pracuje doteraz. V rokoch 1959–1968 bol vedeckým pracovníkom Laboratória pre výskum nerastných surovín Baníckej fakulty, od roku 1968 pôsobil ako docent a od roku 1981 ako profesor mineralógie. Vo svojej výskumnej činnosti, dokumentovanej desiatkami vedeckých publikácií, sa zameriava na uplatňovanie fyzikálno-chemických metód mineralogického výskumu, najmä nerudných surovín. Túto otázku rozoberá aj vo svojej kandidátskej (1965) a habilitačnej dizertačnej práci (1966).

V. Radzo stál pri počiatkoch budovania Katedry geológie a mineralógie a zaslúžil sa najmä o jej vybavenie laboratórnou a prístrojovou technikou. Vychoval stovky banských a hutných inžinierov v disciplínach mineralógia, špeciálne metódy mineralogického výskumu, geochemia a i. Výrazom veľkej starostlivosti, ktorú venuje výchovno-vzdelávaciemu procesu, sú desiatky učebných textov, ktoré zostavil najmä z mineralógie a geochemie. Posledné roky zostavoval rukopis celoštátnej vysokoškolskej učebnice z mineralógie, ktorá má vyjsť v dohľadnom čase.

Bol priekopníkom výskumu surovínovej základne Slovenska najmä pre keramický priemysel. S jeho menom je

spojené objavenie ložísk bentonitu pri Finticiach, Nižnom Hrabovci a Tepličanoch a výskum ich mineralogicko-technologických vlastností. Rovnako sa zameriaval aj na pozdišovský íl, ílové a bauxitické suroviny v Košickej a Hornádskej kotline. Veľký počet jeho publikovaných prác je venovaný charakteru okolorudných hydrotermálnych premien v neovulkanitoch, či už v banskoštiavnicko-hodrušskom rudnom rajóne alebo v zlatobanskom rudnom poli, či v Zemplínskych vrchoch. Z uvedených lokalít opisuje ako prvý celý rad ílových minerálov (illit, montmorillonit, hydromuskovit, halloysit, kaolinit a i.), ale aj ďalšie, ako jarosit, gibbsit a i. Z Ťahanoviec prvý opisuje molybdenit, z Nižného Medzeva kobellit, z okolia Šalkovej prehnit, rýdzu meď a kuprit, zo Silice baryt a i. Týmto nálezmi sa prof. Radzo výrazne zapísal do topografickej mineralógie Slovenska. Záslužná je práca prof. Radza na poli rozvoja fyzikálno-chemických identifikačných metód najmä röntgenometrie, diferenciálno-termickej analýzy, chromatografických a spektrometrických metód.

Aktívne pracuje v mnohých odborných komisiách, je členom Medzinárodného komitétu pre mineralógiu pri ČSAV, členom komisie pre obhajobu kandidátskych dizertačných prác, školiteľom aspirantov a pod.

Spolupracovníci, žiaci a celá československá geologická odborná verejnosť vysoko oceňujú dlhoročnú obetavú prácu prof. Radza, ktorú venoval výchove mladej vysokoškolskej inteligencie, rozvoju slovenskej geológie a pri príležitosti jeho významného životného jubilea mu želajú do ďalšej tvorivej práce veľa pevného zdravia a úspechov.

Ladislav Rozložník

orea. Hľuznaté vápence v nadloží patria vrchnému oxfordu až vrchnému titónu. V sakokómovej mikrofácii sa vyskytujú mikroplanktonické zvyšky siedmich zón.

Mikroplanktón ladeckého súvrstvia patrí vrchnoberiaskej až valanginskej zóne Calpionellites. Chudobná asociácia nanofosilií pozostáva z druhov Watznaueria barnesae a Micrantholithus hoschulzi spolu s Cretarhabdus crenulatus, C. conicus, Cyclagelosphaera margereli, Ellipsagelosphaera britannica, Zeughrhabdus embergeri a z nanokónov Nannoconus bermudezi, N. globulus, N. steinmanni.

Mraznické súvrstvie obsahuje hojné nanokóny, zriedkavý mikroplanktón (Borza et al., 1987) a asociáciu nanofosilií W. barnesae—M. hoschulzi. Rádiolárie sú ojedinelé, zle zachované.

V mikroplanktónke kalištianskeho súvrstvia prevláda Tintinnopsella carpathica, kadosíny a kolomiséfy. V asociácii

vápnitého nanoplanktónu pribudli formy Calcicalathina oblongata, Conusphaera mexicana, Cruciellipsus cuvillieri. Rádiolárová mikrofaua sa skladá zo zástupcov 26 taxónov, patrí zóne Mirifusus chenodes (najvyšší spodný hoteliv podľa Schaafa, 1985).

Mikroplanktón lúčkovského súvrstvia je pestrý, ale neobsahuje stratigraficky hodnotné formy (Michalík a Vašíček, 1987), bohaté sú i asociácie rádiolárií (38 foriem). Obsahujú hotelivské druhy Acanthocircus dicranacanthus, Obesacapsula rotunda, Cecrops septemporatus a Acanthocircus carinatus. K asociácii nanoplanktónu pribudla Braarudosphaera bigelowi, ojedinelá je Calcicalathina oblongata, Conusphaera mexicana, hojný je Micrantholithus hoschulzi a Watznaueria barnesae. Nanokóny sú tu najhojnejšie. Podľa makrofosilií patrí súvrstvie spodnému až vrchnému barému (Michalík a Vašíček, 1987).

ZO ŽIVOTA SGS

Geotermometria a geobarometria v petrológii a mineralógii

V dňoch 13.—14. apríla 1989 sa uskutočnilo v Zlatej Idke II. geofórum na vyššie uvedenú tému. Organizátori seminára RNDr. Pavol Grecula, DrSc., a RNDr. Petr Jakeš, CSc., chceli zostavou prednášok našich popredných špecialistov dokumentovať súčasné možnosti použitia týchto metodík a poukázať na výhody a úskalia interpretácie výsledkov jednotlivých geotermometrov a geobarometrov. Prinášame krátke výťahy z niektorých prednášok:

M. Suk: Termometrie a barometrie v geologii

Do termometrie a barometrie patrí: a) zisťovanie teplot a tlakov v plášti a spodní kúře, b) zisťovanie distribúcie teplot a tlakov ve svrchní kúře, c) určení teplot a tlakov vzniku minerálů a hornin.

Teploty a tlaky v plášti a spodní kúře jsou studovány jednak vypočtenými geofyzikálními modely, jednak petrologicky, rozborom polí stability minerálů o nichž se předpokládá, že v těchto hloubkách převládají.

Distribuce teplot a tlakov ve svrchní kúře má mimořádný praktický význam, měří se přístroji ve vrtech a v hlubších hornických dílech. Významné jsou také údaje o teplotě lův a distribuci teplot v činných sopkách.

Mineralogická termometrie a barometrie se uplatňuje při výzkumu podmínek vzniku hornin (vyvřelých, metamorfovaných i sedimentárních), při výzkumu vzniku ložisek i studiu polí stability jednotlivých minerálů (Ca/Na v plagioklasech, Sc v biotitu), strukturního stavu minerálů (krystalinita illitu, křemene, grafitu, změny strukturního stavu mřížky — např. muskovit, vysokoteplotní živce, tlakové lamely a undulozita), univariantní reakce (typu grafit-diamant, polymorfy Al_2SiO_5), rovnovážná distribuce prvků nebo izotopů mezi koexistujícími minerály (např. granát-pyroxen, granát-biotit, muskovit-paragonit).

Jako termometry a barometry mohou sloužit též barva minerálů a horninových složek (pylová zrna, amfiboly), rozpustnost fází (solvus, např. silikátovo-sulfidický termometr), která závisí hlavně na teplotě, a tzv. saturační povrchy na nichž se tavenina stává saturovanou pro určitou fázi (jsou stanoveny pro apatit, zirkon, plagioklas, olivín). Důležitou metodou je určování homogenizace plynokapalných uzavření.

K. Žák: Stabilní izotopy v geotermometrii

Izotopická geotermometrie je založena na výrazné závislosti frakcionace stabilních izotopů O, C a S mezi koexistujícími minerály na teplotě. Vliv tlaku je přitom zpravidla zanedbatelný. Nejdůležitějším předpokladem úspěšné aplikace je dosažení a udržení izotopické rovnováhy mezi studovanými minerály. Byly diskutovány možnosti užití izotopických termometrů uhlíku (grafit — karbonát, dolo-mit — kalcit, kalcit — CO_2) a izotopických termometrů síry (sulfid — sulfid, sulfid — sulfát).

V. Šucha: Význam ílových minerálů ako indikátorov tepelnej histórie sedimentárnych hornín

Ílové minerály sú citlivými indikátormi zmien prebiehajúcich v ich okolí. Pravdepodobne najviac sa v súčasnosti využíva závislosť medzi rastom teploty a premenou smektitov na illit a ďalšie následné zrenie illitu, t. j. zvyšovanie jeho kryštalinity. Sledovanie tejto premeny poskytuje veľa informácií predovšetkým o tepelnej histórii postsedimentárnych procesov, ale aj o hydrotermálnych procesoch, ktorých produktom sú dioktaedrické sludy.

Š. Dávidová: Živcový termometer v minerogenéze

Prednáška sa zaoberala faktormi, ktoré podstatne vplývajú na určovanie teploty kryštalizácie metódou dvojživcového termometra. Prepočty podľa rôznych autorov sa aplikovali na teploty vzniku pegmatitov a muránskych žulorúl. Autorka sa zaoberala aj výslednými rozdielmi získanými prepočtami zohľadňujúcimi faktory, ktoré určujú koeficient distribúcie koncových členov ternárneho systému živcových minerálov.

M. Kováčik: Muskovitovo-paragonitový geotermometer, problémy a prednosti aplikácie na svoroch zo strednej časti subzóny Kohúta

Ms-par teplomer poskytuje okrem iného jednu z mála možností študovať podmienky retrográdnych reakcií v pôvodne vyššie metamorfovaných horninách. Priemerná teplota exp. odvodená na základe výmennej distribúcie Na a K ms-par páru vychádza okolo 380—420 °C (krajné hodnoty 340 a 460 °C) a tlak podľa $\Sigma\text{Mg} + \text{Fe}_1$ prepočítanej na b_0 možno odhadnúť na 4 až 5,5 Kb. Je veľmi pravdepodobné, že uvedené hodnoty náležia paleoalpínskemu tektonometamorfnému cyklu. $\Sigma\text{Mg} + \text{Fe}_1$ a Na/Na + K javí v širšom diapazóne negatívnu koreláciu. Oba parametre budú do určitej miery navzájom späté, a preto nemusia jednoznačne vyjadrovať p, príp. aj T. Priemerovanie výsledkov a odlišenie jednotlivých ms-par reakcií (4) je v súčasnej etape výskumu najschodnejším východiskom.

M. Janák: Geotermometria a geobarometria metapelitev a ich aplikácia na kryštalinikum Západných a Vysokých Tatier

Metamorfóza kryštalínika Západných a Vysokých Tatier zodpovedala strednotlakovému kyanitovo-sillimanitovému typu. P-T podmienky stanovené na základe geotermometrie a geobarometrie dosiahli teploty 530—700 °C pri tlakoch 450—700 MPa. P-T-t trend metamorfózy zodpovedal počiatočnému vzostupu teploty a tlaku, pričom metamorfóza kulminovala počas vzostupu teploty a za poklesu tlaku v súvislosti s výzdvihom a granitoidným magmatizmom.

M. Dyda: **Metamorfne trajektorie, ich dešifrovanie a význam**

Poznanie prekurzných, progresívnych a regresívnych minerálnych asociácií a detailné geotermobarometrické rozbor y týchto metamorfných paragenéz umožňujú stanoviť výzdvihové trajektorie horninových komplexov do recentných polôh. Výzdvihové zvláštnosti pohorí spájajúce metamorfne a tektonické procesy vytvárajú predpoklady na tvorbu geodynamického modelu Západných Karpát.

I. Barnett: **Sfaleritová geobarometrie a její aplikace na rudních ložiskách**

Metoda je založená na pufracním efektu dvojice pyrit — pyrhotin. Obsah molekuly FeS ve sfaleritu je teplotně nezávislá v intervalu 300 — 500 až 700 °C a tlakově závislá podle vztahu $P = 42,3 - 32,1 \cdot \log \text{mol \% FeS}$. Hodnoty P jsou ovlivněny dosažením a zachováním ekvibrace soustavy sp-py-ph, rychlostí ekvibrace, obsahem Cu_{sp} , retrográdními změnami. Jako příklady slouží metamorfovaná ložiska proterozoika západních Čech.

V. Bezák, M. Suk: **Príspevok k systematike metamorfných procesov**

Všetky údaje, ktoré poskytuje výskum metamorfných hornín rôznymi metodikami (údaje o tektonickej pozícii, minerálnom zložení, štruktúrach, textúrach, chemizme hornín a minerálov, ako aj o p-t podmienkach vzniku) by mali byť zapojené do systému, ktorý by umožňoval dešifrovať charakter metamorfných procesov a ich geotektonickú pozíciu. Návodom je klasifikácia metamorfných procesov, ktorú autor navrhoval na základe vzťahu metamorfných a tektonických procesov a ďalších geologických znakov (rozsah, väzba na intrúzie, zlomy a pod.).

Š. Méres, D. Hovorka: **Aplikácia geotermobarometrie v polymetamorfovaných komplexoch**

Definovanie rovnovážnych minerálnych asociácií je často zložitá. Nereálne výsledky geotermobarometrie, odlišné výsledky z rovnakých minerálnych párov v rôznych častiach jednej horniny môžu poukazovať na nerovnovážne vzťahy medzi fázami. Opačný prípad možno považovať za dôkaz rovnovážneho vzťahu. Možno ho potvrdiť získaním rovnakých výsledkov tou istou metódou, ale medzi odlišnými minerálnymi pármí, prípadne inými metódami.

S. W. Faryad: **Výsledky používania geotermometrických metód v metamorfitech oblasti gemerika**

Pri používaní geotermometrických metód založených na vzájomnej výmene kationov Mg a Fe medzi granátom a biotitom je dôležité poznať pôvodné zloženie horniny a prítomnosť ostatných koexistujúcich minerálov. Distribučné koeficienty Mg a Fe medzi týmito dvoma minerálmi z vulkanických hornín (prevažne bohatých na CaO) vykazujú pozitívnu korelačnú závislosť s pomerom Mg a Fe v hornine a sú ovplyvňované taktiež druhom a charakterom ostatných paragenetických minerálov.

Pri odhade teplotných podmienok metamorfítov fácie zelených bridlic a fácie epidotických amfibolitov môže v súlade s poľami stability aktinolit a epidotu slúžiť

vzájomný pomer Fe a Al medzi týmito koexistujúcimi minerálmi z metabázik. Táto metóda bola vyvinutá pre metamorfované bazické horniny oblasti gemerika a doplnená štatistickými údajmi z iných oblastí.

L. Jilemnická: **Spinelovo-olivínová geotermometrie peridotitů a gaber ranského masivu**

Čtyři různé spinelovo-olivínové geotermometry byly aplikovány na bazické a ultrabazické horniny ranského masívu. V peridotitech bylo vybráno 25 koexistujících spinelovo-olivínových párů a v olivínických gabrech 48 minerálních párů. Variace v teplotách odrážejí rozdílný přístup autorů při kalibraci jednotlivých geotermometrů. Výsledné teploty 750—800 °C podle Fabriése (1979) pro peridotity i olivínická gabra neindikují teplotu vzniku paragenese, ale zaznamenávají teplotu rovnovážné výměny $\text{Mg} - \text{Fe}^{2+}$ mezi olivínem a spinelom ve stadiu chladnutí horniny.

P. Sztachó: **Podmínky vzniku Au-W mineralizace na lokalitě Orlik u Humpolce (na základě studia fluidních inkluzí)**

Metodami optické mikrotermometrie a Ramanspektroskopické mikroanalýzy byly v minerálech (křemen, scheelit, apatit) stratiformního Au-W zrudnění zjištěny tyto typy inkluzí: $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ (CH_4 , N_2 , H_2S); $\text{H}_2\text{O} - \text{CH}_4(\text{N}_2)$; $\text{H}_2\text{O}(\text{CH}_4)$ a H_2O . Depozice scheelitu probíhala v teplotním intervalu 375—385 °C z roztoků typu $\text{H}_2\text{O}(\text{CH}_4)$, jejichž celková salinita nepřesahovala 10 hm. % NaCl ekv.

P. Dobeš: **Možnosti interpretace studia fluidních inkluzí**

Interpretace studia fluidních inkluzí při termometrii a barometrii vychází z údajů teplot homogenizace, salinity a složení inkludovaného fluida.

Naměřené hodnoty se porovnávají s experimentálními údaji o chování soustav různého složení (např. $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$, $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 - \text{NaCl}$, $\text{CO}_2 - \text{CH}_4$). Při interpretaci výsledků se přihlíží ke konkrétním geologickým podmínkám.

Výsledků lze využít k určení teploty a tlaku, popř. hloubky nerostotvorného prostředí. V některých případech lze stanovit pouze rozmezí teplot nebo tlaků a hodnoty těchto parametrů lze pak upřesnit v kombinaci s jinými nezávislými termometry a barometry.

Na seminári ďalej odzneli prednášky:

M. Pudilová: **Využitie izotopového zloženia kyslíka horninotvorných minerálov v geotermometrii**

V. Hurai: **Experimentálne fázové diagramy systému $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 - \text{NaCl}$: Aplikácie v optickej termometrii**

J. Franců, J. Milička: **Organické látky ako indikátor tepelnej histórie**

M. Radvanec, B. Bartalský: **Sfaleritový geobarometer a arzenopyritový geotermometer**

M. Lang: **Zonálna štruktúra usporiadanost plagioklasov esexitu roztokového vulkanického centra a jej vzťah k termometrii**

V. Slivka: **Aplikácia granátovo-biotitového geotermometra na rulových horninách desenskej jednotky**

Pavol Grecula

Seminár Náhle udalosti v sedimentácii bazénov karpatskej geosynklinály, ich význam pre stratigrafiu, tektoniku a geodynamický vývoj

Sedimenty a sedimentárne horniny predstavujú archív histórie Zeme, jej života a sú akýmsi kardiologickým záznamom pulzu pohybov Zeme a udalostí na nej. Oni jedině zaznamenávajú zmeny v hydrosfére, atmosfére i biosfére. Značná časť týchto zmien sa odohráva pozvoľne a jednotne (uniformne).

Sedimentologický seminár: Náhle udalosti v sedimentácii bazénov karpatskej geosynklinály, ich význam pre stratigrafiu, tektoniku a geodynamický vývoj (Bratislava 20. 4. 1989) poukázal na osobitnú rolu katastrofickej (epizodickéj) sedimentácie vyznačujúcej sa nápadnými zmenami v zložení a štruktúre sedimentov, čím sa tieto sedimenty zjavne odlišujú od známych, všeobecne prijímaných vzorov a predstavujú odchýlky od normálu.

Náhle procesy, ako rýchlo vzplanúce povodne, hurikány tropických oblastí, vlny tsunami, lavíny žeravého sopečného materiálu, svahové deformácie spustené seizmicitou, kamenné lavíny, prívalové prúdy, predstavujú neobyčajne rýchle udalosti, ktoré sú z geologického hľadiska púhym okamžikom (trvajúcim hodiny — dni). Priemerné sedimentárne procesy, ako príliv a odliv, príbrežné prúdy, „zahľadia“ efekt týchto epizodických udalostí a bez znalostí sedimentárnych textúr ich často nevieme dešifrovať ani v hlbokomorských náplavoch a bazénoch, kde je teoreticky najväčšia možnosť ich zachovania.

Príspevky, ktoré odzneli na seminári, poukázali na prítomnosť a význam epizodických udalostí v stratigrafickom zázname karpatskej geosynklinály od permu po pliocén.

Značná časť príspevkov pojednávala o olistostrómovej sedimentácii vrchného karbónu vo fácií zelených bridlíc — formácia Szendrő a jurskej (?) (rudabánskej) série s blokmi ryolitov, bazických vulkanitov olistolitového typu (A. Vozárová: Olistostrómové telesá a prektná sedimentácia v horninových sekvenciách vrtu BRU-1; brusnícka antiklinála, Rimavská Sobota). O výskyte olistostróm, ich väzbe na grabenové štruktúry substrátu v liase a baréme malokarpatského tatrika hovoril D. Plašienka (Náhle udalosti a ich vzťah k paleotektonickému vývoju malokarpatského tatrika); resp. o turbiditovej sedimentácii eocénu a oligocénu Malých Karpát M. Kováč, F. Marko, K. Šutovská (Náhle udalosti vo flyšových a molasových sedimentoch jz. časti Západných Karpát). Príspevok J. Činčuru: Paleokrasové brekcie Bielych hôr zdôraznil výskyty niektorých karbonátových brekcií so speleotémami v súvislosti s kolapsom stropov paleojaskynných priestorov.

Pri zemetrasnej (seizmickej) aktivite pohoria Ťan-šan väčšej ako 8. stupeň MCS a s magnitúdou 6,5 dochádza ku katastrofickým svahovým pohybom a deformáciám, skalným zrúteniam a prívalovým prúdom. Efekt týchto epizo-

dických udalostí sa dá porovnať s balvanovými akumuláciami kriedového flyšu bradlového pásma a paleogénu centrálnych Karpát a najmä s marginálnymi fáciami flyšu Alpíd (Rumunsko, Bulharsko a Kaukaz), čo naznačuje intenzívnu seizmickú aktivitu na svahoch hôr v bezprostrednej blízkosti geosynklinály (R. Marschalko: Možné prejavy paleoseizmických udalostí v kriede a paleogéne Západných Karpát, porovnanie so seizmotektonickými pochodmi v Ťan-šane a Pamíre), ale i procesmi rozsiahleho sklzávania až príkrovového rázu priamo v geosynklinále (T. Koráb: Sedimentárno-tektonická brekcia vo vrte Smilno-I a problém genetickej interpretácie). Geologické štúdiá štiavnického stratovulkánu preukázali následnosť textúr, štruktúr, ako i zhodné litologické typy s uloženinami vulkánu St. Heléne v USA a Bezymjannyj (Kamčatka, ZSSR) a poukázali na možné dôsledky epizodickéj sedimentácie v karpatskom oblúku (V. Konečný, J. Lexa: Uloženíny typu St. Heléne na svahoch štiavnického stratovulkánu).

Ďalšie potvrdenie tempestítov — epizodických sedimentov búrok a uragánov v triase Tetýdy sa našlo vo svetlých vysokých vápencoch Malých Karpát (J. Michalík, P. Masaryk: Odras dynamiky prostredia v sedimentácii strednotriasových vysokých vápencov; Malé Karpaty). Preukázalo sa, že hiáty s veľkým rozpätím pred albom a v albe čorštýnskej elevácie i v urgónskej platforme boli spojené s vynorením, účinnou eróziou a transportom a ich rýchly zánik s kolapsom sedimentačného priestoru (M. Mišík: Hiáty v albe na čorštýnskej elevácii a urgónskej platforme — prejavy náhlých udalostí). Zmena a odumieranie floristických spoločenstiev na rozhraní permu a triasu sa potvrdili pri zónovaní karpatského verukánu (E. Pľanderová: Nové poznatky o biostratigrafickom zónovaní vrchného permu na základe mikroflóry).

Záver seminára:

1. Epizodická (katastrofická) sedimentácia vzhľadom na krátkosť trvania, veľký efekt a intenzitu si vyžaduje väčšiu pozornosť sedimentológov, stratigrafov a paleontológov.

2. Krátkotrvajúce procesy a ich ďalekosiahly sedimentárny efekt dovoľujú na veľkých plochách zemského povrchu precíznu a takmer ideálnu koreláciu.

3. Objasnením príčin a zistením rekurenčného intervalu možno pochopiť dosiaľ nepoznané súvislosti medzi endogénnymi a exogénnymi procesmi Zeme (medzi sedimentáciou a seizmicitou, sedimentáciou a tektonikou), medzi sedimentáciou, atmosférou, resp. biosférou.

4. Presnejšie poznanie epizodických udalostí, ich rekurenčného intervalu v historickom zázname Zeme umožní v budúcnosti predvídať tieto udalosti a chrániť ľudstvo pred ich účinkami a zhubnými následkami.

Róbert Marschalko

Oznam. V rámci úpravy maloobchodných cien periodickej tlače od 1. januára 1990 bude cena jedného čísla časopisu *Mineralia slovac* 38,— Kčs, ročné predplatné 228,— Kčs. Členom SGS sa poskytuje zľava, takže ročné predplatné pre nich bude 78,— Kčs.

Prípadné zrušenie odberu časopisu oznámte redakcii do 30. 11. 1989.

Inštrukcie pre autorov

Všeobecne

1. Rukopis v troch exemplároch a originál obrázkov s jedným odlačkom musia byť vyhotovené podľa inštrukcií pre autorov časopisu *Mineralia slovac*. V opačnom prípade redakcia článok vráti autorovi ešte pred jeho zaslaním recenzentovi.
2. Rozsah článku je najviac 20 rukopisných strán včítane literatúry, obrázkov a vysvetlíviek. Uverejnenie rozsiahlejších článkov musí schváliť redakčná rada a ich zaradenie do tlače bude zdĺhavejšie.
3. Články sa uverejňujú v slovenčine, češtine, angličtine, resp. ruštine. Abstrakt a skrátené znenie článku (resumé) je obvyčajne anglické (ak je článok v angličtine, potom resumé je v slovenčine).
4. Súčasne s článkom treba redakcii zaslať autorské vyhlásenie. Obsahuje meno autora (autorov), akademický titul, rodné číslo, trvalé bydlisko a ak je autorov viacej, treba na samostatnom liste priložiť všetkými autormi podpísané vyhlásenie, ako sa má medzi autormi rozdeliť honorár.
5. Pri rozsiahlejšom článku treba predložiť redakcii kópiu potvrdenia SFVÚ o 3 % dani z literárnej a umeleckej činnosti. V opačnom prípade bude autorský honorár zdanený 10 %.

Text

1. Úpravu textu včítane zoznamu literatúry prispôbajte súčasnej úprave článkov v časopise.
2. Text sa má písať s dvojitou linkovou medzerou (riadkovač 2), na strane má byť 30 riadkov, šírka riadku je asi 60 znakov.
3. Abstrakt aj s nadpisom článku sa píše na samostatný list. Obsahuje hlavné výsledky práce (neopakovať to, čo je už vyjadrené nadpisom), nemá obsahovať citácie a jeho rozsah nemá byť väčší ako 200 slov. (Abstraktu treba venovať náležitú pozornosť, lebo slúži na zostavovanie anotácií.)
4. Text má obsahovať úvod, charakteristiku (stav) skúmaného problému, resp. metodiku práce, zistené údaje, diskusiu a záver.
5. Zreteľne treba odlišiť východiskové údaje od interpretácií.
6. Neopakovať údaje z tabuliek a obrázkov, iba ich komentovať a odvolať sa na príslušnú tabuľku, resp. obrázok.
7. Text treba členiť nadpismi. Hlavné nadpisy písať do stredu, vedľajšie na ľavý okraj strany. Voliť najviac tri druhy hierarchických nadpisov. Ich dôležitosť autor vyznačí ceruzkou na ľavom okraji strany: 1 — hierarchicky najvyšší, 2 — nižší, 3 — najnižší nadpis.
8. V texte sa uprednostňuje citácia v zátvorke, napr.: (Dubčák, 1987; Hrubý et al., 1988) pred formou ... podľa Dubčáka (1987) ... Ani v jednom prípade sa neuvádzajú krstné mená.
9. Umiesť obrázky a tabuľky sa označí ceruzkou na ľavom okraji rukopisu, resp. stĺpcového obľahu.
10. Grécke písmená použité v texte treba identifikovať na ľavom okraji slovom (napr. sigma).
11. Pri písaní starostlivo odlišujte pomlčku od spojovníka.
12. Symboly, matematické značky, slová a pod., ktoré treba vysádzať kurzívou, autor v rukopise podčiarkne vlnkovou.

Ilustrácie

1. Musia byť vysokej kvality. Majú dokumentovať a objasňovať text. Originál (pred zmenšením) môže mať rozmer najviac 570 × 430 mm. Maximálny rozmer ilustrácie vytlačený v časopise je 170 × 230 mm. Skladacie ilustrácie treba úplne vylúčiť.
2. Ilustrácie pripravovať s vedomím, že sa budú zmenšovať (obvykle o 50 %) na šírku stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm). Podľa toho pripravovať ich veľkosť a formu, resp. ich zoskupenie.
3. Voliť takú veľkosť písma a čísel, aby po zmenšení najmenšie písmená boli 1,2 mm. Úmerne zmenšením voliť aj hrúbku čiar

4. Obrázky popisovať šablónou, nie voľnou rukou.
5. Všetky ilustrácie včítane fotografií musia obsahovať grafickú (metrickú) mierku.
6. Zoskupené obrázky, napr.: fotografie, diagramy, musia byť pripravené (nalepené) ako jeden obrázok a jeho časti treba označiť písmenami (a, b, c atď.). Takto zoskupené obrázky sa citujú ako jeden obrázok. Zoskupené fotografie treba starostlivo upraviť a nalepiť na biely kriedový papier.
7. Fotografie musia byť ostré, čierne-biele, kontrastné a vyhotovené na lesklom papieri. Je vhodné, aby sa zmenšovali minimálne o 50 %.
8. Na všetkých obrázkoch sa na okraji (na fotografiách na zadnej strane) ceruzkou uvedie číslo obrázku a meno autora. Na fotografiách sa šípkou doplní aj orientácia obrázku.
9. Na mapách a profiloch voliť jednotné vysvetlivky, ktoré sa uvedú pri prvom obrázku.
10. Názvy obrázkov a vysvetlivky sa píše strojom na osobitný list.
11. Všetky ilustrácie sa musia citovať v texte.
12. Ilustrácie sa zasielajú redakcii už imprimované, teda pri korektúre ich už nemožno opravovať a doplňovať.

Tabuľky

1. Tabuľky sa píše na osobitný list. Rozsah a vnútornú úpravu tabuliek zvolíte tak, aby sa tabuľka umiestnila do stĺpca alebo na šírku strany. Rozsiahlejšie tabuľky sa neprijímajú.
2. Údaje zoraďujte do tabuľky iba vtedy, ak sa nedajú uviesť v texte.
3. Nadpis tabuľky a prípadný sprievodný text sa píše strojom na osobitný list (úpravu nadpisov pozri v časopise). Tabuľku so zložitou formou treba napísať karbónovou páskou v úprave vhodnej priamo pre tlač.
4. Vertikálne čiar v tabuľkách nepoužívať.
5. Tabuľky sa číslujú priebežne a uverejňujú sa v číselnom poradí.

Literatúra

1. V zozname literatúry sa uvádza v abecednom poriadku iba v danom článku citovaná literatúra. Citácia označená „v tlači“ sa môže uviesť v zozname, len ak je z citovaného článku aspoň stĺpcová korektúra. Citácie s doplnkom „v príprave“, „zadané do tlače“ sú neplnohodnotné a nemajú sa užívať ani v texte. Citácia „osobná informácia“ sa cituje iba v texte (Zajac, os. informácia, 1988).
2. Užívať nasledujúci spôsob uvádzania literatúry:
Kniha
Gazda, L. a Čech, M. 1988: Paleozoikum medzevského príkrovu. Alfa Bratislava, 155 s.
Časopis
Vrba, P. 1989: Strižné zóny v komplexoch metapelitov. *Mineralia slov.*, 21. 135—142.
Zborník
Návesný, D. 1987: Vysokodraselné ryolity. In: Romanov, V. (red.): Stratiformné ložiská gemerika. *Spec. publ. Slov. geol. spol., Košice*, 203—215.
Manuskript
Radvanský, F., Slivka, B., Viktor, J. a Srnka, T. 1985: Žilné ložiská jedľoveckého príkrovu gemerika. *Záverečná správa z úlohy SGR-geofyzika. Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves*, 28 s.
3. Pri článku viacerých ako dvoch autorov sa v texte cituje iba prvý autor s dodatkom et al., ale v zozname literatúry sa uvádzajú všetci autori.
4. Ak sa v článku (knihe) cituje názor, údaje a pod. iného autora, ktorý nie je spoluautorom publikácie, potom sa v texte cituje vo forme (Gerda in Kubka, 1985), ale v zozname literatúry sa uvádza iba Kubka, J. 1975.

OBSAH CONTENTS

Ján Seneš

- Uhoľné ložiská a uhľonosné formácie neogénu mediteránnej tetýdnej a paratetýdnej oblasti; aplikácia výsledkov projektu IGCP 289 part 2
Coal seams and formations of the Mediterranean Tethys and Paratethys Neogene; application of results of the IGCP No. 25;

Lúbmil Pospíšil, Vladimír Bezák, Ján Nemček, Ján Feranec, Dionýz Vass, Dušan Obernauer

- Muránsky tektonický systém — významný príklad horizontálnych posunov v Západných Karpatoch 305
The Muráň tectonic system as example of horizontal displacement in the West Carpathians

Ivan Gnojek

- K veporiku v podloží Krupínske planiny na základě výsledků letecké geofyziky 323
Some remarks of the basement of the Krupinská planina Highland according to airborne geophysical data

Ján Čurlík, Jozef Forgáč, Jozef Veselský

- Redukčné geochemické procesy v sedimentárnych horninách severogemerického permu 333
Reducing geochemical processes in sedimentary rocks of the North Gemic Permian, Eastern Slovakia

Dušan Peterec

- Sulfidická mineralizácia na kremeňovo-antimonitových žilách v Tinesovej doline pri Smolníckej Píle 345
Sulphidic ore mineralization on quartz-antimonite veins in the Tinesova dolina Valley near Smolnícka Pila, Eastern Slovakia

Miroslav Harman, Ivan Horváth, Ladislav Števula, Karel Petr

- Výskyt gyrolitu s laumontitom v horninách intruzívneho komplexu Banisko (Štiavnické vrchy) 357
Occurrence of gyrolite and laumontite in rocks of the Banisko intrusive complex, Štiavnické vrchy Mts., Central Slovakia

Slavomil Ďurovič, Boris Gruber, Pavel Fejdi, Lubomír Žák

- Československé kryštalografické názvoslovie 369
Czechoslovak crystallographic terminology

KRONIKA CHRONICLE

Ján Jarkovský

- Životné jubileum akademika Bohuslava Cambela 379
Life jubilee of academic Bohuslav Cambel

Jozef Veselský

- Doc. RNDr. Ján Jarkovský, DrSc., sedemdesiatročný 380
Seventy years of doc. RNDr. Ján Jarkovský, DrSc.

Ladislav Rozložník

- Prof. RNDr. Vendelín Radzo, CSc., šesťdesiatročný 381
Sixty years of Prof. RNDr. Vendelín Radzo, CSc.

RECENZIE REVIEWS

- I. Kraus: Kaolíny a kaolinitové íly Západných Karpát (M. Slavkay) 332
I. Kraus: Kaoline and kaoline clay in the West Carpathians (M. Slavkay)
- P. H. Nixon (Ed.): Plášťové xenolity (D. Hovorka) 355
P. H. Nixon (Ed.): Mantle Xenoliths (D. Hovorka)
- V. M. Makagon, B. M. Šmakin: Geochimija glavnych formacij granitnych pegmatitov (P. Uher) 367
V. M. Makagon, B. M. Šmakin: Geochemistry of main formations of granites pegmatites (P. Uher)
- H. Schröcke: Die Entstehung der endogenen Erzlagertstätten (F. Čech) 368
H. Schröcke: Endogenous ore deposits origin (F. Čech)

ZO ŽIVOTA SGS THE SOCIETY'S LIFE

382—384