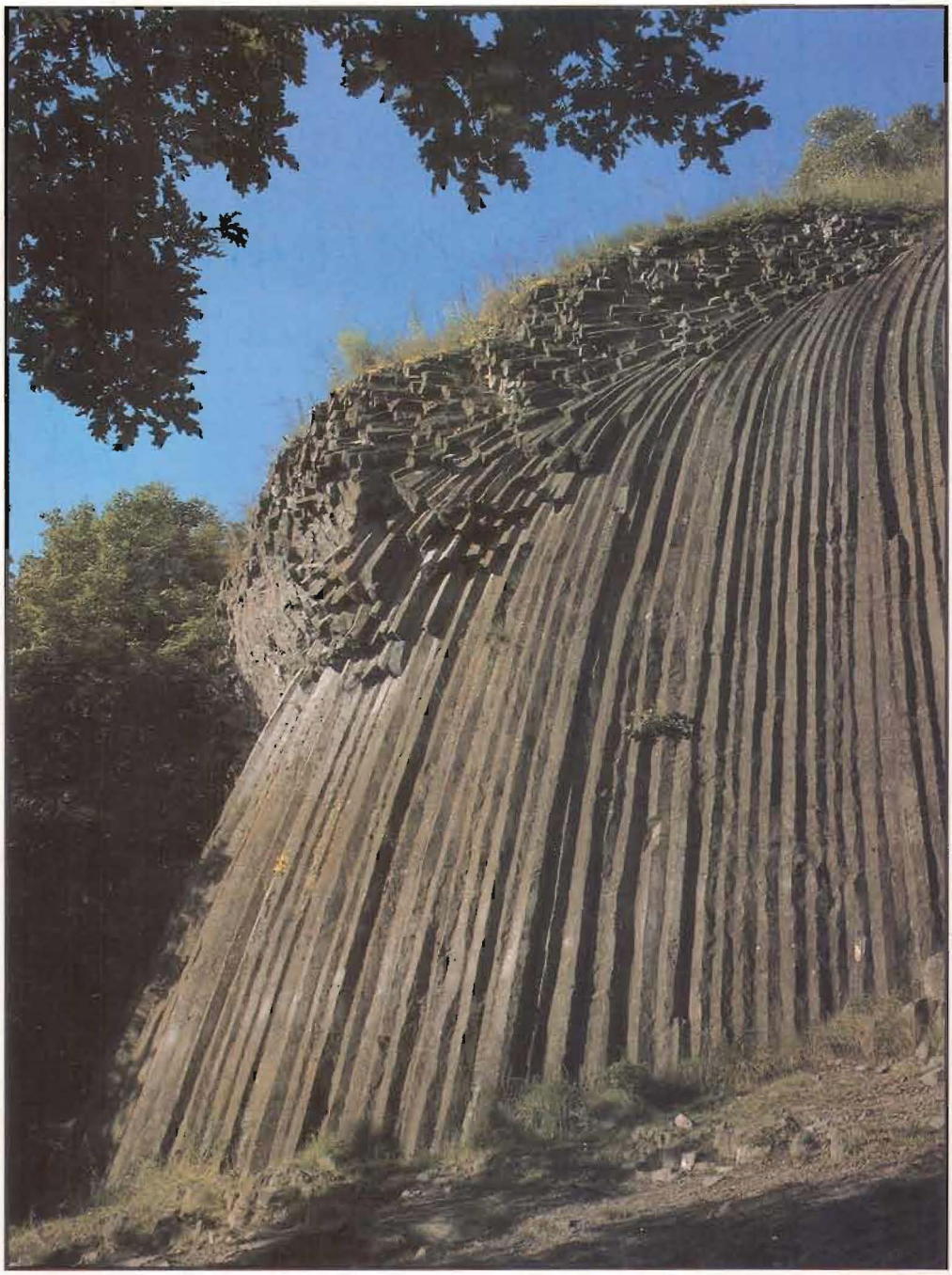
1-2/24/1992
ISSN 0369-2086

Mineralia slovaca



MINERALIA SLOVACA MONOGRAPHY

DEPOSITS OF OIL AND NATURAL GAS IN CENTRAL EUROPE

By D. Ďurica, J. G. Namestnikov, I. Pagáč, Z. Roth, 1986

Contents :

- Fundamental features of the geological structure of Central Europe
  Platforms of Central Europe
  The Region of Alpine folding
  The Alpine system
  The Tertiary foredeeps
  Tertiary intermonstane basins
- Oil-gas geological zonation of Central Europe
- Oil-gas basins of the platform area
  The basin of the European platform
  The Thuringian minor basin
  The oil-gas basin of the Rhine graben
- Oil-gas basins of the Alpine-folded areas
  The Carpathian oil-gas basin
  The Vienna basin
  The oil-gas bearing Pannonian basin
  The Transylvanian gas-bearing basin
- Oil-gas bearing basins in the contact zones between platforms and Alpine folded regions
  The oil-gas bearing subprovince of the northern Alpine-Carpathian foredeep
  The basin of the Alpine foredeep
  The northern pre-Carpathian oil- and gas-bearing basin
  The southern pre-Carpathian-Balkan oil-gas-bearing basin
  The northern peri-Black Sea oil- and gas-bearing basin
  The western peri-Black Sea oil- and gas-bearing basin
  The Adriatic oil-gas bearing basin
- Some regularities in the distribution of oil and gas deposits in Central Europe

(Book is published in Slovak language with extent English abstract on the 60 pages)
284 p., 107 figs.
Price: 16 USD

METALLOGENESIS OF NEOVOLCANITES IN SLOVAKIA

By J. Burian, M. Slavkay, J. Štohl, J. Tözsér, 1985

Contents:

- Neogene Magmatism in Geological Development of the West Carpathians
- Metallogenesis of Neovolcanic Areas
- Ore District Characterization
  The Banská Štiavnica Stratovolcano Ore District
  The Kremnica Mts. Ore District
  The Javorie Ore District
  The Poľana Ore District
  The Vepor Mts. Ore District
  Ore District of the Slanské vrchy Mts.
  Ore District of the Vihorlat Mts.
  Ore District of the Zemplínske vrchy Mts.
  Ore Fields and Deposits of Unclear Position
- Forecast evaluation of the Metallogenetic Zone

(Book is published in Slovak language with extent English abstract on the 77 pages)
269 p., 1 colour mape, 45 figs., 8 tabs.
Price: 15 USD

GEMERICUM - SEGMENT OF THE PALEOTETHYAN RIFTOGENOUS BASIN

By P. Grecula, 1982

Contents:

- Lithostratigraphy of the Lower Paleozoic of the eastern part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.
- Volcanism and its geotectonic setting
- A paleogeographical and paleotectonical reconstruction of the Lower Paleozoic sedimentation province of Gemericum
- The tectonic pattern of the Variscan orogeny
- Tectonic styles of the Variscan and Alpine deformation stages
- Neoid faults and the block pattern
- Some remarks to the metamorphic development
- Mettallogenesis: genesis, age and tectonic position of mineralization

(Book is published in Slovak language with extent English abstract on the 55 pages)
263 p., 4 colour mapes, 17 plates, 83 figs.,
Price: 20 USD

OBÁLKA: Stĺpovitá odlučnosť olivinicko-pyroxenického čadiča (finálna fáza neogénneho vulkanizmu na strednom Slovensku) sledujúca zaoblenie čadičovej kopy. Lok. Šomoška. Foto D. Slivka
COVER : Columnar jointing of olivine-pyroxene basalt (final phase of Neogene volcanism in Central Slovakia) following the roundness of basalt dome. Photo by D. Slivka

Mineralia slovaca

Časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií

Journal of the Slovak Geological Society and Slovak geological organizations

Vydáva Združenie Mineralia slovaca:
Published by Mineralia slovaca corporation:

Geologický prieskum, š. p., Spišska Nová Ves
Geofond, Bratislava
Geocomplex, a.s., Bratislava
Geofyzika, a.s., Brno
Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava
IGHP, a.s., Žilina
Ingeo, a.s., Žilina
Geokonzult, a.s., Košice
Nafta, a.s., Gbely
Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Slovenský geologický úrad, Bratislava
Slovenské magnezitové závody, š. p., Košice
Výskum a vyhľadávanie nafty a plynu, š. p., Bratislava
Železorudné bane, š. p., Spišská Nová Ves
Uránpres, š. p., Spišská Nová Ves

Vedúci redaktor - Chief editor

PAVOL GRECULA
Geologický prieskum
Werferova ul. 1, 040 11 Košice

Editorial board - Redakčná rada
Chairman - Predseda
JÁN BURIAN

Members - Členovia

Ján Bartalský, Slovenský geologický úrad, Bratislava
Rudolf Ďuďa, Východoslovenské múzeum, Košice
Karol Együd, Geologický prieskum, Spišská Nová Ves
Miroslav Harman, Slovenský geologický úrad, Bratislava
Dušan Hovorka, Geologický ústav PF UK, Bratislava
Mikuláš Ingr, Ingeo, Žilina
Marián Jančura, Železorudné bane, Spišská Nová Ves
Jozef Karch, Slovenské magnezitové závody, Košice
Vlastimil Konečný, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava
Eduard Köhler, Geologický ústav SAV, Bratislava
Ivan Kraus, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Ladislav Melioris, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Alfonz Mihalič, Geologický prieskum, ATNS, Košice
Milan Mišík, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Ľudovít Kucharič, Geocomplex, Bratislava
Ivan Pagáč, Výskum a vyhľadávanie nafty a plynu, Bratislava
Dominik Polakovič, Geofond, Bratislava
Miroslav Račický, Slovenský geologický úrad, Bratislava
Rudolf Rudinec, Nafta, Michalovce
Ondrej Samuel, Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Miroslav Slavkay, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Pavol Tkáčik, IGHP, Žilina
Imrich Varga, Geologický prieskum, Košice
Dionýz Vass, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava

Redakcia - Editorial staff
Mária Greculová
Mária Dryjová
Martin Kriš

Mineralia slovaca (ISSN 0369-2086) vychádza šestkrát ročne vo vydavateľstve Alfa. Vydavateľ: Geologický prieskum Spišská Nová Ves. Sadzba v redakcii Mineralia slovaca systémom DTP Apple Macintosh. Tlač Polygraph servis Bratislava.
Predplatné pre rok 1992: Členovia Slovenskej geologickej spoločnosti 78.- Kčs, študenti 40.- Kčs, nečlenovia spoločnosti a organizácie 228.- Kčs. Cena jednotlivého čísla je 38.- Kčs (dvojčíslo 76.- Kčs).
Časopis možno objednať v redakcii.
Inzeráty: Požiadavky zasielať redakcii.
Adresa redakcie: Mineralia slovaca, p. p.13, Werferova 1, 040 11 Košice. Telefón: 095/437 846.

Mineralia slovaca (ISSN 0369-2086) is published bimonthly by the Geologický prieskum, state enterprise, Spišská Nová Ves in the Publishing House Alfa Bratislava. Text was written, edited and composed on a DTP system using Apple Macintosh computers in the editorial office Mineralia slovaca.
Subscription for 1992 calendar year: 92 USD including postage. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Subscriptions can be sent to Slovart Ltd., nám. Slobody 6, 817 64 Bratislava, CSFR or to Mineralia slovaca, P. O. Box 13, 040 11 Košice, CSFR.
Advertising: Contact managing editor
Address of the Editorial office: Mineralia slovaca, P. O. Box 13, 040 11 Košice, CSFR; Phone 095/437 846.

© Alfa Bratislava

Obsah - Contents

Mineralia slovaca 24 (1992) ■ 1 - 2

1 **Experimental study of carbonate-formation kinetics in a Ca^{2+} - Mg^{2+} - CO^{2-}_3 - Cl^- system at a temperature of 25 °C** — J. Babčan et al.
Experimentálne štúdium kinetiky tvorby karbonátov v systéme Ca^{2+} - Mg^{2+} - CO^{2}_3 - Cl^- pri teplote 25 °C

9 **Persistent and reversed shear-sense wrenching in High Atlas megashear, Morocco; implications for the Mediterranean plate kinematics** — P. Rajlich
Stálé a převrácené střižné posuny v megastřižné zóně Vysokého Atlasu, Maroko; závěry pro deskovou kinematiku Středomoří

29 **Chloritoid-pyrophyllite-muscovite schists in the Western Gemeric: mineral equilibria and protoliths** — Š. P. Korikovsky et al.
Chloritovo-pyrofylitovo-muskovitické bridlice v západnej časti gemerika: minerálna rovnováha a protolit

39 **Structural interpretation of the Choč nappe outliers of the Chočské vrchy Mts.** — P. Kováč, I. Filo
Štruktúrna interpretácia geologickej stavby trosiek chočského príkrovu Chočských vrchov

45 **Petrológia granaticko-klinopyroxenických metabazitov Malej Fatry** — D. Hovorka et al.
Petrology of garnet-clinopyroxene metabasites from the Malá Fatra Mts.

53 **Strednokarbónsky flyš v Západných Karpatoch - príspevok k tektonike južnej časti Slovenského rudohoria na základe výsledkov vrtu BRU-1, Brusník** — A. Vozárová, J. Vozár
Middle Carboniferous flysch in the West Carpathians: Contribution to tectonics in the southern Slovak Ore Mts. based on results of the BRU-1 (Brusník) drilling

63 **Vrchnobádenská delta vo Východoslovenskej neogénnej panve** — M. Řeřicha
The Upper Badenian delta in the Eastern Slovakian Neogene Basin

69 **Mineralógia a genéza Cu-porfýrového ložiska Zlatno v Štiavnických vrchoch** — R. Kúšik
Mineralogy and genesis of the Zlatno copper porphyry deposit in the Štiavnické vrchy Mts.

83 **Litogeochemická prospekcia Cu-porfýrového zrudnenia v Štiavnických vrchoch** — K. Marsina
Lithogeochemical prospecting for porphyry copper mineralization in the Štiavnické vrchy Mts.

99 **O kremeni granitoidov a hydrotermálnych žíl Mo-W zrudnenia pri Rochovciach (styk veporika a gemerika)** — I. Repčok et al.
Quartz in granitoids and hydrothermal molybdenium-tin ore veins near Rochovce village, contact zone of Veporic and Gemeric units, Eastern Slovakia

109 **Biotit v granitoidoch, jeho premena a generácie** — J. Macek
Biotite in granitoids, its alteration and generations

115 **Karbonatické fylity v Kamenistej doline; veporikum** — J. Spišiak et al.
Carbonate-bearing phyllite in the Kamenistá dolina valley; Veporic unit, West Carpathians

121 **Prachovité sedimenty Horehronského podolia a ich vlastnosti** — J. Šajgalík, B. Bačkorová
Aleuritic sediments of the Upper Hron River Dale and their properties

127 **Hliník v kyslých banských vodách v okolí Perneku** — Ľ. Zajac
Aluminium in acidic mine waters in the surroundings of Pernek village, Western Slovakia

131 **Geochemická banka dát pre Západné Karpaty** — K. Janáková et al.
Geochemical data bank for the Western Carpathian region

136 **Niektoré dôležité ložiská nerastných surovín Juhoafrickej republiky** — J. Ilavský
Some important mineral deposits in the Republic of South Africa

137 **Německý program hlubokého vrtání v Českém masívu** — D. Ďurica, M. Suk
German program of deep drilling in the Bohemian Massif

145 **Pravidlá IMA pre opis nových minerálov a prvých nálezov minerálov** — P. Fejdi, P. Hvožďara
The rules of IMA on new minerals and first occurences of minerals

151 **Klasifikácia a nomenklatúra eruptívnych hornín Subkomisie IUGS - dočasná definitíva?** — D. Hovorka
Classification and nomenclature of igneous rocks of the IUGS Subcommision - temporal solution?

155 **Aplikácia flotácie pri separovaní minerálov** — Ľ. Tarhanič
Application of flotation for separation of minerals

159 **Identifikácia gravitačného príkrovu v JV časti Malých Karpát na základe radarového záznamu** — J. Fenanec, J. Lacika
Identification of a gravity nappe in the south-eastern part of the Malé Karpaty Mts. on the basis of radar image

161 **Zonálny Sb-arzenopyrit z Vyšnej Boce v Nízkych Tatrách** — J. Stankovič, P. Siman
Zoning Sb-arsenopyrite of antimonite veins from Vyšná Boca in the Low Tatras

163 **Kryštalochemická väzba Ag v Zlatoidčianskych žilách** — D. Petersec
Crystallochemical bond of Ag in the Zlatá Idka veins

165 **Hemimorfit - prvý nález v permských bazaltoch Západných Karpát** — P. Ženíš, I. Hrisdi
Hemimorphite - the first discovery in the Permian basalts of the West Carpathians

167 **Pripomienky a odpovede k článku "Klinopyroxenicko-granatické metabazity Tribeča"** — M. Radvanec, D. Hovorka, Š. Méres
Remarks and answers to the paper "Clinopyroxenite-garnet metabasites of the Tribeč Mts."

173 **Významné životné jubileum doc. RNDr. Viliama Sitára, CSc.** — P. Holec
Significant jubilee of Doc. RNDr. Viliam Sitár, CSc.

81 **Recenzie** — D. Hovorka, I. Modlitba
174 Reviews

8, 38, **Aktivita SGS**
158, 171 Activity of the Slovac Geological Society

Mineralia slovaca, 24 (1992), 1-7

Experimental study of carbonate-formation kinetics in a Ca^{2+} - Mg^{2+} - CO_3^{2-}-Cl^- system at a temperature of 25 °C

JÁN BABČAN[1], SILVESTER IRÓ[1] and JAROSLAV ŠEVC[2]

[1]Department of Geochemistry, Faculty of Natural Sciences, Comenius University, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava
[2]Institute of Geology, Comenius University, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

(Received September 30, 1991, revised version received January 9, 1992)

Abstract

The authors observed carbonate formation, changing chemistry of solutions, character of precipitated products and other related phenomena in Ca^{2+} - Mg^{2+} - CO_3^{2-} - Cl^- - H_2O systems with changing Ca/Mg ratios but constant CO_3^{2-} concentration and constant ionic strength of solutions, at a temperature of 25 °C during 1 hour, 1 to 50 or even 77 days.

In addition to the results confirming earlier investigations, much new information has also been obtained illustrating the complexity of the processes of carbonate precipitation from solutions. E. g., magnesium of lower concentrations enters the structure of Mg-calcite, whereas the same element of higher concentrations contributes to the formation of monohydrocalcite $CaCO_3 . H_2O$ and nesquehonite $MgCO_3 . 3H_2O$. Furthermore, it has been found out that Mg^{2+} ions supress carbonate crystallization. Under the above-described conditions, the ions have not been found to be involved in the formation of aragonite, but they substantially reduce the solubility of Ca-carbonates.

As far as the processes of carbonate maturation are concerned, noteworthy are data on changing calcite structure over periods ranging from 1 hour to 77 days as well as manifestations of processes leading to Mg-calcite decomposition, in the studied systems, into monohydrocalcite and nesquehonite.

It has been estimated that carbonates of all genetic types make up 22 % of earth-crust sediments (Garrels and Mackenzie, 1971). The genesis of numerous carbonates, not only of those of complicated composition such as dolomite, ankerite etc., has not yet been conclusively explained. E. g., the key criteria suggesting primary origin of calcite and/or Mg-calcite and aragonite comprise temperature and Mg concentration and/or Ca/Mg ratio in a given environment but some authors also include among them CO_3^{2-} concentrations, presence of organic matters, CO_2 partial pressure and thereby also CO_2 content in the environment etc.

Some authors (Folk and Land, 1975; Kukal, 1986; Mackenzie et al., 1983), however, assume that carbonate precipitation from a solution is significantly influenced by the time factor, i. e. these processes are controlled by their kinetics. The time factor is also likely to significantly influence carbonate maturation, which may be controlled or accompanied not only by the recrystallization of original, primary carbonates but also by partial dissolution of their structural components, sorption, diffusion, fixation of new components etc.

These facts inspired the authors to carry out these investigations aimed at the temporal development of chemical reactions in a Ca^{2+} - Mg^{2+} - CO_3^{2-} - Cl^- system by changing Ca/Mg ratio but constant ionic strength of solutions at a temperature of 25 °C.

The study results of the above reactions have been assessed on the basis of chemical analyses, X-ray determinations of formed products and, along with time data, they provide a model of natural processes. Some of our results have confirmed earlier data obtained by various authors, but some results are new and therefore deserve to be mentioned.

Research techniques

The experiments focused on carbonate deposition from solutions by changing Ca/Mg ratio in solutions (Ca or Mg concentrations ranged from 0 to 100 mol %), combined concentrations of both these cations amounting to 0.05 M and stechiometrically corresponding CO_3^{2-} concentration and ionic strength of solutions 0.3 mol x 1^{-1}. The principal constituents included $CaCl_2$, $MgCl_2$ and Na_2CO_3 solutions, their basic volume being 100 ml.

5 concentration ratios have been chosen (in mol

%) : 1) 100 % Ca, 2) 75 % Ca - 25 % Mg (i. e. Ca:Mg molar ratio = 3:1), 3) 50 % Ca - 50 % Mg (i. e. ratio 1:1), 4) 25 % Ca - 75 % Mg (ratio 1:3), 5) 100 % Mg.

All experiments have been carried out at a temperature of 25 ± 2 °C over 1 hour, 1, 4, 10, 20 and 50 days. Some data have been obtained by a special layout of experiments lasting as much as 77 days (details are given in the following text). Each concentration ratio of the components and relevant time have been tested and analytically evaluated using a separate sample.

Experiment procedure

A solution containing determined amounts of $CaCl_2$ and $MgCl_2$ was thinned to a required concentration and then a stechiometrically calculated amount of Na_2CO_3 was added to quantitatively react and form $CaCO_3$ and $MgCO_3$. After the solution volume of 100 ml had been obtained, the solutions with precipitates were stirred for some time. After the reaction time had elapsed, pH values in the individual samples were measured and precipitated solid products were filtered away using common analytical procedures and were subjected to X-ray diffractographic analyses. The contents of dissolved Mg and Ca in the solutions have been determined complexometrically. A review of the obtained results is given in individual tables and their summary is in Fig. 1.

The composition of precipitated carbonates has been determined by a DRON UM 1 X-ray diffractograph applying Cu-radiation, Ni-filter, voltage 30 - 40 kV and current 25 - 30 mA. The obtained records were evaluated by comparing them with data in compendia by Mikheyev (1957), Mikheyev and Shaldau (1965), Lippmann (1974), Berry (ed. 1974). The precise determinations of lattice parameters of the obtained products have used NaCl as an internal standard for d-values of the most intensive diffraction lines.

Review of results

$CaCl_2$ - Na_2CO_3 systems

The results established in systems with the original content of 200.40 mg Ca and 529.89 mg

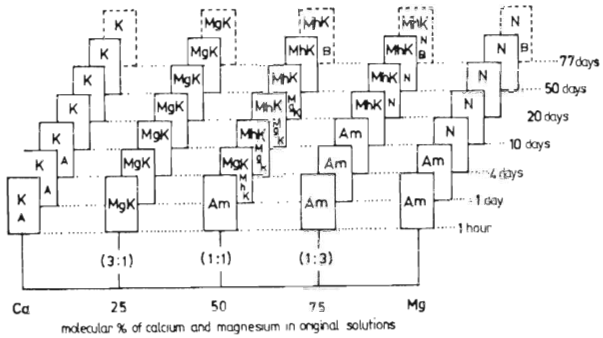


Fig. 1. Formation of reaction products in $CaCl_2$ - $MgCl_2$ - Na_2CO_3 - H_2O systems in relation to time and solution concentration at a temperature of 25 °C (used abbreviations: A - aragonite, Am - X-ray amorphous products, B - barringtonite, K - calcite, MgK - Mg-calcite, MhK - monohydrocalcite, N - nesquehonite).

Na_2CO_3 in 100 ml of solution yielded by experiments lasting 1 hour and 1 to 50 days are summarized in Tab. 1.

A repeated series of experiments lasting from 1 hour to 10 days produced analogous results, the only difference being in Ca contents in the solutions. Virtually no differences, however, have been noted in the values of interplanar distances d_{1014}. Similar results have also been obtained by a so called verification series of experiments which did not include separate partial experiments but, in various time intervals, samples were taken from a single summarizing experiment with relevant Ca/Mg/CO_3 ratios to determine soluble components, with solid constituent being analysed in a single series at the end of the experiment. These results are specially marked in Fig. 1.

With particular respect to experiments in $CaCl_2$ - $MgCl_2$ - Na_2CO_3 (3:1) systems, it is noteworthy that X-ray diffractographic reflexes of calcite as well as aragonite formed in this series of experi-

TAB. 1.
Results of reactions in a $CaCl_2$ - Na_2CO_3 - H_2O system

1	2	3	4	5
1 hour	8.35	15.1	92.4	vastly prevailing calcite with d_{1014} = 3.029, rare aragonite
1 day	8.05	13.5	93.2	ditto, calcite d_{1014} = 3.030
4 days	8.28	11.3	94.3	ditto, calcite d_{1014} = 3.033
10 days	8.44	10.4	94.8	only calcite, d_{1014} = 3.032
20 days	8.51	10.4	94.8	only calcite, d_{1014} = 3.040
50 days	8.40	10.7	94.6	only calcite, d_{1014} = 3.043

1 - Duration of experiment, 2 - Final pH of suspension, 3 - Ca content (mg) in solution, 4 - Precipitated % Ca, 5 - Reaction products (d-values in nm x 10^{-1})

ments were clear, well-defined also by the shortest tests.

$CaCl_2$ - $MgCl_2$ - Na_2CO_3 system with Ca/Mg molar ratio 3:1

The individual samples originally containing 150.84 mg Ca, 30.95 mg Mg and 529.84 mg Na_2CO_3 in 100 ml of solution were subjected to experiments lasting the same time as those of the preceding series. The results are summed up in Tab. 2. and in Fig. 1.

The values given in Tab. 2 were virtually confirmed by the results of the repeated series. A new significant datum concerning X-ray identification is the fact that diffractogram peaks, particularly those of tests lasting less than ten days, were unclear, wide and the measured values corresponded to mean wavelengths, the range of the measured values being as much as ± 0.017 x 10^{-1} nm. The product resulting from the long-term verification series (lasting 77 days) had its d_{1014} = 3.011 x 10^{-1} nm, and thus also confirmed the values given in Tab. 2.

As far as the process of experimenting is concerned, it is noteworthy that immediately after Na_2CO_3 solution had been added into $CaCl_2$ and $MgCl_2$ solutions, a voluminous, nonsedimenting precipitate was formed (in less than 1 hour) which later (after 24 hours) turned into a crystalline product strongly stuck to the walls of the used beakers and sticks.

$CaCl_2$ - $MgCl_2$ - Na_2CO_3 system with Ca/Mg molar ratio 1:1

The experiments dealt with samples containing 100.15 mg Ca, 60.77 mg Mg and 529.89 mg Na_2CO_3. The duration of these experiments was equal to those of the foregoing ones, and the results are summarized in Tab. 3 and in Fig. 1.

Immediately after Ca- and Mg-chloride solutions had been mixed with Na_2CO_3 solution, a voluminous precipitate was formed which was converted into crystalline state as late as after 2 days. This conversion was accompanied by the precipitation of small carbonate crystals on the walls of beakers and sticks. The term amorphous products in Tab. 3

TAB. 2

Results of reactions in a $CaCl_2$ - $MgCl_2$ - Na_2CO_3 - H_2O system, Ca/Mg ratio = 3 :1

Duration of experiment	Final pH of suspension	Contents in solution Ca(mg)	Mg(mg)	Precipitated Ca %	Mg %	Ca/Mg ratio in precipitate	Reaction products (d values in nm x 10^{-1})
1 hour	10.34	12.2	26.7	91.9	13.8	19.7	Mg-calcite, d_{1014}=3.017
1 day	9.87	1.2	20.0	99.2	35.4	8.3	Mg-calcite, d_{1014}=3.013
4 days	9.61	1.0	21.5	99.3	30.6	9.6	Mg-calcite, d_{1014}=3.015
10 days	9.62	0.7	23.1	99.5	25.2	11.4	Mg-calcite, d_{1014}=3.013
20 days	9.61	1.5	22.3	99.0	27.9	10.4	Mg-calcite, d_{1014}=3.013
50 days	9.60	0.6	21.5	99.6	30.4	9.6	Mg-calcite, d_{1014}=3.016

TAB. 3

Results of reactions in a $CaCl_2$ - $MgCl_2$ - Na_2CO_3 - H_2O system, Ca/Mg ratio = 1:1

Duration of experiment	Final pH of suspension	Contents in solution Ca(mg)	Mg(mg)	Precipitated Ca %	Mg %	Ca/Mg ratio in precipitate	Reaction products (d-values in nm x 10^{-1})
1 hour	10.51	13.9	53.1	86.1	13.2	6.5	amorphous matters with manifestations of calcite and aragonite
1 day	10.44	12.5	56.2	87.5	8.1	10.7	major Mg-calcite with d_{1014}=3.019, minor monohydrocalcite
4 days	10.20	2.2	59.0	97.8	3.5	27.6	dominant monohydrocalcite, much less aboundant Mg-calcite
10 days	10.14	1.5	51.7	98.5	15.4	6.4	monohydrocalcite vastly prevailing over Mg-calcite with d_{1014}=3.012
20 days	9.93	1.5	47.8	98.5	21.8	4.5	ditto, Mg-calcite d_{1014}=3.020
50 days	9.85	1.3	40.2	98.7	19.6	5.0	vertually only monohydrocalcite

TAB. 4
Results of reactions in a $CaCl_2$ - $MgCl_2$ - Na_2CO_3 - H_2O system, Ca/Mg ratio = 1:3

Duration of experiment	Final pH of suspension	Contents in solution Ca(mg)	Mg(mg)	Precipitated Ca %	Mg %	Ca/Mg ratio in precipitate	Reaction products
1 hour	10.54	11.1	82.1	77.8	10.2	2.5	amorphous matter with manifestation of monohydrocalcite
1 day	10.47	10.8	80.4	78.4	12.0	2.2	ditto
4 days	10.25	10.3	79.2	79.4	13.4	2.0	ditto
10 days	10.28	1.5	80.5	97.0	11.9	2.7	only monohydrocalcite
20 days	9.89	1.5	63.1	97.0	30.9	1.0	prevailing monohydrocalcite minor nesquehonite
50 days	9.78	0.6	49.9	98.7	45.4	0.7	ditto

as well as in the following tables marks X-ray amorphous products.

The products of 50-day-long experiments contained only monohydrocalcite. A 77-day experiment of the so called verification series in a thickened solution produced monohydrocalcite $CaCO_3$. H_2O and barringtonite $MgCO_3$. $2H_2O$.

$CaCl_2$ - $MgCl_2$ - Na_2CO_3 systems with Ca/Mg molar ratio 1:3

The experiments used basic solutions containing 50.12 mg Ca, 91.19 mg Mg and 529.89 mg Na_2CO_3. The results are summed up in Tab. 4 and Fig. 1.

Voluminous amorphous products formed immediately after the solutions had been mixed together, were preserved as long as until the tenth day of the experiment and then crystallyzed and relatively massively precipitated on the walls of beakers and sticks. A highly thickened solution of the verification series gave rise to barringtonite as well.

TAB. 5.
Results of reactions in a $MgCl_2$ - Na_2CO_3 - H_2O system

1	2	3	4	5
1 hour	10.62	120.4	6.6	amorphous matters
1 day	10.49	122.2	5.2	amorphous matters
4 days	9.96	70.6	45.3	only nesquehonite
10 days	10.0	66.1	48.7	nesquehonite
20 days	9.79	64.1	50.3	ditto
50 days	9.81	65.1	49.5	ditto

1 - Duration of experiment, 2 - Final pH of suspension, 3 - Ca content (mg) in solution, 4 - precipitated % Ca, 5 - reaction products (d - values in nm x 10^{-1})

$MgCl_2$ - Na_2CO_3 systems

The experiments used basic solutions containing 121.60 mg Mg and 529.89 mg Na_2CO_3. The results are given in Tab. 5 and a summarizing review of obtained products is in Fig. 1.

Insoluble products in these systems precipitated very slowly, and the products precipitated during the fairly long experiments were coarse-crystalline (grain-sized some O.X mm).

X-ray diffraction analysis characterized products of short-term experiments by rounded, broad lines peaking around 3.90 x 10^{-1} nm, which corresponds to the strongest reflex of nesquehonite (3.88 x 10^{-1}).

The products of the so called verification series contained, in addition to nesquehonite, also barringtonite.

Discussion

The results of the experimental works put forward in this article are essentially in agreement with data described in earlier literature based on observations made in the field as well as experiments alike. Some details, however, are different, and the following discussion is focused on them.

We shall start with a few explanations to the used terminology. Mg-calcite involves, in agreement with Leeder (1982), carbonates whose $MgCO_3$ content exceeds 0.5 mol % (i. e. more than 0.12 % Mg). The term Mg-calcite also comprises calcite containing more than 5 mol % $MgCO_3$ which was designated as magnesium rich by Leeder (1982).

Another remark concerns analytic procedures applied. Components of the individual carbonates

Ca and Mg ones) in a fine-grained mixture cannot be quantitatively determined and therefore we distinguished calcite from Mg-calcite by means of their different interplanar distances which, as was also confirmed by our experiments, linearly change in the synthetic products reflecting changing chemistry. To give a concrete example, in systems with calcite, Mg-calcite and dolomite, d_{1014} plane ranges from 3.0359 to 2.8855 x 10^{-1} nm (Graf, 1961, in Lippmann, 1973) as is illustrated in Fig. 2. The content of some 5 mol % $MgCO_3$ in calcite thus corresponds to the reduction of d_{1014} value to 3.02 x 10^{-1} nm.

Our kinetic observations confirmed earlier results achieved by Folk - Land (1975) and other authors indicating that calcite, Mg-calcite and aragonite also belong among primary, most rapidly precipitating carbonates in Ca^{2+} - Mg^{2+} - CO_3^{2-} systems. Our investigations, however, suggest that this holds true only for Mg^{2+} - low systems, because by higher Mg^{2+} concentrations neither calcite nor aragonite are formed as primary carbonates. It must be mentioned in advance that all our speculations concern exclusively a chloride-carbonate environment at a temperature of 25 °C, and that different temperatures would result in considerably different data, which is the objective of our further studies.

In an environment devoid of magnesium, Ca^{2+} in the presence of CO_3^{2-} ions precipitates in the form of calcite with a slight aragonite admixture. The aragonite thus formed, however, was completely converted into calcite in less than 10 days. Balanced pH of the environment in the studied open systems varied above the value of 8 and its

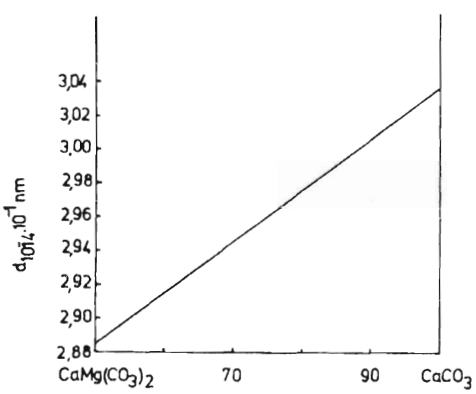


Fig. 2. Diagram showing d_{1014} values plotted against $CaCO_3$ and $MgCO_3$ concentrations in dolomite-calcite systems.

changes had virtually no effect on the size of interplanar distance d_{1014} (the same applies to other distances as well).

The environment containing 25 mol % Mg by the total cation concentration of 0.05 M results in the precipitation of Mg-calcite, which is magnesium-rich according to Leeder's (1982) terminology. As is suggested by the results given in Tab. 2, Mg/Ca ratio in the precipitate is not constant from the very beginning of the reaction. Mg enters the lattice of Mg-calcite only gradually, although interplanar distances d_{1014} are almost constant and Ca/Mg molar ratio in the precipitated products remains unchanged even after a fairly long time. This observation is in agreement with that made by Bischof (1968 in Carlson, 1983). d_{1014} value (Fig. 2) corresponds to some 6.5 mol % $MgCO_3$ whereas chemical analysis suggests approx. 8 wt. % (5.5 mol %), which is a relatively good agreement.

In comparison with a Ca^{2+} - CO_3^{2-} system, no, change takes place over time in lattice parameters of primarily precipitated Mg-calcites.

Further increase in Mg content in the environment (to Ca/Mg motar ratio 1:1) results in a relatively great change in the precipitated products. First of all, high Mg concentration evidently prevents precipitation of crystalline products and therefore, X-ray amorphous material is formed and later turned into crystalline Mg-calcite. Mg-calcite, however, is gradually decomposed to form monohydrocalcite and ultimately a monomineralic monohydrocalcite product. Magnesium is likely to be released in a separate carbonate, most probably of amorphous character. If left intact for 77 days in a thickened environment, the carbonate is converted into barringtonite.

Slowed down crystallization of Ca-Mg carbonates due to the presence of magnesium was clearly confirmed also in systems with increased Mg content whose Ca/Mg ratio was 1:3. In this system, the conversion of X-ray amorphous materials into crystalline products takes as many as 20 days. The first defined product is again monohydrocalcite (after ten days), which is, after 20 days, joined by nesquehonite, and in addition by barringtonite in the verification series.

In a wholly magnesium environment ($MgCl_2$) with the presence of CO_3^{2-}, X-ray diffraction indi-

cated that nesquehonite was formed as early as after 4 days. With the increasing reaction time, the diffractogram of the newly formed products becomes more perfect and its texture is probably better arranged. Barringtonite in the verification series is likely to have resulted from nesquehonite dehydration ($MgCO_3 . 3H_2O \rightarrow MgCO_3 . 2H_2O$).

It has been clearly demonstrated that the character of newly formed carbonates in a chloride-carbonate environment at a temperature of 25 °C is controlled by magnesium, but in a different way than was previously assumed by earlier authors. In an environment with a maximum content of 50 mol % Mg plus 50 mol % Ca, magnesium from the solution enters calcite to form Mg-calcite. The content of 50 mol % Mg is probably the upper limit of Mg-calcite formation because already by this concentration mostly monohydrocalcite is formed. An environment containing 75 mol % Mg gives rise to monohydrocalcite and a separate Mg-carbonate nesquehonite.

Contrary to Leeder´s (1982) and other authors´ assumptions, in no case aragonite precipitated from Mg-rich solution. It is highly probable, however, that in addition to temperature (Slavík et al., 1974, who give an equilibrium temperature of 30 - 35 °C for the precipitation of calcite-aragonite system), aragonite precipitation is influenced mainly by the presence of SO_4^{2-} and, according to Nekhiporenko and Bondarenko (1983), presumably also by organic matters, largely by humic acids.

The observations of kinetics and concentrations partly explained the question what happens to Mg-calcite which, as is suggested by field investigations, is a metastable mineral. Increased Mg concentrations in the solution did not result in increased stability of Mg-calcite but, on the contrary, in its decomposition so that released Mg^{2+} and/or $MgCO_3$ later crystallized as a separate mineral (nesquehonite, barringtonite). This process is likely to be a continuous one, which is confirmed mainly by the results obtained in systems whose Ca/Mg ratio amounted to 1:1 (Tab. 3).

Our experiments, in full agreement with those carried out by Kitano et al. (1979), confirmed that Mg^{2+} ions slow down the formation of calcite and/or Mg-calcite. Furthermore, our investigations proved that Mg^{2+} ions prevent crystallization, i. e. conversion of X-ray amorphous carbonates into their crystalline derivatives.

Although some minerals and mineral assemblages of our experiments may seem unusual, some of them were noted in the field or were synthetically manufactured. E. g. a monohydrocalcite - nesquehonite - aragonite - calcite assemblage along with hydromagnesite and dolomite was described from German-Swiss cave systems (Fischbeck and Müller, 1971). Monohydrocalcite was noted in sediments of Antarctic lakes (Sonnenfeld, 1984).

Hydrocalcite and nesquehonite were described by Marschner (1969) in boiler incrustations, products formed by the evaporation of aqueous solutions in sprinklers, washing machines (beet ones etc.) and in discharge outlets of pipings at temperatures of 10 to 14 °C. Both these hydrated carbonates were formed in those parts of sprinklers rising above water level, whereas only calcite precipitated in permanently aqueous environment.

Marschner (1969) also quotes other authors saying that both the minerals are unstable in the nature, although her experiments suggest that the conversion of monohydrocalcite into calcite took 18 days at 100 °C and only some 100 minutes at 150 °C.

Another her noteworthy observation which was not confirmed by our experiments was the conversion of monohydrocalcite into aragonite in an aqueous environment, and into calcite if NH_3 was present. According to that author, the conversion in distilled water under laboratory conditions took 9 days. However, our experiments lasting as many as 77 days did not confirm this, although our systems contained NaCl which she regarded as a catalyst. On the other hand, the conversion may have been prevented by $MgCl_2$ (according to the above-mentioned author, concentrations above 0.1 mol % are sufficient to slow down the conversion).

In addition to kinetic aspects of carbonate precipitation from solutions and temporal relationships of further conversion of the precipitated products, Tab. 1 to 5 present information on the solubility of the individual carbonates as well as their mixtures. A mutual comparison of our results with those published by other authors is limited by the fact that all our experiments investigated the solubility of very fine-grained to colloid materials. Reduced solubili-

ty (with respect to Ca and Mg contents in solutions) largely reflects increased grain-size of precipitated carbonates and conversion of amorphous products into crystalline ones.

Data on carbonate solubility also suggest that the solubility of Ca carbonates is influenced by the presence of Mg^{2+} ions. Lower Mg^{2+} contents result in reduced, whereas higher ones in increased solubility, particularly in short time intervals. As regards Mg carbonates, no such influence of Ca^{2+} ions was noted.

Conclusions

Temporal observations of carbonate precipitation in a Ca^{2+} - Mg^{2+} - CO_3^{2-}- Cl^- system and their alterations (maturation) in response to changing Ca/Mg ratios but by a constant CO_3^{2-} content have proved that these processes are complicated ones. They have mostly confirmed earlier observations in the field as well as laboratory experiments but also revealed some new facts.

1. A chloride-carbonate environment at a temperature of 25 °C is characterized by the precipitation of calcite with a slight admixture of aragonite which, however, is converted into calcite in 10 days. Calcite maturation is reflected by a change in interplanar distances.

2. By low Mg^{2+} concentrations (~25 mol %), magnesium gradually enters the structure of calcite converting it into Mg-calcite. Lattice parameters of Mg-calcite represented by interplanar distances change over time.

3. By the concentration of 50 mol % Mg, Mg calcite with a monohydrocalcite admixture are formed at the beginning, but the latter mineral gradually becomes more and more abundant until, at last, Mg calcite completely vanishes.

4. Values of interplanar distances suggest that Mg introduction into Mg-calcite lattice is a function of temperature, because these values change with changing Mg^{2+} concentration in the solution.

5. A further increase in Mg^{2+} concentration in the original solutions (~75 mol %) concludes the formation of Mg calcite and, after more than 10 days, monohydrocalcite and nesquehonite precipitate.

6. In a completely magnesium environment ($MgCl_2$ - Na_2CO_3), X-ray amorphous matters precipitate which, after several days, are in turn converted into crystalline nesquehonite.

7. Our experiments confirmed that the precipitation of crystalline products - carbonates - in all the studied systems was considerably slowed down by the presence of Mg^{2+} ions.

8. The assumption that the presence in Mg^{2+} in solutions containing Ca^{2+} invariably leads to the formation of aragonite was not confirmed.

9. It has turned out that the presence of Mg^{2+} in solutions drastically reduces carbonate solubility.

References

Berry, L. G. (Ed.) 1974: Selected Powder Diffraction Data for Minerals. *JCPS, Pensylvania, 833.*

Carlson, W. D. 1983: Polymorphism and aragonite-calcite transformation. In: *Reeder, R. J. (Ed.): Carbonates, Mineralogy and Chemistry. Mineralogical Soc. Amer.; ruský preklad - Mir, Moskva, 1987, 240 - 282.*

Folk, R. L. & Land, L. S. 1975: Mg/Ca ratio and salinity. Two controls over cristallisation of dolomite. *Bull. Amer. Soc. petrol. Geol., Tulsa, 59, 60 - 68.*

Fischbeck, R. & Müller, G. 1971: Monohydrocalcite, Hydromagnesite, Nesquehonite, Dolomite, Aragonite and Calcite in Speleothemes of the Fränkische Schweiz. Western Germany. *Contr. Mineral. Petrology, 33, 87 - 92.*

Garrels, R. M. & Mackenzie, F. T. 1971: Evolution of sedimentary rocks. *W. W. Norton and Comp., New York, 397.*

Kitano, Y., Tokyama, A. & Arakaki, T. 1979: Magnesium calcite synthesis containing magnesium and barium ions. *Geochem. J., Tokio, 13, 181 - 185.*

Kukal, Z. 1986: Základy sedimentologie. *Academia, Praha, 466.*

Leeder, M. R. 1982: Sedimentology, Process and Product. *Georg Allen and Unwin, London etc., 439.*

Lippmann, F. 1973: Sedimentary Carbonate Rocks. *Springer Verlag. Berlin etc., 228.*

Mackenzie, F. T., Bischoff, W. D., Bischoff, F. C., Lerjens, M., Schoonmaker, J. & Wollast,1983: A low-temperature magnesium calcite. In: *Reeder, R. J. (Ed.): Carbonates, Mineralogy and Chemistry. Mineralogical Soc. Amer.; ruský preklad - Mir Moskva, 128 - 184.*

Marschner, H. 1969: Hydrocalcite ($CaCO_3 . H_2O$) and Nesquehonite ($MgCO_3 . 3H_2O$) in Carbonate Scales. *Science (Washingthon), 165, 1119 - 1121.*

Michejev, V. I. 1957: Rentgenometričeskij opredelitel' mineralov. *GNTI, Moskva, 867.*

Michejev, V. I. & Saldau, E. P. 1955: Rentgenometričeskij opredelitel' mineralov. T II. *Izd. Nedra, Leningrad, 363.*

Nečiporenko, G. O. & Bondarenko, G. P. 1983: Uslovija obrazovania magnezijal'nych kal'citov po eksperimental'nym dannym. *Zap. Vsesoj. min. obščestva, Leningrad, 112, 731 - 738.*

Slavík, F., Novák, J. & Kokta, J. 1974: Mineralogie. *Academia, Praha, 486.*

Sonnefeld, P. 1984: Brines and Evaporites. *Academic Press, Orlando etc., 480.*

Súčasné trendy výskumu metamorfovaných komplexov v Západných Karpatoch

(Abstrakty prednášok prednesených 21. 11. 1991 na seminári v pobočke SGS v Bratislave)

D. Hovorka: **Aktuálne genetické problémy metamorfovaných komplexov**

Metamorfované komplexy rôzneho veku a rozličnej geologickej pozície sú aj v Západných Karpatoch súčasťou mozaiky horninových komplexov. V posledných rokoch sa ich výskum sústreďuje najmä na:

a) Geotermické a geobarometrické podmienky metamorfnej rekryštalizácie orto- a paramateriálu. Z toho následne vyplýva úsilie o rekonštrukciu PTt trendov ich vývoja.

b) Rekonštrukciu protolitu, pričom výsledky majú priamy vplyv na poznanie paleogeografie, paleodynamiky atď. sedimentačných bazénov.

c) Geochronológiu, ktorá vo svetovom meradle objavuje stále nové a nové, ale finančne veľmi náročné metódy.

d) Štruktúrnu geológiu vo všetkých jej aplikáciách: makro-, mezo- aj mikrodimenziách.

Syntéza takto orientovaných terénnych aj laboratórnych štúdií by mala poskytnúť komplexnú predstavu o geodynamickom vývoji.

D. Hovorka a Š. Méres: **Relikty metamorfitov vysokých stupňov v predkarbónskych komplexoch Západných Karpát**

V posledných rokoch sme v niektorých vrchoch kryštalinika Západných Karpát (Tríbeč, Malá Fatra, Nízke Tatry, Západné Tatry) zistili prítomnosť Gar-Cpx-Rtl metabazitov. Tvoria šošovkovité telesá veľké do 2 m v rulách, migmatitoch a v amfibolitoch. Minerálna asociácia zodpovedajúca najvyšším podmienkam metamorfnej rekryštalizácie tvorí masívne centrálne časti šošoviek (telies). Smerom k okraju telies sa minerálna asociácia pozvoľne mení a horniny získavajú charakter granatických amfibolitov až amfibolitov s. s. Podľa povahy a pozície týchto telies, zistenej minerálnej asociácie a vzťahov medzi minerálmi (častá prítomnosť rozličných typov symplektitov) predpokladáme, že tieto telesá boli pôvodne tvorené metabazitmi, metamorfovanými v relatívne vysokých P-T podmienkach (eklogitová fácia). Zistené minerálne asociácie a vzájomné vzťahy medzi minerálmi spôsobila ekvilibrácia pôvodne vyššie metamorfovaných hornín (eklogitov) v P-T podmienkach metamorfnej rekryštalizácie hostiteľských hornín.

P. Pitoňák a J. Spišiak: **Skarnoidy v oblasti Jasenia-Kyslej**

V oblasti Jasenia-Kyslej sa pri prieskume volfrámového zrudnenia našli priemerne decimetrové až metrové šošovky skarnoidov v migmatitoch. Metamorfóza okolitých hornín prebiehala pri teplote cca 600 °C a tlaku cca 5 kbar. Hornina sa skladá z kremeňa, hedenbergitu, ferohornblendu, feroaktinolitu, dvoch generácií granátu almandínovo-grossulárového zloženia a kalcitu. Akcesoricky sa vyskytuje chlorit, epidot, titanit, allanit a najmladšie minerály: chalkopyrit, pyrit, arzenopyrit a scheelit. Zastúpenie minerálov je variabilné. Detailná analýza fázových vzťahov v hornine svedčí o tom, že genéza horniny nie je metasomatická, ale metamorfná.

Š. Méres a D. Hovorka: **Geochémia vybraných typov metasedimentov kryštalinika centrálnej zóny Západných Karpát**

Pri výskume genézy metasedimentov kryštalinika Západných Karpát možno využiť všeobecné poznatky získané v posledných rokoch výskumom sedimentov, napr. to, že chemicky nezrelé klastické sedimenty dobre dedia geochemické vlastnosti materských hornín; že prvky, ktoré chýbajú v prírodnej vode a v chemogénnych sedimentoch (Ti, Zr, Hf, Y, Sc, Th, REE a i.), prechádzajú do klastických sedimentov prakticky v tej istej koncentrácii, v akej sú prítomné v materských horninách; že obsah REE v ílových bridliciach rôznych oblastí sveta (PAAS, ES, NASC) je porovnateľný, a i. Aplikovaním týchto poznatkov, najmä využitím prvkov pokladaných za nemobilné počas metamorfózy sme štúdiom rúl (zo Suchého, Malej Magury a Malej Fatry) a svorov (z kohútskeho kryštalinika) zistili, že zdrojovou oblasťou ich protolitu bola vrchná kontinentálna kôra. Predmetamorfný charakter rúl a svorov bol odlišný. Protolitom rúl bola droba, protolitom svorov íl (ílové bridlice). Použitou metodikou výskumu bolo možno zistiť aj nepatrné zmeny v ich chemickom zložení, ktoré sú však geneticky významné. V prípade rúl je to napr. relatívny podiel ílovej zložky, príp. klastík z bázických hornín v drobovom protolite a v prípade svorov prímes klastov acidných vulkanitov v ílovom protolite.

J. Spišiak a P. Pitoňák: **Páskované amfibolické horniny - genéza, distribúcia TR**

V tatrickej časti kryštalinika Nízkych Tatier v zóne stromatických a oftalmitických migmatitov (pásmo Špiglovej) vystupujú páskované amfibolické horniny (PAH) často úzko asociujúce s metaultrabazitmi. Jednotlivé pásky majú rozličnú hrúbku, zloženie (kremeňovo-živcové, amfibolické, biotitické, granatické) a udržiavajú si ich na veľkú smernú dĺžku. V PAH sú často prítomné budiny (enklávy) bázického a ultrabázického zloženia. Majú zonálnu metamorfnú stavbu (centrálnu časť tvorí Cpx+Gar+Hbl+Rtl). Pre PAH je charakteristická primitívna distribúcia TR. PAH pravdepodobne zodpovedajú horninám iniciálneho štádia ostrovného oblúka, resp. môžu predstavovať fragment kôry blízkej oceánskemu typu.

P. Ivan: **Slaboalkalické metavulkanity staršieho paleozoika gemerika - geochémia, petrológia a geodynamická pozícia**

Slaboalkalické metavulkanity typu E-MORB/OIT sú rozšírené v gelnickej a rakoveckej skupine staršieho paleozoika gemerika. V rakoveckej skupine sú absolútne

Pokračovanie na s. 37

Mineralia slovaca, 24 (1992), 9 - 28

Persistent and reversed shear-sense wrenching in High Atlas megashear, Morocco; implications for the Mediterranean plate kinematics

PETR RAJLICH
Institute of Geology, Czechoslovak Academy of Sciences, Rozvojova 135, 165 00 Prague 6, Lysolaje, Czecho-Slovakia

(Received December 9, 1991, revised version received January 14, 1992)

Abstract

The E-W intracontinental orogenic belt of the Eastern High Atlas, Morocco, developed as a result of multiple deformation - repeated wrenching (transpression/transtension): sinistral in the Lower and Middle Miocene, dextral in Upper Cretaceous and Lower Tertiary, sinistral in the Upper Triassic-Lower Jurassic and dextral in the Upper Carboniferous. The orogenic parallel stretching lineation directions in the Precambrian strata (1100 m. y.) indicate that the zone already existed before the Phanaerozoic. Crustal Riedel tectonic *(P)* lenses represent the tectonic style of this zone of at least Variscan localized lithosphere weakness and they sagged and/or were upheaved in response to whether they were in the transtensional and/or transpressional regional strain field. The different velocities of Europe with respect to Africa and/or the time of the Central and Northern Atlantic and Red Sea openings which account for the sinistral to dextral movement reversal at the Cretaceous to Tertiary transition are at the origin of the sedimentary basins inversion. The structurally inferred succession of post-Paleozoic shearing senses from the Eastern High Atlas seems due to close connection of the tectonics of the studied region to the Mesozoic history of the Azores-Gibraltar fracture zone, valid for the whole North African-Mediterranean zone.

Introduction

The Eastern High Atlas (EHA) segment between 1 to 3° of W Long. and 32° to 33° of N Lat. forms a part of the 2000 km long orogenic belt of the Atlas Mountains in the ENE-WSW direction between 10° of E Long. and 10° of W Long., 30 - 38° of N Lat., i. e. between the Gulf of Tunis and Agadir (Fig. 1). The approximately E-W belt of faulted pressure ridges and squeezed blocks known as the Northern Atlas Fault (NAF) (Russo, 1927, 1934; du Dresnay, 1964, 1965), Fig. 2 and 3, 4, separates the tabular area of the flat lying Mesozoic rocks of High Plateaus from the complex zone of heterogeneous strain of the EHA ranges. This principal topographical feature is repeated inside the EHA, where topographical heights are either fault zones or upheaved blocks, lowlands are synclines or subsiding areas (Fig. 3, 5). The southern border of the EHA splits into several branches leading away in the WSW direction into the Saharian shield and Antiatlas (Fig. 2). A morphologically distinct feature of the inner area of the EHA is the Tamlelt depression and this name is often used in the literature for the area. The E-W and NE-SW oriented segments of the Mountain belt give the Atlases the appearance of lozenge-like parallelograms (Michard, 1976; Stets and Wurster, 1981), termed Riedel lenses in this paper. The rhombohedral shape of plateaus and basins is consistent with the geometry of rocks fracture in a strike-slip stepovers (Schultz, 1989). They also form the inner structure of the Atlas zone, as can be inferred from the distribution and orientation of faults and the related folds, with the ENE-WSW (70 - 80°), NNE - SSW (10 - 30°) and NE - SW (50 - 60°) directional maxima. The Mountain belts (High Atlas and Low Atlas Mts.) in this structure wrap around the lozenge-like tabular (more stable) areas as zones of higher simple shear strain.

The Atlassic Mts. limit the Alpine Mediterranean system from the South (Durand-Delga, 1967; Bouillin, 1986; Bouillin et al., 1986; Schaer, 1987). The zone can be considered as external part of Gibraltar-Azores plate boundary (Kligtord and Schouten, 1986; Le Pichon et al., 1988) as evidenced by the highest deformation in the Rif Mts. (Hovarth and Berckhemer, 1982). Relatively weak Mesozoic deformation facilitated the preservation of structures of different stages of the development of the zone. On the example of the studied segment of High Atlas it will be demonstrated that the whole belt represents one of the major fault zones which have undergone several distinctly different

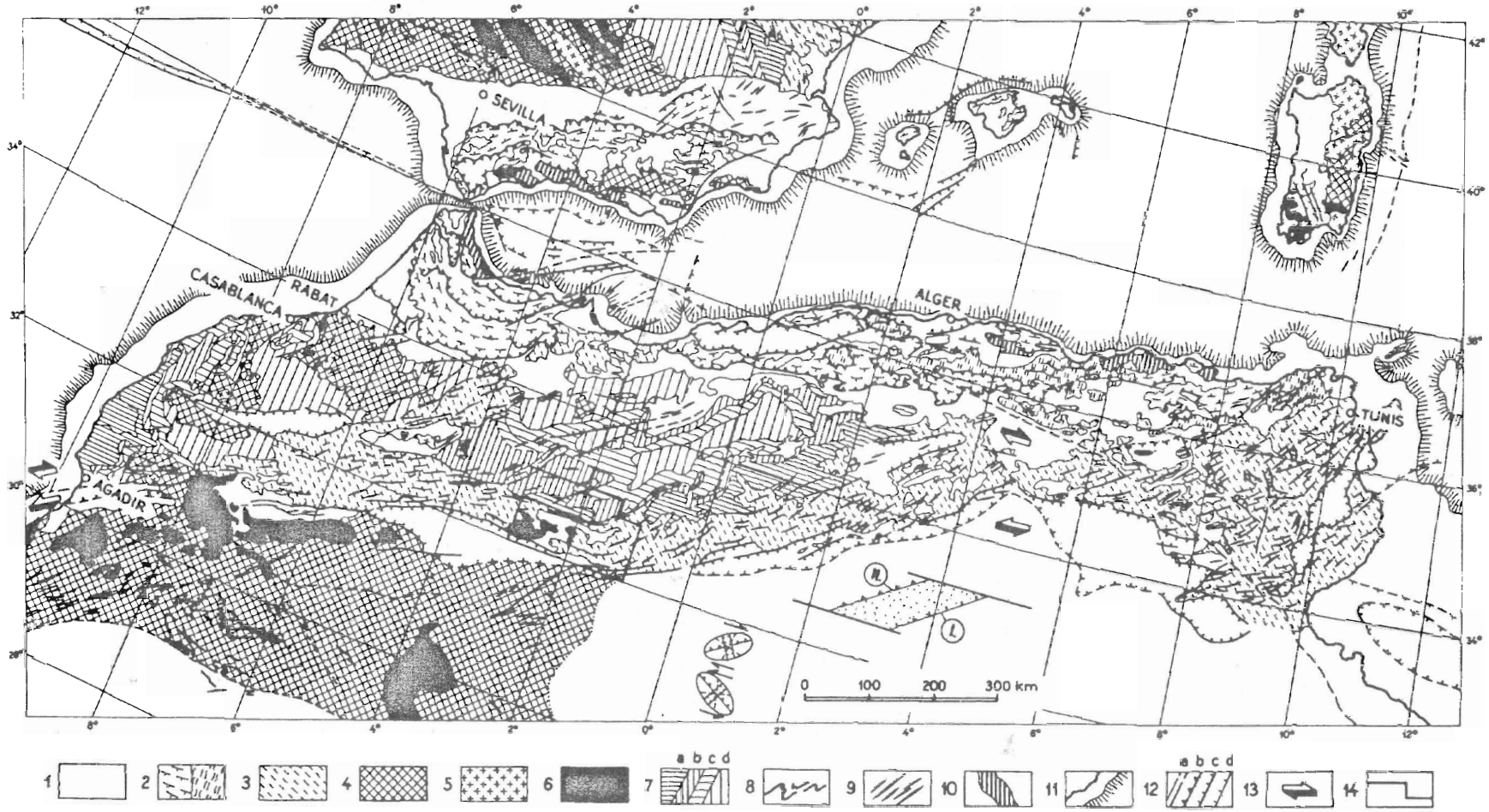


Fig. 1. Tectonic map of the North Western part of Africa and Western Mediterranean. Modified from the Carte Tectonique Internationale de l'Europe et des régions avoisinantes, USSR, Academy of Scie- nces, Moscow, 1981. 1 - Miocene and recent subsiding areas (pull-aparts) in the megashear zone, Precambrian basement with un- deformed younger platform cover in the Saharian shield; 2- Tertiary (Miocene) nappesand deformed Mesozoic in the tectonic windows; 3 - in Lower Tertiary deformed Mesozoic series; 4 - Palaeozoic cover deformed in Variscan orogeny; 5 - Variscan granites, 6 - outcrops of Precambrian basement, 7 - depth of the pre-Mesozoic basement, a > 2000 m, b > 1000 - 2000 m, c 500 - 1000 m, d < 500 m; 8 - Upper Triassic - Lower Liassic mafic volcanics, 9 - folds; 10 - Variscan structures involved in the Miocene nappes, 11 - tectonic slope and continental margin, 12 - a) strike-slips, b) thrusts, c, d) normal faults, 13 - shear sense reversals, 14 - area studied. Roman numbers indicate the thrust-and or normal fault position in the stepovers.

slip directions and multiple deformation during their history. Observation of the shear sense indicators on the outcrop and map scale and the discussion of the tectonic style (pressure and extension sectors) on the basis of the diagram of Wilcox et al. (1973), point to repeating and inverted wrenching episodes over the Mesozoic and Caenozoic periods and this kinematics can be traced back to the late Variscan-Alleghenian development Mattauer et al. (1972), Michard (1976), Mattauer et al. (1977), Laville (1988), Boulin (1989) or to Middle Proterozoic (Hassenforder, 1979, 1985; Heinitz et al., 1986; Huch, 1988). The wrenching sense reversal between Cretaceous and Tertiary (Catalano, 1989; Doglioni, 1989; Hsü, 1971) can be correlated with the 81 - 63 m. y. magnetic anomaly width change (from 1530 km in Northern Atlantic to 960 km in Southern Atlantic), (Pittman and Talwani, 1972; Le Pichon et al., 1988) and other reconstructions. The earlier sinistral displacement is classically related to the Upper Triassic-Lower Liassic Southern Atlantic opening (Hsü, 1971; Leblanc and Olivier, 1984; Taponnier, 1977; Frisch, 1979 in Lliboutry, 1982; Hauptmann, 1990; Srivastava et al., 1990). Kinematic elements inferred from the field study in the EHA can be correlated with the first order kinematic elements in the wider Mediterranean zone (Boccaletti et al., 1990, 1991).

Recent kinematics

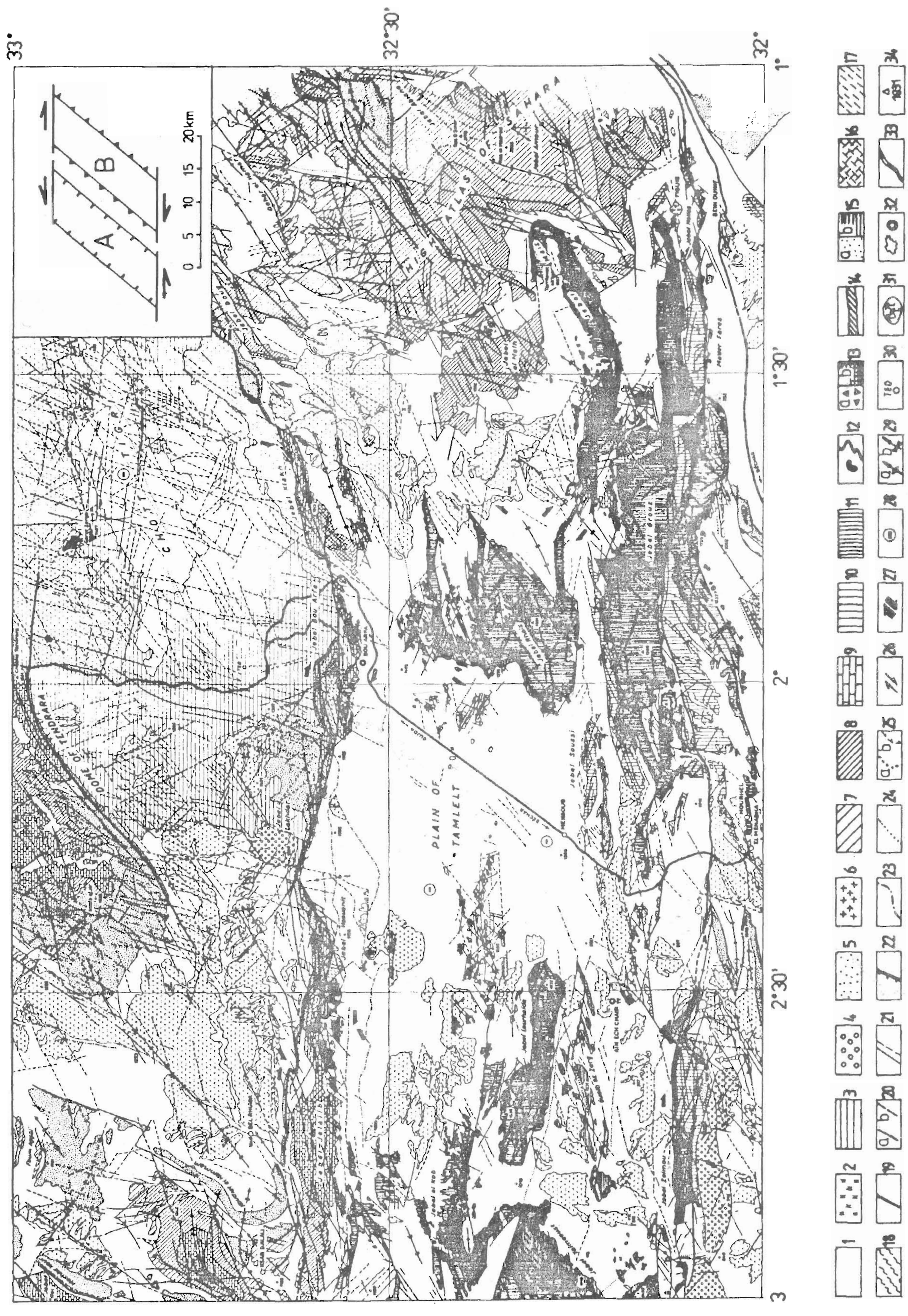
Historically active normal faults truncating the alluvial fans are found North and South of the Tamlelt depression. The late Neogene or Pleistocene closed basins mostly have NE-SW to NNE-SSW directions and the rhombic-shaped Chott Tigri basin (Medioni, 1970), with ankaratrite eruptions (Russo, 1924) on its border is the most salient feature of this kinematics (Fig. 2). The ankaratrites of Chott Tigri are not older than the Pontian-Pliocene sediments and the closed basin morphology can be seen on the inclined Villafranchian hardpan surface. Similar volcanics in the region of Oujda yield $^{40}K/^{40}Ar$ isotopic ages which range from 5.6 to 1.5 Ma (Andries and Bellon, 1989).

As there are no available structures on the outcrop scale, kinematic interpretation is made on the map scale (Schultz, 1989). The previously quoted basins have the position of pull-apart basins on the left steps in the E-W sinistral wrench zone. This observation fits in well with the observation of the left hand strike-slip on the seismically active Necor fault (Leblanc and Olivier, 1984; Taponnier, 1977), and with the shear sense registered in the Upper Miocene by the cross-elements in the Rif Mts. (Morley, 1987). This shear sense protracting from the Upper Miocene and leading to the collapsing of the Western Mediterranean sea (Bouillin et al., 1986) is consistent with the shape and NNE-SSW orientation of the Miocene and later pull-apart basins in the North African (Herbig, 1987) and South Iberian area (Fig. 1). The irregular dispersion of these basins in the area means that the wrench movement is dissipated over its whole width along the intracrustal shearing and detachment facilitated by the existence of intracrustal high conductivity and low seismic velocity layers, caused by Mesozoic and Tertiary thermal activities and which extend from the Rif to the High Atlas (Jacobshagen et al., 1988, 1989, 1991).

Upper Cretaceous dextral strike-slip

The unequivocal kinematical and displacement indicators of this stage in the EHA are: i) the 6 km long dextral offset of the Bou Arfa dome (du Dresnay, 1956) with displaced Lower Liassic manganese stratiform mineralization (Fig. 3, 6); ii) the oblique NE-SW attitude of the drag folds with respect to the E-W Northern and Southern fault of Atlas; iii) tectonic wedge of Jebel Grouz with the Ras el Mrit pull-apart basin and NE-SW orientation of the pressure wedges and squeezed blocks (right steps) with respect to the E-W movement zone of the EHA); iv) sinistral strike-slip on the NNE-SSW faults at which the largest angular-passive rotation can be expected.

The Jebel Bou Arfa structure (du Dresnay, 1956) is located at the inflexion point of the NFA, where its direction changes from NE to WNW-ESE direction. Transpression in the side walls of the wrench fault led to the development of the trapezoidal sphenopiezm (Carey, 1976), 10 km long and nearly 6 km wide. The horst of extruded and uplifted Precambrian II (1100 m. y. old) micaschists and


33°
32°30'
32°
1°
1°30'
2°
2°30'
3
A
B
0 5 10 15 20km
PLAIN OF TAMLELT
DOME OF TENDRARA
HIGH ATLAS OF SAHARA
CHOTT TIGRI
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34

chloritized paragneisses bounded by NW-SE and NE-SW faults of smaller amplitude constitutes the central part of this structure. The horst was transected by the strike-slip of the Northern Atlas Fault in the E-W direction and the Jurassic and Mesozoic strata were bent, forming the conical drag folds of the faulted-inclined marker horizon (Ramsay and Huber, 1987), Fig. 6.

The curvilinear drag fold development in the Jebel Arhous (Leblanc, 1968), gives the dextral sense of displacement. This stepping direction of the folds with respect to the Atlas Mts. direction is typical for the whole zone of the Atlas Mts. (Figs. 1 and 2).

The orientation of the Jebel Maiz anticline and reverse fault is close at right angle to the regional compressional axis and the Ras el Mrit basin is perpendicular to the extensional direction. The tectonic wedge composed of Jurassic dolomites was indented in a SE direction into and over the neighboring series. The other compressed and squeezed blocks of NE-SW and ENE-WSW direction are represented by Tendrara dome - Tendrara and Koudiat el Hamman table Mountains - inverted separate Triassic and Jurassic NE - SW basins (Fig. 2) and Jebel Klakh (Fig. 7) dome.

The passive rotation of the NNE - SSW faults in the dextral wrenching results in the sinistral offset as can be observed practically on all faults lying in this direction inside the EHA zone (Fig. 2).

The timing of the deformation is constrained in the EHA by deformed Oligocene conglomerates lying unconformably on the Upper Senonian strata (Figs. 2 and 3), by Upper Cretaceous intrusive rocks (Michard, 1976) and by inclusion of the nappe of Toundoute (Laville et al., 1977) in the Eocene.

Lower Liassic-Upper Triassic sinistral strike-slip

The area under consideration was almost flat in the first stage of Triassic (Rakús, 1976), with the exception of the environment of isolated small inselbergs of Ordovician quartzites as a result of a long period of denudation visible on altered rocks. The basaltic lavas were disgorged on this relief and the NE - SW troughs (Tendrara and Iche) begun to individualize and deepen. They contain evaporitic sediments and attain in the case of the Tendrara dome the depth more than 1000 m (Fig. 6). They form a part of the rifting processes connected with the first stage of opening of the Atlantic (Salvan, 1974; du Dresnay, 1975; Mattauer et al., 1977; Michard, 1976; Kulke, 1978; Laville, 1981), which also resulted in the vast NNE - SSW oriented salt basin formation, 200 km in width, parallel to the west coast of Morocco (Lehner and Ruiter, 1977) and found in Nova Scotia in Canada (Hinz et al., 1981).

The NNE - SSW dolerite and diabase dykes dated 210 through 185 Ma (Huch, 1988; Fiechtner, 1990), which can be used for the completion of the maximal and minimal stress trajectories in SE Morocco (Dietz and Holden, 1970), Fig. 8, indicate the direction of extension giving the sinistral wrenching in the E-W zone (Taponnier, 1977) and pull-apart basin formation on the NE-SW oriented faults - left steps - as found in the Tendrara and Iche basins (Figs. 2 and 8), see also Laville (1981) and Laville and Fedan (1989). Similar linkage between history of African rift basins and the opening of the Atlantic is provided by younger - Cretaceous basins of Central Africa (Fairhead and Binks, 1991).

Fig. 2. Tectonic map of the EHA compiled from the 1/100 000 scale unpublished maps from author. A, B in the upper right rectangle-orientation and successive stages of the basin opening and inversion. 1 - Alluvial aprons, piedmont plains, alluvial cones etc. Quaternary; 2 - Calcareous hard-pan; 3 - Red sandstones, limestones, marls, Senonian; 4 - Conglomerates, Senonian; 5 - Limestones, marls, red sandstones, Cretaceous; 6 - Intrusive basic rocks; 7 - Pinky sandstones with the petrified wood, pelites, Upper Jurassique; 8 - Limestones and marls Upper Bajocian-Lower Bathonian; 9 - "Upper ledge" of the Bou-Arfa deposit (white bioclastic dolomitized limestone) Aalenian - Lower Bajocian; 10 - Marls with limestones, Toarcian-Aalenian; 11 - Massive dolomitized limestones, Lower and Middle Liassic; 12 - Paleo-eluvium, dolerites, marls, gypsum, salt, Triassic; 13 - a - Bichermal limestones, b - slates, Visean; 14 - Montmorillonitic shales, Silurian; 15 - a - Quartzites, b - shales, Ordovician; 16 - Lower Cambrian (limestones), Adoudounian; 17 - Schistes, rhyolites, dacites, Precambrian III; 18 - Micaschistes, phyllites, Precambrian II; 19 - Major faults; 20 - Faults of secondary importance, a - inferred, b - supposed; 21 - Other less important photolineaments of the supposed tectonic origin; 22 - Faults accompanied with important vertical movement and bending of strata; 23 - Faults in the Quaternary sediments (disturbing the alluvial cones etc.); 24 - Supposed continuation of the important faults under Quaternary sediments; 25 - Structural trends a - bedding, b - salt diapyrs; 26 - Relative motion of the two neighbouring segments of the faults; 27 - Relative motion of larger blocks; 28 - Rapidly subsiding area characterized by recent sedimentation; 29 - Folds a - anticlines, b - synclines; 30 - Structural borehole; 31 - Oasis; 32 - Villages; 33 - Railroad with the most important stations; 34 - Altitude above sea level.

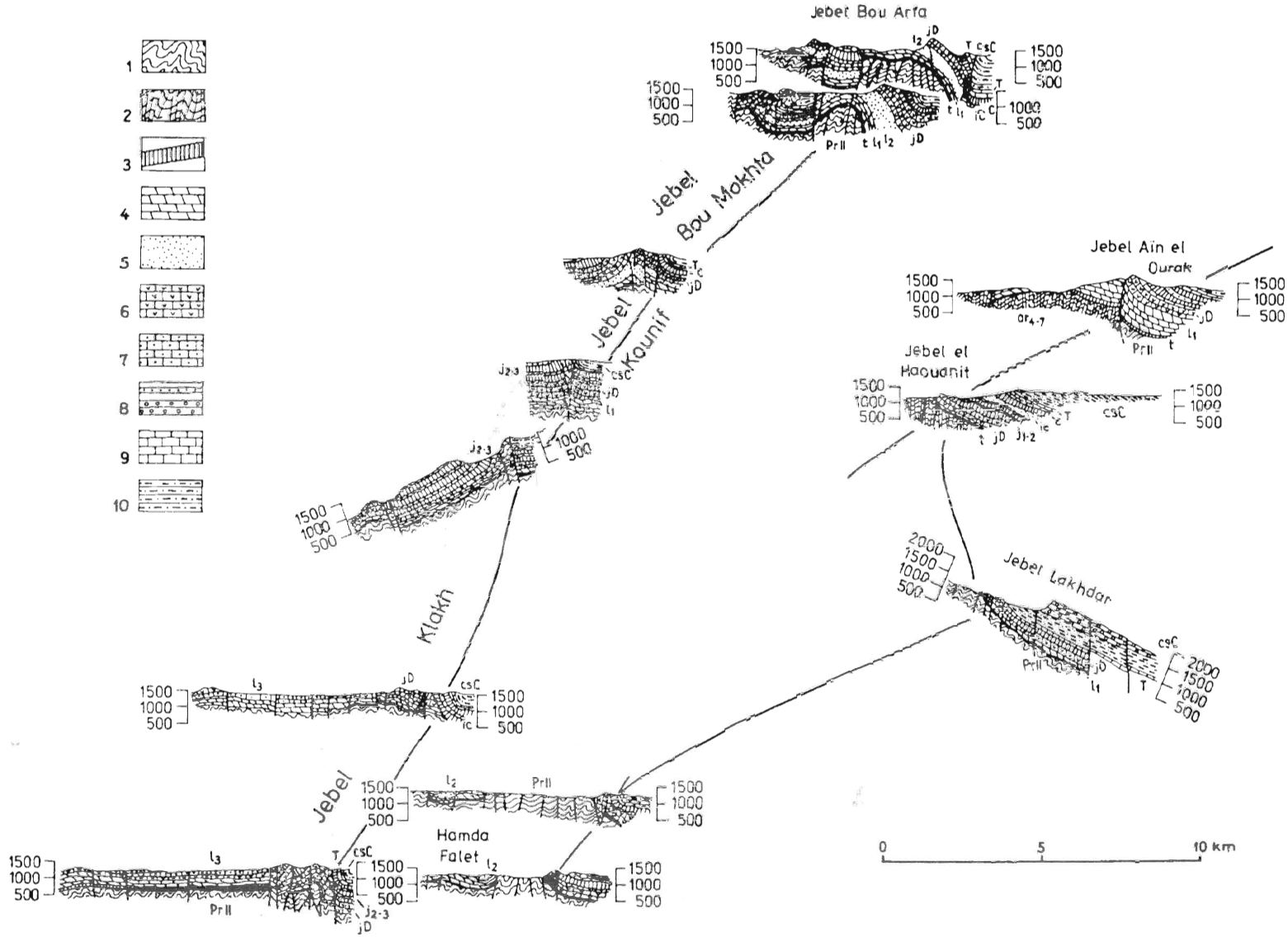


Fig. 3. A - Serial tectonic profiles through the Northern fault of Eastern High Atlas; A) Eastern part, B) Western part, 1 - Precambrian crystalline basement, 2 - Paleozoic rocks with the axial plane cleavage, 3 - marls and claystones in all formations, 4 - dolomite, 5 - sandstones and conglomerates (Tercian), 6 - massive, organic-detrital limestone, mostly dolomitized (Aalenian-Bajocian), 7 - stratified limestones of Carixian and Domerian, 8 - limestone conglomerates and sandstone (Senonian), 9 - very fine-grained limestones (Turonian), 10 - variated lithology of sandstones, claystones and of the thin limestone layers (Senonian);

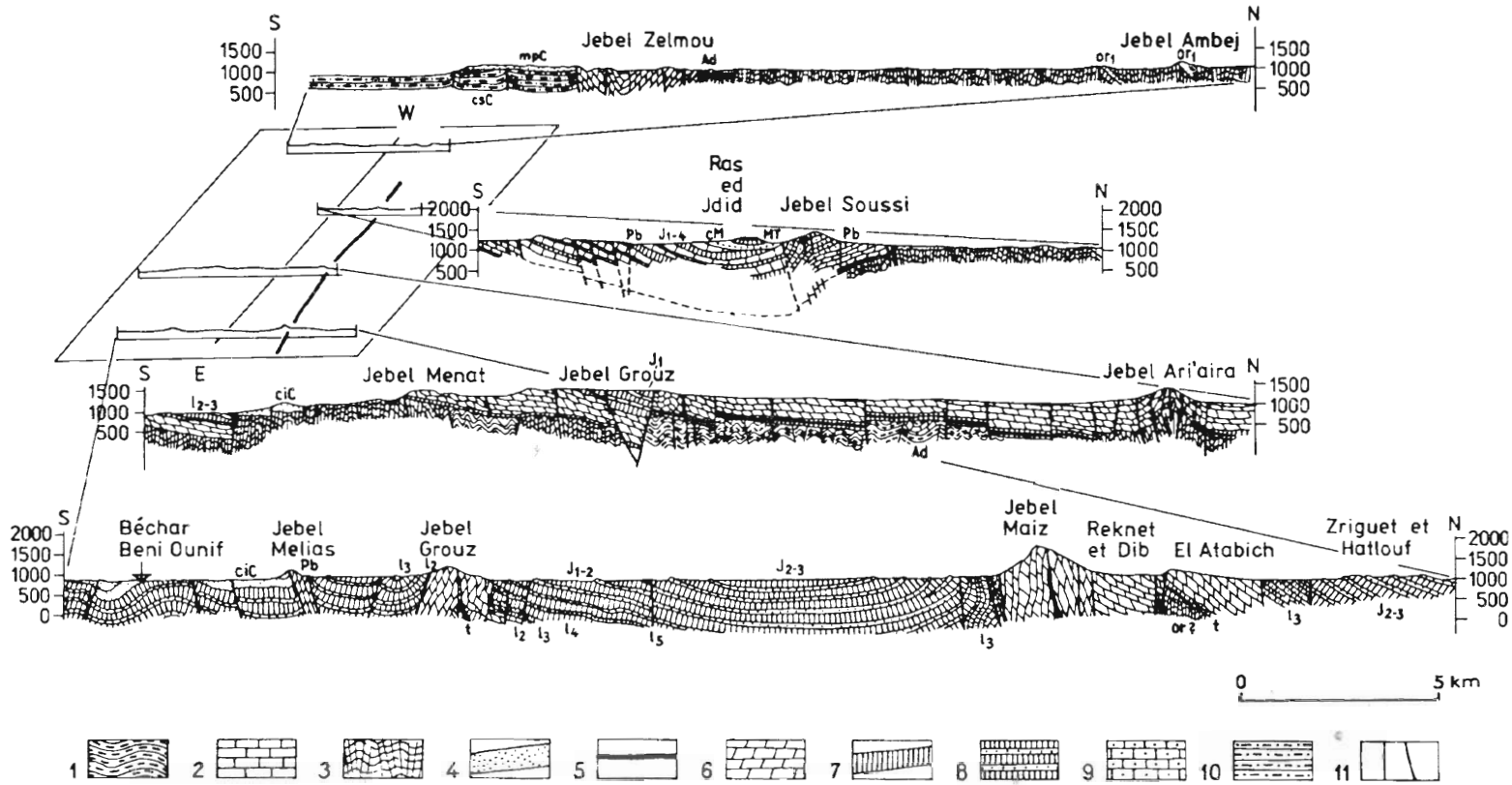


Fig 3B. Serial geological cross - sections of the Southern fault of Eastern high Atlas; 1 - volcanosedimentary formation of the Precambrian III, 2 - limestones in all formations, 3 - shales with the cleavage, mostly Ordovician, 4 - quartzites, 5 - basalts with saliferous formations, 6 - massive dolomites (mostly Liassic), 7 - marls and claystones in all formations, 8 - conglomerates and sandstones (Toarcian), 9 - stratified massive organodetritic limestones, 10 - marls and sands of Miopliocene.

Variscan dextral strike-slip

The Palaeozoic formations mostly outcrop west of the 1°30′meridian in the form of denudation windows between the Mesozoic series or in larger blocks originally covered by a smaller thickness of Mesozoic rocks. This greater extent of the Palaeozoic series in the region between Bou Arfa, Jebel Rhals, Jebel Grouz and Jebel Kob (Fig. 2) is the pull-apart horst-core that originated in the Triassic sinistral wrenching. The Palaeozoic rocks include: Cambrian marbles (Adoudounian, Choubert, 1958), Cambroordovician schists, quartzites of the Lower and Middle Ordovician, Silurian phtanites and montmorillonitic schists, Devonian limestones and, in the region in the South of EHA, Carboniferous coal-bearing sediments.

The rocks are intensively folded into sharp, kinked box or angular (knee) folds (Fig. 3). They have a changing vergency to the North or to the South but mostly have steep axial planes and the fold-enveloping regional surface is nearly horizontal. The folding was accompanied in several places by the intense subvertical, spaced axial plane cleavage (Borradaile et al., 1982), Fig. 9. Its direction and direction of the folds is ENE - WSW (Fig. 10). The fold cleavage relationship indicates clockwise transection.

Variscan faults form an integral part of the folded structure and a predominant strike-slip component was recognized in most of them (Michard, 1976). The most important shear zone found inside the EHA caused a deflection of the ENE-WSW Variscan fold trend in the Tamlelt to a NW - SE direction. The WSW - ENE faults separate blocks with different degrees of development of schistosity. The dextral transpression model (Sanderson and Marchini, 1983) of this zone can be extended to the vast, continuous 600 km long cleavage zone in the Antiatlas (Fig. 11).

The lower age limit of the Variscan dextral strike-slip (Mattauer et al., 1972; Michard, 1976; Diot et al., 1987; Boulin, 1986) is constrained by the folded Upper Visean olistostromes Pareyn (1967) and undeformed Variscan granite formation, which occur in the area North of Northern Atlas Fault. Different Rb/Sr datings yielded ages ranging from 330 - 260 m. y. (Piqué and Michard, 1989).

Discussion

Age of the Atlassic Mts. Megashear

As stated by Muehlberger (1986) and for instance Ramsay and Huber (1987), many major fault and shear zones have undergone several distinctly different slip directions during their history. The reactivation of older structures seems to be quite common in Mesozoic orogenies (Daly et al., 1989; Zamaraev et al., 1979). It is interesting to look in the basement of High Atlas for structures which could help to determine its foundation. The micaschists and paragneisses exposed along the Southern border of the Northern Atlassic fault bear a stretching lineation (Fig. 12), in the form of mineral lineation axially parallel with the small-scale kink folds and elongated quartz lenses in mostly subhorizontal foliation. The orientation of lineation is E-W, parallel to the Northern Atlas Fault (Fig. 13) and the structure can be explained as relics of the lateral ramp of larger shear zone.

The age of rocks can be assigned to Precambrian II, comparing their higher metamorphic degree with the weak epizonal character and/or practically unmetamorphosed Lower Cambrian - Adoudounian/Upper Proterozoic of the area, see also Neltner (1938) and Lecolle et al. (1989). These E-W elongated outcrops of the Precambrian II belong to the crystalline rock terraine of High Plateaus containing the undeformed Variscan granites. These crystalline rocks were a source region of transgressive and continental facies of the Liassic and Dogger of the Bou Arfa Manganese deposits characterized by a large number of slightly abraded pebbles and boulders up to 50 cm in size. These granites were found at the depth of 522.5 m in the Tendrara 102 bis borehole (Fig. 2) in the High Plateaus. The occurrence of crystalline rocks points to the existence of an important geological boundary-tectonic line which separates two Variscan areas differing in mobility in Morocco (Fig. 11), see also Boulin (1989) with granite intrusions in the North from the Southern terraine of Antiatlas with practically unmetamorphosed Palaeozoic rocks along a boundary followed approximately by the present Alpine-Atlasic faults. This structure was reactivated in the Variscan, Lower Jurassic and Oligocene tectonics as it can be also exempli-

fied on reactivation of ancient shear belts along the Eastern African rift (Daly et al., 1989) and in Baikal Rift (Zamaraev et al., 1979). This reactivation of older structures in Morocco becomes evident from works of Hassenforder (1979, 1985), Laville (1981), Brede and Heinitz (1987), Huch (1988), Zylka (1988), Cattaneo and Gellard (1989), Lecolle et al. (1989). It is also interesting to note that the fault orientation statistics yields a majority of N 60° class faults, which is identical for the fold, fault and cleavage orientation in areas with larger outcrops of Palaeozoic rocks deformed in the Variscan orogeny (Figs. 10 and 12) and for the Alpine folds and faults, see also Schaer (1967).

Amount of displacement

The directly measurable offset on one of the Variscan NW - SE fault is 4 km and it is well correlated with the value $\gamma = 1.52$ of angular shear calculated for the 2.5 km broad zone of deflected folds along the fault zone. The angular shear computed from the X axes of the XZ strain ellipses obtained from the deformed veins of hematite and barite, which are representative for a relatively larger volume of the zone, is 1.18 and 0.96 respectively (Fig. 11) and equals a displacement of 32 to 37 km in a 30 km wide cleavage zone. This estimate is compatible with an angle of 32° between the WSW - ENE faults and the cleavages (Sanderson and Marchini, 1983).

The important Variscan dextral wrenching should result in at least a 45° clockwise rotation of the structural elements close to the N-S direction. This effect could explain the relative frequency of the NNE - SSW faults Northerly of and in the area close to main Atlas fault and NE - SW to ENE - WSW faults inside the EHA. The γ - curve (Ramsay, 1980) inferred from this assumption yields a displacement of 62 km for the zone included between the Northern and Southern Faults of the EHA. It would seem that there was not a greater modification of these conditions (orientations) in the Tertiary orogeny because of the less pervasive strain.

The amount of the Alpine dextral displacement calculated by the assumed 6 km on each of the most important E - W faults would yield 30 km for the whole width of the EHA. Menard (1962), Freund (1974), Ranalli (1977) and Xu Jiawei (1987) compared the length of the fault with the horizontal displacement. Menard (1962) suggested that, for wrench faults less than 600 km long, the offset is about one-seventh of the length, with a value of one-third on longer faults. Freund (1974) estimates the displacement/length ratio of the Southern Iran faults as 13 % and that of the Marlborough fault in the New Zealand at less than 10 %. Displacement/length ratios for faults in the Tan-Lu system (Xu Jiawei, 1987) vary between one-fourth and one-tenth with an average of 17.8 - 12.7 for 23 main faults. The length of the Atlas belt from the Atlantic to Tunisia of approximately 2000 km would require a displacement of 260 km. Such a dextral offset fits in well with displacement on the Moroccan coast on the - 1000 m isobath (Fig. 1). In the Tertiary displaced coast could explain the Africa-America mismatch at this point or the gap of Ifni (Dietz and Sproll, 1970). This offset on single fault dissipated more to the East between the Middle and High Atlas following to the anastomosing of P - shears. The total displacement related to dextral movement reversal in Mediterranean area is estimated by Tapponnier (1977) on 500 through 1000 km, the difference between the width of the 81 + 63 m. y. magnetic anomalies in the Central and South Atlantic is close to 600 km. The relative motion of Africa with respect to Euroasia is estimated by Srivastava et al. (1990), at 2100 km approximatively but large proportion of movement was partitioned into the Pyrenean zone.

Riedel shear lenses structure of the Atlassic Mts.

The principal direction of EHA is E - W and this is considered to be the principal orientation of the shear zone. In the shear zone formed in the isotropic fabric, there should be a family of structures of smaller order - Riedel shears (Skempton, 1966), of WNW - ESE orientation. These structures are found only in places where the reactivation of Variscan faults in the same direction can also be assumed (i. e. Southeast of Jebel Rhals, Fig. 2).

According to their direction only *P* - Riedel shears, subparallel to the shear zone boundary, can be identified in the area studied but as noted by

Fig. 4. Panoramatic view of the Northern fault of Atlas East from Bou-Arfa inflexion point. The fault is marked in the landscape as the system of pressure ridges (A) and squeezed blocks. The large squeezed horst on the horizon (A) is Jebel Klakh (Fig. 7). Note the nearly horizontal stratification of strata on the right side (B) of the picture inside the Eastern High Atlas.

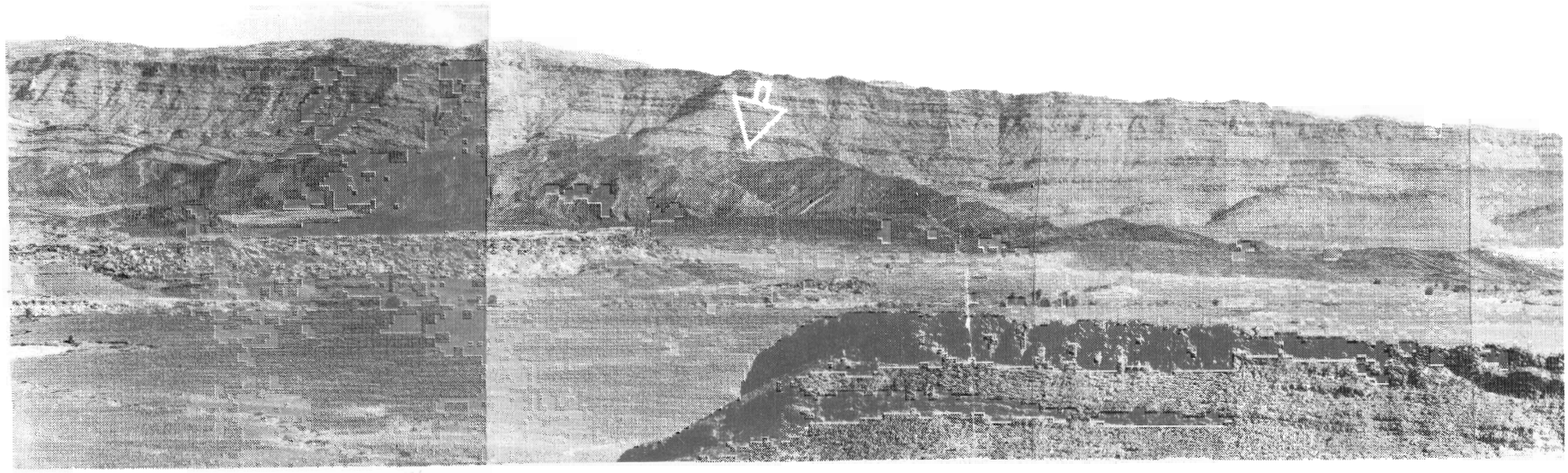


Fig. 5. Panoramatic view of the area close to Southern fault of Atlas in the area of Jebel Amour of Saharian Atlas. The fault is marked as the anticlinal in darker rocks which crops out among gently inclined upper Jurassic sandstones and marls.

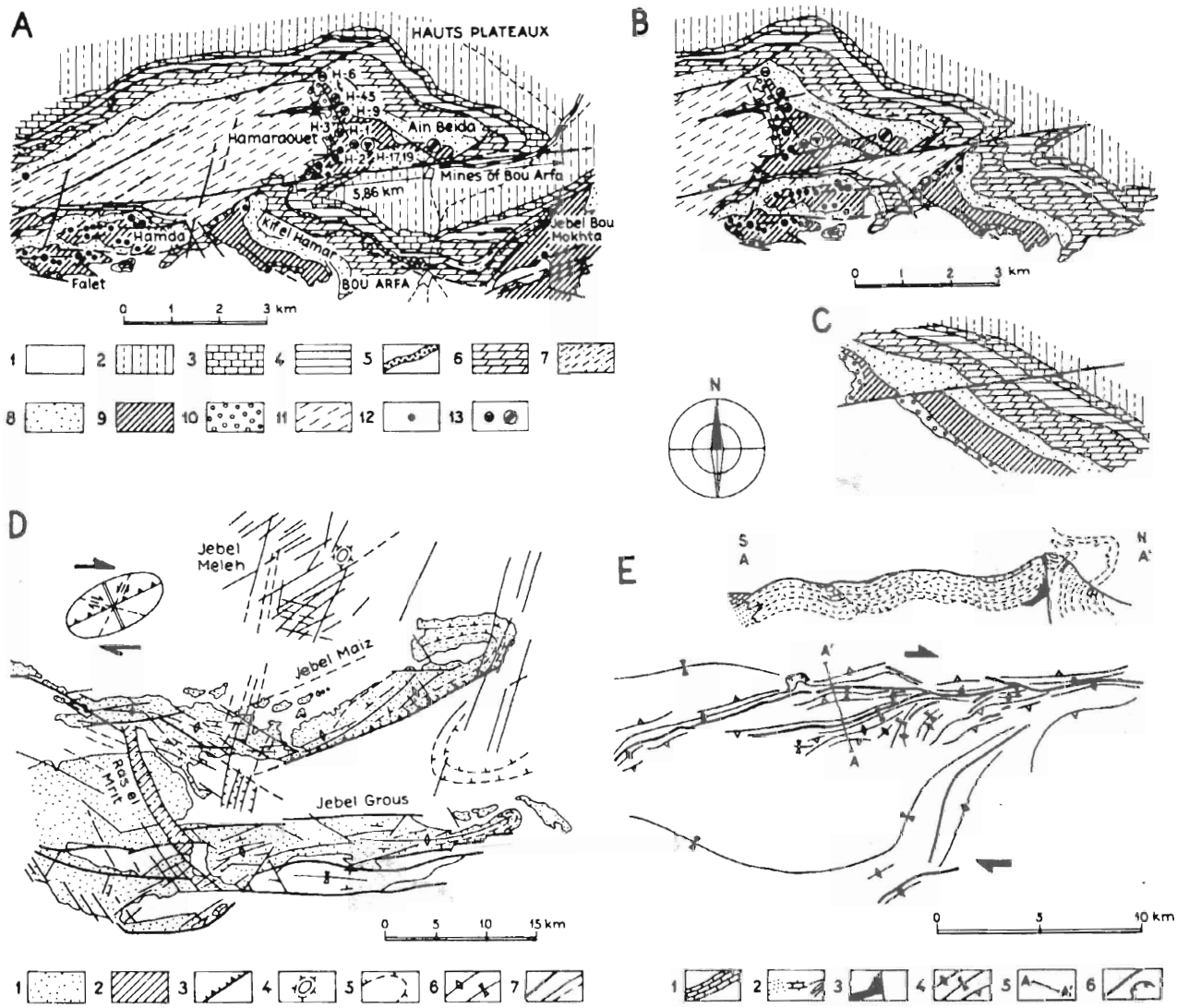


Fig. 6. Map scale shear sense indicators of the Oligocene tectonics; A - strike-slip fault of the Bou-Arfa dome, B - restoration of the offset, C - restoration of the conical fold in the side wall of the fault; 1 - Quaternary sediments; 2 - Senonian marls, sandstones and limestones; 3 - Turonian limestones; 4 - Cenomanian marls; 5 - Infracenomanian sandstones; 6 - Aalenian - Bajocian dolomites; 7 - Upper Bajocian-Bathonian marls and limestones, 8 - conglomerates and arcoses, 9 - limestones and dolomites of the Lower and Middle Liassic, 10 - basal conglomerates of the Middle Liassic, 11 - micaschistes and phyllites of the Precambrian II; 12 - Manganese ore deposits; 13 - Manganese - ore indices; D - Jebel Maiz tectonic wedge and Ras el Mrit graben; 1 - Jurassic - mostly Lower Liassic carbonates; 2 - Middle Jurassic carbonaceous and marly series of the Ras el Mrit graben, 3 - thrust faults, 4 - salt diapir, 5 - direction and inclination of strata, 6 - trends of fold axes, 7 - mostly strike-slip faults; E - curvilinear drag folds along the Northern Atlas fault (Jebel Arhous), from Leblanc (1968), modified; 1 - Domerian limestones; 2 - Lotharingian marls, dolomites etc., 3 - basalts and shales, 4 - fold axes, 5 - cross section line, 6 - rock scarps.

Freund (1974), *P* - faults always appear in association with folded *R* - faults for advanced strains. The fault orientation and distribution in the EHA can therefore be most satisfactorily compared only with the natural and laboratory models studied by Tchalenko (1968) in the clays of landslides where the distinctive morphology of any discontinuities is determined by the initial attitude of the fabric. The transpressive component in these experiments was provided by the weight of overburden. The material preferentially forms Riedel lenses containing smaller lenses with a sense of movement identical to the general movement of the whole shear (Fig. 14). For the crustal *P* and/or *D* - Riedel lenses formation, the rhombic parallelogram appearance (Stets and Wuster, 1981) of the inner structure, the boundaries and the Northern foreland troughs in the Atlases area (see also Cattaneo and Gelard,

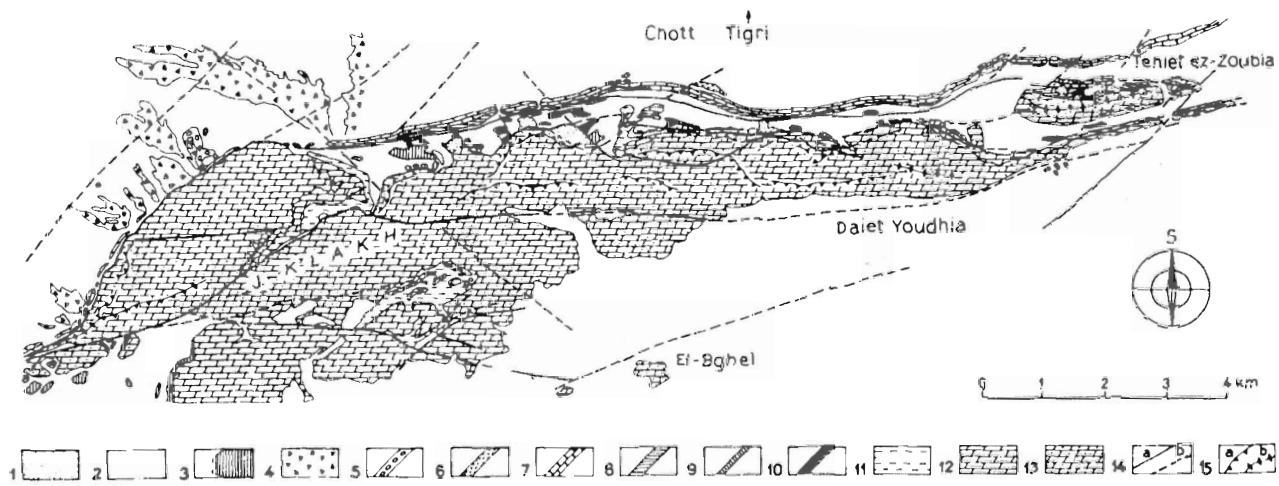


Fig. 7. Asymmetric squeezed block of Jebel Klakh; 1 - rock fall; 2 - Quaternary deposits, 3 - terraces, 4 - Upper Miocene carapace, 5 - limestone conglomerates (Tertiary); 6 - Senonian sandstones, 7 - limestone ledge; 8 - Cenomanian marls; 9 - Aptian limestones, 10 - red sandstones (Infracenomanian), 11 - marls and dolomites (Bathonian), 12 - dolomites (Aalenian-Bajocian); 13 - Domerian dolomites, 14 - faults a/ verified, b/ inferred, 15 a/ scarp, b/ fold trend.

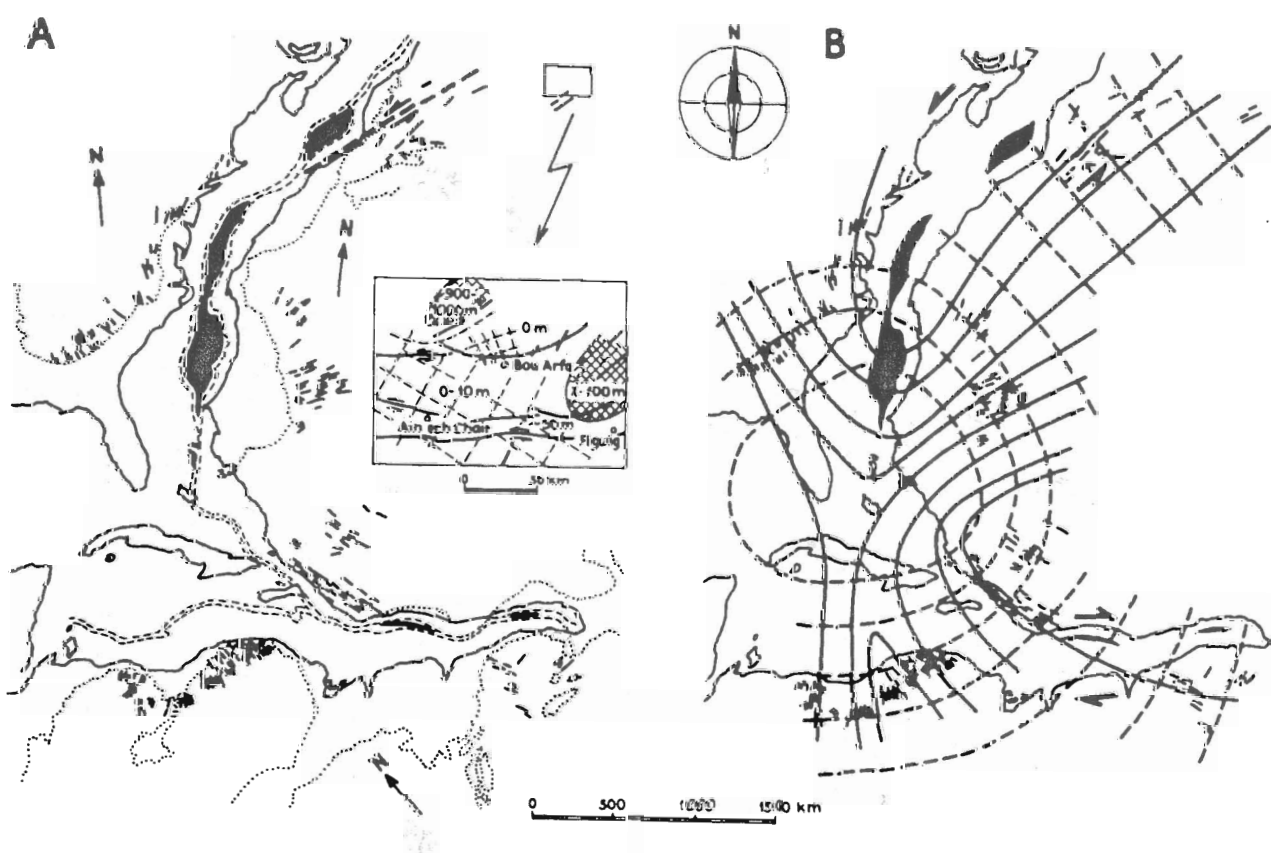


Fig. 8. Basalt dykes, and stress-trajectories in the time of the Atlantic opening; A - basalt dykes on the continents and position of the pull - apart basins (in black), compiled using the data of (Michard, 1976). The quadrangle indicates the position of the EHA area (Fig. 2) with basalt dykes, stress trajectories and Tendrara and Iche pull-apart basins and Trias thickness inferred from boreholes and surface mapping, B - reconstructed stress field for the time of the Atlantic opening.

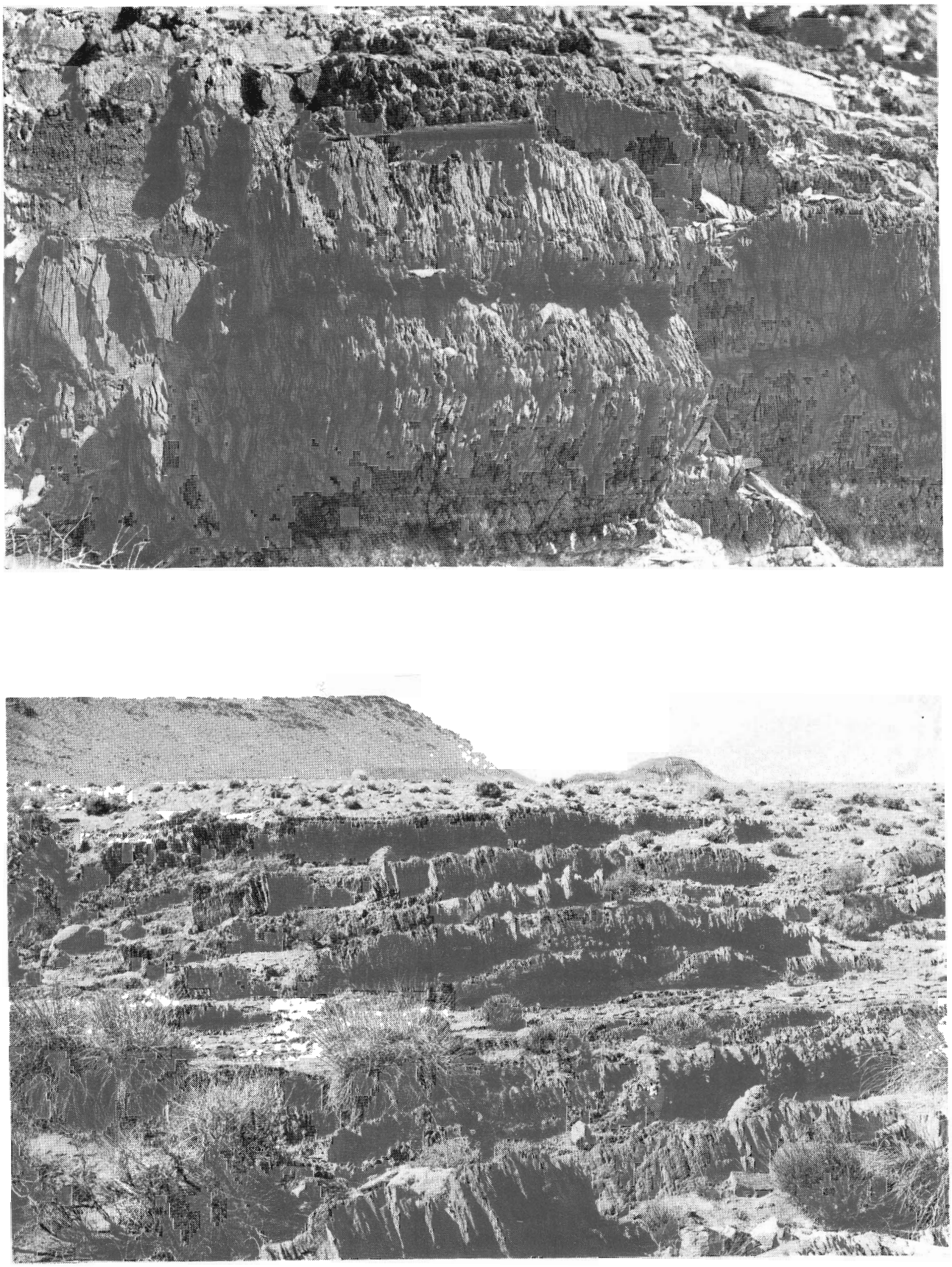


Fig. 9. A, B. Spaced cleavage in the gently folded Cambroordovician shales in the region of Ain el Orak.

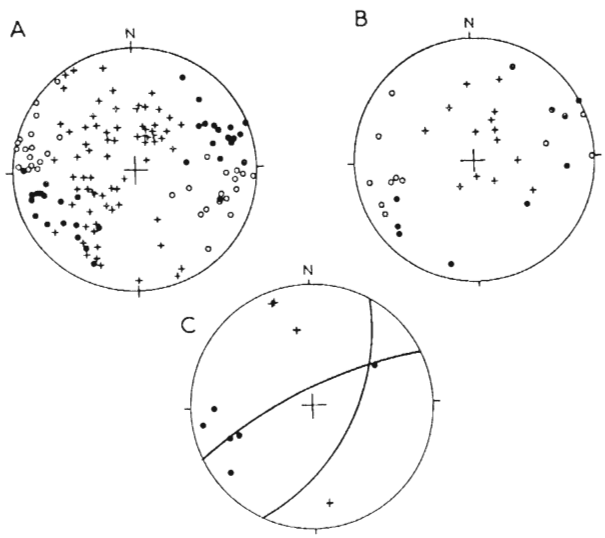


Fig. 10. Orientation diagrams of the Variscan and pre-Variscan structures; black circles - Variscan fold axes, open circles - stretching lineation in the pre-Variscan crystalline rocks, crosses - poles to the foliation and cleavages, great circles - mean dip lines of the flanksof large Variscan folds; A and B - Eastern and Western sectors of the Precambrian II outcrop in the NFA zone; C - Palaeozoic of the Central outcrop (horst) of basement.

1989) can be explained. They behaved as pull-aparts (transtension) and/or transpressional blocks in the Mesozoic and Tertiary orogenies. The width of the zone with the Riedel lenses occurrence presupposes the existence of the broad zone of intracrustal shearing and detachment explained by Jacobshagen et al. (1988, 1989, 1991) as the effect of Mesozoic and Tertiary thermic and tectonic activities.

Correlation of the kinematic events of the Eastern High Atlas with plate tectonics

It is beyond the scope of the present paper to discuss the development of the whole Mediterranean zone in detail but several conclusions based on the study of EHA can be drawn. As far as the EHA concerns the field data such as fold axes orientations and prevailing set of one direction of fractures (Figs. 2, 3, 4 and 5) indicate only a small extent of the Tertiary shortening in the N - S direction. This points to the lesser importance of the N-S pure shear component emphasized as the basic kinematic axis for the Mediterranean area since approximately 59 Ma by the studies of Olivet et al. (1984), Kligtord and Shouten (1985), Savostin et al. (1986), Schaer (1987), Srivastava et al. (1990). The field data from EHA however are consistent with the Apparent Wandering Path of magnetic poles for Africa and Euroasia in the Early Tertiary indicating the movement of both plates along the same parallel and their common younger (post Eocene-Oligocene boundary) meridional drift along the same path towards the South Pole (Storetvedt, 1990). Comparing for instance the seismically active sinistral Necor fault with the sinistral shear sense which controlled the Miocene structures in Eastern Crete (Fortuin and Peters, 1984) and the conclusions of Huchon et al. (1982), explaining the present subduction system of Hellenic arc as not older than approximately 13 Ma, it seems that the same sinistral and dextral wrenching phases found in the Atlas Mts. can be observed over the Eastern Mediterranean area (Jongsma, 1985, 1987a, b; Catalano et al. (1989a, b), Doglioni (1989), Carey (1976), Boccaletti et al. (1990, 1991) and, for instance, the counterclockwise rotation of Sicily during the past 5 m. y. (Jongsma et al., 1987a, b). Relation to the same plate boundary explains the fact that culminations of tectonic movements occurred simultaneously in different regions (Pilger and Rösler, 1976). The Northern Atlantic, Red Sea and Indian ocean ridges provided the forces (Richardson, 1989) which acting in couple activated firstly the sinistral and later the dextral transcurrence in Mediterranean in response to the diachronous Southern Atlantic, Northern Atlantic and Red Sea rift opening. The Upper Triassic-Lower Liassic sinistral to Upper Cretaceous dextral wrenching reversal is recorded on the 81 to 63 m. y. magnetic anomaly transition (Fig. 15) in Atlantic Pitman and Talwani (1972), Taponnier (1977) see also the more recent work on the W. Mediterranean kinematics of Le Pichon et al. (1988); anomalies 25 through 13 : 59 - 35 Ma, Srivastava et al. (1990). The unequal width of anomalies in Southern and Central Atlantic record the relative speed change of Europe with respect to Africa which led to dextral transcurrence.

The late Variscan development of the Atlassic area is similar to Hercynian Europe and Appalachians, and especially in the tectonics governed in later stages of the Variscan development

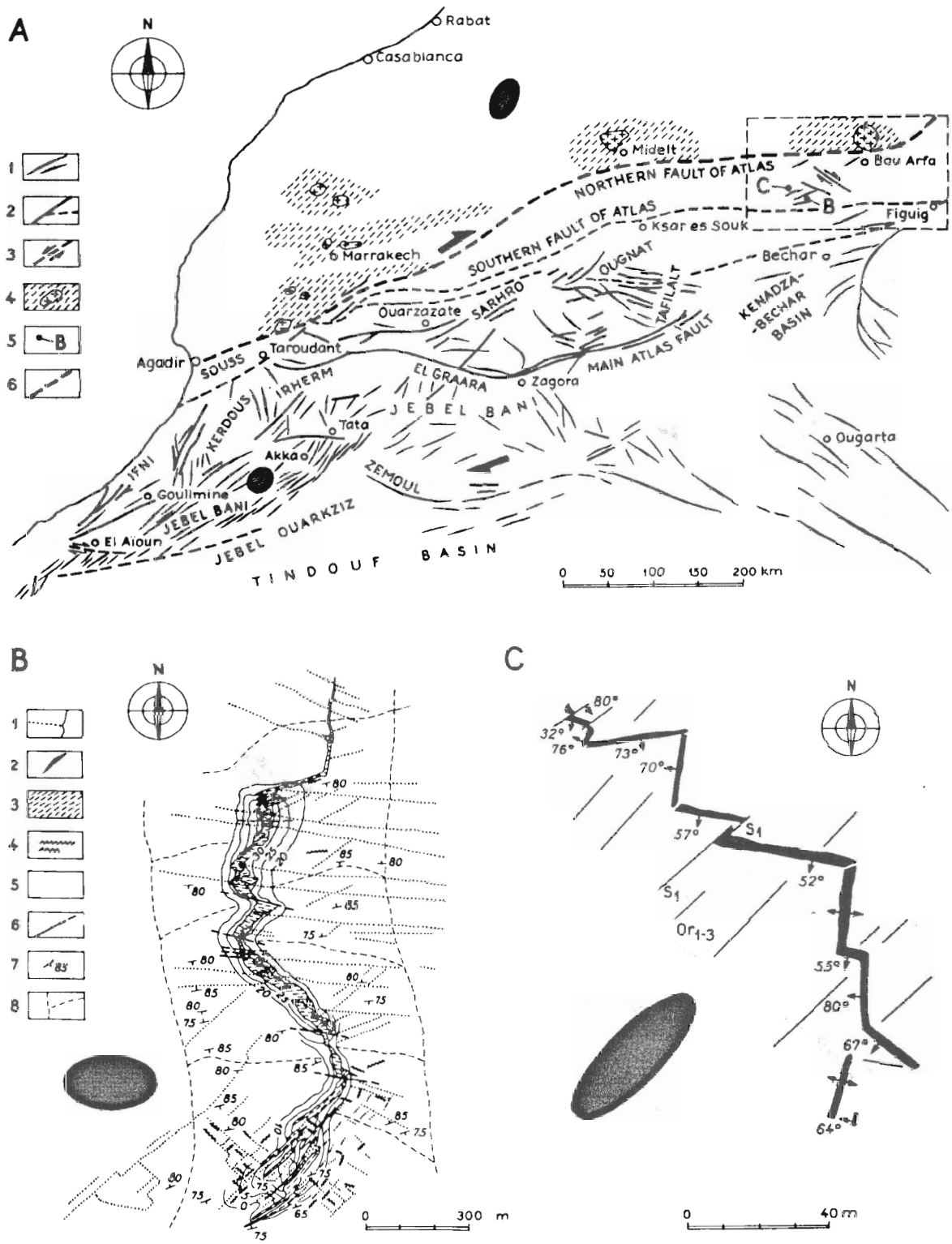


Fig. 11. Variscan structures of the area of Eastern High Atlas; A - Variscan orogene boundary in Morocco and the attitude of variscan structures; 1 - fold trends (Michard, 1976), 2 - major faults, 3 - inferred faults with assumed sense of shearing, 4 - area of Variscan metamorphism and granite intrusions, 5 - position of Figs. 10B and 10C, 6 - major Variscan terrane boundary. The rectangle delimitates the area of Fig. 2, strain ellipse in the Antiatlas area is derived from the balanced folds, in the region northerly from the High Atlas from data by Piqué and Michard (1989); B - XZ strain ellipsoid section inferred from the deformed barite vein (Rajlich, 1982); 1 - younger barite veins, 2 - ankerite veins, 3 - older barite, 4 - younger quartz veins, 5 - Cambroordovician shales with the steep axial plane cleavage, 6 - faults, 7 - strike and dip of the cleavage, 8 - intermittent water courses; C - XZ strain ellipse from the deformed quartz-hematite vein, S1 - attitude of the axial plane spaced cleavage.

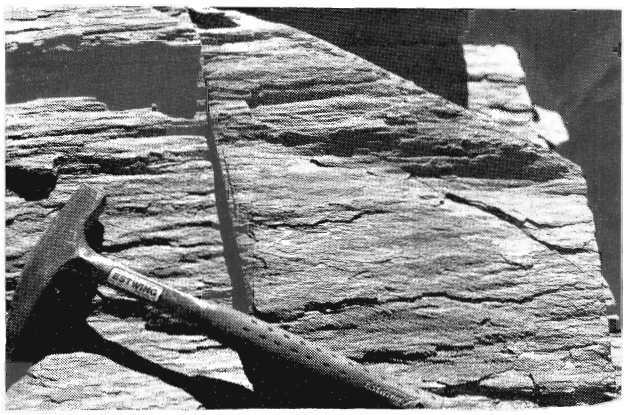


Fig. 12. E - W stretching lineation in the Precambrian amphibolites in the region of Northern fault of Atlas.

by dextral wrenching (Arthaud and Matte, 1976; Badham, 1982; Rajlich, 1987; Ferril and Thomas, 1988; Ziegler, 1988) and in the development of such tectonic sedimentary facies as Upper Visean olistostromes found in Beni Zireg Pareyn (1961), Montagne Noir in Southern France (numerous references), in the Harz Mts. (Wachendorf, 1986) and in Southern Moravia, Bohemian Massif (Dvořak and Paproth, 1988).

Conclusions

The wrenching kinematical stages of the ENE - WSW Atlas Mts. megashear comprise: recent and Upper Miocene sinistral, Lower Tertiary - Upper Cretaceous dextral, Upper Triassic-Lower Jurassic sinistral and Variscan dextral sense. The protracted and reversed wrenching enabled the *P* - Riedel crustal lenses to form, giving to Atlases and inner blocks the form of rhomb-like structure. The intracrustal detachment and shearing zone which enabled this structure to form is due to Mesozoic and Tertiary thermal activities. The wrench sense reversals can be correlated with the differing relative speed of Europe with respect to Africa during the North Atlantic and Red Sea rift opening which led to transcurrence and separation of Africa with respect to Europe. The upper limit of the dextral displacement absorbed in the Moroccan Atlassic belt is estimated at maximally 300 km in Tertiary following to coastal line offset. The kinematics of the three main Mesozoic and Caenozoic stages is due to pervasive simple shear along the intracrustal detachment in the whole area width, unique. The structural elements (their orientation) can be kine-

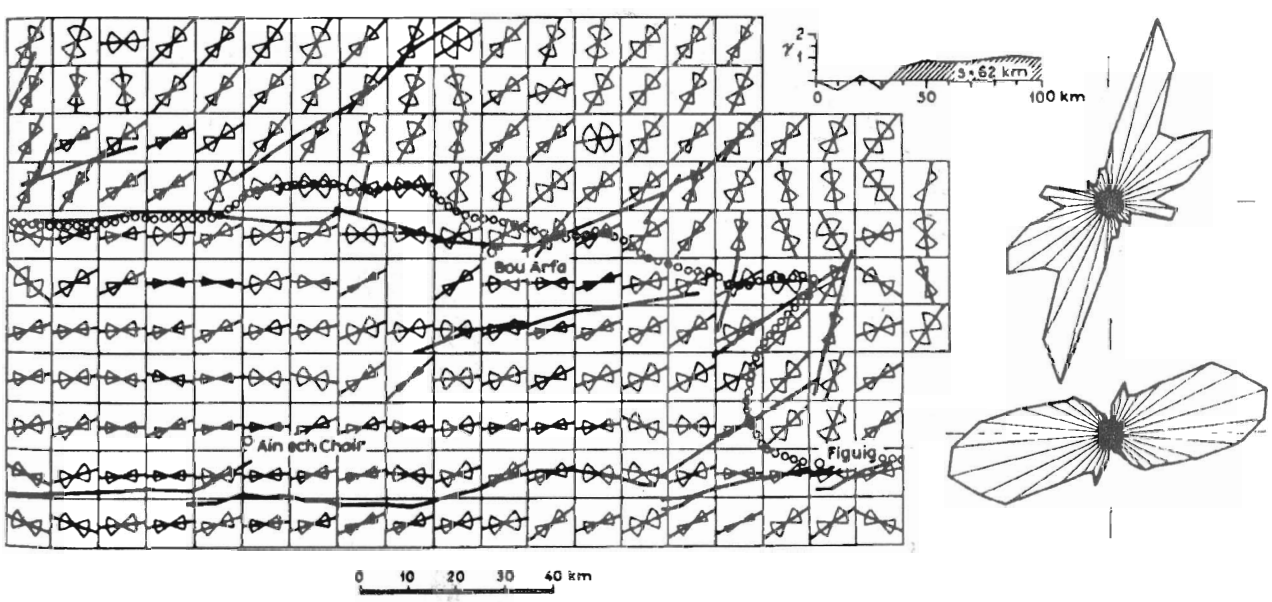


Fig. 13. Orientation statistics of faults in the Eastern High Atlas in the 100 square km rectangles. The fault direction is indicated by the mean vector and the standard deviation by the circular section around each mean vector. The γ - curve is inferred for the presupposed dextral rotation of faults. The line of circles indicate the division of area into the homogeneous subareas with the faults of the prevalent NNE - SSW and NE - SW and ENE - WSW orientation.

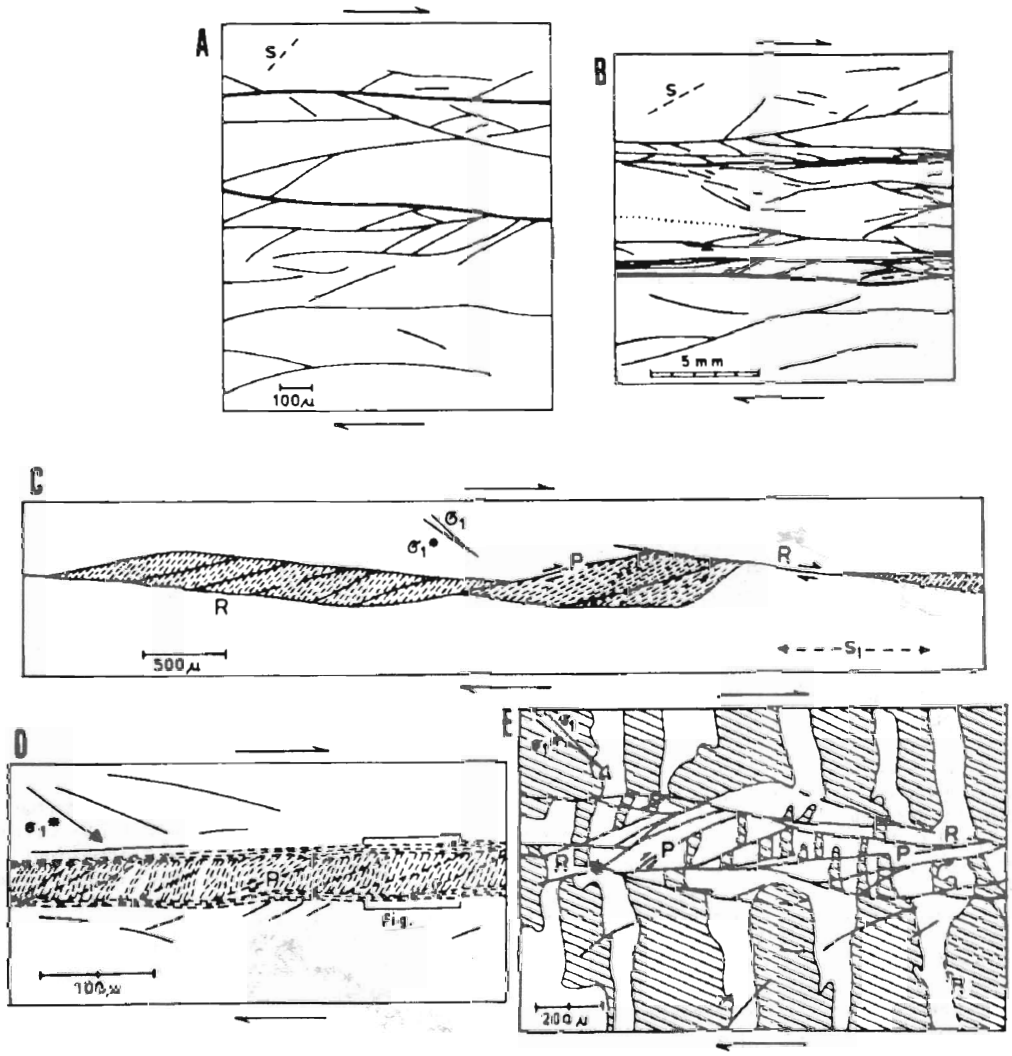


Fig. 14. Riedel shear lenses development in natural and laboratory shear zones. From Tchalenko (1968) modified; A, B - Riedel shear lenses at Walton's Wood landslide clays, *S* - particle orientation; C - structures and Riedel shear lenses from the direct shear test, $\sigma_1\sigma_1^*$ - major principal stress directions at peak and residual strengths respectively; D - principal displacement shears in the direct shear test; E - compression texture and Riedel shear lenses in the direct shear test; hatchings - particle orientation in the compression texture, white areas - particles in the initial fabric attitude.

matically classified and interpreted according to this scheme. The Atlas Mts. formed on the reactivated important Variscan and pre-Variscan shear zone.

References

Andries, D. & Bellon, H. 1989: Ages isotopiques 40K-40Ar du volcanisme alcalin Neogene d'Oujda (Maroc Oriental) et implications tectoniques. *Sci. Géol. Mém. (Strassbourg), 84, 107 - 116.*

Arthaud, F. & Matte, Ph. 1979: Late Paleozoic strike-slip faulting in South Europe and North Africa, the result of a right lateral shear zone between the Apalachians and the Urals. *Geol. Soc. Amer. Bull., 88, 1305 - 1320.*

Benshili, K. 1989: Lias-Dogger du Moyen-Atlas plissé (Maroc). Sédimentologie, biostratigraphie et évolution paléogeographique. *Doc. Lab. Géol. Lyon, 106.*

Boccaletti, M., Cello, G., Tortorici, M. 1990: First order kinematic elements in Tunisia and the Pelagian block. *Tectonophysics (Amsterdam), 176, 215 - 228.*

Boccaletti, M., Cello, G., Tortorici, M. 1991: Structural framework of the Southern segment of the Central Mediterranean. *Terra Abstracts EUG VI, 3, 1, 140 - 141.*

Borradaile, G. J., Bayly, M. B. & Powell, Mc A. 1982: Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics. *Springer, Berlin, 551.*

Bouillin, J. P. 1986: Le "Bassin Maghrébin": une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique a l'Ouest des Alpes. *Bull. Soc. géol. France, II, 4, 547 - 558.*

Bouillin, J. P., Durand-Delga, M. & Olivier, Ph. 1986: Betic-Rifian and Tyrrhenian Arcs: distinctive features, genesis and development stages. In: *(Ed.): F. C. Wezel: The Origin of Arcs. Elsevier, Amsterdam, 281 - 304.*

Boulin, J. 1989: Terranes in Middle-Morocco Paleozoic Belt and adjoining regions: an attempt at modelization. *Abstract, Vol. 1 of 3, 28 th IGC, Washington, 1 - 182.*

Cattaneo, G. & Gelard, J. P. 1989: L'Organisation et la Dynamique sedimentaires de l'avant-Pays Rifain Oriental (Maroc) au passage Jurassique-Cretacé. *Sci. Géol., Mém. (Strassbourg, 84, 29 - 38.*

Carey, W. S. 1976: The Expanding Earth. *Elsevier (Amsterdam), 643.*

Catalano, R., D'Argenio, B. & Doglioni, C. 1989: Triassic and Liassic

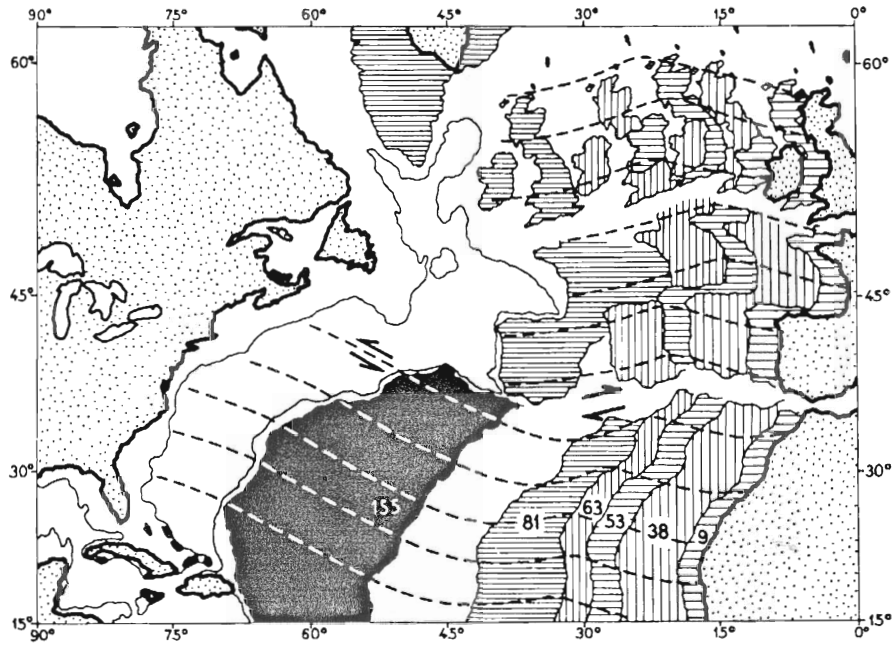


Fig. 15. Reconstruction of the position of continents around the Atlantic ocean in the first stage of the ocean spreading. From Pitman and Talwani (1972), modified. The numbers indicate the assumed age of the anomaly.

Transtensional Tectonics and Late Inversion in Italy. *Abstracts, Vol. 1 of 3, 28th IGC, Washington, Vol. 1, 251.*

Dietz, R. S. & Holden, J. C. 1970: Reconstruction of Pangea: Breakup and dispersion of continents, Permian to present. *J. geophys. Res., 75, 4939 - 4950.*

Dietz, R. S. & Sproll, W. P. 1970: East Canary Islands as a Microcontinent within the Africa-North America Continental Drift fit. *Nature, 226, 1043 - 1044.*

Diot, H. & Bouchez, J. L. 1989: Les granitoides Hercyniens de la Haute-Moulouya (Maroc): leur structure primarire déduite de l'ASM. Indications sur leur mise en place. *Bull. Soc. géol. France, V, 4, 705 - 716.*

Doglioni, C. 1989: Notes on Tectonics of Morocco. *Abstracts, Vol. 1, 28th IGC Washington, 402.*

Du Dresnay, R. 1954: Sur la présence d'un accident tectonique affectant le Quaternaire de la plaine de Tamlelt (Haut Atlas marocain oriental). *C. R. Acad. Sci. (Paris), 239 D, 717 - 718.*

Du Dresnay, R. 1956: Notice géologique sur la région de Bou-Arfa. In Colloque sur des gisements stratiformes de plomb, zinc et manganese du Maroc (2 - 14 mai 1962). *Not. Mém. Serv. Géol. (Rabat), 182, 107 - 112.*

Du Dresnay, R. 1964: Carte géologique du Haut Atlas Oriental au 1/200 000. Feuilles topographiques de Bou-Arfa, Ich, Talzaza and Figuig. *Not. Mém. Serv. géol. (Rabat), 158.*

Du Dresnay, R. 1975: Influence de l'heritage structural tardi-hercynian et de la tectonique contemporaine sur la sédimentation jurassique dans le sillon marin du Haut-Atlas, Maroc *IXme Congres International de Sédimentologie, Nice, 103 - 108.*

Durand-Delga, M. 1967: Structure and Geology of the Northeast Atlas Mountains. Guide-Book to the Geology and History of Tunisia. *Petr. Expl. Soc. Libya, Ninth Annual Field Conference, Lewis Martin, Tripoli, 59 - 83.*

Dvořák, J. & Papproth, E. 1988: Trends of the Variscan development near the SW Border of the East European Platform. *Zeitschr. angew. Geol., 34, 12, 353 - 359.*

Daly, M. C., Chorowicz, J. & Fairhed, J. D. 1989: Rift basin evolution in Africa: the influence of reactivated steep basement shear zones. In: *M. A. Cooper & G. D. Williams (Eds.): Inversion tectonics. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 44, 309 - 334.*

Fairhead, J. D. & Binks, R. M. 1991: Differential opening of the Central and South Atlantic Oceans and the Opening of the West African rift system. *Tectonophysics (Amsterdam), 187, 191 - 203.*

Ferril, B. A. & Thomas, W. A. 1988: Acadian dextral transpression and synorogenic sedimentary successions in the Appalachians. *Geology, 16, 604 - 608.*

Fiechtner, L. 1990: Geochemie und Geochronologie frühmesoischer Tholeiite aus Zentral-Marokko. *Berlin. geowiss. Abh. R. A, Bd. 118, 76.*

Fortuin, A. R. & Peters, J. M. 1984: The Prina Complex in Eastern Crete and its relationship to possible Miocene strike-slip tectonics. *J. Struct. Geol., 6, 5, 459 - 476.*

Freud, R. 1974: Kinematics of transform and transcurrent faults. *Tectonophysics (Amsterdam), 21, 93 - 134.*

Hassenforder, B. 1979: Cisaillement ductile et tectonique panafricaine dans le Kerdous (Anti-Atlas occidental, Maroc). *Rev. Géol. dyn. Géogr. Physiq. (Paris), 21 - 5, 387 - 393.*

Hassenforder, B. 1985: Les mylonites de la zone de faille ductile panafricaine des Auelu (Kerdous, Anti-Atlas ocidental, Maroc). Une analyse pétrostructurale de la déformation. *Soc. Géol. Bull. (Strasbourg), 38 - 2, 215 - 226.*

Hauptmann, M. 1990: Untersuchungen zur Mikrofazies, Stratigraphie und Paläogeographie jurassischer Karbonat-Gesteine im Atlas-System Zentral Marokkos. *Berlin. geowiss. Abh. R. A, Bd. 119, 140.*

Heinitz, W., Buchelt, M. & Jacobshagen, V. 1986: Early diagenetic and tectonic structures in the sedimentary cover of the central Anti-Atlas (South Marocco). *N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 6, 342 - 357.*

Herbig, H. G. 1987: The Paleogene of the Atlas System (Morocco): Facies control by eustasy and synsedimentary tectonics. In: *A. A. Balkema: Current Research in African Earth Sc., A. A. Balkema, Rotterdam, 253 - 256.*

Hinz, K., Dostmann, H. & Fritsch, J. 1981: The continental margin of Morocco: seismic sequences, structural elements and the geological development. Colloque C3, *Géologie des Marges Continentales, Supplément au Vol. 4, (Paris), 21.*

Hovarth, F. & Berckhemer, H.: Mediterranean backarc basins. In: *H. Berckhemer & K. Hsü (Eds.): Alpine Mediterranean Geodynamics. Am. Geophys. Union Geodyn. Ser., 7, 141 - 173.*

Huch, K. M. 1988: Die panafrikanische Khzama-Geosutur im zentralen Anti-Atlas, Marokko. *Schelzky und Jeep, Berlin, 172.*

Huchon, Ph., Lybéris, N., Angelier, J., Le Pichon, X. & Renard, V. 1982: Tectonics of the Hellenic trench: a synthesis of sea-beam and submersible observations. *Tectonophysics (Amsterdam), 86, 69 - 112.*

Hsü, K. J. 1971: Origin of the Alps and western Mediterranean. *Nature, 233, 44 - 48.*

Choubert, G. 1957: L´Adondounien et le Précambrien III dans l´ Anti-Atlas. In: *Les relations entre Précambrien et Cambrien. - Collogue intern. Centre nat. Rech. sci., Paris 1957, publ. 1958, 76, 143 - 162.*

Jacobshagen, V. H. (Ed.) 1988: The Atlas System of Morocco. Studies on its Geodynamic Evolution in post- Palaeozoic times. *Lecture Notes Geosci., V. 15, Heidelberg etc., Springer, 1 - 499.*

Jacobshagen, V., Gorler, K. & Giese, P. 1989: Atlas System of Morocco: Mechanisms of Deformation of Orogenic Foreland. *Abstracts, Vol. 2, 28th IGC, Washington, 110.*

Jacobshagen, V. & Giese, P. 1991: Inversion Tectonics of Middle and High Atlas, Morocco. *Terra Abstracts EUG VI, 3, 1, 232 - 233.*

Jongsma, D., Hinte van, J. E. & Woodside, J. M. 1985: Geologic structure and neotectonics of the North African Continental Margin south Sicily. *Mar. Petrol. Geol., 2, 156 - 179.*

Jongsma, D. 1987: The Geometry and Rates of Microplate motions in the Eastern Mediterranean Sea-quantitative constraints by using anoxic basins as piercing points. *Mar. Geol., 75, 1 - 29.*

Jongsma, D., Woodside, J. M., King, G. C. P. & van Hinte, J. E. 1987: The Medina Wrench: a key to the kinematics of the central and eastern Mediteranean over the past 5 Ma. *Earth Plant. Sci. Lett., 82, 87 - 106.*

Klitgord, K. D. & Shouten, H. 1985: Plate kinematics of the central Atlantic. In: *B. E. Tucholke & P. R. Vogt (Eds.): The geology of North America: the western atlantic region. Geol. Soc. Amer., DNAG Series, 1.*

Kulke, D. H. 1978: Tektonik und Petrographie einer Salinarformation am Beispiel der Trias des Atlassystems (NW Afrika). *Geotekt. Forsch. (Stuttgart), 55, 1 - 158.*

Laville, E. 1981: Role des décrochements dans le mécanisme de formation des bassins d´effondrement du Haut Atlas marocain au cours des temps triasique et liasique. *Soc. géol. France Bull., 7, 23, 303 - 312.*

Laville, E. 1988. A multiple releasing and restraining stepover model for the Jurassic Strike-Slip basin of the Central High Atlas (Morocco). In: *W. Mainspeizer (Ed.): Triassic-Jurassic Rifting, Continental Breakup and the Origin of the Atlantic Ocean and Passive Margins. Developments in Geotectonics 22, Elsevier, New-York, 21, 499 - 523.*

Laville, E. & Fedan, B. 1989: Le Systeme Atlasique Marocain au Jurassique: évolution structurale et cadre géodynamique. *Sci. Géol. Mém. (Strasbourg), 84, 3 - 28.*

Laville, E., Lesage, J. L. & Séguret, M. 1977: Géometrie cinématique (dynamique) de la tectonique Atlasique sur le versant Sud du Haut-Atlas marocain. *Bull. Soc. Géol. France (7), 19, 527 - 539.*

Leblanc, M. 1968: Etude géologique et métallogénique du Jbel Bou-Arhous (Haut Atlas Marocain Oriental). *Not. Mém. Sérv. géol. (Rabat), 206, 117 - 185.*

Leblanc, D. & Olivier, Ph. 1984: Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian orogeny. *Tectonophysics (Amsterdam), 101, 345 - 355.*

Lecolle, M., Derre, C., Benkirane, J. & Merci, K. 1989: Lithostratigraphie, tectonique et magmatisme des substratums des boutonniéres de Sidi Flah-Bou Skour et de Boumalne du Dades (Saghro, Anti-Atlas Oriental, Maroc). Conséquences sur l´age des séries constitutives. *Sci. Géol. Mém. (Strassbourg), 83, 27 - 46.*

Lehner, P. & Ruiter de, P. A. D. 1977: Structural history of the Atlantic margin of Africa. *AAPG Bull., 61, 961 - 981.*

Le Pichon, X., Bergerat, F. & Roulet, M. J. 1988: Plate kinematics leading to Alpine belt formation: a new analysis. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 218.*

Mattauer, M., Proust, F. & Taponnier, P. 1972: Major strike-slip fault of Late Hercynian age in Morocco. *Nature, 237, 160 - 162.*

Mattauer, M., Taponnier, P. & Proust, F. 1977: Sur les mécanismes de formation des chaines intracontinentales. *Bull. Soc. Géol. France (7), XIX, 3, 521 - 526.*

Medioni, R. 1970: Le Chott Tigri (Hauts-Plateaux du Maroc oriental), Stratigraphie, Tectonique et Evolutions morphogéniques á lumiére d´observations nouvelles. *Not. Mém. Sérv. géol. (Rabat), 30, 225, 11 - 20.*

Menard, H. W. 1962: Correlation between length and offset on very large wrench faults. *J. Geophys. Res., 67, 4096 - 4098.*

Michard, A. 1976: Éléments de la Géologie marocaine. *Not. Mém. Serv. Géol. (Rabat), 1 - 408.*

Morley, C. K. 1987: Origin of a major cross-element zone: Moroccan Rift. *Geology, 15, 761 - 764.*

Muehlberger, W. R. 1986: Different slip senses of major faults during different orogenies: the rule ? Proceedings of the 6th international conference on basement tectonics, *Utah, 76 - 81.*

Neltner, L. 1938: Études géologiques dans le Sud marocain (Haut Atlas et Anti Atlas). *Not. Mém. Serv. Mines, Carte géol. Maroc (Rabat), 42, 1 - 298.*

Olivet, J. L., Bonnin, J., Beuzart, P. & Auzende, J. M. 1984: Cinématique de l´Atlantique nord et central. *Publication Centre National pour l´Exploitation des Océans, 54, 108.*

Pareyn, C. 1961: Les massifs carboniféres du Sahara Sud-Oranais. *Tom 1, Publ. Cent. Réch. Sahar., Sér. Géol. (Paris), 1, 1 - 325.*

Pilger, A. & Rössler, A. 1976: The contemporaneous tectonic events of the Indian Ocean and neighbouring areas. Abh. Braunschweig. *Wiss. Gesell. (Göttingen), XXVI, 67 - 98.*

Piqué, A. & Michard, A. 1989: Moroccan Hercynides a Synopsis. The Palaeozoic sedimentary and tectonic evolution at the Northern margin of West Africa. *Am. Jour. Sci., 289, 286 - 330.*

Pittman, W. C. & Talwani, M. 1972: Sea floor spreading in the North Atlantic. *Geol. Soc. Amer. Bull., 83, 619 - 646.*

Rajlich, P. 1982: Manganese deposit Bou-Arfa and barite deposit Jebel Zelmou, East High Atlas, Morocco: two examples of large-scale deposit mobilization. *Sbor. geol. Věd., LG 24, 101 - 139.*

Rajlich, P. 1987: Variszische duktile Tektonik in Bohmischen Masse. *Geol. Rudsch., 76, 3, 755 - 786.*

Rakús, M. 1976: Mésozoique dans le Haut-Atlas oriental, apercu général. Comptes rendu d´activité 1975, t. III, Géol. Appliq. *Arch. Sérv. géol. (Rabat), 58 - 61.*

Ramsay, J. G. 1980: Shear zone geometry: a review. *J. Struct. Geol., 2, 1/2, 83 - 99.*

Ramsay, J. G. & Huber, I. 1987: The techniques of modern structural geology, Vol. 2: Folds and fractures. *Academic Press (London), 309 - 700.*

Ranalli, G. 1977: Correlation between length and offset in strike-slip faults. *Tectonophysics, 37/4, T1 - T7.*

Richardson, R. M. 1989: The origin of the intraplate stress field. *Abstracts, Vol. 2 of 28th IGC, Washington, 695.*

Russo, P. 1924: Sur la présence d´un axe éruptif dans les Hauts Plateaux marocains (basaltes et phonolithes). C. R. somm. *Soc. géol. France, 5, 53 - 54, Id. 8, 78 - 79.*

Russo, P. 1927: Récherches géologiques sur le territoire des Hauts Plateaux (Maroc Oriental). *Thése Fasc., Sci., Lyon, 1 - 195.*

Russo, P. & Russo, L. 1934: Le grand accident Sudatlasien. *Bull. Soc. Géol. France, 5, 375 - 384.*

Salvan, H. M. 1974: Les séries saliféres du Trias marocain. Caracteres généraux et possibilités d´interprétation. *Soc. géol. France Bull., 7, 16, 724 - 731.*

Sanderson, J. D. & Marchini, W. R. D. 1984: Transpression. *J. Struct. Geol., 6, 5, 449 - 458.*

Savostin, L. A., Sibuet, J. C., Zonenshain, L. P., Le Pichon, X. & Roulet, M. J. 1986: Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the Famir since the Triass. *Tectonophysics, 123, 1*

Schaer, J. P. 1987: Evolution and Structure of the High Atlas of Marocco, in Anatomy of Mountain Ranges. Chapter. *Princeton University Press, 7, 107 - 127.*

Schultz, R. A. 1989: Strike-slip faulting of ridged plains near *Valles Marineris, Mars. Nature (London), 341, 424 - 426.*

Skempton, A. W. 1966: Some observations on tectonic shear zones. *Proc. Intern. Congr. Rock Mech., 1st, Lisbon, 1, 329 - 335.*

Srivastava, S. P., Roest, W. R., Kovacs, L. C., Oakey, G., Lévesque, S., Verhoef, J. & Macnab, R. 1990: Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics (Amsterdam), 184, 229*

Stets, J. & Wurster, P. 1981: Zur Strukturgeschichte des Hohen Atlas in Morokko. *Geol. Rdsch., 70, 3, 801 - 841.*

Storetvedt, K. M. 1990: The Tethys Sea and the Alpine-Himalayan orogenic belt; mega-elements in a new global tectonic system. *Phys. Earth Planet. Int., 62, 141 - 184.*

Taponnier, P. 1977: Evolution tectonique du Systeme Alpin en Mediterranée: poinconnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. Géol. France, XIX, 3, 437 - 460.*

Tchalenko, J. S. 1968: The evolution of kink-bands and the development of compression textures in sheared clays. *Tectonophysics, 6, 159 - 174.*

Wilcox, R. E., Harding, T. P. & Seeley, D. R. 1973: Basic wrench tectonics. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 57, 1, 74 - 96.*

Xu Jiawei, Zhu Guang, Tong Weixing, Cui Kerei & Liu Qing 1987: Formation and evolution of the Tancheng-Lujiang wrench fault system: a major shear system to the north-west of the Pacific Ocean. *Tectonophysics, 134, 273 - 310.*

Zamaraev, S. M., Vasiljev, E. P., Mazukabzov, A. M., Ruzhitch, V. V. & Ryazanov, G. V. 1979: Sootnosheniye drevney i kaynozoyskoy struktur v baykalskoy riftovoy zone (Relation of Old and Caenozoic structures in the Baikal Rift Zone). *AN SSSR, Sibir. otd. Inst. zem. kory, Novosibirsk, 1 - 124.*

Ziegler, P. A. 1989: Evolution of Larusia. - A Study in Late Palaeozoic plate tectonics. Kluwer *Academic Publishers (Dordrecht), 320.*

Zylka, R. 1988: Der Südrand der Hohen Atlas zwischen Toundout und Goulmina (Marokko). Eine photogeologische und strukturelle Analyse. *Dietrich Reimer, Berlin, 129.*

Stálé a převrácené střižné posuny v megastřižné zóně Vysokého Atlasu, Maroko; závěry pro deskovou kinematiku Středomoří

V.-z. pásmo východního Vysokého Atlasu se postupně vyvíjelo opakovanými horizontálními posuny na transkurentní zóně pravděpodobně prekambrického založení. Je doložen levostranný střih ve spodním a středním miocénu, pravostranný ve svrchní křídě a spodním terciéru, levostranný ve svrchním triasu až spodní juře a pravostranný ve svrchním karbonu. Charakteristickým tektonickým stylem transkurentní zóny jsou Riedelovy čočky korových rozměrů, které střídavě, podle smyslu tektonického transportu, podléhaly transpresi nebo transtenzi. Změny smyslů tektonického transportu mezozoických a kenozoických formací se vysvětlují asynchronním otevíráním riftů severního a středního Atlantiku a riftu Rudého moře. Variský tektonický transport je ve studovaném úseku východního Vysokého Atlasu odhadnut na ca 60 km a v alpínské epoše na ca 35 km. Kinematiku jednotlivých období je možné korelovat v celé oblasti Středozemního moře.

Mineralia slovaca, 24 (1992), 29-37

Chloritoid-pyrophyllite-muscovite schists in the Western Gemeric: mineral equilibria and protoliths

SERGEI PETROVICH KORIKOVSKY[1], PAVOL GRECULA[2], VLADIMIR ALEKSANDROVICH BORONICHIN[1]
OLGA TIMOFEEVNA UNANOVA[1]

[1]IGEM, Acad. Sci., Moscow, USSR
[2]Geological Survey, Werferova 1, 040 11 Košice, CSFR

PROJECT 276
Paleozoic of the Tethys

(Received May 13, 1991, revised version received September 2, 1991)

Abstract

Chloritoid-bearing schists only occur in Early Paleozoic sequences of the Gemeric unit but only in some places. They occur always in the same stratigraphic level with the presence of high-alumina phyllite and sandstone intercalations. Petrological investigations of chloritoid schists led to the following conclusions. Pyrophyllite, high-alumina muscovite, ferrugineous chloritoid and in places tourmaline have been observed in chloritoid schists of the Nižná Slaná area. Mineral assemblages of these rocks reflect temperature conditions of the low-temperature part of biotite subfacies. Chemical compositions of chloritoid-mica schists with pyrophyllite are corresponding to kaolinite-hydromica clay with quartz sand admixture and that of chloritoid schists without pyrophyllite to hydromica clay. Tourmaline-bearing schists represented saline boron-bearing clays or quartz sandstones. The horizon with chloritoid schists occurs also in the nearby tectonic unit, in the Veporic, where the lithostratigraphic position is unclear but also their Early Paleozoic age is presumed. In view of specific conditions under which protoliths of chloritoid-bearing schists originated, it is assumed that the horizon with chloritoid schists in the Gemeric and even in Veporic units could represent the same lithostratigraphic level deposited in the same sedimentary basin and metamorphosed, more intensively in the Veporic and less in the Gemeric, during the Variscan stage.

Introduction

Paleozoic complexes of the Gemeric unit are represented by polymetamorphic sequences of Early Paleozoic age. Metamorphites altered under greenschist facies conditions prevail whereas metamorphites (eventually also anatexites) of the amphibolite facies are present only in some places. Anchimetamorphosed complexes have Carboniferous and Permian ages. Investigated complexes of chloritoid-bearing schists (of at most some tens of meters thick) occur only in Early Paleozoic part of the Gemericum. Occurrences are in the Eastern Gemericum near Zlatá Idka as well as between Kobeliarovo and Nižná Slaná in the Western Gemericum. Chloritoid as rare mineral of low-temperature metamorphic mineral assemblage rarely occurs also in other places of the Gemericum (Faryad, 1990).

Chloritoid-bearing schists are present in the complex of greenish metapelites, or in ophtalmitic metapelites, which are part of the Smolník Formation of the Volovec Group of Early Paleozoic age. The Smolník Formation is characterized by strongly variegated facial composition reflecting dissected sedimentation area into which the source material has been transported from different sources (Grecula, 1982). Hence flysch complexes occur there beside high-alumina siltstone and pelite. The Smolník Formation represents the middle part of the lithostratigraphic column of Early Paleozoic age. The lower Betliar Formation (black metapelite) and the higher and younger Hnilec Formation (volcanic sequences) complete the picture. Metamorphic processes are of Variscan age being related with subductional-collisional events and subsequent development of thrusts and nappes. Alpine metamorphic processes are mostly diaphtoritic ones with related milonitization and tectonic destruction (Grecula, 1982).

Petrography

Chloritoid-mica-quartz schists contain a fine-grained muscovite-pyrophyllite-quartz mesostasis creating background to sheaf-shaped chloritoid aggregates and large quartzite grains. Felspar is completely lacking.

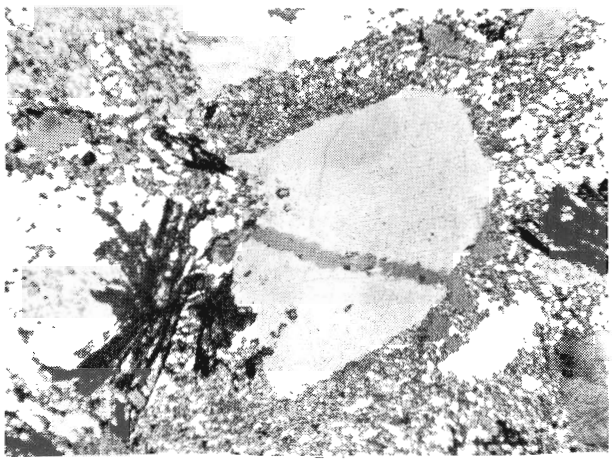


Fig. 1. Clastic quartz grains and sheaf-like chloritoid in fine-grained muscovite-pyrophyllite-quartz mesostasis of chloritoid schist. Recrystallization of quartz is obvious along fissure. Magn. x90, thin section No. G-21.

The muscovite-pyrophyllite-quartz groundmass is well foliated and flakes of white mica are mostly subparallely oriented. Rutile, magnetite and pyrite are present as accessories. In some places magnetite concentrates into bands where its amount is as high as 5 - 8 %.

Sheafs or single prismatic grains of chloritoid are weakly oriented. The amount of chloritoid fluctuates from 3 - 5 % to 30 - 40 % changing from layer to layer. Single quartz grains reach 2 - 4 mm size (Fig. 1) and the quartz content is 5 to 30 %. Some quartz fragments are divided, or altered from rims, by fine-grained mesostasis. Fractures are developed in large grains along which quartz is substituted by secondary aggregate (Fig. 1).

In subordinated amounts, also muscovite and muscovite-pyrophyllite schists without chloritoid or quartz grains occur among the chloritoid-bearing rocks. Moreover, also a few tourmaline-bearing intercalations have been encountered. Newly formed roses or needles of weakly pleochroic tourmaline are associating with chloritoid and white mica. In one case (sample G-52, Tab. 2) a rock with made of tourmaline-muscovite-pyrophyllite-quartz has been found where the amount of fine tourmaline needles reached 15 - 20 % amounts. However the composition and general appearance of chloritoid-bearing rock is quite uniform. Differences between single varieties occur only in the content of high-alumina minerals (chloritoid, muscovite, pyrophyllite) and quartz. Obviously the fine-grained micas-chloritoid mesostasis represents recrystallized argillaceous aggregate. In this case the source rocks represented quartz-ose-arenaceous clay or quartz sandstone with argillaceous matrix depending from the amount of clastic quartz.

Mineral composition

A series of diffractograms has been made to establish the nature of white mica in mesostasis which accordingly proved to be a mixture of muscovite and pyrophyllite (Fig. 2). Judging from intensity relations of basal reflexes of 1st order, the amount of muscovite and pyrophyllite is changing in each sample: in some cases muscovite in others pyrophyllite prevail. In very rare cases muscovite is the single mica and paragonite lacks. According to X-ray microprobe analysis (Tab. 1), muscovite contains only traces of Mg and Fe together with very low Na content representing almost pure high-alumina muscovite with extremely low admixture of phengite or paragonite molecule.

Chloritoid represents strongly ferrugineous variety in which the Fe/(Fe + Mg) ratio fluctuates between 84 - 91 %. Tourmaline is a high-magnesium variety (Tab. 1) always in fine needles obviously originating by recrystallization of boron-rich argillaceous matrix and not at the expense of pre-existing clastic tourmaline. X-ray microanalytical data of ores point to magnetite and pyrite. Their composition is generally common and therefore not listed. Many grains are partly or fully substituted by goethite during weathering stages. Films of newly formed Mn-Ba psilomelane have been encountered in one sample (G-22) with theoretic formula of $(Ba, Mn^{2+})_3\ Mn^{4+}{}_8O_{16}(OH)_6$. Its composition is the following (weight %; All Fe and Mn analyzed as FeO and MnO): SiO_2 2.07, TiO_2 0.10, Al_2O_3 2.30, FeO^1 1.20, MnO^1 73.53, MgO 0.11, BaO 13.49, Na_2O 0.48, K_2O 0.15, Suma 93.43

Most probably, psylomelane originated in the exogenous stage by weathering of chloritoid-bearing rocks hence it is not listed into the assemblage of the metamorphic stage.

Parageneses of chloritoid-bearing schists and their metamorphic degree

Mineral assemblages of chloritoid-bearing schists

TAB. 1
X-ray microprobe analysis of silicate minerals (weight %) from chloritoid schists and metasandstones

No of sample	G-9		G-24		G-47		G-22	G-39	G-35			G-52	
Mineral	Cld	Ms	Cld	Ms	Cld	Ms	Cld	Cld	Cld	Tur	Ms	Tur	Ms
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	26.97	45.84	25.04	48.51	26.75	47.18	27.33	26.80	26.54	36.41	46.02	37.79	47.84
TiO_2	-	-	-	-	-	0.01	-	-	0.05	0.12	0.02	0.11	-
Al_2O_3	42.39	39.02	41.33	37.38	41.10	38.32	40.06	42.24	43.17	37.45	39.56	33.603	37.09
FeO[1]	23.52	0.50	24.65	0.32	24.00	0.89	24.81	24.81	22.90	7.49	0.75	7.02	0.67
MnO	0.27	-	0.23	-	0.25	-	0.40	0.52	0.57	-	-	0.02	-
MgO	2.45	0.10	1.67	0.26	2.22	0.19	1.42	1.77	2.32	4.49	0.25	5.35	0.29
CaO	-	-	0.02	-	-	0.11	-		0.01	0.0	0.05	0.02	-
Na_2O	-	0.43	0.09	0.24	-	0.44	-	-	0.07	1.68	0.65	2.39	0.22
K_2O	0.02	10.19	0.21	11.04	-	9.91	-	0.07	0.07	-	9.55	0.06	10.41
Σ	95.62	96.08	93.24	97.75	94.32	97.05	94.02	95.65	95.70	87.70	96.85	86.36	96.52
Fe/Fe+Mg(%)	84.3		89.2		85.8		90.6	88.5	84.7	48.3		42.4	
Na/Na+K(%)		5.6		3.2		5.8					9.4		
Crystallochemical formulae of muscovite recalculated to 6 cations of the Z and Y group													
Z=4	Si	2.98		3.12		3.03					2.95	3.11	
	Al_{IV}	1.02		0.88		0.97					1.05	0.89	
	Al_{VI}	1.96		1.95		1.93					1.94	1.94	
Y=2	Fe	0.03		0.02		0.05					0.04	0.03	
	Mg	0.01		0.03		0.02					0.02	0.03	
	Ca	-		-		0.01					-	-	
X	Na	0.05		0.03		0.05					0.08	0.03	
	K	0.84		0.90		0.81					0.78	0.86	
	Σ X	0.89		0.93		0.87					0.86	0.89	

Mineral assemblages: G-9 - Cld+Ms+Qtz, G-24 - Cld+Ms+Prl+Qtz, G-47 - Ms+Prl±Cld+Qtz, G-22 - Cld+Ms+Prl+Qtz, G-39 - Cld+Ms+Prl+Qtz, G-35 - Cld+Ms+Prl+Tur+Qtz, G-52 - Tur+Ms+Prl+Qtz. Accesories: rutile, magnetite and pyrite, secondary minerals: geothite (after magnetite and pyrite), psilomelane.

[1] all iron determined as FeO

from the Nižná Slaná region are shown on Fig. 3, 1- 2. This is the upper part of Al-Mg-Fe-K diagram (Thompson´s projection) near to the Al corner. In rocks, devoid of B, the most typical paragenesis is Cld+Ms+Prl+Qtz whereas very rare assemblages are Ms+Prl+Qtz (without Cld) or Cld+Ms+Qtz (without Prl). In difference with other Gemeric (Faryad, 1991) or the Eastern Veporic areas (Vrána, 1964; Korikovsky et al., 1989), the Cld+Chl assemblage was not encountered in the investigated area. As it follows from Fig. 3, 1, this is due to the extremely high Al/(Mg+Fe) and Fe/(Fe+Mg) ratio in the rocks under investigation. In the consequence the single possible stable assemblage is Cld+Prl+Ms[1]. The CldFe-Mg+Chl+Prl+Ms or Cld+Prl+Ms parageneses can originate only in more magnesium-rich and less aluminiferous rocks which are lacking in the area under investigation. However, such assemblages are fully common in other regions (Faryad, 1991).

In originally boron-rich rocks the originating parageneses are Cld+Tur+Prl+Ms+Qtz or Tur+Prl+Ms+Qtz (Fig. 3, 2). Obviously, the transition to tourmaline-bearing assemblages is related with the possible reaction of Chl+Prl+ +Qtz+B_2O_3 → Cld+Tur leading to the appearance of new boron-containing phase of tourmaline. In the given case above mentioned points not to metasomatic but to sedimentary origin of boron and metamorphic assemblages with tourmaline are reflecting the original lithological peculiarities of sediments.

The metamorphic degree of chloritoid-bearing rocks from the Nižná Slaná region of the Gemericum can be well established from their mineral assemblages. As shown by data from other

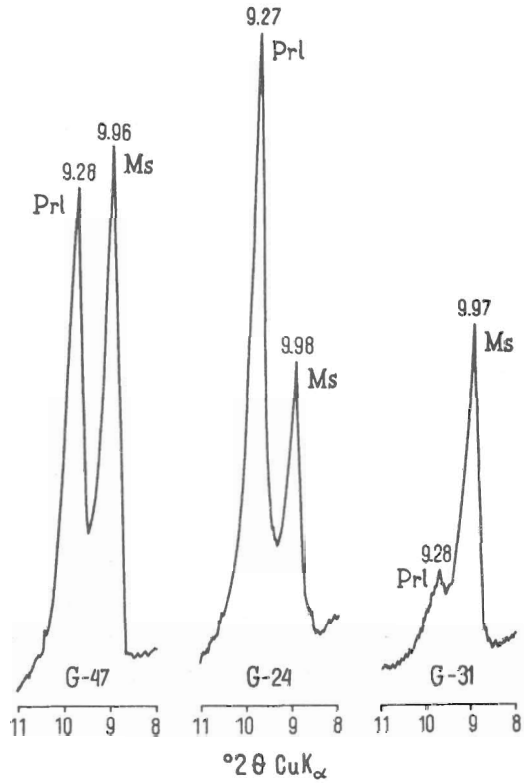


Fig. 2. Intensities of basal reflections of pyrophyllite and muscovite on diffractograms of rock samples with various quantitative relations of white mica. G-47 - Prl ≈ Ms, G-24 - Prl > Ms, G-31 - Prl < Ms.

regions (Korikovsky, 1979), the stability field of chloritoid, at the simultaneous stability of pyrophyllite, is well characterizing the parameters of lower and middle part of biotite subfacies. Chloritoid is unstable in the foregoing chlorite-sericite subfacies (the asemblage of ferrugineous chlorite with pyrophyllite appears stable instead). To the contrary, pyrophyllite vanishes in the high-temperature part of biotite subfacies being replaced by kyanite or andalusite (Prl+Qtz - Al_2SiO_5+H_2O). So the assemblage of Cld+Prl+Qtz has very tight temperature limits of stability.

By the determination of pyrophyllite-chloritoid assemblage as part of the biotite subfacies in the area of Nižná Slaná, it is necessary to assume that biotite itself is not originating there because instead of the possible Bt+Prl assemblage in the alumina-rich rocks was created the alternative paragenesis Cld+Chl+Ms (Fig. 3). However, metamorphic biotite is stable in nearby metavolcanites and tuffaceous sandstone composing the assemblage of Bt+Chl+Phn+Ab(Adl)±Carb+Qtz.

Together with the assemblages of chloritoid-bearing schists, also general equilibria of calcium-poor rocks, including phyllite, metapsammite and metavolcanite, in the low-temperature part of biotite subfacies within the Gemeric unit are shown in the diagram Al-(K, Na)-(Mg, Fe) (Fig. 3.3) by dotted area (Korikovsky et al., 1991). Dots in the diagram show the chemical composition of chloritoid-pyrophyllite-muscovite and chloritoid-muscovite rocks from the Nižná Slaná region (Tab. 2), as well as average muscovite (Ms) and chloritoid (Cld) in them (Tab. 1). Obviously, the assemblage of Cld+Ms+Prl+Qtz originated at the expense of alumina-rich sediments. In cases where the amount of alumina or the Al/(K+Na+Mg+Fe_{tot}) ratio is lower, the originating assemblages are Cld+Chl+Ms+Qtz, Chl+Ms+Phn±Ab+Qtz and Bt+Chl+Phn±Ab+Qtz, all characteristic for phyllite and metasandstone.

Average compositions of acid volcanites (rhyolite, dacite, quartz porphyry, quartz keratophyre) are also shown in Fig. 3.3 (Le Maitre, 1976; Daly, 1933). Their position in the diagram shows that only two types of parageneses can develop in acidic metavolcanite within the biotite subfacies: Ms+Phn+Adl(Ab)+Qtz and Bt+Phn+Adl(Ab)+Qtz. The crystallization of pyrophyllite, aluminous muscovite and chloritoid is impossible in them.

Origin of chloritoid-bearing schists and metasandstones

The presence of relic psammitic textures in chloritoid-bearing schists is proof that these originated by metamorphism at the expense of quartz sandstone with argillaceous matrix or that of arenaceous clay. With the aim to establish the petrochemistry of protolith for these chloritoid-bearing rocks, 13 typical samples have been analyzed (Tab. 2). The main components are Si and Al, with lesser amounts of Fe, K, Na and low contents of Mg and Ca. The compositions have been indicated in the Al-(K, Na)-(Mg, Fe) diagram (Fig. 4) where they occupy place near the Al corner. As far as only quartz is present and felspars are lacking in the clastic fraction of chloritoid-micaceous rocks, it is obious that the relations of Al, (K, Na) and (Mg, Fe) components are reflecting the composition or original clay fraction of sediments. Fields of kaolinite-bearing (I) as well as of montmorillonite- and

TAB. 2
Chemical analyses (weight %) of rocks from the horizon of chloritoid schists and metasandstones

Paragenesis	Cld+Ms+Prl+Qtz								Cld+Ms +Qtz	Ms+Prl+Qtz		Ms+Qtz	Tur+Ms +Prl+Qtz
No of sample	G-12	G-16	G-24	G-28	G-36	G-42	G-47	G-49	G-9[1]	G-17	G-40	G-51	G-52
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	69.66	67.92	70.04	70.27	70.97	72.51	68.13	72.76	76.40	68.51	79.83	76.20	74.87
TiO_2	0.90	0.82	0.97	0.87	0.88	0.81	1.10	0.74	0.25	0.88	0.80	0.25	0.55
Al_2O_3	18.47	17.35	20.27	18.96	17.62	16.72	21.80	15.84	15.28	18.72	11.92	15.44	14.10
Fe_2O_3	0.53	3.68	1.32	0.50	0.26	0.83	0.63	1.92	0.58	4.20	2.11	0.99	1.18
FeO	3.30	3.35	0.51	3.16	3.92	3.37	0.32	2.95	0.29	-	0.35	0.14	1.19
MnO	0.03	0.04	0.01	0.04	0.04	0.04	-	0.05	-	-	-	-	-
MgO	0.38	0.34	0.16	0.31	0.36	0.32	0.14	0.29	0.27	0.15	0.11	0.24	1.26
CaO	0.29	0.12	0.18	0.11	0.24	0.29	0.15	0.28	0.01	0.18	0.14	0.01	0.35
Na_2O	0.20	0.15	0.19	0.14	0.13	0.11	0.18	0.11	0.13	0.20	0.12	0.15	0.42
K_2O	2.70	2.19	2.16	2.13	1.90	1.78	3.10	1.70	4.23	3.17	1.77	4.23	1.59
P_2O_5	0.22	0.15	0.10	0.13	0.16	0.19	0.13	0.19	0.06	0.11	0.07	0.08	0.05
H_2O^-	0.04	0.11	0.10	0.05	0.24	0.02	0.01	0.05	0.07	0.10	0.04	0.04	0.04
H_2O^+	3.01	3.47	3.48	2.90	2.77	3.00	3.66	3.09	1.92	3.21	2.27	1.80	1.67
CO_2	0.07	0.15	0.07	0.05	0.10	0.07	0.16	0.18	0.01	0.11	0.07	0.07	0.25
F	0.08	0.05	0.08	0.06	0.05	0.06	0.12	0.05	0.07	0.08	0.14	0.07	0.06
B_2O_5	-	-	-	-	-	-	0.04	-	-	-	-	-	2.32
	99.88	99.89	99.57	99.68	99.64	100.12	99.67	100.20	99.56	99.62	99.74	99.71	99.92
F~O	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.05	0.02	0.03	0.03	0.06	0.03	0.02
Suma	99.85	99.87	99.54	99.65	99.62	100.09	99.62	100.18	99.53	99.59	99.68	99.68	99.90
Fe/Fe+Mg	0.85	0.92	0.85	0.88	0.86	0.89	0.75	0.90	0.67	0.93	0.91	0.70	0.50
Na/Na+K	0.09	0.10	0.10	0.10	0.11	0.09	0.08	0.10	0.05	0.08	0.10	0.05	0.27
Al/Na+K	5.6	6.7	8.0	7.4	7.7	7.8	5.9	8.2	3.1	5.0	5.7	3.2	5.9

[1] only 5 % Cld in sample G-9
Analyses made in Central chemical laboratory IGEM, Academy of Science of the USSR, Moscow. Analyst O. T. Unanova, G. E. Kalenchuk

hydromica-bearing clays (II) (Golovenok, 1977; Handbook of Geochemistry, 1990) are also shown for comparison. The plot indicates also world averages for acidic volcanites: trachyte (1), rhyolite (2), rhyodacite (3), dacite (4) (Le Maitre, 1976), quartz porphyry (5), quartz keratophyre (6) (Daly, 1933), and of rhyolite tuff (7) (Handbook ..., 1990). The diagram shows that compositions of typical chloritoid-bearing and micaceous schists with pyrophyllite occupy intermediate place between the fields of kaolinite-bearing (I) as well as montmorillonite- and hydromica-bearing clays (compositions of the two last occupy a single field II in the diagram). Montmorillonite clays have fairly low values of Fe/Fe+Mg between 0.22 - 0.52 but very high Na/Na+K ratios (0.6 - 1.0) whereas these indices in hydromica clay are 0.55 - 0.92 and 0.09 - 0.20, respectively (Handbook ..., 1990), what is near to our analytical results (Tab. 2). In consequence, compositions of chloritoid-micaceous schists, and more accurately of their original argillaceous component, refer to the mixture of kaolinite and hydromica in 1:1 ratio.

Compositions of muscovite and chloritoid-muscovite schists without pyrophyllite (samples 9 and 51, Tab. 2) are near to the composition of pure muscovite from the investigated samples (Tab. 1). At the same time, the field of chloritoid-micaceous schists is clearly divided from the field of acidic volcanites and their tuffs.

Kaolinite is replaced by pyrophyllite, K-hydromica by muscovite and chloritoid is originating

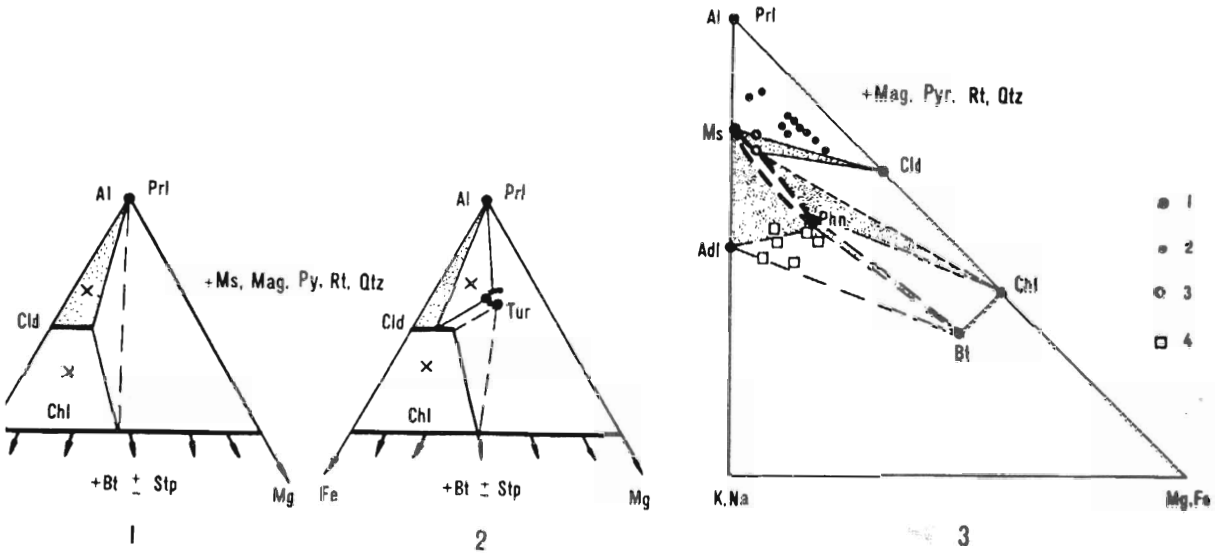


Fig. 3. Mineral assemblages of chloritoid schists. 1 - 2 - part of the Al-Mg-Fe-K diagram, crosses indicate the really observed assemblages: 1 - rocks without boron, 2 - rocks with higher boron content, 3 - Al-(K, Na) - (Mg, Fe) diagram: 1 - mineral composition, 2 - composition of chloritoid schists (Tab. 2), 2 - with pyrophyllite, 3 - without pyrophyllite, 4 - average composition of acidic volcanites (abbreviations see in the text)

instead of the chlorite-kaolinite (pyrophyllite) assemblage in clays under metamorphic conditions of biotite subfacies. Primary chemical peculiarities of sediments altered to chlorite schists are determining their mineral composition. So, the extremely high iron content of the same rocks (Fe/Fe+Mg ≈ 0.67 - 0.93) explains the high iron content of chloritoids (84 - 91 %), the generally low Na-content (Na/Na+K ≈ 0.05 - 0.27) is determining the lack of paragonite in the mica fraction and the low Na-content of muscovite (Na/Na+K ≈ 3 - 9; Tabs. 1 and 2). Disregarding that compositions of chloritoid-pyrophyllite-muscovite rocks in the Al-(K, Na) - (Fe, Mg) diagram are distributed near the Al-angle, the absolute Al_2O_3 content is quite high (12 - 22 weight %, Tab. 2). This is explained by the conclusion, that analytical data do not reflect composition of the argillaceous matter itself, but its mixture with quartz grains the amount of which reaches in places 30 %. Moreover, figurative points of rock compositions in the diagram (Fig. 4) are not merely depending on the absolute alumina content but on the Al(K+Na) and Al/(Mg+Fe) ratio. For example, Al_2O_3 contents in acidic feldspar-bearing volcanites attain 17 weight % (Le Maitre, 1977) as in some chloritoid-bearing schists. However, the high content of alkalis (6 - 10 weight %) results in low Al/(K+Na) ratio (Fig. 5). Hydromica and kaolinite replaces feldspars at the same alumina content with lower alkali content and the Al/(K+Na) ratio increases in the sequence of acidic volcanite → hydromica clay → kaolinite clay. Accordingly, the amount of alkalis does not exceed 4 - 4.2 weight % in investigated chloritoid-pyrophyllite-muscovite schists containing ≈ 12 - 22 weight % of Al_2O_3 (Tab. 2). This is almost two-times less than in acidic volcanite what determines their position near to the Al-angle of the plot (Fig. 4).

The conclusion on the origin of chloritoid schists in the Nižná Slaná area at the expense of ferruginous kaolinite-hydromica arenaceous clay or quartz sandstone holds exclusively for chloritoid-pyrophyllite-muscovite assemblages. However, also other parageneses are common in chloritoid-bearing schists of the Gemericum and Eastern Veporicum, e. g. Cld+Chl+Ms+Qtz and Cld+Ms+Qtz without pyrophyllite (Vrána, 1964; Varga, 1973; Korikovsky et al., 1988; Faryad, 1990). Two analyses of such rocks are indicated by Vrána (1964). It appears that their distance from the Al-angle in the Al-(K, Na) - (Mg, Fe) diagram is quite larger than that of pyrophyllite-bearing rocks (Fig. 4). The schist with Cld+Chl assemblage displays lower Al/(K+Na) value (Fig. 5). Compositions of these rocks fall into the field of hydromica clays (or that of quartz sandstone with hydromica

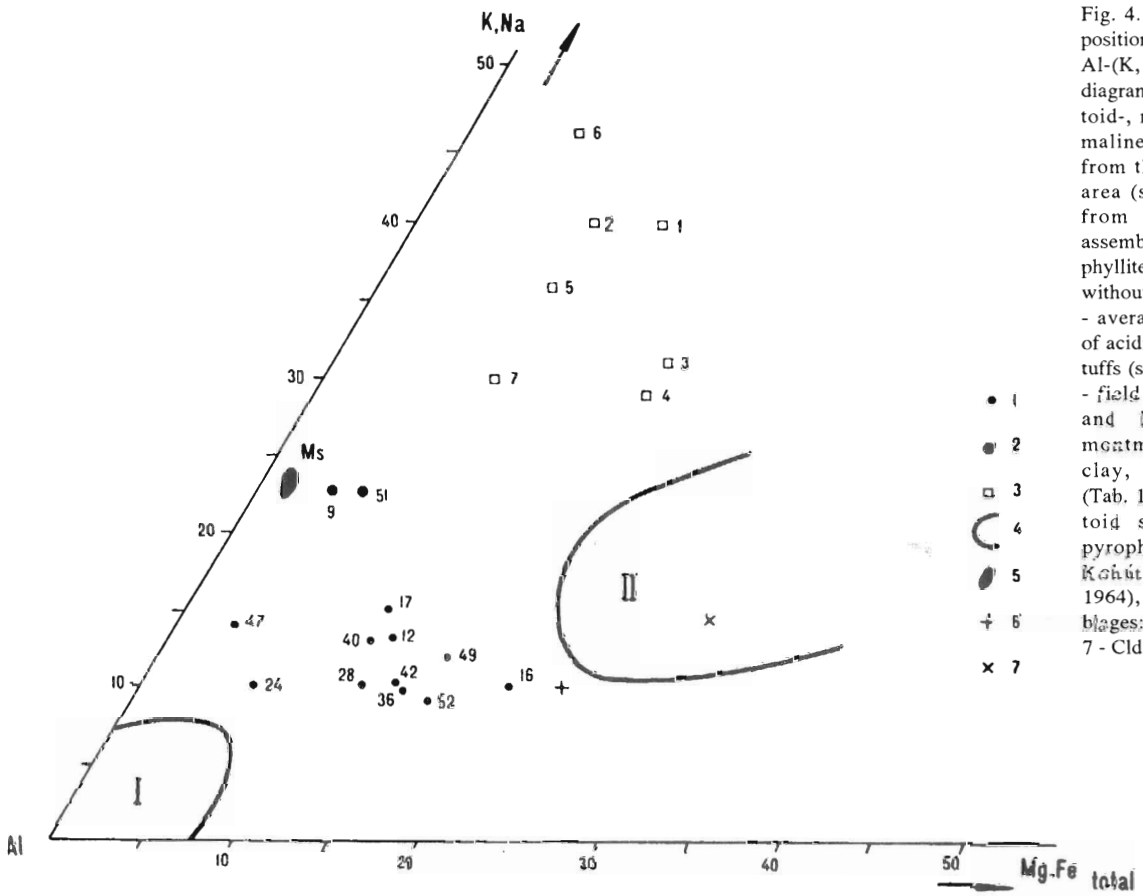


Fig. 4. Chemical composition of rocks in the Al-(K, Na) - (Mg, Fe) diagram. 1 - 2 - chloritoid-, mica- and tourmaline-bearing schist from the Nižná Slaná area (sample number from Tab. 2): 1 - assemblage with pyrophyllite, 2 - assemblage without pyrophyllite, 3 - average composition of acidic volcanites and tuffs (see in the text), 4 - field of kaolinite (I) and hydromica to montmorillonite (II) clay, 5 - muscovite (Tab. 1), 6 - 7 - chloritoid schist without pyrophyllite from the Kohút zone (Vrána, 1964), Mineral assemblages:6- Cld+Ms+Qtz, 7 - Cld+Chl+Ms+Qtz.

cement). So all varieties of chloritoid schists in the Gemericum and Eastern Veporicum had their sedimentary analogy in kaolinite-hydromica and hydromica clays or in quartz sandstone with this cement.

Tourmaline-bearing mica-schists containing till 2.3 weight % B_2O_3 (Tab. 2) represent rare boron-bearing sediments. Their analogues may be searched for in saline clay in which boron accumulates in illite and glauconite or in the form of Na-borate, borax, $Na_2(OH)_4.(B_2O_3).8H_2O$, as shown by Harder (1959, 1970). Tourmaline originates at the expense of the borax + kaolinite (pyrophyllite) assemblage. Hence the tourmaline-muscovite-pyrophyllite-quartz schists present in the layer of chloritoid-bearing rocks originated at the expense of, boron-bearing and saline, kaolinite-hydromica arenaceous caly. Their high salinity indices are confirmed by maximal value of the Na/(Na, K) ratio (0.27) exceeding by 3 - 5 times values in the nearby chloritoid schists (Tab. 2).

Stratigraphic meaning of the chloritoid-bearing rock horizon

Lithological and facial analysis shows that the assemblage of kaolinite-hydromica clay and quartzose clastic sediments though present in numerous regions (Golovenok, 1977) is in fact rare or unique rock type. In fact, two conditions are necessary for their generation. The first condition is the extensively peneplainized source area with lateritic weathering crust (Liou and Chen, 1978). Namely their transport and sedimentation is responsible for the origin of kaolinite-hydromica clay and associating quartz sandstone with kaolinite cement in which felspars are absent due to disintegration in the course of lateritic weathering. The second condition is the quiet subplatform conditions of sedimentation in which exclusively the quartz-kaolinite rock can generate. Such rocks in volcanogenic and terrigenous columns indicate tectonic quiets in sedimentation (Golovenok, 1977).

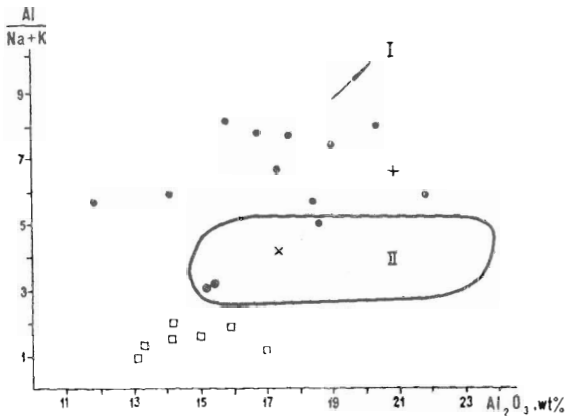


Fig. 5. Relations between general Al_2O_3 content and the Al/(K+Na) value in acidic volcanite and various chloritoid schist types (Tab. 2). Explanations as in Fig. 4.

The presence of high-alumina pelites hence above all reflects facial conditions which can, but should not, repeat several times in the course of sedimentary basin development. Hence their meaning that they represent a certain time-span is less probable. It can be even not presumed that this horizon is of regional extent and its appearance can be presumed in local depressions into which material has been supplied from denudation areas rich in felspar-bearing rocks (magmatites, crystalline rocks). In humid environment, with relatively quiet sedimentary regime, high concentration of alumina can be presumed in pelitic sediments (with prevailing kaolinite and hydromica). Psammite intercalations could represent episodic breaks of the indicated microfacial conditions. Source rocks of high alumina concentrations in pelites may be the volcanic complexes (tuffs) or alumina can be derived from underwater weathering of volcanites. However no higher alumina concentrations are known in volcano-sedimentary complexes of Early Paleozoic age.

Because the described occurrences of chloritoid schist occur in Early Paleozoic sequences, the corresponding facial conditions are to be localized in them. The lower part of the lithostratigraphic column is of flyshoid nature (the complex of black metapelite) hence less suitable for the sedimentation of aluminous pelites. The higher lithostratigraphic column (represented by greenish metapelite and metapsammite of the Smolník Formation) has large facial variability representing, from geotectonic point of view, a relatively more quiet time interval in Early Paleozoic basin development but with great differences in bathyal segmentation of the basin together with the corresponding very variegated lithology. All occurrences of chloritoid schists occur exactly in this lithostratigraphic unit however always on its pelitic or pelitic-silty development with a few episodes of psammitic sedimentation. The character of sediments reflects depressions on dissected shelf.

The uppermost lithostratigraphic unit of Early Paleozoic age in the Gemericum represents the time of rapid rifting with the development of volcanic sequences (oceanic ophiolite and ca-alk volcanites with high-potassic volcanites of passive continental margin). No chloritoid schists have been found in these sequences. The indicated analysis points to the origin of protoliths for the chloritoid schists (kaolinite-hydromica pelites) during the development of shelf in a riftogenous basin which was, though very dissected, filled by terrigenous material.

The sum of such paleogeographic, lithologic and tectonic factors appears as extremely rare. Hence the kaolinite-hydromica-quartzose sediments do not appear more than once in every stratigraphic column. This makes the given rocks and their metamorphic analogues (e. g. chloritoid-mica schists) to represent a splendid marking horizon. The chloritoid-micaceous schists and metasandstones were found in the composition of Early Paleozoic sequences of the Gemericum in several places. In this respect the question arises whether represent these rocks a single stratigraphic level or a specific stage of sedimentary genesis in the Early Palezoic time? Analogous rocks in a well explored horizon (Vrána, 1964) were found in the nearby tectonic unit of the Kohút zone of Veporic. There quartz sandstone and gravelite associates with chloritoid schist. Chloritoid-bearing rocks of the Kohút zone underwent to a certain extent higher metamorphism (garnet zone) and in the result kyanite appears in them at the expense of pyrophyllite. It is not excluded that the chloritoid-staurolite-garnet schist from the Klenovec area (Korikovsky et al., 1989) represents the same stratigraphic level. This means that this horizon in the Veporic can represent not only facial but also

lithostratigraphic equivalent of the Smolník Formation in the Early Paleozoic of the Gemeric unit. In the view of indicated exclusivity of protolith generation for the chloritoid schists, this horizon would be assumed to represent a further proof which appears to confirm the interpretation of development of Early Paleozoic sequences within a single basin and subsequently metamorphosed in different intensity.

Therefore it appears interesting to realize a detailed stratigraphic analysis of chloritoid schists in the Gemeric and Eastern Veporic profiles. This can contribute new data for correlations of Early Paleozoic sedimentary and metamorphic complexes in the Gemeric and Veporic units along their contact zone.

Conclusion

1. Mineral assemblages and compositions from the layer of chloritoid-pyrophyllite-muscovite schists and quartz metasandstone of the Nižná Slaná area reflect conditions of the low-temperature part of the biotite subfacies.

2. Chemical compositions of chloritoid schists with pyrophyllite reflect the composition of kaolinite-hydromica clay and that of chloritoid schists without pyrophyllite corresponds to hydromica clay.

References

Golovenok, V. K. 1977: Vysokoglinozemnistyje formacii dokembria. *Nedra, Leningrad, 268.*

Handbook ..., 1990: Spravočnik po geochemii. (Eds.): Vojtkevič, G. V., Kokin, A. V., Mirošnikov, A. E. and Prochorov, V. G. *Nedra, Moskva, 480.*

Daly, R. A. 1933: Igneous rocks and the depths of the Earth. *New York, McGraw-Hill Co., 588.*

Faryad, S. W. 1990: in: Krist, E., Korikovsky, S. P., Putiš, M., Janák, M., Faryad, S. W.: Geológia a petrológia metamorfovaných hornín kryštalinika Západných Karpát. *Bratislava.*

Harder, H. 1970: Boron content of sediments as a tool in facies analysis. *Sedimentary Geol., 4, 2, 153 - 175.*

Harder, H. 1959: Beitrag zur Geochemie des Bors, II. Bor in Sedimenten. *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, II. Math. Physik. Kl., 6, 123 - 183.*

Korikovskij, S. P. 1979: Facii metamorfizma metapelitov. *Nauka, Moskva, 263.*

Korikovsky, S. P., Krist, E. & Boronikhin, V. A. 1989: Staurolite-chloritoid schists from The Klenovec region: prograde metamorphism of high-alumina rocks of the Kohút zone - Veporides. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 2, 187 - 200.*

Korikovsky, S. P., Borisovsky, S. E. & Grecula, P. 1991: Metamorphic equilibria in the biginning stages of the biotite subfacies in Early Paleozoic volcano-sedimentary rocks of Gemericum. *Mineralia slov., 23, 1 - 8.*

Le Maitre, R. W. 1976: The chemical variability of some common igneous rocks. *J. Geol., 17, 4, 589 - 637.*

Liou, J. G. & Chen, P. Y. 1978: Chemistry and origin of chloritoid rocks from eastern Taiwan. *Lithos, 11, 3, 175 - 187.*

Varga, I. 1973: Mineral associations of the metamorphism regional and their zoning in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Mineralia slov., 5, 115 - 134.*

Vrana, S. 1964: Chloritoid and kyanite zone of Alpine metamorphism on the boundary of the Gemerides and the Veporides (Slovakia). *Krystallinikum, 2, 125 - 143.*

AKTIVITA SGS

Pokračovanie zo s. 8

prevažujúcim typom metavulkanitov. Napriek polyfázovej metamorfóze (najstaršia dokázateľná fáza je strednotlaková metamorfóza) sú lokálne magmatické znaky dobre zachované. Metavulkanity zodpovedajúce zložením bazaltom a bazaltoidným andezitom tvorili hlavne lávové prúdy, lokálne aj s "pillow" textúrami. Zastúpené boli afyrické aj porfyrické typy s výrastlicami klinopyroxénu a/alebo plagioklasu. Zachované klinopyroxény majú zloženie typické pre anorogénne tholeiity. V gelnickej skupine sú metavulkanity typu E-MORB/OIT reprezentované neveľkými telesami metabazaltov, ktorých pozícia voči okoliu nie je jasná. Ide zväčša o afyrické typy s horšie zachovanými magmatickými štruktúrami. Vystupujú v troch nesúvislých pruhoch: (1) severnom - v hrebeňovej časti medzi Slovinkami a Helcmanovcami, (2) strednom - pruh Helcmanovce - Stará Voda a (3) južnom - dolina Zadné Porče - Smolník. Metabazalty v severnom a južnom pruhu boli metamorfované vo fácii zelených bridlíc, stredný pruh metamorfózou pripomína rakoveckú skupinu. Hoci všetky spomenuté metavulkanity geochemicky zodpovedajú (hlavne na základe prvkov REE a HFSE) typu E-MORB/OIT, sú medzi nimi petrologické rozdiely. Metabazalty rakoveckej skupiny sú geochemicky najbližšie typickým E-MORB/OIT, avšak s pozorovateľnými tendenciami k znakom vápenato-alkalickej magmy. Variabilita v obsahu REE, Cr a Sc naznačuje uplatnenie procesu frakcionácie, a to pravdepodobne frakcionácie klinopyroxénu. Metabazalty typu E-MORB/OIT gelnickej skupiny sú geochemickými znakmi blízke kontinentálnym tholeiitom (kontaminácia kôrou kontinentálneho typu ?) a v južnom a strednom pruhu vykazujú frakcionáciu plagioklasu (pozitívne a negatívne Eu-anomálie). Zhodný typ vulkanitov v gelnickej a rakoveckej skupine by mohol naznačovať ich vzájomnú genetickú väzbu na zhodné geodynamické prostredie, ale jestvujúce geochemické rozdiely sú zrejme výsledkom silného skrátenia pôvodného priestoru a súčasnej šupinovo-príkrovovej stavby staršieho paleozoika gemerika. Metavulkanity typu E-MORB/OIT v obidvoch skupinách vznikli parciálnym tavením plášťa obohateného voči chondritovému o inkompatibilné prvky. Tendenciu k ochudobneniu o Nb a Ta možno vysvetliť buď mixingom s vápenato-alkalickou magmou, alebo predchádzajúcim oplyvnením zdrojového materiálu plášťa subdukčnou zónou.

Poznatky z medzinárodného kongresu asociácie pre kvartérny výskum (INQUA)

2. - 9. augusta 1991 sa v Pekingu konal XIII. medzinárodný kongres INQUA (International Union for Quarternary Research), prvýkrát v histórii na ázijskom kontinente. Jeho hlavnou témou bolo Ľudstvo a globálne zmeny počas kvartéru a symbolom silueta tváre Homo erectus pekinensis.

Pred začatím kongresu 18. 7. - 1. 8. 1991 prebiehal postgraduálny kurz kvartérnej geológie pod záštitou organizačného výboru INQUA, Čínskej akadémie vied a Akadémie vied tretieho sveta. Jeho hlavným cieľom bolo zoznámiť mladých vedeckých pracovníkov v oblasti kvartéru s najnovšími metodikami jeho výskumu a s dosiahnutými výsledkami v celosvetovom meradle. Kurz sa skončil záverečnými skúškami.

Na vlastnom kongrese sa zúčastnilo takmer 1000 zahraničných hostí z celého sveta. Z ČSFR sa na ňom okrem autorov tohto príspevku zúčastnil doc. dr. P. Holec, CSc., z katedry geológie a paleontológie PF UK v Bratislave, a dr. J. Tyráček, CSc., z ČGÚ Praha. Súčasťou kongresu bolo 32 pred kongresovým a pokongresových exkurzií, ako aj 10 jednodňových exkurzií. Zasadania prebiehali v pláne a v rámci odborných sympózií. Tie možno rozdeliť do nasledujúcich tematických okruhov: Globálne environmentálne zmeny; Porovnanie severnej a južnej hemisféry; Korelácia medzi kontinentmi a oceánmi; Kvartérna geológia Ázie; Aplikovaný kvartérny výskum; Kvartérna stratigrafia; Kvartérna paleontológia, paleoekológia a biostratigrafia; Náhle klimatické zmeny počas kvartéru.

Z množstva prevažne paralelne prebiahajúcich sympózií boli pre nás zaujímavé hlavne referáty dotýkajúce sa globálnych environmentálnych zmien, geochronológie, kontinentálnych kvartérnych súvrství, klimatickej stratigrafie, geotechnických vlastností spraše a fosílnych pôd, kvartérnych zosunov, ako aj nových metód diaľkového prieskumu Zeme.

Zo získaných poznatkov treba zdôrazniť najmä prevládajúci trend používať komplex metód pri stratifikácii terestrických súvrství v kvartéri, a najmä exaktné metódy absolútneho datovania a paleomagnetizmu. Využitie poslednej z uvedených metód sa demonštrovalo na príkladoch rozčlenenia čínskych sprašových sekvencií, ktoré študovali viaceré medzinárodné výskumné tímy. Zaujímavé bolo aj porovnanie uvádzaných sprašových sedimentov a fosílnych pôd z hľadiska geotechnických vlastností a metodík ich štúdia používaných u nás a vo svete. Štúdium dlhých kontinentálnych, ale aj morských sekvencií umožňuje veľmi podrobne klimatostratigraficky členiť sedimenty a následne ich paleoenvironmentálne interpretovať. Zvlášť významným aspektom je najmä hľadanie súvislostí medzi paleoenvironmentálnymi zmenami v globálnom meradle. Významným projektom, ktorý v súčasnosti rieši tieto problémy, je najmä PAGES (Past Global Changes), zriadený v rámci programu IGBP (International Geosphere - Biosphere Programme).

Počas kongresu prebehli voľby nového prezidenta a výkonného výboru medzinárodnej organizácie pre výskum kvartéru. Doterajšieho prezidenta Nata Ruttera z Kanady vystriedal Liu Tung Sheng z Číny. Najbližší INQUA kongres sa uskutoční roku 1995 v Berlíne a organizátori plánujú viesť jednu z exkurzných trás aj územím Slovenska.

J. Horniš a A. Klukanová

Mineralia slovaca, 24 (1992),39 - 44

Structural interpretation of the Choč nappe outliers of the Čočské vrchy Mts.

PETER KOVÁČ a IVAN FILO
Dionýz Štúr Geological Institute, Mlynská dolina l, 817 04 Bratislava

(Received Mai 2, 1991, revised version received Juni 6, 1991)

Abstract

The aim of this article is refering to a complicate internal structure of the Choč nappe outliers in the western part of the Čočské vrchy Mts.

The imbricate system of the sheet-like bodies of the same tectonic unit and the same stratigraphic sequence was created during the Choč nappe thrusting.

The geological building of the western part of the Čočské vrchy Mts. was influenced by the dextral movement of the Revúca fault system after the Lower Oligocene.

Geological setting

Four main geological units - Tatricum, Fatricum, Hronicum and Paleogene of Podtatranská group - form the geological surface setting of the Čočské vrchy Mts.

The Tatricum occurs in the western part of the region between the villages Kráľovany and Dierová, represented by granitoids of the Malá Fatra crystalline core. Mesozoic rocks of the Tatricum are present by Gutenstein limestones.

The Fatricum is represented by the Krížná nappe with characteristic stratigraphic sequence from the Middle Triassic to the Cenomanian.

The Hronicum consists of the Choč nappe with prevailing Biely Váh facies. It is a tectonic unit thrust in the course of the Mediterranean phase (Andrusov et al., 1973). Due to the erosion in the western part of the Čočské vrchy Mts., the Choč nappe occurs in form of outliers (Fig. l). The bed sequence includes the Uppermost Lower Triassic to Norian. At the nappe base dark breccias sporadically exist. There are "Campilian" marls, deformed in the process of thrusting. They are overlain by the Gutenstein formation, represented prevailingly by Gutenstein limestones and to a lesser degree by dolomites. The bed sequence continues through the Ramsau dolomites to the Reifling and Raming limestones. Above these formations occasionally the Wetterstein limestones, Aon beds and in the slope debris rudimentary Lunz beds occur. Hauptdolomite is the highest formation of the Choč nappe stratigraphic sequence in the study area.

Paleogene rocks are present in form of erosional remmants of the Borové formation (Upper Lutetian - Lower Priabonian), lying mainly on Triassic carbonates of the Choč nappe. In tectonic sunken blocks the Huty and Zuberec formations (Upper Eocene) occur amidst Mesozoic rocks of the Choč and Krížná nappes, as well.

Mechanism and geometry of a gliding thrust sheet

Under the designation "nappe" we understand a large, essentially coherent allochtonous, sheet-like tectonic unit that has moved a distance several times its thickness along a thrust fault (McClay and Price, 1981). Thrust nappes are the most common type, arising in place of the gliding horizon along inter- or intraformation fault (Jaroš and Vachtl, 1980). In this category also the nappes of Fatricum and Hronicum are included.

In the process of thrusting, except formation of a sole plain, also other faults commonly arise within the thrusting sheet. Their geometrical shape and orientation are depending to a large extent on physical qualities of the nappe forming rocks.

Displacement of the nappes is connected with regrouping of the internal organization along fault

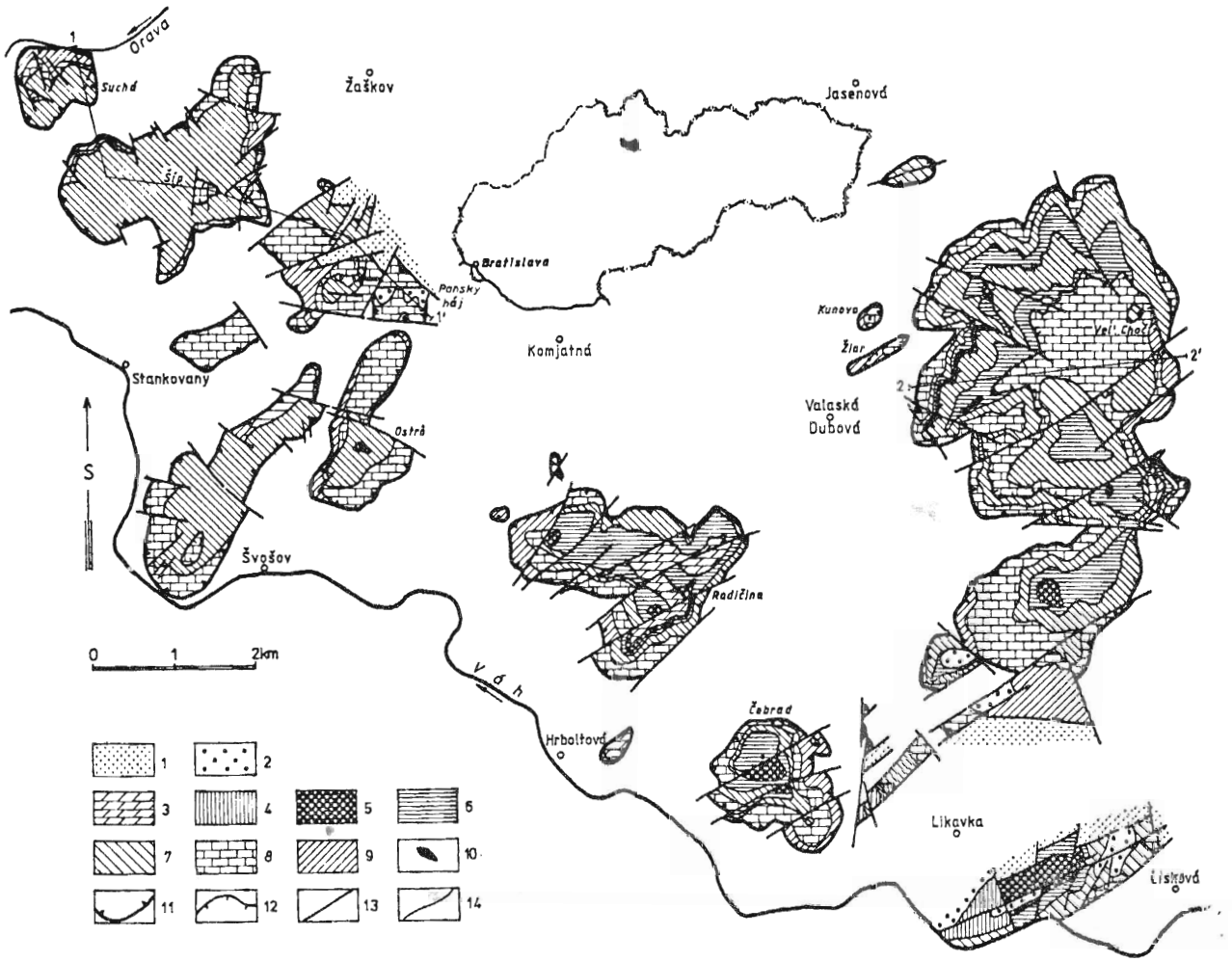


Fig. 1. Schematical geological map of the Choč nappe outliers in the western part of the Chočské vrchy Mts. Paleogene of Podtatranská group. 1 - Zuberec and Huty formation (Upper Eocene), 2 - Borovec formation (Upper Lutetian - Lower Priabonian); Choč nappe: 3 - Hauptdolomite (Upper Carnian - Norian), 4 - Wetterstein limestones (Cordevolian), 5 - Raming limestones (Cordevolian), 6 - Reifling limestones (Illyrian - Lower Carnian), 7 - Ramsau dolomites (Upper Anisian - Lower Ladinian), 8 - Gutenstein limestones (Lower Anisian), 9 - Gutenstein dolomites (Lower Anisian), 10 - red nodular limestones (Uppermost Lower Triassic), 11 - nappe overthrusts, 12 - overthrusts, 13 - faults, 14 - litological boundaries.
Obr. 1. Schematická geologická mapa trosiek chočského príkrovu v západnej časti Chočských vrchov. Paleogén podtatranskej skupiny. 1 - zuberecké a hutianské súvrstvie (vrchný eocén), 2 - borovecké súvrstvie (vrchný lutét - spodný priabón); chočský príkrov: 3 - hlavný dolomit (vrchný karn - norik), 4 - wetersteinský vápenec (kordevol), 5 - raminský vápenec (kordevol), 6 - reiflinský vápenec (ilýr - spodný karn), 7 - ramsauský dolomit (vrchný anis - spodný ladin), 8 - gutensteinský vápenec (spodný anis), 9 - gutensteinský dolomit (spodný anis), 10 - červený hľuznatý vápenec (najvrchnejší spodný trias), 11 - príkrovy, 12 - prešmyky, 13 - zlomy, 14 - litologické hranice.

systems, regularly existing within them. Regarding to different physical and mechanical properties individual rock types create imbricate structure. Along subhorizontal thrust faults, parallel with bedding a system of superimposed parts of the nappe, originally situated in juxtaposition, arises (Suppe, 1980; Groshong and Usdansky, 1987; Ramsay and Huber, 1987). The existence of ramps or displacement faults is dependent on the value of competence of single rock types building the nappe body. Displacement faults, parallel with bedding, are forming in rocks with low value of competence (Suppe, 1985). On the other hand, ramps are generating in hard competent rocks. They are dipping 10 - 30 degrees (Boyer and Elliott, 1982; Suppe, 1983).

When a nappe is moving, also tear faults originate. They form mainly because of the impossibility of translating a huge rock mass as a single unit. Larger masses are broken up into smaller structural units bounded by thrust faults and tear faults (Davis, 1985; Mandl and Shippam, 1981).

Structural setting of the Choč nappe in the western part of the Chočské vrchy Mts.

Chočské vrchy Mts. are characterized as a Post-Paleogene horst, mainly formed by rocks of the Choč and the Krížná nappes at surface. The Choč nappe in western part of the study area is present in the form of outliers. The outlier of Veľký Choč is the most extensive and most complicated. In this area internal bouilding of Choč nappe was described as a recumbend fold (Matejka, 1927, 1935).

As is long known Choč nappe occurs here but also at others places of Chočské vrchy Mts. in form of two or three subhorizontally lying sheet-like tectonic slices with analogous bed sequence (Fig. 2). They are underlain by rocks of the Krížná nappe (Fig. 3). In the process of gliding the Choč nappe probably did not move as one compact unit, but underwent to separation of its internal structure along faults parallel, or subparellel with bedding, linked by ramps. The ramps formed within a massive competent pile of dolomites and Gutenstein limestones, cutting also marly layers of the Reifling, or Raming limestones. Displacement faults generated at the boundary between the Lunz beds and Reifling or Raming limestones, so in an

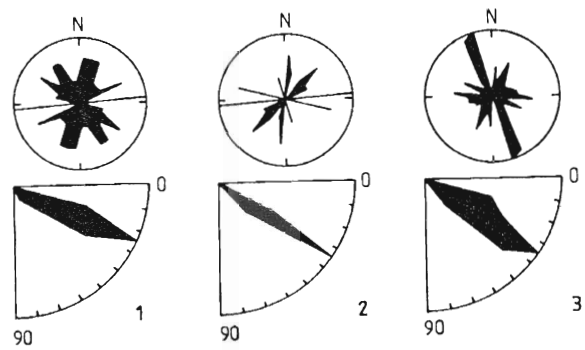


Fig. 2. Strike and dip rose diagrams of the bedding in the individual tectonic slices in the area of the Veľký Choč outlier (from lowermost to highest).
Obr. 2. Ružicové diagramy smerov a sklonov vrstvovitosti jednotlivých tektonických šupín v oblasti príkrovovej trosky Veľkého Choča (od najnižšej po najvyššiu).

environment with lower value of competence.

The imbricated internal structure exists not only in frontal parts of the nappes (e. g. studied area), but also in their hinterlands. Jaroš (1965) described the imbricated structure of the Krížná nappe from the area of Banská Bystrica - thus the area near the presumed "root" zone.

In the western part of the Chočské vrchy Mts. structure of the Choč nappe is influenced by significant NNW - SSE oriented shear zone - the Revúca fault zone. It was characterized as a transverse dex-

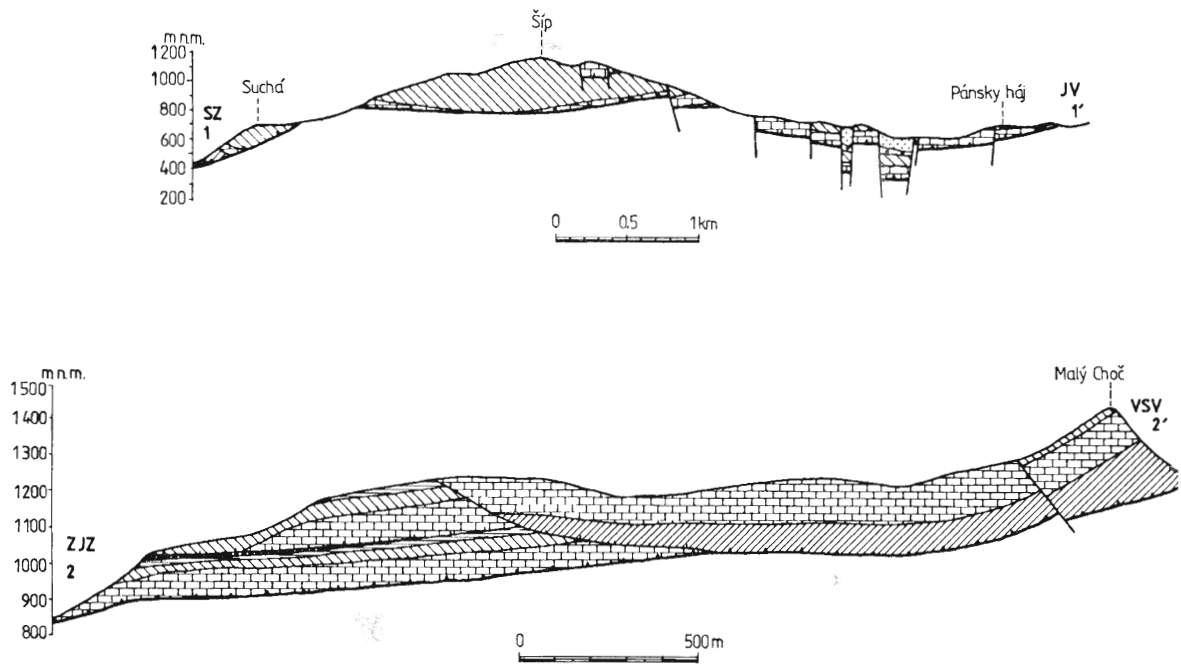


Fig. 3. Geological section across 1 - 1´ Šíp, 2 - 2´ Veľký Choč outliers. Explanations are in Fig. 1.
Obr. 3. Geologický profil tektonických trosiek Šípu 1 - 1´a Veľkého Choča 2 - 2´. Vysvetlivky sú na obr. 1.

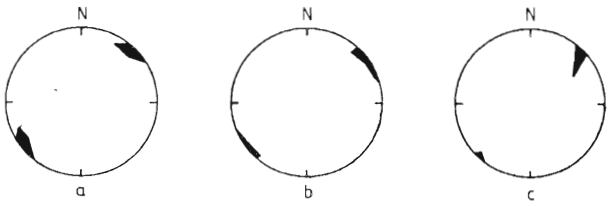


Fig. 4. Diagrams of the compresion sectors (Angelier, 1983) from the localites. a - Bralo, b - Likavka, c - Valaská Dubová.
Obr. 4. Diagramy kompresných sektorov (Angelier, 1983) z lokalít: a - Bralo, b - Likavka, c - Valaská Dubová.

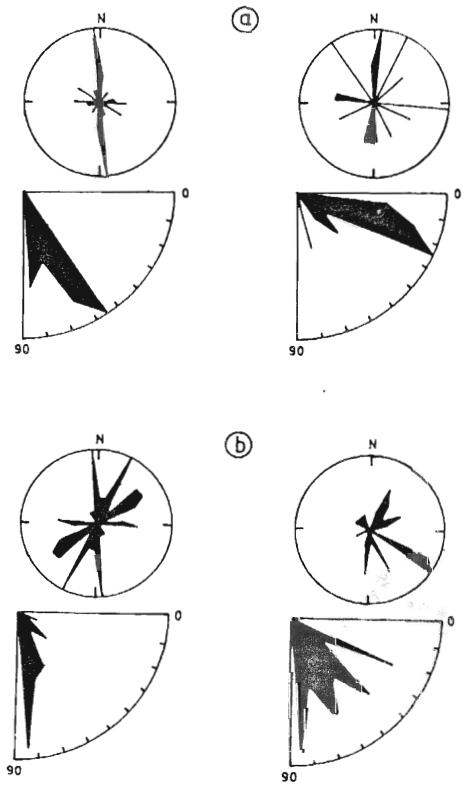


Fig. 5a. Set of the lineations subhorizontally situated on the steep dipping fault planes. Rose diagrams of strike (left top) and dip (left bottom) of the fault planes, strike (right top) and dip (right bottom) of the lineations.
Obr. 5a. Skupina subhorizontálne situovaných lineácií na strmo uklonených zlomových plochách. Ružicové diagramy smerov (vľavo hore) a sklonov (vľavo dole) zlomových plôch, smerov (vpravo hore) a sklonov (vpravo dole) lineácií.
Fig. 5b. Set of the lineations, steep orienteted on the fault planes. Rose diagrams are in the same configuration.
Obr. 5b. Skupina lineácií strmo orientovaných na zlomových plochách. Ružicové diagramy sú v rovnakej konfigurácii.

tral-slip fault, attended by system of longitudally orientated faults (Bujnovský, 1979).

In morphological depressions in the western part of study area amidst the Gutenstein formation and Ramsau dolomites siltstones, clays and menilite cherts of Huty formation occur (Fig. 3). There are Paleogene-infilled sunken blocks - type of grabens. We support this option for the following reasons: southerly demarcation of the Choč nappe against Neocomian of the Križná nappe is very steep - probably of fault character; the boundary between the Paleogene and Mesozoic is tectonic along all the area from the river Orava to the village Komjatná; at the locality Pánsky háj (southerly from the village Komjatná) an erosion remnant of the Borové group occurs - indicating a sunken block. At the neighbouring outliers Paleogene rocks are not preserved (Fig. 3). It is probably implication of the NW - SE extension of normal transtension character Revúca shear zone regime.

Based on new facts obtained in the studied area it is to conclude that the movements in the Revúca fault system are younger as Lower Oligocene, most probably of the Neogene age. Dextral movement of the fault blocks of NNW - SSE direction was proved on the Bralo, Valaská Dubová, Likavka, localities. The lineations of the fault planes were measured on the investigated localities formed either of the Križná and Choč nappes or Paleogene rocks. Orientation of this structural elements is comparable regardless of tectonic unit they occurs. Statistic sets of data was evaluated by direct inverse method (Angelier and Gougel, 1987; Angelier, 1979) and by method of compression sectors (Angelier, 1983). Rose diagrams were used for the evaluation of the fault planes statistical orientation.

In the strike-slipe zones faults usually have a component of strike-slip combined with either normal dip-slip or reverse dip-slip (Woodcock and Fischer, 1986). Maxima showed on diagrams of the compression sectors oriented horizontally in NE - SW direction are good comparable (Fig. 4). They correspond with dextral movement of the fault blocks in the NNW - SSE direction. The lineations is posible divide in two groups (Fig. 5). The first is situated subhorizontally at the steep dipping fault planes. They represent horizontal displacement of the fault blocks (sigma1 = 260/20, sigma2 = 125/60, sigma3 = 360/20). The second, oriented more steep, is a result of normal transtension character shear zone regime (sigma1 = 80/75, sigma2 = 215/10, sigma3 = 310/10). This lineations commu-

nicate in macroscopic scale with normal faults, occurring mainly in the area of the Čebraťˇ, Radičiná and Veľký Choč.

Conclusion

Structural interpretation of the Choč nappe outliers includes chronologically following events:

- displacement of the nappe with synchronous forming of internal imbricate structure in mediterranean phase;
- Post-Lower Oligocene, probably Neogene brittle deformation of the rocks connected with the dextral movement in the Revúca fault system.

References

Andrusov, D., Bystrický, J. & Fusán, O. 1973: Outline of the Structure of the West Carpathians. X Congress of CBGA, *Bratislava, GÚDŠ, 1 - 44.*

Angelier, J. 1979: Determination of the mean principal direction of stresses for a given fault population. *Tectonophysics (Amsterdam), 56, T17 - T26.*

Angelier, J. & Gougel, J. 1979: Sur une mothode simple de determination des axes principaux des contraintes pour une population de failles. *C. R. Acad. Sci. (Paris), 288, 307 - 310.*

Angelier, J. 1983: Analyses qualitative et quantitative des populations de jeux de failles. *Bull. Soc. géol. France, 7, 1, 661 - 672.*

Boyer, E. S. & Elliott, D. 1982: Thrust systems. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 66, 1196 - 1230.*

Bujnovský, A. 1979: Geologické profily a štruktúrne prvky príkrovov v sz. časti Nízkych Tatier a v revúckom zlomovom pásme. In: *Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ, 77 - 84.*

Davis, G. H. 1985: Structural Geology of Rocks and Regions. *New York, 429.*

Groshong, H. G. & Usdansky, S. I. 1988: Kinematic models of plane-roofed duplex styles. *Geol. Soc. Amer. Bull. (New York), 222, 197*

Jaroš, J. 1965: Tektonický charakter križnanské jednotky v okolí Banské Bystrice. *Geol. Práce, Zpr., 35, 41 - 52.*

Jaroš, J. & Vachtl, J. 1980: Strukturní geologie obecná a systematická. *Praha, 267.*

Mandl, G. & Shippam, G. K. 1981: Mechanical model of thrust sheet gliding and imbrication. Thrust and Nappe Tectonics. *Spec. Publ. Geol. Soc. London, 9, 79 - 98.*

Matejka, A. 1927: Geologické studie v okolí Ružomberka na Slovensku. *Zbor. SSGÚ, Praha, 27, 529 - 617.*

Matejka, A. 1935: Geologie okolí Luček na Slovensku. *Věst. St. geol. Úst. (Praha), 35, 56 - 76.*

McClay, K. R. & Price, N. J. 1981: Thrust and Nappe Tectonics. *Spec. Publ. Geol. Soc. London, 9, 1 - 5.*

Ramsay, J. G. & Huber, M. I. 1987: The Techniques of modern Structural Geology. Vol. 2: *Folds and Fractures, Academic Press (London), 309 - 700.*

Suppe, J. 1980: Imricated structure of western foothills belt, south-central Taiwan. *Petrol. geol. of Taiwan, 17, 1 - 16.*

Suppe, J. 1983: Geometry and kinematics of fault-bend folding. *Amer. J. Sci., 283, 68 - 721.*

Suppe, J. 1985: Principles of Structural Geology. *New Jersey, 537.*

Woodcock, N. G. & Fischer, M. 1986: Strike-slipes duplexes. *J. Struct. Geol., 8, 7, 725 - 735.*

Štruktúrna interpretácia geologickej stavby trosiek chočského príkrovu Chočských vrchov

Na povrchovej stavbe Chočských vrchov sa zúčastňujú štyri hlavné jednotky - tatrikum, fatrikum, hronikum a paleogén podtatranskej skupiny.

Hronikum je zastúpené chočským príkrovom s prevládajúcim bielovážskym vývinom. Predstavuje tektonickú jednotku presunutú počas mediteránnej fázy (Andrusov et al., 1973). Chočský príkrov sa v západnej časti vrchov nachádza v podobe tektonických trosiek. Plošne najrozsiahlejšia a stavbou najkomplikovanejšia je tektonická troska Veľkého Choča. Chočský príkrov je tu, ale aj na iných miestach Chočských vrchov (Šíp, Ostré, Havran) v podobe až troch na sebe ležiacich subhorizontálne uložených doskovitých telies. Takáto tektonická stavba sa charakterizuje ako systém nahromadených doskovitých telies toho istého tektonického celku pôvodne ležiacich za sebou. Chočský príkrov sa pri svojom sunutí pravdepodobne nepohyboval, ako jedno rigidné teleso, ale segmentovali ho paralelné, príp. subparalelné prešmyky s vrstvovitosťou spojené rampami. Rampy vznikali v masívnych kompetentných masách dolomitov a gutenseinských vápencov a presekávali aj slienitejšie polohy reiflinských, príp. raminských vápencov. Presunové zlomy vznikali na rozhraní lunzských vrstiev a reiflinských či raminských vápencov, teda v prostredí s nižšou hodnotou kompetentnosti.

V západnej časti Chočských vrchov stavbu chočského príkrovu ovplyvnila existencia významnej strižnej zóny - revúckeho zlomového pásma.

Naše merania v tejto oblasti ukazujú, že pohyby v revúckom zlomovom systéme sú mladšie ako spodný oligocén a že najpravdepodobnejšie prebiehali v neogéne. Išlo o dextrálny pohyb zlomových krýh smeru SSZ - JJV, dokumentovateľný na lokalite Bralo, Valaská Dubová a Likavka. Na lokalitách, ktoré tvoria horniny krížňanského príkrovu, chočského príkrovu a paleogénu podtatranskej skupiny (vrchný eocén), sa merali lineárne prvky na zlomových plochách. Orientácia štruktúrnych elementov je jednotná bez ohľadu na to, v ktorej tektonickej jednotke sa nachádzajú. Štatistické súbory dát boli zhodnotené priamou inverznou metódou (Angelier and Gougel, 1978; Angelier, 1979), metódou kompresných sektorov (Angelier, 1983) a štatistickou orien-

táciou zlomových plôch pomocou ružicových diagramov.

Diagramy kompresných sektorov jednotne ukazujú maximá približne horizontálne uložené v smere SZ - JV. Zodpovedajú dextrálnemu pohybu zlomových krýh smeru SSZ - JJV. Lineárne prvky nachádzajúce sa na lokalitách možno rozdeliť do dvoch skupín. Prvá skupina lineácií, subhorizontálne uložená na strmo uklonených zlomových plochách, reprezentuje horizontálny pohyb zlomových krýh. Druhá, podstatne strmšie orientovaná, sa javí ako následok poklesového režimu transtenzného charakteru strižnej zóny.

Mineralia slovaca 1, 24 (1992), 45-52

Petrológia granaticko-klinopyroxenických metabazitov Malej Fatry

DUŠAN HOVORKA[1], ŠTEFAN MÉRES[1] a FRANTIŠEK CAŇO[2]

[1]Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
[2]Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

PROJECT 276
Paleozoic of the Tethys

(Doručené 7. 10. 1991, revidovaná verzia doručená 28. 11. 1991)

Petrology of garnet-clinopyroxene metabasites from the Malá Fatra Mts.

On the SE oriented slopes of the Minčol ridge of the Malá Fatra Mts. we found small bodies of rutil bearing garnet-clinopyroxene metabasites. Surrounding rocks belong to various types of metamorphites. Fine-grained metabasites with massive structure form central parts of amphibolite bodies. They gradually pass through types with platy clivage to garnet amphibolites or even amphibolites and migmatized amphibolites. In mineral composition mentioned changes are expressed by garnet and rutile recrystallization and clinopyroxene simplectization. Simplectites of Cpx + Hbl, Cpx + Plg and Hbl + Plg originated in this process. Simplectites we classify as the product of retrogressive and simultaneously "hydrative" recrystallization of original eclogite associotion: Omph + Gar_{pyr} + Rtl.

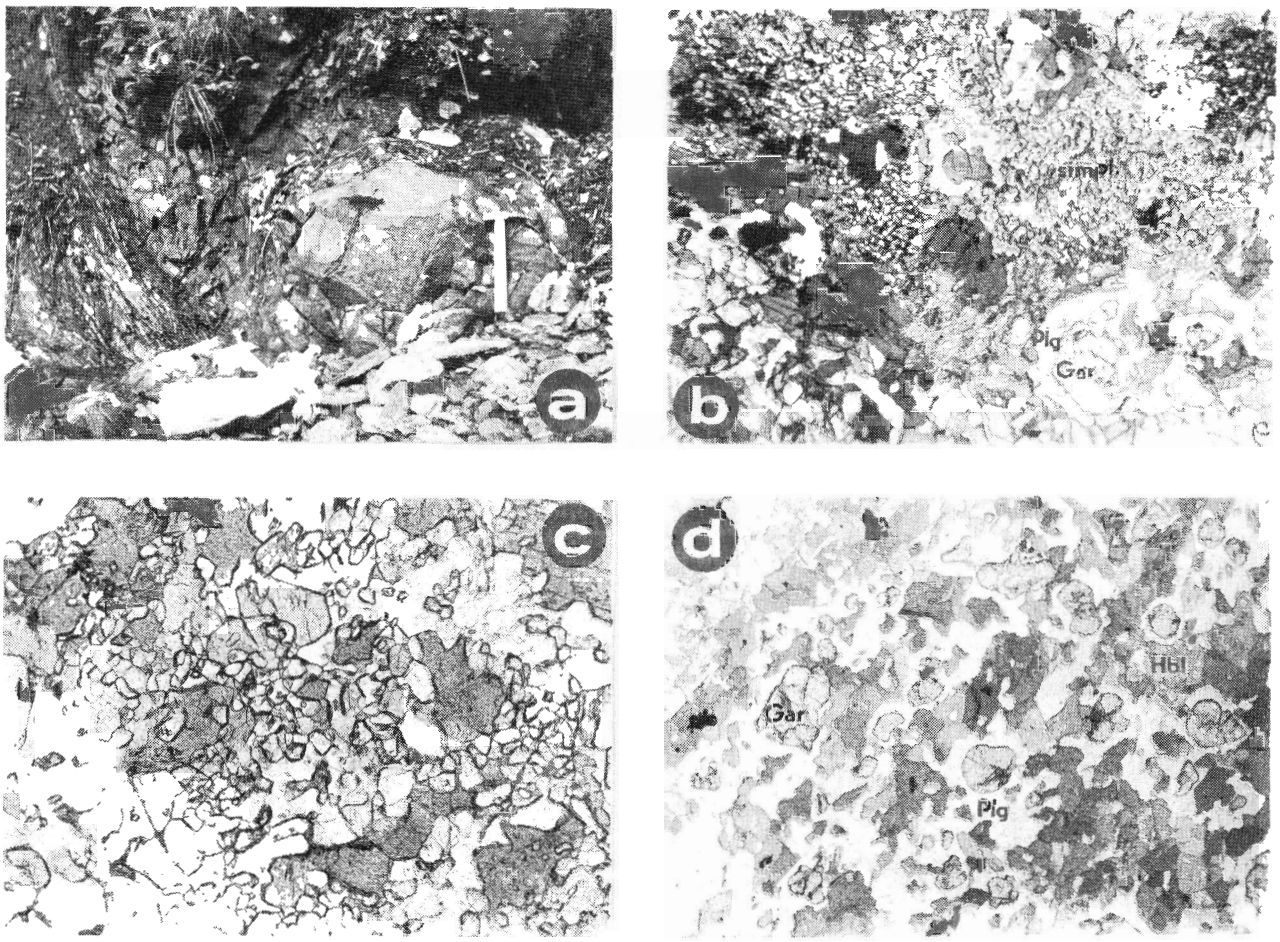
Úvod

Predvrchnokarbónske komplexy metamorfitov centrálnej zóny Západných Karpát (tatrikum a veporikum) sa všeobecne pokladajú za produkty metamorfnej rekryštalizácie, ktorá dosiahla maximálne podmienky amfibolitovej fácie nízkeho barického typu. Až v posledných rokoch sa zistili indície reliktov metamorfitov vysokých stupňov (granulitovej, resp. eklogitovej fácie) v západokarpatskom kryštaliniku (Hovorka et al., 1987; Hovorka a Méres, 1989; Hovorka a Méres, 1990). Následné terénne aj laboratórne štúdium priviedlo autorov (Hovorka a Méres, 1990) k zisteniu telies retrográdne rekryštalizovaných eklogitov v Tríbeči. Súčasne vykonavaná revízia telies metabazitov v Malej Fatre nám poskytla materiál, ktorého výsledky štúdia predkladáme v tejto práci.

Metabazity amfibolitovej fácie (amfibolity) sú podstatne zastúpeným horninovým typom jadra horstva. Ich prítomnosť konštatoval Kuthan (1944) a ich základnú petrografickú charakteristiku predložil Ivanov a L. Kamenický (1957). Títo autori (l. c.) zistili prítomnosť amfibolitov s. s. s masívnou aj bridličnatou textúrou, ale súčasne aj prítomnosť páskovaných a okato imbibovaných, resp. biotitizovaných typov. Granát spolu s biotitom, kremeňom a minerálmi epidotovej skupiny považovali (l. c.) za "sekundárne" minerály amfibolitov. Spestrením celkove jednoduchého zloženia metabazitov Malej Fatry je zistená prítomnosť erlánov (pyroxenických rúl) na v. svahoch Veľkej lúky (Koutek, 1933).

Problematiku granatických amfibolitov západokarpatského kryštalinika v minulosti študoval Hovorka a Spišiak (1986). Procesy správania sa amfibolitov v zónach migmatitizácie opísal Hovorka (1969, 1974). Monografické práce Cambela a L. Kamenického (1982) a Maheľa (1986) čerpali konkrétne údaje o metabazitoch Malej Fatry z uvedených starších prác (l. c.). Najnovšie L. Kamenický a Macek (1984) pokladajú metamorfované sekvencie v profile doliny Mlynského potoka pri Martine (skupina Minčola v Malej Fatre) za analógiou staropaleozoických sekvencií gemerika. Klinopyroxény (okrem uvedených erlánov) doteraz z metabazitov pohoria neboli opísané.

Z hľadiska realizovaného terénneho a laboratórneho štúdia sú dôležité naše nové zistenia (Hovorka a Méres, 1989; Méres a Hovorka, 1989). Podľa nich (l. c.) metamorfity Malej Fatry majú polyštadiálny vývoj, pričom je intenzita ich metamorfnej rekryštalizácie v porovnaní s komplexmi v jadrách Suchého a Malej Magury najvyššia. Posledná etapa predalpínskej rekryštalizácie v



Obr. 1. a) Teleso masívnych Gar-Cpx metabazitov situované v usmernených (páskovaných) amfibolitoch - Mlynský potok; Malá Fatra, b) Mikroskopický obraz Gar-Cpx metabazitu. Simplektit tvoria Cpx + Hbl + Plg. Okolo granátov je charakteristický lem plagioklasov, zväčš. 30x, // pol.; c) Detail Cpx - Hbl - Plg simplektitu, zväčš. 90x, // pol., d) Masívna, granoblastická štruktúra granatického amfibolitu (produktu úplnej rekryštalizácie Gar-Cpx metabazitu - okraj telesa), zväčš. 12x, // pol.

Fig. 1. a) Lense-shaped body of Gar-Cpx metabasite located within oriented (banded) amphibolites - Mlynský potok brook; the Malá Fatra Mts.; b) Thin section character of Gar-Cpx metabasite. Simplectite is composed of Cpx + Hbl + Plg. Garnets are rimmed by plagioclasses, magn. 30x, // pol; c) Detail of Cpx - Hbl - Plg simplectite, magn. 90x, // pol; d) Massive, granoblastic structure of garnet amphibolite (the product of total recrystallization of Gar-Cpx metabasite - rim of the body), magn. 12x, // pol.

týchto horstvách mala výrazne regresívny charakter.

Geologická pozícia

Telesá metabazitov, ktoré ďalej pokladáme za telesá amfibolitizovaných eklogitov, sme doteraz v Malej Fatre zistili na troch lokalitách, a to: a) v doline Mlynského potoka na z. od Martina, b) v zárezе (v počve) lesnej cesty 2,3 km na SZ od osady Lázky pri Bystričke, c) v počve lesnej cesty (modrá turistická značkovaná cesta Bystrička - Lázky - Martinské hole) cca 300 m na Z od potoka vo Valaskej doline.

Ad a) Výskyt granaticko-klinopyroxenických metabazitov je v tejto doline asi 40 m pod opustenýma lomom v amfibolitoch (migmatitizovaných amfibolitoch). Študované horniny vystupujú tesne nad hladinou potoka na pravom (južnom) brehu (obr. 1a). Majú tvar hrubej šošovky (budiny ?), ktorej orientácia je vertikálna. Spodné ukončenie šošovky prikrývajú bloky aluvia; vrchné obmedzenie je cca 0,75 m nad hladinou potoka. Teleso je mocné asi 75 cm. Okrem "jadra" je teleso uvedených rozmerov "obalené" v podstate rovnakým horninovým typom, v ktorom však možno pozorovať hrubolavicovitý/doskovitý rozpad. Pritom jadro opisovaného telieska je masívne. V smere prúdu potoka amfibolitizovaný eklogit lemujú vertikálne vztýčené anteritizované amfibolity s

TAB. 1
Zloženie granátov z Gar-Cpx metabazitov Malej Fatry
Composition of garnets from Gar-Cpx metabasites; the Malá Fatra Mts.

	MF-95			MF-304			MF-315		
	Gar 1		Gar 2	Gar 1		Gar 2	Gar 1		Gar 2
	okr	str	okr	okr	str	okr	okr	str	okr
SiO_2	37,89	37,31	37,44	37,97	37,03	38,86	38,71	37,27	37,97
Al_2O_3	21,20	21,15	21,16	21,38	20,94	22,03	21,46	21,26	20,38
FeO	27,33	26,59	27,16	26,22	26,39	28,21	26,84	26,40	26,19
MnO	1,15	3,74	1,19	0,79	1,87	0,40	1,50	2,75	0,80
MgO	2,36	0,81	2,57	1,85	0,89	2,22	2,92	0,82	1,87
CaO	10,09	11,27	10,45	12,17	12,35	10,71	7,99	11,50	12,24
Spolu	100,02	100,87	99,97	100,38	99,47	102,43	99,42	100,00	99,45
Si	3,00	2,97	2,97	3,00	2,98	3,00	3,06	2,98	3,02
Al^{IV}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Al^{VI}	0,98	1,99	1,99	1,99	1,98	2,01	2,00	1,99	1,96
Fe	1,81	1,77	1,80	1,73	1,77	1,82	1,77	1,77	1,75
Mn	0,08	0,25	0,08	0.05	0,13	0,03	0,10	0,19	0,05
Mg	0,28	0,10	0,30	0,22	0,11	0,26	0,34	0,10	0,22
Ca	0,86	0,96	0,89	1,03	1,06	0,89	0,68	0,99	1,00
alm	59,90	57,48	58,62	57,12	57,76	60,94	61,28	58,18	57,12
grs	28,33	31,20	28,89	33,95	34,62	29,63	23,36	32,46	33,95
sps	2,55	8,19	2,60	1,74	4,15	0,88	3,47	6,14	1,74
prp	9,22	3,12	9,89	7,18	3,47	8,55	11,88	3,22	7,18

Prepočet na 12 kyslíkov. Calculated on 12 oxygen base. okr = rim, str = core

prevahou tmavozeleného amfibolitového substrátu nad kremeňovo-živcovým mobilizátom.

Náplňou masívnej centrálnej časti telieska je drobnozrnný (do 2 mm) typ bez makroskopicky pozorovateľných plagioklasov s 1 - 1,5 mm červenými granátmi; časť granátov má rozmery pod 1 mm.

Ad b) V počve lesnej cesty asi 2,3 km na SZ od osady Lázky pri Bystričke (880 mnm) je v amfibolitoch 2 - 3 m poloha masívnych drobnozrnných metabazitov. Podiel červených granátov dosahuje v hornine 30 % obj. Vzťah tohto typu metabazitov k amfibolitom až slabo migmatitizovaným amfibolitom bezprostredného okolia sa v tomto zárezе nedá jednoznačne definovať. Celkove drobnozrnné typy metabazitov sa makroskopicky podobajú typom zisteným na lokalite opísanej ad a.

Ad c) V počve lesnej cesty s modrou turistickou značkou (Bystrička - Lázky - Martinské hole) asi 300 m na Z od potoka vo Valaskej doline sú menšie bloky masívnych granaticko-amfibolických metabazitov drobnozrnitého až strednozrnitého vývoja. Okolnými horninami (priamo styk s nimi sa nezistil) sú migmatitizované ruly až migmatity a amfibolity. V úlomkoch možno pozorovať postupnú degradáciu zistenej minerálnej asociácie (Cpx + Gar + Rtl), prejavujúcu sa zvyšovaním obsahu amfibolu a zväčšovaním zrnitosti metabazitov pôvodného typu. V niektorých úlomkoch sme zistili prítomnosť kumuloblastov biotitu, ktorých tvar umožňuje pokladať ich za pseudomorfózy biotitu vzniknutého v procesoch migmatitizácia na úkor pôvodného granátu metabazitov.

Amfibolitizáciu (retrogresnú rekryštalizáciu) eklogitového telesa tejto lokality sprevádzal prie nik pegmatitu do daného telesa. Pre pegmatit (zistený len v blokoch v svahu nad cestou) je charakteristická prítomnosť zelenočiernych amfibolov veľkých do 2 cm a granátov veľkých do 1 cm. Mocnosť pegmatitového telesa a jeho kontaktné zóny s eklogitickým amfibolitom nie sú zatiaľ známe. Tejto problematike sa v práci podrobnejšie nevenujeme.

Priebeh metamorfnej bridličnatosti migmatitizovaných rúl až migmatitov a amfibolitov umožňuje považovať výskyty uvedené ad b a c za výskyty v jednom horizonte (budinované väčšie teleso pôvodného eklogitu ?).

TAB. 2

Zloženie amfibolov a klinopyroxénov z Gar-Cpx metabazitov Malej Fatry
Composition of hornblende and clinopyroxene from Gar-Cpx metabasites; the Malá Fatra Mts.

	MF-95		MF-304		MF-315		MF-304	MF-315
	Hbl-1	Hbl-2	Hbl-1	Hbl-2	Hbl-1	Hbl-2	Cpx	Cpx
SiO_2	44,54	44,61	46,93	46,41	46,51	46,79	49,91	53,17
TiO_2	1,01	1,00	0,73	0,93	1,05	0,98	0,08	0,04
Al_2O_3	10,60	10,50	8,86	8,81	9,09	8,98	0,62	0,73
FeO	18,33	18,81	18,01	18,44	16,80	18,15	13,31	12,59
MnO	0,12	0,24	0,00	0,00	0,15	0,00	0,18	0,28
MgO	8,74	8,95	10,98	11,17	10,39	11,06	10,57	11,36
CaO	11,56	11,31	10,95	10,83	10,05	10,54	23,88	21,83
Na_2O	1,02	1,08	1,12	1,13	1,32	1,22	0,24	0,31
K_2O	0,33	0,34	0,35	0,33	0,34	0,31	0,00	0,01
Spolu	96,28	96,84	97,93	98,05	96,70	98,03	98,79	100,32
Si	6,77	6,75	6,96	6,90	6,96	6,93	1,95	2,00
Al^{IV}	1,23	1,25	1,04	1,10	1,04	1,07	0,03	0,03
Al^{VI}	0,67	0,63	0,51	0,44	0,56	0,50		
Ti	0,12	0,11	0,08	0,10	0,12	0,11	0,00	0,00
Fe	2,33	2,38	2,23	2,29	2,10	2,25	0,43	0,40
Mn	0,02	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01
Mg	1,98	2,02	2,43	2,47	2,32	2,44	0,61	0,64
Ca	1,88	1,83	1,74	1,72	1,77	1,67	1,00	0,88
K	0,06	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	-	-
Na	0,30	0,32	0,32	0,33	0,38	0,35	-	-

Prepočet amfibolov na 23 kyslíkov. Prepočet klinopyroxénov na 6 kyslíkov.
Hornblende calculated on 23 oxygens base. Clinopyroxenes calculated on 6 oxygens base.

Petrografická charakteristika

Študovaný horninový materiál z Malej Fatry predstavuje už v amfibolitovej fácii nízkeho až stredného tlaku intenzívne rekryštalizované pôvodné eklogitické minerálne asociácie. Horninové typy so zachovanou pôvodnou asociáciou Omph + Gar_{pyr} + Rtl, príp. Ky, sme v odobratých súboroch vzoriek opisovaných lokalít nezistili. Za hornimu, ktorá svojím minerálnym zložením a štruktúrnym vývojom stojí najbližšie k predpokladaným pôvodným eklogitickým horninám, pokladáme masívne jemnozrnné (do 2 mm) melanokratné Gar + Cpx + Hbl + Rtl horniny s variabilným zastúpením Plg a Ilm. Pre daný typ sú charakteristickým štruktúrnym fenoménom početné simplektitické prerastania Cpx a hnedého monoklinického Hbl (obr. 1, b, c), resp. Hbl + Plg.

Podľa klasifikácie Morimota et al. (1988) Cpx zložením zodpovedá diopsidu (tab. 2). Tvorí zhluky drobných (0,1 - 0,2 mm) krátkostĺpikovitých kryštálov v simplektitickom vzťahu s Hbl, resp. s Hbl + Plg. Podiel simplektitických Cpx je v sledovaných výbrusoch variabilný, odráža intenzitu, a najmä podmienky posteklogitovej rekryštalizácie danej časti pôvodného metabazitového telesa.

V tomto štádiu metamorfnej rekryštalizácie je charakteristický výrazne hnedopleochroický Hbl, zodpovedajúci zložením horečnatému, resp. železitému hornblendu (Leake, 1978). Má výrazne variabilný morfologický vývoj. V simplektitických zrastoch veľkosťou v podstate zodpovedá Cpx, v ostatnej hmote horniny tvorí stĺpiky dlhé do 2 mm.

Granát v opisovanom type horniny je už produktom ekvilibračnej rekryštalizácie pôvodného horečnatého granátu. Vyznačuje sa spravidla "centrickou" stavbou, t. j. vystupuje v centrálnej časti útvarov izometrického tvaru s mozaikou plagioklasových kryštálov v okrajovej časti týchto útvarov. V doteraz analyzovaných granátoch sa zistila progresívna zonálnosť a relatívne nízky obsah pyropu (tab. 1). Svedčí to o intenzívnej metamorfnej rekryštalizácii pôvodnej eklogitovej minerálnej asociácie. Zistené progresívne zonálne

TAB. 3
Zloženie plagioklasov z Gar-Cpx metabazitov Malej Fatry
Composition of plagioclase from Gar-Cpx metabasites; the Malá Fatra Mts.

	MF-95		MF-304		MF-315
	Plg 1	Plg 2	Plg 1	Plg 2	Plg 1
SiO_2	59,64	59,01	61,57	62,52	62,22
Al_2O_3	25,86	26,11	24,28	22,83	23,81
CaO	7,74	8,12	5,67	5,41	5,40
Na_2O	7,17	7,09	8,15	8,49	8,60
K_2O	0,03	0,10	0,00	0,04	0,11
Spolu	100,44	100,43	99,67	99,29	100,14
Si	2,65	2,63	2,74	2,79	2,75
Al	1,35	1,37	1,26	1,20	1,24
Na	0,62	0,61	0,70	0,73	0,74
Ca	0,37	0,39	0,27	0,26	0,26
K	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Or	0,17	0,56	0,00	0,23	0,62
Ab	62,54	60,90	72,24	73,79	73,78
An	37,29	38,53	27,76	25,98	25,59

Prepočet na 8 kyslíkov.
Calculated on 8 oxygens base.

granáty predstavujú novotvary, ktoré vznikli v PTX podmienkach amfibolitovej fácie. Bazicita Plg sa pohybuje od An_{25} do An_{39} (tab. 3).

Ďalšie (pokročilejšie) štádium premeny pôvodnej minerálnej asociácie horniny sa prejavuje najmä nasledujúcimi mikroskopickými fenoménmi.

V hornine sa okrem metastabilných simplektitov Cpx-Hbl objavujú prevládajúce simplektity Hbl-Plg, simplektity Plg-Klz a Plg-Qtz myrkekytového typu. Podiel Cpx v zložení horniny sa v tomto štádiu rekryštalizačnej ekvilibrácie v podmienkach amfibolitovej fácie výrazne znižuje. Charakteristická je prítomnosť modrozeleného amfibolu; vzniká najmä na leme centrických útvarov, v ktorých periférnej časti sú prítomné najmä plagioklasy. Okrem toho tento typ amfibolu miestami lemuje (dorastá) hnedopleochroický monoklinický amfibol (Hbl I). Všeobecne stĺpiky amfibolu II. generácie sú oproti amfibolom I štíhlejšie a sú aj výrazne homogénnejšie (sú najmä bez uzavrenín rudných minerálov).

V tomto štádiu metamorfnej rekryštalizácie už hornina nadobúda zreteľnú metamorfnú foliáciu (bridličnatosť). Tá je podmienená najmä prednostnou planparalelnou orientáciou stĺpikov Hbl I a Hbl II.

Granát počas metamorfnej rekryštalizácie prevažne "spodobuje" morfológiu pôvodného Gar s predpokladaným vysokým obsahom Pyr molekuly. Miestami však možno pozorovať aj nahradenie pôvodného Gar agregátom novotvoreného Gar + Hbl, príp. biotitu. Granáty tejto etapy metamorfnej rekryštalizácie spravidla obsahujú početné mikroskopické uzavreniny rôznych fáz horniny. Vo väčšine prípadov je v kryštáloch Gar pozorovateľný vývoj výraznej planparalelnej puklinatosti, ktorá sa v niektorých prípadoch využíva ako prednostné smery chloritizácie, príp. epidotizácie granátov.

Ďalším produktom rekryštalizácie horniny je titanit. Vystupuje v podobe drobných (0,1 mm) kryštálikov charakteristických prierezov, ale súčasne aj v podobe úzkeho lemu okolo nepravidelných kryštálov ilmenitu. Zdrojom TiO_2 bol jednak pôvodný Rtl a jednak Hbl I. generácie.

Umiestnenie študovaných telies metabazitov v zónach migmatitizácie výrazne ovplyvnilo najmä okrajové časti týchto telies (šošoviek, budín). Migmatitizácia sa prejavuje najmä vznikom intenzívne hnedopleochroického biotitu, ktorý metasomaticky zatláča najmä Hbl I (K-metasomatóza), ale lokálne aj individualizovaním plagioklasových hniezd a pásikov. V takom prípade možno pozorovať fenomény "zbernej" rekryštalizácie najmä amfibolu (Hbl I), pričom priebeh tohto procesu je prakticky zhodný s procesom, ako ho v Západných Karpatoch (inkl. Malej Fatry) opísal Hovorka (1974).

V tejto etape rekryštalizácie (resp. v daných PTX podmienkach) sa zároveň uplatnila aj metamorfná rekryštalizácia granátov, pričom sa najprv "rozpadli" na kumuloblasty "cedníkového" typu (Gar + Qtz), resp. Gar + Klzt. Hornina takto nadobudla charakter amfibolitu s. s., resp. amfibolickej plagioklasovej ruly (v prípade "prieniku" podstatného množstva plagioklasu v procese migmatitizácie do horniny). Granát často zatláčajú minerály epidotovej skupiny, príp. chlorit a plagioklas, resp. amfibol.

Geotermometria a geobarometria

Prvé orientačné výsledky geotermometrie a geobarometrie z jednej vzorky granatického amfibolitu zo zóny migmatitizácie v kryštaliniku Malej Fatry uvádza Perčuk et al. (1984). Granátovo-amfibolovým geotermometrom (Perčuk, 1970) zistený teplotný interval 460 - 620 °C považujú za teplotné

TAB. 4

Teplotné a tlakové podmienky metamorfnej rekryštalizácie Gar-Cpx metabazitov a Gar-Bt-Plg rúl Malej Fatry

Temperature and pressure conditions of metamorphic recrystallization of Gar-Cpx metabasites and Gar-Bt-Plg gneisses; the Malá Fatra Mts.

Vzorka	Amfibolity	t (°C)	p (kbar)
MF-95	Gar 1 Hbl 1 Plg 1	632	4,9
MF-95	Gar 2 Hbl 2 Plg 2	641	5,0
MF-304	Gar 1 Hbl 1 Plg 1	559	5,1
MF-304	Gar 2 Hbl 2 Plg 2	538	4,7
MF-315	Gar 1 Hbl 1 Plg 1	580	4,8
MF-315	Gar 2 Hbl 2 Plg 1	554	5,0
	Ruly		
MF-18	Gar 1-1 Bt 1	653	5,9
MF-20	Gar 1-1 Bt 1	688	6,3
MF-53	Gar 1-1 Bt 1	653	5,7
MF-53	Gar 2-1 Bt 2	680	6,3

Teplota v metabazitoch vypočítaná pomocou granátovo-amfibolového geotermometra (Graham a Powell, 1984). Tlak v metabazitoch vypočítaný pomocou geobarometra Kohn a Spear (1989). Teplota a tlak v rule vypočítané pomocou geotermometra a geobarometra podľa Perčuka et al. (1983); výsledky prevzaté z práce Hovorka a Méres, 1991).

Temperature of metamorphic recrystallization of metabasites calculated using garnet-hornblende geothermometer (Graham a Powell, 1984). Pressure in metamorphic recrystallization of metabasites calculated using geobarometer of Kohn a Spear (1989). Temperature and pressure of metamorphic recrystallization of gneisses calculated using geothermometer and geobarometer by Perchuk et al. (1983) - accepted results presented in paper by Hovorka a Méres (1991).

rozpätie plagiomigmatitizácie, ktorá podľa Perčuka et al. (1984) nasledovala po dosiahnutí maximálnych podmienok regionálnej metamorfózy (790 - 800 °C) a po následnej regresívnej etape v intervale teploty 790 - 680 °C. Zistené výsledky tlaku (1,43 kbar a 8,67 kbar) autori nekomentujú.

Odlišné výsledky teploty vzniku granatických amfibolitov Malej Fatry uvádza Korikovskij et al. (1987). Granátovo-amfibolovým geotermometrom (Graham a Powell, 1984) získali z jednej študovanej vzorky granatického amfibolitu pomerne vysoké hodnoty teploty (684 - 805 °C).

Rekonštrukciou metamorfného vývoja rúl Malej Fatry sme v minulosti došli k záveru, že kryštalinikum tohto horstva je polymetamorfovaným komplexom, v ktorom možno odlíšiť dve predalpínske metamorfné udalosti (Méres a Hovorka, 1989; Hovorka a Méres, 1991). Prvá prebehla pri teplote 580 - 730 °C a tlaku 4 - 7 kbar, druhá kulminovala v rozpätí teploty 540 - 650 °C a tlaku 2 - 6 kbar.

Na základe petrografickej charakteristiky študovaných Gar-Cpx metabazitov predpokladáme, že v rovnovážnom vzťahu sú okraje granátov s prítomnými amfibolmi a plagioklasmi. Z tohto záveru sme vychádzali pri zisťovaní teploty a tlaku ich metamorfnej rekryštalizácie pomocou granátovo-amfibolového geotermometra (Graham a Powell, 1984) a geobarometra pre minerálnu asociáciu granát - amfibol - plagioklas - kremeň (Kohn a Spear, 1989). Získané výsledky poukazujú na to, že metamorfná rekryštalizácia študovaných metabazitov prebehla pri teplote 530 - 640 °C a pri tlaku 4,7 - 5,1 kbar (tab. 4).

Diskusia

Predalpínsky metamorfný vývoj základných horninových typov kryštalinika Malej Fatry (ruly, amfibolity, migmatity) bol zložitý. Jeho základnými znakmi sme sa už zaoberali (Hovorka a Méres, 1989; Méres a Hovorka, 1989; Hovorka a Méres, 1991). Pri rekonštrukcii metamorfného vývoja študovaných metabazitov Malej Fatry pokladáme za rozhodujúce nasledujúce zistenia:

1. prítomnosť simplektitov Cpx - Hbl, Cpx - Plg, Hbl - Plg (obr. 1b, c),
2. prítomnosť minerálnej asociácie Gar + Cpx + Rtl,
3. chemické zloženie základných minerálov (tab. 1 - 3),
4. výsledky geotermometrie a geobarometrie (tab. 4).

Simplektitické vzťahy medzi silikátovými minerálmi a zároveň takéto vzťahy medzi silikátovými a rudnými, resp. rudnými minerálmi sa dnes uvádzajú ako typické štruktúrne znaky retrogresne metamorfovaných eklogitov, resp. iných retrogresne metamorfovaných horninových typov. Pritom treba uviesť, že tieto fenomény detailne opísal napr. Wikstrom (1970), ktorý simplektitické prerastania vápnitého klinopyroxénu a plagioklasu v horninových typoch označovaných súčasne ako eklogitické amfibolity charakterizoval ako produkt "rozpadu" omfacitického pyroxénu. Takúto interpretáciu simplektitických vzťahov Cpx a Plg, resp. ďalších dvojíc minerálov následne akceptovali aj mnohí ďalší autori. Podľa Messiga et al. (1990) vznik simplektitických asociácií dokumentuje, že

metamorfnú rekryštalizáciu kontrolovala intergranulárna difúzia.

Cpx - Plg simplektity, resp. simplektitické vzťahy ďalších minerálnych párov indikujú izotermickú dekompresiu pôvodnej minerálnej asociácie (Thélin et al., 1990). Pritom vznik simplektitov, ktorých súčasťou sú minerály s OH, indikuje postupné uplatnenie sa parciálneho tlaku H_2O v danom rekryštalizačnom procese. Dekompresnú rekryštalizáciu eklogitových telies v prípade Malej Fatry (lokalita "3") sprevádzali prieniky variských pegmatitových žíl s prítomnými charakteristickými porfyroblastami amfibolu (do 2 cm).

O tom, že študované metabazity boli pôvodne eklogity, možno uvažovať iba na základe nepriamych dôkazov, lebo eklogitová minerálna asociácia Gar + Omph + Rtl ± Ky sa nezistila. Podľa nášho názoru je to spôsobené tým, že typomorfná asociácia eklogitov podľahla intenzívnej rekryštalizácii v PTX podmienkach II. metamorfnej udalosti daného horstva (Méres a Hovorka, 1989; Hovorka a Méres, 1991). Výsledkom tejto rekryštalizácie je minerálna asociácia Gar + Cpx + Ilm, pričom sa v ilmenite sporadicky vyskytujú relikty pôvodného rutilu.

Chemické zloženie granátu, amfibolov a plagioklasov je typické pre horniny metamorfované v podmienkach amfibolitovej fácie. Nízky podiel pyropovej molekuly v granátoch a progresívna zonálnosť svedčia jednoznačne o tom, že ide o novotvary, ktoré vznikli v PTX podmienkach II. metamorfnej udalosti. V súlade s tým sú aj výsledky geotermometrie a geobarometrie (tab. 4). Najvyššia teplota metamorfnej rekryštalizácie sa zistila vo vzorke MF-95 (t = 641 °C), ktorá má znaky najintenzívnejšej rekryštalizácie (najnižšie zastúpenie Cpx a simplektitov, chýbanie Rtl, podstatné zastúpenie Plg). Ak teplota metamorfnej rekryštalizácie granatických amfibolitov, ktorú zistil Perčuk et al. (1984) a Korikovski et al. (1987), bola skutočne vysoká, mohla by svedčiť o tom, že pri metamorfnej rekryštalizácii pri teplote nad 650 °C sa z produktov rozpadu vyššiemetamorfovaných hornín nezachovávajú ani Cpx ani simplektity.

Hodnoty teploty získané granátovo-biotitovým geotermometrom z rúl (tab. 4), sa počítali z okrajov granátov a biotitov a pohybujú sa od 650 - 690 °C. Jadrá granatov sú nezonálne a vysokohorečnaté. Považujeme ich za relikty granátov pôvodne vysokometamorfovaných hornín (Méres a Hovorka, 1989; Hovorka a Méres, 1989, 1991). Okraje granátov sú ekvilibrované v PTX podmienkach II. metamorfnej udalosti kryštalinika Malej Fatry. Progresívna zonálnosť granátov v Gar-Cpx metabazitoch a získaná teplota (550 - 640 °C) svedčia o tom, že tieto horniny boli rekryštalizované pod hodnotou teploty homogenizácie granátov a blízko hodnoty maximálnej teploty dosiahnutej počas II. metamorfnej udalosti. Táto hodnota sa pohybuje okolo 650 °C.

Záver

V minčolskej skupine (Martinské hole) Malej Fatry sme zistili prítomnosť Cpx-Gar-Rtl metabazitov. Tvoria centrálne časti amfibolitových telies dekametrovej mocnosti. Externým smerom pozvoľne prechádzajú do granatických amfibolitov až amfibolitov, resp. migmatitizovaných amfibolitov. Z prítomnosti simplektitov Cpx + Hbl, Cpx + Plg a Hbl + Plg v týchto metabazitoch, ako aj zo zistených reliktov Rtl predpokladáme, že tieto horniny pôvodne predstavovali vysokometamorfované horniny - eklogity. V dôsledku intenzívnej metamorfnej rekryštalizácie eklogitov v PTX podmienkach amfibolitovej fácie sa nezachovali ich kritické minerály - omfacit a pyropový granát. Výsledky geotermometrie a geobarometrie (teplota 530 - 640 °C a tlak 4,7 - 5,1 kbar) potvrdzujú metamorfnú rekryštalizáciu v týchto podmienkach. Chemické zloženie základných silikátových minerálov a výsledky geotermobarometrie svedčia o metamorfnej rekryštalizácii eklogitov v PTX podmienkach II. predalpínskej metamorfnej udalosti polymetamorfného vývoja kryštalinika Malej Fatry (Méres a Hovorka, 1989; Hovorka a Méres, 1991) za vzniku Gar + Cpx metabazitov až amfibolitov s. s.

Literatúra

Cambel, B. & Kamenický, L. 1982: Geochémia metamorfovaných bázických hornín tatroveporidov centrálnych Západných Karpát. *Bratislava, Veda, 516.*

Graham, C. M. & Powell, R. 1984: A garnet-hornblende geothermometer: Calibration, testing, and application to the Pelona Schist, southern California. *J. Metam. Geol., 2, 13 - 21.*

Hovorka, D. 1969: Metasomatické premeny amfibolitov Malej Fatry. *Geol. Práce, Spr., 49, 5 - 61.*

Hovorka, D. 1974: Amphibolites in the migmatite area, West Carpathians. *Chem. d. Erde, 33, 3, 221 - 242.*

Hovorka, D. & Spišiak, J. 1986: Garnet amphibolites of the Western Carpathians. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 41, 21 - 46.*

Hovorka, D., Méres, Š. & Krištín, J. 1987: Granáty pararúl centrálnej zóny Západných Karpát. *Mineralia slov., 19, 289 - 309.*

Hovorka, D. & Méres, Š. 1990: Klinopyroxenicko-granatické metabazity Tríbeča. *Mineralia slov., 22, 533 - 538.*

Hovorka, D. & Méres, Š. 1991: Pre-Upper Carboniferous gneisses of the Strážovské vrchy Upland and the Malá Fatra Mts. (the Western Carpathians). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 46, 103 - 169.*

Ivanov, M. & Kamenický, L. 1957: Poznámky ku geológii a petrografii kryštalinika Malej Fatry. *Geol. Práce, Zoš., 45, 180 - 216.*

Kamenický, L. & Macek, J. 1984: Ein Profil durch die lithostratigraphischen Schichtenfolgen des Kristallinikums des Gebirges Malá Fatra. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 1, 157 - 160.*

Kohn, M. J. & Spear, F. S. 1989: Empirical calibration of geobarometers for the assemblage garnet + hornblende + plagioclase + quartz. *Amer. Mineralogist, 74, 77 - 84.*

Korikovskij, S. P., Kamenický, L., Macek, J. & Boronichin, A. V. 1987: PT - uslovija metamorfizma kristaličeskich slancev Maloj Fatry (v razreze Mlynskogo ručja i ego okresnostej). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 38, 4, 409 - 427.*

Koutek, J. 1933: O zrudnělé pyroxenické rule (erlanu) od Tur. Sv. Martina na Slovensku. *Příroda, 26.*

Kuthan, M. 1941: Správa o geologických výskumoch v r. 1939 - 1940, A. Mapovanie na liste Žilina - 26-28B. Výskum nerastných ložísk Slovenska - 29-30. *Práce SGÚ, 7.*

Leake, B. E. 1978: Nomenclature of amphiboles. *Mineral. Mag., 42, 533 - 563.*

Maheľ, M. 1986: Geologická stavba československých Karpát. Paleoalpínske jednotky. *Bratislava, Veda, 508.*

Méres, Š. & Hovorka, D. 1989: Metamorfný vývoj Suchého, Malej Magury a Malej Fatry. *Mineralia slov., 21, 203 - 216.*

Messiga, B. & Bettini, E. 1990: Reactions behaviour during kelyphite and symplectite formation: a case study of mafic granulites and eclogites from the Bohemian Massif. Eur. *J. Mineral., 2, 125 - 144.*

Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. & Gottardi, G. 1988: Nomenclature of pyroxenes. *Amer. Mineralogist, 73, 1123 - 1133.*

Perčuk, L. L. 1970: Ravnovesija porodoobrazujuščich mineralov. *Nauka, 301.*

Perčuk, L. L., Lavrentjeva, I. V., Kotelnikov, A. R. & Petrik, I. 1984: Sravnitelnaja charakteristika termodinamičeskich režimov metamorfizma porod glavnogo kavkazkovo chrebta i Zapadnych Karpat. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 1, 105 - 155.*

Thélin, P., Sartori, M., Lengeler, R. & Schaerer, J. P. 1990: Eclogites of Paleozoic or early Alpine age in the basement of the Pennine Siviez-Mischabel nappe, Walis, Switzerland. *Lithos, 25, 71 - 88.*

Wikstrom, A. 1970: Hydrothermal experiments in the system jadeite-diopside. *Norsk. geol. Tidsskr., 50, 1 - 14.*

Petrology of garnet-clinopyroxene metabasites from the Malá Fatra Mts.

Within the pre-Carboniferous metamorphites of the Malá Fatra Mts. (southeantern slopes of the Minčol ridge) we found occurrences of fine-grained, massive, rutil bearing garnet-clinopyroxene metabasites. They occur in the form of small (1 - 2 m) lense-shaped bodies located in central parts of metabasite bodies. Garnet-clinopyroxene metabasites through types with planparalelly oriented cleavage and subsequently through garnet amphibolites pass into amphibolites s. s. or even migmatized amphibolites.

From the spatial position of metabasites studied as well as on the base of their mineral association, on the presence of simplectites of Cpx + Hbl, Cpx + Plg and Hbl + Plg, on the base of determined progressive zonality of garnets and the low content of pyrope molecule in them, on the base of replacement of original rutile by ilmenite and subsequent replacement of this mineral by titanite, we consider discussed rocks to be in various degree recrystallized originally high-grade metamorphites with eclogite mineral association. Metamorphic recrystallization took part under amphibolite facies conditions; temperature interval being 530 - 640 °C, pressure corresponds to 4,7 - 5,1 kbar. Such conditions are in full agreement with those of the 2nd metamorphic event distinguished in the mountain range under consideration (Méres and Hovorka, 1989; Hovorka and Méres, 1991). As a result of intensive recrystallization in present-day situation no omphacite was found (its formerly presence is documented by the presence of mentioned symplectites). From the original mineral association no pyrope rich garnets are present. They are replaced by newly formed progressively zoned garnets, which by their composition correlate to the amphibolite facies conditions. From the observed phenomena we conclude that metamorphic recrystallization of original eclogite mineral association well corresponds to regressive, decompressive and simultaneously "hydrative" metamorphic recrystallization.

Described presence of Gar-Cpx metabasites within the Western Carpathians crystalline complexes enables us to state that:

a) based on formerly described relicts of high-garde metamorphic rocks (Hovorka and Méres, 1989), presence of rutile bearing Gar + Cpx metabasites in the Malá Fatra Mts. as well as in the Tríbeč Mts. (Hovorka and Méres, 1991) is an evidence of the presence of recrystallized originally high-grade metamorphic rock sequences within the Western Carpathians pre-Carboniferous complexes;

b) metabasite types described in this paper represent relativelly less intensivelly recrystallized rocks, originally of eclogite mineral association (Omph + Gar_{pyr} + Rtl). Recrystallization is of pre-Alpine age;

c) the presence of high-grade metamorphite relics within the Western Carpathians crystalline complexes shows their similarities to the moldanubian complexes, Eastern Alps and other neighbouring geological units, respectively.

Mineralia slovaca, 24 (1992), 53 - 62

Strednokarbónsky flyš v Západných Karpatoch - príspevok k tektonike južnej časti Slovenského rudohoria na základe výsledkov vrtu BRU-1, Brusník

ANNA VOZÁROVÁ a JOZEF VOZÁR
Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

PROJECT 276
Paleozoic of the Tethys

(Doručené 2. 12. 1991)

Middle Carboniferous flysch in the West Carpathians: Contribution to tectonics in the southern Slovak Ore Mts. based on results of the BRU-1 (Brusník) drilling

The BRU-1 drilling (1,042.8 m) has been realized in the southern part of the Slovak Ore Mts. and in the core of anticlinal structure near the Brusník settlement. Upper part of the drilling profile is built of Middle Carboniferous flysch (Turiec Formation) dated Namurian B-C - Westphalian A by conodonts and palynomorphs. The lower part (598.8 - 1,042.8 m) consists of deep-water sediments with olistostrom body and fragments of oceanic basalts. The age, dated by radiolarians and palynomorphs, is Middle to Upper Jurassic. The contact between both units is tectonic one. The lower unit represents equivalent to the Meliaticum whereas the upper one represents the Turňa nappe (Tornaicum). Drilling results proved that close relation exists between the Tornaicum and Paleozoic of Dinaric type.

Úvod

V južnej časti Slovenského rudohoria (Západné Karpaty) v antiklinálnej štruktúre pri Brusníku vystupujú z podložia mezozoických sekvencií paleozoické súvrstvia reprezentované pestrými permskými uloženinami a súborom tmavých fylitov so sporadickým výskytom karbonátov, porfyroidov a lyditov. Tieto paleozoické sekvencie sa všeobecne pokladali za súčasť gemerika s. s. Súbor tmavých fylitov sa bez akýchkoľvek biostratigrafických dôkazov a iba na základe textúrnych znakov, litologickej podobnosti a stupňa premeny porovnával so sekvenciami spodnopaleozoickej gelnickej skupiny (Fusán, 1957; Snopko et al., 1970; Chmelík a Jablonský, 1964; Varga, 1971, a i.). Na rozdiel od uvedeného Maheľ (1954) zaradil tieto metasedimenty do spodného karbónu, ale tiež ich považoval za súčasť gemerika.

Pestré hruboklastické sedimenty, ktoré ležia na tmavých fylitoch diskordantne a navyše obsahujú úlomkový materiál z nich, sa vždy zaraďovali do permu, a to vzhľadom na ich charakteristický kontinentálny vývoj - uloženiny typu red-beds (opísané ako samostatná litostratigrafická jednotka pod názvom brusnícke súvrstvie; Vozárová a Vozár, 1988; Vozárová, 1992).

Keďže podrobnejší litologický výskum preukázal aj priamu sedimentologickú spätosť permských a spodnotriasových sedimentov, vyjadrili Mello a Vozárová (1984) názor, že paleozoikum v brusníckej antiklinále je súčasťou silického príkrovu. Nedostatok biostratigrafických dôkazov, zlá odkrytosť terénu, ako aj litologická podobnosť sekvencií jadra antiklinály s gemeridnými formáciami nútili autorov predpokladať, že sedimentačnou oblasťou mezozoika silicika bolo paleozoikum gemeridného typu, a teda že celý príkrov bol transportovaný zo S na J (zhodne s úvahami Andrusova, Mocka a i.).

Vrt BRU-1, realizovaný v jadre brusníckej antiklinály (Vozár et al., 1986), poskytol údaje umožňujúce interpretovať vzťahy tektonických jednotiek v tejto oblasti diametrálne odlišným spôsobom.

Vo vrte BRU-1 sa zistili dve tektonické jednotky, ktorých horninové súbory sa litologickým vývojom, stupňom premeny aj stratigrafickým rozsahom navzájom odlišujú.

Vrchnú jednotku, ktorej súčasťou je aj mezozoikum silického typu (faciálna oblasť Slovenskej skaly v zmysle Mella a Gaála in Bodnár et al., 1986) vystupujúce na povrchu, tvorí strednokarbónska flyšová sekvencia (definovaná pod názvom turiecke súvrstvie; Vozárová, 1992). Spodná jed-

notka je zložená z jurských hlbokovodných sedimentov vrátane olistostrómy s fragmentmi oceanických bazaltov.

Profil vrtu BRU-1

Vrt BRU-1 bol situovaný južne od osady Brusník na západnom (pravom) svahu doliny riečky Západný Turiec vo svahu za Viničným vrchom. Skončil sa v hĺbke 1 042,8 m. Tektonická hranica medzi oboma prevŕtanými jednotkami je v hĺbke 598,8 m.

Vrchnej tektonickej jednotke patrí interval profilu až po hĺbku 598,8 m. Tvorí ho súvrstvie čiernych fylitov, metasiltovcov a metapieskovcov s textúrnymi znakmi distálnej turbiditovej sedimentácie prerušované epizodickými uloženinami gravitačných sklzov a prúdov vrátane telesa olistostrómy. Z celej turbiditovej sekvencie sa zachovali iba Boumove fácie Td-e, čo je pre distálny flyš charakteristické. Prevláda horizontálna laminácia pozitívne gradačne usporiadaná v rámci malých rytmov. Tenké medzivrstvy metapieskovca (maximálnej mocnosti 10 - 15 cm) sú pozitívne gradačne zvrstvené s ostrými kontaktmi voči podložiu aj nadložiu.

Uloženiny gravitačných prúdov sú reprezentované telesami redeponovaných acidných vulkanoklastík a parazlepencov.

Prevaha redeponovaných acidných vulkanitov vystupuje v intervale 284 - 322 m. Jednotlivé telesá dosahujú mocnosť 1 - 1,5 m, pričom ich vnútorná stavba nesie výrazné znaky pozitívne gradačného usporiadania, predovšetkým v ich spodných častiach. Vzájomné kontakty telies sú na báze erozívne. Gradačne zvrstvené spodné časti prechádzajú smerom dovrchu pozvoľne do horizontálne laminovaných alebo masívnych jemnozrnných sedimentov priamoúmerne s miernym ubúdaním vulkanoklastického detritu. Hrubozrnnú časť textúry tvoria kryštaloklasty magmatického kremeňa, albitu, plagioklasu, ortoklasu, zriedka silne zmeneného biotitu a litoklasty ryolitov a acidných felzitov. V blízkosti erozívnych kontaktov sa objavujú aj úlomky tmavých bridlíc.

Podľa chemického zloženia prejavujú redeponované vulkanoklastiká afinitu k vulkanitom ryolitovo-dacitovej skupiny, tholeiitovej magmatickej série (v zmysle klasifikácie IUGS; Maitre, 1984).

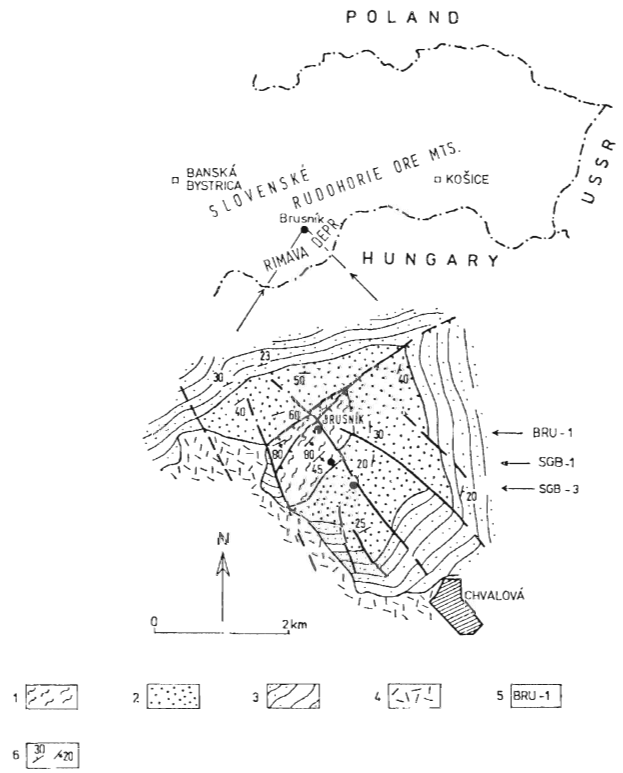
Maximálny výskyt telies parazlepencov je v intervale 497 - 541 m. Sú pozitívne gradačne zvrstvené s erozívnymi alebo ostrými kontaktmi voči podložnej vrstve s prevládajúcim obsahom intraformačného detritu. Charakteristická je podporná štruktúra pô vodne ílovitého matrixu s nerovnomernou veľkosťou úlomkov a s ich vzájomným chaotickým usporiadaním. Úlomky sú absolútne neopracované. V priemere dosahujú veľkosť 1 až 5 cm, v bazálnych častiach vrstiev až 10 cm. Tvoria ich klasty sericitových a chloritovo-sericitových bridlíc, často bohatých na organickú hmotu, ďalej kremitých bridlíc, siltovcov, vzácne silicitov a drobnozrnných drôb. Okrem tohto, pravdepodobne prevažne intraformačného materiálu, sa v malom množstve vyskytujú úlomky extraformačného pôvodu reprezentované fylitmi už s vyvinutou krenulačnou kliváž ou. Z minerálnych zŕn sú bežné zrná kremeňa, menej časté plagioklasov.

Najčastejšia mocnosť telies parazlepencov je okolo 1 m, len zriedka je väčšia. Výraznú gradáciu v smere od bázy telies po ich vrch spôsobuje nielen zmena veľkosti klastov, ktorá nie je veľmi výrazná, ale hlavne zmena množstva matrixu. Vrchné časti telies sú tvorené iba z jemnozrnného metasedimentu, pôvodne ílovcového charakteru, bohatého na organickú hmotu.

Záznamom katastrofickej sedimentácie je olistostróma v intervale 70 až 207 m. Vo vrchnej časti (interval 70 - 116 m) sa skladá z olistolitov karbonátov dosahujúcich priemerne desiatky metrov. Tvoria ich dva typy vápenca, a to stredno- až svetlosivý rekryštalizovaný a čiernosivý, ílovitý,nerovnomerne rekryštalizovaný. Vápenec obsahuje rekryštalizované úlomky schránok makrofauny. Z olistolitov tmavosivého vápenca sa v intervale 114 - 116 m získala konodontová fauna. Vekové rozpätie konodontov podľa určenia Ebnera zodpovedá zóne Idiognathoides, teda namúru B - vestfálu A (Ebner, Vozárová, Straka a Vozár, 1990).

Datovanie sa opiera o nálezy zvyškov *Idiognathoides* cf. *corrugatus* (Harris a Hollingsworth, 1933), 1 ex., *Idiognathoides* sp., 2 ex.,*Strep tognathodus vel Idiognathodus* sp., 1 ex., a rozličné úlomky týchto foriem.

Z karbonátového olistolitu sa z intervalu 136 - 146 m získala zmiešaná konodontová fauna od-



Obr. 1. Situačný náčrt okolia Brusníka. 1 - turiecke súvrstvie, namúr B-C, 2 - brusnícke súvrstvie, perm, 3 - pieskovce, bridlice, spodný trias, 4 - pokoradzské súvrstvie, báden-sarmat, 5 - lokality vrtov BRU-1 (Vozár et al., 1986), SGB-3 (Varga, 1971), 6 - vrstvovitosť, kryštalizačná bridličnatosť.

Fig. 1. Sketch map of the Brusník settlement site. 1 - Turiec Formation, Namurian B-C, 2 - Brusník Formation, Permian, 3 - sandstone and shale, Lower Triassic, 4 - Pokoradz Formation, Badenian to Sarmatian, 5 - drilling site: BRU-1 (Vozár et al., 1986), SGB-3 (Varga, 1971), 6 - bedding and crystallization foliation.

lišujúca sa aj stupňom premeny, ktorá podľa určenia Ebnera pochádza z emsu a namúru B-C. Určenie sa opiera o formu *Idiognathoides* sp. (namúr B - vestfál A) a *Polygnathus* sp. (ems - turnén).

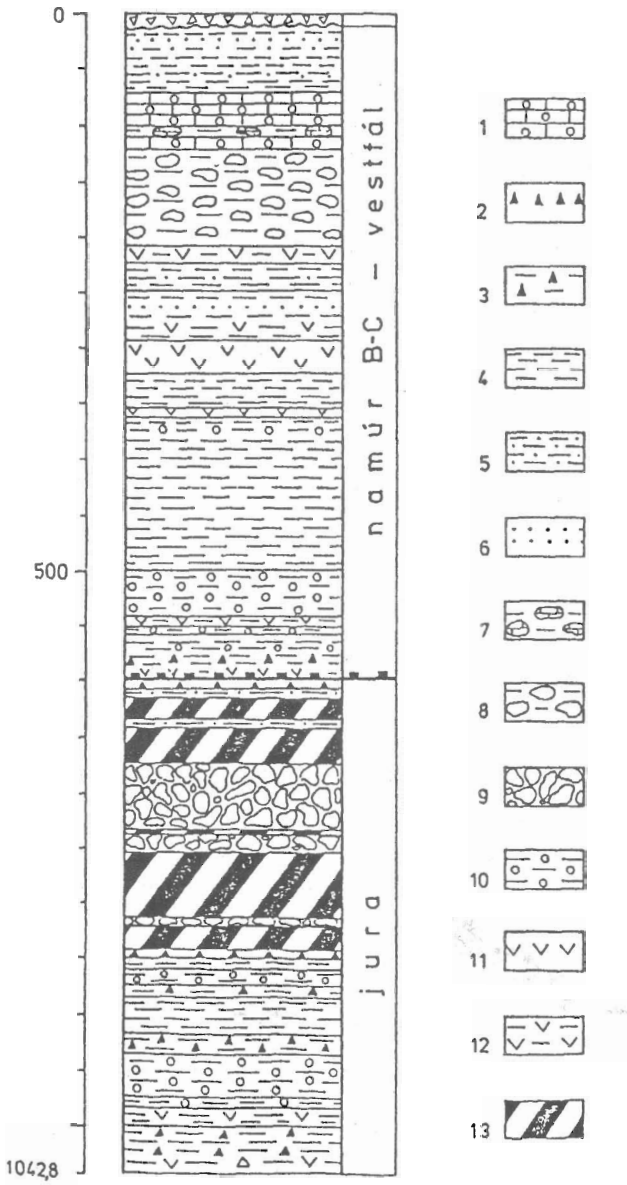
Vrchnú časť olistostrómového telesa (interval 70 - 116 m) tvoria relatívne veľké olistolity, často sa navzájom dotýkajúce. Jemnozrnný matrix je zastúpený len v malom množstve, s výnimkou intervalu 100 - 105 m, kde sa v ňom vyskytujú olistolity karbonátov decimetrovej veľkosti. Matrix je z čiernosivého metapelitového materiálu bohatého na organickú hmotu.

Odlišnú štruktúru a zloženie má olistostróma v intervale 116 až 207 m. Matrix prevláda nad olistolitmi, ktoré dosahujú zväčša decimetrickú veľkosť (30 - 50 cm). Sú voči sebe chaoticky usporiadané a navzájom sa nedotýkajú. V zložení prevládajú siliciklastické olistolity - jemnozrnné pieskovce, prachovce, bridlice a silicity. Olistolity karbonátov sú zastúpené v menšine (z nich zmiešaná konodontová fauna je z intervalu 136 - 146 m).

Súbor metasedimentov z vrtu BRU-1 od ústia až po hĺbku 598,8 m spolu s povrchovými výskytmi z jadra brusníckej antiklinály bol definovaný ako samostatná litostratigrafická jednotka pod názvom turiecke súvrstvie (Vozárová, 1992). Hlavným dôvodom na vyčlenenie a definovanie tejto novej litostratigrafickej jednotky bolo okrem zistenia flyšovej olistostrómovej sedimentácie preukázanie jej karbónskeho veku. Konodonty rozpätia namúr B - vestfál A nájdené v olistolitoch predpokladajú ako najpravdepodobnejší najviac spodnovestfálsky vek celej formácie. Flyšový typ sedimentácie v tomto stratigrafickom intervale, ako ani sedimenty namúru B-C v Západných Karpatoch na území Slovenska nevystupujú.

Zistené spoločenstvá sporomorf, ktoré určila Planderová (in Vozár et al., 1988), potvrdzujú obdobné stratigrafické rozpätie. Mikrofloristicky sa analyzovali nielen vzorky z bridlíc pochádzajúcich prakticky z celej dĺžky vrtného profilu, ale aj matrixu z olistostrómovej sekvencie (z hĺbky 152,0; 154,0 m). Planderová určila spóry rodu *Raistrickia, Knoxisporites, Stenozonatriletes,* ojedinele druhy rodu *Ancyrospora, Aneurospora, Hymezonatriletes.* S presnejším vekovým datovaním sú nasledujúce spóry: *Tripartites vetustus* (namúr B-C), *Anulatisporites bacatus* Dyb., Jach. (namúr A - vestfál A), *Cingulizonates loricus* (namúr A), *Securisporites locatus* (namúr A-B), *Densosporites crassigranifer* (namúr B). Malú časť tvorili preplavené vrchnodevónske spóry (*Ancyspora* sp., *Perotriletes tuberosus, Samarisporites triangulus* a i.).

Metasedimenty z vrtu BRU-1 postihla nízkostupňová regionálna metamorfóza nízkotlakového typu. Kritickým metamorfným minerálom je muskovit a albit, ktoré sprevádza kremeň, grafitová substancia a malé množstvo chloritu. Nízkotlakový charakter regionálnej metamorfózy potvrdila b_o hodnota muskovitov (Mazzoli a Vozárová, 1989; hĺbka 366 m, b_o = 8,995 Å; n = 22; hĺbka 378 m, b_o = 8,994 Å; n = 38; odhadovaná teplota 350 - 370 °C, tlak okolo 2 kbar).



Obr. 2. Profil štruktúrneho vrtu BRU-1, lokalita Brusník. 1 - karbonáty, 2 - flovité silicity, silicity, 3 - laminované silicity s medzivložkami bridlíc, 4 - bridlice, siltovce, 5 - striedanie bridlíc, pieskovcov, 6 - pieskovce, 7 - bridlice s olistolitmi karbonátov, 8 - bridlice s olistolitmi bridlíc, pieskovcov, karbonátov, 9 - polymiktné brekcie, (olistostróma), 10 - parazlepence, 11 - tufoporfyroidy, vulkanoklastické droby, 12 - vulkanoklastické sedimenty zmiešané s nevulkanickým materiálom, 13 - bazalty.

Fig. 2. Profile of the BRU-1 drilling, Brusník locality. 1 - carbonate, 2 - aegillaceous and pure silicite, 3 - laminated silicite with shale layers, 4 - shale and siltstone, 5 - alternating sandstone and shale, 6 - sandstone, 7 - shale with carbonate olistoliths, 8 - shale with shale, sandstone and carbonate olistoliths, 9 - polymict breccia (olistostrom), 10 - paraconglomerate, 11 - tuffaceous porphyroid, volcanoclastic graywacke, volcanoclastic sediment mixed with non-volcanic material, 13 - basalt.

Metasedimenty turieckeho súvrstvia majú dobre vyvinutý systém foliačných plôch prebiehajúcich zhodne so sedimentárnou vrstvovitosťou. Výrazná priečna kliváž spôsobuje deformáciu plôch foliácie, vznik ohybových vrások, miestami porušenie postdeformačných porfyroblastov chloritu. Naopak veľmi vzácne sa zistili stĺpcové porfyroblasty chloritoidu, ktoré sú orientované zhodne s klivážou. Vzhľadom na výskyt úlomkov fylitov v permských zlepencoch brusníckeho súvrstvia predpokladáme, že vek regionálnej metamorfózy turieckeho súvrstvia je varisky. Priečna kliváž je najskôr alpínskeho veku.

Spodná tektonická jednotka (598,8 - 1042,8 m) má pestré litologické zloženie a opäť reprezentuje typ olistostrómovej sekvencie. Podstatná časť profilu až po hĺbku cca 840 m je z olisto-strómy, ktorú tvoria olistolity, čiastočne serpentinizované bazalty a veľmi hrubozrnné brekcie. Medzivložky relatívne jemnozrnných sedimentov, pelitov a pieskovcov s horizontálnou laminációu sú v tejto časti vrtného profilu iba sporadické.

Jednotlivé olistolity bazaltov majú voči okoliu ostrý kontakt. Vo vnútri telies sa vzácne rozlíšili relikty "pillow" textúr. V bazaltoch sa zachovali relikty primárnej magmatickej minerálnej asociácie, ktorú reprezentujú hlavne klinopyroxény. Plagioklasy takmer úplne nahradila asociácia epidot/zoisit, albit, chlorit. Klinopyroxény čiastočne zatláča aktinolit/amiant. Tieto plstnaté alebo ihličkovité agregáty aktinolitu spolu s drobnými zrnami albitu, epidotu/zoisitu vznikajú aj premenou základnej hmoty. Prevládajúcou štruktúrou bazaltov je ofitická, mikroporfyrická, hyalinno-ofitická a intersertálno-divergentná. Chlorit a karbonáty tvoria výplň ojedinelých drobných variol.

Zložením patria bazalty medzi tholeiity, niektoré s afinitou k alkalickým bazaltom, čo sekundárne spôsobili procesy spilitizácie, ktoré mali za následok migráciu alkálií. V prospech príslušnosti k tholeiitom svedčí vysoký obsah železa koncentrovaného v dvojmocnej forme, nižší obsah TiO_2 a neprítomnosť olivínu. Obsah SiO_2 varíruje v rozmedzí 39 až 52 %. Podľa vzťahu FeO_{tot} : (FeO_{tot} MgO) a K_2O : TiO_2 : P_2O_5 majú tieto bazalty podobné zloženie ako bazalty oceánskeho dna.

Na základe toho, že telesá bazaltov nespôsobujú nijaké termické kontakty s okolnými horninami a

vystupujú spolu s hrubými klastikami reprezentujúcimi gravitačné sklzy neopracovaného materiálu podobné "debris flow", považujeme ich za olistolity.

Samotné hrubozrnné brekcie sú charakteristické podpornou štruktúrou úlomkov, ktoré sú takmer bez čierneho ílovitého matrixu, resp. ho obsahuje len malé množstvo. Úlomky sú ostrohranné, v štruktúre chaoticky usporiadané, bez akýchkoľvek náznakov orientácie. Sú variabilnej veľkosti, od 1 do 20 cm, zriedka väčšie. Zloženie úlomkov je veľmi pestré. Dominantné sú svetlosivé ryolity s veľkými výrastlicami (1 mm) magmatického kremeňa, plagioklasu a šachovnicového albitu. Ďalej sa zistili úlomky sericitových bridlíc, tmavých bridlíc bohatých na organickú hmotu, prachovcov, laminovaných pieskovcov, grafitovo-sericitových fylitov s výraznou foliáciou a ohybovými vráskami a albitovo-chloritovo-sericitových, albitovo-chloritových a chloritových bridlíc. Bežné sú úlomky silicitov, ako aj sericitových kvarcitov a kremito-sericitových fylitov. Vzácne sa zistili úlomky ílovito-karbonátových slabo rekryštalizovaných bridlíc, kryštalických karbonátov a úplne chloritizovaných bázik.

Priestory medzi úlomkami boli miestami vyplnené okrem ílovitého aj hrubopiesčitým materiálom obdobného zloženia, aké majú hrubé klasty.

Hrubozrnné polymiktné brekcie reprezentujú chaotické, netriedené uloženiny gravitačných sklzov (olistosynagmy v zmysle Papanikolaoua in Kovács, 1987, čo je preklad termínu "slide conglomerates" v zmysle Hoedemakera, 1973). Tieto "debris"spolu s olistolitmi bazaltov tvoria zložité olistostrómové teleso prakticky bez matrixu, dosahujúce v profile vrtu BRU-1 mocnosť takmer 240 m.

Ostatná časť vrtného profilu (prevažne pod hĺbkou 840 m) je zložená zo súboru čiernych bridlíc, ktoré obsahujú polohy laminovaných ílovitých silicitov. Tieto sedimenty, charakteristické predovšetkým horizontálnou laminációu, reprezentujú obdobia pokojnej hlbokovodnej sedimentácie. Obsahujú medzivložky sedimentov hrubšej zrnitosti s pozitívne gradačným zvrstvením. Okrem tenkých vrstiev jemnozrnných litických arenitov (mocnosti 10 - 20 cm) sú prítomné telesá vulkanoklastickej droby (v intervale 982 - 989; 1037 - 1041 m), redeponovaného ryolitového tufu (v intervale 993 - 1001 m) a parazlepenca (v intervale 860 - 874 m, 935 - 974 m, 979 - 982 m a 1040 - 1042,8 m). Kým telesá parazlepencov majú typické znaky transportu v turbiditových alebo fluidizovaných sedimentárnych prúdoch, redeponované vulkanoklastiká vnútornou štruktúrou zodpovedajú skôr transportu v zrnotokoch. Úlomkový materiál v parazlepencoch je intraformačný, tvoria ho tmavé bridlice, prachovce, jemnozrnné pieskovce, silicity a veľmi vzácne ílovité karbonáty. Detrit má v asociovaných pieskovcoch rovnaké zloženie.

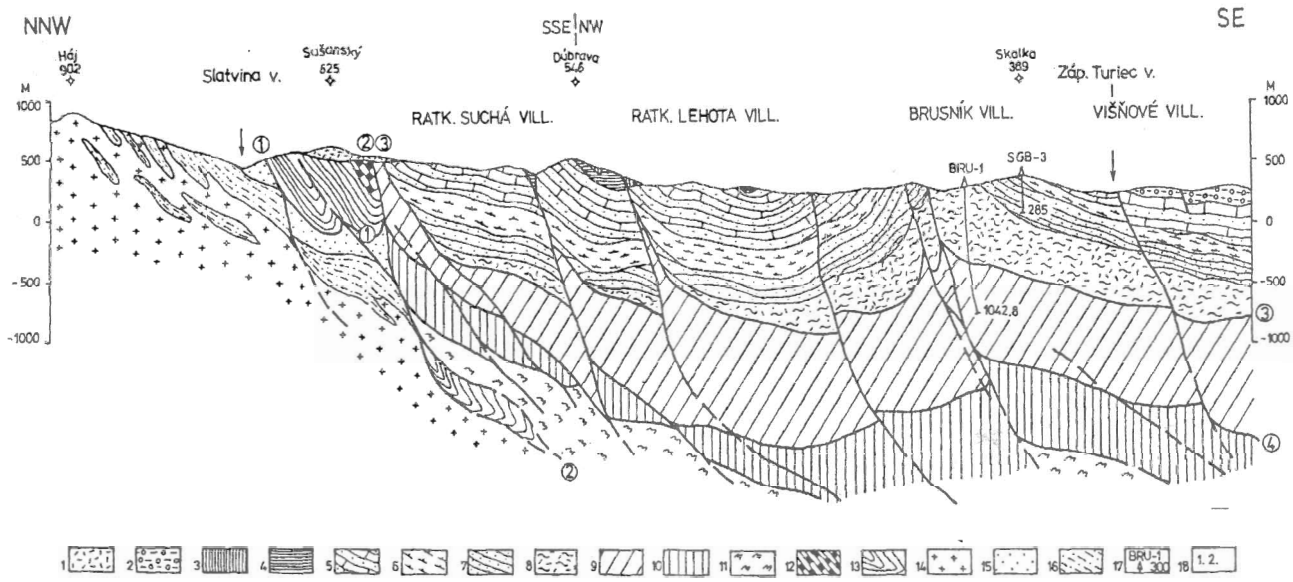
Vek spodnej tektonickej jednotky potvrdili nálezy kerogénu, sporomorf a z hĺbky 918,2 a 992,5 m aj rádiolárií.

Planderová (in Vozár et al., 1988) určila spoločenstvá oprávňujúce zaradiť tento súbor sedimentov do jury. Podľa nej sú určujúce tieto formy: *Maratia anglica* (doger a vyššie), *Sphaeripallenites scabratus* (od vrchného dogeru vyššie), *Chasmatosporites geminus* (malm a vyššie), *Hystrichosphaeridium cooksoni* (malm a vyššie).

Nálezy rádiolárií z hĺbky 918,2 a 922,5 m určila Ondrejičková (in Vozár et al., 1988) ako rody z radu *Spumellaria? Praeconocaryomma* sp. a? *Archaeospongoprunum* sp. a jeden druh z radu *Nassellaria,* označený ako *Eucyrtidiellum,* cf. *ptyctum* (Riedel a Sanfilippo, 1974). Tento druh má v tetýdnej oblasti vertikálne rozpätie od vrchného keloveja až po najvrchnejšie horizonty titónu. Najnovšie Ondrejičková (1992) určila tento exemplár presnejšie a zaradila ho do druhu Eucyrtidiellum unumaensis (Yao, 1979) a do stratigrafického rozpätia bat až oxford.

Stratigrafické určenie rádiolárií, ako aj mikroflóristická analýza oprávňujú zaradiť horninové súbory spodnej tektonickej jednotky do vrchného dogeru až malmu.

Opísaný súbor hornín je miestami silne tektonicky drvený. Celkove stupeň metamorfnej premeny týchto hornín nepresahuje PT podmienky vrchnej časti anchizóny. Všeobecne rigidné horniny, predstavované bazaltmi a hrubozrnnými brekciami, neprejavujú znaky zbridličnatenia. Plasticky sú deformované najmä tmavé bridlice. Kritické asociácie metamorfných minerálov - bazalty: chlorit + aktinolit (amiant) sprevádzaný albitom a epidotom; pelity: illit + kremeň + chlorit + kalcit. Celý súbor



Obr. 3. Geologický rez južnou časťou Slovenského rudohoria a severnou časťou Rimavskej kotliny. Zostavil Vozár, 1991. Použité podklady: Varga (1971), Mello a Gaál in Bodnár et al. (1986), Vozárová a Vozár, (1990). *Alpínska molasa:* Miocén: 1 - pokoradzské súvrstvie: epiklastické vulkanické brekcie s polohami konglomerátov (báden - sarmat); Oligocén - miocén: 2 - lučenské súvrstvie: vápnité silty - siltovce s polohami piesku a flu (eger); *Tornaikum:* Trias: 3 - gutensteinské dolomity, 4 - vrstvy ílovitých vápencov, 5 - lavicovité kremenné pieskovce, bridlice, slienité bridlice miestami s anhydritom; Perm - spodný trias ?; 6 - brusnícke súvrstvie: pestrofarebné pieskovce a bridlice miestami s polohami piesčitých karbonátov a vložkami vulkanoklastických sedimentov (vrchný perm - spodný trias ?), 7 - brusnícke súvrstvie: cyklicky usporiadané polymiktné zlepence, piesčité zlepence, pieskovce miestami s polohami kyslých vulkanoklastík (perm), 8 - turiecke súvrstvie: nízkometamorfované bridlice, prachovce, pieskovce, gradačne zvrstvené parazlepence a acídne vulkanoklastiká, olistostróma s karbonátovými makro- a mikroolistolitmi a siliciklastickými mikroolistolitmi (namúr B-C - vestfál) - korelované s formáciou fylitov Szendrö; *Meliatikum:* Trias - vrchná jura: 9 - mezozoikum, nečlenené: bridlice, piesčité vápence, slienité vápence, silicity, rohovcové vápence (trias); v profile vrtu BRU-1 (598,8 - 1042,8 m); *Južné gemerikum:* 10 - mezozoikum a mladšie paleozoikum južného gemerika, nečlenené, 11 - staršie paleozoikum - gelnická skupina, nečlenené; *Gemerikum:* Karbón: 12 - zlatnícke súvrstvie: metamorfované pieskovce miestami s polohami metazlepencov, fylity, chloritické a grafitické fylity, kryštalické vápence s vložkami bazaltových metavulkanoklastík (vestfál), 13 - ochtinské súvrstvie: metadroby, ojedinele s vložkami drobnozrnných zlepencov, fylity, fylity striedajúce sa s metamorfovanými pieskovcami, metabazalty a ich vulkanoklastiká, albitovoepidotické amfiboly, organogénne vápence, dolomity, magnezity (vrchný visén - namúr A); *Južné veporikum:* Alpínske magmatity: 14 - intruzívne teleso biotitického granodioritu s afinitou k tonalitu (stredná - vrchná krieda ?); Perm: 15 - rimavské súvrstvie: metamorfované piesčité zlepence, pieskovce, pieskovce s polohami piesčitých bridlíc a fylitov, vložky acidných vulkanoklastík (perm spodný ? - vrchný); Vrchný karbón: 16 - slatvinské súvrstvie: metamorfované pieskovce cyklicky sa striedajúce s tmavosivými fylitickými bridlicami, grafitické bridlice v striedaní s jemnozrnnými pieskovcami, grafitické fylity, vložky intermediárnych a bázických vulkanoklastík (stefan), rôzne intenzívne prejavy kontaktne termickej premeny, 17 - lokality vrtov, 18 - významné tektonické línie: 1 - lubenícko-margecianska línia, 2 - hrádocká línia, 3 - násunová línia tornaika - turniansky príkrov, 4 - násunová línia meliatika.

Fig. 3. Geological profile across the southern part of Slovak Ore Mts. and northern part of the Rimava Basin. Compiled by Vozár (1991). Using data from Varga (1971), Mello and Gaál in Bodnár et al. (1986) and Vozárová a Vozár (1990). *Alpine molasse:* Miocene: 1 - epiclastic volcanic breccia with conglomerate layers, Pokoradz Formation (Badenian to Sarmatian). Oligocene to Miocene: 2 - marly siltstone and siltstone with sandstone and claystone layers, Lučenec Formation (Egerian); *Tornaicum:* Triassic: 3 - Gutenstein dolomite, 4 - argillaceous limestone, 5 - tabular quartz sandstone, shale, marly shale in places with anhydrite; Permian to Lower Triassic ?: 6 - variegated sandstone and slate in places with layers of arenaceous carbonate and intercalations of volcanoclastic sediments, Brusník Formation (Upper Permian to Lower Triassic?), 7 - cyclic polymict conglomerate, arenaceous conglomerate, sandstone in places with acidic volcanoclastic layers, Brusník Formation (Permian), 8 - low-metamorphic slate, siltstone, sandstone, paraconglomerate with graded bedding, acidic volcanoclastics, olistostrom with carbonate macro- and microolistoliths and with silicified microolistoliths, Turiec Formation, (Namurian B-C - Westphalian), correlated with the Szendrö Phyllite Formation; *Meliaticum:* Triassic to Upper Jurassic: 9 - shale, arenaceous limestone, marly limestone, silicite, (Triassic) limestone with silex, undivided Mesozoic in the BRU-1 drilling profile (600 - 1,042.8 m); *Southern Gemeric:* 10 - Mesozoic and Upper Paleozoic of Southern Gemeric, undivided, 11 - Gelnica Group, Early Paleozoic, undivided; *Gemericum:* Carboniferous: 12 - metamorphosed sandstone in places with metaconglomerate layers, chlorite and graphite phyllite, crystalline limestone with layers of basaltic metavolcanoclastics, Zlatník Formation (Westphalian), 13 - metagraywacke with rare intercalations of fine-grained conglomerate, phyllite, alternating phyllite and metagraywacke, metabasalts and pyroclastics, albite-epidote amphibolite, organogenic limestone, dolomite, magnesite, Ochtiná Formation, Upper Viséan to Namurian A; *Southern Veporic:* Alpine magmatite: 14 - intrusive body of biotite granodiorite with affinity to tonalite (Middle to Upper Cretaceous ?); Permian: 15 - metamorphosed arenaceous conglomerate, sandstone, sandstone with arenaceous slate and phyllite layers, intercalations of acidic metavolcanoclastics, Rimava Formation (Lower ? to Upper ? Permian); Upper Carboniferous: 16 - metamorphic sandstone in cyclic alternation with dark grey slate, graphite slate alternating with finegrained sandstone, graphite phyllite, intercalations of intermediate and basic volcanoclastics (Stephanian), various intensity of contact metamorphism, Slatviná Formation, 17 - drilling site, 18 - significant tectonic boundary: 1 - Lubeník - Margecany line, 2 - Hrádok line, 3 - thrust surface of Tornaicum, Turňa nappe, 4 - thrust surface of Meliaticum.

hornín pretínajú hydrotermálne žily (mocné max. 40 - 60 cm). Tenké žilky v bazaltoch obsahujú ihličkový amiant, príp. kremeň, chlorit alebo chalkopyrit. Žilky v sedimentoch tvorí hlavne kremeň v sprievode ankeritu a kalcitu. Priame kontakty žiloviny so sedimentom lemuje jemnozrnný muskovit (preteplenie).

Regionálne porovnanie

Súbor nízkometamorfných hornín z vrtu BRU-1 v intervale do 598,8 m nemožno litologickým zložením a stratigrafickým rozsahom porovnávať s nijakým výskytom v Západných Karpatoch na Slovensku. Strednokarbónske sekvencie rovnakého veku, rudnianske a zlatnícke súvrstvie v severogemeridnej zóne (zóna Idiognathoides v zmysle Kozura a Mocka, 1977) vznikali v úplne odlišných paleotektonických podmienkach. Reprezentujú postorogénne molasové štádium vývoja variského orogénu. Stali sa súčasťou pôvodne pravdepodobne mohutného periferálneho bazénu, z ktorého sa v alpínskej stavbe zachovali iba zvyšky (Vozárová a Vozár, 1988). Obsahujú detrit pochádzajúci z formácií progresívne metamorfovaných postupne vo vrchnodevónsko-spodnokarbónskom období. Na rozdiel od toho turiecke súvrstvie (a to v povrchových výskytoch, ale hlavne v profile vrtu BRU-1) má flyšový charakter sedimentácie, čo znamená, že v paleotektonickom vývoji variského orogénu zodpovedá orogénnej etape. Tieto sedimenty možno porovnávať so strednokarbónskymi flyšovými formáciami z pohorí Szendrö, Medvednica, Karuských Álp a Karavaniek. Litologicky a biostratigraficky sa turiecke súvrstvie najviac podobá formácii fylitov Szendrö, ktorá obsahuje olistolity karbonátov s konodontovou faunou rovnakého stratigrafického rozpätia. Olistolity svetlého vápenca pripomínajú typ Dedevár, tma- vých a rekryštalizovaných vápencov typ Verebes-hegy a mramor Rakaca, tak ako ich opísal Kovács a Péró (1983).

Z formácie fylitov Szendrö neboli opísané turbiditové telesá s ryolitovo-dacitovým vulkanoklastickým ani s hruboklastickým intraformačným materiálom. Obdobné typy sedimentov vrátane ryolitovo-dacitového vulkanoklastického materiálu však boli opísané z flyšu Hochwipfel z Karnských Álp a z Karavaniek (Schönlaub, 1979). Rozporné sú názory na vek regionálnej metamorfózy. Podľa nás je vek metamorfózy turieckeho súvrstvia variský. Dôvodom je jeho diskordantné prekrytie kontinentálnymi permskými uloženinami brusníckeho súvrstvia a materiál tmavých fylitov, metasiltovcov, metapieskovcov a veľmi vzácne aj kryštalických karbonátov (oblasť Liciniec) v nich. Ale Árkai (1983), Árkai a Kovács (1986) sa domnievajú, že vek metamorfózy formácie fylitov Szendrö je alpínsky, pretože časť mezozoických sekvencií v tejto oblasti obsahuje rovnaké kritické metamorfné minerály. Pritom treba zdôrazniť, že stupeň premeny hornín turieckeho súvrstvia a formácie fylitov Szendrö je rovnaký - spodná časť fácie zelených bridlíc nízkotlakového typu (Mazzoli a Vozárová, 1989; Árkai, 1983). Strednokarbónsky flyš Hochwipfel v Karnských Alpách bol však zvrásnený a anchimetamorfovaný už pred sedimentáciou vrchnovestfálskej formácie Auernig.

Najcharakteristickejším litologickým členom spodnej tektonickej jednotky sú hrubozrnné polymiktné brekcie (olistosynagmy), ktoré sú súčasťou olistostrómového telesa. Výrazné v nich sú hlavne úlomky ryolitov. Obdobné sedimenty boli opísané z jurských olistostrómových sekvencií Rudabani (Kovács, 1987). Tie však okrem ryolitového detritu obsahujú aj úlomky vápencov, ktoré sa v brekciách z vrtu BRU-1 nezistili. Naopak, ryolity sprevádza siliciklastický detrit. Celá olistostrómová sekvencia na rozdiel od jurských sekvencií vo vrchoch Rudabánya obsahuje však aj olistolity serpentinizovaných bazaltov, ktoré vykazujú afinitu k oceánskym tholeiitom, a to podobne ako bazalty v jurských fáciách meliatika - Szarvaskö, Monosbél - v Bukových vrchoch.

Stratigrafické rozpätie, olistostrómový typ flyšovej sedimentácie, prítomnosť bazaltov s oceánskou afinitou dovoľuje porovnávať spodnú litostratigrafickú jednotku vo vrte BRU-1 s jurskými olistostrómovými formáciami meliatika z územia Maďarska - vývoj Szarvaskö, Monosbél v Bukových vrchoch, resp. s jurou vo vrchoch Rudabánya v skupine Telekesoldal v bodvianskom príkrove. Na slovenskom území tomuto vývoju zodpovedá najviac držkovské súvrstvie (ústny oznam Mello), ktoré obsahuje olistolity bazaltov, silicitov a karbonátov, ale chýbajú v ňom (aspoň sa

na povrchu nezistili) hrubozrnné polymiktné brekcie s ryolitovým detritom.

Interpretácia

Je evidentné, že vrt BRU-1 (konfr. Vozárová a Vozár, 1990) zastihol dva súbory hornín rozdielnej tektonickej príslušnosti, ktoré sa navzájom odlišujú litológiou, stratigrafickým zaradením (vekom), stupňom premeny, ako aj štruktúrnym prepracovaním. Vrchná jednotka strednokarbónskeho veku je jednoznačne spätá s mezozoikom, ktoré sa predtým zaraďovalo do silického typu, do čiastkovej jednotky Slovenskej skaly (v zmysle Mello in Bajaník et al., 1983; Mello a Gaál in Bodnár et al., 1986). Vo svetle novších poznatkov sa tieto mezozoické sekvencie pokladajú za samostatnú tektonickú jednotku, z hľadiska vývoja prechodnú medzi meliatikom a silicikom (turniansky príkrov v zmysle interpretácie Grill, Kovács et al., 1984). Spodná jednotka zložením a stratigrafickým zaradením zodpovedá fáciám meliatika.

Fakt, že sa metasedimenty z jadra brusníckej antiklinály stratigraficky datovali, pomocou litologických údajov aj charakterizovali ako strednokarbónsky flyš a že sa dokázala ich priama spätosť s permským brusníckym súvrstvím, umožňuje spresniť priestorové vzťahy v palinspastickom obraze alpínskych jednotiek najvnútornejších zón Západných Karpát. Výrazná afinita s juhoalpsko-dinárskymi vývojmi predpokladá príslušnosť sedimentačnej oblasti sekvencií turnianskeho príkrovu k južnému okraju meliatskeho oceána, na predpokladanom šelfe Apúlie (zhodne s názormi Kovácsa, 1989). V porovnaní s klasickými profilmi turnaika (Grill, Kovács et al., 1984; Haas a Kovács, 1985) sekvencie turnianskeho príkrovu v brusníckej antiklinále majú odlišnosti v litostratigrafickom slede. Hlavným rozdielom je prítomnosť strednokarbónskeho flyšu a pomerne hrubé súvrstvie permských "red-beds" v hruboklastickom vývoji (brusnícke súvrstvie). Toto hruboklastické súvrstvie je pravdepodobne staršie ako evaporitová formácia Perkupa. Evapority v sprievode s jemnozrnnými pestrými klastikami sú však známe aj z iných výskytov v Slovenskom krase, napr. v sásanskej synklinále, kde sú asociované aj so zlepencovým horizontom. Turniansky príkrov bol podľa údajov z brusníckej antiklinály posúvaný s jeho variským fundamentom, ktorý má výrazne dinaridnú afinitu.

Z analýzy mladovariských sedimentačných bazénov Centrálnych a Vnútorných Západných Karpát vyplýva južná vergencia variského orogénu, ktorý bol v záverečných etapách kolízneho charakteru (Vozárová a Vozár, 1988). Variscidy Západných Karpát predstavovali v predtriasovom období stabilizovanú orogénnu zónu pripojenú ako na S k stabilnej Európe, tak aj smerom na J k predpokladanej zvyšnej časti Apúlie. Zóna sedimentácie strednokarbónskeho flyšu znamenala v palinspastickej schéme predpolie hlavnej orogénnej zóny, ktorej zvyšky sa v reliktoch zachovali, najmä v príkrovoch gemerika. To znamená, že podložím mezozoických sekvencií turnianskeho príkrovu boli externé časti variského orogénu späté s intrakontinentálnou časťou Apúlie.

Línia styku variských interníd a externíd bola pravdepodobne v dôsledku kolízneho efektu veľmi komplikovaná, ale v každom prípade to bola zóna, ktorá predznamenala neskorší triasovo-jurský rifting v najvnútornejšej časti západokarpatských jednotiek.

Ak sa teda pripustí, že mezozoikum vystupujúce v brusníckej antiklinále faciálne zodpovedá sekvenciám turnianskeho príkrovu, potom fundament turnianskeho príkrovu tvorili paleozoické sekvencie s výraznou juhoalpsko-dinárskou afinitou.

Záver

Vrt BRU-1 zastihol v jadre brusníckej antiklinály v južnej časti Slovenského rudohoria dva súbory hornín rozdielnej tektonickej príslušnosti: 1. vrchnú, so strednokarbónskym flyšom, kontinentálnym permom a spodno- až strednotriasovým mezozoikom - turniansky príkrov; 2. spodnú, s jurskými hlbokovodnými sedimentmi so silicitmi a s olistostrómou s olistolitmi bazaltov oceánskeho typu patriacu meliatiku.

Prítomnosť strednokarbónskeho flyšu vo vrchnej tektonickej jednotke preukazujú domovskú oblasť vrchnej tektonickej jednotky z priestoru južne od predpokladaného meliatskeho oceána. Týmto sa vylučujú staršie názory o pôvode vyšších príkrovov (silicikum, tornaikum) v rozvinutom priestore lubenickej línie.

Literatúra

Árkai, P. 1983: Very low- and low-grade Alpine regional metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, NE-Hungary. *Acta geol. hung., 26, (1-2), 83 - 101.*

Árkai, P. & Kovács, S. 1986: Diagenesis and regional metamorphism of the Mesozoic of Aggtelek- Rudabánya Mountains (NE-Hungary). *Acta geol. hung., 29, (3-4), 349 - 373.*

Ebner, F., Vozárová, A., Straka, P. & Vozár, J. 1990: Carboniferous Conodonts from Brusník Anticline (South Slovakia). Thirty years of Geological cooperation between Austria and Czechoslovakia, Festive Vol. *Federal Geological Survey, Vienna - Geological Survey, Praque, 249 - 252.*

Fusán, O. 1957: Paleozoikum gemeríd. *Geol. Práce, Zoš., 46, 17 - 37.*

Grill, J., Kovács, S., Less, Gy., Réti, Zs., Róth, L. & Szentpéteri, I. 1984: Az Aggtelek-Rudabányai-hegység, földtani felépítése és fejlödéstörténete. *Földt. Kutatás, 27, 4, 49 - 56.*

Haas, J. & Kovács, S. 1985: Lithostratigraphical subdivision of the Hungarian Triassic. *Albertiana (Utrecht), 4, 5 - 15.*

Chmelík, J. & Jablonský, J. 1964: Predbežná správa o petrografickom výskume mladšieho paleozoika v okolí Brusníka. *Zprávy o geol. výskumoch v r. 1963, 2, Slovensko, GÚDŠ Bratislava, 51 - 52.*

Kovács, S. 1987: Olisztosztrómák és egyéb, vízalatti gravitációs tömegszállítással kapcsolatos üledékek az északmagyarországi paleo-mezozóikumban, II. *Földt. Közl., 117, 101 - 119.*

Kovács, S. & Péró, Cs. 1983: Report on stratigraphical investigations in the Bükkium (NorthernHungary). In: *Sassi, F. P. & Szederkényi, T. (Eds.): IGCP Project No. 5, Newsletter, 5, Padova-Budapest, 58 - 65.*

Kozur, H. & Mock, R. 1977: Erster Nachweis von Conodonten im Paläozoikum (Karbon) der Westkarpaten. *Čas. Mineral. Geol., Praha, 22, 3, 299 - 305.*

Maheľ, M. 1954: Stratigraficko-tektonické pomery paleozoika západných gemeríd. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 1-4, 146 - 183.*

Le Maitre, R. W. 1984: A proposal by the IUGS Subcommision on the Systematics of Igneous Rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram *Austral. J. Earth Sci., 31, 243 - 255.*

Mazzoli, C. & Vozárová, A. 1989: Further data concerning the pressure character of the Hercynian metamorphism in the West Carpathians (Czechoslovakia). *Rend. Soc. It. Mineral. Petrol., 43, 3, 635 - 642.*

Mello, J. in Bajaník, Š., Hanzel, V., Ivanička, J., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vozár, J. & Vozárová, A. 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria - východná časť, 1:50 000. *GÚDŠ Bratislava, 1 - 223.*

Mello, J. in Bajaník, Š., Ivanička, J., Reichwalder, P., Pristaš, J., Snopko, L., Vozár, J.& Vozárová, A 1984: Geologická mapa Slovenského rudohoria - východná časť, 1:50 000. *GÚDŠ Bratislava.*

Mello, J., Gaál, L. in Bodnár, J., Elečko, M., Hanáček, J., Hanzel, V., Lexa, J., Pristaš, J., Vass, D. & Vozárová, A. 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape Rimavskej kotliny a priľahlej časti Slovenského rudohoria 1:50 000. Vass, D. (Ed.). *GÚDŠ Bratislava, 9 - 177.*

Mello, J. & Vozárová, A. 1984: Je paleozoikum brusníckej antiklinály súčasťou silického príkrovu ? *Geol. Práce, Spr., 79, 263 - 266.*

Ondrejičková, A. (1992): Jurské rádiolárie z vrtu BRU-1 (Brusník). *Geol. Práce, Spr., 96.*

Schönlaub, H. P. 1979: Das Paläozoikum in Österreich. *Abh. d. Geol. Bundesanst., Wien, 33, 3 - 124.*

Snopko, L., Bajaník, Š., Ivanička, J., Reichwalder, P. & Vozárová, A. 1970: Geologicko-ložisková štúdia Spišsko-gemerského rudohoria. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava, 1 - 258.*

Varga, I. 1971: Prejavy hercýnskych orogénnych fáz vo vývoji permu gemeríd. *Geol. Práce, Spr., 57, 349 - 360.*

Vozár, J., Vozárová, A., Straka, P. & Hanzel, V. 1986: Geologický projekt štruktúrneho vrtu BRU-1 (Brusník). *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Vozár, J., Vozárová, A., Bodiš, D., Ebner, F., Gargulák, M., Hanzel, V., Ondrejičková, A., Planderová, E., Straka, P. & Vaněk, J. 1988: Vyhodnotenie štruktúrneho vrtu BRU-1, lok. Brusník.. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Vozárová, A. 1992: Nové litostratigrafické jednotky v brusníckej antiklinále. *Geol. Práce, Spr., GÚDŠ Bratislava, 96.*

Vozárová, A. & Vozár, J. 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. *GÚDŠ Bratislava, 1 - 314.*

Vozárová, A. & Vozár, J. 1990: Olistostrómové telesá a prekotná sedimentácia v horninových sekvenciách vrtu BRU-1 (brusnícka antiklinála; Rimavská kotlina). *Mineralia slov., 22, 381 - 382.* Varga, I. et al. 1971: Záverečná správa SGR-juh, VP. *Archív GP Sp. N. Ves.*

Middle Carboniferous flysch in the West Carpathians: Contribution to tectonics in the southern Slovak Ore Mts. based on results of the BRU-1 (Brusník) drilling

The BRU-1 drilling, localized in the southern part of the Slovak Ore Mts. and in the core of Brusník anticline evidenced two different rock ensembles of different tectonic origin:

1. The upper ensemble with Middle Carboniferous flysch, continental Permian and Mesozoic dated Lower to Middle Triassic of intermediate to "Silicic" type (Turňa nappe).

2. The lower ensemble with Jurassic deep-water sediments, silicites and olistostrom made of oceanic basalt olistoliths representing the Meliaticum.

The discovery of Middle Carboniferous flysch in the upper tectonic unit and its position over Jurassic sequences of the Meliaticum is proof for a source area southerly from the presumed Meliata ocean.

Evidently, two rock ensembles of different tectonic origin have been encountered in the BRU-1 drilling profile (comp. Vozárová a Vozár, 1990). Both ensembles mutually differ in lithology, age, metamorphic degree and structural reworking.

The upper unit of Middle Carboniferous age is evidently related with Mesozoic sequences formerly ranged to the Silicic type with its partial Slovenská skala unit sensu Mello in Bajaník et al. (1983), Mello and Gaál in Bodnár et al. (1986). In the light of new knowledge these Mesozoic sequences are assumed to represent an independent tectonic unit of transitional developments between the Meliaticum and Silicicum (Turňa nappe sensu interpretation by Grill and Kovács et al., 1984; Mello in Bajaník et al., 1984 and Geological map of the Slovak Ore Mts. in 1:50,000 scale). The lower unit represents, by composition and stratigraphic age, facial developments of Meliaticum.

Evidence of sediments in the Brusník anticline core

dated by stratigraphic means and characterized by lithology as Middle Carboniferous flysch together with their immediate connection to the Permian Brusník Formation allows to specify the spatial relations in palinspastic picture of Alpine units present in innermost zones of West Carpathians. The pronounced affinity to Southalpine and Dinaric developments presumes localization of the sedimentation domain in which sequences of the Turňa nappe originated to the southern margin of the Meliata ocean on the supposed shelf of Apulia. In comparison with classic profiles of the Tornaicum (Grill and Kovács et al., 1984; Haas and Kovács, 1985), sequences present in the Turňa nappe of the Brusník anticline are different in the lithostratigraphic column. The main difference is namely the presence of Middle Carboniferous flysch and the relatively thick Permian red beds of coarse clastics (Brusník Formation). Probably, this coarse clastic sequence predates the Perkupa Evaporite Formation. However, evaporites with fine clastics are known from other sites of the Slovak karst, e. g. from the Sása anticline where they are associating with a conglomerate layer. The Turňa nappe, according to data from the Brusník anticline, has been thrust together with its Variscan basement of pronounced Dinaric affinity.

Analysis of Late Variscan sedimentary basins in the central and internal West Carpathians supplies evidences on southern vergency of the Variscan orogen being, in its final stages, of collisional nature (Vozárová and Vozár, 1988). Variscids of the West Carpathians represented, during Pre-Triassic time a stabilized orogenic zone connected with stable Europe to the north and with the supposed remaining part of Apulia in the south. In palinspastic scheme the sedimentation belt of Middle Carboniferous flysch represented foreland to the main orogenic zone. Relics of this zone are mainly preserved in the Gemeric nappes. This means that external parts of the Variscan orogen further connected with the intracontinental part of Apulia represented the basement to Mesozoic sequences of the Turňa nappe. Probably, the contact line between Variscan internids and externids was strongly intricated due to the collisional effect. In any case, this zone signalized the subsequent Triassic to Jurassic rifting in the innermost part of the West Car- pathians.

Consequently, if one admits that the Mesozoic in the Brusník anticline core represents by facies the Turňa nappe, then the basement of this nappe was built of Paleozoic sequences with pronounced Southalpine and Dinaric affinity.

Mineralia slovaca, 24 (1992), 63 - 68

Vrchnobádenská delta vo Východoslovenskej neogénnej panve

MICHAL ŘEŘICHA
Nafta, š. p., Gbely, Prieskumno-ťažobný závod Michalovce, Priemyselná 6, 071 01 Michalovce

(Doručené 16. 7. 1991, revidovaná verzia doručená 20. 1. 1992)

The Upper Badenian delta in the Eastern Slovakian Neogene Basin

The article describes the delta system, which was formed in the Klčov Member of the Upper Badenian age in the western part of the Eastern Slovakian Neogene Basin. On the basis of interpretation of reflection seismic profiles and information from deep boreholes, individual facies of the delta system, which gradually filled tectonically controlled subsidence zone, have been defined. It is a constructive type of delta with prograding delta fronts in the direction generally from the north to the south. The delta body with maximal thickness of about 500 m, is disturbed by delta distribution channel. Contact zone of delta sediments with shallow near-shore sediments and sedimentation along delta levee are regarded the most prospective from the viewpoint of prospection for oil.

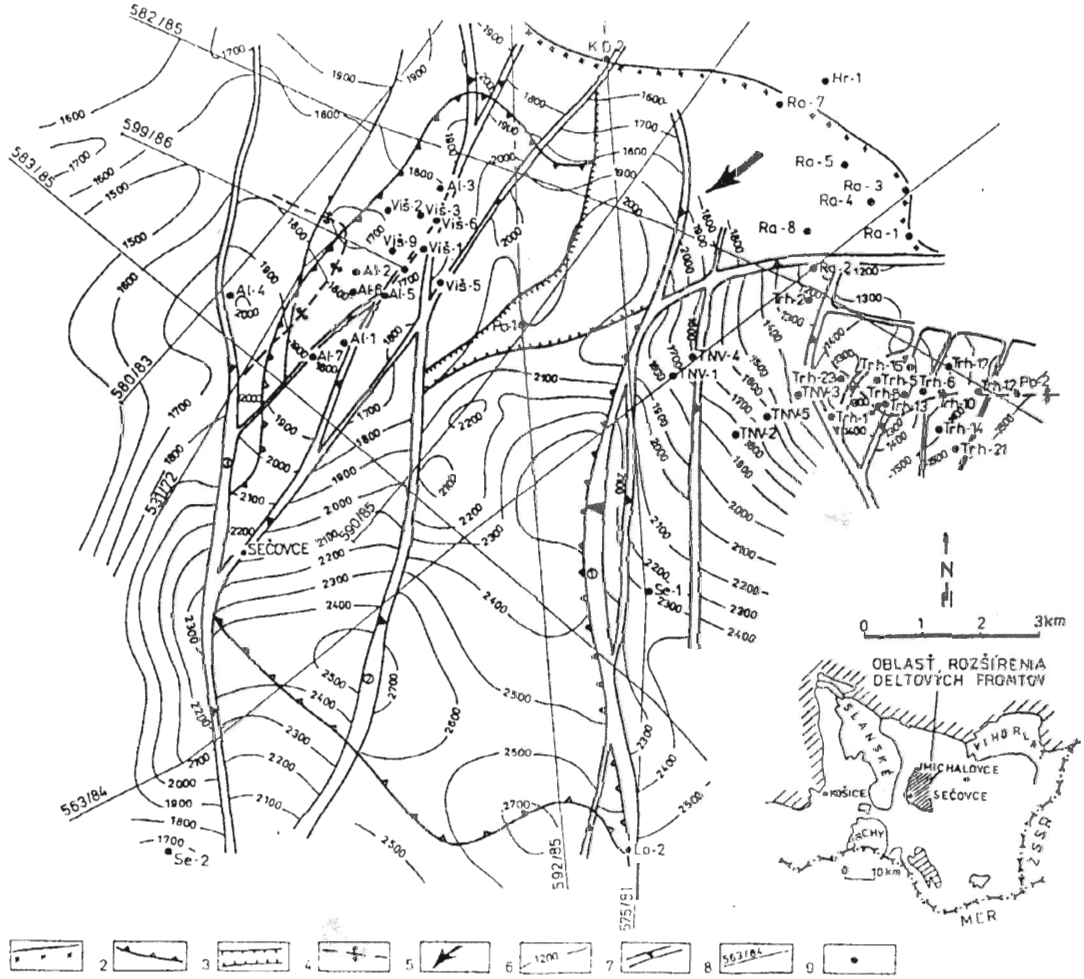
Úvod

Otázkou prítomnosti delty vo vrchnobádenskom súvrství v západnej časti neogénu Východoslovenskej nížiny (ďalej VSN) sa podrobnejšie zaoberal Jiříček (1968). Na základe mikropaleontologických údajov z hlbokých vrtov približne určil hranicu medzi kontinentálnym (deltovým) vývojom vrchného bádenu v severozápadnej časti VSN a brakickým, resp. morským sublitorálnym vývojom v centrálnej časti VSN. Na tejto hranici, prechádzajúcej približne vrtom Sečovce-1 a Rakovec-2, predpokladal prítomnosť synsedimentárneho zlomu zhruba severojužného smeru s úklonom na Z, na ktorého poklesnutej kryhe sa vytvorila subsidenčná zóna vypĺňaná deltovým materiálom.

Prieskum orientovaný na výskyt uhľovodíkov vo VSN medzičasom značne pokročil. V území sa vyhĺbilo viac nových hlbokých vrtov (v oblasti Višňov, Tušická Nová Ves, Rakovec, Ložín) a realizovala sa tu pomerne hustá sieť relfexnoseizmických profilov metódou SRB. Na kvalitných seizmických profiloch možno vďaka stále sa zdokonaľujúcim postupom spracúvania a metódam stratigrafickej seizmiky rozlíšiť jednotlivé seizmofácie a usudzovať o systéme zapĺňania sedimentačného priestoru, a to aj v oblastiach, kde je vyvinutý deltový systém. Všeobecne sú známe príklady prejavov prítomnosti deltových sedimentov v reflexne seizmických profiloch. Ich aplikáciu vo VSN komplikuje to, že ide o príklady vyhranených typov delt, medzi ktorými je v praxi rad prechodov, a preto každý deltový systém má zrejme svoje osobitosti. Napriek tomu možno s istou mierou pravdepodobnosti okontúrovať v reflexnoseizmických profiloch prechádzajúcich týmto územím rozsah jednotlivých fácií delty vo vrchnobádenskom (klčovskom) súvrství. Výsledkom korelácie seizmických profilov a hlbokých vrtov je štruktúrna mapa povrchu vrchného morského bádenu (lastomírskeho súvrstvia) s vyznačeným obrysom oblasti rozšírenia deltových frontov v nadložnom klčovskom súvrství (obr. 1). Na obrázku sú pre prehľadnosť vyznačené iba najdôležitejšie seizmické profily. Predložená interpretácia v podstate potvrdzuje hlavné závery, ku ktorým dospel Jiříček, najmä pokiaľ ide o juhovýchodný okraj delty.

Charakteristika delty a jej rozsah

Pomerne veľký deltový systém, ktorý sa vytvoril z dvoch strán Slanských vrchov (v Košickej kotline a v sledovanej západnej časti Potiskej nížiny), mohol vzniknúť iba za istých predpokladov. Okrem existencie veľkej paleorieky a dostatočného množstva ňou transportovaného materiálu musela vzniknúť aj subsidenčná zóna, v ktorej sa deltový materiál ukladal. V našom prípade túto zónu vymedzovali synsedimentárne zlomy označené na obr. 1 číslicou 1, 2, 3, pričom osobitne dôležitý



Obr. 1. Štruktúrna mapa povrchu vrchného morského bádenu (lastomírskeho súvrstvia) so situáciou delty v nadložnom klčovskom súvrství. 1 - severná hranica rozšírenia klčovského súvrstvia pred začiatkom sedimentácie delty, 2 - hranica rozšírenia progradujúcich frontov delty, 3 - distribučný kanál delty, 4 - piesková elevačná štruktúra na boku delty s vyznačeným vrcholom, 5 - smer prínosu deltového materiálu, 6 - izolínie povrchu morského bádenu, 7 - poklesové zlomy, 8 - reflexnoseizmické profily, 9 - realizované vrty.

Fig. 1. Structural map of the surface of marine Upper Badenian (the Lastomír Member) with delta situation in the overlying Klčov Member. 1 - north boundary of the existence of the Klčov Member before the beginning of delta sedimentation, 2 - boundary of the existence of prograding delta fronts, 3 - distribution delta channel, 4 - sand elevation structure at the delta levee with marked top, 5 - direction of delta material transport, 6 - isolines of the surface of marine Badenian, 7 - normal-slip faults, 8 - reflection seismic profiles, 9 - realized boreholes.

zlom 1 bol príčinou v podstate líniového rozhrania medzi deltovou sedimentáciou na jeho poklesnutej kryhe a plytkomorskou sedimentáciou na východnom boku delty (na vysokej kryhe zlomu).

Pred prínosom deltového materiálu do takto predisponovanej zóny bola predmetná oblasť na počiatku sedimentácie klčovského súvrstvia (vrchného brakického bádenu) zaplavená plytkým epikontinentálnym morom. Iba v priestore najväčšej depresie povrchu vrchného morského bádenu, ktorá prebieha od vrtu Ložín-2 na SZ, boli podmienky na hlbšiu morskú sedimentáciu. V tom čase už zrejme existovali hlavné elevačné prvky sledovaného územia, t.j. trhovištská elevácia a elevačný chrbát tiahnuci sa od albínovskej štruktúry juhovýchodným smerom po vrt Ložín-2. Počiatok fungovania deltového systému (zanášanie sedimentačného priestoru riečnym materiálom) možno časovo spojiť so začiatkom sedimentácie klčovského súvrstvia. Na jeho báze je v rakovských vrtoch vyvinuté málo mocné brakické súvrstvie a nad ním suchozemské riečne sedimenty. Mocnosť brakickej bázy klčovského súvrstvia sa zväčšuje juhovýchodným a južným smerom, čo dokumentujú trhovištské vrty a vrt Sečovce-1. Tieto brakické sedimenty možno považovať za morom prepraco-

vaný a premiestnený materiál deltového pôvodu, ktorý v počiatočnom štádiu vývoja delty zapĺňal depresné zóny aj vo väčšej vzdialenosti od pobrežnej čiary. V tom období ešte nevznikali deltové fronty, a tak všetok materiál transportovaný riekou "pohltilo" more. Pravdepodobný severný okraj sedimentácie počiatočného štádia vývoja delty je na obr. 1 vyznačený krížikmi.

V čiastočne zaplnenom a vyrovnanom sedimentačnom priestore pokračoval vývoj delty ukladaním deltového materiálu vo forme deltových frontov. Podľa prejavov progradujúcich deltových frontov na reflexnoseizmických profiloch, ktoré možno najlepšie sledovať na profile 563/81, hlavný smer prínosu riečneho materiálu bol od S až SV na J až JZ a v tomto smere aj narastala delta. Z technických dôvodov nemožno ako grafickú dokumentáciu predložiť priamo reflexnoseizmické profily (časové rezy), pretože by boli neprehľadné. Všetky reflexnoseizmické profily (celkove 20) prechádzajúce sledovaným územím interpretuje osobitná správa (Řeřicha, 1989).

Delta má konštruktívny charakter, čiže s pokračujúcim prínosom riečneho materiálu pribúdalo súše smerom do bazénu.

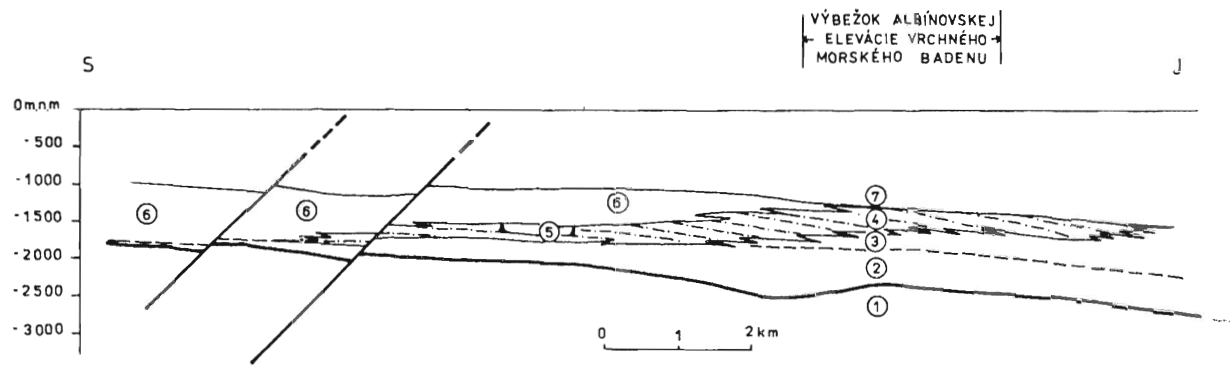
Na obr. 1 je oblasť, v ktorej sa na seizmických profiloch dajú sledovať progradujúce čelá delty (deltové fronty), ohraničená príslušnou značkou. Západný a južný okraj deltovej sedimentácie nie je ostrý. Je tu prechodná zóna prstovitého striedania kontinentálnych a brakických sedimentov, ktorá sa vytvorila aj pod postupujúcimi frontmi delty. Pritom - ako to dokumentujú seizmické profily, ako aj obr. 2 - v smere postupu delty pod ňou postupne narastá mocnosť brakických sedimentov uložených v plytkomorských podmienkach, ktorých materiál je deltového pôvodu. Táto fácia je na obr. 2 označená ako plytkomorský ekvivalent progradujúcich deltových frontov. Východnú hranicu deltového telesa tvorí synsedimentárny poklesový zlom 1.

Jednotlivé štádiá vývoja delty dokumentuje profil vrtu Ložín-2. Vrchný brakický báden (klčovské súvrstvie) sa v tomto vrte začína prevažne ílovitými sedimentmi, reprezentujúcimi hlbšie ponorenú časť subsidenčnej zóny. Smerom do nadložia pribúda pieskovcov, čo môže byť odrazom istého zaplnenia (splytčenia) bazénu, súvisiaceho s počiatočným štádiom vývoja delty. Vyššie je vyvinuté opäť prevažne ílovité súvrstvie, ktoré môže predstavovať prodeltálne íly približujúcich sa deltových frontov. Vrchnobádenský cyklus završuje pieskovec deltových frontov, ktorý progradoval najďalej od ústia rieky.

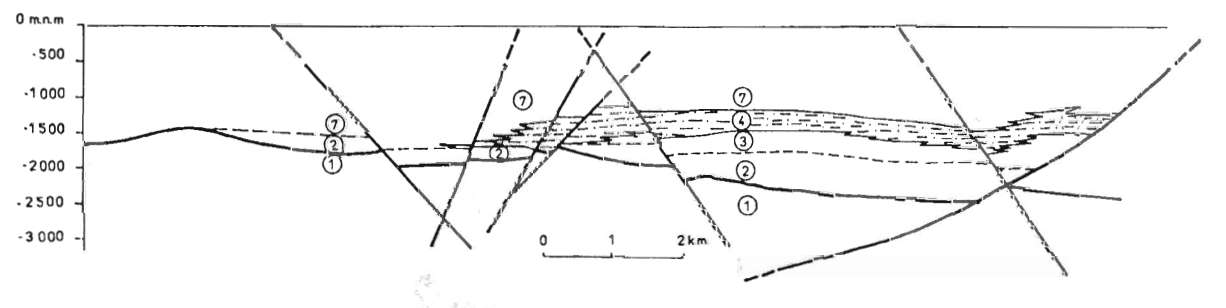
Osobitnú pozornosť si zasluhuje tá časť sledovanej oblasti, kde v podloží klčovského súvrstvia vystupuje elevačný chrbát budovaný vrchnobádenským morským ílom. Tento chrbát, ktorý je pokračovaním albínovskej elevácie smerom na JV a je orientovaný približne kolmo na smer postupu delty, zrejme zohral pri ukladaní brakických sedimentov pod postupujúcimi frontmi delty a pred nimi významnú úlohu.

V počiatočnom štádiu vývoja delty sa mohol v depresii lemujúcej tento chrbát zo severnej strany usádzať deltový materiál premiestnený morskou činnosťou. Kukal (1986) uvádza rekonštrukciu sedimentačných prostredí fosílnych plytkomorských uložení, ako si ju predstavuje Selley (1976). Ten rozlišuje spodnú, nízkoenergetickú zónu pod dosahom búrkového vlnenia, ktorá je charakteristická ílovito-prachovými sedimentmi s laminációu. Stredná, vysokoenergetická zóna je charakteristická premiestňovaním sedimentov a ukladaním pieskových vĺn (podmorských dún) s dĺžkou od desiatok m až do niekoľkých km a mocnosťou až 20 m. Toto prostredie podmorských dún mohlo vzniknúť pri severnom úpätí uvedeného chrbta a následne mohlo byť prikryté prodeltálnym ílom ďalšieho štádia vývoja delty.

Treba poznamenať, že narastanie deltového telesa konštruktívnej delty nemusí byť plynulé. Interakcia medzi činnosťou mora a transportovaným deltovým materiálom je zložitý jav. Výsledok závisí od viacerých faktorov, z ktorých najdôležitejšie je množstvo prinášaného materiálu, veľkosť a kontinuita subsidencie sedimentačného priestoru, energia vlnenia a veľkosť vzdúvania sa. Je isté, že aj v tomto prípade deltové teleso deštruovala činnosť mora. Z hľadiska prítomnosti vhodných pascí uhľovodíkov nie je táto deštrukčná činnosť mora nepriaznivým faktorom. Ako uvádza Pirson (1983), americkí geológovia zaoberajúci sa sedimentáciou a jej vzťahom ku generácii, migrácii a akumulácii ropy zistili, že väčšina ropných polí je spätá s maximom výskytu prechodných oblastí medzi



Obr. 2. Geologický interpretovaný reflexnoseizmický profil č. 592/85. 1 - vrchný morský báden (lastomírske súvrstvie), 2 - sedimenty počiatočného štádia vývoja delty v klčovskom súvrství, 3 - plytkomorský ekvivalent progradujúcich deltových frontov (preplavený deltový materiál usadený pred čelom delty), 4 - progradujúce deltové fronty, 5 - distribučný kanál delty, 6 - sedimenty deltovej planiny (nadvodná časť delty), 7 - postdeltová sedimentácia vrchného brakického bádenu a spodného sarmatu.
Fig. 2. Geologically interpreted reflection seismic profile No. 592/85. 1 - marine Upper Badenian (the Lastomír Member), 2 - sediments of embryonal stage of the delta development in the Klčov Member, 3 - shallow-water equivalent of prograding delta fronts (redeposited delta material sedimented in front of delta front), 4 - prograding delta fronts, 5 - distribution delta channel, 6 - sediments of delta plain (a part of delta above water), 7 - postdelta sedimentation of the brackish Upper Badenian and Lower Sarmatian.



Obr. 3. Geologicky interpretovaný reflexnoseizmický profil č. 583/85. Vysvetlivky ako pri obr. 2.
Fig. 3. Geologically interpreted reflection seismic profile No. 583/85. Explanations see Fig. 2.

morskými blízkopobrežnými a takmer kontinentálnymi (deltovými) sedimentmi. Preplavené sedimenty deltových frontov, sformované do šošovkovitých telies dobre vytriedených pieskov, by mali byť hlavnými objektmi prípadného prieskumu orientovaného na výskyt uhľovodíkov v deltových systémoch.

Distribučný kanál delty

Ako je známe z literatúry a zo štúdia recentných delt, deltové teleso väčšinou nevzniká ako jednorazový akt. V istom štádiu vývoja konštruktívnej delty sa vytvára jeden alebo viac distribučných kanálov, ktorými sa riečny materiál transportuje do vzdialenejších miest od ústia rieky. Tieto kanály pritom erodujú staršie deltové sekvencie uložené v počiatočnom štádiu vývoja delty.

Jeden takýto distribučný kanál sa mohol vytvoriť aj v našom prípade vrchnobádenskej delty. Jeho pravdepodobný tvar a orientácia sú vyznačené na obr. 1 príslušnou značkou. Je skonštruovaný na základe korelácie interpretovaných seizmických profilov.

V distribučných kanáloch sa zrnitostne najhrubší materiál ukladá v jeho osovej časti. Súvisí to s rýchlosťou prúdenia, ktorá je v osi kanála najväčšia. Jemný, prevažne ílovitý materiál sedimentuje na jeho bokoch. Keď je tento kanál dostatočne zarezaný do starších deltových uložení a prebieha koso na smer ukladania materiálu, ktorý eroduje, môže byť tesniacou hrádzou migrácii uhľovodíkov v pieskoch erodovaných deltových frontov. Funkciu tesniacej hrádze (pre migráciu uhľovodíkov) mohol mať aj distribučný kanál delty v klčovskom súvrství.

Sedimentácia na bokoch delty

Ide o sedimentáciu na bokoch postupujúcich deltových frontov. Pri existencii viacerých deltových telies sa táto sedimentácia označuje ako medzideltová. V príbrežných plytkovodných podmienkach sa tu ukladajú sedimenty prevažne deltového pôvodu prepracované činnosťou mora. Tvoria sa tu pieskové valy, pieskové bariéry a bary, ktoré sa v závislosti od pohybu pobrežnej línie môžu navrstviť do elevačných štruktúr zložených z šošovkovitých telies pieskov. Predstavujú výborné pasce uhľovodíkov. Takéhoto pôvodu je zrejme spodná, prevažne piesčitá časť klčovského súvrstvia štruktúry Trhovište (podrobnejšie Řeřicha, 1988). Z druhej strany sledovanej delty sa obdobná štruktúra črtá na západnom svahu albínovskej elevácie morského vrchného bádenu. Na obr. 1 je vrchol tejto štruktúry naznačený prerušovanou čiarou.

Piesok v týchto prideltových priestoroch sedimentoval v prostredí nestálej hladiny mora. Pohyb hladiny mohol závisieť aj od množstva materiálu ukladaného v priestore delty. Pod vplyvom masívneho prínosu terigénneho deltového materiálu (zapĺňaním sedimentačného priestoru) mohla sa morská hladina aj zdvihnúť, resp. stabilizovať aj pri regresívnom trende, ktorý zrejme v čase sedimentácie spodnej časti klčovského súvrstvia prevládal.

Odraz mechanizmu sedimentácie v priestore delty možno sledovať na charaktere piesčitých obzorov klčovského súvrstvia náleziska Trhovište. Podľa tvaru SP-kriviek karotáže trhovištských vrtov sa tu sedimentácia začína regresívnym komplexom pieskov, pokračuje ukladaním piesku v prevažne stabilných podmienkach (ostro vyhranené piesky regresívnej alebo transgresívnej povahy sú ojedinelé). Spodnú, prevažne piesčitú časť klčovského súvrstvia ukončuje výrazný komplex piesku transgresívneho charakteru. Vyššie nasleduje pelitické súvrstvie s ojedinelými polohami výraznejších pieskových obzorov, pri ktorých sa nedá určiť, či sú transgresívne, alebo regresívne.

Aj v oblasti Albínov-Višňov má najspodnejšia, brakická časť klčovského súvrstvia podľa sedimentárno-petrografických rozborov (Starobová, 1959) regresívny charakter. Vyššie sa striedajú brakické (lagunárne) polohy s kontinentálnymi, pričom kontinentálne začínajú prevažovať. V jednotlivých vrtoch je situácia v tomto smere značne premenlivá, a to zrejme v závislosti od pozície vrtu voči centru prínosu deltového materiálu.

Záver

Vzhľadom na malý počet vrtných údajov z priestoru maximálnej deltovej sedimentácie je rozhodujúcim kritériom na posúdenie prítomnosti a charakteru delty v predmetnom území interpretácia reflexnoseizmických profilov. Profily orientované v smere S-J, resp. SV-JZ ukazujú v brakickom bádene (klčovskom súvrství) väčšinou mierny úklon vrstiev na J, resp. JZ. Časť súvrstvia zodpovedajúca vývoju progradujúcich deltových frontov nie je od svojho podložia a nadložia výrazne uhlovo odlíšená. To nasvedčuje, že prinášaný riečny materiál bol do značnej miery prepracovaný morskou činnosťou, ale to z hľadiska výskytu ložísk uhľovodíkov nemusí byť negatívny faktor. Preplavený deltový piesok môže byť lepším kolektorom ako samotný piesok deltových frontov.

O veľkom množstve terigénneho materiálu prinášaného riekou nemožno pochybovať. Svedčí o tom mocnosť klčovského súvrstvia a jeho litologický vývoj. Hlavne v jeho spodnej časti je vo všetkých vrtoch, ktoré ho prevŕtali, vyvinuté súvrstvie s prevahou pieskovcov, ktoré čo do kolektorských vlastností nemá v celom neogénnom profile obdobu.

Deltu v klčovskom súvrství možno charakterizovať ako konštruktívnu, pritom vo veľkej miere ovplyvnenú morským vlnením. Čelá delty zrejme podliehali značnej deštrukčnej činnosti mora, a preto klasický model deltového vývoja, t. j. systém deltová planina - čelo delty (deltové fronty) - prodeltálny íl tu nie je vyvinutý. Namiesto prodeltálneho ílu mohla v predpolí čiastočne deštruovaných deltových frontov vzniknúť fácia plytkomorských pribrežných sedimentov, ktorú na obr. 2, 3 označujeme ako plytkomorský ekvivalent progradujúcich deltových frontov (preplavený deltový materiál usadený pred čelom delty). Aj jemnejšia ílovitá frakcia (prodeltálne íly) mohla byť premiestnená ďalej do bazénu a mohla sa usadiť pod úrovňou búrkového vlnenia.

Prieskum na ropu a zemný plyn v deltových sedimentoch je značne náročný na geofyzikálne a vrtné práce, ale aj na geologické spracovanie. Nestačí tu deskriptívny prístup, bežný pri prieskume štruktúrnych ložísk. Doterajší prieskum zameraný na výskyt uhľovodíkov v sledovanej oblasti sa sústredil na elevačné zóny lemujúce predpokladané deltové fácie a ich morské ekvivalenty. Možnosti štruktúrneho prieskumu sú už v celej východoslovenskej neogénnej panve značne vyčerpané a budúcnosť ropnej prospekcie je spätá s prieskumom neštruktúrnych typov ložísk, medzi ktoré patria aj deltové ložiská. Na začatie ich vrtného prieskumu sú však nevyhnutné dva predpoklady, a to samotný fakt uznania ich možného výskytu a nevyhnutnosť ich prieskumu metódami stratigrafickej seizmiky a v neposlednom rade dostatok finančných prostriedkov na prieskum.

Literatúra

Jiříček, R. 1968: Stratigrafie miocénu v severní a východní části Trebišovské kotliny. *Manuskript - archív Nafta Michalovce.*

Kukal, Z. 1986: Základy sedimentológie. *Academia Praha, 466.*

Le Blanc, R. J. 1972: Geometry of Sandstone Reservoir Bodies. *Underground waste management and environmental implications, 18, 97 - 154.*

Pirson, S. J. 1983: Geologic well log analysis. *Gulf publishing company, 332.*

Řeřicha, M. 1988: Sedimentácia a korelácia pieskovcov v spodnej časti klčovského súvrstvia na plynokondenzátovom náleziska Trhovište-Pozdišovce. *Manuskript - archív Nafta Michalovce.*

Řeřicha, M. 1989: Vrchnobádenská delta v klčovskom súvrství Východoslovenského neogénu - návrh na prieskum. *Manuskript - archív Nafta Michalovce.*

Starobová, M. 1959: Sedimentárně-petrografické zhodnocení pionýrských vrteb Albínov-1, 2. *Manuskript - archív Nafta Michalovce.*

Zapletalová, I. 1966: Poznámky k stratigrafické tabuice východoslovenského neogénu. *Manuskript - archív Nafta Michalovce.*

Mineralia slovaca, 24 (1992), 69 -81

Mineralógia a genéza Cu-porfýrového ložiska Zlatno v Štiavnických vrchoch

RUDOLF KÚŠIK
Slnečná 24, 974 01 Banská Bystrica

(Doručené 26. 11. 1990, revidovaná verzia doručená 2. 5. 1991)

Mineralogy and genesis of the Zlatno copper porphyry deposit in the Štiavnické vrchy Mts.

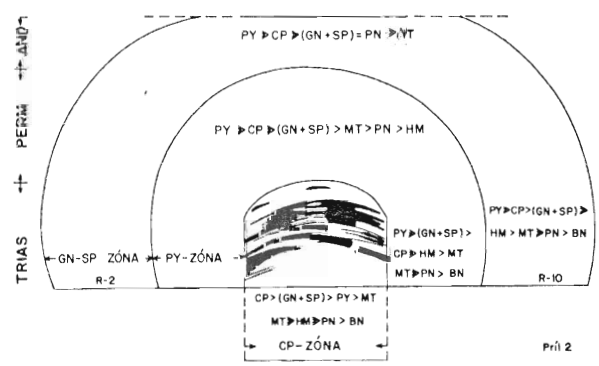
The paper presents mineralogy of the Zlatno porphyry copper deposit concentrated to ore minerals and products of ore-near alterations. Minerals of skarns are described only shortly and the main interest is concentrated to sulphides and their related gangue assemblages. In spite that the most of ore is in skarn environment, the closely related gangue minerals together with ore minerals are arranged in zones around the ore-bearing intrusion represented by granodiorite porphyrite. Existence of a horizontal zonality (later a vertical zoning has also been discerned) led the author to the concept of vertical intrusion. The paper summarizes reasons which allowed the Zlatno deposit reliably consider to represent a porphyry copper type of deposit.

Úvod

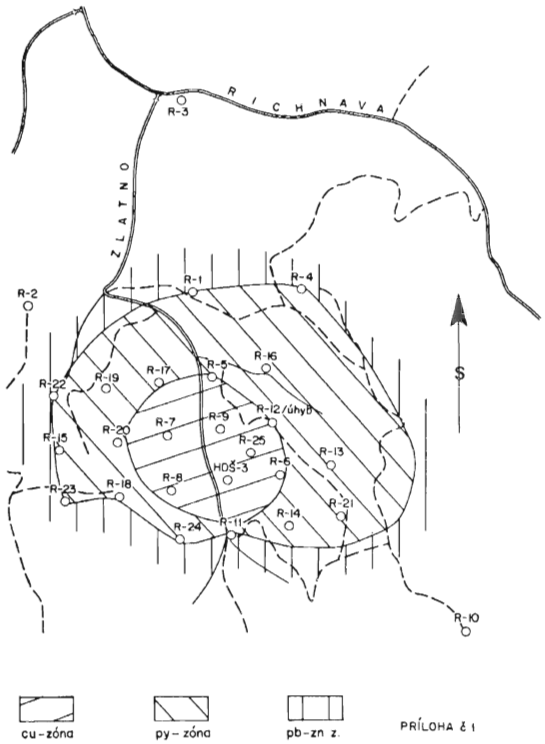
Ložisko Zlatno je v oblasti stredoslovenských neovulkanitov. Maximum jeho mineralizácie sa viaže na vrchný trias krížňanskej jednotky (obr. 1), ktorá je tu v obalovej pozícii (Kúšik, 1985) s vývojom veľmi príbuzným keuperu. Na jeho zložení sa zúčastňuje jednak terigénna zložka, zastúpená prevažne v pelitovej forme, jednak karbonatická zložka (vápence aj dolomity s ílovitou prímesou), ktorá bola v značnom rozsahu skarnizovaná; evapority zastupuje najmä anhydrit.Maximum mineralizácie sa vyskytuje vo vrchnom triase, čo je výsledkom toho, že sa tu nachádza kupola intrúzie granodioritového porfyritu. Podľa našej predstavy ide o pasívnu intrúziu, ktorej medzivrstvové silly podmienili skarnizáciu aj mineralizáciu vrchného triasu. Pri tvorbe tejto intrúzie mala v hlbšej časti - strednom triase (ladine) - značný význam asimilácia a stoping, v dôsledku čoho sa strácali vložky dolomitov. Klenbovité vyzdvihnutie mezozoika spôsobila predpokladaná intrúzia v hĺbke. Táto agresívna intrúzia viedla k vzniku štrukturálnych faktorov, ktorými sa ložisko vyznačuje.

Zrudnenie navŕtal vrt HDŠ-3 (obr. 2) a Rozložník a Zábranský (1971) ho v nálezovej správe opísali ako žilníkovo-impregnačné s maximom zrudnenia v intervale 724 - 1000 m. Autori poukázali na spätosť zrudnenia s kontaktnou aureolou hodrušského intruzívneho komplexu. Ďalšie vrtné práce v etape VP (25 vrtov) preukázali spätosť zrudnenia s telesom granodioritového porfyritu, v priestore ložiska orientovaného v smere SZ - JV (Burian, Smolka a Kámen, 1981).

O genéze zrudnenia ložiska Zlatno Zábranský (1976) uvádza, že "ide o priame genetické a časové spojenie mineralizácie so skarnotvorným procesom, podobne ako na ostatných lokalitách skarnov so zrudnením v štiavnickom ostrove s tým, že na lokalite Zlatno, oproti ostatným lokalitám v štiavnickom ostrove, na charaktere zrudnenia sa v podstatnej miere uplatnili jednotlivé etapy hydrotermálneho štádia skarnotvorného procesu. Preto sa tu výraznejšie uplatnil polymetalický charakter zrudnenia s prevahou medeného zrudnenia". Túto konštatáciu dopĺňame poznatkom, že pokým prvé dve etapy (pyritová a pyrotínová) sa vylúčili zo zvyškových magmatických roztokov, pre poslednú



Obr. 1. Schematický profil rudným ložiskom a distribúcia minerálnych zón.
Fig. 1. Schematic profile of the ore deposit and distribution of mineral zones.



Obr. 2. Situácia vrtov a minerálnej zonálnosti Cu porfýrového ložiska Zlatno.
Fig. 2. Distribution of drilling sites and mineral zonality on the Zlatno porphyry copper deposit.

polymetalickú etapu bolo charakteristické vstreknutie nových rudonosných roztokov (z intrúzie v hĺbke), ktoré podmienili aj vznik žilných štruktúr ložiska Zlatno. Treba však zdôrazniť, že zlatnianske zrudnenie je aj v nadložnom perme a andezitoch, aj keď v menšej miere.

Mineralizačné procesy

Rozložník a Zábranský (1971) vyčlenili tri asociácie minerálov, a to pyritovo-pyrotínovo-chalkopyritovú, pyritovo-chalkopyritovú a napokon pyritovo-sfaleritovo-galenitovo-chalkopyritovú. Členenie v našej sukcesívnej schéme na štádiá a etapy je prispôsobené Koděrovi (1960). Podobné členenie používa aj Zábranský (1976). Skarny v zhode s Koržinským (1955) delíme na horečnaté, ktoré vznikali v magmatickom štádiu, a vápenaté, vzniknuté v postmagmatickom štádiu (molekula $CaCO_3$ v magmatickom štádiu rekryštalizovala, pričom nastávala mramorizácia).

Po vytvorení horečnatých skarnov možno pozorovať tvorbu pseudomorfóz magnetitu (obr. 3) a hematitu, najmä po forsterite, kým K-metasomatóza, pozorovateľná vo vnútornej zóne porfýrových ložísk Cu, sa objavuje až na úrovni tvorby pyritovej a pyrotínovej etapy. Ide o lístočkovitý flogopit (obr. 4), ktorý sa vyskytuje v Zlatne len vo vnútornej Cu-zóne, kým vo vonkajších ho nepozorovať. Sulfidické štádium, do ktorého patrí pyritová a pyrotínová etapa, sa vyznačuje prikontaktným vylúhovaním (termín Koržinského, 1955), pri ktorom vznikajú dutinky, do ktorých výplne vchádzajú sulfidy, ale najmä chalkopyrit. Niekedy sa tu na obvode dutiniek objavuje aj flogopit zatláčaný chalkopyritom (obr. 5), ktorý je v strede dutiniek.

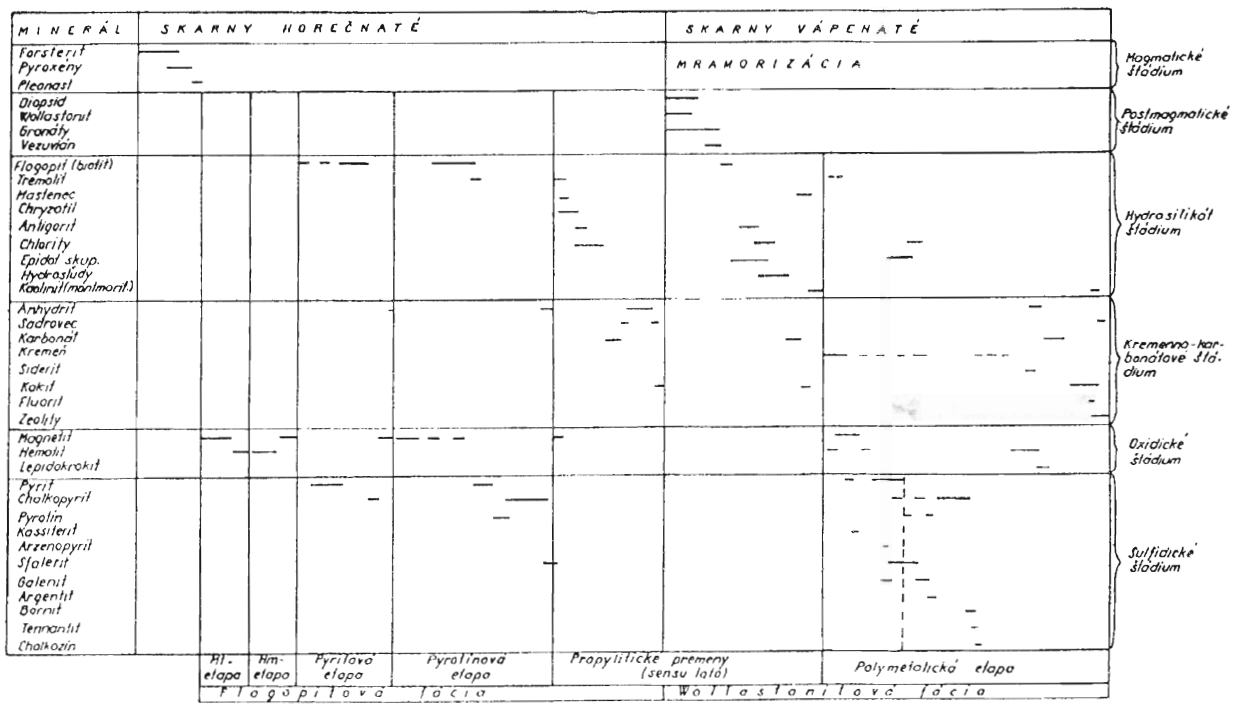
O mineralizácii porfýrových ložísk Cu sa konštatuje, že je neprerušovaná, čo je prípad pyritovej a pyrotínovej etapy v Mg-skarnoch. Potom dochádzalo k masovej premene skarnov - k propylitizácii, ktorú sprevádzala tektonická aktivita, prejavujúca sa vznikom puklín prerážajúcich najmä pyrotínovú etapu. Táto tektonická aktivita predstavovala vstreknutie nových rudonosných roztokov, z ktorých sa vyzrážavala polymetalická etapa. Preto vo výplni puklín prerážajúcich chalkopyritom možno nájsť rad minerálov propylitických premien, ale aj polymetalickej etapy. Táto tektonická aktivita sa v značnej miere prejavila aj po vylúčení pyritu polymetalickej etapy, keď bol pyrit drvený a zatláčaný chalkopyritom, ale aj galenitom a sfaleritom. Na schéme to znázorňuje zvislá prerušovaná čiara, ktorá predstavuje intermineralizačnú tektoniku v rámci polymetalickej etapy.

Na záver úvah o sukcesívnej schéme zhŕňame, že sa wollastonit (teda Ca-skarny) tvoril približne na úrovni flogopitu, ktorý je hysterogénnym produktom Mg-skarnov. Sulfidy v sprievode flogopitu sa tvorili v zásaditom prostredí (v pyritovej ani pyrotínovej etape sa ani v jednom prípade nezistila prítomnosť kremeňa), kým v polymetalickej etape je toto prostredie kyslejšie a charakteristické dosť pravidelnou prítomnosťou kremeňa.

Opis minerálov

Mikroskopické štúdium sledovaných minerálov sme dopĺňali výsledkami rtg analýzy (difraktografické záznamy pri $Cu_{k\alpha}$ žiarení), diferenciálnej termálnej analýzy (derivatografické záznamy) a

TAB. 1.
Sukcesívna schéma mineralizácie porfýrových Cu rúd na ložisku Zlatno.
Scheme of mineral succession in porphyry copper ore of the Zlatno deposit



semikvantitatívnymi spektrálnymi analýzami (zhotovovanými v laboratóriách v Spišskej Novej Vsi).

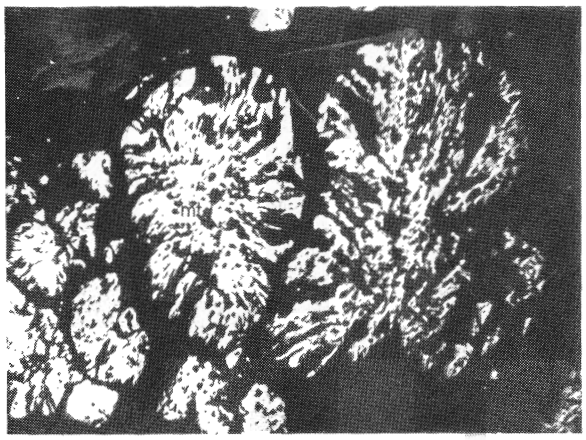
Minerály Mg-skarnov

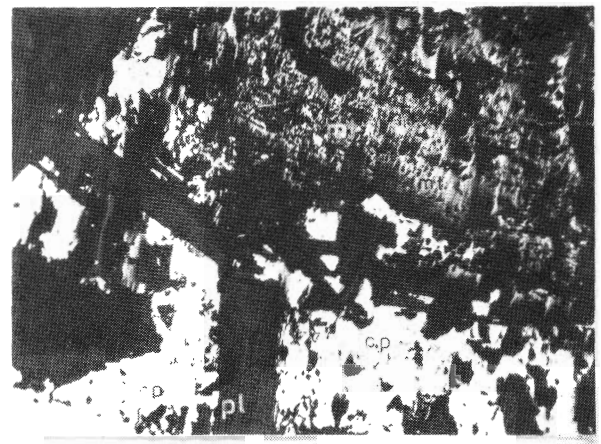
Olivín. Najbohatšie je zastúpený forsterit, ktorý sa vo vrte R-11 vyskytoval v sivobielom vápenatom dolomite. Tvoril súvislú šmuhu čiernej farby, s podstatným forsteritom (reflexy pri 2,444 a 2,488 Å) a anhydritom (ten vchádza v značnej miere do zloženia sedimentov keupera). Slabšie je zastúpený napučiavajúci chlorit čiernej farby (17,533 Å). V niektorých prípadoch nejde len o čistý forsterit, ale možno pozorovať aj fayalit, a to vo vzorkách príbuzných ofikalcitom. Ten sa prejavil slabým reflexom pri 2,867 Å. Odmiešaním prítomného Fe nastáva opacitizácia fayalitu, čím sa celé skupiny zŕn stávajú opakové.

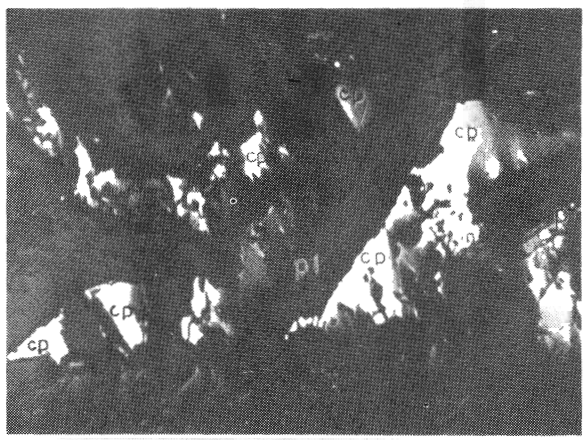
Pyroxén. V Zlatne sa v značnej miere vyskytujú aj pyroxénové skarny, a to často v asociácii s forsteritom (najmä R-6). Sulfidy tu po žilkách prenikajú cez masu pyroxénu. Rtg dáta pyroxénu uvádzame z blízkych Kopaníc (Kúšik, 1972).

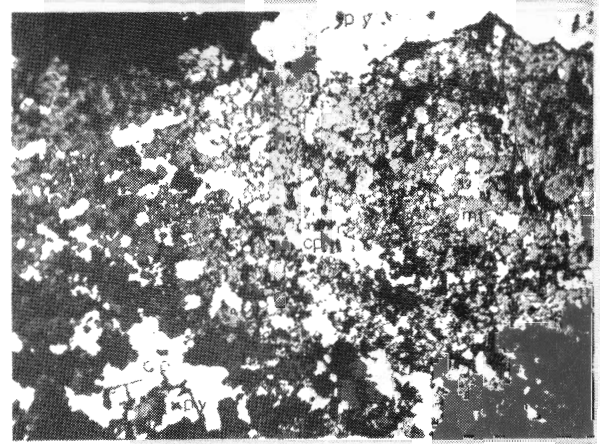
Pleonast. Spozorovali sme ho vo výbrusových materiáloch vrtu R-6. Pri jednom nikole bol tmavozelený, pri skrížených izotropný a s výrazným reliéfom. Veľmi častý je na obvode dutiniek. Smerom do stredu dutiny je vyvinutý anhydrit, inokedy magnetit (lemy) a v strede chalkopyrit. Základnú masu horečnatých skarnov tu tvorí forsterit a pyroxén. Ako hysterogénny produkt je prítomný flogopit a na jeho úkor vznikol chlorit a serpentín. Pri týchto vzorkách možno pozorovať, že magnetit a chalkopyrit vo výplni dutiniek sú presekávané žilkami serpentínu (vláknitého) a anhydritu, príp. chloritu a kalcitu (propylitické premeny).

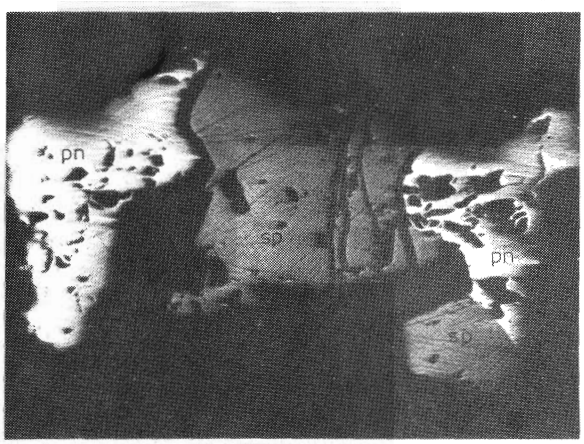
Flogopit. Na DT krivke flogopitu sa najvýraznejšie prejavila oblá exoterma pri 390 °C (porovnaj Ivanova, 1961), menej výrazné sú endotermy pri 80, 350 a 880 °C. Jeho najvýraznejšie rtg reflexy tej istej vzorky z vrtu R-6 sú: 9,958; 3,375; 2,024; d_{060} = 1,541 Å, rtg charakteristika hnedého flogopitu z vrtu R-1: 10,003(10); 4,993(1); 3,647(1); 3,351(9); 3,186(3); 2,917(2); 2,717(2); 2,612(2); 2,521(3); 2,432(2); 2,172(2); 2,016(4); 1,832(1); 1,677(4); 1,538(3) Å. Podľa Zábranského (1974) "je veľmi pravdepodobné, že

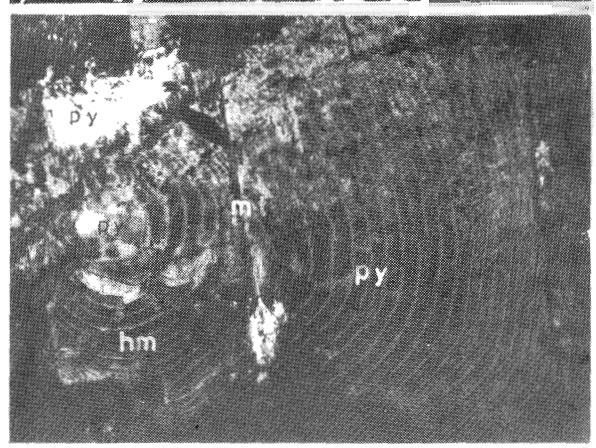

mt

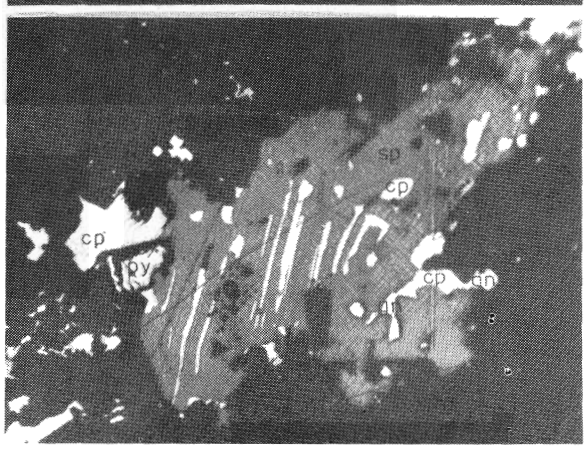

cp
pl
cp


cp
cp
cp
pl
cp
cp
cp


py
mt
cp
cp
py


pn
sp
pn
sp


py
mt
py
hm


sp
cp
cp
py
cp
pn

◄ Obr. 3. Zrnitý magnetit v "hubovitom" vývoji. Nábrus, R-6/913,3 m. Nik. //, zväčš. 62x.
Fig. 3. Granular magnetite in "mushroom/like" development, polished specimen, R-6 drilling, 913.4 m, parallel nicols, magn. x62.
Obr. 4. Na styku magnetitu a chalkopyritu vylúčený lístočkovitý flogopit zatláčaný chalkopyritom. Nábrus, R-25/849,3 m. Nik. //, zväčš. 62x.
Fig. 4. Leave-shaped flogopite substituted by chalcopyrite along the contact of magnetite and chalcopyrite. Polished specimen, R-25 drilling, 849.3 m, parallel nicols, magn. x62.
Obr. 5. Chalkopyrit vo výplni dutiniek s lístočkovitým flogopitom lemovaným magnetitom a pyrotínom. Nábrus, R-6/1002,9 m. Nik. //, zväčš. 44x.
Fig. 5. Chalcopyrite in cavity filling with leave-shaped flogopite rimmed by magnetite and pyrrhotite. Polished specimen, R-6 drilling, 1,002.6 m, parallel nicols, magn. x44.
Obr. 6. Myrmekitové zrasty magnetitu (sčasti leptaný HCl) a chalkopyritu. Prítomný pyrit. Nábrus, R-1/692,6 m. Nik. //, zväčš. 62x.
Fig. 6. Myrmekitic intergrowth of magnetite (partly leached by hydrochloric acid) and chalcopyrite, pyrite also present. Polished specimen, R-1 drilling, 692.6 m, parallel nicols, magn. x62.
Obr. 7. V asociácii s pyrotínom vystupuje sfalerit (zriedkavý výskyt). Nábrus, R-12 úhyb/1238,8 m. Nik. //, zväčš. 99x.
Fig. 7. Sphalerite associating with pyrrhotite (rare occurrence). Polished specimen, R-12 drilling, drilling drift, 1,238.8 m, parallel nicols, magn. x99.
Obr. 8. Kolomorfné štruktúry tvorené striedaním pyritu a jemnejších vrstvičiek hematitu. Pozorovateľné kontrakčné trhliny, na jednej magnetit. Nábrus, R-10/1314,3 m. Nik. //, zväčš. 99x.
Fig. 8. Collomorph texture made by alternating pyrite and fine layers of hematite. Contraction fissures are observable, magnetite occurs in one of them. Polished specimen, R-10 drilling, 1,314.3 m, parallel nicols, magn. x99.
Obr. 9. Sfalerit s inklúziami chalkopyritu formy kvapkových potôčikov. Prítomný galenit, pyrit. Nábrus, R-11/877,0 m. Nik. //, zväčš. 253x.
Fig. 9. Sphalerite with chalcopyrite inclusions in the shape of tears and small "flows", galenite and pyrite also present. Polished specimen, R-11 drilling, 877.0 m, parallel nicols, magn. x253.
Obr. 10. Analcím. Výbrus, R-1/60,3 m. Nik. X, zväčš. 44x.
Fig. 10. Analcime. Thin section, R-1 drilling, 60.3 m, crossed nicols, magn. x44.

časť flogopitu mohla vzniknúť pri termickej rekryštalizácii dolomitov s obsahom ílových minerálov ...". Najčastejšie formy výskytu flygopitu ukazuje obr. 4 a 5.

Chryzotil. Je podstatným serpentínovým minerálom sledovanej oblasti. Vzniká najmä masovou premenou forsteritových skarnov. Vo vrte R-3 tvoril zelenožlté zhluky vzniknuté premenou olivínu. Po rozpustení vápenatej zložky sa ukázala prítomnosť podstatného chryzotilu, určeného najmä na základe DTA. Tá ukazuje výraznú endotermu s maximom pri 690 °C (mierne klesajúcu, strmo stúpajúcu) a výraznú strmú exotermu s maximom pri 840 °C. Slabá endoterma je pri 160 °C a exoterma pri 350 °C. Podľa mikroskopických pozorovaní ide o jednoklonný klinochryzotil. Chryzotil z horečnatých skarnov R-6/999,5 sa vyznačuje týmito rtg charakteristikami: 7,278(10); 4,566(3); 3,642(9); 2,444(8); 2,284(1); 2,086(2); 1,741(2); 1,536(5) Å. Na DTA krivke je to endoterma s maximom pri 710 a exoterma pri 820 °C.

Mastenec. Vyskytoval sa v Mg-skarnoch vrtu R-4. Raz preniká magnetitový skarn dolomitom a na jeho úkor vzniknutým mastencom (rtg+DTA), inokedy zrudnenie sprevádza biela nerudná masa z anhydritu, kalcitu a mastenca (rtg+DTA). V žilno-metasomatickom zrudnení vrtu R-2 tvoril vejárovité zhluky. Na rtg sa prejavil pri 3,129 Å. V podobnej pozícii v dolomite vrtu R-3 bol na žilke podstatný napučiavajúci chlorit, nepatrne normálny. Po vypálení pri 550 °C/3 hod. sa objavuje reflex 9,290 Å, patriaci mastencu a pri 10,048 Å sericitu (tomu aj d_{060} = 1,496 Å).

Minerály Ca-skarnov

Wollastonit. Vo vrte R-3 tvorí trsy podobné tremolitu, ktorý však šikmo zháša. Je často kalcitizovaný. Popri wollastonite (výrazný reflex 2,974 Å) sa prejavil flogopit s nulovým uhlom optických osí (reflex 9,958 Å). Treba podotknúť, že wollastonit sa prejavuje iba jedným výraznejším reflexom, ostatné (slabšie) sa v zmesi s flogopitom neprejavili. V inej vzorke serpentínovo-chloritová asociácia preráža cez vápenec v podobe žiliek, do vápenca preniká wollastonit (slabý reflex 2,970 Å) vyznačujúci sa Chz- a lištovitou stavbou, do stredu žilky sericit s reflexom pri 10,094, d_{060} = 1,495 Å. Samostatné žilky tvorí chlorit pennín.

Granáty. Hnedý andradit z vrtu R-5 bol vyvinutý v endoskarne granodioritového porfyritu. Jeho rtg charakteristiky sú: 4,238(1); 3,121(2); 3,037(4); 2,652(10); 2,460(4); 2,355(2); 2,199(2); 1,956(3); 1,902(1); 1,731(2); 1,663(2); 1,609(4); 1,563(3) Å. Je to zrnitý izotropný granát, v dutinkách niekedy v hypidioblastickom vývoji, keď je anizotropný. Po puklinkách v granáte preniká magnetit a vchádza do výplne dutiniek. Zmes andraditu a grossuláru z vrtu R-16: 3,025(ad); 2,959(gs); 2,756(ad); 2,651(gs); 2,604; 2,468(ad); 1,629(ad); 1,585(gs) Å. Grossulár je svetlejší (svetlohnedý, ružovkavohnedý), kým andraditové skarny sú tmavohnedé.

Biotit. Od flogopitu sa dal odlíšiť len mikroskopicky, a to podľa výraznejšieho pleochroizmu a indexu lomu. Navyše vystupuje v iných asociáciách: flogopit sa viaže na Mg-skarny, biotit na endoskarny a Ca-skarny. Jeho výskyty neumožňovali vyseparovanie a ďalšiu analýzu, a to rtg ani DTA. Z vrtu R-6 uvádzame prípad, že je v andezitoch na styku s granodioritovým porfyritom intenzívna silicifikácia, prejavy metasomatického vzniku biotitu. Popri biotite môže pri K-metasomatóze vznikať aj dra- selný živec (R-1).

Margarit. R-1/721,5 navŕtal styk granodioritového porfyritu s piesčitými ílovitými sedimentmi (vrchný trias) s anhydritom. Hornina sivej až tmavosivej farby s bielym anhydritom a kalcitom obsahovala tabuľky nedokonale vykryštalizovaného materiálu sivej interferenčnej farby. Tabuľkovité prierezy (drúzy) sú vyvinuté najmä v dutinách, ktorých stred vypĺňa kalcit alebo anhydrit. Tieto prierezy nejavia nijaký pleochroizmus, sú svetlohnedé pigmentované, naproti tomu lištovité prierezy sa vyznačujú pleochroizmom obdobným biotitu. Jemne trsovité prierezy sa zvyčajne vyznačujú slabým až nijakým pleochroizmom. Miestami vznikajú opakové zhluky, sčasti tvorené leukoxénom. Lístočkovité prierezy s pomerne silným pleochroizmom majú dvojlom asi ako biotit. Na rtg zázname sa popri margarite prejavil antigorit a anhydrit: 9,408(4, m); 7,138(4, at); 5,753(1); 4,529(2, m); 3,612(2, at); 3,529(1, m); 3,479(5, ah); 3,200(10, m); 3,021(1); 2,936(3); 2,834(1, ah); 2,743(1, m); 2,654(3, m); 2,592(1, at); 2,510(2, m); 2,465(2, m); 2,378(1, at); 2,323(1, ah); 2,195(2, ah); 2,143(1, m); 2,002(1, ah); 1,916(3, m); 1,810(2, ah); 1,746(2, ah); 1,618(2, ah); 1,604(2, m) Å. Najvýraznejší je reflex 3,200 Å, charakteristický pre margarit.

Tremolit. Vo vrte R-2/869,5 je tremolit popri chlorite hlavným komponentom: 13,810(6); 9,869(8); 7,025(3); 4,632(2); 3,607(2); 3,336(4); 3,213(5); 2,978(10); 2,940(10); 2,685(2); 2,549(4); 2,513(5); 2,289(2); 2,122(3); 2,002(3); 1,824(3); 1,746(3); 1,622(3); 1,560(3); 1,531(2); 1,420(3) A. Podobný tremolit s reflexom 9,5 A a intenzitou 7 uvádza Assuncao a Garrido (1953). Pri štúdiu tremolitov sa zistilo, že dosahujú dĺžku vlákna 0,4 mm a majú uhol zhášania 17 - 20°. Prítomný je kremeň, granát (ten tvorí výplň dutín v tremolite).

Aktinolit. Podstatnú časť študovaných vzoriek z vrtu R-2 s tremolitom tvorí asociácia epidot-diopsid-flogopit (?) - chlorit-kalcit-kremeň. V jednej je prítomný aktinolit s plagioklasom a kremeňom. Aktinolit a granát vystupujú vo výplni dutín. Prítomný chlorit je na základe DTA najbližší klinochlóru. Aktinolit sa vyznačuje zeleným pleochroizmom v predozadnom smere a menším uhlom zhášania, ako má tremolit (15 - 17°).

Živce. Živce (okrem vyvretých hornín) sa v Zlatne vyskytujú zriedka. Plagioklasy sme identifikovali metódou symetrickej zóny. Vo vrte R-1/811,5 v skarne, tvorenom biotitom a tremolitom, sa vyskytoval albit, kremeň a chlorit a s chloritom aj anhydrit. V metráži 712,3 prítomný oligoklas frontálne zatláča epidot a kalcit. Oligoklas preniká spolu s kremeňom. Vo vrte R-18 v kontaktnom rohovci bol prítomný plagioklas oligoklas andezínového zloženia v asociácii s chloritom, hydrosľudou a kalcitom. V dutinke bolo možno pozorovať vznik izotropného granátu, epidotu (ten preniká aj po puklinkách), v strede dutinky kalcit a trochu kremeňa. Šmuhy tvorí hydromuskovit. Vo vrte R-10 bol oligoklas v dutinkách vo forsteritovom skarne. Rtg dáta aduláru z vrtu R-21 sú: 4,210; 3,847; 3,792; 3,647; 3,320 Å. Postavenie v sukcesii je dosť nejasné. Draselný živec predstavuje K-metasomatózu.

Antigorit. Pri vzorke z vrtu R-6 je prejavom naloženia Ca-skarnov na horečnaté, ide o nahradenie chryzotilu antigoritom. Rtg dáta sú: 7,184(9, ch, at); 4,719(1, at); 4,457(2,ch); 3,840(1, at, ca); 3,630(7, ch); 3,479(9, at); 3,009(10, ca); 2,841(2, at); 2,592(1, at); 2,494(2, ca); 2,453(1, ch); 2,325(1); 2,282(2, ca); 2,207(1, at); 2,092(3, ca); 1,910(4, ca); 1,870(3, ca); 1,817(1, at) Å. Ide tu o vláknitý azbest bielej až bledozelenej farby s dĺžkou vlákna až 4 cm. V mikroskope možno pozorovať od okrajov zatláčanie chryzotilu antigoritom. Na DT krivke sú pozorovateľné dve výrazné endotermy s maximom pri 690 a 830 °C. Pri 100 °C je slabá endoterma a pri 950 °C nevýrazná exoterma. Podľa DTG krivky v oblasti 800 - 830 °C ide o zdvojenú endotermu, pričom jedna patrí kalcitu a druhá antigoritu.

Epidotová skupina. Makroskopicky možno rozlíšiť žltozelený epidot, ktorý je najčastejší, a epidot v rôznych odtieňoch červenej farby (ružový,

sivočervený, dohneda). V žilnej štruktúre R-18 boli prítomné obidve variety. Minerály tejto skupiny sa vyznačujú silným svetelným lomom. Z nich zoisit má nižší dvojlom, zháša rovnobežne a niekedy je políčkovitý. Epidot má vyšší dvojlom, pri jednom nikole je žltý, so slabým pleochroizmom, Chm-, a to na rozdiel od klinozoisitu (Chm+), ktorý sa od zoisitu odlišuje tým, že v reze podľa plochy (010) zháša šikmo vzhľadom na štiepne trhliny. Zoisit je tu zriedkavejší, tvorí hrubšie zrnité zhluky ako okolná masa a možno pozorovať hypidioblastický vývoj. Vo vrte R-4 sa zistila väzba pyritu (liaty pyrit) na styku bieleho kryštalického vápenca a anhydritu (so slaboružovým až bledofialovým nádychom). Pyritové zrná a zhluky majú na báze klinozoisit (šikmé zhášanie, Chm+), ktorý tvorí idiomorfné stĺpčeky Ø do 3,9 mm. Prítomný je sericit i anhydrit.

Chlority. Prítomné sú pennínovo-leuchtenbergitové Mg-chlority (príp. klinochlór), najmä pri Mg-skarnoch, a Fe-chlority s modrozeleným pleochroizmom pri Ca-skarnoch ako staršie aj mladšie od polymetalickej etapy. Klinochlór z vrtu R-2 vznikal na úkor ílovitej zložky keuperu, ktorou je illit. Na DTA sú výrazné endotermy pri 660 a 860 °C a s nasledujúcou exotermou. Prítomná je aj slabá endoterma pri 140 °C a exoterma pyritu pri 480 °C.Býva zvyčajne napučiavajúci. Rtg: 14,164(10, ch); 9,869(6, hs); 9,251(6, tk); 7,047(3, ch); 4,982(1, hs); 4,739(2, ch); 3,533(2, ch); 3,311(2, hs); 3,116(2, tk); A. Glycerolovaná (48 hod.): 17,125(5, ch); 9,869(5, hs); 9,213(5, tk); 7,093(2, ch); 4,710(2, ch); 3,533(3, ch); 3,355(2, hs); 3,121(2); 3,116(2, tk) A.

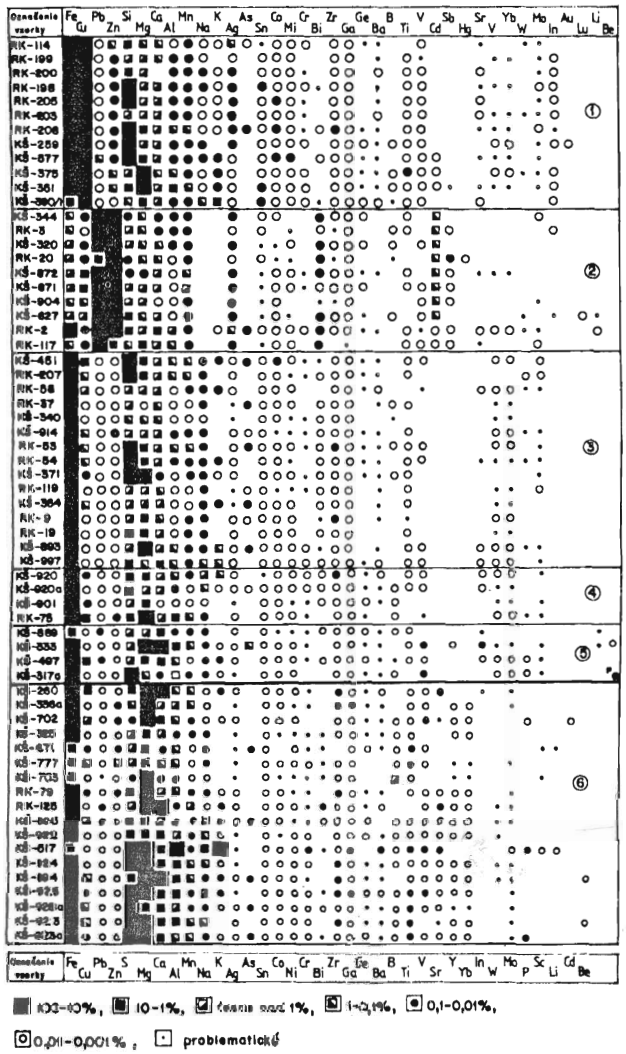
Minerály Cu-porfýrovej mineralizácie

Teplotu, pri ktorej vznikali porfýrové medené ložiská, uvádza Creasy (1966). Podľa neho silikátové premeny prebehli v rozpätí neskoromagmatického až včasnohydrotermálneho štádia, čo by v hĺbke 1 800 m zodpovedalo teplote 800 - 600 °C. Takúto teplotu možno predpokladať aj pri tvorbe skarnov. Skarny (ako aj zrudnenie s nimi spojené) totiž bývajú aj súčasťou porfýrových ložísk. Uvedená teplota K-metasomatózy ložiska Ajo sa dopĺňa údajom, že rudné minerály tu vznikali po začiatku propylitizácie, čo znamená pri teplote nižšej ako 600 °C, ale pri chýbaní argilizácie asi vyššej ako 480 °C. Pri zrudnení sprevádzanom argilickými premenami (Bisbee), ako je montmorillonit a kaolinit, ktoré sú nestále pri teplote nad 400 °C, možno to pokladať za teplotné maximum ložiska. Lowell a Guilbert (1970) uvádzajú, že mineralizácia a premena (porfýrových rúd) naznačujú neskoromagmatický až mezotermálny teplotný rozsah. Žarikov (1965) uvádza, že podľa termometrických meraní a paragenézy sa ruda v skarnoch tvorí pri 250 - 300 až 500 °C. Eliáš (in Varček, 1973) uvádza z ložiska Banská Štiavnica nasledujúce rozpätia vzniku minerálov: pyrit 310 - 350 °C, kremeň 120 - 330 °C, sfalerit 80 - 330 °C, chalkopyrit 200 - 320 °C, galenit 80 (?) - 290 °C, karbonáty 40 - 110 °C, baryt 30 - 120 °C.

Na základe predstavy o porfýrovom zrudnení v Zlatne pokladáme aj magnetit a hematit, ktoré vznikali zväčša ešte v skarnovom štádiu (oxidickom), za súčasť porfýrových rúd. Napokon s magnetitom v sprievode sulfidickej mineralizácie sa tu dosť často, ale v menšom množstve stretávame aj v nadložnom súvrství permu, ako aj v andezitoch, ktoré neboli skarnizované. V každom prípade je však táto metalizácia spätá s blízkosťou telesa granodioritového porfyritu, na ktorý sa zrudnenie viaže.

Chalkopyrit (obr. 15). Popri pyrite je najhojnejším sulfidom v Zlatne. Značnú masu chalkopyritu vyprodukovala pyrotínová (obr. 4, 5), ale najmä polymetalická etapa (obr. 17, 18). Možno to vidieť aj z priloženej tabuľky SPA (tab. 2, skupina 1 v krúžku), pretože prvých deväť vzoriek reprezentuje chalkopyrit polymetalickej etapy, kým posledné tri patria pyrotínovej etape. Okrem najbohatšie zastúpených prvkov, ako je Cu, Fe, ktoré sa zúčastňujú na zložení chalkopyritu, je tu v desatinách až stotinách % prítomné Zn vchádzajú do zloženia sfaleritu, ktorý možno niekedy v chalkopyrite pozorovať vo forme fliačikov. Menej je zastúpené Pb, čo zodpovedá pozorovanému galenitu. Nasleduje Ag, ktoré patrí najskôr nejakému striebronosnému minerálu (argentit ?). Sn je vo všetkých vzorkách a môže patriť kassiteritu, ktorý sme pozorovali najmä v perme vrtu R-8, dosť často s turmalínovým sprievodom. Ide pravdepodobne o submikroskopické inklúzie týchto minerálov. Možno k nim ešte priradiť (?) molybdenit (Mo je takmer vo všetkých vzorkách). Zriedkavo sa

TAB. 2
Spektrálne analýzy rudných minerálov ložisko Zlatno
Results of spectral analysis of ore minerals, Zlatno deposit



vyskytujúci W môže byť súčasťou scheelitu. Ako zriedkavý ho uvádzajú v šlichoch Petr et al. (1984), ktorí ako Bi minerál uvádzajú bizmutín. Posledné tri uvedené minerály sme vo vrtnom materiáli nenašli. Co, Ni a V sa v porfýrových Cu-ložiskách vyskytujú vždy, kým As, Bi a In sa viažu na Cu-zónu.

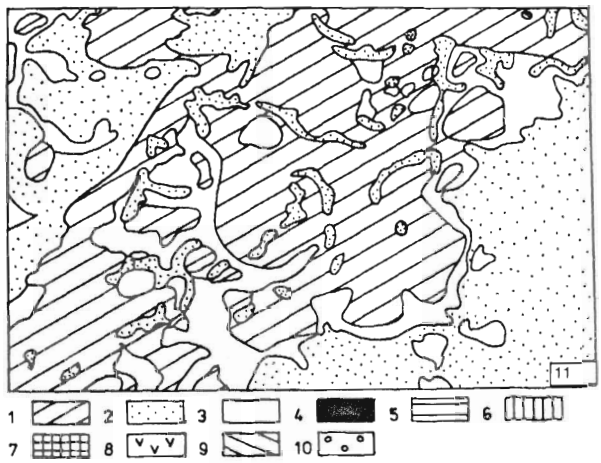
Z porovnania so zložením chalkopyritu zo žily Terézia a Rozália (Koděra, 1956, 1959) vyplýva značne vyššie zastúpenie prvkov v chalkopyrite zo Zlatna. Tu pravidelne prítomné Co, Ni a Sn v chalkopyrite spomenutých žíl úplne chýbajú. Aj Mo je v dvoch vzorkách z Rozálie, ako aj Co problematické. Pravidelnou prítomnosťou In v Zlatne by skôr gravitovalo k žile Rozália ako k žile Terézia (lebo Rozália je vyššie termálna a ide o Cu-zónu). In je pre chalkopyrit Zlatna typické, lebo chýba v ostatných mineráloch, ako je pyrit, pyrotín a hematit. Pri magnetitoch iba jedna vzorka obsahuje In a pri galenitoch - sfaleritoch iba dve.

Galenit a sfalerit (obr. 16, 17, 9). Tieto dva minerály sa spravidla intímne prerastajú, čo vyplýva aj z priložených SPA (skup. 2 v krúžku), keď väčšina z nich vykazuje prítomnosť Pb a Zn nad 10 %. Väčšina vzoriek je z vonkajšej, ako aj prechodnej zóny, len ojedinele z vnútornej. V chemizme tejto skupiny nevidieť rozdiely medzi touto mineralizáciou v skarnoch (teda polymetalickej etapy) a mineralizáciou v žilných štruktúrach (R-18). V porovnaní so žilou Terézia a Rozália možno konštatovať, že zastúpením Bi, Co a Ni sú bližšie žile Rozália, kým Hg, typické pre nízkotermálne sfalerity, sa v našich vzorkách vyskytuje len v jednom prípade. Podobne Sn, typický pre vyššie termálne sfalerity, je u nás pravidelnou prímesou. V porovnaní s Cu-porfýrovými ložiskami možno podľa Jeromea (1966, s. 82) na základe kvantitatívneho zastúpenia Sb, As, Bi a Te rozlíšiť vonkajšiu a vnútornú zónu. Väčšie množstvo Bi a Sb je vo vonkajšej zóne, čo zodpovedá predmetným vzorkám. Podobná je situácia s Cd.

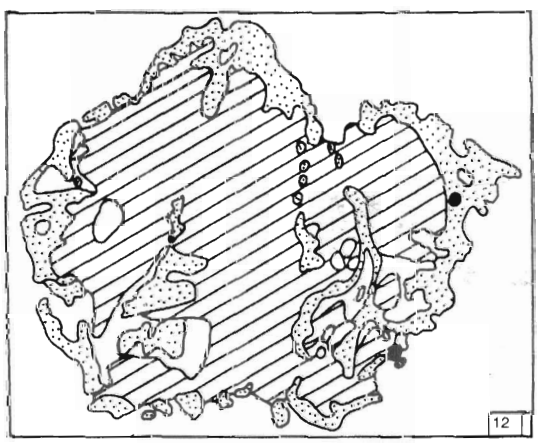
Pyrit (3, obr. 8, 11, 12, 13). Vzorky sú prevažne z prechodnej (pyritovej) zóny, pričom možno pozorovať prechod medzi centrálnou a vonkajšou zónou. Oproti vonkajšej zóne chýba v pyrite Sb a Hg, ale najmä Cd. Oproti Cu-zóne je pozoruhodné chýbanie In. Zo všetkých analyzovaných vzoriek obsahuje pyrit najčastejšie a najviac As, ktorý sa môže viazať na arzenopyrit, zistený v niektorých prípadoch. Co, Ni a As však môžu byť vo forme izomorfnej prímesi, kým Cu, Pb a Zn sa viažu na príme chalkopyritu, galenitu a sfaleritu. Z ostatných vlastností pyritu možno uviesť zlú leštiteľnosť.

Pyrotín (4, obr. 7, 14). Cu, Pb a Zn možno zrejme prisúdiť prítomnému chalkopyritu, galenitu, sfaleritu, kým Ni a Co môžu patriť pentlanditu (?). Podobne možno Sn pripísať kassiteritu, Bi bizmutínu. Ga a Ge sa môžu zúčastňovať na zložení sfaleritu.

Hematit (5). Len vzorka KŠ-333 patrí k Mg-skarnom, ostatné tri patria k Ca-skarnom. Už aj to naznačuje, že sa s hematitom možno stretnúť



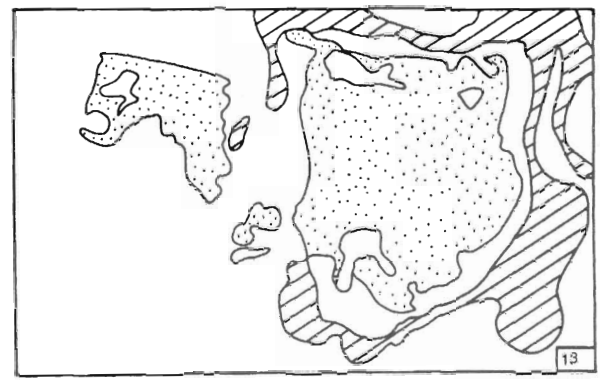
Obr. 11. Prenikanie pyritu po styku magnetitových zŕn. Nábrus, R-4/1000,6 m, zväčš. 62x. 1 - magnetit, 2 - pyrit, 3 - nerudný minerál (neurčovaný), 4 - chalkopyrit, 5 - sfalerit, 6 - galenit, 7 - bornit, 8 - tennantit, 9 - hematit, 10 - pyrotín.
Fig. 11. Intrusion of pyrite along the contact of magnetite grains. Polished specimen, R-4 drilling, 1,000.6 m, magn. x62. 1 - magnetite, 2 - pyrite, 3 - gangue mineral (undetermined), 4 - chalcopyrite, 5 - sphalerite, 6 - galenite, 7 - bornite, 8 - tennantite, 9 - hematite, 10 - pyrrhotite.



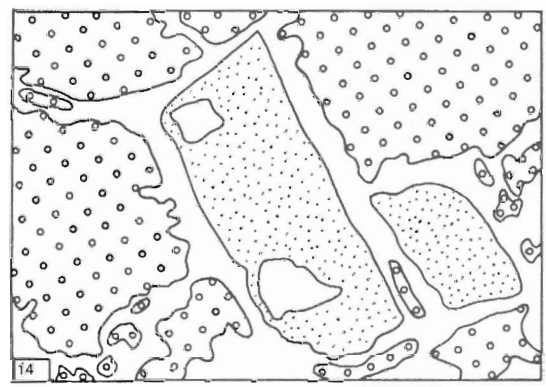
Obr. 12. Zatláčanie magnetitu pyritom od obvodu a po puklinkách. R-4/1176,6 m. Nábrus, zväčš. 62x.
Fig. 12. Substitution of magnetite by pyrite along the rim and fissures. R-4 drilling, 1, 176.6 m, polished specimen, magn. x62.

zväčša v asociácii s polymetalickou etapou. Iba pri tejto skupine sa vyskytuje P, ktorý najskôr vchádza do zloženia apatitu. Býva v endoskarnoch granodioritového porfyritu (napr. R-1). Vanád môže zastupovať Fe, kým Sr K vo flogopite (biotite).

Magnetit (6, obr. 3, 6). V chemickom zložení magnetitu (príslušné prvky sú uvedené pod touto skupinou) možno pritomné Ti, ako aj chróm (chrómmagnetit), príp. Mg a Al prisúdiť titanomagnetitu. Vyšší obsah B vo vz. KŠ-703 môže súvisieť



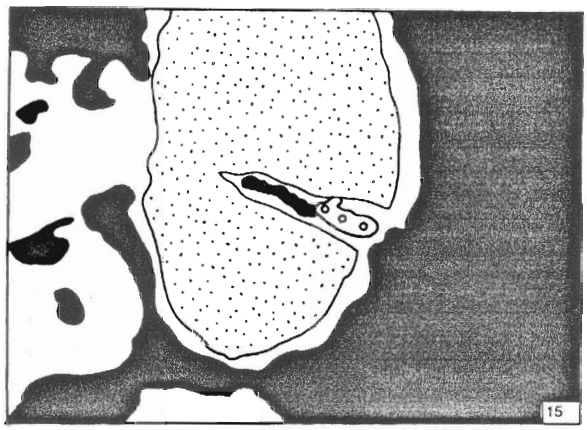
Obr. 13. Pyrit vchádzajúci do výplne dutín, na ktorých obvode tvorí lemy magnetit. Pyritová etapa. R-4/1250,9 m. Nábrus, zväčš. 99x.
Fig. 13. Pyrite intruding cavity filling with magnetite rims. Pyrite stage, R-4 drilling, 1, 250.9 m, polished specimen, magn. x99.



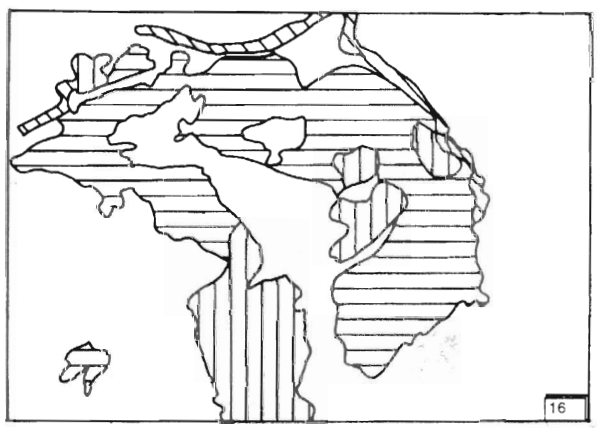
Obr. 14. Uzavrenina pyritu v pyrotíne, ktorý v sprievode nerudného minerálu preniká puklinkou v pyrite. R-11/59,7 m. Nábrus, zväčš. 62x.
Fig. 14. Pyrite inclusion in pyrrhotite piercing together with gangue mineral fissure in pyrite. R-11 drilling, 59.7 m, polished specimen, magn. x62.

s jeho obsahom v pôvodnom sedimente. Vyšší obsah Cu sa viaže na chalkopyrit. Podobne sa na heterogénne (rudné alebo nerudné) prímesi viažu aj iné prvky. Tak je tu As a Zr. V môže zastupovať Fe. Prvky, ako je Cd, Sb a Hg, sú asi sprievodom polymetalickej etapy (jej minerálov).

Záverom k chemizmu uvádzame pomery na typických porfýrových Cu-ložiskách (Jerome, 1966): Prvky, ako je Co, Mo, Ni, Sn a V, sa uvádzajú so širokým rozpätím výskytu, v Cu-zóne sa vyskytuje najmä As, Bi, Co, Se, Te, In, potom je Mo-zóna s Re, Au-zóna (Sb, As, Bi), Ag-zóna (Sb, As, Bi), Pb-zóna (Sb, As, Bi, Te), Zn-zóna (Cd, Ga, Ge, In, Ti). V našom prípade bola vyčlenená zonalita (obr. 1, 2) na základe hlavných prvkov (čo podoprel výpočet podľa metódy frekvencie hlavných rud-

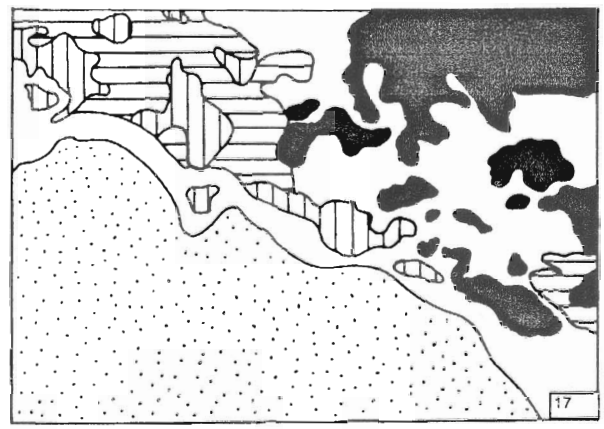


Obr. 15. Žilka pyrotínu a chalkopyritu v pyrite. R-25/781,5 m. Nábrus, zväčš. 99x.
Fig. 15. Veinlet of pyrrhotite and chalcopyrite in pyrite. R-25 drilling, 781.5 m, polished specimen, magn. x99.

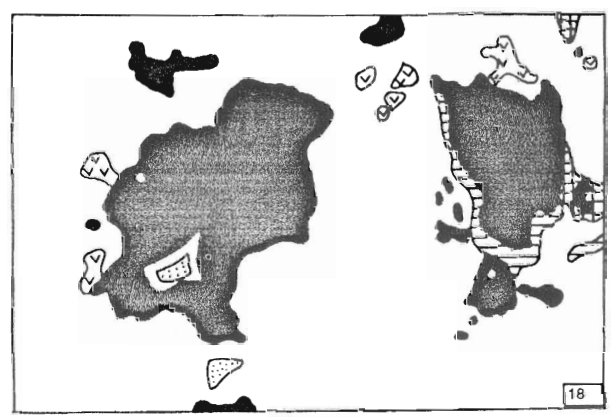


Obr. 16. Hematit na obvode dutiny, v strede sfalerit s galenitom. R-8/883,5 m. Nábrus, zväčš. 62x.
Fig. 16. Hematite along the cavity rim, sphalerite and galenite in the center. R-8 drilling, 883.5 m, polished specimen, magn. x62.

ných minerálov). Členenie podradných prvkov vyplýva z uvedeného, pričom v našom prípade je vo všetkých vzorkách prítomné Sn, ktoré má široký rozsah. Co chýba len v dvoch vzorkách (2 a 6), Ni v dvoch vzorkách galenitu-sfaleritu, Ga je prítomné vo všetkých vzorkách, v sulfidoch a hematite v tisícinách %, v magnetite v tisícinách až stotinách %. Zr chýba len v jednom galenite a magnetite. Veľmi často sa vyskytuje aj Ti. Mo je prítomné vo všetkých chalkopyritoch. V galenitoch-sfaleritoch je Mo zriedkavý. In sa viaže na chalkopyrity (len v dvoch chýba). Spätosť In s tmavšími sfaleritmi nepozorovať. Najvyšší obsah Ga sa viaže na skup. 2 (ide o väzbu na galenit).



Obr. 17. Lemy galenitu, sfaleritu a chalkopyritu na pyrite. Galenit a chalkopyrit (mimo záber) aj na puklinke v pyrite. R-10/1459,0 m. Nábrus, zväčš. 161x.
Fig. 17. Rims of galenite, sphalerite and chalcopyrite on pyrite grain. Galenite and chalcopyrite (out of picture) occur also on fissure in pyrite. R-10 drilling, 1,459.0 m, polished specimen, magn. x161.



Obr. 18. Relikt pyritu s nerudným minerálom v chalkopyrite. Zatláčanie chalkopyritu sfaleritom, bornitom, tennantitom; bornitu tennantitom. R-4/938,5 m. Nábrus, zväčš. 62x.
Fig. 18. Relic pyrite with gangue mineral in chalcopyrite. Substitution of chalcopyrite by sphalerite, bornite and tennantite, substitution of bornite by tennantite. R-4 drilling, 938.5 m, polished specimen, magn. x62.

Ostatné minerály zrudňovacieho procesu sa vyskytovali v množstve nepostačujúcom na separáciu, a preto sa identifikovali len opticky a diagnostickými činidlami. Uvádzame ich v poradí podľa dôležitosti zastúpenia: bornit, arzenopyrit, tennantit, kassiterit, chalkozín, lepidokrokit (Rtg), argentit (?).

Minerály hydrotermálnych premien

Identifikovali sme ich na základe Rtg+DTA v kombinácii s mikroskopickým štúdiom a pri kar-

bonátoch sme používali farbiace skúšky. Ide o sericit, kaolinit, montmorillonit, anhydrit a sadrovec, z karbonátov o kalcit, dolomit, ankerit, siderit, magnezit, ďalej o kremeň, fluorit, zeolity: analcím (obr. 10), chabazit, natrolit, heulandit, desmín, laumontit (leonhardit).

Dôvody umožňujúce začleniť Zlatno do typu porfýrových medených ložísk

Lowell a Guilbert (1970) definovali kritériá, podľa ktorých možno ložisko zaradiť dotypu porfýrových Cu-rúd. Typické porfýrové ložisko medi sa podľa týchto autorov vyznačuje nasledujúcimi charakteristikami:

1. Hostiteľská hornina je skôr štokom ako dajkou. V Zlatne je mineralizácia spätá s vertikálne prebiehajúcim telesom granodioritového porfyritu (štokovitého tvaru).

2. Rudné teleso je oválneho tvaru, v Zlatne (na obr. 1 sú rudné polohy v Cu-zóne vyznačené čiernou farbou) majú rudné polohy asi 500 x 600 m a sú prstovite na seba poukladané. Sillitoe, Halls a Grant (1975) uvádzajú podobné rozmery štokov (1 - 2 km), kým Lowell a Guilbert 1,2 x 1,8 km.

3. V typickom porfýrovom ložisku Cu je 70 % zrudnenia vo vyvretých hostiteľských horninách a 30 % v predrudných (obklopujúcich). Podľa frekvencie rudných minerálov v Zlatne je to 30 % v endoskarne granodioritového porfyritu a 70 % v obklopujúcich horninách (exoskarne).

4. Priemerný obsah hypogénnej medi je podľa Lowella a Guilberta (l. c.) 0,45 %, kým v Zlatne je to 0,34 %, najvyšší do 4,5 % Cu (Burian et al., 1985).

5. Podľa frekvencie rudných minerálov sme vyčlenili zóny, a to od stredu po obvod (obr. 1, 2): chalkopyritovú, pyritovú, galenitovo-sfaleritovú (Pb-Zn zóna), ktorá je vonkajšia. Podobnú zonalitu uvádzajú aj citovaní autori.

6. Mineralizačnú zonalitu sprevádzajú aj zodpovedajúce zóny premeny, ktoré sú v Zlatne v dôsledku prekrývania sa s premenami skarnového štádia dosť ťažko rozlíšiteľné. Po hlbšom vniknutí do problematiky však možno stanoviť, že zóna K-metasomatózy sa približne kryje s chalkopyritovou zónou. Na styku chalkopyritovej a pyritovej zóny možno pozorovať zónu sericitickej premeny, ktorá je pomerne úzka. Smerom von možno pozorovať premeny označované ako propylitické premeny sensu lato (z nerudných minerálov je to najmä epidot, chlorit, tremolit, kremeň, karbonát, menej serpentín a anhydrit), ktoré zahŕňajú aj zeolitizáciu a argilizáciu. Tie zasahujú až po vonkajšiu Pb-Zn zónu, kým v nej pozorujeme propylitické premeny sensu stricto. Podobná zonalita sa uvádza aj z ložísk porfýrových Cu-rúd.

7. Ďalšou typickou črtou a kritériom podľa uvedených autorov sú štrukturálne faktory. Patrí medzi ne impregnačná mineralizácia v jadre (centrálnej zóne) s mikrožilkami, žilky, žily až žilné štruktúry vo vonkajšej zóne. Tieto štrukturálne faktory sa v Zlatne prejavujú veľmi výrazne. Je to v prvom rade štádium prikontaktného vylúhovania (termín Koržinského, 1955), ktoré sa v pyritovej etape prejavilo impregnáciami chalkopyritu v desatinách až stotinách mm, v pyrotínovej etape sú to impregnácie od mm až do 2 cm, kým v polymetalickej etape môžu akumulácie chalkopyritu dosahovať veľkosť až do 5 cm. V polymetalickej etape v centrálnej zóne je častý žilníkový vývoj so žilkami s Ø do 5 mm. V pyritovej zóne sú to mocnejšie žilky (2,5 - 100 cm). Vo vonkajšej zóne sú žily a žilné štruktúry v karbonátovom prostredí. V pyritovej zóne sa na styku s vonkajšou zónou zastihla žilná štruktúra vo vrte R-18 s intenzívnou mineralizáciou (najmä masívny sfalerit, ale aj galenit a chalkopyrit).

Na základe týchto charakteristík možno ložisko Zlatno dosť spoľahlivo zaradiť medzi ložiská porfýrových medených rúd, hoci sa nejedná o typické porfýrové ložisko.

Záver

Ložisko Zlatno bolo prvé v stredoslovenských neovulkanitoch označené (Kúšik, 1979) ako ložisko porfýrových medených rúd. Burian (1981) ho volá skarnovo-porfýrovým a uvádza jeho zásobu rudy 66,359 mil. t, z čoho vyplýva 182,6 tis. t medi. Z kritérií pre porfýrové ložiská medi spĺňa všetky podstatné, okrem prítomnosti molybdenitu. Ten však vystupuje v inom území, a to pri obci Prochot, odkiaľ ho opísali (Valach a Kúšik, 1974) v asociácii s minerálmi, ako je pyrit, pyrotín, chalkopyrit atď., ktoré tu vystupujú v žilníkovo-impregnačnej forme. Molybdenit sa bezprostredne viaže na prítomnosť fluoritu, ktorý sa v Zlatne

našiel vo vrte R-2 v súvislosti so žilnou štruktúrou.

Pokým ide o vzťah zrudnenia v Zlatne k ostatnej mineralizácii štiavnicko-hodrušského revíru, možno konštatovať istú paralelu medzi zrudnením v dolomitoch stredného triasu, ako je napr. žilná štruktúra vo vrte R-2, žilno-metasomatické zrudnenie R-10 (teda mineralizácia vo vonkajšej zóne) so žilno-metasomatickým zrudnením štiavnického rudného revíru (Koděra, 1965). Ostatná mineralizácia Zlatna je podľa asociácie nerudných minerálov vyššie termálna od žilného hydrotermálneho zrudnenia (v porovnaní s teplotou, ktorú uvádza Eliáš in Varček, 1973). Naproti tomu skarnové zrudnenie viažúce sa na granodiority a diority štiavnického ostrova je totožné (pozri Zábranský, 1976), odlišnosti sú tu len v charaktere samotnej intrúzie, a to nielen pokiaľ ide o jej zloženie, ale aj tektonický režim, ktorý umožnil vývoj tých štruktúr, ktoré tu možno pozorovať, na čom sa zrejme zúčastňovala aj celková stavba tohto územia (Kúšik, 1985). Vychádzame tu z poznatkov získaných štúdiom klasických porfýrových Cu-rúd, ktoré uvádza Titley a Hicks (1966; pozri najmä Schmitt, ibid.).

Poďakovanie. Ďakujem prof. RNDr. M. Koděrovi, CSc., za cenné rady a pripomienky, ako aj za podnet napísať tento článok. Súčasne ďakujem svojej dcére RNDr. S. Kúšikovej za sprostredkovanie pri zhotovovaní pozitívov mikrofotografií.

Literatúra

Burian, J. 1981: Nové výsledky geologického prieskumu v Štiavnických vrchoch. IV. slov. geol. konf., *Bratislava, 4, 197 - 201.*

Burian, J., Smolka, J. & Kámen, M. 1981: Vývoj neogénneho magmatického komplexu v oblasti Zlatna a s ním spätej mineralizácie. *Mineralia slov., 13, 6, 489 - 508.*

Burian, J., Slavkay, M., Štohl, J. & Tözsér, J. 1985: Metalogenéza neovulkanitov Slovenska. *Bratislava, Alfa, 269.*

Creasey, S. C. 1966: Hydrotermal alteration *(in Titley and Hicks).*

Ivanova, V. P. 1961: Termogrammy mineralov. *Zap. Vsesojuz. mineral. Obšč. 90, 1.*

Jerome, S. E. 1966: Some features pertinent in exploration of porphyry copper deposits. In: *Titley & Hicks.*

Koděra, M. 1956: Paragenéza a chemizmus Terézia žily v Banskej Štiavnici. *Geol. Práce, Soš., 42, 5 - 110.*

Koděra, M. 1959: Paragenetický a geochemický výskum Rozália žily v Hodruši. *Geol. Práce, Soš., 54, 225 - 263.*

Koděra, M. 1960: Predbežná správa o mineralogickom výskume skarnového ložiska Vyhne-Klokoč. *Manuskript - archív GO Banská Bystrica, 29.*

Koděra, M. 1965: Výskyt metasomatického zrudnenia v Banskej Štiavnici. *Geol. Práce, Zpr., 37, 135 - 144.*

Koržinskij, D. S. 1955: Očerk metasomatičeskich processov. In: Osnovnyje problemy v učenii o magmatogennych rudnych mestoroždenijach. *Moskva, Izd. Akad. Nauk, SSSR, 335 - 456.*

Kúšik, R. 1972: Mineralógia kontaktných metamorfitov štiavnického ostrova. *Mineralia slov., 4, 15, 173 - 191.*

Kúšik, R. 1979: Záverečná mineralogická správa z ložiska Zlatno-Cu. *Manuskript - Geofond Bratislava, 115.*

Kúšik, R. 1985: Stratifikácia sedimentárneho komplexu Zlatna v Štiavnických vrchoch. *Mineralia slov., 17, 2, 175 - 179.*

Lowell, J. D. & Guilbert, J. M. 1970: Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Econ. Geol., 65, 4, 373 - 408.*

Michejev, V. I. 1957: Rentgenometričeskij opredelitel' mineralov. *Gosgeoltechizdat. Moskva, 868.*

Petr, K., Smolka, J., Daubner, J. 1984: Prejavy medňato-porfýrového ložiska Zlatno v šlichovej prospekcii. *Mineralia slov., 16, 541 - 553.*

Rozložník, L. & Zábranský, F. 1971: O výskyte žilníkovo-impregnačného zrudnenia medzi obcami B. Hodruša, Vysoká a Uhliská. *Mineralia slov., 3, 10, 85 - 94.*

Schmitt, H. A. 1966: The porphyry copper deposits in their regional setting. In: *Titley & Hicks, 17 - 34.*

Sillitoe, R. H., Halls, C. & Grant, J. N. 1975: Porphyry tin deposits in Bolivia. *Econ. Geol., 70, 913 - 927.*

Titley, S. R. & Hicks, C. L. 1966: Geology of the porphyry copper deposits southwestern Nort America. The university of Arizona Press. *Tucson, Arizona, 287.*

Valach, J. & Kúšik, R. 1974: Asociácia molybdenitu a fluoritu v neovulkanitoch Vtáčnika. *Mineralia slov., 6, 75 - 78.*

Varček, C. 1973: Banská Štiavnica - mestoroždenije polimetaličeskich rud. Ekskurzija po mestoroždenijam poleznych iskopajemych Zapadnych Karpat. X kongres *KBGA, Bratislava.*

Zábranský, F. 1974: Výskyt flogopitu v skarnoch štiavnického ostrova. *Zbor. východoslov. múzea v Košiciach. XV AB, 169 - 174.*

Zábranský, F. 1976: Žilníkovo-impregnačné zrudnenie Cu - lokalita Zlatno. (Habilitačná práca.) *Manuskript - TU (VŠT) Košice.*

Žarikov, V. A. 1965: K razvitiju teorii procesov skarnoobrazovanija. *Geol. rud. Mestorožd. (Moskva), VII, 4.*

Mineralogy and genesis of the Zlatno copper porphyry deposit in the Štiavnické vrchy Mts.

The Zlatno porphyry copper deposit is situated in Central Slovakian young volcanite area and its orebodies occur in Upper Triassic (Keuper) sequences heavily altered to skarns mainly due to numerous sills produced by intrusion of granodiorite porphyrite.

Single orebodies also occur in granodiorite porphyrite as concentrations of endoskarns representing about 30 % of ore. However its majority is confined to the surrounding exoskarns (70 % of ore). Moreover, small amounts of ore are scattered in Permian cover sequences and higher andesite bodies or in Middle Triassic dolomite of the basement.

Mineral zoning in the Zlatno deposit allowed to distinguish a central (copper) zone, the transitional (pyrite) zone and the outer (galenite-sphalerite) zone. Chalcopyrite prevails over other minerals (galenite

sphalerite, pyrite, magnetite, hematite, pyrrhotite and bornite) in the central zone. Ore occurs as disseminated to stockwork concentration in which chalcopyrite fills up cavities or creates stockworks (R-25 drilling). Stockworks are mainly made by galenite and sphalerite. Pyrite prevails in the transitional zone composing here even veinlets up to centimeters thick till 1 m. Also galenite-sphalerite veinlets are present (R-23 drilling) or vein structure (R-18 drilling, 967 - 981,5 m) composed of massive sphalerite, galenite and less chalcopyrite. The enclosing rock is garnetiferous skarn epidotized before the ore precipitation. In the outer galenite-sphalerite zone is the ore more scattered but a metasomatic to ore vein type developed within Middle Triassic dolomite, e. g. in the R-10 drilling (25 - 30 cm thick layers), to a lesser extent also in R-1 and R-4 drillings. A vein structure has been pearced in R-2 drilling also within Middle Triassic dolomite however but poor base metal ore is present.

The sulphidic ore precipitation in the deposit filling started by a pyrite stage and continued with a pyrrhotite one. Base metal ores represent the final stage. Before the sulphidic stage but also synchronously (as shown on the sucessive scheme) certain amounts of magnetite and hematite and rare lepidocrookite precipitated. On the base of recent knowledge the pyrite and pyrrhotite stages in magnesium-rich skarns developed from residual magmatic solutions. To the contrary, injection of new ore-bearing solutions was of great significance baside the residual magmatic solutions for the base metal stage preceded by very strong tectonic activity.

There are several indices for the indicated interpretation: Ores in veins and the vein-metasomatic ore in the external zone in Ladinian dolomite contain products of base-metal stage without any magnetite or pyrrhotite commonly present with this stage, namely magnetite in the central zone. This means that vein structures are connected with deep-seated faults and their presence is related with presumed intrusion in the depth from which also the injection of new solutions originated. Arguments for such interpretation is that ore in granodiorite porphyrite contains even in the external zone (R-10 drilling) magnetite and pyrrhotite. To the contrary, neither magnetite nor pyrrhotite are present in vein structures and vein-metasomatic ores. Hence the temperature of solutions derived from magma had to be higher than that of solutions ascending independently along tectonic fissures generating the ore veins. This explanation is correct also for higher frequency of magnetite occurrence in the central zone (Fig. 1) and its absence in vein structures.

Further significant feature for this explanation is the global structural arrangement of the ore deposit, namely the indicated fine fissuring (stockwork-disseminated ore) in the central zone, veinlets of centimeters up to meter thickness in the transitional (pyrite) zone and ore veins in the external zone. This all is in relation with the "aggressive" intrusion in the depth causing uparching of Mesozoic in the central part of the deposit. Hence the granodiorite porphyrite represents only a passive intrusion.

On the base of geochemical analysis of ore minerals one can deduce that the ore resulted from several processes contributing into its generation. Such feature is the contact metamorphism related with the intrusion of granodiorite porphyrite. Bodies of diorite and granodiorite with skarns are the representants of this proces in further parts of the Banská Štiavnica Ore Field. Another feature is the overall geological structure (Kúšik, 1985) which appeared in the structural pattern of the porphyry copper deposit. The last feature was the injection of ore-bearing solutions which must not have the same composition than the residual magmatic solutions. The general result is that skarn ores occur along contacts of granodiorite porphyrite whereas ores in vein structures or in vein-metasomatic orebodies of the external zone in dolomite are near or similar to vein ores or vein-to-metasomatic ores of the remaining Banská Štiavnica Ore Field.

RECENZIA

M. Grégerová & M. Suk: **Návrh na pojmenování a klasifikaci metamorfovaných hornin.** Nakl. GABRIEL, Matoušova 5, 150 00 Praha 5. Cena 30 Kčs.

Napriek tomu, že generácia starších českých a slovenských petrografov opätovne siaha po učebniciach či príručkách B. Hejtmana, stále používa Horninotvorné minerály (Hejtman and Konta, 1959) či Petrografické tabuľky (Ducek, Fediuk and Palivcová, 1962), obrovský nárast nových poznatkov a ich publikovanie si vynucujú, aby sa príležitostne zhrnuli a komentovali.

Autori recenzovanej publikácie, pedagógovia Masarykovej univerzity v Brne, priblížili našim petrografom (ale aj geológom, geochemikom či mineralógom) návrhy na pomenovanie a klasifikáciu metamorfovaných hornín, ktoré zverejnili mnohí naši aj zahraniční autori. Takýto prehľad je vhodným a vítaným zhodnotením situácie pred návrhom, na ktorom pracuje Komisia IUGS pod vedením prof. Schmitta už viac ako 10 rokov.

Príručka M. Grégerovej a M. Suka sa člení na 9 základných kapitol (1 - úvod, 2 - klasifikácia metamorfovaných hornín, 3 - petrochemické diagramy, 4 - petrogenetické klasifikácie, 5 -

princípy členenia metamorfovaných jednotiek, 6 - názvoslovie metamorfovaných hornín, 7 - prílohy, 8 - prehľad najdôležitejšej použitej literatúry, 9 - register najpoužívanejších názvov metamorfovaných hornín). Autori v nich prezentujú rozličné základné údaje, s ktorými sa stretávajú všetci geológovia venujúci sa štúdiu metamorfovaných hornín. Prehľad bude vhodnou príručkou najmä mladším kolegom, postgraduantom našich univerzít či študentom vysokých škôl.

Od recenzenta či recenzie sa všeobecne očakáva, že uvedie kvalifikovaný rozbor problematiky obsiahnutej v recenzovanej publikácii. Keďže v tomto prípade ide o prehľad problematiky prakticky bez možnosti striktne ju ohraničiť, svoje dojmy zhŕňam do nasledujúcich bodov.

- Aj v geologických vedách do vydavateľskej činnosti úspešne vstupujú aj naše súkromné vydavateľstvá, v tomto prípade GABRIEL.

- Vydanie príručky M. Grégerovej a M. Suka vypĺňa citeľnú medzeru v našej literatúre na danú tému. Aktuálnosť publikácie je nesporná.

- Napriek tomu, že typ, no najmä veľkosť písma publikácie sú dané spôsobom jej vytlačenia, odporúčam "štartujúcemu" vydavateľstvu použiť v pripravovaných publikáciách väčší typ písma. Podľa nás by ekonomickejšie "zalomenie" časti obrázkov viedlo k potrebnej úspore papiera.

- Vhodnosť použitia či vynechania toho či onoho obrázku a schémy sa hodnotí subjektívne, ale z pohľadu recenzenta pravdepodobne najväčšia podĺžnosť autorov tkvie v tom, že v zozname literatúry neuviedli všetky citácie prác, z ktorých čerpali. Tak potenciálni záujemcovia o následné použitie istého diagramu z recenzovanej publikácie nenájdu vždy odkaz, ale najmä citáciu príslušnej originálnej práce.

Zároveň odporúčam všetkým, pre ktorých sú metamorfované horniny objektom profesionálneho záujmu, aby si príručku M. Grégerovej a M. Suka zaobstarali.

D. Hovorka

Mineralia slovaca, 24 (1992), 83 - 98

Litogeochemická prospekcia Cu-porfýrového zrudnenia v Štiavnických vrchoch

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

(Doručené 28. 6. 1991, revidovaná verzia doručená 29. 7. 1991)

Lithogeochemical prospecting for porphyry copper mineralization in the Štiavnické vrchy Mts.

Application of lithogeochemical prospecting for porphyry copper mineralization is described and discussed in the article. At first, there are some remarks to alteration and mineralization zonality models, which are wellknown especially from American publications. Distinct geochemical zoning (enrichment and depletion of some major and trace elements), caused by origin of several alteration and mineralization zones around the porphyry copper deposit during its hydrothermal forming enables the effective use of lithogeochemical prospecting method.

Furthermore lithogeochemical prospecting results from three porphyry copper occurences located in the Štiavnické vrchy Mts. (Central Slovakian neovolcanic region) are presented. The alteration and mineralization (revealed also by boreholes) is connected with granodioritic intrusive bodies related to the formation of skarns. In the discussion of research results also the description of geochemical behaviour of several major and trace elements in the individual alteration and mineralization zones of quartz monzonite type porphyry copper deposit (Lowell-Guilbert model) is given.

Úvod

Litogeochemická prospekcia patrí medzi technicky nenáročné a pomerne lacné geochemické metódy vyhľadávania ložísk nerastných surovín so širokospektrálnym použitím.

Táto metóda umožňuje na základe odberu vzoriek hornín - podľa možnosti v rovnomernej sieti (hustota siete závisí od mierky vyhľadávacích prác) - charakterizovať primárnu distribúciu sledovaných prvkov. Keďže pre isté typy ložísk nerastných surovín sú charakteristické aj špecifické asociácie minerálov, a teda aj prvkov (primárne geochemické aureoly) v zonálnom usporiadaní (v horizontálnom aj vo vertikálnom smere), môže litogeochemická prospekcia výrazne pomôcť identifikovať tieto ložiskové objekty a v priaznivom prípade aj prognózne ich oceniť.

Medzi ložiská, pri ktorých vyhľadávaní sa okrem ďalších metód úspešne aplikuje litogeochemická prospekcia, patria aj Cu-porfýrové ložiská, najvýznamnejší zdroj medi vo svete.

V príspevku sa zaoberáme geochemickou distribúciou prvkov v objektoch s Cu-porfýrovou mineralizáciou, ktoré charakterizuje výrazná minerálna zonálnosť. Geochemickú distribúciu niektorých hlavných a stopových prvkov rozoberieme na niekoľkých objektoch s Cu-porfýrovou mineralizáciou v Štiavnických vrchoch a poznatky doplníme o niektoré údaje z literatúry, aby bol náš pohľad komplexnejší.

Modely zonálnosti premien a mineralizácie Cu-porfýrových ložísk

Cu-porfýrové ložiská z hľadiska minerálnej zonálnosti skúmalo mnoho autorov. Pokúšali sa objaviť zákonitosti v minerálnej zonálnosti najrôznejších ložísk Cu-porfýrového typu a niektorí sa pokúsili o syntézu študovaných zákonitostí v zovšeobecňujúcich modeloch. Treba si však uvedomiť, že modely vznikli na základe zovšeobecnenia a idealizácie poznatkov z viacerých ložísk. Ani jedno konkrétne ložisko zvyčajne nemá vyvinuté všetky charakteristické "modelové" fenomény, t. j. pri každom ložisku možno pozorovať aj isté špecifiká, odchýlky od modelu.

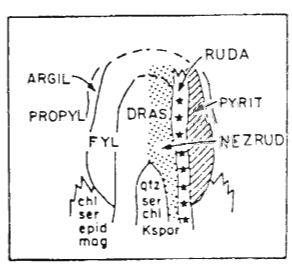
Rovnako dôležitý je aj fakt, že v Cu-porfýrových ložiskách sú v podstate dva typy zonálnosti. Je to zonalita premien (nerudných minerálov) a zonalita mineralizácie (rudných minerálov), pričom medzi obidvoma je čiastočná nezávislosť, podmienená rozličnými faktormi. Zrudnená zóna tak môže mať voči zónam premien rozličnú pozíciu.

Vznik zonálnosti premien a mineralizácie sa musí chápať ako proces vyvíjajúci a meniaci sa v čase a v priestore. Isté zákonitosti v distribúcii prvkov v jednotlivých premenených zónach sú ovplyvnené ich špecifickými geochemickými vlastnosťami, resp. správaním sa v jednotlivých etapách tvorby Cu-porfýrového ložiska a v jeho bezprostrednom okolí. Primárna zonálnosť a jej charakteristické minerálne asociácie sa vytvorili pod vplyvom meniacich sa P-T podmienok (asi na úrovni metamorfnej fácie zelených bridlíc). Zonálnosť ďalej ovplyvnili metasomatické procesy (nerovnaké správanie sa prvkov pri difúzii a filtračnom efekte). V konečnom štádiu chladnutia intrúzie a cirkulácie hydrotermálnych roztokov sa porušili stabilitné vzťahy v niektorých pôvodných minerálnych asociáciách. Pod vplyvom nových podmienok potom vznikli niektoré nové minerálne asociácie a naložili sa na pôvodné minerálne asociácie.

Zistilo sa, že zonálnosť Cu-porfýrových ložísk vo veľkej miere závisí od horninového typu intrúzie, okolitých hornín a od niektorých ďalších faktorov.

Beane & Titley (1981) uvádzajú štyri základné typy - modely Cu-porfýrových ložísk:

1. *Lowellov - Guilbertov model* prezentovali práce spomenutých autorov z roku 1970 a 1974. Pri zovšeobecňovaní zonality Cu-porfýrových ložísk sa opierali o výskumy Cu-porfýrového systému San Manuel Kalamazoo v Arizone a sú platné pre intrúzie porfýrov granodioritového až kremitomonzonitového zloženia (obr. 1). Ložiská tohto typu



Obr. 1. Vertikálny rez znázorňujúci vzťahy zonálnosti medzi hydrotermálnymi minerálnymi asociáciami v "typickom" Cu-porfýrovom ložisku (podľa Lowella & Guilberta, l. c.). Na ľavej strane sú asociácie silikátových minerálov - dras(ická), fyl(ická) argil(itická), propyl(itická). Na pravej strane sú sulfidické zóny - pyritová, rudná a nezrudnené jadro.

Fig. 1. Vertical cross section showing zonal relations among hydrothermal assemblages in a "typical" porphyry copper deposit (after Lowell and Guilbert, l. c.). Left side = silicate assemblages : potas(sic), phyl(lic), argil(lic), prop(yltic). Right side = sulfide zones : pyrite shell, ore shell, barren core.

môžu popri Cu ako dôležitú úžitkovú zložku obsahovať aj Mo.

2. *Kremitodioritový model.* V bázickejších kremitodioritových intrúziách je na rozdiel od predchádzajúceho modelu fylická premena vyvinutá len slabo, resp. úplne chýba, rovnako ako chýba aj zóna argilitizácie.

3. *Dioritový model.* Načrtol ho Hollister (1978) a vzťahuje sa na intrúzie Cu-porfýrov dioritového zloženia chudobné na kremeň, príp. s prechodom do syenitov. Veľmi sa podobá na kremitodioritový model.

Ložiská kremitodioritového a dioritového typu môžu popri Cu ako významnú úžitkovú zložku obsahovať aj Au.

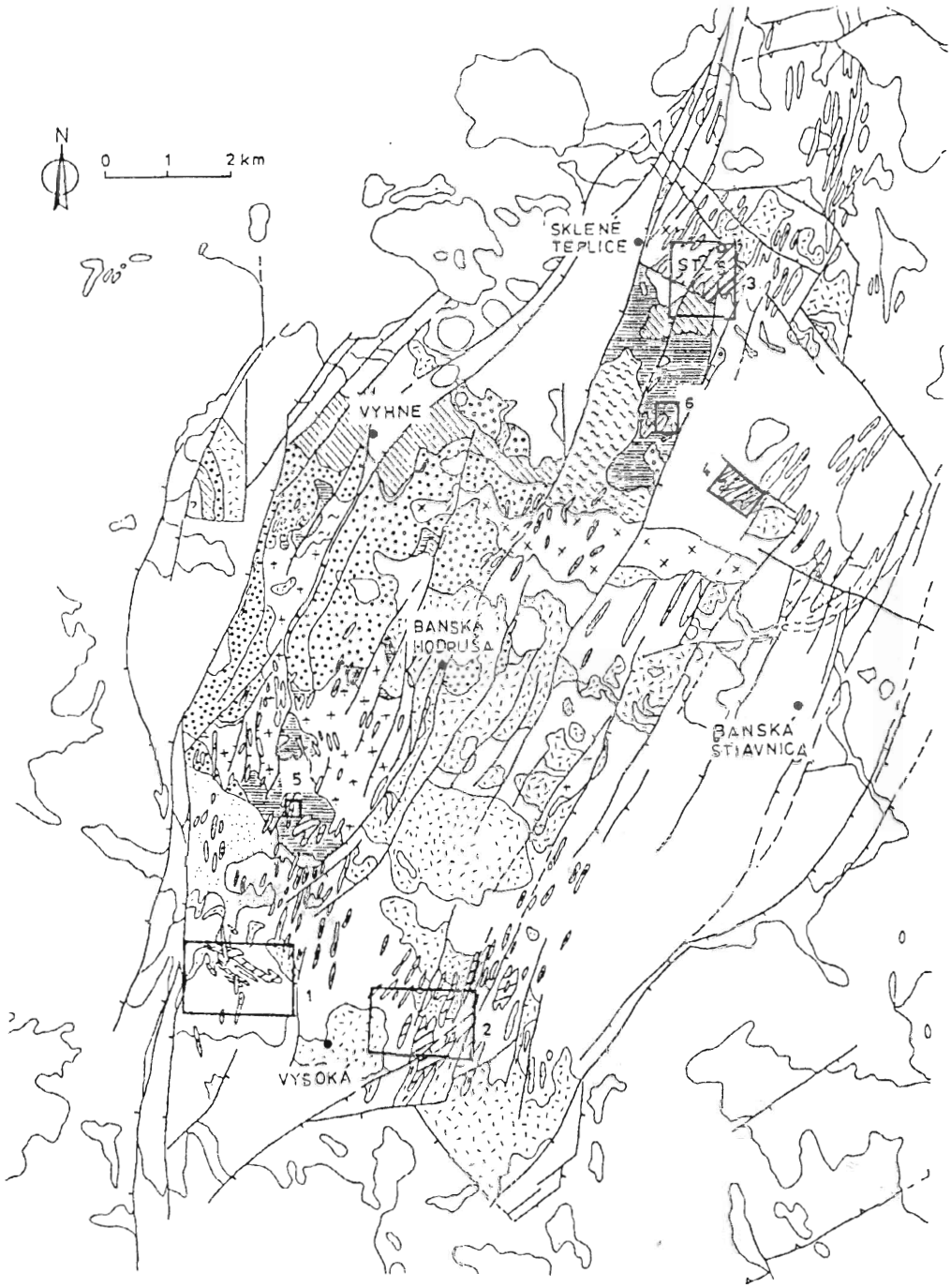
4. *Skarnový typ.* Najväčší kontrast v minerálnej asociácii premien medzi okolím a intrúziou je, keď okolitú horninu tvorí vápenec alebo dolomit. Výsledky výskumu tohto typu ložísk podáva napr. práca Einaudiho et al. (1981), ktorí sa zaoberali výskumom skarnov asociujúcich s Cu-porfýrovými ložiskami na JZ Severnej Ameriky.

V príspevku sa podrobnejšie zaoberáme distribúciou niektorých hlavných a stopových prvkov v objektoch s Cu-porfýrovým zrudnením viažúcim sa na granodioritové intrúzie (Lowellov-Guilbertov model s najkomplexnejšie vyvinutými minerálnymi asociáciami premien a ich zonalitou, obr. 1) v Štiavnických vrchoch.

Niektoré výsledky litogeochemickej prospekcie v Štiavnických vrchoch

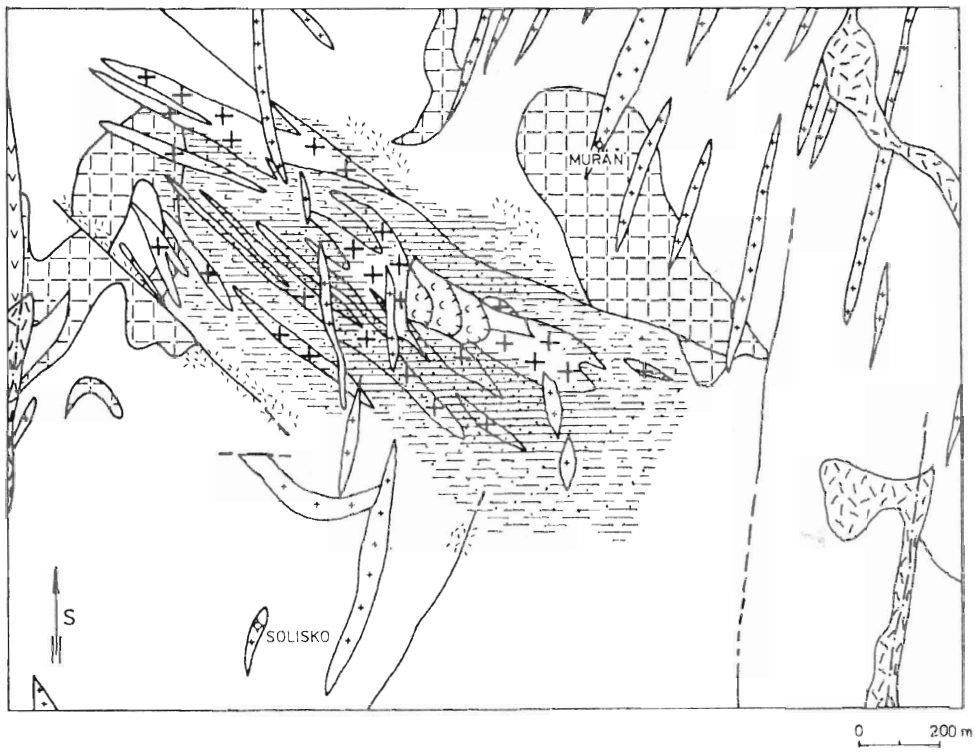
Podrobný výskum a prieskum centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu (oblasť hodrušsko-štiavnického hrastu), ktorý od roku 1986 vykonáva GÚDŠ a GP Spišská Nová Ves oblasť Banská Štiavnica v spolupráci s Geofyzikou Bratislava, zahŕňa komplex geofyzikálnych metodík, účelové geologické mapovanie, odber litogeochemických a pôdnych geochemických vzoriek v mierke 1:10 000, ako aj mineralogické štúdium intenzívnych hydrotermálnych premien a rudnej mineralizácie, príp. aj iné špeciálne metódy. Ich doterajšie výsledky popri známej lokalite Zlatno indikujú niekoľko ďalších lokalít s indíciami mineralizácie porfýrového typu (obr. 2).

V príspevku sa okrem Zlatna zaoberáme o dvoch



Obr. 2. Geologická schéma centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu s vyznačenými Cu-porfýrovými objektmi (geologická stavba podľa Lexu, Konečného in Štohl et al., 1990). 1 - diorit, 2a - granodiorit, 2b - granodioritové porfýry, 3 - kremitodioritové porfýry - a - silly, b - dajky, 4 - andezity, andezitové porfýry a ryolity, 5 - paleogénne konglomeráty, 6 - horniny chočského príkrovu - a - dolomity stredného triasu, b - pieskovce a kvarcity spodného triasu, c - pieskovce a bridlice mladšieho paleozoika, 7 - nečlenené mezozoikum série Veľkého boku, 8 - kryštalinikum, 9 - medenoporfýrové, resp. skarnovo-medenoporfýrové objekty (1 - Zlatno, 2 - Šementlov, 3 - Sklené Teplice-Vydričná dolina, 4 - Kozí potok, 5 - Medené, 6 - Handerlová), 10 - zlomy, 11 - lokalizácia vrtu ST-5.

Fig. 2. Geological scheme of central zone of Banská Štiavnica stratovolcano with porphyry copper occurences (geology after Lexa, Konečný in Štohl et al., 1990). 1 - diorites, 2a - granodiorites, 2b - granodiorite porphyries, 3 - quartz diorites - a - sills, b - dykes, 4 - andezites, andezite porphyries and rhyolites, 5 - paleogene conglomerates, 6 - rocks of Choč nappe - a - dolomites of Middle Triassic, b - sandstones and quartzites of Lower Triassic, c - sandstones and shales of Upper Paleozoic, 7 - Mesozoic of the Veľký Bok series, 8 - crystalline shists, 9 - porphyry copper occurences (1 - Zlatno, 2 - Šementlov, 3 - Sklené Teplice-Vydričná dolina, 4 - Kozí potok, 5 - Medené, 6 - Handerlová), 10 - faults, 11 - ST-5 borehole.



Obr. 3. Geologická mapa oblasti Zlatna (podľa Lexu, Konečného in Štohl et al., 1988). Vysvetlivky sú pri obr. 11.
Fig. 3. Geological map of the Zlatno area (after Lexa, Konečný in Štohl et al., 1988). Explanations are in fig. 11.

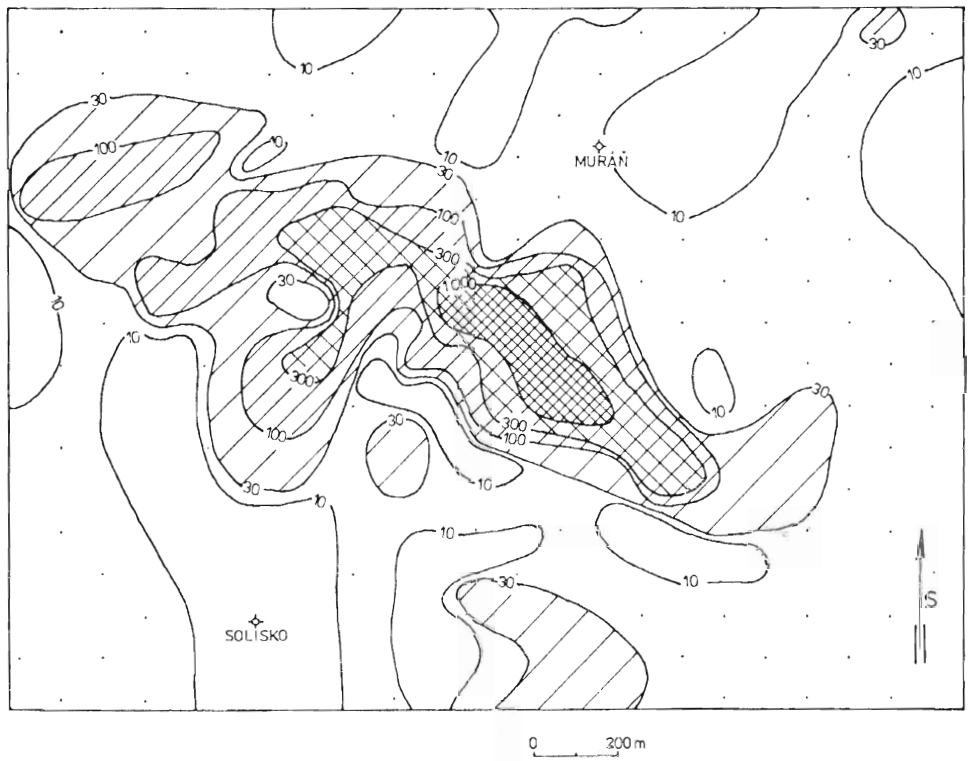
najnádejnejších z nich - Šementlov a Sklené Teplice -Vydričná dolina, a to najmä z hľadiska výsledkov litogeochemickej prospekcie. Na litogeochemický výskum sme z týchto lokalít odobrali 111 (Zlatno, obr. 6), 188 (Šementlov, obr. 10), resp. 104 (Sklené Teplice-Vydričná dolina, obr. 14) litogeochemických vzoriek. Zo všetkých vzoriek sme mali k dispozícii výbrusy a kvantitatívne chemické analýzy na Cu, Pb, Zn, Mn (ruš.), Ag, B, Sn, K_2O, Na_2O, stratu žíhaním, H_2O-, CO_2, Scelk a pri vzorkách z lokality Sklené Teplice-Vydričná dolina aj Fe_2O_3 (ruš.).

Na lepšiu ilustráciu distribúcie sledovaných zložiek slúži tab. 1, ktorá obsahuje ich základné matematickoštatistické charakteristiky v hlavných horninových typoch (čerstvých aj premenených) južnej časti hrastu. Pri ich výpočte sme zo súborov vylúčili anomálne hodnoty ($\bar{x}$ + 3 s. o.).

Pre podobnosť distribúcie sledovaných zložiek v kremitodioritových a granodioritových porfýroch sme vzorky obidvoch horninových typov zlúčili do jedného súboru.

Zlatno. Hoci výsledky výskumu a prieskumu tejto lokality prezentovalo viac prác (napr. Rozložník a Zábranský, 1971; Burian et al., 1980; Burian a Smolka, 1982; Smolka, 1985, a i.), uvádzame aj niektoré fakty o ložisku a výsledky litogeochemickej prospekcie, čo nám umožňuje pracovať s týmto objektom do istej miery ako s etalónom. Výsledky výskumu z ďalších dvoch lokalít tak môžeme porovnávať s týmto etalónom.

Výrazná geochemická anomália medi (obr. 4) s maximálnym obsahom až 2150 ppm Cu sa v Zlatne viaže na dajkový roj granodioritových porfýrov (obr. 3), ktorý vo väčšej hĺbke nadobúda charakter štoku s uzavretými blokmi rozpadajúceho sa podložia. Charakteristická je intenzívna rekryštalizácia a silicifikácia ako porfýru, tak aj okolitého andezitu (Smolka, 1985; Lexa a Konečný, 1989), v ktorom tiež možno pozorovať zvýšený obsah sledovaných rudných a niektorých nerudných zložiek. Z ostatných sledovaných rudných prvkov sa zreteľnejšie prejavilo len Pb a Zn, a to anomálnym obsahom (max. 352 ppm Pb a 692 ppm Zn) viacmenej na periférii Cu-zóny (obr. 5). Relatívny pokles prvkov voči okoliu sme zaznamenali prakticky len pri Mn a v menšom rozsahu pri K_2O (obr. 6). Tieto výsledky svedčia o pomerne málo výraznom



Obr. 4. Distribúcia medi v oblasti Zlatna. Vysvetlivky sú pri obr. 12.
Fig. 4. Distribution of copper at the Zlatno area. Explanations are in fig. 12.

vývoji K-silikátovej premeny a sericitizácie na tejto lokalite (bez prínosu K), hoci petrografický a mineralogický výskum premien tu potvrdil prvky zonality typickej pre Cu-porfýrové systémy (Lexa a Konečný, l. c.).

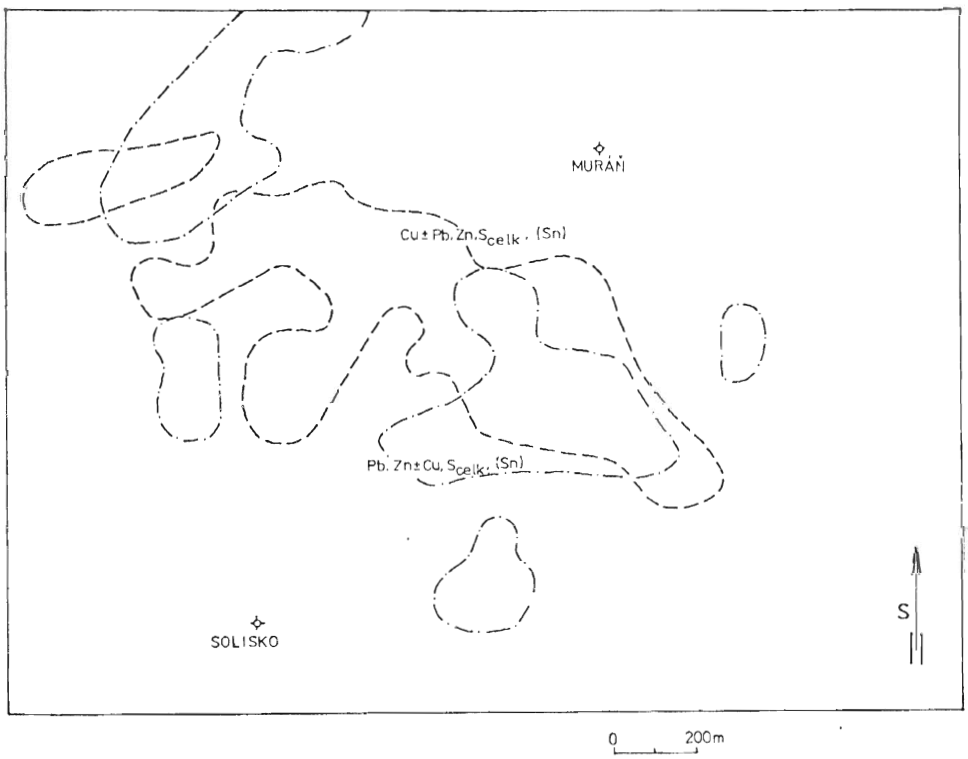
Ložiskové teleso overené vyhľadávacím prieskumom je v hĺbke 700 až 1000 m v subhorizontálnom uložení (dĺžka cca 800 m, šírka 170 až 200 m, mocnosť 60 až 200 m, priemerná kovnatosť je 0,34 % Cu). Cu-zrudnenie sa viaže na kontakt granodioritového porfýru so sedimentárnym karbonátovým súvrstvím vrchného triasu, pričom sa jeho väčšia časť koncentruje v exokontaktných hornínach, konkrétne v Mg-skarnoch (Burian et al., l. c.). Poukazuje to viac na kontaktnometasomatický ako na Cu-porfýrový typ zrudnenia.

Šemenlov. Z hľadiska litogeochemickej prospekcie možno geochemickú zonálnosť charakteristickú pre oblasť s Cu-porfýrovým zrudnením veľmi dobre doložiť na lokalite Šemenlov. V rámci členitého dajkového roja kremitodioritových porfýrov sa individualizujú v dvoch častiach územia členité pnstovité prieniky granodioritových porfýrov (Lexa et al., 1989; obr. 7). Západný z nich je väčší a vyznačuje sa centrálne situovanou litogeochemickou anomáliou medi s maximálnym obsahom 725 ppm (obr. 8), s Ag (maximum 3 ppm) a Sn (maximum 26 ppm) a periférne situovaným zvýšeným obsahom Pb a Zn s maximálnou hodnotou obsahu 140 ppm, resp. 427 ppm, a s mierne zvýšeným obsahom Ag a Sn (obr. 9).

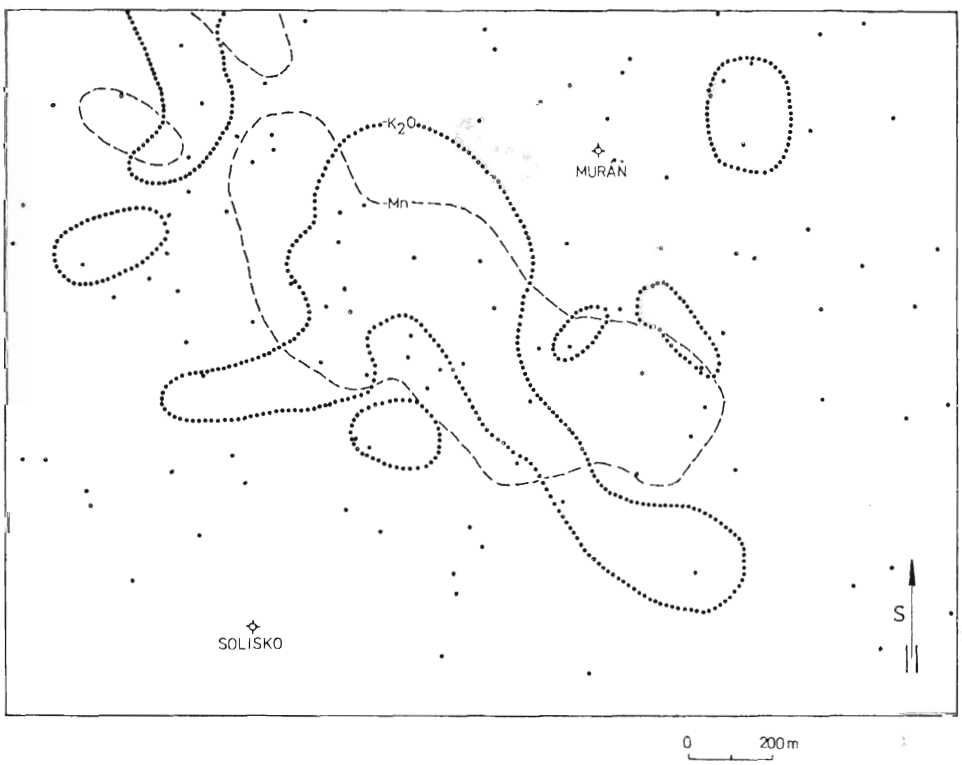
V tom istom priestore registrujeme aj výraznú kladnú geochemickú anomáliu K_2O (maximum 5,51 %), zvýšený obsah Sc/k (maximum 4,02 %) a negatívne anomálie Na_2O, Mn (ruš.) s minimálnymi hodnotami obsahu 0,1 %, resp. 39 ppm, a čiastočne Zn (v centre, minimálny obsah 10 ppm, obr. 10).

Takýto vývoj zonality sledovaných prvkov indikuje popri Cu-porfýrovej mineralizácii zónu intenzívnej sericitizácie (kremeňovo-sericitovo-pyritová, t. j. fylická zóna), čo sa doložilo petrograficky aj mineralogicky (obr. 7). Okrem sericitizácie sa v centrálnej časti spozorovali nánamky biotitizácie. Vystupuje tu aj silicifikácia a pyritizácia a periférne argilitizácia (Štohl et al., 1988).

Nádejnosť sledovanej lokality potvrdil aj pozitívny vrt V-2 GP SNV, situovaný pri východnom



Obr. 5. Zonálne usporiadanie kladných litogeochemických anomálií v oblasti Zlatna. Vysvetlivky sú pri obr. 13.
Fig. 5. Zonal arrangement of positive lithogeochemical anomalies at the Zlatno area. Explanations are in fig. 13.



Obr. 6. Zonálne usporiadanie záporných litogeochemických anomálií v oblasti Zlatna. Vysvetlivky sú pri obr. 14.
Fig. 6. Zonal arrangement of negative lithogeochemical anomalies at the Zlatno area. Explanations are in fig. 14.

okraji anomálnej zóny, ktorý od hĺbky cca 200 m overil prejavy Cu-porfýrovej mineralizácie s Mo v prostredí premenených porfýrov a andezitov (Daubner in Lexa et al., l. c.).

Sklené Teplice-Vydrišná dolina. Popri Zlatne a Šementlove je pomerne rozsiahly intruzívny komplex reprezentovaný členitou intrúziou kremitodioritových porfýrov a v strednej časti granodiori-

TAB. 1

Základné matematickoštatistické charakteristiky jednotlivých horninových súborov južnej časti štiavnického hrastu (vrátane oblasti Zlatna a Šementlova, bez oblasti Sklené Teplice-Vydričná dolina, upravené podľa Marsinu in Štohl et al., 1988)

Basic mathematical-statistical characteristics of individual rock sets of southern part of Banská Štiavnica - Banská Hodruša horst (including the areas of Zlatno and Šementlov, without the area of Sklené Teplice-Vydričná dolina, after Marsina in Štohl et al., 1988)

Zložka	Cu (ppm)	Pb (ppm)	Zn (ppm)	Mn (ppm)	B (ppm)	Sn (ppm)	Ag (ppm)	Na_2O (%)	K_2O (%)	S_{celk} (%)	CO_2 (%)	S. ž. (%)
Andezit (nepremenený)												
N	66	64	67	52	63	67	64	58	63	52	51	37
X	16,21	3,06	37,50	214,46	14,18	1,52	0,08	2,84	2,20	0,014	0,37	0,85
s.o.	9,18	0,35	13,02	73,53	5,83	0,62	0,06	0,24	0,43	0,008	0,21	0,26
Min.	2	(<5)	14	77	5	(<1)	(<0,1)	2,24	0,90	(<0,01)	0,10	0,44
Max.	38	5	72	408	25	3	0,3	3,24	3,10	0,04	0,86	1,36
Vk	56,65	30,02	34,72	34,29	47,89	40,58	70,80	8,34	19,72	56,75	56,76	30,59
Andezit (premenený)												
N	67	65	66	54	67	66	67	61	56	61	63	67
x	15,63	3,96	62,88	766,67	11,34	1,67	0,09	2,41	2,43	0,055	1,75	3,56
s.o.	9,26	1,80	11,72	155,68	6,38	0,91	0,08	0,40	0,66	0,022	0,87	1,50
Min.	(<1)	(<5)	33	500	(<5)	(<1)	(< 0,1)	1,53	1,11	(<0,02)	0,26	0,17
Max.	37	10	89	1072	25	4	0,40	3,25	3,55	0,15	3,20	6,89
Vk	59,23	45,46	18,64	20,31	56,28	54,75	87,99	16,41	27,08	39,32	49,71	41,64
Kremenitodioritový a granodioritový porfýr (nepremenený)												
N	63	64	62	64	66	68	65	59	54	59	71	61
x	19,96	4,23	59,11	750,78	6,14	1,68	0,11	2,49	1.98	0,060	1,52	3,04
s.o.	10,31	2,54	9,49	165,36	4,30	0,99	0,095	0,36	0,50	0,071	0,81	1,11
Min.	(<1)	(<5)	40	374	(<5)	(<1)	(<0,1)	1,65	0,95	(<0,02)	0,18	0,84
Max.	50	14	90	1086	25	5	0,4	3,20	2,64	0,3	3,06	5,57
Vk	51,64	60,05	16,06	22,02	70,02	58,81	87,08	14,36	25,31	119,35	53,33	36,37
Kremenitodioritový a granodioritový porfýr (premenený)												
N	27	30	23	25	20	26	29	18	18	16	22	21
x	16,20	4,58	59,67	781,00	8,00	1,71	0,12	2,49	1,69	0,049	2,52	3,97
s.o.	10,15	2,96	11,40	162,68	4.72	0,79	0,10	0,28	0,52	0,042	0,67	0,57
Min.	2	(<5)	38	381	(<5)	(<1)	(<0,1)	1.93	0,73	(<0,02)	1,33	3,10
Max.	37	13	83	1091	15	3	0,4	2,86	2,49	0,20	3,76	4,97
Vk	62,63	64,71	19,11	20,83	58,96	46,00	83,63	11,06	31,01	86,55	26,64	14,28

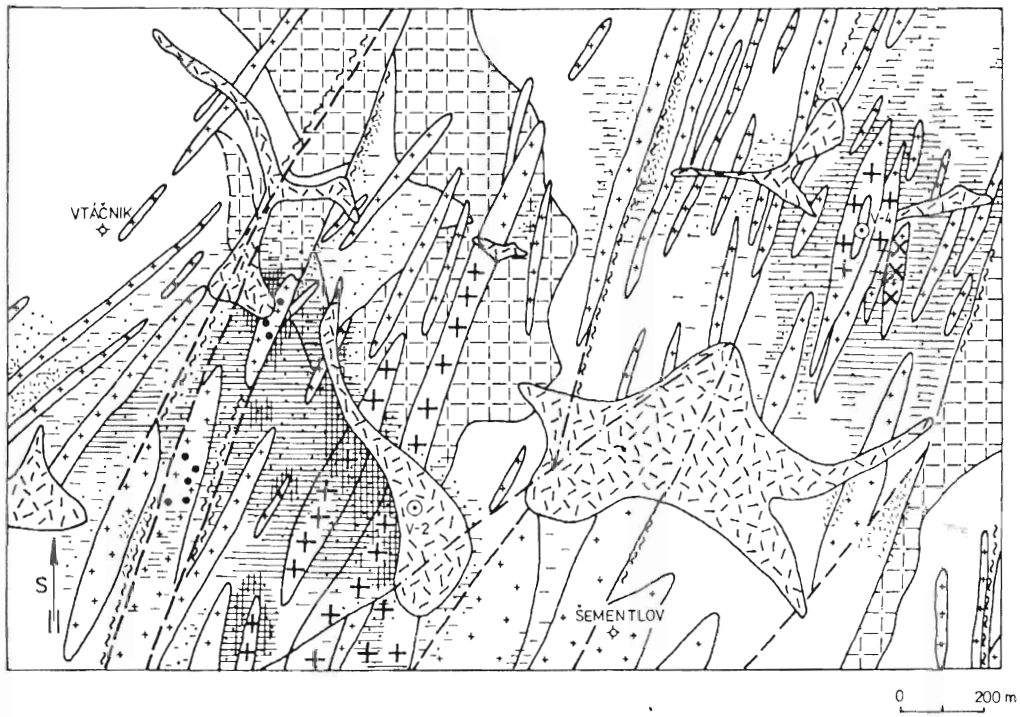
N = počet vzoriek súboru, x = aritmetický priemer, s.o. = štandardná odchýlka, Min. = minimálna hodnota súboru, Max. = maximálna hodnota súboru, Vk = variačný koeficient.

N = number of samples in the individual sets, x = arithmetic mean, s.o. = standard deviation, Min. = minimal value of set, Max. = maximal value of set, Vk = coefficient of variation.

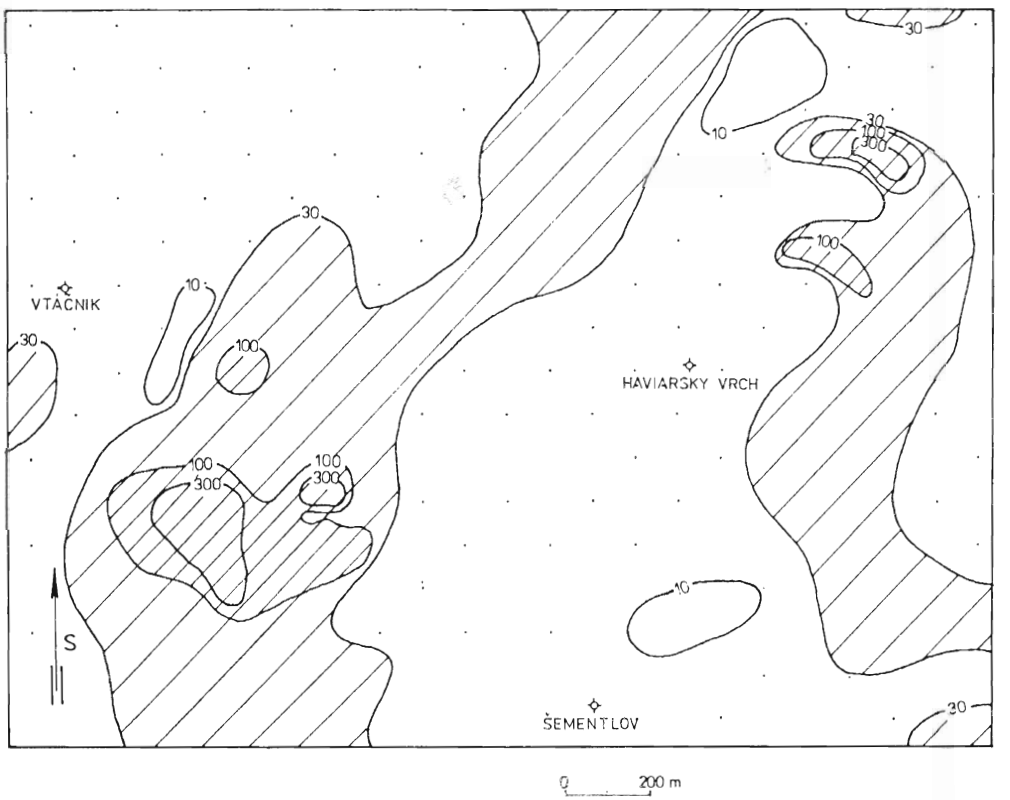
tových porfýrov v prostredí andezitov a v juhozápadnej časti aj mezozoického sedimentárneho komplexu Bukovca (prevažne silicifikované dolomity) so skarnami v oblasti Sklených Teplíc-Vydričnej doliny (Lexa et al., 1989; obr. 11).

Aj v tomto prípade sme zistili centrálne situovanú litogeochemickú anomáliu medi (obr. 12), viažúcu sa viac-menej na intenzívne silicifikovaný a sericitizovaný granodioritový porfýr (maximálna hodnota obsahu 450 ppm Cu), lemovanú anomáliami Pb (maximum 215 ppm v granodioritovom porfýre) a Zn (maximum 1147 ppm v skarne), čo spolu so zvýšeným obsahom Sn s maximom 150 ppm v skarne a B s maximom 220 ppm v skarne indikuje možnosť výskytu skarnovo-medenoporfýrového zrudnenia (obr. 13).

Distribúcia niektorých ďalších prvkov v tejto oblasti indikuje najmä prítomnosť kremeňovo-sericitovo-pyritovej (fylickej) zóny (zvýšený obsah K_2O s maximom 5,76 %, Scelk s maximom 2,15 %, ochudobnenie o Mn (ruš.) s minimom 20 ppm, Na_2O s minimom 0,16 %, Zn s minimom 12 ppm a Fe_2O_3 (ruš.) s minimom 0,2 %; obr. 14) a do istej miery aj zóny argilitizácie a propylitizácie, čo potvrdilo mineralogické aj petrografické štúdium (Marsina et al., 1990).

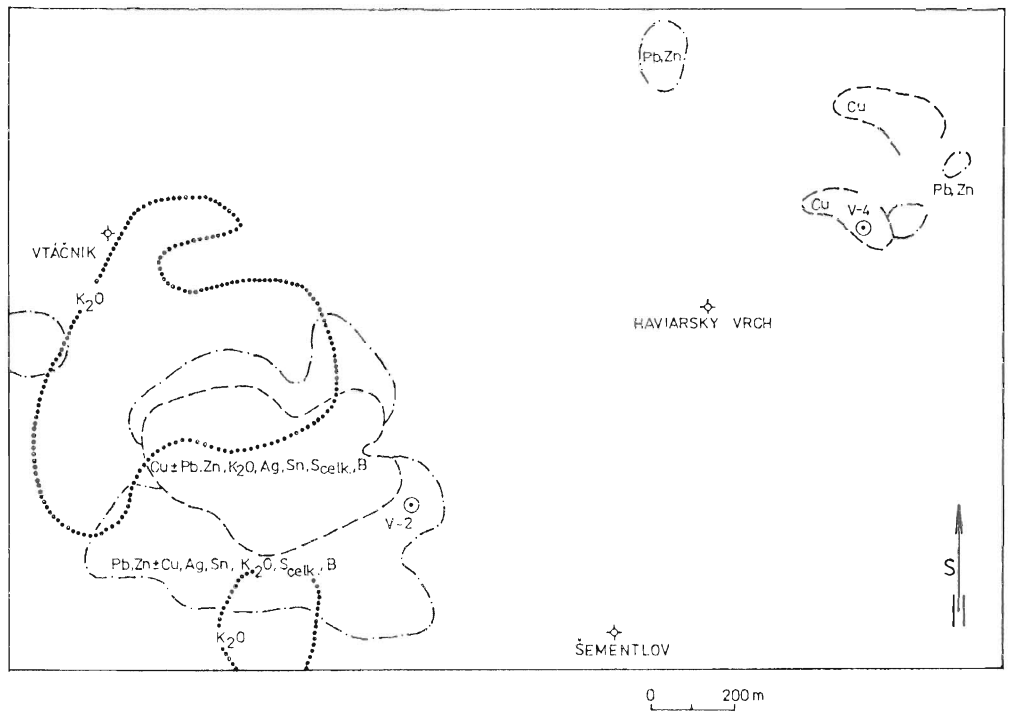


Obr. 7. Geologická mapa oblasti Šementlova (podľa Lexa, Konečného in Štohl et al., 1988). Vysvetlivky sú pri obr. 11.
Fig. 7. Geological map of the Šementlov area (after Lexa, Konečný in Štohl et al., 1988). Explanations are in fig. 11.

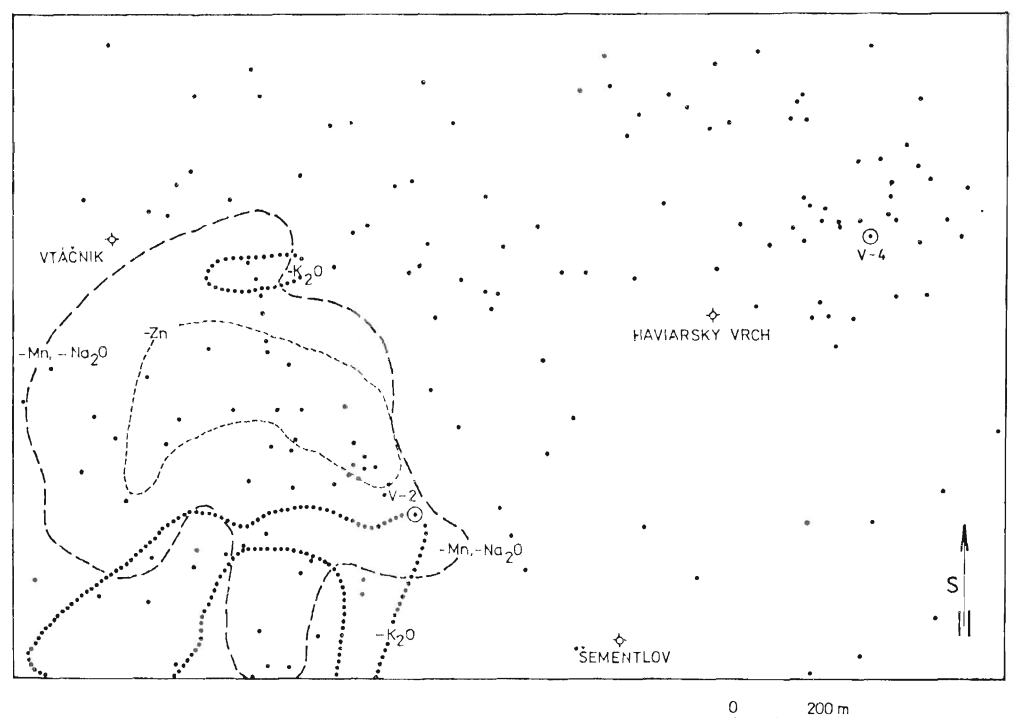


Obr. 8. Distribúcia medi v oblasti Šementlova. Vysvetlivky sú pri obr. 12.
Fig. 8. Distribution of copper at the Šementlov area. Explanations are in fig. 12.

Zistené indície skarnovo-medenoporfýrového zrudnenia v predmetnej oblasti overil hydrogeologický vrt IGHP ST-5 (obr. 2), situovaný v severnej časti anomálnej zóny, ktorý v hĺbke od 212 do 607 m navŕtal 5 polôh Cu, Au ± Mo zrudnenia s maximálnymi hodnotami obsahu 1,005 % Cu, 5,2 ppm Au a 370 ppm Mo), viažúceho sa najmä na spinelovo-forsteritové skarny (Marsina et al., l. c.).



Obr. 9. Zonálne usporiadanie kladných litogeochemických anomálií v oblasti Šementlova. Vy- svetlivky sú pri obr. 13.
Fig. 9. Zonal arrangement of positive lithogeochemical anomalies at the Šementlov area. Explana- Explanations are in fig. 13.

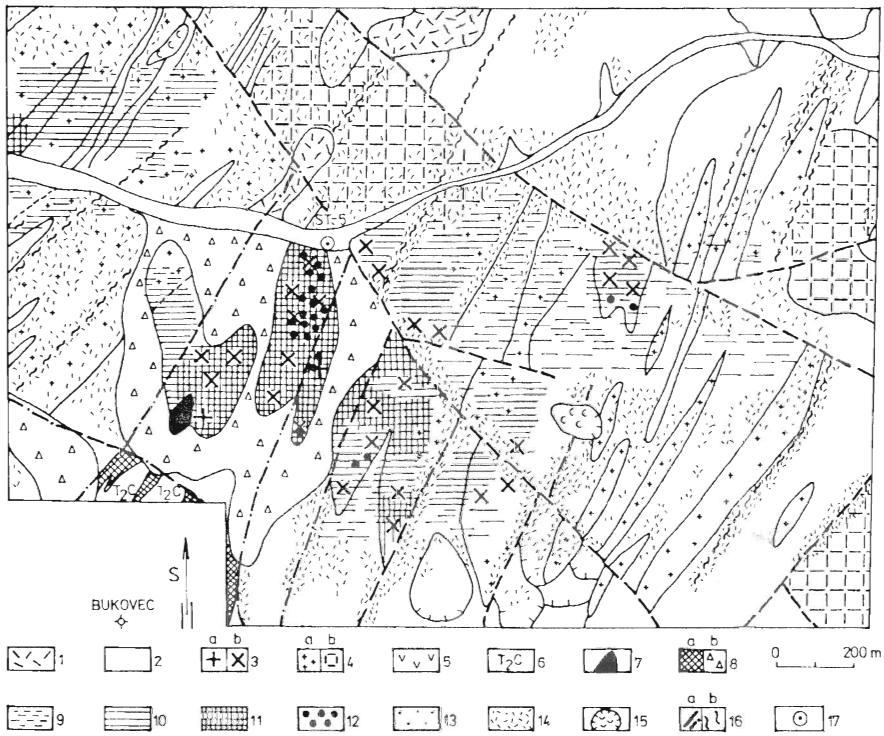


Obr. 10. Zonálne usporiadanie záporných litogeochemických anomálií v oblasti Šementlova. Vysvetlivky sú pri obr. 14.
Fig. 10. Zonal arrangement of negative lithogeochemical anomalies at the Šementlov area. Explanations are in fig. 14.

Okrem troch uvedených lokalít sa v Štiavnických vrchoch zistila aj prítomnosť niektorých ďalších podobných objektov, a to Kozí potok, Medené a Handerlová (obr. 2), ale ich parametre podľa komplexného výskumu vrátane litogeochemickej prospekcie nedosahujú úroveň troch predchádzajúcich.

Diskusia

Výsledky litogeochemickej prospekcie v Štiavnických vrchoch potvrdili v troch sledovaných objektoch - Zlatne, Šementlove a Sklených Tepliciach-Vydričnej doline - zonalitu niektorých rudných a nerudných prvkov typickú pre objekty s



Obr. 11. Geologická mapa oblasti Sklené Teplice-Vydričná dolina (podľa Lexu in Marsina et al., 1990). 1 - kvartér, 2 - andezity a andezitové porfýry, 3 - granodioritové porfýry intruzívneho komplexu Zlatna: a) s výrastlicami kremeňa a so zrnitou základnou hmotou, b) bez výrastlíc kremeňa so zrnitou základnou hmotou, 4 - kremitodioritové porfýry komplexu Baniska: a) dajky, b) silly, 5 - ryolit jastrabskej formácie, 6 - dolomity stredného triasu štureckého príkrovu, 7 - skarny, 8a -sekundárne kvarcity, 8b - bloková suť sekundárnych kvarcitov, 9 - slabá rekryštalizácia hornín, 10- intenzívna rekryštalizácia hornín, 11 - sekundárne kvarcity so sericitom a pyritom, 12 - biotitizácia, 13 - pyritizácia, 14 - argilitizácia, 15 - zosuvy, 16a - zlomy, 16b - porušené zóny, 17 - lokalizácia niektorých vrtov.

Fig. 11. Geological map of the Sklené Teplice-Vydričná dolina area. (after Lexa in Marsina, 1990). 1 - Quaternary, 2 - andesites and andesite porphyries, 3 - granodiorite porphyries of the Zlatno intrusive complex: a) with quartz phenocrysts and grained matrix, b) without quartz phenocrysts and grained matrix, 4 - quartz diorite porphyries of the Banisko complex: a) dykes, b) sills, 5 - rhyolite of the Jastrabá formation, 6 - dolomites of the Šturec nappe (Middle Triassic), 7 - skarns, 8a - secondary quartzites, 8b - block deluvium of secondary quartzites, 9 - weak recrystallization of rocks, 10 - intensive recrystallization of rocks, 11 - secondary quartzites with sericite and pyrite (phyllic alteration), 12 - biotitization, 13 - pyritization, 14 - argillitization, 15 - landslides, 16a - faults, 16b - fault zones, 17 - location of some boreholes.

Cu-porfýrovým zrudnením a sú v plnom súlade s výsledkami mineralogického štúdia zonality premien v týchto objektoch.

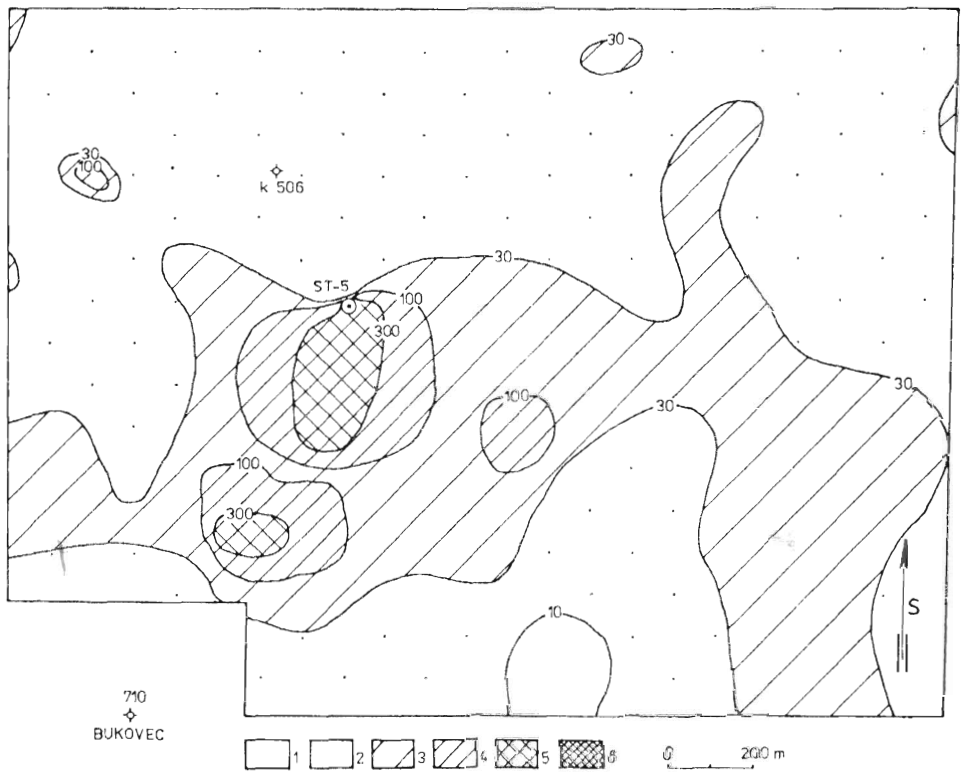
Ďalej stručne zhŕňame najdôležitejšie poznatky o distribúcii sledovaných prvkov týchto lokalít a výsledky dopĺňame o niektoré údaje zo zahraničnej literatúry, a to najmä z prác Oladea a Fletchera (1976, 1977), zaoberajúcich sa distribúciou hlavných a stopových prvkov Cu-porfýrových ložísk v oblasti batolitu Guichon Creek v Britskej Kolumbii.

Opisovanú distribúciu niektorých hlavných a vedľajších prvkov schematicky znázorňuje obr. 15.

Cu. Meď sa najmä vo forme chalkopyritu koncentruje nad strednými časťami intrúzií a tam vytvára najvyššie teplotnú rudnú zónu. V našom prípade sa mineralizácia takmer výlučne viaže na fylickú zónu s občasnými náznakmi draselného jadra (biotitizácia). Pretože táto mineralizácia má formu nepravidelných žiliek, výplní trhlín, resp. vtrúsenín po tmavých mineráloch, varíruje obsah Cu vo vzorkách od desiatok ppm až po 2150 ppm (max. obsah v premenenom granodioritovom porfýre z lokality Zlatno).

Dôležitým prvkom v Cu-zóne môže byť aj Mo, ktorý vystupuje vo forme molybdenitu a má eratickú distribúciu. Naše výsledky nazahŕňajú Mo, lebo sme od jeho stanovenia v našich vzorkách pre nedostatočnú medzu citlivosti používanej analytickej metódy (st. Mo < 5 ppm) v priebehu výskumu upustili.

Zn. V správaní zinku rozlišujeme dva zásadné fenomény, pričom obidva sa viac či menej prejavujú aj na Cu-porfýrových objektoch v Štiavnických



Obr. 12. Distribúcia medi v oblasti Sklené Teplice-Vydričná dolina. 1 - <10 ppm, 2 - 10 - 30 ppm, 3 - 30 - 100 ppm, 4 - 100 - 300 ppm, 5 - 300 - 1000 ppm, 6 - > 1000 ppm.
Fig. 12. Distribution of copper at the Sklené Teplice-Vydričná dolina. Explanations: see above.

vrchoch: a) Zn tu tvorí spolu s Pb vo forme sulfidov nižšie termálnu periférnu rudnú zónu. b) Keďže zinok spolu s Mn prejavujú silnú geochemickú príbuznosť s Fe a Mg v kryštalických mriežkach Fe-Mg minerálov, spôsobuje hydrotermálny rozpad týchto minerálov (najmä biotitu) za súčasného vzniku sericitu ich ochudobnenie vo fylickej zóne. Podobné správanie opisuje Olade, Fletcher (l. c.) aj pri Co, V a Ti.

Ag, Sn. Obidva prvky dosahujú zvýšený obsah v zónach mineralizácie, a to ako v centrálnej Cu-zóne, tak aj v periférnej Pb-Zn zóne.

Najvyšší obsah Sn sme zaregistrovali na lokalite Sklené Teplice-Vydričná dolina v skarne.

B. Distribúcia bóru v sledovaných lokalitách je eratická a jeho najvyšší obsah sa viaže na vzorku skarnu z lokality Sklené Teplice-Vydričná dolina (podobne ako pri Sn).

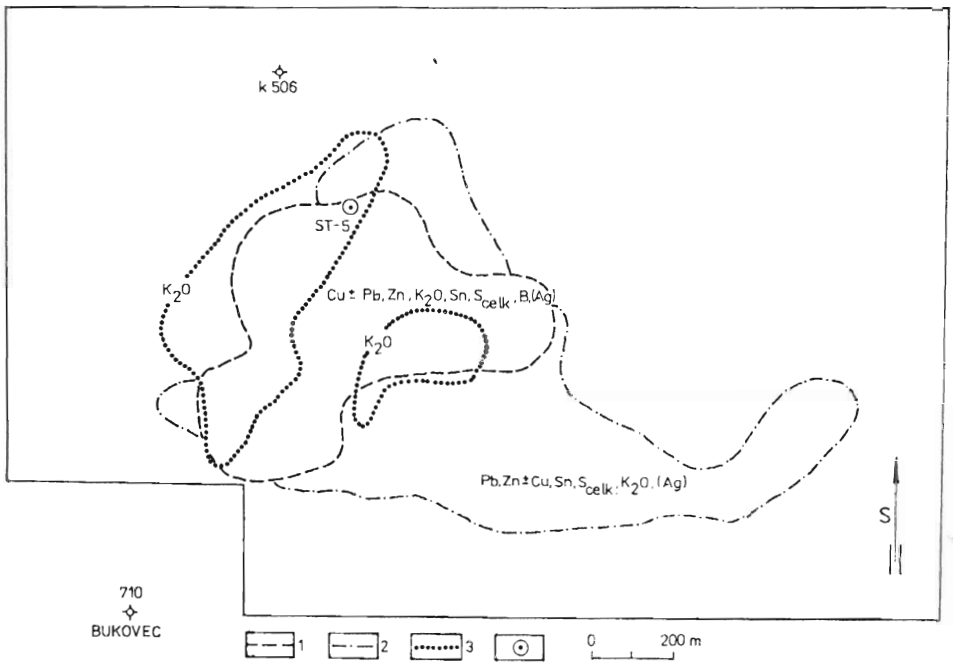
S. Síra svojím zvýšeným obsahom indikuje prítomnosť sulfidickej mineralizácie a pyritizácie. Jej najvyššia koncentrácia (do 4 %) je v zónach intenzívnej pyritizácie, ktoré sa len čiastočne kryjú s Cu a Pb-Zn rudnou zónou.

K. Draslík vykazuje významnú kladnú koreláciu s Cu vo fylickej zóne (jeho nositeľom je tu hlavne sericit) v Šementlove a v Sklených Teplíciach-Vydričnej doline (max. obsah K_2O je nad 5 %). Dokazuje to úzky priestorový vzťah draselnej premeny a Cu-mineralizácie.

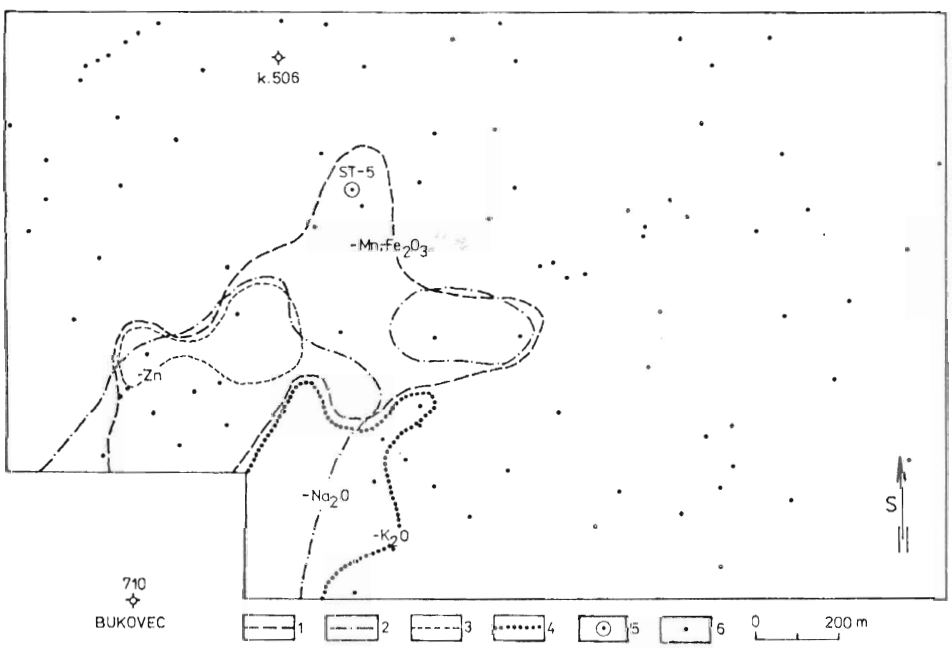
Niektoré negatívne draselné anomálie vysvetľujeme vylúhovaním K v procesoch intenzívnej silicifikácie a pokročilej argilitizácie s hlavným minerálom kaolinitom.

Podľa literárnych údajov predpokladáme temer rovnaké správanie sa aj pri Rb.

Na. Distribúcia sodíka, odrážajúca správanie sa plagioklasov, sa v sledovaných lokalitách vyznačuje pomerne rozsiahlymi negatívnymi anomáliami tohto prvku. Spôsobil ich zrejme hydrotermálny rozpad plagioklasov na sericit vo fylickej zóne. Obdobné správanie možno predpokladať aj pri Ca a Sr.



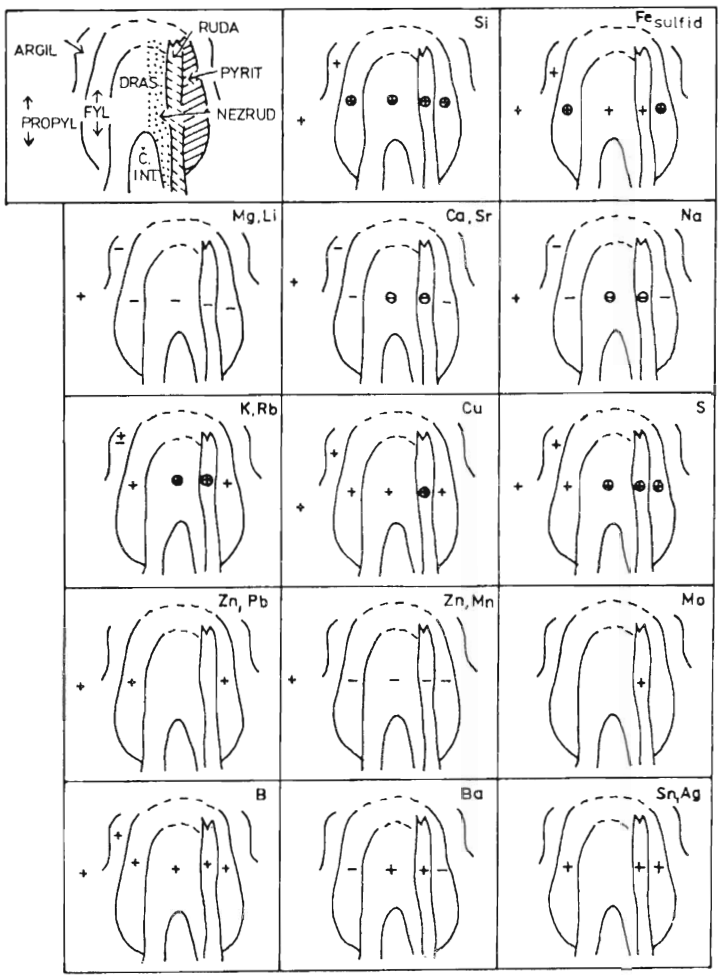
Obr. 13. Zonálne usporiadanie kladných litogeochemických anomálií v oblasti Sklené Teplice-Vydričná dolina. 1 - Cu >100 ppm, 2 - Pb>30 ppm, Zn>120 ppm, 3 - K_2O >3,3 %, 4 - lokalizácia niektorých vrtov.
Fig. 13. Zonal arrangement of positive lithogeochemical anomalies at the Sklené Teplice-Vydričná dolina. 1-, 2-, 3 - see above, 4 - localization of some boreholes.



Obr. 14. Zonálne usporiadanie záporných litogeochemických anomálií v oblasti Sklené Teplice-Vydričná dolina. 1 - Mn(ruš.)<300 ppm, Na_2O<0,4 % (Šementlov), Fe_2O_3(ruš.)<2,0 % (Sklené Teplice-Vydričná dolina), 2 - Na_2O<0,4 %. (Sklené Teplice-Vydričná dolina), 3 - Zn <25 ppm, 4 - K_2O<1,3 %, 5 - vrty, 6 - miesta odberu litogeochemických vzoriek.
Fig. 14. Zonal arrangement of negative lithogeochemical anomalies at the Sklené Teplice-Vydričná dolina area. 1-, 2-, 3-, 4- see above, 5 - boreholes, 6 - sampling places.

Distribúciu železa sme sledovali len na lokalite Sklené Teplice-Vydričná dolina. Pri Fe podobne ako pri Zn rozlišujeme dva fenomény : a) Železo ako Fe_2O_3 vykazuje deficit v zóne sericitizácie (hydrotermálny rozpad Fe-Mg minerálov na sericit), čo je na našich lokalitách späté s fylickou zónou, obsahujúcou relatívne chudobné zrudnenie. b) Železo ako Fe^{2+} - sulfidické vytvára pozitívne anomálie v zónach intenzívnej pyritizácie.

Súbor prvkov, v ktorých distribúcii sa dajú v Cu-porfýrových objektoch zaznamenať výraznejšie anomálie, možno na základe literárnych údajov (Olade, Fletcher, l. c., Govett, 1983) rozšíriť takto : Si (kremeň je podstatným minerálom fylickej aj draselnej zóny), Ba (úzka väzba na K v draselnom živci), As (možná prítomnosť Cu-As sulfosolí v zóne argilitizácie) a Hg (pozoroval sa jeho zvýšený obsah nad rudnou zónou).



Obr. 15. Schematické znázornenie niektorých hlavných a stopových prvkov v zónach premien a mineralizácie Cu-porfýrového ložiska kremito-monzonitového typu (Lowellov-Guilbertov model). Na ľavej strane sú zóny premien silikátových minerálov - propylitická, argilitická, fylická a draselná. Na pravej strane sú sulfidické zóny - pyritová, rudná a nezrudnené jadro. č. int. = čerstvá intrúzia, + = zvýšená hodnota obsahu prvku, + = výrazne zvýšená hodnota obsahu prvku, - = znížená hodnota obsahu prvku, ⊖ = výrazne znížená hodnota obsahu prvku v jednotlivých zónach Cu-porfýrového ložiska (ide o zvýšenie, resp. zníženie obsahu sledovaných prvkov v porovnaní s ich fónovými obsahmi v čerstvej intrúzii a v okolitých horninách).

Fig. 15. Distribution scheme of some major and trace elements in the alteration and mineralization zones of quartz-monzonite type (Lowell-Guilbert model) porphyry copper deposit. Left side: alteration zones of silicate minerals - propylitic, argillic, phyllic and potasic (dras.). Right side: sulfidic zones - pyritic, ore (ruda) and barren core (nezrud). č. int. = fresh intrusion, + = enhanced values, + = strongly enhanced values, - = depleted values, - = strongly depleted values of the element content in the individual zones of porphyry copper deposit relatively to the element contents in the fresh intrusion and the wall-rocks.

Sledovaný typ zrudnenia má v Štiavnických vrchoch nasledujúce charakteristické črty:

Zo štúdia tretieho rozmeru skúmaných lokalít (vrtný prieskum) vyplýva, že pre prítomnosť zrudnenia je určujúcim fenoménom kontakt intruzívnych hornín (kremitodioritové a granodioritové porfýry) s podložným vrchnotriasovým karbonátovým komplexom (hlavne dolomity, menej vápence), pričom sa na kontakt (viac na exokontakt) viaže najintenzívnejšie zrudnenie (až 1 % Cu, 5 ppm Au).

Z tohto pohľadu možno predmetný typ zrudnenia definovať ako prechodný hydrotermálnokontaktnometasomatický skarnovo-medeno-porfýrový. Ako taký sa preukázal na Zlatne a v Sklených Tepliciach-Vydričnej doline. Kým na Zlatne je zrudnenie v hĺbke 700 až 1000 m, v Sklených Tepliciach-Vydričnej doline je v hĺbke 212 až 607 m, avšak overil ho len jeden vrt (ST-5) a navyše ide o oblasť ležiacu v ochrannom rajóne kúpeľov Sklené Teplice. Metalogenetický výskum bude však v tejto oblasti pokračovať.

Na Šementlove je mezozoické karbonátové súvrstvie zrejme najhlbšie (doteraz nebolo prevŕtané), čo perspektívnosť tejto lokality znižuje. Rozptýlená medenoporfýrová mineralizácia, overená vrtom V-2 (GP) v hĺbke cca od 200 m od povrchu, nedosahuje ekonomické parametre (ale prieskum sa ešte neskončil).

Dôvodom pomerne chudobnej rozptýlenej Cu-porfýrovej mineralizácie v intruzívnych horninách študovaných lokalít môže byť ich morfológia, pretože väčšinou ide o dajkové roje, nie o kompaktné intruzívne telesá. Absencia drobného sieťovitého rozpukania v intruzívnych horninách svedčí o tom, že horniny neprešli tzv. sekundárnym varom (Marsina, 1989), spôsobujúcim ich dostatočnú priepustnosť na rudodarné hydrotermálne

roztoky. Na tento fakt poukázal Lexa a Konečný (1989) na Zlatne, ale zrejme sa dá aplikovať aj na ostatné sledované lokality.

Litogeochemickým výskumom sme zistili aj rozdiely v distribúcii sledovaných prvkov medzi lokalitami, ktoré mohla spôsobiť aj rozdielna úroveň ich erozívneho zrezu (t. j. odkrytá je nerovnaká hĺbková úroveň hydrotermálneho Cu-porfýrového systému). Najhlbší erozívny zrez s mezozoickým sedimentárnym komplexom vychádzajúcim na povrch možno pozorovať na lokalite Sklené Teplice-Vydričná dolina, najplytší je v Šementlove.

Z hľadiska litogeochemickej prospekcie na Cu-porfýrové zrudnenie a jemu podobné typy sa zdá byť určujúcim faktorom zonalita a intenzita vývoja jednotlivých minerálnych asociácií premien a rudnej mineralizácie, ktoré priamo ovplyvňujú distribúciu makroprvkov a mikroprvkov indikujúcich daný typ zrudnenia, resp. premeny.

Hydrotermálne premeny a ich zonalitu chápeme ako fenomén meniaci sa v čase a priestore, pri meniacich sa P-T podmienkach počas chladnutia intrúzie, pri zvyšujúcom sa podiele meteorickej vody v konvekčnom hydrotermálnom systéme. Po skončení hydrotermálnych procesov sa môžu minerálne asociácie premien vrátane rudných minerálov, ako aj ich zonalita meniť podhypergénnymi vplyvmi včítane povrchovej erózie.

Odrazom zložitosti a rôznorodosti spomenutých procesov je aj zistenie vyplývajúce z litogeochemického výskumu v Štiavnických vrchoch, že len na základe rozsahu a intenzity povrchových litogeochemických anomálií sledovaných prvkov nemožno jednoznačne určiť hĺbku a intenzitu zrudnenia, lebo medzi týmito fenoménmi nemusí byť priama závislosť.

Záver

Pomocou litogeochemickej prospekcie a niektorých ďalších metód sa v Štiavnických vrchoch podarilo identifikovať niekoľko lokalít s medenoporfýrovým, resp. skarnovo-medenoporfýrovým zrudnením.

Potvrdila sa efektívnosť litogeochemickej prospekcie pri vyhľadávaní rudných objektov a možno ju odporučiť aj pre iné oblasti s podobnými typmi zrudnenia.

Na prospekciu Cu-porfýrového typu zrudnenia na základe našich výsledkov ako aj niektorých literárnych údajov odporúčame nasledujúci súbor prvkov:

- makroprvky: Ca, Na, K, príp. Si, Mg, Fe,
- mikroprvky: Cu, S, Mo, Pb, Zn, B, Mn, Ba, Sr, Rb, príp. Ag, Sn, Hg a As.

Pomer niektorých prvkov (napr. Ba/Sr a Rb/Sr) je ešte vhodnejší, pretože eliminuje nepravidelnosti v distribúcii prvkov vyplývajúce z mineralogických variácií.

Literatúra

Beane, R. E. & Titley, S. R. 1981: Porphyry copper deposits. Part II. In *B. J. Skinner (Ed.): Hydrothermal alteration and mineralization. Econ. Geol., 75th Anniv. vol. 235 - 269.*

Burian, J., Smolka, J., Januš, J. & Valko, P. 1986: Záverečná správa a výpočet zásob - Zlatno VP. *Manuskript - Geofond Bratislava.*

Burian, J. & Smolka, J. 1982: Geologická stavba meďnato-porfýrového ložiska Zlatno. *Mineralia slov., 14, 517 - 538.*

Einaudi, M. T., Meinert, L. D. & Newberry, R. J. 1981: Skarn deposits. In: *B. J. Skinner (Ed.). Econ. Geol., 75th. Anniv. vol., 317 - 391.*

Govett, G. J. S. 1983: Rock geochemistry in mineral exploration. *Elsevier, Amsterdam, 461.*

Hollister, V. F. 1978: Geology of the porphyry copper deposits of the Western Hemisphere. *Soc. Mining Engineers AIME, New York, 219.*

Lexa, J. & Konečný, P. 1989: Niektoré nové poznatky z Cu-porfýrového ložiska Zlatno. Zborník referátov z odborného seminára "Metalogenéza malých intrúzií neovulkanitov Slovenska", *GÚDŠ Bratislava, 13.*

Lexa, J., Smolka, J., Daubner, J., Konečný, V., Brlay, A., Marsina, K. & Rojkovičová, Ľ. 1989: Ďalšie možnosti medenoporfýrovej mineralizácie v oblasti štiavnickej hráste. Zborník referátov z odborného seminára "Metalogenéza malých intrúzií neovulkanitov Slovenska". *GÚDŠ Bratislava, 14 - 15.*

Lowell, J. D. & Guilbert, J. M. 1970: Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry copper deposits. *Econ. Geol., 65, 373 - 408.*

Lowell, J. D. 1974: Regional characteristics of porphyry copper deposits of Southwest. *Econ. Geol., 69, 601 - 617.*

Marsina, K. 1989: Geochemické kritériá prognózovania Cu-porfýrových rúd. Písomná práca k odbornej kandidátskej skúške. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava, 79.*

Marsina, K., Lexa, J., Štohl, J., Miháliková, A., Žáková, E., Rojkovičová, Ľ., Ivan, P., Káčer, Š., Kantor, J., Ďurkovičová, J. & Filo, M. 1990: Čzs. Geologicko-ložiskové pomery vrtu ŠT-5 - Sklené Teplice. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava, 197.*

Olade, M. A. & Fletcher, W. K. 1976: Trace element geochemistry of the Highland Valley and Guichon Creek Batholith in relation to the porphyry copper mineralization. *Econ. Geol., 71, 733 - 748.*

Olade, M. A. 1977: Major element halos in granitic wallrocks of porphyry copper deposits, Guichon Creek Batholith, British Columbia. *J. Geochem. Explor., 7, 59 - 71.*

Rozložník, L. & Zábranský, F. 1971: O výskyte žilníkovo-impregnačného zrudnenia medzi obcami Banská Hodruša, Vysoká a Uhliská. *Mineralia slov., 3, 10, 85 - 94.*

Smolka, J. 1985: Vyhľadávacie kritériá Cu-porfýrových rúd na príklade ložiska Zlatno. (Kandidátska dizertačná práca.) *Manuskript - archív Geofond Bratislava.*

Štohl, J., Lexa, J., Miháliková, A., Brlay, A., Žáková, E., Hojstričová,

V., Rojkovičová, Ľ., Konečný, V., Ončila, D. & Marsina, K. 1988: Etapová správa za rok Metalogenetický výskum štiavnického stratovulkánu. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Štohl, J., Lexa, J., Konečný, V., Ončila, D., Marsina, K., Hojstričová, V., Žáková, E., Rojkovičová, Ľ., Miháliková, A., Hók, J., Káčer, Š., Vozár, J. & Konečný, P. 1990: Zhodnotenie prognóznych zdrojov Cu, Pb - Zn, Cu a Au - Ag rúd centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Lithogeochemical prospecting for porphyry copper mineralization in the Štiavnické vrchy Mts.

Lithogeochemical prospecting belongs to the effective methods of mineral deposits searching. This method had been proved as a very useful tool for porphyry copper deposits prospecting, too. Porphyry copper deposits are wellknown for their alteration and for mineralization zoning. These zones cause very distinct variations of some major and trace element contents (Fig. 15). Geochemical halos of many elements are detectable around the porphyry copper deposits.

There are many articles which deal with alteration and mineralization zoning around porphyry copper deposits. Some authors tried to put the research results from many deposits into general models. In general, four types or models of porphyry copper deposit are recognized (Beane and Titley, 1981):

1. Lowell-Guilbert model is connected with relatively acid intrusions of quartz monzonite to granodiorite composition, which cause together with wallrocks distinct zoning with central potassic zone and other zones as phyllic, argillic and propylitic toward the periphery of the deposit (Fig. 1).

Some porphyry copper deposits are connected with 2. quartz diorite (quartz diorite model) and 3. diorite intrusions (diorite model) in which only central potassic and peripheral phyllic zone is well developed.

4. Porphyry copper deposits related to the formation of skarn may be developed, when intrusion pierces wallrocks of carbonatic composition (skarn model, Einaudi et al., 1981).

The lithogeochemical prospecting, which was carried out in the last years (1985 - 1990) in the Štiavnické vrchy Mts. revealed among other mineralization types also some porphyry copper occurences (Fig. 2) connected especially with intrusive bodies of granodioritic composition (Lowell-Guilbert model).

In our contribution three most promising ones are described from the point of view of lithogeochemical results.

The first one is already well known porphyry copper deposit Zlatno, which is used here as an example for other two occurences Šementlov and Sklené Teplice-Vydričná dolina.

There were 111 (Zlatno, Fig. 6), 188 (Šementlov, Fig. 10) and 104 (Sklené Teplice-Vydričná dolina, Fig. 14) lithogeochemical samples taken and quantitatively analyzed for Cu, Pb, Zn, Mn, Ag, B, Sn, K_2O, Na_2O, H_2O^+, H_2O^-, CO_2, S_{total}, and Fe_2O_3.

There are some general features, which are characteristic at least for two from the three occurences mentioned above:

- distinct central copper lithogeochemical anomaly (Fig. 4, 8, 12) situated above granodioritic intrusive bodies (Fig. 3, 7, 11),
- peripheral lead-zinc lithogeochemical anomaly,
- dominant development of phyllic zone at the Šementlov and Sklené Teplice-Vydričná dolina area caused positive lithogeochemical anomaly of K_2O (mainly sericitization, Fig. 9 and 13) and negative lithogeochemical anomalies of Na_2O, Zn, Mn and Fe_2O_3 (hydrothermal breakdown of plagioclase feldspars and ferromagnesian minerals, especially biotite to sericite, clay minerals and chlorite, Fig. 10 and 14),
- the copper + gold mineralization (maximal content of copper is above 1 % and maximal content of gold is above 5 ppm at the several hundreds of meters depth), which was revealed at the Zlatno and Sklené Teplice-Vydričná dolina areas by boreholes, is predominantly connected with magnesian exoskarns - the most favourable environment for skarn related porphyry copper mineralization in the Štiavnické vrchy Mts. (contact of granodioritic intrusions with Upper Triassic sedimentary carbonatic complex - mainly dolomites). The relatively poor porphyry copper ± Mo mineralization (maximal content of copper is above 0,2 % and maximal content of Mo is several hundreds of ppm at the depth of about 200 m) at the Šementlov area is connected mainly with altered granodiorite porphyry (the mesozoic carbonatic complex was not revealed by boreholes, it may be situated at greater depth).

There may be several reasons, which cause the development of relatively poor disseminated skarn related porphyry copper + Au mineralization (Zlatno, Sklené Teplice-Vydričná dolina) or the porphyry copper + Mo mineralization (Šementlov and some other areas) in the intrusive rocks of the Štiavnické vrchy Mts.:

- morphology of intrusive bodies; there are in majority

only swarms of porphyry dykes developed instead of more favourable compact stoks

- absence of intrusive fracturing refer to the fact, that the stage of second boiling was not achieved and consequently the permeability of intrusive rocks was insufficient for strong circulation of mineralizing fluids. This fact was proved at the Zlatno area (Lexa and Konečný, 1989) and is applicable for other areas, too.

The differences in distribution of several elements in the individual areas, which were found out by our lithogeochemical research may be explained also by different level of erosion at individual areas.

With the help of lithogeochemical prospecting method and the complex of other research methods it was possible to reveal several areas with porphyry copper and skarn related porphyry copper mineralization in the Štiavnické vrchy Mts.

The use of following major and trace elements for porphyry copper type mineralization lithogeochemical prospecting is recommended (distribution of these elements is characteristic in various alteration and mineralization zones of the porphyry copper deposits):

major elements: Ca, Na, K and Si, Mg, Fe, respectively,
trace elements: Cu, S, Mo, Pb, Zn, B, Mn, Ba, Sr, Rb and Ag, Sn, Hg, As, respectively.

Mineralia slovaca, 24 (1992), 99 - 108

O kremeni granitoidov a hydrotermálnych žíl Mo-W zrudnenia pri Rochovciach (styk veporika a gemerika)

IVAN REPČOK, KAROL ELIÁŠ, ANNA HAŠKOVÁ, ANNA KOVÁŘOVÁ, IVAN RÚČKA, MAGDA SLÁDKOVÁ, VIERA WIEGEROVÁ

Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina l, 817 04 Bratislava

(Doručené 20. 5. 1991, revidovaná verzia doručená 18. 7. 1991)

Quartz in granitoids and hydrothermal molybdenium-tin ore veins near Rochovce village, contact zone of Veporic and Gemeric units, Eastern Slovakia

Attempt was made to complete the hitherto knowledge on granitoids and related molybdenium-tin ores near Rochovce investigating undulatory extinction of quartz, the gaseousliquid inclusions and its oxigenium isotopic composition together with K/Ar dating of sericite (89.1 and 92.8 m. y.). Undulatory extinction of quartz diminishes from granitoids of the 1st and 2nd intrusive phases to hydrothermal mineralization stages from the oldest to the youngest ones.

Úvod

V nadväznosti na doterajšie výskumy rochovských granitoidov na styku veporika a gemerika (Klinec et al., 1979; Kantor a Rybár, 1979; Klinec et al., 1980; Cambel et al., 1980; Kovach et al., 1986; Václav et al., 1988; Határ et al., 1989; Gregor, 1990; Repčok et al., 1990a, b a s nimi spätého Mo-W zrudnenia (Snopko et al., 1986; Václav et al., 1988; Václav et al., 1990; Repčok et al., 1990a) sme sa pokúsili na kremeni granitoitoidných a žilných hornín, ako aj hydrotermálnych žíl skúmať jeho undulozitu, plynno-kvapalné uzavreniny a využiť pritom poznatky o jeho izotopovom zložení kyslíka.

Doterajšie poznatky o granitoidných horninách a hydrotermálnych žilách pri Rochovciach

Klinec et al. (1979, 1980) charakterizujú granitoidné horniny pri Rochovciach ako hrubozrnné, s granitickou až porfyricko-granitickou štruktúrou. Vyčlenili v nich tri kryštalizačné etapy.

Prvá etapa sa začala kryštalizáciou akcesorických minerálov (apatit, zirkón, titanit, ortit a magnetit) a pokračovala biotitom a plagioklasom I.

V druhej etape sa náhle zmenili P-T podmienky. Magma s čiastočne vykryštalizovaným biotitom a plagioklasom sa premiestnila do nového prostredia, pričom nastala čiastočná premena plagioklasu I a biotitu. Kryštalizácia pokračovala tvorbou plagioklasu II a kremeňa I. V závere tejto etapy predpokladajú tektonický nepokoj a dokazujú ho vznikom jemne lištovitého albitického zdvojčatenia prechádzajúceho cez zonálne plagioklasy a tlakovými deformáciami bipyramidálneho kremeňa.

Kryštalizácia v tretej etape opäť prebiehala v tektonicky pokojnom prostredí za pomerne vysokej teploty (dvojživcový teplomer podľa Bartha z roku 1962 preukazuje teplotu 610 až 645 °C). 90-metrová bariéra bázických hornín v nadloží vo vrte KV-3 spomalila chladnutie a predĺžila čas kryštalizácie. V tejto etape kryštalizovali K-živce a kremeň II, ktorý zvyčajne prevláda nad kremeňom I a tvorí alotriomorfné zrná vypĺňajúce intersticiálne priestory, niekedy spolu s alotriomorfným K-živcom.

Žilný kremeň je podľa spomenutých autorov treťou generáciou kremeňa, viaže sa najmä na premenené oblasti a súvisí s postmagmatickou hydrotermálnou činnosťou.

Kantor a Rybár (1979) datovali z granitoidov hruboporfyrického typu s ružovými fenokryštálmi ortoklasu vo vrte KV-3 z hĺbky 725 m K/Ar metódou biotit na 88 a ortoklas na 75 mil. rokov.

Cambel et al. (1980) udávajú pre granitoidné horniny z Rochoviec takéto K/Ar datovanie: G-74 biotit z granitu 79 a G-74 granit 66 mil. rokov.

Kovách, Svingor a Grecula (1986) udávajú pre biotity granitoidných hornín z Rochoviec tieto dáta získané Rb/Sr metódou: SGR-38 vek 92 ± 11;

SGR-39 vek 99 ± 14 a SGR-42 vek 101 ± 8 mil. rokov.

Snopko et al. (1986) stručne charakterizujú výsledky metalogenetického výskumu styčnej zóny gemerika a veporika v oblasti Rochoviec.

Na základe poznatkov zhrnutých Václavom et al. (1988) je Mo-W zrudnenie priestorovo a geneticky späté s rochovskými granitoidmi. Határ (in Václav et al., 1988) člení granitoidy pri Rochovciach do dvoch intruzívnych fáz.

Prvú intruzívnu fázu charakterizuje Határ podobne ako Klinec et al. (1980). Podľa Határa (in Václav et al., 1988) plagioklasy druhej intruzívnej fázy sú tvorené viacerými generáciami. Plagioklasy I sa vyskytujú zriedkavo a uzatvárajú ich plagioklasy II. Tie sú často oscilačne zonálne. Miestami sa vyvíjali na úkor starších korodovaných jadier, s častou protoklázou, zriedkavo uzatvárajú drobný biotit. Plagioklas III, ktorý kryštalizoval s K-živcom III, je xenomorfný. Tieto živce sa často vzájomne prerastajú.

K-živce sú reprezentované tromi generáciami. K-živec I zastupujú veľké idiomorfné výrastlice (najmä v prvej intruzívnej fáze), v produktoch druhej intruzívnej fázy sa uplatňuje len zriedkavo, resp. ako asimilát. Býva prítomný aj v metasomatitoch ako restit prvej intruzívnej fázy. Viac sa uplatňuje K-živec II, ktorý kryštalizoval s kremeňom II. K-živec III kryštalizuje spolu so xenomorfným plagioklasom III a najmladším kremeňom. Extrémna diferenciácia viedla k vzniku horninových typov zložených z čistého K-živca a kremeňa. V niektorých prípadoch sa od seba úplne oddelili a vznikla čisto K-živcová hmota so šmuhami sivého kremeňa.

Kremeň tvorí výrastlice veľké 1 až 2 mm. V hrubozrnnejších varietách býva niekedy kremeň I uzatvorený plagioklasom II. Keď kremeň kryštalizoval v dynamickom prostredí, býva vytiahnutý do vretenovitých tvarov a často rekryštalizovaný. Kremeň II kryštalizoval spolu s K-živcom III a plagioklasom III, pričom sa vzájomne prerastajú. Najmladší kremeň III vzniká v záverečných fázach hlavne v aplitických typoch, keď sa oddeľuje K-živcová a kremeňová hmota. Molybdenit môže byť prítomný v kremeni aj v K-živcovej hmote.

Biotit tvorí prevažne 1 až 2 mm veľké zrná. Drobný lištovitý biotit sa zriedkavo uzatvára plagioklasom II. Charakteristické je spoluvystupovanie biotitu s magnetitom a apatitom. Časť biotitu môže byť kontaminačného pôvodu.

Podrobnejšia charakteristika jednotlivých typov hornín druhej intruzívnej fázy (svetlé biotitické granitové porfýry, strednozrnné až jemnozrnné biotitické leukogranity, granitové aplity až aplity, alkalicko-živcové syenitové aplity, aplitické porfýry až alaskity) v citovanej práci chýba. Ich veľmi stručná charakteristika je v práci Határ, Hraško a Václav (1989), ktorá charakterizuje aj rozdiely v obsahu akcesorických minerálov obidvoch intruzívnych fáz.

Priestorový vzťah Mo-W zrudnenia ku granitoidnej intrúzii a metasedimentom nadložia Határ (in Václav et al., 1988) charakterizoval takto: Prvá intruzívna fáza viedla ku kryštalizácii hlavnej masy granitoidných hornín. V týchto horninách spravidla nie sú situované hydrotermálne žilné rudné telesá. Podobne nie sú (alebo len sporadicky) vyvinuté v nadložných metasedimentoch nad neproduktívnou prvou intruzívnou fázou. Produktívnou a zrudňovacou etapou bolo preniknutie granitoidných hornín druhej intruzívnej fázy. Túto fázu chápe Határ ako samostatné priestorové preniknutie nízkoteplotnej taveniny s diferenciáciou vytvoreného kozuba, obohateného o fluidné a rudné zložky.

Metasedimenty gemerika a veporika v nadloží rochovských granitoidov člení Vozárová (in Václav et al., 1988) na:

- spodnokarbónske metamorfity ochtinského súvrstvia,
- permské metamorfity rimavského súvrstvia,
- vrchnokarbónske metamorfity slatviského súvrstvia.

Vozárová (l. c.) v metamorfovaných horninách gemerika a veporika v tejto oblasti identifikovala tri typy metamorfózy a doložila ich samostatnými asociáciami indexových minerálov:

1. varisku regionálnu metamorfózu nízkotlakovú / nízkoteplotnú (Mu - Ab - Parag),
2. alpínsku regionálnu metamorfózu nízkoteplotnú, stredne až vysokotlakovú (Chlt -Kyn),
3. alpínsku kontaktnotermickú metamorfózu nízkotlakovú/vysokoteplotnú (Bi - Cord - Andal).

Václav, Határ a Vozárová (in Václav et al., 1988) zostavili metalogenetický model Mo-W zrudnenia, ktorý sa do značnej miery zhoduje s orientačnou

sukcesnou schémou Határa. Autori sa v modeli pokúsili zrekonštruovať magmaticko-hydrotermálne mineralizačné procesy späté s druhou intruzívnou fázou do dvoch štádií: magmaticko-pneumatolytického a hydrotermálneho. Štádiá rozdelili do šiestich mineralizačných etáp:

1. Ti-U-REE etapa; 2. I. Mo etapa; 3. II. Mo + volframitová etapa; 4. W(scheelitová) + (Fe, Cu) sulfidická etapa; 5. Pb-Zn+(Bi, Sb) sulfidická etapa; 6. F-Pb-Zn-karbonátová etapa. Prvé dve etapy patria do magmaticko-pneumatolytického štádia, ostatné do hydrotermálneho. Každá z mineralizačných etáp je charakteristická vlastnou generáciou kremeňa, okrem tretej, v ktorej sa kremeň delí na tri generácie.

Repčok et al. (1990a) prezentujú výsledky izotopového výskumu Mo-W zrudnenia pri Rochovciach. Priemerná hodnota $\delta\ ^{18}O_{SMOW}$ sa zvyšuje od starších mineralizačných etáp po mladšie: I. Mo etapa 10,54; začiatok II. Mo + volframitovej etapy od 9,05 po 11,14 s priemerom 10,13; záver tejto etapy od 10,60 po 12,31 s priemerom 11,50; W(scheelitová) + (Fe, Cu) sulfidická etapa od 13,03 po 16,28 s priemerom 14,25 a F-Pb-Zn-karbonátová etapa 15,51 ‰. Pre úplnosť na tomto mieste uvádzame aj výsledky dekrepitačných TVI analýz uvedené v citovanej správe o kremeni jednotlivých mineralizačných etáp: I. Mo etapa 150 - 160 °C; začiatok II. Mo + volframitovej etapy 145 - 170 °C; jej stred je 200 - 210 °C a záver 220 - 170 °C; W(scheelitovo) + (Fe, Cu) sulfidická etapa 170 - 130 °C a F-Pb-Zn-karbonátová etapa 130 °C. Pre kalcit: W(scheelitová) + (Fe, Cu) sulfidická etapa 130 °C a F-Pb-Zn-karbonátová etapa 130 - 80 °C. Tieto teploty však nemožno pokladať za skutočné teploty vzniku minerálov, najmä starších mineralizačných etáp, pokiaľ sa neoveria inými nezávislými metódami.

Na základe izotopových analýz síry z rozličných sulfidov odporúčajú autori citovanej práce hľadať pôvod síry sulfidov tohto zrudnenia v dobre homogenizovanom hlbinnom zdroji.

Repčok et al. (1990a) sa zmieňujú aj o geochemickej typológii rochovských granitoidov. Podľa nich patria k prechodným medzi I- a S-typmi a tiež k prechodným medzi granitoidmi ilmenitovej a magnetitovej série príslušných typológií. Podľa Ohmota (1986) práve takéto prechodné typy granitoidov bývajú nositeľmi Mo-W zrudnení. Határ et al. (1989) charakterizujú rochovské granitoidy ako prechodné v zmysle klasifikácie Westra a Keitha z roku 1981. Gregor (1990) na základe magnetickej susceptibility zaraďuje rochovské granitoidy do ilmenitovej série v zmysle Ishiharu (1977), čo nie je v súlade s konštatovaním už spomenutých autorov (Repčok et al., 1990a; Határ et al., 1989). Tento rozpor možno vysvetliť tak, že Gregor (1990) uprednostnil pri zaraďovaní len niektoré charakteristiky (magnetickú susceptibilitu, minerálne zloženie a zdroj), kým Ishihara ich vyžaduje viac (izotopové zloženie síry, kyslíka, iniciálne pomery Sr a ďalšie).

Metodika

V práci sa pokúšame doplniť doterajšie poznatky o granitoidoch a ich žilných (najmä hydrotermálnych) produktoch pri Rochovciach štúdiom primárnych magmatických a žilných kremeňov z hľadiska ich undulozity a podľa možností, ktoré poskytol skúmaný materiál, štúdiom plynno-kvapalných uzavrenín. Aby bol pohľad na tieto kremene ucelenejší, diskusia zahŕňa aj výsledky izotopových analýz kyslíka kremeňa a kalcitu prevzaté z práce Repčoka et al. (1990a). Do práce je zaradené aj K/Ar datovanie sericitu z premeneného porfyrického mikrogranitu (so stručným opisom metodiky stanovenia v diskusii).

Pri skúmaní undulozity kremeňa sme použili metodiku, ktorú Repčok (1971) opísal a upravil na meranie kremeňových jedincov s nízkou undulozitou (Repčok in Kantor et al., 1986). Autor považuje takto meranú undulozitu za odraz P-T podmienok vzniku daných kremeňov a naložených procesov.

Výskum plynno-kvapalných uzavrenín spočíval v ich mikroskopickom štúdiu zameranom na zistenie prítomnosti uzavrenín, ich množstva, veľkosti, tvaru, vzťahu fáz a fázového zloženia. Metódu homogenizácie pre malé rozmery uzavrenín v skúmaných mineráloch nebolo možné použiť. V diskusii sa v niektorých prípadoch spomínajú výsledky termo-vákuovo-impulznej (ďalej len TVI) dekrepitačnej metódy, ktorú vyvinul Kantor a Eliáš (1974). Autori si uvedomujú nedostatky tejto metódy najmä v prípadoch, kde je zatiaľ len jediným zdrojom o teplote vzniku daného minerálu. Takto zistenú

TAB. 1

Hodnoty uhla undulózneho zhášania kremeňa granitoidných hornín, ich žilných ekvivalentov a hydrotermálnych žíl Mo-W zrudnenia pri Rochovciach
The angles of undulatory extiction of the quartz from granitic rocks, their vein equivalents and hydrothermal veins of Mo-W ore mineralization at Rochovce

Magmatická fáza, príp. mineral. etapa, z ktorej pochádza analyzovaný kremeň	Vrt/hĺbka odberu v m	Uhol undulózneho zhášania v stupňoch		$\delta\ ^{18}O_{SMOW}$
		maximálna frekvencia	rozsah frekvencie	
Granitoidy prvej fázy	KV-3/725	18	15 - 19	
	RO-2/632,5	15	14 - 17	
	RO-2/598,8	15	13 - 17	
	RO-5/547	17	15 - 19	
	RO-2/510 - 514	16	14 - 17	
	RO-6/370,4	16	14 - 16	
		16	13 - 19	
Neodlíšené granitoidy prvej a druhej fázy	Ni-1/714	15	14 - 17	
	RO-5/626,3 - 6,8	16	14 - 18	
	RO-5/622,8 - 3,8	16	15 - 17	
	RO-5/614,5 - 6	15	14 - 17	
	RO-2/597,6	16	14 - 17	
	RO-5/581,1 - 6	16	14 - 17	
	RO-5/579,8	16	14 - 17	
	RO-5/567,2	14	13 - 16	
	RO-5/539,1	15	14 - 17	+ 11,21
	RO-2/510,1	15	14 - 17	
	RO-5/511,4 - 6	15	13 - 16	
		15	13 - 18	
Granitoidy druhej fázy	RO-3/624,5	14	13 - 16	
	RO-3/617,5	15	13 - 16	
	RO-5/592,1	15	13 - 16	+ 11,26
	RO-5/558,5	15	13 - 16	
	RO-2/527,3	15	13 - 16	
		15	13 - 16	
I. Mo etapa	RO-3/676,95	14	13 - 16	
	RO-2/535,5	15	12 - 16	
	RO-5/528,8	15	13 - 16	+ 10,54
		15	12 - 16	
II. Mo+volframitová etapa (subetapa A)	RO-5/592,1	13	12 - 14	+ 10,88
	RO-5/533,4 - 5	13	12 - 13	+ 11,14
	RO-5/439,5 - 6	13	12 - 15	+ 9,05
	RO-5/276,1	13	12 - 13	+ 9,48
	RO-3/565,2	13	12 - 14	
	RO-3/404,0	13	12 - 14	
		13	12 - 15	Ø + 10,13
II. Mo+volframitová etapa (subetapa B)	Ni-1/469	13	12 - 15	
	RO-6/366,5	13	12 - 14	
		13	12 - 15	
II. Mo+volframitová etapa (subetapa C)	RO-5/445,5	12	10 - 14	+ 10,60
	RO-5/435,2	12	10 - 14	+ 12,31
	RO-5/358			+ 11,97
	RO-4/331,8	12	10 - 13	
	RO-5/156,7			+ 11,82
	RO-6/211,9	12	10 - 14	
	RO-3/404,0	12	10 - 13	
		12	10 - 14	Ø + 11,50

Pokračovanie tab. 1

W(scheelit) + (Fe, Cu) sulfidická etapa	RO-3/676,95	10	9 - 11	
	RO-5/249,4 - 5	10	9 - 11	+ 14,77
	RO-5/237,7	10	9 - 12	+ 16,28
	RO-5/82,2	11	9 - 12	+ 14,01
	RO-5/81,4	10	9 - 12	
	RO-5/49,5	11	10 - 13	+ 14,23
		10	9 - 13	+ 14,82
F + Pb + Zn + karbonátová etapa	RO-5/547	8	8 - 9	+ 15,51
	RO-5/249, 4-5	9	9 - 10	
	RO-5/237,7	9	8 - 10	
	RO-6/211,9	9	8 - 10	
	RO-5/49,5	9	8 - 10	
		9	8 - 10	

Výsledky izotopových analýz kyslíka niektorých vzoriek kremeňa sú z práce Repčoka et al. (1990a)
The results of the isotopic analysis of oxygen from the some sample quartzs Repčok et al., (1990a)

teplotu možno pokladať len za orientačný údaj o teplote naložených procesov.

Výsledky a ich diskusia

V tabuľke sa uvádzajú namerané hodnoty stupňa undulózneho zhášania kremeňa jednotlivých vzoriek z vrtu RO-2 až RO-6, Ni-1 a KV-3 pri Rochovciach, zoradené do skupín podľa príslušnosti ku granitoidným fázam a mineralizačným etapám. Pri každej vzorke (príp. skupine vzoriek) sa udáva maximálna hodnota frekvencie nameraného uhla zhášania a rozsah nameraných hodnôt. Pri niektorých vzorkách sa udávajú výsledky izotopových analýz kyslíka z kremeňa. Frekvenčné histogramy jednotlivých mineralizačných etáp sú na obrázku 1.

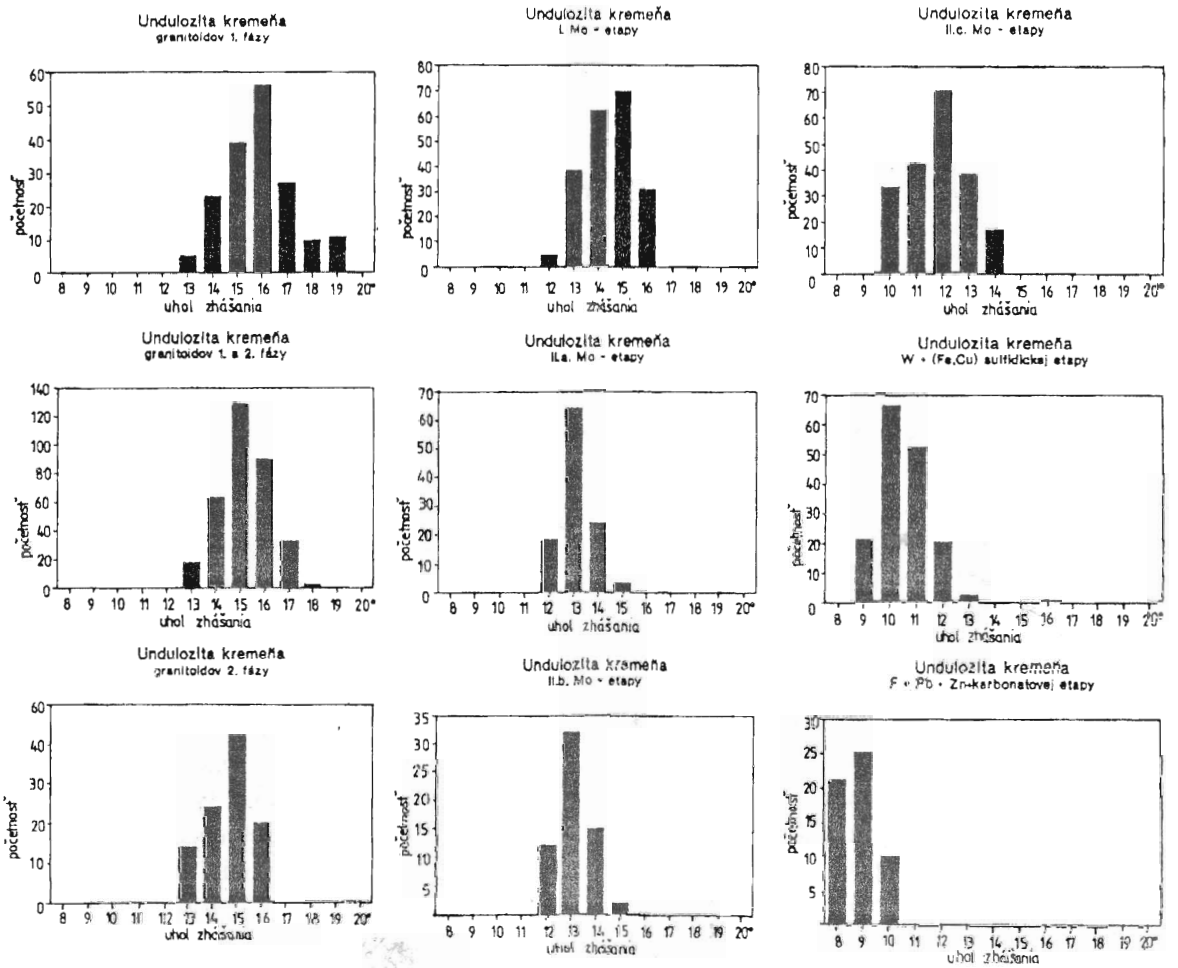
Výsledky sa prezentujú od granitoidných hornín prvej a druhej intruzívnej fázy cez všetky mineralizačné etapy hydrotermálneho štádia, od najstarších po najmladšie.

Kremeň granitoidných hornín prvej intruzívnej fázy sa skúmal vo vzorkách KV-3/725, RO-2/632,5; 598,8 a 510 až 514 m, RO-5/547 a RO-6/370,4 m. Sumárny frekvenčný diagram hodnôt uhla undulózneho zhášania týchto vzoriek je na obrázku 1. Najčastejšie sa namerala hodnota 16° a rozsah od 13 do 19°. Tento kremeň vykazuje najvyššie hodnoty uhla undulózneho zhášania a predstavuje zároveň najstarší kremeň granitoidného komplexu pri Rochovciach.

Ďalšiu skupinu tvoria vzorky Ni-1/714, RO-2/597,6; 939,1; 510,1, RO-5/626,3 až 628,3; 622,8 až 623,8; 614,5 - 6; 597,6; 581,6; 576,2; 539,1 a 511,4 - 6. Vo výbrusoch týchto vzoriek sa vyskytoval *kremeň prvej aj druhej intruzívnej fázy*, pretože v nich granitoidné horniny obidvoch fáz vystupujú vo veľmi intímnom prerastaní (aj v rámci jedného výbrusu). Najčastejšie sa namerala hodnota 15° a rozsah od 13 do 18° (pozri obr.1). V jednej z týchto vzoriek sa na kremeni namerala hodnota $\delta\ ^{18}O_{SMOW}$ +11,21 ‰. Mikroskopickým štúdiom plynno-kvapalných uzavrenín sa zistilo, že tento kremeň je značne preplnený sekundárnymi uzavreninami, takže TVI dekrepitačnú teplotu možno považovať za orientačný údaj o teplotu naložených procesov (Eliáš in Repčok et al., 1990b). Podobná situácia sa zistila vo viacerých vzorkách vzájomne sa pretínajúcich hornín obidvoch fáz, preniknutých navyše hydrotermálnym kremeňom.

Kremeň granitoidov druhej intruzívnej fázy reprezentovali vzorky RO-2/527,3, RO-3/624,5 a 617,5, RO-5/592,1 a 558,5. Najčastejšie sa namerala hodnota uhla undulózneho zhášania 15°, s rozsahom od 13 do 16°. V jednej vzorke kremeňa bola nameraná hodnota $\delta^{18}O_{SMOW}$ +11,26 ‰. Situácia s plynno-kvapalnými uzavreninami je podobná ako v predchádzajúcich prípadoch. Týka sa to aj TVI dekrepitačných teplôt. Kremeň druhej intruzívnej fázy granitoidov má vo frekvenčných histogramoch individuálnych vzoriek maximá s nižšími hodnotami undulózneho zhášania ako kremeň granitoidov prvej intruzívnej fázy (Repčok et al., 1990b). Preto na základe undulozity možno s veľkou pravdepodobnosťou diferencovať granitoidné horniny druhej intruzívnej fázy od prvej, čo zároveň znamená aj možnosť relatívne ich časovo odlíšiť.

Kremeň I. Mo etapy reprezentujú vzorky RO-2/235,5, RO-3/676,95 a RO-5/528,8. Najčastejšie



nameraná hodnota uhla undulózneho zhášania kremeňa bola 15° a rozsah od 13 do 16°. Na základe týchto údajov možno kremeň I. Mo etapy pokladať za časovo zhodný s kremeňom granitoidov druhej intruzívnej fázy (pozri obr. 1). Pri jednej vzorke kremeňa tejto etapy sa namerala hodnota $\delta^{18}O_{SMOW}$ +10,54 ‰ (pozri tab. 1).

Kremeň II. Mo + volframitovej etapy rozčlenil Határ (in Václav et al., 1988) podľa mineralogických kritérií do troch generácií. Tu ich členíme do troch subetáp: A, B a C.

Kremeň subetapy A reprezentujú vzorky RO-3/404,0 a 565,2, RO-5/592,1; 533,4-5; 439,5 - 6 a 276,1. Najčastejšia nameraná hodnota uhla undulózneho zhášania bola 13°, rozsah od 12 do 15°. Podľa undulozity možno jednoznačne odlíšiť kremeň I. Mo etapy a kremeňa subetapy A II. Mo + volframitovej etapy. Odlíšiť ich nebolo možno na základe mikroskopického štúdia plynno-kvapalných uzavrenín ani na základe TVI dekrepitačných teplôt (Eliáš in Repčok et al., 1990b).

Kremeň subetapy B zastupujú len vzorky Ni-1/649 a RO-6/366,5. Najčastejšie sa namerala hodnota uhla undulózneho zhášania 13° a rozsah od 12 do 15°. TVI dekrepitačné teploty boli o 40 °C vyššie ako v subetape A (Eliáš in Repčok et al., 1990b).

Kremeň subetapy C (záveru II. Mo + volframitovej etapy) reprezentujú vzorky RO-3/404,0, RO-4/331,8, RO-5/445,5; 432,5; 358 a 156,7, RO-6/211,9. Najčastejšie nameranou hodnotou uhla undulózneho zhášania bolo 12°, rozsah od 10 do 14°. Hodnoty $\delta^{18}O_{SMOW}$ sa pohybovali od +10,60 do +12,31, priemerná hodnota +11,50 ‰. Nameraná TVI dekrepitačná teplota pre túto skupinu bola v rozsahu 170 až 220 °C (Eliáš in Repčok et al., 1990b).

Kremeň W (scheelitovej) + (Fe, Cu) sulfidickej etapy reprezentujú vzorky RO-3/676,95, RO-5/249,4-5; 237,7; 82,2; 81,4 a 49,5. Najčastejšie nameranou hodnotou uhla undulózneho zhášania bolo 10°, rozsah od 9 do 13°. V kremeni tejto etapy

sa nameraná hodnota $\delta^{18}O_{SMOW}$ pohybovala od +14,01 do +16,28 a priemer bol +14,82 %. TVI dekrepitačná teplota nameraná v kremeni tejto etapy sa pohybovala od 130 do 160 °C (Eliáš in Repčok et al., 1990b).

Kremeň F-Pb-Zn karbonátovej etapy zastupovali vzorky RO-5/547; 249,4-5; 49,5 a RO-6/211,9. V tomto kremeni sa najčastejšie namerala hodnota uhla undulózneho zhášania 9° a rozsah od 8 do 10°. Vo vzorke RO-5/547 sa v kremeni, ako aj koexistujúcom kalcite TVI dekrepitačnou metódou namerala teplota 130 °C (Eliáš in Repčok et al., 1990a). Tuto teplotu v citovanej práci potvrdili aj izotopové metódy.

V danom súbore vzoriek sa nám podarilo odseparovať vo dvoch vzorkách dva koexistujúce kremeňovo-kalcitové páry a na nich sme aplikovali kremeňovo-kalcitový, kyslíkový izotopový termometer podľa Faura (1986):

$$\delta^{18}O_{kremeňa} - \delta^{18}O_{kalcitu} = 0,6 \cdot (10^6 \cdot T^{-2}),$$

kde T je teplota v °K.

Podľa tejto rovnice sa pre kremeňovo-kalcitový pár vo vzorke RO-5/237,7 z hodnôt $\delta^{18}O_{SMOW}$ pre kremeň +16,28 ‰ a pre kalcit +11,22 ‰ vypočítala teplota 130 °C (Repčok et al., 1990a). Eliáš (in Repčok et al., 1990a) TVI dekrepitačnou metódou nameral pre kremeň aj kalcit z tejto vzorky teplotu 130 °C.

Pre kremeňovo-kalcitový pár sa z nameraných hodnôt izotopového zloženia kyslíka kremeňa +15,51 % a kalcitu +10,77 % vypočítala teplota 144 °C. Z tohto páru sa v kalcite namerala TVI dekrepitačnou metódou teplota 130 °C (Eliáš in Repčok et al., 1990a). Kremeň z tejto vzorky nebol na TVI dekrepitačnú analýzu vhodný.

Podľa uvedených údajov možno konštatovať výrazný trend poklesu hodnoty uhla undulózneho zhášania kremeňa od prvej a druhej intruzívnej fázy granitoidov cez hydrotermálne mineralizačné etapy od najstarších po najmladšie. To umožňuje pomerne jednoducho určiť vo výbrusoch kremeň jednotlivých mineralizačných etáp a intruzívnych fáz, čo môže mať veľký význam nielen pre vekové členenie jednotlivých generácií kremeňa, ale aj pre prognostiku a ťažbu.

Z izotopového zloženia kyslíka je zrejmý trend zvyšovania obsahu ťažšieho izotopu ^{18}O od starších etáp po mladšie.

V posledných etapách hydrotermálneho štádia je zreteľný pokles nameranej TVI dekrepitačnej teploty. Nižšia teplota F-Pb-Zn karbonátovej etapy bola doložená galenitovo-sfaleritovým termometrom v štyroch párových vzorkách v rozsahu od 61 do 138 °C (Repčok et al., 1990a, podľa Smitha et al., 1977) na základe izotopového zloženia síry týchto sulfidov.

V starších hydrotermálnych etapách sa doteraz nepodarilo nájsť vhodné minerály na využitie izotopových termometrov. Jediným údajom o teplote týchto etáp sú údaje o TVI dekrepitačnej teplote, ktorú pokým sa neoverí inými objektívnymi metódami, autori pokladajú za orientačnú. Hoci je všeobecne známe, že hydrotermálne Mo-W ložiská sú vyššie termálne, našli sme v literatúre údaje o teplote vzniku molybdenitu 240 až 260 °C a volframitu 270 až 297 °C (Zheng et al., 1989). V tomto prípade išlo o W-Mo ložisko Sambao v oblasti Tutajn v Číne, kde rudné telesá ležia v exokontaktnej a endokontaktnej zóne vrchnokriedových granito-porfýrov, ktoré prenikli do ryolitového tufu vrchnojurského veku.

Aby bol pohľad na kremeň granitoidných hornín a hydrotermálnych žíl Mo-W zrudnenia pri Rochovciach ucelenejší, považujeme za vhodné uviesť na tomto mieste aj výsledky optického štúdia plynno-kvapalných uzavrenín v obidvoch druhoch kremeňa.

Uzavreniny v kremeňoch magmatických hornín sú zriedkavé. Ich tvar je rozmanitý, od nepravidelného po uzavreniny tvaru negatívnych kryštálikov. Veľkosť len ojedinele dosahuje 0,01 mm. Podstatná časť uzavrenín je veľmi drobná a na homogenizačnú metódu nevhodná. Prevažujú oválne uzavreniny s čiastočne kryštalografickým obmedzením pre kremeň. Hojné sú nepravidelné, značne ploché uzavreniny. Podľa fázového zloženia sa rozlíšili:

1. jednofázové, čisto kvapalné,
2. dvojfázové, kvapalno-plynné (vodný roztok + libela),
3. trojfázové, vodný roztok + kvapalný CO_2 + plynný CO_2 (tento typ je zriedkavý),
4. štvorfázové uzavreniny (ojedinele sa v predchádzajúcom type vyskytuje neidentifikovateľná fáza nepravidelného tvaru).

Vzťah fáz je nerovnaký. V "primárnych" uzavreninách libela zaberá asi 60 až 90 % objemu, v

sekundárnych od niekoľkých do 60 až 65 %. Pomer kvapalného CO_2 k plynnému kolíše od asi 5 do 90 % plynného CO_2.

Uzavreniny, ktoré sa neviažu na nijaký puklinový systém, sa zdajú byť primárnymi. Ale ich fázové zloženie o tom nesvedčí, lebo je rovnaké ako pri sekundárnych. Sekundárne sú späté s puklinovými systémami, ktorých je niekoľko. Zložitý puklinový systém neumožňuje sekundárne uzavreniny presne zaradiť.

Uzavreniny v žilnom kremeni sú oproti horninovým veľmi hojné. Ich veľkosť sa pohybuje od najmenších rozmerov do 0,01 mm. Tvar je rozmanitý, od silne nepravidelného po uzavreniny tvaru negatívnych kryštálikov. Prevažujú oválne uzavreniny s čiastočným kryštalografickým obmedzením pre kremeň. Po puklinách sú najhojnejšie ploché uzavreniny nepravidelného tvaru. Podľa fázového zloženia sa tu identifikovali uzavreniny:

1. jednofázové, ktoré tvorí vodný roztok alebo kvapalný CO_2,
2. dvojfázové, ktoré tvorí vodný roztok s libelou, resp. kvapalný CO_2 s plynným CO_2,
3. trojfázové, ktoré tvorí vodný roztok a kvapalný CO_2 s libelou plynného CO_2, alebo vodný roztok a plynný CO_2 s pevnou fázou. Pevnú fázu tvoria priesvitné minerály (pravdepodobne NaCl) nerovnakej veľkosti, priesvitné drobné neidentifikovateľné a opakové (neidentifikovateľné, pravdepodobne rudné) minerály (ojedinele s pekným kryštalografickým obmedzením).

Uzavreniny nepatriace puklinovým systémom sa zdajú byť primárnymi, príp. primárno-sekudnárnymi. Prevažná časť uzavrenín je sekundárna a patrí viacerým generáciám.

Na K/Ar datovanie sa separoval sericit zo značne premeneného porfyrického mikrogranitu z vrtu RO-2 z hĺbky 511 m. Datovali sme ho preto, aby sa mohla časovo zaradiť jedna z etáp hydrotermálneho štádia. Podľa nášho názoru je takouto etapou II. Mo + volframitová. Výsledky K/Ar datovania:

K = 7,73 ± 0,15 % (stanovené metódou AAS),
^{40}Ar = (27,4406 ±10,8147) . 10^{-6} Nccg^{-1} volumenometrický),
t = 89,10 ± 4,27 mil. rokov,
^{40}Ar = 26,6099 . 10^{-6} Nccg^{-1} (izotopovým riedením)
t = 92,8 ± 1,7 mil. rokov.

Toto datovanie sa podľa nás vzťahuje na čas, v ktorom prebiehali metasomatické procesy v granitoidných horninách prvej aj druhej intruzívnej fázy. To tiež znamená, že K/Ar datovania Kantora a Rybára (1979) biotitu a ortoklasu z granitoidu vo vrte KV-3 (88 a 75 mil. rokov) nepredstavujú vek vniku intrúzie, ale alpínske metamorfné procesy, na ktoré títo autori sami poukazujú. Spomenutý vek premeny rochovských granitoidov nie je v rozpore ani s Rb/Sr datovaniami Kovacha et al. (1986): 99,92 a 101 mil. rokov. Ale v posledne citovanej práci chýba údaj o petrografickom type hornín, z ktorých sa biotit separoval, ako aj presnejšia lokalizácia.

Pri štúdiu undulozity kremeňa vo vzorkách, ktoré boli metasomaticky premenené, príp. v hydrotermálnych žilách, na ktorých vystupoval kremeň v asociácii so sideritom, sa undulozita kremeňa pohybovala okolo 14°. Z toho usudzujeme, že sa sericit a s ním asociujúci kremeň tvorili súčasne s tvorbou hydrotermálnych žíl II. Mo + volframitovej etapy, príp. tesne pred jej tvorbou.

Záver

V článku sme sa pokúsili doplniť doterajšie poznatky o granitoidných horninách, ich žilných ekvivalentoch a hydrotermálnych žilách Mo-W zrudnenia pri Rochovciach o výsledky štúdia undulozity kremeňa, jeho plynno-kvapalných uzavrenín a o nové datovanie sericitu z porfyrického mikrogranitu.

Zo štúdia undulozity kremeňa tejto lokality vychodí, že táto vlastnosť (vyjadrená uhlom undulózneho zhášania) stráca na intenzite od granitoidných hornín prvej (najčastejšie sa vyskytujúca hodnota vo frekvenčnom histograme je 16° - pozri obr. 1 a tab. 1) cez druhú (15°) intruzívnu fázu a hydrotermálne mineralizačné etapy, a to od najstarších (15°) po najmladšie (9°). Túto vlastnosť bude možno operatívne využívať pri ďalších vyhľadávacích prácach aj pri riadení ťažobných prác. Undulozita kremeňa spolu s doterajšími poznatkami o geologických objektoch sa bude dať využiť pri výbere materiálu na geochronologické a izotopové výskumy, najmä v takých vzorkách, kde sa spolu vyskytuje viac generácií kremeňa. Nie menej závažným je fakt, že undulozitu kremeňa možno využiť na relatívne časové členenie ako

granitoidných hornín, tak aj hydrotermálnych žíl s kremeňom.

Mikroskopické štúdium plynno-kvapalných uzavrenín bolo zamerané na zistenie ich prítomnosti, množstva, veľkosti, tvaru, vzťahu fáz a fázového zloženia. Metóda homogenizácie sa pre malé rozmery uzavrenín v skúmaných mineráloch nemohla použiť. K dispozícii sú len výsledky termo-vákuovo-impulznej dekrepitačnej analýzy, ktorých využitie bez overenia inými metódami je veľmi omedzené. Nízku teplotu zistenú na kremeni v záverečných etapách hydrotermálneho štádia TVI dekrepitačnou metódou v dvoch prípadoch potvrdil kremeňovo-kalcitový izotopový termometer (130 a 144 °C) a v štyroch prípadoch galenitovo-sfaleritový termometer (61 až 138 °C).

Nové K/Ar datovanie sericitu z porfyrického mikrogranitu (89,1 a 92,8 mil. rokov) možno pokladať za potvrdenie veku alpínskych metasomatických procesov, ktoré prebiehali tesne pred tvorbou hydrotermálnych žíl II. Mo + volframitovej etapy alebo súčasne s tvorbou týchto žíl.

Poďakovanie. Záverom ďakujeme RNDr. J. Határovi, CSc., za poskytnutie mineralogicky dobre spracovaného materiálu a viaceré diskusie, RNDr. Ľ. Hraškovi za časť výbrusového materiálu a petrografické opisy a napokon pracovníkom oddelenia izotopovej geológie GÚDŠ A. Maderovej, O. Csehovej, M. Kloknerovej a D. Zaťovičovi, ktorých práca umožnila pripraviť tento príspevok.

Literatúra

Cambel, B., Bagdasaryan, G. P., Veselský, J. & Gukasyan, R. Kh. 1980: To problems of interpretation of nuclear-geochronological data on the age of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 1, 27 - 48.*

Faure, G. 1986: Principles of isotope geology. *J. Wiley, 589.*

Gregor, T. 1990: Magnetite and ilmenite series of the Western Carpathian granitoids. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 41, 4, 443 - 451.*

Határ, J., Hraško, Ľ. & Václav, J. 1989: Hidden granite intrusion near Rochovce with Mo-W stockwork mineralization (First object of its kind in the West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 40, 5, 621 - 654.*

Ishihara, S. 1977: The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Miner. Geol. (Tokyo), 27, 293 - 305.*

Kantor, J. & Eliáš, K. 1974: Thermovacuometric impulse apparatus for the study of thermality according to liquid-gas inclusions. *Geol. Zbor. Geol. carpath., XXV, 97 - 104.*

Kantor, J. & Rybár, M. 1979: Radiometric ages and polyphasic character of Gemeride granites. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 30, 4, 433 - 448.*

Kantor, J., Harčová, E., Ďurkovičová, J. & Repčok, I. 1986: Izotopový výskum petrogenetických procesov - I. časť. Manuskript - Geofond Bratislava, 150.

Klinec, A., Ivanov, M., Hanzel, V., Obernauer, D., Noge, V., Beňka, J., Krist, E., Planderová, E., Macek, J., Pulec, M. & Tröger, M. 1979: Komplexné geologické vyhodnotenie štruktúrneho vrtu KV-3 Rochovce. *Manuskript - Geofond Bratislava, 314.*

Klinec, A., Macek, J., Dávidová, Š. & Kamenický, J. 1980: Rochovský granit v styčnej zóne gemeríd s veporidami. *Geol. Práce, Spr., 74, 103 - 112.*

Kovách, A., Svingor, E. & Grecula, P. 1986: Rb-Sr isotopic ages of granitoide rocks from the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Western Carpathian, Eastern Slovakia. *Mineralia slov., 18, 1 - 14.*

Ohmoto, H. 1986: Stable isotope geochemistry of ore deposits. In: Stable isotops in high temperature geological processes. In: *Valey, Taylot, O'Neil (Ed.): Review in mineralogy, 16, 491 - 559.*

Repčok, I. 1971: Stupeň undulózneho zhášania kremeňa niektorých granitoidov Západných Karpát. *Geol. Práce, Spr., 55, 165 - 171.*

Repčok, I., Eliáš, K., Ferenčíková, E., Hašková, A., Kovářová, A., Rúčka, I. & Sládková, M.1990a: Izotopový výskum Mo-W zrudnenia pri Rochovciach. *Manuskript - Geofond Bratislava, 50.*

Repčok, I., Eliáš, K., Garaj, M., Hašková, A., Kovářová, A., Sládková, M., Rúčka, I. & Wiegerová, V. 1990b: Kremeň granitoidov, ich žilných ekvivalentov, hydrotermálnych žíl pri Rochovciach, z hľadiska undulozity, plynno-kvapalných uzavrenín a izotopov kyslíka. *Manuskript - Geofond Bratislava, 36.*

Snopko, L., Václav, J., Bajaník, Š., Beňka, J., Rapant, S., Vozárová, A. & Gregor, T. 1986: Výsledky metalogenetického výskumu styčnej zóny gemerika a veporika z oblasti Rochoviec. *Region. geol. Západ. Karpát, 21, 291 - 293.*

Václav, J., Vozárová, A., Határ, J., Beňka, J., Bodiš, D., Grim, V., Snopko, L., Repčok, I., Eliáš, K., Rúčka, I., Garaj, M., Ferenčíková, E., Hašková, A., Štarková, D., Filo, M., Ardová, A., Kučera, I., Stránska, M., Vanek, J., Gargulák, M., Molák, B., Dovina, V., Lopašovský, K. & Obst, P. 1988: Prognózne zhodnotenie Mo-W mineralizácie južne od Rochoviec. *Manuskript - Geofond Bratislava, 386.*

Václav, J., Molák, B., Határ, J., Vozárová, A. & Repčok, I. 1990: Surovinový potenciál západnej časti styčnej zóny veporika a gemerika a nové poznatky o Mo-W zrudnení pri Rochovciach. In: *Zbor. Prínos 50-ročnej činnosti GÚDŠ k rozvoju slovenskej geológie. Bratislava, GÚDŠ, 93 - 97.*

Zheng, K., Huang, W. & Zhou, L. 1989: Geológia a geochémia rudného ložiska Sanbao v oblasti Tutajn (čínsky s angl. resumé) *Kuančuan dičži. Miner. deposits, 8, 1, 29 - 38.*

Quartz in granitoids and hydrothermal molybdenium-tin ore veins near Rochovce village, contact zone of Veporic and Gemeric units, Eastern Slovakia

The aim of the paper is to complete the available information on granitic rocks, their vein equivalents and hydrothermal molybdenium-tin ores near Rochovce by data on undulatory extinction of quartz, its gaseous-liquid inclusions as well as by new results of sericite K/Ar dating from porphyric microgranite.

Investigations into undulatory extinction of quartz disclosed that this physical phenomenon (expressed by the angle of undulatory extinction) diminishes from granitic rocks of the 1st intrusive phase (the most frequently observed value is 16°, Fig. 1, Tab. 1) through the 2nd intrusive phase (15°) to the youngest one (9°). This

behaviour can promptly be used in prospection and exploration. Furthermore, data on quartz extinction together with the current knowledge of geological objects may be used for the selection of material aimed for geochronological and isotope research, mostly in cases when several generations of quartz occur simultaneously. Finally, the undulatory extinction of quartz can be used for the determination of relative age relations between single granitic rocks and the hydrothermal quartz-bearing veins.

Investigation of gaseous-liquid inclusions under microscope has been oriented to determination of their occurrence, quantity, size and shape as well as the relations of the respective phases and their composition. The method of homogenization has not been employed because of small size of inclusions in the investigated minerals. Only the results of thermo-vacuum-impulse decrepitation analysis are available for evaluation however their meaning without confirmation by further measurements is substantially limited. The low temperatures found for quartz of final stages of hydrothermal phase using the TVI decrepitation method have been confirmed in two cases also by quartz-calcite isotope thermometer (130° and 144 °C) and in four cases by the results of galenite-shpalerite thermometer (61 - 138 °C).

Results of K/Ar dating of sericite from porphyric microgranite (89.1 and 92.8 m. y.) can be interpreted as confirmation of the age of Alpine metasomatic processes occurring shortly before the generation of hydrothermal veins of the 2nd molybdenium + wolframite stage or simultaneously with this formation.

Mineralia slovaca, 24 (1992), 109 - 114

Biotit v granitoidoch, jeho premena a generácie

JURAJ MACEK
Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava

(Doručené 27. 3. 1991, revidovaná verzia doručená 21. 6. 1991)

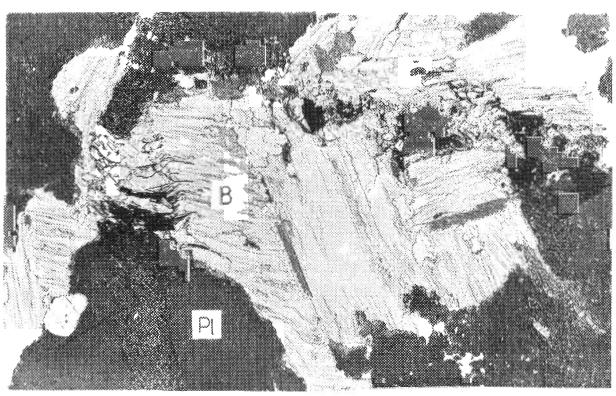
Biotite in granitoids, its alteration and generations

The sum of FeO and MgO contents in biotite analyzed by electron microprobe analysis points to the possibility to determine genetic relations between the unaltered biotite and its chloritized varieties.

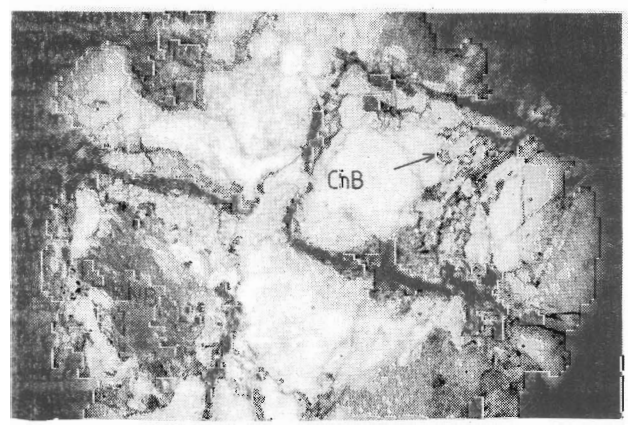
Pri štúdiu biotitov z granitoidných a metamorfovaných hornín Malej a Veľkej Fatry vznikla potreba spoľahlivo posúdiť prítomnosť jednej a viac generácií biotitov, ale najmä nevyhnutnosť odpovedať na otázku, či chloritizovaný biotit vystupujúci v susedstve nepremeneného biotitu je výsledkom selektívnej premeny tohto nepremeneného biotitu, alebo ide o relikt po biotite inej generácie, príp. o novotvar.

Pri bežnom mikroskopickom štúdiu biotitov sa často zisťuje, že vo výbrusovom materiáli sa vedľa seba vyskytujú nepremenené biotity, ktoré v rámci toho istého zrna prechádzajú do rozlične intenzívne chloritizovaných variet (obr. 1). Z obr. 1 vidieť, že proces chloritizácie prebieha pozdĺž štiepateľnosti II s (001) (tmavšie oblasti). Z hľadiska chemického zloženia, ako aj plošného rozsahu môže mať nerovnakú intenzitu. Z uvedeného vychodí, že ide o následný proces, pri ktorom v rezoch rovnobežných s plochou (001) v susedstve nepremenených biotitov vystupujú aj chloritizované variety. Je to fakt, ktorý nevyvoláva pochybnosť o priebehu kryštalizácie minerálov. Obdobná situácia nastáva, ak sú vo vzorkovom materiáli dva rozdielne orientované biotity (alebo biotit - chloritizovaný biotit), ale v takom prípade ide o všeobecne prijatú interpretáciu prítomnosti dvoch generácií. Je to príznačné pre metamorfované horniny, ale v granitoidoch je to mimoriadne vzácny jav.

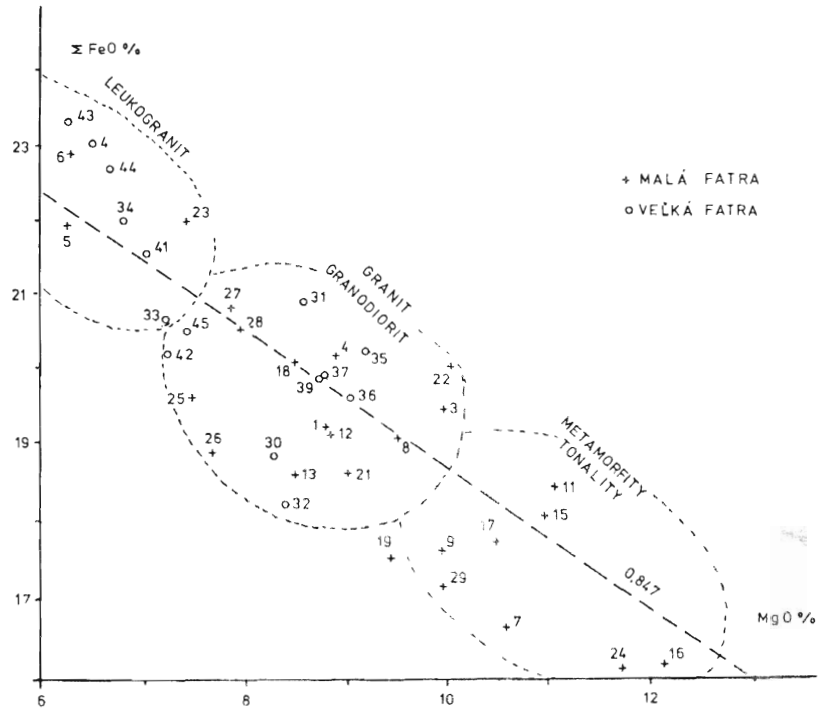
To vyvoláva otázku, či chloritizovaný biotit vy-



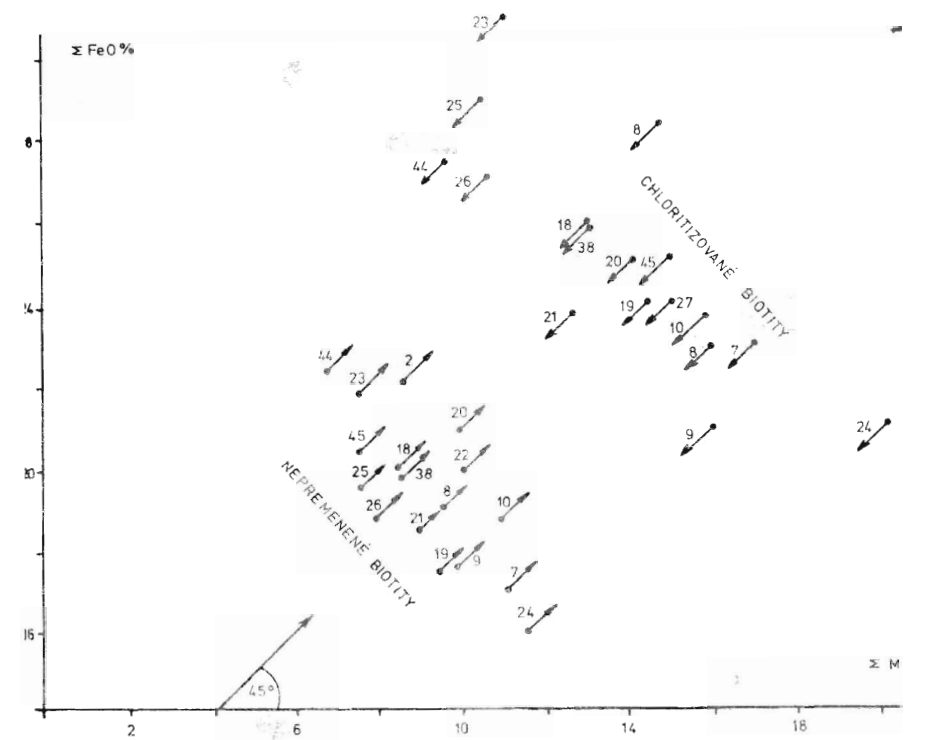
Obr. 1. Biotit alotriomorfneho obmedzenia s rozličnou intenzitou chloritizácie pozdĺž plochy spodnej. Svetlé plochy - nepremenený biotit, tmavšie prúžky - chloritizovaná časť. Nepozorovať epidotizáciu, akcesórie, opakové minerály. V priamom kontakte je K-živec a plagioklas; zv. 60 x.
Fig. 1. Biotite of allotriomorphic shape with variable intensity of chloritization along the base. Light surfaces are unaltered biotite, darker belts are chloritized. No epidotization occurs, neither accessories and opaque minerals. K-felspar and plagioclase occur in direct contact. magn. x60.



Obr. 2. NB - nepremenený biotit. Rez približne rovnobežný s plochou (001). Alotriomorfný, sčasti až hypidiomorfný. Obsahuje bežne pleochroický zirkón a stĺpčekovitý apatit. ChB - chloritizovaný biotit. Rez približne kolmý na plochu (001). Alotriomorfný. Na plochách štiepateľnosti sú prítomné hlavne opakové minerály. Vz. 45. Podľa obr. 4 možno poukázať na zjavný vzájomný nesúlad. II N; zv. 45 x.
Fig. 2. NB - unaltered biotite. Section roughly parallel with (001) plane, allotriomorphic, partly hypidiomorphic biotite containing currently pleochroic zircon and columnar apatite. ChB - chloritized biotite, section roughly perpendicular to (001) plane, allotriomorphic biotite with mostly opaque minerals on cleavage planes. According to Fig. 4 a clear discordance may be stated. Parallel nicols, magn. x45.



Obr. 3. Vzťah medzi železitosťou nepremenených biotitov (suma Fe stanovená rtg mikroanalyzátorom prepočítaná na FeO k MgO) a reálnou granitoidnou horninou klasifikovanou na základe modálneho zastúpenia minerálov v zmysle klasifikácie IUGS.
Fig. 3. Relation between iron content of unaltered biotite (total Fe determined by X-ray microanalyzer recalculated to FeO : MgO) and real granitoid rock classified according to modal mineral composition of IUGS classification.



Obr. 4. Vzťah medzi železitosťou premenených biotitov (pomer FeO/MgO) a železitosťou ich chloritizovaných variet z granitoidov Malej a Veľkej Fatry. Do grafu boli zahrnuté vzorky (tab. 1), v ktorých vedľa seba vystupovali nepremenené aj chloritizované variety.
Fig. 4. Relation between iron content of altered biotite (FeO/MgO ratio) and iron content of its chloritized variety in granitoids of the Veľká and Malá Fatra Mts. Only samples containing fresh and chloritized biotite grains have been used.

Tab. 1

Chemické zloženie biotitov a chloritizovaných biotitov Malej a Veľkej Fatry
Chemical composition of biotites and chloritized biotites of the Malá and Veľká Fatra Mts.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
					Biotit					
SiO_2	35,75	35,90	34,81	34,82	34,11	34,04	36,11	35,71	36,53	35,66
Al_2O_3	18,08	15,68	18,14	17,81	17,22	16,65	18,92	18,81	17,68	17,86
Na2O	0,07	0,10	0,09	0,12	0,28	0,18	0,10	0,10	0,11	0,05
CaO	-	0,04	-	-	0,14	0,25	-	0,03	0,04	-
MgO	8,71	8,00	10,02	8,87	6,21	6,26	9,41	9,81	11,02	8,42
MnO	0,06	0,02	-	-	0,45	0,39	0,06	0,18	0,17	0,23
FeO	19,29	21,80	19,47	20,40	21,84	22,99	19,06	17,60	18,76	21,02
TiO_2	2,85	2,54	1,96	1,62	3,73	2,77	2,46	1,38	0,20	3,24
K_2O	10,38	8,94	9,28	9,79	9,60	9,51	9,80	9,75	7,84	9,73
Σ	95,15	93,02	93,77	93,43	93,58	93,04	95,92	93,20	92,35	96,21
					Chloritický biotit					
SiO_2	-	25,75	-	-	-	-	25,22	26,97	25,36	-
Al_2O_3	-	18,57	-	-	-	-	23,67	20,84	20,81	-
Na_2O	-	-	-	-	-	-	--	0,06	0,22	-
CaO	-	0,03	-	-	-	-	-	0,06	0,06	-
MgO	-	14,72	-	-	-	-	15,72	15,73	15,91	-
MnO	-	0,11	-	-	-	-	0,42	0,47	0,13	-
FeO	-	28,40	-	-	-	-	23,63	20,93	23,67	-
TiO_2	-	0,06	-	-	-	-	0,15	0,04	-	-
K_2O		0,07	-	-	-	-	-	0,87	0,13	-
Σ		87,71					88,81	85,97		

	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
					Biotit					
SiO_2	35,25	36,20	35,46	36,10	35,22	35,87	35,69	33,50	35,98	35,99
Al_2O_3	17,78	18,14	17,91	18,11	18,93	15,50	16,33	20,04	17,08	17,73
Na_2O	0,04	0,09	0,23	0,25	0,10	0,08	0,11	0,02	0,13	0,10
CaO	-	0,06	-	-	-	0,06	0,07	0,81	-	0,12
MgO	8,76	8,46	11,08	12,02	10,38	8,45	9,39	9,15	9,06	9,92
MnO	0,34	0,15	0,04	0,11	0,23	0,51	0,11	0,08	0,20	0,37
FeO	19,31	18,69	18,27	16,12	17,83	20,09	17,49	20,29	18,54	20,14
TiO_2	3,24	2,00	3,55	3,24	2,66	3,27	3,19	1,34	2,72	2,18
K_2O	9,15	8,83	9,45	9,35	10,16	9,00	9,84	6,87	9,45	9,43
Σ	93,87	92,62	95,99	95,30	95,51	92,48	92,22	92,10	93,16	95,98
					Chloritický biotit					
SiO_2	-	-	-	-	-	25,33	26,06	27,86	26,32	26,05
Al_2O_3	-	-	-	-	-	18,36	18,70	18,60	18,78	20,77
Na_2O	-	-	-	-	-	0,08	0,03	-	0,12	-
CaO	-	-	-	-	-	0,24	0,11	0,08	0,05	-
MgO	-	-	-	-	-	13,02	14,49	13,89	13,26	14,95
MnO	-	-	-	-	-	0,95	0,19	0,16	0,48	0,90
FeO	-	-	-	-	-	26,27	23,70	25,04	24,22	24,08
TiO_2	-	-	-	-	-	0,22	0,04	0,13	0,08	0,05
K_2O	-	-	-	-	-	-	-	0,52	-	-
Σ						84,47	83,32	86,28	83,21	86,80

Pokr. Tab. 1
Continuation of Tab.1

	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
					Biotit					
SiO_2	35,09	36,60	34,98	34,49	34,56	35,47	35,77	36,33	34,81	34,36
Al_2O_3	16,88	16,34	18,94	18,02	18,31	18,16	16,87	17,07	16,23	17,03
Na_2O	0,12	0,05	0,33	0,08	0,06	0,12	0,12	0,10	0,13	0,14
CaO	-	0,03	-	-	0,06	-	0,02	-	0,01	-
MgO	7,41	11,57	7,39	7,63	7,84	7,95	9,86	8,22	8,52	7,18
MnO	0,15	0,04	0,03	0,35	0,38	0,31	0,05	0,91	0,32	1,07
FeO	22,00	16,00	19,65	18,89	20,94	20,65	17,12	18,90	21,00	20,69
TiO_2	3,63	3,01	3,02	2,74	3,35	3,73	3,37	3,05	2,70	3,22
K_2O	9,54	9,79	9,36	9,85	9,79	9,94	9,77	10,12	9,36	10,24
Σ	94,82	93,43	93,70	92,14	95,29	96,33	92,95	93,94	93,08	93,93
					Chloritický biotit					
SiO_2	25,51	27,44	25,80	25,81	-	-	-	-	-	-
Al_2O_3	19,37	18,83	20,14	20,05	-	-	-	-	-	-
Na_2O	-	0,08	-	0,05	-	-	-	-	-	-
CaO	0,07	0,08	-	0,52	-	-	-	-	-	-
MgO	11,18	20,39	10,50	10,48	-	-	-	-	-	-
MnO	0,50	0,31	0,06	0,58	-	-	-	-	-	-
FeO	31,34	21,13	29,04	27,24	-	-	-	-	-	-
TiO_2	-	0,07	0,10	0,36	-	-	-	-	-	-
K_2O	-	0,05	0,38	0,04	-	-	-	-	-	-
Σ	87,97	88,38	86,02	85,11	-	-	-	-	-	-

	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41
						Biotit					
SiO_2	34,16	35,38	35,87	35,53	35,48	33,59	35,05	35,86	33,98	33,73	35,03
Al_2O_3	16,92	17,25	16,95	16,94	16,99	18,45	18,32	17,51	18,22	17,34	-
Na_2O	0,09	0,12	0,07	0,11	0,09	0,26	0,08	0,19	0,02	0,09	0,09
CaO					-	0,04	-	-	0,26	0,03	0,05
MgO	6,85	9,12	8,99	8,87	8,78	6,52	7,06	7,26	6,30	6,69	7,38
MnO	1,05	0,41	0,17	0,47	0,34	1,27	1,13	0,78	0,80	0,50	0,47
FeO	22,00	20,32	19,73	20,28	20,00	23,06	21,64	20,24	23,34	22,84	20,53
TiO_2	3,09	3,40	3,24	3,74	3,39	2,68	2,98	3,26	2,51	3,22	3,54
K_2O	9,36	9,53	9,24	9,53	9,53	9,23	9,49	9,65	8,72	9,56	9,45
Σ	93,52	95,53	94,25	95,47	94,60	95,10	95,55	94,75	94,15	94,00	95,10
						Chloritický biotit					
SiO_2	-	-	-	-	27,74	-	-	-	-	28,92	27,30
Al_2O_3	-	-	-	-	18,90	-	-	-	-	21,09	19,89
Na_2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,02
CaO	-	-	-	-	0,07	-	-	-	-	0,19	0,08
MgO	-	-	-	-	13,21	-	-	-	-	9,66	15,18
MnO	-	-	-	-	0,66	-	-	-	-	0,66	0,78
FeO	-	-	-	-	26,13	-	-	-	-	27,63	25,15
TiO_2	-	-	-	-	0,45	-	-	-	-	0,16	0,35
K_2O	-	-	-	-	0,64	-	-	-	-	0,45	0,13
Σ					87,80	-	-	-	-	88,80	88,88

Lokalizácia vzoriek, v ktorých bol analyzovaný biotit - chloritizovaný biotit

1. Rula. Malá Fatra, Martin - Podstráne, dolina Mlynského potoka, 224 m od ústia doliny;
2. Páskovaný amfibolit - ako vz. 1, 350 m od ústia doliny;
3. Granaticko-biotitický migmatit - ako vz. 1, 552 m od ústia doliny;
4. Druhý biotit zo vz. 3;
5. Biotitická rula - ako vz. 1, 547 m od ústia doliny;
6. Druhý biotit zo vz. 5;
7. Migmatit - ako vz. 1, 1032 m od ústia doliny;
8. Grafitická rula - ako vz. 1, 1133 m od ústia doliny;
9. Biotitická rula - ako vz. 1, 1230 m od ústia;
10. Granitizovaná rula - ako vz. 1, 1382 m od ústia;
11. Perlová rula - ako vz. 1, 1430 m od ústia;
12. Migmatit - ako vz. 1, 1582 m od ústia;
13. Biotitická rula - ako vz. 1, 2350 m od ústia;
14. Druhý biotit zo vz. 15;
15. Migmatit - ako vz. 1, 2382 m od ústia doliny;
16. Leukogranodiorit. Malá Fatra. Cesta Kraľovany - Dolný Kubín, skalná stena na ľavej strane tesne nad sútokom Oravy a Váhu;
17. Muskoviticko-biotitický granit. Malá Fatra. Vrútky - Strečno, skalná stena v záreze cesty oproti osade Jánošíkovo;
18. Muskoviticko-biotitický granodiorit. Malá Fatra. Vrútky - Strečno, zárez cesty nad južným ústím malého tunela;
19. Biotitický granodorit. Malá Fatra. Vrútky - Strečno, zárez cesty oproti starému hradu Strečno, cca 300 m od západného okraja parkoviska;
20. Muskoviticko-biotitický granit. Malá Fatra. Šútovo, Šútovský vodopád, skalná stena nad vodopádom;
21. Biotitický tonalit. Kunerád. Kunerádska dolina, 100 m od spod ného mostíka;
22. Tonalit. Malá Fatra. Kunerádska dolina, pri Pamätníku padlého partizána;
23. Hybridný tonalit. Malá Fatra. Kóta Veľká lúka, 250 m na Z;
24. Muskoviticko-biotitický granodiorit. Malá Fatra. Kraľovany, kameňolom v doline potoka Bystrička;
25. Muskoviticko-biotitický granodiorit. Malá Fatra. Zárez železničnej trate Kraľovany - Dolný Kubín, 300 m pod vyústením potoka Bystrička do Oravy;
26. Druhý biotit zo vz. 27;
27. Biotitický tonalit. Malá Fatra. Vrútky - Strečno, 100 m na S od potoka pri opustenom kameňolome Vrútky;
28. Leukogranit. Veľká Fatra. Ľubochnianska dolina, Stupecký potok, 250 m od ústia hore od pravého prítoku do Stupeckého potoka;
29. Leukogranit. Veľká Fatra. Ľubochnianska dolina, Salatín, smer Turecké, priamo z križovatky;
30. Muskoviticko-biotitický granodiorit. Veľká Fatra. Sklabinský Podzámok. Dolina Kantorského potoka. Odkryv v zároze cesty na Lipový Kopec, pod hrebeňom v nadm. výške 1050 m;
31. Muskoviticko-biotitický granodiorit. Veľká Fatra. Ružomberok, osada Podsuchá, dolina Vyšné Matejkovo, v zároze cesty na Smrekovicu v nadm. výške 1020 m, veľká zatáčka;
32. Biotitický tonalit až granodiorit. Kontakt zo vz. 34;
33. Druhý biotit zo vz. 35;
34. Druhý biotit zo vz. 35;
35. Druhý biotit zo vz. 35;
36. Leukogranit. Veľká Fatra. Ľubochnianska dolina. Odkryv v ústí nemenovaného potoka spod Chovanovej do Ľubochnianky;
37. Druhý biotit zo vz. 40;
38. Leukogranit. Veľká Fatra. Ľubochnianska dolina, Salatín, smer Turecké, 300 m od križovatky vyššie, pravý svah;
39. Druhý biotit zo vz. 42;
40. Leukogranit. Veľká Fatra. Ľubochnianska dolina, ozdravovňa, 500 m proti potoku v smere na Maguru;
41. Muskoviticko-biotitický granit. Veľká Fatra. Liptovská osada. Cesta nad pionierskym táborom, 300 m nad ohradeným vodným zdrojom vo svahu.

stupujúci v susedstve nepremeneného biotitu, ako to vidieť na obr. 2, je výsledkom selektívnej premeny tej istej generácie, alebo je to relikt po biotite inej generácie. Riešenie toho na základe mikroskopického štúdia, ako sa to dá napr. pri plagioklase, je pri biotitoch objektívne nepreukazateľné. Všeobecne sa vie, že separácia viac generácií biotitu bežnými separačnými metódami býva zaťažená chybou selektívneho výberu a spriemerovania, čo z hľadiska analytickej detekčnosti problém nerieši. Prijateľné riešenie poskytuje kombinácia mikroskopického štúdia a bodovej analýzy pomocou rtg mikroanalýzy. Takýmto spôsobom sa študovali biotity a ich chloritizované variety v granitoidných a metamorfovaných horninách Malej a Veľkej Fatry. Analytické výsledky zhŕňa tab. 1 a obr. 3 a 4. Zo zhodnotenia výsledkov vychodia takéto závery:

1. Korelačný koeficient medzi celkovým obsahom Fe prepočítaným na sumu FeO (Mg na MgO) v nepremenených biotitoch od leukogranitov až po tonality má hodnotu 0,847. Ak sa pripustí aj možnosť analytických chýb, počet meraní dostatočne naznačuje, že železitosť biotitov je vo vysokej závislosti od pôvodnej bazicity taveniny, z ktorej kryštalizovali (obr. 3).

Praktickým dôsledkom toho je poznatok, že biotity so zjavne rozdielnym pomerom FeO/MgO v rámci jednej vzorky nevznikali súčasne alebo za rovnakých podmienok. Znamená to, že podľa tohto pomeru možno hodnoverne konštatovať, či hornina v súčasnosti vystupujúca podľa modálneho zloženia, napr. ako leukogranit, aj ako leukogranit kryštalizovala, alebo sa leukogranitom stala len v dôsledku naložených procesov, napr. K-metasomatózou a baueritizáciou biotitov (vz. č. 19, 22, 30 atď.), resp. naopak v dôsledku Na-metasomatózy na úkor K-živcov vznikla z pôvodne kyslejšej horniny hornina zodpovedajúca podľa modálneho zloženia tonalitom (vz. 23, 25 atď.).

Obr. 4 dokumentuje stálosť zmeny pôvodného chemického zloženia chloritizovaných biotitov (Dodge, 1973; Tulloch, 1979). To znamená, že proces chloritizácie prebieha istým stálym smerom (alebo spôsobom) a pre každé štádium premeny možno na základe zákonitosti zobrazenej v grafe 2 približne určiť východiskový aj koncový pomer FeO/MgO. Pri konštrukcii grafu, v ktorom je

zvolená škála hodnôt FeO a MgO v pomere 1:1, sme exaktne zistili, že smerový uhol premeny, podľa ktorého prebieha proces chloritizácie biotitov, je okolo 45°.

Na základe tohto grafu možno konštatovať, či chloritizovaná varieta biotitu susediaca s premeneným biotitom vznikla z tohto typu, alebo je reliktom po biotite iného zloženia (napr. vz. 25). Podmienkou platnosti tejto zákonitosti je neprítomnosť javov epidotizácie, čo sa dá mikroskopom ľahko skontrolovať. Stupeň chloritizácie biotitu je zasa dobre kontrolovaný obsahom kysličníka K_2O, čiastočne TiO_2.

3. Vedľajším poznatkom, ktorý z tohto štúdia vyplynul, je, že pri autometamorfovaných premenách chloritizácia biotitov spravidla nenastáva, či už vzniká ortoklas alebo mikroklín v závislosti od teploty, za ktorej autometamorfóza prebieha. Pri metasomatických premenách je naopak biotit spravidla vždy chloritizovaný, pričom sa v jeho blízkosti spravidla vždy formuje mikroklín (porovnaj McNamara, 1966).

Záverom možno zhrnúť, že predložená metodika umožňuje exaktne dokumentovať prítomnosť viacerých generácií biotitov a ich chloritizovaných variet, čo vyplýva z mikroskopického štúdia, a tak sa priblížiť k poznaniu skutočného priebehu kryštalizácie.

Literatúra

Dolge, F. C. W. 1973: Chlorites from granitic rocks of the Central Sierra Nevada Batholith, California. *Mineral. Mag. (London), 39, 58 - 64.*

McNamara, M. J. 1966: Chlorite-biotite equilibrium recations in a carbonate-free system. *J. Inst. Petrol. (London), 7, 404 - 413.*

Petrik, I. 1980: Biotites from granitoid rocks of the West Carpathians and their petrogenetical importance. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 215 - 230.*

Tulloch, A. J. 1979: Secondary Ca-Al silicates as low grade alteration products of granitoid biotite. *Contr. Mineral. Petrology (Berlin - Heidelberg - New York), 69, 105 - 117.*

Mineralia slovaca, 24 (1992), 115 - 120

Karbonatické fylity v Kamenistej doline; veporikum

JÁN SPIŠIAK[1], FRANTIŠEK CAŇO[2], DUŠAN HOVORKA[3], ANTON HRNČÁR[4] a PAVEL PITOŇÁK[1]

[1]Geologický ústav SAV, Horná 15, 974 01 Banská Bystrica
[2]Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
[3]Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

PROJECT 276
Paleozoic of the Tethys

(Doručené 7. 5. 1991, revidovaná verzia doručená 24. 6. 1991)

Carbonate-bearing phyllite in the Kamenistá dolina valley; Veporic unit, West Carpathians

Phyllitic rock rich in carbonate constituent was reported from the Kamenistá dolina valley (Hron Complex) in the Veporic unit. The carbonate corresponds by composition to siderite and it does not have signs of epigenetic origin. The mineral assemblage is quartz-albite-white mica-chlorite-siderite (+ biotite) reflecting metamorphic conditions of green schist facies. The paper introduces analytical data of some minerals and rocks.

Úvod

Pri petrografickom výskume v oblasti Kamenistej doliny (na J od Podbrezovej - veporikum) sme zistili horniny typu karbonatických fylitov (Spišiak a Pitoňák, 1990). Vystupujú vo vrte VVH-41, VVH-42, VVH-43 (úloha Valaská-Hrončok) v rozličnej hĺbke (0 - 80 m, obr. 1), ale ich prítomnosť sa zaznamenala aj v prirodzených odkryvoch. Skúmané územie patrí do krakľovskej zóny (v zmysle Matějku a Andrusova, 1931), resp. do hronského komplexu (v zmysle Klinca, 1966). Podľa Klinca (l. c.) je vzťah hronského komplexu a nadložného kráľovohoľského komplexu tektonický. Jeho vek je na základe výsledkov štúdia organických zvyškov (Klinec et al., 1975; Miko et al., 1985) staropaleozoický (silúr - spodný devón). Z tatrických a veporických predvrchnokarbónskych komplexov Západných Karpát neboli fylity, resp. svory so syngenetickými karbonátmi doteraz známe.

Petrografia

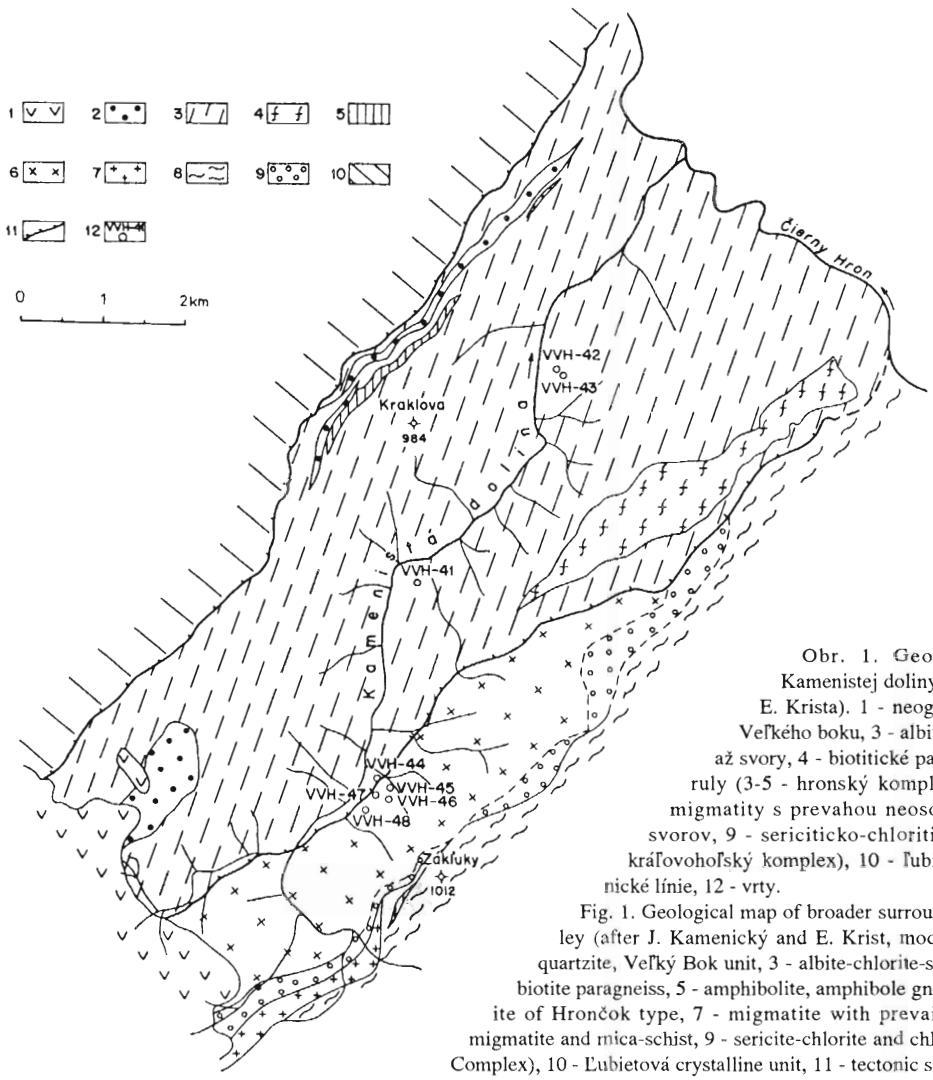
Hronský komplex veporika tvoria rozličné typy hornín (Zoubek, 1936; Kamenický, 1967, 1978; Čillík et al., 1984; Hraško, 1988): rôzne variety fylonitov, diaftorických svorov, restity pôvodných pararulových súborov, porfyroidy a zelené bridlice až amfibolity. Vo vrtnom profile, ale aj v širšom okolí sú zastúpené iba horniny typu fylitov.

Študované fylitické horniny sú jemnozrnné, výrazne usmernené, s charakteristickou fylitickou štiepateľnosťou. Ich farba je makroskopicky sivá alebo zelenosivá, zriedkavo tmavosivá. Textúra je prevažne nehomogénna, páskovaná, príp. budinovaná, prevažne zreteľne bridličnatá. Tektonodeformačné procesy spôsobili, že svetlé kremeňovo-živcové ± karbonátové pásiky strácajú niekedy kontinuitu a sú dezintegrované na šošovkovité útvary. Časté je detailné prevrásnenie pozorovateľné na tmavších, prevažne fylosilikátových pásikoch (obr. 2). Mocnosť pásikov, resp. šošoviek je spravidla milimetrová - centimetrová (obr. 3, 4). Na základe obsahu karbonátu delíme študované fylity na karbonatické fylity (nad 5 %) a fylity s. s. (menej ako 5 % karbonátu). Iným možným kritériom na rozlíšenie fylitických hornín je obsah svetlej sľudy. Hlavne pre fylity s. s. je charakteristický vysoký obsah hrubotabuľkovitej svetlej sľudy a niektoré špecifické vlastnosti (vysoký obsah Al_2O_3, detailné prevrásnenie a pod.).

Minerálne zloženie

Minerálne zloženie fylitických hornín je pomerne jednoduché. Výrazne sa navzájom odlišujú len jednotlivé polohy - pásiky. Pásiky majú takéto zloženie: a) živcovo-kremeňové (+ sericit + chlorit), b) sericiticko-chloritické (+ muskovit), c) karbonatické.

Kremeň je silne undulózny, čiastočne usmernený v smere foliácie. Veľkosť je variabilná, prevažne však pod 1 mm. Jeho obsah v jednotlivých polohách silne kolíše.



Obr. 1. Geologická mapa širšieho okolia Kamenistej doliny (upravené podľa J. Kamenického a E. Krista). 1 - neogénne vulkanity, 2 - kremence série Veľkého boku, 3 - albiticko-chloriticko-sericitické fylonity až svory, 4 - biotitické pararuly, 5 - amfibolity, amfibolitické ruly (3-5 - hronský komplex), 6 - granit typu Hrončok, 7 - migmatity s prevahou neosómu, 8 - diaftority migmatitov a svorov, 9 - sericiticko-chloritické a chloritické fylonity (6-9 - kráľovohoľský komplex), 10 - ľubietovské kryštalinikum, 11 - tektonické línie, 12 - vrty.

Fig. 1. Geological map of broader surroundings of the Kamenistá dolina valley (after J. Kamenický and E. Krist, modified). 1 - volcanite, Neogene, 2 - quartzite, Veľký Bok unit, 3 - albite-chlorite-sericite phyllonite to mica-schist, 4 - biotite paragneiss, 5 - amphibolite, amphibole gneiss (3-5 - Hron Complex), 6 - granite of Hrončok type, 7 - migmatite with prevailing neosome, 8 - diaphtorite of migmatite and mica-schist, 9 - sericite-chlorite and chlorite phyllonite (6-9 - Kráľová hoľa Complex), 10 - Ľubietová crystalline unit, 11 - tectonic surface, 12 - drilling.

Svetlá sľuda sa vyskytuje vo viacerých, minimálne však dvoch generáciách:

1. hrubolupenitá svetlá sľuda, tvoriaca anchimonominerálne pásiky s charakteristickým rozptýleným jemnozrnným opakným pigmentom.

2. mikroskopicky lupenitá svetlá sľuda (sericit), vzniknutá pri nižšie termálnych alteriáciách hlavne plagioklasov. Tvorí vlastne matrix horniny aj výplň plagioklasov.

Analyzovali sme muskovity patriace do 1. skupiny. Ich zloženie je v tab. (tab. 1). Pre analyzované muskovity je charakteristický nízky obsah TiO_2 a K_2O. Podľa Hunzikera et al. (1986) takéto zloženie je príznačné pre nízkoteplotné muskovity.

Biotit sa v študovaných horninách vyskytuje len veľmi zriedkavo. Tvorí drobné, ojedinelé lupene v agregátoch svetlej sľudy. Slabý pleochroizmus, a hlavne neprítomnosť fenoménov chloritizácie svedčí o jeho vzniku v progresívne narastajúcich Ptx podmienkach fácie zelených bridlíc.

Plagioklas. Vo väčšine hornín je zastúpený podradne. Je zväčša nelamelovaný. Bazicita merateľných zŕn neprevyšuje An_{10} (najčastejšie sa pohybuje okolo An_5). Z premien prevažuje sericitizácia. Habitus je xenoblastický až hypidioblastický, veľkosť variabilná. Relikty bázickejších zŕn sa nám nepodarilo zistiť.

K-živec. Jeho obsah je veľmi nízky až nulový. Veľkosť aj vystupovanie sú analogické ako v prípade plagioklasu. Je pertitický, mikroklínové

TAB. 1
Chemické zloženie minerálov (vzorka VVH - 41)
Chemical composition of minerals (sample VVH - 41)

	Muskovity						Chlority	
	1	2	3	4	5	6	1	2
SiO_2	52,29	50,20	50,61	50,63	53,44	50,97	24,54	24,87
TiO_2	0,17	0,24	0,21	0,16	0,18	0,30	0,09	0,05
Al_2O_3	34,78	35,20	37,01	37,73	31,43	35,81	22,07	22,98
FeO^+	1,20	1,26	0,94	1,09	1,64	1,11	29,84	29,85
MnO	-	-	-	0,02	-	-	-	0,23
MgO	0,97	0,79	0,51	0,50	1,77	0,71	10,02	9,77
CaO	0,01	-	-	0,02	-	-	-	-
Na_2O	1,03	1,11	1,12	1,23	0,65	1,02	0,03	-
K_2O	6,52	6,44	5,80	5,07	6,01	7,06	0,03	0,06
H_2O	-	-	-	-	-	-	11,25	11,27
Suma:	96,97	95,24	96,20	96,45	95,12	96,98	97,87	99,08
Prepočet na 28 O								
Si	6,61	6,48	6,42	6,39	6,87	6,48	2,68	2,67
Al^{IV}	1,39	1,52	1,58	1,61	1,13	1,52	1,32	1,33
Al^{VI}	3,80	3,84	3,96	4,00	3,63	3,84	1,52	1,59
Ti	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	-
Fe^{2+}	0,13	0,14	0,10	0,11	0,18	0 ,12	2,73	2,68
Mn	-	-	-	-	-	-	-	0,02
Mg	0,18	0,15	0,10	0,09	0,34	0,13	1,63	1,57
K	1,05	1,06	0,94	0,82	0,99	1,14	-	0,01
Na	0,25	0,28	0,28	0,30	0,16	0,25	0,01	-

FeO^+ = celkové Fe ako FeO

TAB. 2
Zastúpenie karbonátov v horninách (váh %)
Carbonate content in rocks (weight %)

Vzorka Vrt / Metráž	D-A	A	S	NZ	NP	R
VVH-41/35,6	15,27				84,73	
VVH-41/59,5			13,6		86,4	
VVH-41/59,6			12,43	87,57		
VVH-42/25,2			1,57	91,67		6,76
VVH-43/30,0	8,79			91,02		0,21
VVH-43/40,4		7,29		88,15		4,56
VVH-43/63,9			2,80	92,90		4,30

D-A - dolomit - ankerit, A - ankerit, S - siderit, NZ - nerozpustný zvyšok, NP - nerozpustný podiel, R - rozdiel. Vrt: 1 - VVH-41/35,6; 2- VVH - 41/59,5

mriežkovanie je výnimočné. Je slabo argilitizovaný.

Chlorit. Vyskytuje sa vo variabilnom množstve od 0 do 10 %. Je slabo pleochroický, zelenkastý s modravými pseudointerferenčnými farbami. Ide o Fe-chlorit (tab. 1).

Turmalín tvorí drobné idioblastické zrniečka a stĺpčeky zelenkastej farby. Ide o pomerne charakteristickú akcesóriu fylitických hornín, pričom turmalín je jedným z najmladších minerálov.

Karbonát je jedným z geneticky najzaujímavejších minerálov študovaných hornín. Tvorí xenomorfné zrnká predĺžené v smere foliácie, niekedy sa koncentruje do pásikov. Karbo-

natnatické pásiky - polohy sú často detailne prevrásnené spolu s okolnými minerálmi. Jeho vystupovanie nemá znaky epigenetického vzniku. Zvetrávanie karbonátu sfarbuje horninu na hrdzavo. Zloženie karbonátov sme študovali opticky (indexy lomu), manometricky a pomocou termickej ana- analýzy. Zloženie karbonátov vo vzorkách vavarírovalo medzi dolomitom - ankeritom až ankeritom a sideritom (tab. 2). Prevažná časť karbonátov mala zloženie sideritu.

Z akcesorických minerálov je prítomný hlavne rutil, pyrotín, apatit, zirkón a minerály prvkov vzácnych zemín (monazit a xenotím). Monazit a xenotím tvoria drobné submikroskopické zrnká a ich pomer v študovanom výbruse bol na základe analýz EDX monazit : xenotím 20 : 1. Viažu sa hlavne na sľudnaté polohy, kde sa lokálne koncentrujú až do záujmových koncentrácií (stovky ppm).

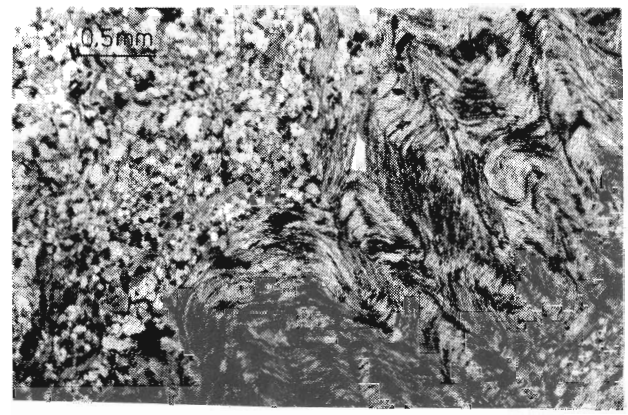
Chemické zloženie

Chemické zloženie fylitov hronského komplexu je veľmi variabilné a závisí hlavne od ich modálneho zloženia (obsah kremeňa, sericitu, chloritu, karbonátu a pod.). Variácie v zložení fylitov (tab. 3) zodpovedajú variáciám vo fylitoch z ostatných oblastí Západných Karpát (Hovorka, 1972).

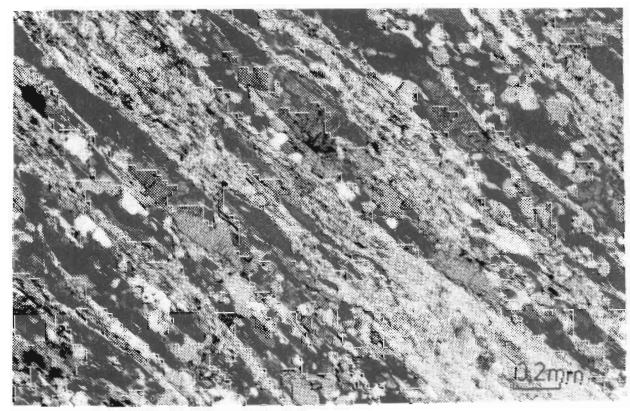
TAB. 3
Chemické zloženie fylitov
Chemical composition of pfylites

Vzorka	41/35.6	41/54.5	41/71.3	42/31.0	43/30.0
SiO_2	72,12	58,77	53,53	58,47	62,93
TiO_2	0,51	0,77	0,64	0,75	0,37
Al_2O_3	11,40	19,69	13,64	20,33	13,83
Fe_2O_3	0,99	1,86	0,99	1,89	0,64
FeO	4,32	4,93	4,36	5,43	1,88
MnO	0,10	0,10	0,11	0,03	0,10
MgO	1,21	1,65	5,94	2,57	1,41
CaO	0,17	0,16	5,13	0,19	5,13
Na_2O	0,56	1,06	3,59	1,04	1,76
K_2O	2,64	3,83	1,02	3,71	3,41
P_2O_5	0,09	0,14	0,26	0,22	0,17
SO3	0,07	0,19	0,06	0,47	0,68
Sž.	5,10	6,08	9,96	4,00	7,38
CO_2	0,79	1,18	7,29	0,79	5,10
H_2O^-	0,12	0,21	0,21	0,23	0,28
Total	99,40	99,44	99,44	99,33	99,97

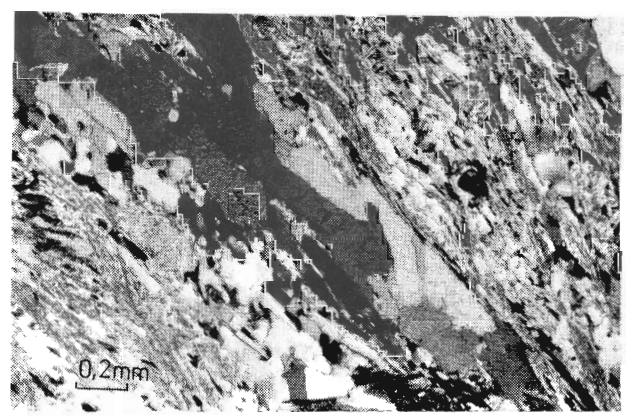
Vzorky sa analyzovali v laboratórnom stredisku GP Spišská Nová Ves



Obr. 2. Detailne prevrásnený chloriticko-sericitický fylit. Ľavá strana - poloha bohatá na kremeň (sericit, albit). VVH-41/71,3, 2 N.
Fig. 2. Detailed folding of chlorite - sericite phyllite. Left side - part rich in quartz (sericite, albite). VVH-41/71.3, crossed nicols.



Obr. 3. Jemne laminovaný, usmernený karbonatický fylit. VVH-41/76,0 2 N.
Fig. 3. Finely laminated carbonate-bearing phyllite with preferred orientation. VVH-41/76.0, crossed nicols.



Obr. 4. Karbonatický fylit. Striedajú sa pásiky bohaté na karbonát (stred) a sericit (okraje). VVH-43/84,0, 2 N.
Fig. 4. Carbonate-bearing phyllite. Alternating bands rich in carbonate (middle) and sericite (rims). VVH-43/84.0, crossed nicols.

Zaujímavý je zvýšený obsah Al_2O_3 v niektorých vzorkách, ktoré indikujú zvýšenú prímes ílového materiálu v pôvodných horninách. Obsah prvkov v stopových koncentráciách bol stanovený v dvoch vzorkách albiticko-sericiticko-chloritických fylitov VEP-42 (prvý údaj) a VEP-43 (druhý údaj): Ba - 226, 422; B - 9,3, 23,8; Pb - 15,9, 16,2; Ga - 44, 46; Cu - 17,4, 10,4; Sc - 10, 32; Zr - 129, 170; Co - 10,7, 26,3; Ni - 31, 76; V - 55, 112; Cr - 148, 140; La - 30, 56; Y - 41, 43; Sr - 50, 104.

Metamorfóza

Horniny hronského komplexu sa zaraďujú medzi typické diaftorizované horniny (Zoubek, 1936; Kamenický, 1967; Maheľ, 1986; Čillík et al., 1984; Hraško, 1988, a i.). Iba Miko (1981) dokumentoval, že staropaleozoické súvrstvie Jánovho grúňa bolo metamorfované v podmienkach fácie zelených bridlíc. Ak sa má uvažovať o podmienkach metamorfózy, treba si uvedomiť nasledujúce zistenia:

- V študovaných horninách sa nenašli relikty vyššie termálnych minerálnych asociácií (granát, sillimanit a pod.).
- Biotit je syngenetický (metamorfogénny) minerál.
- Minerálna asociácia kremeň - sericit (muskovit) - chlorit - albit - siderit a biotit zodpovedá metamorfóze v podmienkach fácie zelených bridlíc (chloritová až biotitová zóna).
- Prítomnosť koexistujúcich karbonátov (siderit) poukazuje na to, že pozorovaná minerálna asociácia je produktom progresívnej metamorfózy (siderit je v podmienkach amfibolitovej fácie nestabilný).

Na základe uvedených faktov označujeme tieto horniny ako fylity, resp. svory a nepovažujeme ich za produkt regresívnej metamorfózy. Toto zistenie má význam nielen pre určenie podmienok metamorfózy v hronskom komplexe (fácia zelených bridlíc), ale aj z hľadiska regionálneho rozšírenia (zonality) variských metamorfitov Západných Karpát. V neposlednom rade treba na základe zistenia prezentovaného v tejto práci prehodnotiť regionálne rozšírenie diaftoritov (fylonitov).

Záver

1. Vo veporiku (hronský komplex) sa prvýkrát opísali horniny typu karbonatických fylitov.

2. Na základe minerálnej asociácie metamorfitov a ostatných znakov tieto horniny predstavujú produkt progresívnej metamorfózy v podmienkach fácie zelených bridlíc (fylity, svory). Nejde teda o diaftority.

3. Karbonatické fylity svojím minerálnym zložením, dostupnosťou a ľahkou separovateľnosťou všetkých záujmových zložiek (siderit, sericit a chlorit, kremeň, monazit a xenotím) môžu v budúcnosti slúžiť ako nová netradičná surovina vhodná na komplexné spracovanie.

Poďakovanie. Ďakujeme dr. Jánovi Turanovi, CSc., za identifikáciu karbonátov. Práca vznikla v rámci grantu 2/999128(SAV).

Literatúra

Čillík, I., Mudráková, M. & Pitoňák, P. 1984: Záverečná správa Čierny Balog - W-Au, VP. *Manuskript - Geofond Bratislava, 235.*

Hovorka, D. 1972: Katalóg chemických analýz. *Náuka o Zemi, Sér. geol., 217.*

Hraško, Ľ. 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000 list 36 234 (Brezno 4). *Manuskript - Geofond Bratislava, 93.*

Hunziker, J. C., Frey, M., Clauer, N., Dallmeyer, R. D., Friedrichsen, H., Flehming, H., Hochstrasser, K., Roggwiler, P. & Schwander, H. 1986: The evolution of illite to muscovite: mineralogical and isotopic data from the Glareus Alps, Switzerland. *Contr. Mineral. Petrology, 92, 157 - 180.*

Kamenický, J. 1967: Die Regional metamorphose in dem Westkarpaten. *Acta geol. Acad. Sci. hung., 11, 3 - 13.*

Kamenický, J. 1978: Petrographie und Geochemie der Amphibolite des NW - Teiles des Vepor-Erzegebirge. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 33, 37 - 82.*

Klinec, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. *Geol. Práce, Zoš., 62, 7 - 28.*

Klinec, A., Planderová, E. & Miko, O. 1975: Staropaleozoický vek hronského komplexu veporíd. *Geol. Práce, Spr., 63, 95 - 104*

Maheľ, M. 1986: Geologická stavba československých Karpát. Paleoalpínske jednotky 1. *Bratislava, Veda, 510.*

Matějka, A. & Andrusov, D. 1931: Apperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale comprise sur la feuille Banská Bystrica. *Knih. St. Geol. Úst. Čs. Republ., 13, 19 -*

Miko, O. 1981: Strednepaleozojskaja vulkanogenno-osadočnaja tolšča Janovo grunja v veporidnom kristalinike Nizkych Tatr. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 4, 465 - 474.*

Miko, O., Planderová, E. & Vozárová, A. 1985: Vymedzenie mladopaleozoických sedimentov v kryštaliniku krakľovského pásma veporíd. *Geol. Práce, Spr., 82, 77 - 88.*

Spišiak, J. & Pitoňák, P. 1990: Správa o petrografickom výskume za úlohu Valaská - Hrončok (1 215). *Manuskript - GÚ SAV Banská Bystrica, 28.*

Zoubek, V. 1936: Poznámky o krystaliniku Západných Karpát. *Věst. Stát. geol. Úst., 12, 6, 207 - 239.*

Carbonate-bearing phyllite in the Kamenistá dolina valley; Veporic unit,West Carpathians

A hitherto unknown type of rock in the area, carbonate-bearing phyllite, was described from the Kamenistá dolina valley locality. The rock occurs within borehole samples from various depths (0 - 80 m) but also in natural outcrops. Carbonate-bearing phyllite composes together with other phyllite varieties and mica-schists the bulk of the Hron Complex in the area (Fig. 1). Carbonate-bearing phyllite differs from other phyllite varieties namely by its carbonate content reaching 5 - 18 %. The rock is fine-grained with strikingly parallel texture. The structure is inhomogenous and banded or boudinaged. Tectonic deformations disrupted the continuity of light quartz-felspar (+ carbonate) bands in the rock creating lense-like concentrations (Fig. 2).

The mineral composition is simple: white mica, chlorite, quartz, carbonate and subordinated albite, biotite, K-felspar and tourmaline. Accessories are represented by pyrrhotite, rutile, apatite, zircon as well as REE-minerals: monazite and xenotime. Minerals are segregated into single bandsmade of: a) felspar - quartz (+ white mica + chlorite + carbonate), b) white mica - chlorite, c) carbonate.

Carbonate creates irregular grains elongated along the foliation and frequently concentrated into bands. The mineral has no signs of epigenetic origin and its composition is most frequently siderite.

The mineral assemblage of quartz - albite - white mica - chlorite - siderite (+ biotite) reflects metamorphic conditions of green schist facies. The lack of relics after high temperature mineral assemblages together with the presence of siderite (unstable under amphibolite facies conditions) indicate prograde metamorphic rocks, i. e. no phyllonite but phyllite or mica-schists.

Mineralia slovaca, 24 (1992), 121 - 126

Prachovité sedimenty Horehronského podolia a ich vlastnosti

JÁN ŠAJGALÍK a BEATA BOČKOROVÁ
Stavebná fakulta STU, Radlinského 11, 813 68 Bratislava

(Doručené 3. 5. 1991, revidovaná verzia doručená 8. 7. 1991

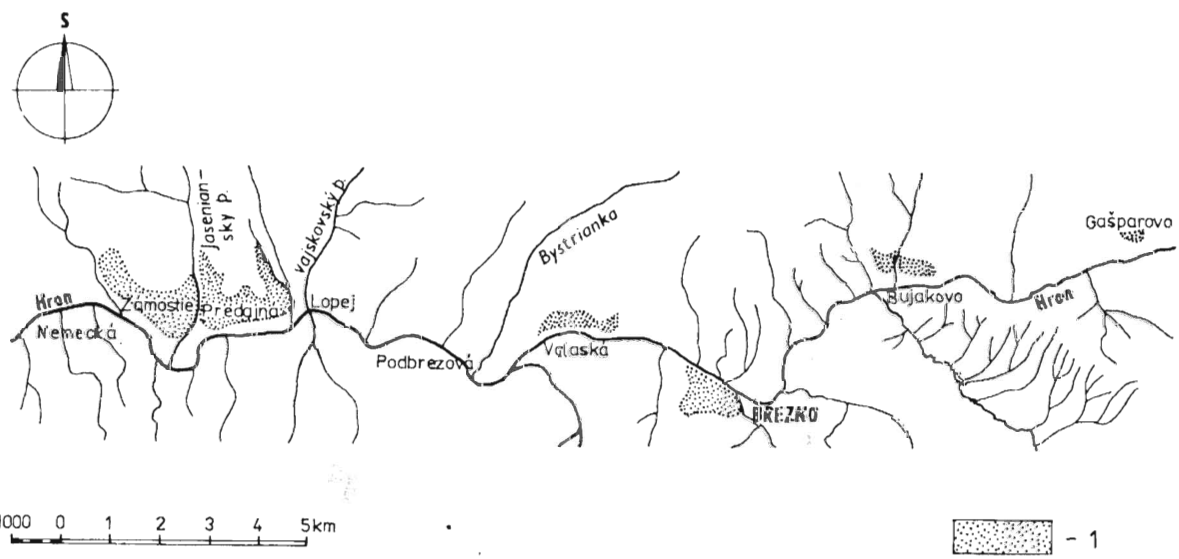
Aleuritic sediments of the Upper Hron River Dale and their properties

Two genetic types of aleuritic sediments of Quarternary age have been distinguished in the Upper Hron River Dale using mathematical statistics on laboratory data. Accordingly delluvial sediments as well as the loess-like accumulations generated by eolic activity have been discerned.

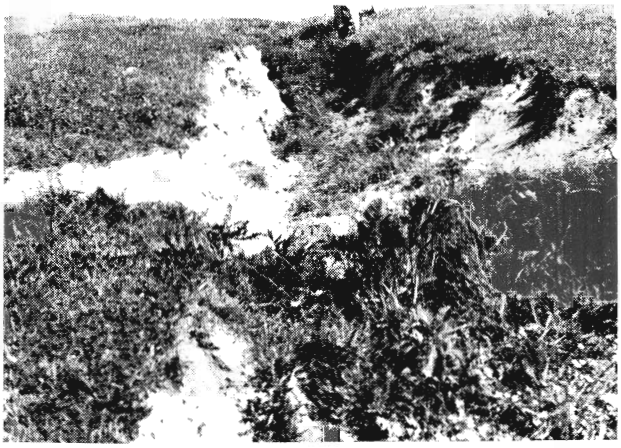
Úvod

Pri geologickom mapovaní strednej časti Horehronského podolia sme sa v rámci inžinierskogeologickej mapy Brezno - Nemecká stretli s dvoma typmi prachovitých sedimentov, ktoré sa na prvý pohľad dajú makroskopicky len veľmi ťažko odlíšiť. Väčšina geológov, aj kvartérnych, ktorá v tomto teréne pracovala, ich zaradila medzi deluviálne sedimenty. Zistili sme, že tieto sedimenty predstavujú dva genetické typy, čo potvrdili aj výsledky laboratórneho výskumu. Prvým typom sú prachovité hlinité sedimenty (27 vzoriek), ktoré vznikali deluviálnymi svahovými procesmi. Druhý typ tvorí spraš̆oidná či spraši príbuzná zemina (27 vzoriek), ktorá vznikala prevažne eolickou cestou, ale bola transformovaná postsedimentačnými procesmi.

Tieto dva typy prachovitých sedimentov majú aj rozdielnu morfologickú pozíciu. Prvý sa zvyčajne nachádza bezprostredne na predkvartérnom podklade, najčastejšie na dolomite, vápenci, spodnotriasových piesčito-slienitých vrstvách, na metamorfovaných horninách kyslého vulkanizmu, na rule, ale hlavne na paleogéne ílovito-piesčitého vývoja Breznianskej kotliny. Druhý typ sa nachádza na hronských terasách a na fluviálnych a glaciofluviálnych sedimentoch pravobrežných prítokov Hrona. Najčastejšie plošné rozšírenie majú (obr. 1) v úseku Predajná - Zámostie, Zámostie - Lopej, v oblasti potoka Lomnistá a Vajsková. Na predkvartérnom geologickom podklade sa s nimi



Obr. 1. Plošné rozšírenie spraš̆oidných sedimentov. 1 - spraš̆oidné sedimenty
Fig. 1. Areal extent of loess-like sediments. 1 - loess-like sediments.



Obr. 2. Iniciálna erózna forma v sprašoidných sedimentoch západne od Bujakova.
Fig. 2. Initial erosion form in loess-like sediments westerly from Bujakovo.

možno stretnúť len v podobe útržkov niekdajších mohutných sprašových návejov na záveternej strane, ako je to v Zadných Halnách a v Gašparove, kde tvoria najvýchodnejšiu lokalitu v Horehronskom podolí. Tu sa síce nachádzajú na malej ploche, ale ich mocnosť presahuje 10 m. Ich lokalizácia napovedá, že ich navial vietor SZ smeru. Všetky výskyty sprašoidných sedimentov sú na pravej strane Hrona, okrem jedného, a to v Brezniansk ej kotline, JZ od Brezna, kde sme zaznamenali malý výskyt týchto sedimentov na paleogénnych horninách. Tu smerom do svahu sprašoidné sedimenty prechádzajú do deluviálnej prachovitej hliny.

Jedným z mála terénnych diagnostických znakov na rozlíšenie týchto dvoch typov sedimentov je vytváranie typických erózných foriem, ktoré sú vlastné len eolickým sedimentom (obr. 2), čo však nebolo vždy dostatočným argumentom. Laboratórny výskum porušených a neporušených vzoriek nám dokázal, že sprašoidné sedimenty sa od ostatných hlinitých sedimentov odlišujú a že ich treba vyčleniť ako samostatnú skupinu. Laboratórne výsledky sme spracovali metódami matematickej štatistiky. Program bol vypracovaný v jazyku Fortran s modifikáciou pre počítač HP - 1000 E.

Program umožňuje výpočet štatistických parametrov: minimálnej a maximálnej hodnoty, aritmetického priemeru, smerodajnej odchýlky, výberového rozptylu, variačného rozpätia, variačného koeficientu a modusu.

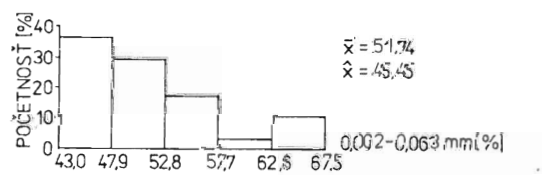
Fyzikálne vlastnosti prachovitých sedimentov

Zrnitostné zloženie

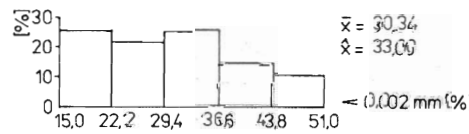
V obidvoch genetických typoch je prevládajúcou granulometrickou frakciou prachovitá frakcia (0,002 - 0,06 mm). Pri deluviálnej hline dosahuje 43 až 67,5 % z celkovej hmoty zeminy. Sprašoidné sedimenty majú menšie zastúpenie tejto frakcie, a to od 26,5 % do 59,2 %, čo zodpovedá aj ostatným lokalitám Slovenska, kde sa sprašoidné sedimenty vyskytujú.

Rozdielne je aj zastúpenie intervalov týchto dvoch štatistických súborov. Najväčší počet údajov pri deluviálnej hline spadá do intervalu 43 - 47,9 % z celkovej hmoty zeminy s 37,03 % početnosťou. Štatistický súbor je na rozdiel od sprašoidných sedimentov veľmi nesymetrický, o čom svedčia aj odlišné hodnoty aritmetického priemeru ($\bar{x}$) = 51,74 % a modus ($\hat{x}$) = 45,45 (pozri obr. 3).

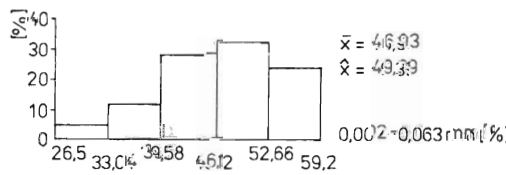
Štatistický priemer sprašoidných sedimentov je



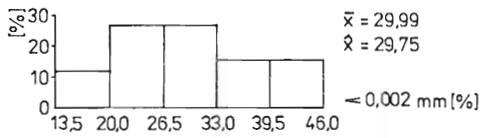
Obr. 3. Histogram rozdelenia prachovitej frakcie do štatistických tried deluviálnej hliny.
Fig. 3. Frequency distribution of silt fraction into statistical classes of delluvial loam.



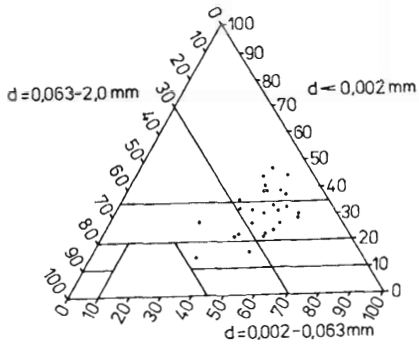
Obr. 5. Histogram rozdelenia ílovej frakcie do štatistických tried deluviálnej hliny.
Fig. 5. Frequency distribution of clay fraction content into statistical classes of delluvial loam.



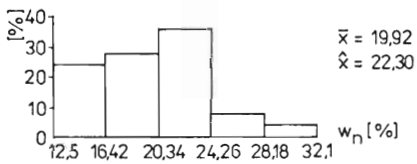
Obr. 4. Štatistické priemery prachovej frakcie sprašoidných sedimentov.
Fig. 4. Statistical averages of silt fraction content in loess-like sediments.



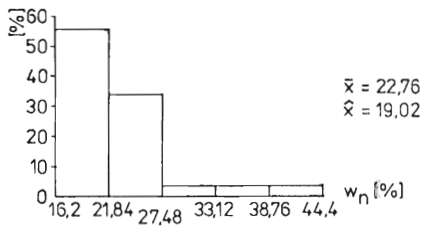
Obr. 6. Histogram rozdelenia ílovej frakcie do štatistických tried spraš oidných sedimentov.
Fig. 6. Frequency distribution of clay fraction content into statistical classes of loess-like sediments.



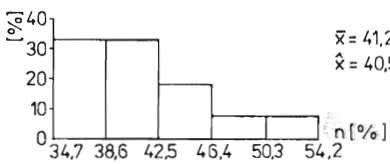
Obr. 7. Trojuholníkový diagram zrnitostného zloženia spraš oidných sedimentov.
Fig. 7. Triangular plot of mechanical texture in loess-like sediments.



Obr. 8. Histogram rozdelenia prirodzenej vlhkosti do štatistických tried spraš oidných sedimentov.
Fig. 8. Frequency distribution of natural moisture content into statistical classes of loess-like sediments.



Obr. 9. Histogram rozdelenia prirodzenej vlhkosti do štatistických tried deluviálnych sedimentov.
Fig. 9. Frequency distribution of natural moisture into statistical classes of delluvial sediments.



Obr. 10. Štatistické priemery pórovitosti spraš oidných sedimentov.
Fig. 10. Statistical averages of porosity in loess-like sediments.

symetrickejší, $\bar{x} = 46,9$ a $\hat{x} = 49,3$ (obr. 4).

Uvedené štatistické súbory sa obsahom ílovitej frakcie veľmi neodlišujú a obidva sú symetrické (obr. 5 a 6). Obsah ílovitej frakcie v deluviálnej hline sa pohybuje od 15 - 51 %. Spraš oidné sedimenty majú 13,5 až 46,0 % ílovitej hmoty.

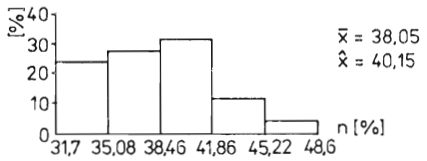
Obsah piesku (0,06 - 2,0 mm) je vyšší v spraš oidných sedimentoch (7 až 53 % hmoty) ako v deluviálnej hline (3,5 až 33,5 %). Aritmetický priemer z deluviálnej hliny má hodnotu 17,59 % a hodnota modu je 12,0 . Spraš oidné sedimenty majú aritmetický priemer 22,18 % a modus 20,86 %. Charakteristické zrnitostné zloženie spraš oidných sedimentov možno vidieť z trojuholníkového diagramu na obr. 7.

Prirodzená vlhkosť (w_n)

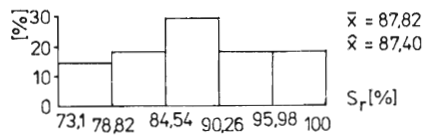
Aj hodnoty prirodzenej vlhkosti sa pri obidvoch súboroch odlišujú. Spraš oidné sedimenty majú prirodzenú vlhkosť od 12,5 do 32,1 %. Priemerná hodnota w_n je 19,92 % a hodnota modu 22,3 %. Rozloženie hodnôt v určitých intervaloch možno vidieť z obr. 8. Prirodzená vlhkosť deluviálnych sedimentov sa pohybuje od 16,2 do 44,4 %. Najviac hodnôt je sústredených v intervale 16,2 až 21,84 %, čo je skoro 56 % hmoty z 27 skúšaných vzoriek (obr. 9).

Pórovitosť (n)

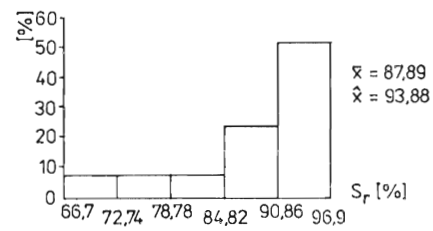
Pórovitosť deluviálnej hliny je vyššia ako pri spraš oidných sedimentoch, čo vyplýva z jej kyprého uloženia neuľahnutosti a z pomerne mladšieho veku. Pohybuje sa od 34,7 do 54,2 % (obr. 10). Približne 15 % z 27 skúšaných hodnôt sa vyznačovalo kyprým uložením a makropórovitosťou. Pórovitosť spraš oidných sedimentov sa pohybuje od 31,7 do 48,6 %, čo zodpovedá údajom aj z iných oblastí Slovenska. Pórovitosť tohto genetického typu vykazuje symetrické rozloženie štatistického súboru (obr. 11). Pórovitosť rovnako ako pri typickej spraši s hĺbkou klesá. Makropórovitosť, taká charakteristická pre typickú spraš, je ojedinelá (je zastúpená len 4% početnosťou). Je to dosť paradoxné, ale vysvetliteľné, pretože tento typ sedimentov následkom postsedimentačných procesov vertikálnym, ako aj horizon-



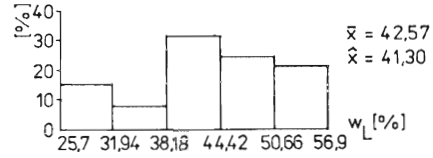
Obr. 11. Štatistické priemery pórovitosti deluviálnych sedimentov.
Fig. 11. Statistical averages of porosity in delluvial sediments.



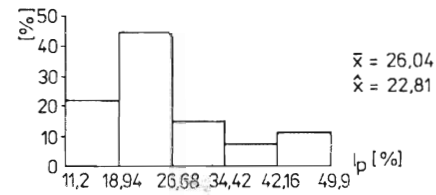
Obr. 12. Štatistické priemery stupňa nasýtenia (S_r) deluviálnej hlíny.
Fig. 12. Statistical averages of saturation degree (S_r) in delluvial loam.



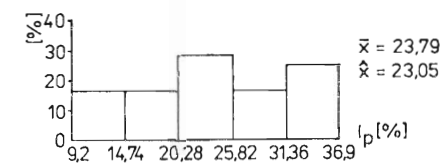
Obr. 13. Štatistické priemery stupňa nasýtenia (S_r) sprašoidných sedimentov.
Fig. 13. Statistical averages of saturation degree (S_r) in loess-like sediments.



Obr. 14. Štatistické priemery vlhkosti na medzi tekutosti (w_L) deluviálnej hliny.
Fig. 14. Statistical averages of moisture at liquid limit (w_L) of delluvial loam.



Obr. 15. Histogram deluviálnej hliny.
Fig. 15. Frequency distribution of delluvial loam.



Obr. 16. Histogram sprašoidných sedimentov.
Fig. 16. Frequency distribution of loess-like sediments.

tálnym posunom hmôt, oglejením a pod. stratil pôvodnú vnútornú stavbu typickej spraše.

Stupeň nasýtenia zeminy (S_r)

Hodnoty S_r sú vysoké pri obidvoch genetických typoch. Deluviálna hlina má v niektorých prípadoch až 100% stupeň nasýtenia, t. j. všetky póry v zemine vypĺňa voda. Hodnoty S_r sa pohybujú od 73,1 do 100 % a sú symetricky rozdelené okolo aritmetického priemeru (obr. 12).

Ako vidno z obr. 13, rozloženie štatistického súboru sprašoidných sedimentov má iné zloženie ako pri deluviálnej hline. Tu je najpočetnejšia trieda s hranicou 90,86 až 96,6 %.

Vlhkosť na medzi tekutosti (w_L)

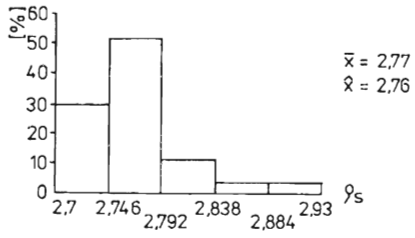
Deluviálna hlina má hodnoty w_L od 30,6 do 75,3 %. Priemerná hodnota je dosť vysoká: 48,59 %. Hodnota modu je 44,01 %. Medza tekutosti sprašoidných sedimentov sa pohybuje od 25,7 do 56,9 %. Rozloženie hodnôt vidno z obr. 14.

Číslo plasticity (I_p)

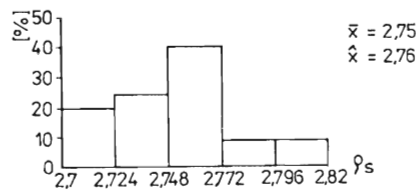
Plasticita obidvoch genetických typov sedimentov je v tesnej korelácii s obsahom ílovej frakcie. Korelácia má lineárny priebeh. Hodnoty I_p sa v deluviálnej hline pohybujú od 11,2 do 49,9 %, v sprašoidných sedimentoch od 9,2 do 36,9 %. Rozloženie tried štatistických súborov vidno z obr. 15 a 16. Podľa diagramu plasticity, t. j. podľa vzťahu medze tekutosti w_L a čísla plasticity I_p sprašoidné sedimenty Horehronského podolia v prevažnej miere (60 %) zodpovedajú ílom strednej plasticity.

Číslo konzistencie (I_c)

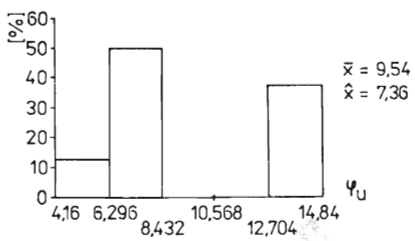
Hodnoty čísla konzistencie sa pri obidvoch genetických typoch veľmi neodlišujú. I_c deluviálnej



Obr. 17. Histogram ρ_s deluviálnej hliny.
Fig. 17. Frequency distribution of ρ_s values in delluvial loam.



Obr. 18. Histogram ρ_s sprašoidných sedimentov.
Fig. 18. Frequency distribution of ρ_s values in loess-like sediments.



Obr. 19. Štatistické priemery totálneho uhla vnútorného trenia (φ_u) deluviálnej hliny.
Fig. 19. Statistical averages of the total angle of internal friction (φ_u) in delluvial loam.

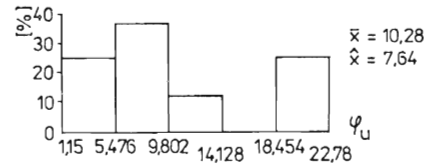
hliny sa pohybuje od 0,62 do 1,42. Sprašoidné sedimenty vykazujú hodnoty I_c = 0,56 až 1,43. Obidva štatistické súbory vykazujú symetrické rozdelenie okolo strednej hodnoty.

Objemová hmotnosť suchej zeminy (ρ_d)

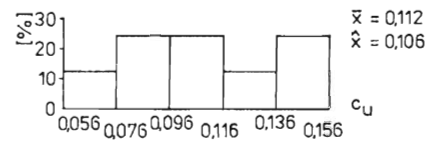
Rozhranie hodnôt objemovej hmotnosti deluviálnych sedimentov sa pohybuje od 1,24 do 1,82 g.cm^{-3} a sprašoidných sedimentov od 1,45 do 1,85 g.cm^{-3}. Obidva genetické typy nejavia zásadné rozdiely.

Merná hmotnosť (ρ_s)

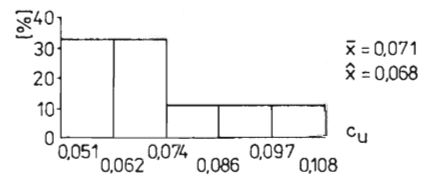
Hodnoty mernej hmotnosti sa pohybujú v rozmedzí 2,7 až 2,93 g.cm^{-3} (obr. 17). Merná hmot-



Obr. 20. Štatistické priemery φ_u sprašoidných sedimentov.
Fig. 20. Statistical averages of φ_u in loess-like sediments.



Obr. 21. Histogram rozdelenia do štatistických tried totálnej súdržnosti (c_u) deluviálnej hliny.
Fig. 21. Frequency distribution of total coherence (c_u) in delluvial loam into statistical classes.



Obr. 22. Histogram rozdelenia do štatistických tried c_u sprašoidných sedimentov.
Fig. 22. Frequency distribution of c_u into statistical classes in loess-like sediments.

nosť sprašoidných sedimentov je trochu nižšia, od 2,7 do 2,82 g.cm^{-3} (obr. 18).

Mechanické vlastnosti

Totálny uhol vnútorného trenia (φ_u)

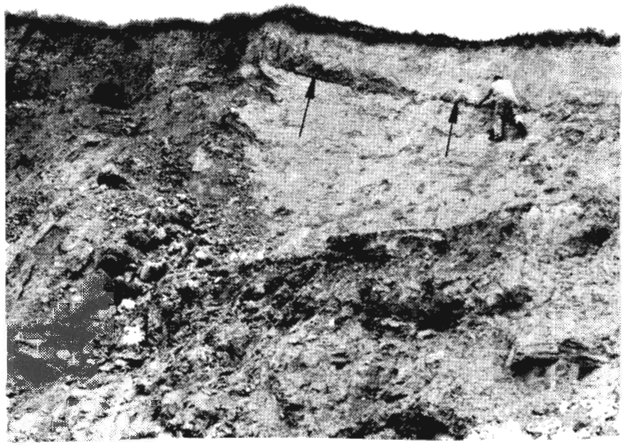
Rozpätie hodnôt φ_u je v obidvoch genetických typoch veľmi rozdielne. V deluviálnej hline dosahuje hodnotu od 4,1 do 14,8° (obr. 19). Sprašoidné sedimenty majú hodnotu φ u od 1,1 do 22,7°. Početnosť zastúpenia tried vidno na obr. 20.

Totálna súdržnosť (c_u)

Aj hodnoty totálnej súdržnosti sú značne rozdielne. Sprašoidné sedimenty vykazujú hodnoty pohybujúce sa od 0,056 do 0,156 MPa (obr. 21). Hodnoty c_u v deluviálnych sedimentoch sú v rozmedzí od 0,051 do 0,108 MPa (obr. 22).

Záver

Laboratórnymi analýzami a ich štatistickým spracovaním sme dokázali, že z prachovitej hliny



Obr. 23. "Diskordantné" uloženie sprašoidných sedimentov na paleogéne JZ od Brezna.
Fig. 23. Sedimentation of loess-like sediments after "unconformity" over Paleogene beds SW from Brezno.

Horehronského podolia, ktorá sa doteraz všetka pokladala za deluviálnu, treba vyčleniť samostatnú genetickú skupinu, a to tzv. sprašoidné sedimenty. Tie vznikli eolickou cestou, ale namiesto zosprašovania prebiehal na nich proces zahlinenia (resp. oglejenia), čo ovplyvnila nadmorská výška a geografické prostredie vnútrohorských kotlín. Postsedimentačné procesy zastreli ich pôvodný habitus, a tak sa makroskopicky od prachovitej deluviálnej hliny málo odlišujú. Rozdielny pôvod sprašoidných sedimentov okrem laboratórnych výsledkov potvrdzujú aj spomenuté erózne formy, ale aj iné faktory. Deluviálna hlina má petrografické zloženie zhodné so skalným podložím alebo jeho bezprostredným okolím, na ktorom sa vyskytuje. Na niektorých miestach sme mohli pozorovať viditeľný pozvoľný prechod od zvetraného skalného podložia až do prachovitej hlinitej frakcie. Sprašoidné sedimenty bez ohľadu na to, na akých formáciách sa nachádzajú, majú jednotné petrografické zloženie, obsahujú hlavne kremeň, živec, sľudy a ílovité minerály. Na niektorých lokalitách sme zistili ostré rozhranie medzi skalným podložím a týmito sedimentmi (obr. 23). Pokým ide o vek sprašoidných sedimentov, možno povedať, že vznikali hlavne vo würme, ale aj rise, možno aj v mindeli. Svedčí o tom fakt, že sa vyskytujú na mindelských a riských terasách Hrona a jeho prítokov (Halouzka, 1986; Škvarček, 1973).

Literatúra

Bočkorová, B. 1989: Sprašoidné sedimenty Horehronského podolia. (Diplomová práca.) *Manuskript - Stavebná fakulta SVŠT Bratislava, 93.*

Halouzka, R. 1986: Z nových poznatkov o stratigrafii kvartéru terasových náplavov riek Západných Karpát (stredné Pohronie, Orava, Turiec). *Správy o výskume GÚDŠ Bratislava.*

Šajgalík, J. et al. 1990: Inžinierskogeologická mapa Brezno - Nemecká. (Záverečná správa.) *Manuskript - Stavebná fakulta SVŠT Bratislava, 109.*

Škvarček, A. 1973: Náčrt kvartérneho vývoja horského úseku doliny Hrona. *Geogr. čas. SAV, 25, 2, 135 - 146.*

Aleuritic sediments of the Upper Hron River Dale and their properties

Aleuritic sediments of Quaternary age deposited on the slopes of Upper Hron River Dale are represented by two genetic types of sediments which are, for the first glance, hardly discernible. Their mechanical textures and macroscopic apparances are the same. Diagnostic feature in the field is their morphological position. Delluvial loams always occur over the Pre-Quarternary basement with direct petrographic dependence on it. Loess-like sediments mostly occur over fluvial and glaciofluvial terraces of the Hron river and tributaries. However this classification needs to be not sufficient argument. Laboratory results showed the necessity to distinguish two genetic types among these aleuritic sediments. Physical and mechanical properties of sediments have been analyzed and the results further processed by mathematical statistics. Both types show dissimilar values of physical properties. Different values of symmetry, arithmetic mean ($\bar{x}$), modus ($\hat{x}$), minimum and maximum values and the variation span are diagnostic. Values of the statistical data sets are distributed in certain intervals (Figs. 2 - 22) for the majority of physical parameters. Results showed that also laboratory data may serve as diagnostic method if processed by mathematical statistics in cases when other methods failed.

Mineralia slovaca, 24 (1992), 127 - 130

Hliník v kyslých banských vodách v okolí Perneku

ĽUBOMÍR ZAJAC

Katedra geochémie PF UK, Mlynská dolina, G-234, 842 15 Bratislava

(Doručené 11. 2. 1991, revidovaná verzia doručená 13. 6. 1991)

Aluminium in acidic mine waters in the surroundings of Pernek village, Western Slovakia

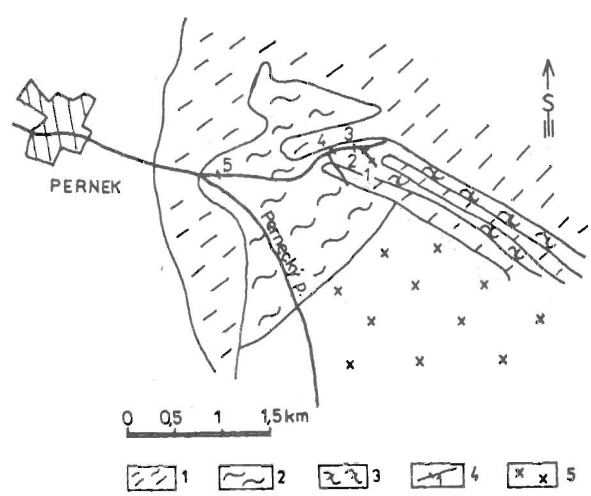
The behaviour of aluminium in mine waters of the area is characterized by sudden change of Al^{3+} activity at the transition from extremely acidic solutions into moderately acidic or neutral ones (at pH = 4.95). Similar behaviour was observed not only in the highly mineralized acidic mine waters with high sulphate content but also in low mineralized waters acidified by acidic rain. It seems likely that the feature is independent on the ionization force or sulphate content. As long as the dependence of aluminium content in low acidic and neutral waters on the solubility of $Al(OH)_3$ is indiscutable, the clear determination of leading force for aluminium distribution in acidic waters needs further investigations.

Úvod

Správanie sa hliníka v prírodnej vode je predmetom intenzívneho bádania najmä v posledných 10 - 15 rokoch. Je to podmienené niekoľkými faktormi. V prvom rade je Al najrozšírenejším kovom a tretím najrozšírenejším prvkom v zemskej kôre. Je stavebným prvkom mnohých vyvretých a metamorfovaných minerálov (hlavne živcov), ako aj sedimentárnych hornín (najmä vo forme ílových minerálov). Ale aj napriek veľkému množstvu Al v zemskej kôre býva jeho obsah v prírodných vodách veľmi nízky, iba niekoľko stotín alebo desatín miligramu na liter. Množstvo Al vo vodách závisí najmä od hodnoty pH roztoku, rozpustnosti Al minerálov, prítomnosti komplexotvorných zložiek a iónovýmenných reakcií v pôde, resp. zvetraninách. Zvyšovanie obsahu Al vo vodách s nízkym pH nie je významné len v prostredí s prirodzene kyslými vodami, ale v súčasnosti hlavne v oblastiach výrazne postihnutých kyslými dažďami. A navyše rast obsahu Al v takýchto oblastiach môže mať a často aj má nepriaznivé ekologické dôsledky. Známy je úhyn rýb (hlavne v Škandinávii a Severnej Amerike; Baker a Schofield, 1980; Muniz a Leivestad, 1980a, b; Grahn, 1980; Henriksen et al., 1989), poškodzovanie flóry (Cronan et al., 1989), resp. zvýšený výskyt niektorých chorôb ľudí, najmä mentálnych (Abreo et al., 1990; Flaten, 1990). Vtejto práci na príklade banských vôd skúmame zákonitosti výskytu hliníka v kyslých vodách.

Stručná charakteristika lokality

Na lepšie pochopenie mechanizmov pôsobiacich pri acidifikácii životného prostredia pôsobením kyslej depozície sme v súvislosti so skúmaním správania sa hliníka v kyslých vodách vybrali oblasť s extrémne kyslými banskými vodami v Malých Karpatoch. Z geologického hľadiska ide o oblasť pezinsko-perneckého kryštalinika, ktoré v sledovanej oblasti zastupujú sericiticko-biotitické a biotitické fylity, aktinolitické bridlice a amfibolity,



Obr. 1. Schematická geologická mapa sledovanej oblasti. 1 - amfibolity, 2 - sericiticko-biotitické a biotitické fylity, 3 - aktinolitické bridlice, 4 - číslo odberového bodu, 5 - granitoidy.

Fig. 1. Schematic geological map of the investigated area. 1 - amphibolite, 2 - sericite-biotite and biotite phyllite, 3 - actinolite slate, 4 - sampling site number, 5 - granitoids.

TAB. 1
Obsah Al v banskej vode z oblasti Perneka
Aluminium content in mine waters of Pernek village area

Al_T	25,5	30,5	35,6	8,85	1,0	1,6	0,68	0,41	0,37	0,22
Al_f	24,1	28,1	19,6	4,8	0,18	0,125	0,044	0,105	0,075	0,058
pH	2,2	2,0	2,9	3,4	7,05	6,1	7,5	6,75	7,3	6,9

Al_T - celkový Al, Al_f - obsah Al vo filtrovanej vzorke (v mg/l). Vzorky vody analyzoval Lopašovský a Naštický v odd. hydrochémie Geologického ústavu D. Štúra v Bratislave

v ktorých na V od Perneku vystupuje dispergovaná sedimentačno-exhalačná mineralizácia tvorená hlavne pyritom a pyrotínom. Staré banské práce svedčia o tom, že sa oblasť v minulosti bansky využívala. Sledovali sme upravený výver zo starých banských diel v oblasti Misárskeho Ostrbca, ktorý asi po 250 - 300 m vteká do horského potoka. Vzorky vody sme odoberali z miesta výveru (č. 1), z miesta tesne nad (č. 2) a pod (č. 3) sútokom obidvoch tokov, ďalej asi 400 - 500 m pod sútokom (č. 4) a tesne pred vtokom tohto horského potoka do Perneckého potoka (asi 1 km pod sútokom - č. 5; pozri obr. 1).

Terénne a laboratórne práce

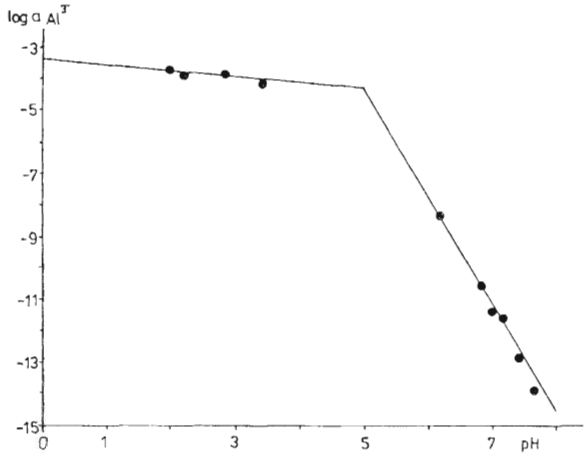
Vzorky sa odoberali do fliaš z PVC, vzorka na stanovenie kovov bola okyslená koncentrovanou HNO_3 do pH 1-2. Priamo v teréne sa pri odbere zmerala teplota, vodivosť a pH. Okrem toho sa časť vzorky prefiltrovala cez ultrafiltračný prístroj firmy Millipore a membránové filtre zn. Synpor s veľkosťou pórov 0,45 μm a fixovala HNO_3 aby sa stanovili len rozpustené formy hliníka vo vode. Obsah Al sa stanovil metódou AAS s plameňovou atomizáciou. Výsledky sú v tab. 1. Podrobnejší opis metodiky aj analytické výsledky sú v práci Zajaca (1990).

Výsledky a ich interpretácia

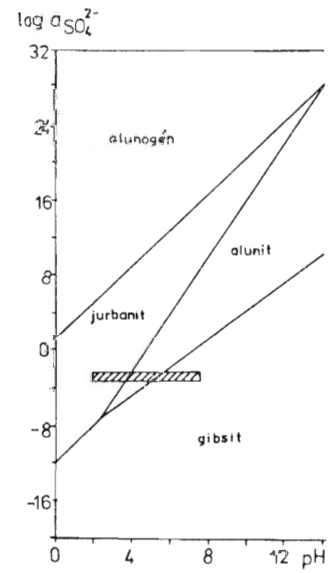
Hlavné stanovované parametre, t. j. pH, obsah Al, síranov a vodivosť namerané v sledovanom profile, sú v tab. 2. Ak vynesieme závislosť log a Al^{3+} (vypočítané podľa vzťahov Smitha a Hema, 1972) od pH (obr. 2), môžeme pozorovať odlišný charakter správania sa Al v tejto vode. Vo veľmi kyslých sú tieto zložky navzájom takmer nezávislé (smernica = -0,15), kým pri slabo kyslých a neutrálnych vodách je výrazná závislosť so smernicou = -3,9. Zmena jedného typu závislosti na druhú sa prejavuje na grafe zlomom približne pri pH = 4,95. Podobné zmeny správania sa Al v kyslých vodách opisuje aj van Breemen (1973) v banských vodách z Kentucky a Pennsylvánie, Nordstrom a Ball (1986) v banských vodách Leviathanu v Kalifornii, ale aj Driscoll et al. (1984) z jazernej vody Adirondacku postihnutého kyslou depozíciou, pričom pH tohto prechodu je v rozmedzí 4,5 - 5,0. Z pozorovaní sa teda zdá, že takéto rozdelenie správania sa Al (Nordstrom a Ball ho pri pH menšom ako 4,5 nazvali konzervatívne a pri pH vyššom ako 5,0 nekonzervatívne) je pre tento prvok charakteristické a nezávisí od charakteru a mineralizácie prírodnej vody. Rozdiel je pravdepodobne iba v tom, či obsah Al skôr ovládajú presýtené roztoky (v prípade vysoko mineralizovaných banských vôd) alebo nenasýtené roztoky v prípade nízko mineralizovanej vody oblastí postihnutých kyslými zrážkami. Pozorovaný zlom v správaní sa Al^{3+} súvisí s hodnotou konštanty (pK = 4,99) prvej hydrolýzy Al (Nordstrom a Ball, 1986),

TAB. 2
Hlavné stanovované parametre namerané v sledovanom profile
Main parameters analyzed in the investigated profile

Odberový bod	pH	Al_f mg/l	SO^{-2}_4	Vodivosť (μS/cm)
1.	2,2	24,1	836,8	2050
1.	2,0	28,1	806,8	2680
1.	2,9	19,6	756,1	1740
2.	3,4	4,8	357,6	838
3.	7,05	0,18	99,15	313
4.	6,1	0,125	170,8	380
4.	7,5	0,044	94,05	298
4.	6,9	0,058	189,1	424
5.	6,75	0,105	167	398



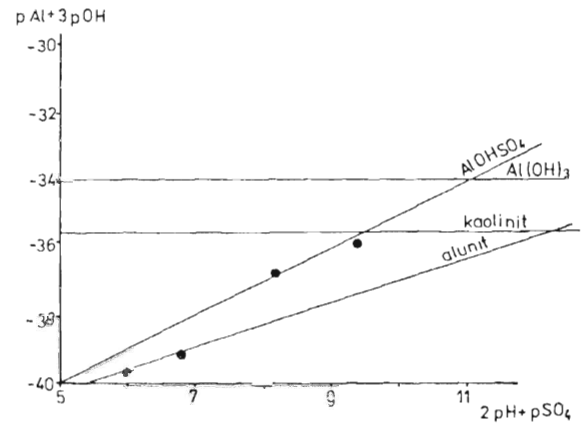
Obr. 2. Závislosť log aktivity Al^{3+} od pH.
Fig. 2. Relation between log activity Al^{3+} and pH.



Obr. 3. Diagram stability Al minerálov v systéme Al_2O_3 - SO_3 - H_2O pri 25 °C (podľa Nordstroma, 1982). Šrafovaná oblasť reprezentuje vodu skúmanej oblasti.
Fig. 3. Plot of stability of aluminium minerals in the Al_2O_3 - SO_3 - H_2O system at 25 °C (after Nordstrom, 1982). Hachured area represents waters of the investigated area.

t. j. s procesom deprotonácie oktaédra $Al(H_2O)_6^{3+}$ keď vzniká ión $Al(H_2O)_5OH^{2+}$, ktorý má veľkú polymerizačnú schopnosť, a tak vytvára podmienky na kryštalizáciu $Al(OH)_3$ (Hem, 1985).

O tom, aké minerály vlastne ovládajú obsah Al v takýchto vodách, možno usudzovať z diagramu stability systému Al_2O_3 - SO_3 - H_2O (podľa Nordstroma, 1982) na obr. 3. V neutrálnej oblasti sa míňa gibsit $Al(OH)_3$, kým v kyslej oblasti je to hlavne alunit $KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$ a jurbanit $AlSO_4OH \cdot 5H_2O$.



Obr. 4. Diagram rozpustnosti niektorých Al minerálov (podľa van Breemena, 1973). Plné krúžky reprezentujú najkyslejšiu vodu sledovanej oblasti.
Fig. 4. Plot of solubility of some aluminium minerals (after van Breemen, 1973). Full circle represents the most acidic waters in the investigated area.

Ovládanie obsahu Al v slabo kyslých a neutrálnych vodách rozpustnosťou $Al(OH)_3$ už potvrdil obr. 2, pretože pravá časť tejto závislosti je vo veľmi dobrej zhode so závislosťou obsahu Al^{3+} iónov od pH pre gibbsit (smernica = -3). Zložitejšie je rozhodovanie o mechanizme ovládajúcom obsah Al pri pH menšom ako 4,5. O rozpúšťaní alunitu a jurbanitu svedčí nielen obr. 3, ale aj vynesenie závislosti aktivít Al, SO^{2-}, OH^- a H^+ iónov podľa van Breemena (1973) na obr. 4, z ktorého vyplýva, že rozpustnosť alunitu ovláda, resp. predstavuje spodnú hranicu obsahu Al vo veľmi kyslých vodách a rozpustnosť jurbanitu jeho vrchnú hranicu. Tento mechanizmus podporujú aj výsledky výskumov van Breemena (1973) a Nordstroma (1982) z kyslých banských vôd rozličných oblastí.

Na druhej strane Nordstrom a Ball (1986) vychádzajú z poznatku, že takéto vody sú značne nedosýtené vo vzťahu k $Al(OH)_3$, a tak pravá, menej strmá časť závislosti na obr. 2 nie je vlastne závislosť rozpustnosti Al sulfátu od pH, ale reprezentuje iba proces zriedovania týchto vôd, pričom vysoký obsah Al^{3+} môže byť ovládaný kineticky, t. j. rýchlosťou vylúhovania nejakého Al minerálu, či už hydroxidu alebo sulfátu, pôsobením kyslých vôd. V prospech mechanizmu ovládania rýchlosťou vylúhovania $Al(OH)_3$ hovorí zhodný charakter závislosti na obr. 2 nielen pri kyslých banských vodách, ale aj pri vode oblastí postihnutých kyslými zrážkami (hoci pri menšom po-

zorovanom rozpätí pH - od 4 do 8), pretože tieto vody sú na sírany oveľa chudobnejšie a ovládanie obsahu hliníka rozpustnosťou bázických Al síranov je nepravdepodobné (Driscoll et al., 1984).

Na presnejšie posúdenie týchto mechanizmov treba vykonať ďalšie pozorovania, používať presnejšie termodynamické a kinetické údaje a hľadať presnejšie metódy stanovovania jednotlivých prvkov aj pH.

Napokon treba uviesť, že stanovenie obsahu Al vo vodách tejto oblasti a ich termodynamické zhodnotenie neslúži len na podrobnejší geochemický opis mechanizmov ovládajúcich množstvo Al v roztoku, ale má aj ekologický dosah. Z termodynamických vzťahov a z charakteru týchto procesov vyplýva, že v sledovanom profile sú prítomné viacmenej anorganické komplexy Al (v hornej časti Al^{3+}, $AlSO^{+}_{4}$ a $Al(SO_4)^{-}_{2}$, v dolnej $Al(OH)^{+}_{2}$, $Al(OH)^{-}_{4}$ a AlF^{2+}), ktoré sú na rozdiel od organokomplexov Al biotoxické), a to v koncentráciách prevyšujúcich koncentrácie spôsobujúce úhyn rýb v Škandinávii a Severnej Amerike, z čoho je zrejmá úplná nevhodnosť sledovaného povodia pre život rýb.

Výskumné práce boli vykonané v spolupráci katedry geochémie PF UK s oddelením hydrochémie Geologického ústavu D. Štúra v rámci výskumných úloh GÚDŠ.

Literatúra

Abreo, K., Sella, M. L. & Brown, S. T. 1990: Aluminum in domestic water. *J. Environ. Health., 52, 5, 289 - 292.*

Baker, J. P. & Schofield, C. L. 1980: Aluminum toxicity to fish as related to acid precipitation and Adirondack surface water quality. In: *Drablos, D. & Tollan, A. (Eds.): Ecological impact of acid precipitation, 292 - 293.*

Cronan, C. S., April, R., Bartlett, R. J., Bloom, P. R., Driscoll, C. T., Gherini, S. A., Henderson, G. S., Joslin, J. D., Kelly, J. M., Newton, R. M., Parnell, R. A., Patterson, H. H., Raynal, D. J., Schaedle, M., Schofield, C. L., Sucoff, E. I., Tepper, H. B. & Thornton, F. C. 1989: Aluminum toxicity in forests exposed to acidic deposition: The Albios results. *Water, Air Soil. Pollut., 48, 181 - 192.*

Driscoll, C. T., Baker, J. P., Bisogni, J. J. & Schofield, C. L. 1984: Aluminum speciation and equilibria in dilute acidic surface waters of the Adirondack region of New York State. In: *Bricker, O. P. (Ed.): Geological aspects of acid deposition. Acid precipitation series; Vol. 7. Ann Arbor, 55 - 75.*

Flaten, T. P. 1990: Geographical associations between aluminium in drinking water and death rates with dementia, Parkinson's disease and amyotrophic lateral sclerosis in Norway. *Environ. Geochem. Health., 12, 1 - 2, 152 - 167.*

Grahn, O. 1980: Fish kills in two moderately acid lakes due to high aluminum concentration. In: *Drablos, D. & Tollan, A. (Eds.): Ecological impact of acid precipitation, 310 - 311.*

Hem, J. D. 1985: Study and Interpretation of the Chemical Charakteristics of Natural Water (Third Edition). *Geol. Surv. Wat. Supply Pap. (Washington), 2 254, 263.*

Henriksen, A., Skogheim, O. K. & Rosseland, B. O. 1984: Episodic changes in pH and aluminum - speciation kill fish in a norwegian salmon river. *Vatten, 40, 2, 255 - 260.*

Muniz, I. P. & Leivestad, H. 1980: Toxic effects of aluminium on the brown trout, Salmo trutta, L. In: *Drablos, D. & Tollan, A. (Eds.): Ecological impact of acid precipitation, 320 - 321.*

Nordstrom, D. K. 1982: The effect of sulfate on aluminum concentrations in natural waters: some stability relations in the system Al_2O_3 - SO_3 - H_2O at 298 K. *Geochim. Cosmochim. Acta, 46, 681 - 692.*

Nordstrom, D. K. & Ball, J. W. 1986: The Geochemical Behavior of Aluminum in Acidified Surface Waters. *Science (Washington), 232, 54 - 56.*

Smith, R. W. & Hem, J. D. 1972: Effect of Aging on Aluminum Hydroxide Complexes in Dilute Aqueous Solutions. *Geol. Surv. Wat. Supply Pap. (Washington), 1 827-D, 51.*

van Breemen, N. 1973: Dissolved aluminum in acid sulfate soils and in acid mine waters. *Soil. Sci. Soc. Am. Proc., 37, 694 - 697.*

Zajac, Ľ. 1990: Geochémia hliníka so zameraním na výskum foriem výskytu v prírodných vodách. In: *Vrana, K. et al.. Základné problémy režimu, využívania a ochrany puklinových a puklinovo-krasových vôd Západných Karpát. (Čiastková záverečná správa.) Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava, 103 - 125.*

Mineralia slovaca, 24 (1992), 131 - 135

Geochemická banka dát pre Západné Karpaty

KATARÍNA JANÁKOVÁ[1], JÁN MEDVEĎ[2], JURAJ GLOS[3], MILAN MARTINOVIČ[3], MILINA KRUŽLÍKOVÁ[3], GEJZA TIMČÁK[4] a ZDENKA ČULMANOVÁ[4]

[1]Geologický ústav SAV, Dúbravská 9, 814 73 Bratislava
[2]Geologický ústav PF UK, Mlynská dolina - G, 842 15 Bratislava
[3]Geofond, Bukureštská 4, 814 73 Bratislava
[4]Katedra geológie a mineralógie BF VŠT, Park Komenského 15, 043 84 Košice

(Doručené 7. 1. 1991)

Geochemical data bank for the Western Carpathian region

The geochemical data bank for data from the Western Carpathian region is housed on the computer SM 52-11 in Geofond, Bratislava (a data bank for magmatic and metamorphic rocks with the same structure of data files started to operate on the Mining Faculty of the Technical University in Košice), with the DBMS REDAP (in Košice IDMS). Data related to a sample of magmatic, metamorphic or sedimentary rocks, minerals or caustobioliths should include a description of the sample, modal composition, chemical composition (oxids and elements), isotope contents, geochronological data and special notes. Services offered in the future to the geological public will include automatic recherches, statistical data evaluation, maps etc.

Veľké množstvo údajov o rôznych typoch geologických materiálov nazhromaždených v posledných desaťročiach vyvolalo potrebu ich zberu, triedenia a uchovávania, ako aj výberu a opätovného spracovania. Tieto úlohy môže uspokojivo splniť iba výkonná výpočtová technika.

Návrh vytvoriť geologickú banku dát bol predložený už roku 1974 na vedeckom seminári Rozvoj geochémie na Slovensku v Jahodnej. Roku 1983 Geochemicko-mineralogická komisia KBGA poverila česko-slovenskú geochemicko-mineralogickú komisiu vypracovať návrh údajov, ktoré by sa mali v geochemickej banke dát ukladať (počítalo sa s realizáciou medzinárodnej banky dát pre karpatsko-balkánsku oblasť). Na tejto úlohe pracovali odborné komisie pod vedením akademika B. Cambela (pozri Cambel a kol., 1988). Výsledkom spojeného úsilia odborníkov z rozličných oblastí geologických vied bolo vypracovanie Návodov na vypĺňanie záznamových listov geochemických údajov o vzorkách magmatických, metamorfovaných a sedimentárnych hornín, minerálov a kaustobiolitov, ako aj Číselníka geochemických údajov pre magmatické, metamorfované a sedimentárne horniny, minerály a kaustobiolity (Cambel a kol., 1988).

Správu banky dát zverili Výpočtovému laboratóriu Geofondu v Bratislave a na jej uvedení do prevádzky sa zúčastnila KRB pod vedením Ing. M. Ťapáka, CSc. Na Baníckej fakulte VŠT v Košiciach je v prevádzke banka dát magmatických a metamorfovaných hornín s rovnakou štruktúrou dát (na počítači typu EC, s databázovým riadiacim systémom IDMS - pozri Timčák, Čulmanová, 1985).

Prevádzka geochemickej banky dát v Geofonde v Bratislave je zabezpečená na počítači typu SM 5211. V budúcnosti sa počíta so vstupmi a výstupmi cez osobné počítače. Báza dát sa riadi systémom Redap (relačný databázový procesor). Nahrávanie údajov do geochemických registrov sa viaže na vytvorenie pseudomasky, otvorenie príslušného dátového súboru a vytvorenie kódovníkov (ak sa v danom registri vyskytujú zakódované údaje a kódovník ešte nie je vytvorený).

Vytváranie pseudomasky a otváranie príslušného dátového súboru zabezpečuje program GMA. Práca s programom GMA je vyhradená pre správcu bázy dát. Všetku činnosť s kódovníkmi zabezpečuje program KOD. Nahrávať a vykonávať zmeny v chybných kódoch a ich textovom význame smie gestor príslušných dát. Rušiť, zlučovať, rozdeľovať a dopĺňať kódovníky má právo správca bázy dát.

Nahrávanie údajovej základne zabezpečuje program UNP. Program UNP nahráva danú vetu registra na základe načítania zvolenej pseudomasky. Pre údaje o horninách (a minerálach) boli v geo-

GEOFOND BRATISLAVA – GEOCHEMICKÁ DATABANKA

ZÁZNAMOVÝ LIST PRE MAGMATICKÉ A METAMORFOVANÉ HORNINY — STRANA 1

1.
REG. Č. VZORKY | PÔVOD Č. VZORKY | ARCH. Č. GEOFONDU | ORGANIZ.
ČÍSLO ÚLOHY | ROK RIEŠENIA | PUBLIKÁCIA: KÓD | ROČNÍK | POČ.STR. –Č.PRÍL.
MENO AUTORA | Č. LISTU MAPY
SÚRADNICE: ZAMERANIE X | Y | Z | METRÁŽ–NÁZOV VRTU
NÁZOV LOKALITY A OPIS MIESTA ODBERU
CHAR. LOK. | SPÔSOB VZORK. | REGION. GEOL. ZARADENIE | STRATIGRAF. ZARADENIE | NÁZOV HORNINY | TYP METAM. | DRUHOT. ZMENY
ŠTRUKTÚRA | TEXTÚRA | FARBA
MENO ANOTÁTORA
VYPLNENOSŤ ZÁZN. LISTU: 1 2 3 4 5 6 7 8 9 P

2. MINERÁLNE (MODÁLNE) ZLOŽ. V %

METÓDA					
KÓD MINERÁLU	[%]	O	K	> <	ZRNITOSŤ

3. CHEMICKÉ ZLOŽENIE – ZLOŽKY V %

ZLOŽKA	KÓD	[%]	MET	LABOR.
SiO_2	01			
TiO_2	02			
Al_2O_3	03			
Fe_2O_3	04			
FeO	05			
MnO	06			
MgO	07			
CaO	08			
Li_2O	09			
Na_2O	10			
K_2O	11			
P_2O_5	12			
CO_2	13			
C org.	14			
H_2O+	15			
F	16			
Cl	17			
S	18			
H_2O-	19			
–(S,F,Cl)ekv.	20			

Obr. 1a. Záznamový list pre magmatické a metamorfované horniny (str. 1.).
Fig. 1a. Registration sheet for magmatic and metamorphic rocks (1. st page).

ZÁZNAMOVÝ LIST PRE SEDIMENTÁRNE HORNINY — STRANA 1

1.
REG. Č. VZORKY | PÔVOD Č. VZORKY | ARCH. Č. GEOFONDU | ORGANIZ.
ČÍSLO ÚLOHY | ROK RIEŠENIA | PUBLIKÁCIA: KÓD | ROČNÍK | POČ.STR. –Č.PRÍL.
MENO AUTORA | Č. LISTU MAPY
SÚRADNICE: ZAMERANIE X | Y | Z | METRÁŽ–NÁZOV VRTU
NÁZOV LOKALITY A OPIS MIESTA ODBERU | CHAR. LOK.
SPÔSOB VZORK. | REGION. GEOL. ZARADENIE | STRATIGRAF. ZARADENIE | LITOSTR. ZARADENIE | NÁZOV HORNINY | STUPEŇ PREMENY | DRUHOT. ZMENY
ŠTRUKTÚRA | TEXTÚRA | FARBA
MENO ANOTÁTORA
VYPLNENOSŤ ZÁZN. LISTU: 1 2 3 4 5 6 7 8 9 P

2. MINERÁLNE (MODÁLNE) ZLOŽ. V %

METÓDA				
KÓD MINERÁLU	[%]	K	> <	ZRNITOSŤ

3. CHEMICKÉ ZLOŽENIE – ZLOŽKY V %

ZLOŽKA	KÓD	[%]	MET	LABOR.
SiO_2	01			
TiO_2	02			
Al_2O_3	03			
Fe_2O_3	04			
FeO	05			
MnO	06			
MgO	07			
CaO	08			
Li_2O	09			
Na_2O	10			
K_2O	11			
P_2O_5	12			
CO_2	13			
C org.	14			
H_2O+	15			
F	16			
Cl	17			
S	18			
H_2O-	19			
–(S,F,Cl)ekv.	20			

Obr. 1b. Záznamový list pre sedimentárne horniny (str. 1).
Fig. 1b. Registration sheet for sedimentary rocks (1 st page).

GEOFOND BRATISLAVA – GEOCHEMICKÁ DATABANKA

ZÁZNAMOVÝ LIST PRE MINERÁLY STRANA 1

1.

REG. Č. VZORKY | PÔVOD Č. VZORKY | ARCH. Č. GEOFONDU | ORGANIZ.

ČÍSLO ÚLOHY | ROK RIEŠENIA | PUBLIKÁCIA: KÓD | ROČNÍK | PDČ.STR. -Č.PRÍL.

MENO AUTORA | Č. LISTU MAPY

SÚRADNICE: ZAMERANIE X | Y | Z | METRÁŽ–NÁZOV VRTU

NÁZOV LOKALITY A OPIS MIESTA ODBERU | CHAR. LOK.

SPÔSOB VZORK. | REGION. GEOL. ZARADENIE | STRATIGRAF. ZARADENIE | LITOSTR. ZARADENIE | NÁZOV HORNINY | NÁZOV MINERÁLU | ZAST. NA LOK.

GENÉZA MIN. | MET. IDENT. | FARBA MINERÁLU | HABITUS | VEĽKOSŤ MIN. ZRN | TYP AGREG.

KRYŠTÁLOVÝ TVAR

MINERÁLNA PARAGENÉZA

MENO ANOTÁTORA

VYPLNENOSŤ ZÁZN. LISTU

1	2	3	4	5	6	7	8	9	P

2. FYZIKÁLNE VLASTNOSTI

PARAMETER	HODNOTA
INDEX SVETEL. LOMU	
ODRAZNOSŤ	
MERNÁ HMOTNOSŤ	
ELEKTRIC. VODIVOSŤ	
MIKROTVRDOSŤ	
UHOL OPTICKÝCH OSÍ	
ST. ŠTIEPATEĽNOSTI	
RÁDIOAKTIVITA	
LUMINISCENCIA	
PRIEZRAČNOSŤ	
MAGNETICKOSŤ	
INÉ ŠPECIF. VLASTN.	

3. CHEMICKÉ ZLOŽENIE – ZLOŽKY V %

ZLOŽKA	KÓD	[%]	MET	LABOR.
SiO_2	01			
TiO_2	02			
Al_2O_3	03			
Fe_2O_3	04			
FeO	05			
MnO	06			
MgO	07			
CaO	08			
Li_2O	09			
Na_2O	10			
K_2O	11			
P_2O_5	12			
CO_2	13			
C org.	14			
H_2O+	15			
F	16			
Cl	17			
S	18			
H_2O-	19			
-(S,F,Cl)ekv.	20			

Obr. 1c. Záznamový list pre minerály (str. 1).
Fig. 1c. Registration sheet for minerals (1 st page).

REG. Č. VZORKY STRANA 2

4. CHEMICKÉ ZLOŽENIE – PRVKY

PRVOK	K	Š	OBSAH	MET.	LABOR.

5. OBSAH IZOTOPOV

	LABORATÓRIUM			
KÓD IZOTOPU	OBSAH [%]	KÓD IZOTOPU	OBSAH [%]	

6. GEOCHRONOLOGICKÉ DATOVANIE

Rb/Sr DATOVANIE

LABORATÓRIUM	
MINERÁL	
$^{87}Sr/^{86}Sr$	
$^{87}Rb/^{86}Sr$	
Sr [ppm]	
Rb [ppm]	
VEK MODELOVÝ	±
VEK IZOCHRONOVÝ	±
INICIÁL. POMER	
KONŠT. ROZPADU	+ E −

7.

U–Th–Pb DATOVANIE

LABORATÓRIUM	
MINERÁL	
^{204}Pb [ppm]	
^{206}Pb [ppm]	
^{207}Pb [ppm]	
^{208}Pb [ppm]	
U [ppm]	
Th [ppm]	
VEK MODELOVÝ	±
VEK IZOCHRONOVÝ	±
KONŠT. ROZPADU	+ E −

8.

K/Ar DATOVANIE

LABORATÓRIUM	
MINERÁL	
K [%]	
^{40}Ar[cm^3.10^{-6}g/g]	
VEK MODELOVÝ	±
VEK IZOCHRONOVÝ	±
KONŠT. ROZPADU	+ E −

9.

FISSION TRACK DATOV.

LABORATÓRIUM	
MINERÁL	
POČET KRYŠT.	
P_s/cm^{-2}	+ E
P_i/cm^{-2}	+ E
VEK [mil. r.]	±
KONŠT. ROZPADU	+ E −

P – POZNÁMKA

Obr. 1d. Druhá strana záznamových listov.
Fig. 1d. Second page of registration sheets.

chemickej banke dát vytvorené nasledujúce pseudomasky: Ml - opis vzorky (číslo vzorky až vyplnenosť záznamového listu - pozri obr. 1a, b, c), M2 - minerálne (modálne) zloženie (pri mineráloch fyzikálne vlastnosti), M3 - chemické zloženie - zložky (oxidy), M4 - chemické zloženie - prvky, M5 - obsah izotopov, M6-9 - geochronologické datovanie, MP - poznámky. Pseudomasky sú previazané pomocou kľúčovej položky "číslo vzorky".

Pri nahrávaní údajov sa testujú iba celočíselné a reálne premenné na výskyt znakov číslic a znamienok (+, -, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 0). Textové a zakódované položky sa pri nahrávaní nekontrolujú. Uložený kód a rozsah číselnej položky sa kontroluje v samostatnom kroku. Pri nahrávaní sa dajú opakujúce sa položky kopírovať z predchádzajúcej vety, a to bod po bode alebo celá položka naraz. Zmena chybnej položky sa uskutočňuje po nahraní všetkých položiek vo vete. Vety s chybnými položkami sa načítavajú na základe zadania poradového čísla vety v príslušnom súbore.

Nahrané údaje sú uložené v ASCII znakoch. Všetky vety, ktorých dĺžka nie je deliteľná 4 bez zvyšku, sa dopĺňajú príslušným počtom prázdnych znakov.

Vyhľadávať údaje v banke dát možno cez ktorúkoľvek položku, napr. podľa geologickej jednotky, stratigrafickej príslušnosti, typu horniny, listu mapy, rozsahu koncentrácie vybranej zložky, mena autora atď.

Spôsob práce s geochemickou bankou dát VŠT v Košiciach opisuje práca Timčáka a Čulmanovej (1985).

V obidvoch geochemických bankách dát (Geodondu a VŠT) sa uchovávajú nasledujúce typy údajov (na VŠT len pre magmatické a metamorfované horniny):

I. *Magmatické a metamorfované horniny*

1. Číslo vzorky (určuje správca registra)
2. Pôvodné číslo vzorky (podľa autora)
3. Archívne číslo
4. Kód organizácie
5. Číslo úlohy
6. Rok riešenia (odovzdania správy, publikovania článku, analyzovania vzoriek a pod.)
7. Meno autora (autorov)
8. Kód časopisu, ročník, počiatočná strana článku (číslo prílohy)kde boli výsledky publikované
9. Číslo listu mapy
10. Súradnice bodu odberu X, Y, Z (v Křovákovej sústave) a spôsob ich určenia (zameranie, odčítanie z mapy)
11. Metráž a názov vrtu
12. Názov lokality a opis miesta odberu (voľne)
13. Charakter lokality (odkryv, lom atď. - kód) a spôsob vzorkovania (veľkosť vzorky - kód)
14. Regionálne geologické zaradenie (kód)
15. Stratigrafické zaradenie (kód)
16. Názov horniny (kód)
17. Typ metamorfózy (kód)
18. Druhotné zmeny (kód)
19. Štruktúra (kód)
20. Textúra (kód)
21. Farba (voľný opis)
22. Minerálne (modálne) zloženie, orientácia a veľkosť zrna
23. Chemické zloženie - zložky (t. j. makrozložky - oxidy v %)
24. Chemické zloženie - prvky (v %, ppm, ppb - použitú jednotku označuje kód K; v položkách 23 a 24 sa uvádza aj kód analytickej metódy a kód laboratória, t. j. organizácie
25. Obsah izotopov
26. Geochronologické údaje (Rb/Sr, K/Ar, U-Th-Pb, Fission track)
27. Poznámky (voľne opísané doplňujúce údaje).

II. *Sedimentárne horniny*

Okrem údajov uvedených v b.I sú to:
- litostratigrafické zaradenie (kód)
- stupeň premeny (kód)

Pri sedimentárnych horninách sa neuvádza položka "typ metamorfózy".

III. *Kaustobiolity*

Okrem údajov položky 1-15 z b.I sa uvádzajú:
- litostratigrafické zaradenie (kód)
- názov vzorky (lignit, hnedé uhlie a pod.)
- genetická skupina uhlia (kód)
- skupina macerálov (kód)
- minerálna prímes v uhlí - minerály (kódy) a ich obsah (+ metóda, laboratórium)
- stopové prvky v uhlí (+ metóda, laboratórium)
- analýza organickej hmoty v prírodných uhľovodíkoch
- technologický rozbor uhlia
- chemický rozbor uhlia
- pyrolýza prírodných uhľovodíkov
- rozbor zemného plynu (zložky)
- rozbor ropy (zložky, fyzikálne parametre)
- rozbor ropnej vody

IV. *Minerály*

Okrem položiek 1-15 z b.I sa uvádzajú:
- litostratigrafické zaradenie (kód)
- názov minerálu (kód + názov voľne)
- genéza minerálu
- hornina (kód), v ktorej sa minerál nachádza
- paragenéza (kódy minerálov)
- zastúpenie na lokalite (kód) - hlavný, vedľajší minerál a pod.

- metódy identifikácie (kódy)
- vlastnosti - veľkosť zrna, habitus, typy agregátov (kódy), kryštálový tvar (voľne)
- fyzikálne vlastnosti - index lomu, odraznosť, merná hmotnosť elektrická vodivosť, mikrotvrdosť, uhol optických osí, stupeň štiepateľnosti, rádioaktivita, luminiscencia, magnetickosť, priezračnosť, iné vlastnosti
- chemické zloženie - zložky (oxidy), metóda, laboratórium
- chemické zloženie - prvky, metóda, laboratórium
- obsah izotopov
- geochronologické údaje.

Podmienkou zaradenia údajov do registra je vyplnenie hlavných identifikačných údajov (a to najmä týkajúcich sa lokalizácie vzorky, t. j. číslo mapového listu a súradnice). Údaje by sa mali povinne odovzdávať do Geofondu zároveň so správou (prípadne pri publikovaní v odbornom časopise cez príslušnú redakciu), avšak systém zberu dát je zatiaľ v štádiu riešenia.

Zaujímavé sú v tejto súvislosti skúsenosti z Veľkej Británie, kde sú správcovia bázy dát pre vyvreté horniny v spojení s redakciami odborných časopisov. Pri podaní článku obsahujúceho údaje o danom type hornín do tlače redakcia upovedomí správcu bázy dát a ten má možnosť nadviazať kontakt s autorom a vyžiadať si od neho údaje. Odovzdávanie údajov je pritom založené na dobrovoľnosti (čím je do istej miery zaistená lepšia kvalita údajov). Podľa skúseností britských odborníkov je vypĺňanie záznamových listov zároveň s korektúrou článku spojené s minimálnou námahou pre autora (podľa ústnej správy Durhama predloženej roku 1989 na rokovaní účastníkov IGCP projektu č. 238). Spätné zisťovanie údajov anotátormi (nie autormi) je podľa našich skúseností (v súčasnosti sa týmto spôsobom ukladajú do bázy dát údaje o granitoidných horninách) značne problematické. Nie vždy sú všetky údaje potrebné na vyplnenie záznamového listu uvedené v publikácii alebo správe (najčastejšie je to presná lokalizácia vzorky, metodika analýzy a pod.) a stretávame sa aj so značnou nejednotnosťou v klasifikácii a terminológii, ktorú by malo odstrániť dôsledné používanie termínov podľa navrhovaných "číselníkov" (zoznamov kódov). Presnosť pri spätnom odčítavaní súradníc bodu odberu vzorky (vyneseného podľa opisu autora v správe resp. publikácii) z mapy, ako sme to často nútení robiť, nie je dostatočná.

Záver

Účelom banky dát nie je iba zhromažďovanie a ukladanie údajov, ale hlavne poskytovanie služieb geologickej verejnosti. Automatizované rešerše (vyhľadávanie údajov podľa požiadaviek zákazníkov) môžu značne skrátiť čas prípravných prác v geologickom výskume a prieskume a poskytujú prehľad o preskúmanosti jednotlivých oblastí Západných Karpát. Údaje bude možno spracovať aj pomocou štatistických metód, čím sa získa nový pohľad na geochémiu a geológiu nášho územia. Výhody poskytovaných služieb potom azda presvedčia o užitočnosti banky dát (a o potrebe odovzdávať do nej údaje) aj tých geológov, ktorým sa zatiaľ vypĺňanie záznamových listov javí ako nadbytočná práca.

Na podrobné oboznámenia geologickej verejnosti so systémom zberu údajov, spôsobom vypĺňania záznamových listov a s číselníkmi sa v Geofonde pripravuje príručka pre používateľov banky dát.

Záujemcom o spoluprácu odporúčame obrátiť sa na autorov článku (Geofond).

Literatúra

Cambel, B., Medveď, J., Timčák, G., Čulmanová, Z. et al. 1988: Geochemická databanka - 1. Návody na vyplňanie záznamových listov o vzorkách magmatických, metamorfovaných a sedimentárnych hornín, kaustobiolitov a minerálov; 2. Číselník geochemických údajov pre magmatické, metamorfované a sedimentárne horniny, kaustobiolity a minerály. *Manuskript - Geofond Bratislava.*

Timčák, G. & Čulmanová, Z. 1985: Numerické hodnotenie geochemických a geologických údajov - geochemicko-petrologická databanka. (Záverečná správa čiastkovej úlohy II-4-6/8.) *Manuskript - KGaM BF a ÚVT - VŠT a SAV Košice.*

INFORMÁCIA

Niektoré dôležité ložiská nerastných surovín Juhoafrickej republiky

JÁN ILAVSKÝ

V nových politicko-hospodárskych pomeroch sa ako nový potenciálny obchodný partner Česko-Slovenska objavuje aj Juhoafrická republika, ktorá bola pre politiku apartheidu od Európy dlhé desaťročia izolovaná.

Napriek značnej izolácii sa údaje o ťažbe v Juhoafrickej republike na stránkach európskych a svetových baníckych a geologických časopisov objavovali, pretože viaceré typy nerastných surovín Juhoafrickej republiky sa predsa len do Európy aj do celého sveta vyvážali, a preto sa aj uvádzali v celosvetových štatistikách a v bilanciách zásob.

V súčasnom období, keď sa obnovili politické styky medzi JAR a ČSFR, sa pre nás stáva dôležitým aj jej nerastné bohatstvo. Pri všeobecnom útlme nášho rudného baníctva a výrobných cenách, ktoré sú v porovnaní s celosvetovými neúmerne vysoké, ako aj pri ustavične klesajúcich možnostiach dovozu surovín zo Sovietskeho zväzu sa možnosť získavať mnohé rudné suroviny z Juhoafrickej republiky javí ako veľmi aktuálna, a to za oveľa nižšie ceny, ako sú v prepočte na československé koruny naše výrobné ceny.

Možnosť dovážať viaceré druhy kovov k nám z JAR je o to aktuálnejšia, že už aj podľa doterajších rokovaní s JAR sú možnosti kompenzovať takýto dovoz vývozom našich výrobkov strojárskeho charakteru, investičných celkov, chemických produktov, skla, porcelánu a iných druhov tovaru všeobecne spotrebného priemyslu.

Na druhej strane by to bolo prospešné aj pre JAR, kde v posledných rokoch nastal útlm ťažobného priemyslu, a to pre reštrikcie svetového trhu kovov a pokles dopytu po nich zo strany vysoko priemyslových štátov.

Preto tu uvádzame informácie o niektorých najvýznamnejších ložiskách JAR, čím azda podnietime záujem obchodných a hospodárskych kruhov ČSFR o túto oblasť, ale aj geologicko-baníckych kruhov hľadať možnosti zapojiť sa do ich exploatácie v blízkej budúcnosti.

Zaujímavé pre nás sú najmä ložiská nerastných surovín kapského kratónu v povodí údolia Kaap Vaal, ktoré patria medzi popredné svetové zdroje zlata, diamantov, uhlia, olova, zinku, medi, platinoidov, chrómu, antimónu, železa a cínu.

Najvýznamnejšie z nich opisujeme s najdôležitejšími geologickými a banskoexploatačnými údajmi.

Zlatonosné bane *West Driefontein* sú korunným diamantom juhoafrického zlatonosného poľa. Ležia vo Witwatersrande, asi 25 míľ na Z od Johannesburgu. Za 60 rokov svojej činnosti (od roku 1930) vyprodukovali okolo 32 miliónov uncií zlata (zhruba 112 t). Dnes tu pracuje 15 000 ľudí a denne vyťažia 10 000 t rudy s priemerným obsahom 0,3 opt. Au, z čoho sa získa ročne 700 000 uncií zlata (cca 2,1 t). Ťaží sa podzemnými banskými dielami. Spôsob ťažby sa za posledných 30 rokov takmer nezmenil. Rudonosné zlepence sa vzorkujú priemerovaním pomocou pozdĺžnych rýh dlhých 4 stopy (1,2 m) v rudnom obzore Middle Reef.

Zlatonosné *polia SA* sú v centre geologickej zlatonosnej jednotky. Tam je aj ťažobné a geologickoprieskumné centrum, laboratóriá, centrálne sklady vrtných jadier (je ich už 350 km) a archívy výpočtov zásob, ktoré sa majú v budúcnosti overiť vrtmi. Ťažba, banské a vrtné práce sa evidujú podľa rokov tak, ako to zaviedli severoamerické firmy, ktoré tu pôvodne ťažbu začali. Ale tento systém evidencie terajší juhoafrickí majitelia už zanedbali.

Oveľa menšie zlatonosné bane sú v *Barbertonských vrchoch* východného Transvaalu. Známe je ložisko *Agnes*, ktoré je stratiformného typu a leží v sérii zvrstvených laminovaných na železo bohatých kremitých metasedimentov mocných do 180 stôp (60 m) v mocnej poruchovej zóne. Kremité rudonosné horniny ležia ako polohy medzi komatitickými ultrabázickými lávovými prúdmi hornín, ktoré sú zmenené na kremito-karbonátovo-fuchsitové zelené horniny. V dobre odkrytých banských dielach možno detailne študovať polohy sideritových silicitických hornín a ich pozvoľné prechody do vrstvových pyritových rúd, ktoré sú hlavnou ťaženou rudou s obsahom zlata. Veľmi živé diskusie sa vedú o tom, či tu ide o prechody pyritového metasomatického zatláčania pôvodných hornín, alebo o faciálne zmeny sedimentov v pôvodnom sedimentárnom bazéne. Mineralizácie so zlatom sa koncentrujú najmä na miesta priesečníkov pyritových masívnych rúd so zhlukmi a žilami, ktoré presekávajú aj okolné horniny mimo stratiformných obzorov. Stratiformné rudy umožňujú vykonávať v ložisku relatívne jednoduché a efektívne banské práce, kým žilné útvary sledujú vertikálne pukliny a ťažobné metódy v nich sú odlišné. Ťažená ruda má obsah od 0,15 do 0,3 opt. Au. Mesačná ťažba je 13 500 t, čo umožňuje získať ročne 30 000 uncií zlata (cca 105 kg).

Bušveldský komplex vyvrenín má absolútny vek cca 2 miliardy rokov. Ide o zvrstvené intrúzie, ktorých rozsah je 275 míľ dĺžky a 150 míľ šírky. Sú v ňom ložiská platinoidov, železa, chrómu, medi, niklu a vanádu. Ťažia sa otvorenými povrchovými lomami na vanádionosné magnetity. Tie sú zvrstvené v najvrchnejších častiach vrstvových magnetitových rúd ložiska *Mapoch* blízko Rosenekalu.

Masívne magnetitové rudy vo vnútri gabier tvoria polohy mocné 6 - 10 stôp (2 - 3,5 m) na ploche širokej 3000 - 5000 stôp (1 - 2,5 km) a na dĺžke 18 míľ (25 km). Ruda, ktorá sa ťaží v povrchových lomoch, obsahuje 55 % Fe a 1,55 % V_2O_5. Táto baňa dáva 65 % celosvetovej produkcie vanádu.

Z ložiska *Kenedy Vale* sa ťaží vanádová ruda. Leží blízko Stielsportu. Ide o otvorený lom skoro vertikálnej šošovky masívnych magnetitov bohatých na vanád. Dĺžka šošovky je 900 stôp (300 m) a šírka 150 stôp (50 m). Ide o intruzívne alebo metasomaticky zvrstvené gabro. Denná ťažba je 2 000 t rudy s obsahom 80 % magnetitu, 3,2 % V_2O_5, 19 % TiO_2 a Cu od 0,3 do 0,5 %.

Ložisko *Winterveld* zo skupiny baní Rand produkuje mesačne 70 000 t chromitu z telesa. Ložisko je 4 stopy mocné (1,2 m) a sklonené 15°. Ruda sa drví, premýva a triedi podľa požiadaviek zákazníka. Budúcnosť ťažby chromitu nie je sľubná, pretože smerom do hĺbky rastie obsah platiny.

Ložisko *Turfontein* patrí spoločnosti Rustenberg Platinum

Pokračovanie na s. 143

Mineralia slovaca, 24 (1992), 137 - 143

Německý program hlubokého vrtání v Českém masívu

DUŠAN ĎURICA[1] a MILOŠ SUK[2]
[1]Český geologický ústav, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1
[2]Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity, Kotlářská 2, 611 37 Brno

(Doručené 15. 10. 1991)

German program of deep drilling in the Bohemian Massif

The paper summarizes the history and program of the project "Deep Continental Drilling - KTB" in the Federal Republic of Germany. Conditions of execution of the very deep borehole and the achieved results of the pilot hole Windischeschenbach are also described. The paper provides information on Czechoslovak participation in preparation of the project and in evaluation of geological results achieved during the drilling.

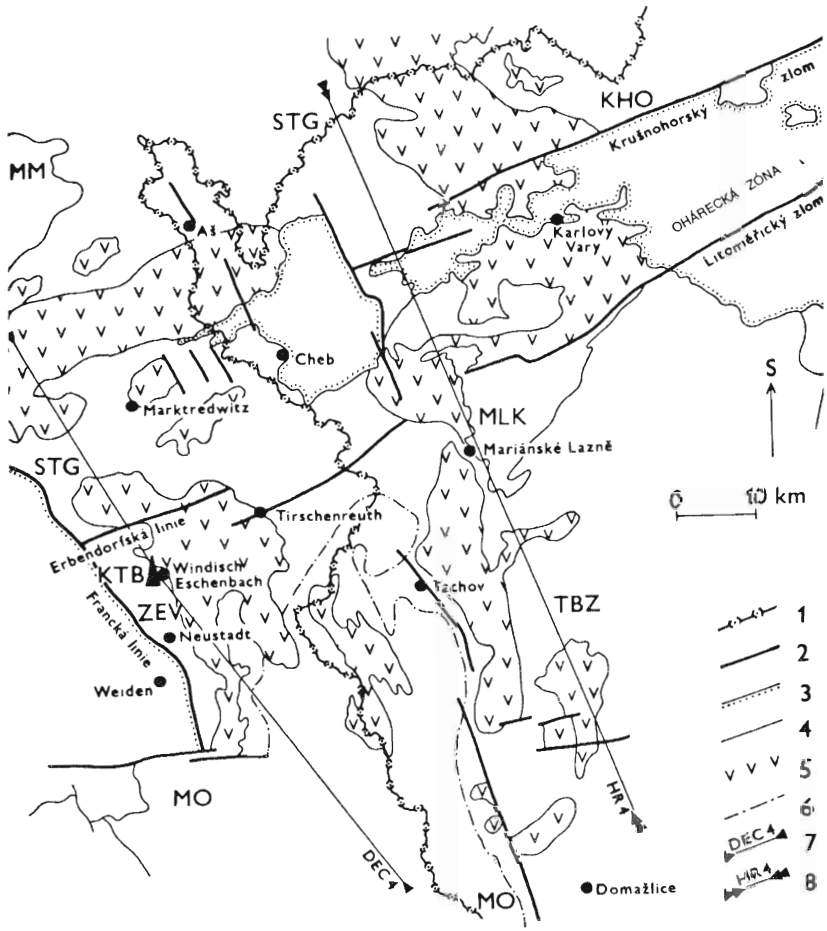
Úvod

V Českém masívu byly kdysi položeny základy moderních geologických a geofyzikálních věd. Do dějin světové geologie se zapsal i geologickým kongresem v Praze v srpnu 1968. Po mnoha létech se nyní opět dostává do popředí zájmu světové geologické veřejnosti díky ambicióznímu programu Německé společnosti pro vědu a výzkum (Deutsche Forschungsgemeinschaft) a spolkové vlády SRN, který byl nazván "Kontinentales Tiefbohrprogramm der BRD" - KTB. Jeho součástí - a možno říci i vyvrcholením - je realizace velmi hlubokého vrtu nedaleko našich hranic v Horní Falci ve spolkové zemi Bavorsku. Program KTB je součástí významného mezinárodního programu "Litosféra", společně řízeného Mezinárodní unií geologických věd a Mezinárodní geofyzikální unií v rámci programů UNESCO. Cílem vrtu KTB je "základní výzkum a vyhodnocení fyzikálních a chemických podmínek a procesů v hlubší kontinentální kůře se záměrem zjistit stavbu, složení, dynamiku a vývoj intrakontinentálních částí kůry".

Organizace a program hlubokého vrtání

Poučné je organizační a odborné zajištění projektu. Od roku 1989 má organizační struktura tři hlavní složky: finanční, správní a koordinační a složku výkonnou. Ve finanční složce má hlavní slovo spolkové ministerstvo výzkumu a technologie (Bundesministerium für Forschung und Technologie), Německá společnost pro vědu a výzkum (Deutsche Forschungsgemeinschaft) a dolnosaské ministerstvo hospodářství techniky a dopravy (Niedersächsisches Ministerium für Wirtschaft, Technik und Verkehr). Ve správní a koordinační složce rozhodují dolnosaský zemský úřad pro výzkum půd (Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung) a vědecká a řídící rada projektu. Představiteli výkonné složky jsou prof. dr. Betz, který vede odbor geologických věd, prof. dr. Emmermann (odbor pro vědecký program), prof. dr. Rischmüller (technický odbor) a odbor projektového řízení (as. Greulich).

Řešení projektu probíhá po etapách. V první etapě byla řízena cílená výchova na vysokých školách SRN a rozsáhlá propagační kampaň. Po zajištění finančního krytí (spolkové ministerstvo výzkumu a technologie poskytlo téměř 500 milionů marek) a odborném projednání programu na 27. MGK v Moskvě v r. 1984 byla zahájená etapa, ve které byly značné finanční prostředky věnovány především na vývoj technických prostředků pro velmi hluboké vrtání (např. měřicích přístrojů odolných proti teplotám do 300 °C, samonosného kabelu o délce 15 000, pohonné jednotky, navigačního zařízení ap.), dále na popularizaci projektu velmi hlubokého vrtu, který je svým významem a technickou náročností srovnáván s pronikáním člověka do vesmíru, a konečně na výběr místa tohoto vrtu. Již v této etapě se autoři projektu museli vypořádat s námitkami ochránců přírody. Projekt proto musel počítat s vybavením sice ukázkovým, ale velmi drahým. Vrt například nemá odkaliště; výplach a odpadní vody se selektivně



Obr. 1. Situace velmi hlubokého vrtu a hlavních seizmických profilů na západním okraji Českého masívu. 1 - státní hranice, 2 - hlavní zlomové struktury, 3 - okraj pánví sedimentárního pokryvu Českého masívu, 4 - geologické hranice, 5 - masívy variských plutonitů, 6 - petrografický přechod (izográda sillimanitu), 7 - reflexní seizmický profil Decorp 4, 8 - reflexní seizmický profil s. p. Geofyzika Brno Hr 4, KHO - krušnohorská oblast, MLK - mariánskolázeňský komplex, TBZ - tepelsko-barrandienská oblast (bohemikum), MO - moldanubikum, ZEV - jednotka Erbendorf-Vohenstrauss, STG - saxothuringikum, MM - münchberský masív.

Fig. 1. Situation of very deep borehole and main seismic profiles on the western edge of the Bohemian Massif. 1 - state boundary, 2 - main fault structures, 3 - margin of basins belonging to the sedimentary cover of the Bohemian Massif, 4 - geological boundaries, 5 - massifs of Variscan plutonites, 6 - petrographic transition (sillimanite isograde), 7 - the Decorp 4 reflection seismic profile, 8 - the Geofyzika Brno enterprise Hr 4 reflection seismic profile, KHO - the Krušné hory Mts. area, MLK - the Mariánske Lázně complex, TBZ - the Teplice - Barrandien area (Bohemicum), MO - Moldanubicum, ZEV - the Erbendorf - Vohenstrauss unit, STG - Saxothutingicum, MM - the Münchberg massif.

čistí a v uzavřeném systému opět vracejí k dalšímu použití. O popření potřeby technického a vědeckého rozvoje lidské společnosti svědčí i to, že se vyskytly požadavky, aby finanční prostředky byly raději vynaloženy na ochranářskou činnost. I s těmito námitkami se vedení projektu s úspěchem vypořádalo.

Výběr místa byl podřízen vědeckým cílům, t.j. získání údajů o procesech probíhajících v litosféře. Navazoval tak na výsledky dosud realizovaných výzkumných vrtů v SSSR (rekordní vrt SG-3 na poloostrově Kola, vrty Sattly, Tjumeň a Krivoj Rog) a v USA (např. vrty Salton Sea, Cajon Pass, Valles Caldera, Butte, Red Mountain a ADCOH - Appalachian ultradeep borehole). Postup zpracování vybraných lokalit sledovala geologická veřejnost na konferencích v Seeheimu (1985, 1986) a Giessenu (1988). Původně bylo zpracováno sedm lokalit, z nichž se pak do užšího výběru dostaly Hohes Venn a Hohenzollerner Graben (na severním okraji rhenohercynika), Schwarzwald (Haslach) a Horní Falc (lokalita původně označovaná jako Erbendorf a pak definitivně jako Windischeschenbach). Z těch byly vybrány poslední dvě Schwarzwald a Horní Falc, které nakonec byla dána přednost, vzhledem k příznivějším geoter-

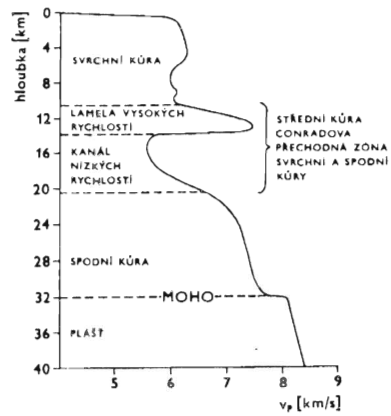
mickým poměrům (u Haslachu byla vypočítána teplota v hloubce 15 km 400 - 470 °C, zatímco u Windischeschenbachu pouze 250 - 280 °C. Širší okolí lokality (obr. 1) bylo podrobně geologicky zmapováno a byl v něm proveden všestranný geofyzikální, petrologický a petrofyzikální výzkum, včetně proměření sítě seizmických profilů a realizace informačních vrtů do 300 - 600 m. K výběru lokality Windischeschenbach lze však mít i některé výhrady; uváděli jsme zejména:

1. Jde o tektonicky mimořádně složitý úsek krystalinika Českého masívu na křížení zlomů ohárecké systému se zlomy francké linie (obr. 1), navíc se zastoupením jednotek, jejichž tektonické vztahy nejsou zcela jasné. Interpretace geologických výsledků vrtu, jak ukazují zkušenosti např. z vrtu SG-3 na poloostrově Kola, jsou v takových případech velice obtížné a často málo přesvědčivé.

2. Území je součástí anomální geotermické oblasti krušnohorské a skutečná teplota se může značně odchylovat od předpokládané (pilotážní vrt nakonec potvrdil, že skutečná teplota je v hloubce 4000 m asi o třetinu vyšší, než předpokládal projekt). Naopak ovšem toto překvapivé zvýšení tepelného toku může přispět k objasnění podílu tepla vzniklého radioaktivním rozpadem v kůře a podílu tepla přinášeného z pláště na celkové bilanci tepla v kůře a jeho podílu na geologickém vývoji.

3. O interpretaci ohárecké zóny jako riftu lze s úspěchem pochybovat, a to vzhledem k jejímu vývoji od terciéru až podnes a geochemicko-petrologickým znakům vulkanismu v Českém středohoří a Doupovských horách (jde o alkalické bazalty, a nikoliv o tholeiity). Z toho vyplývá, že i případná interpretace procesů zjištěných ve vrtu jako reprezentativních pro zóny riftogeneze bude sporná.

4. Součástí projektu byla i efektní interpretace hlubinné stavby na základě geologické interpretace seizmického profilu Decorp 4, kterou Behr et al. (1984) interpretovali jako nasunutí moldanubika spolu s útržky pláště na saxothuringikum a obou těchto jednotek na slabě metamorfované rhenohercynikum, které by mělo být ve vrtu zastiženo v hloubce do 15 km. Námitky československých geologů byly v té době označeny jako "východní myšlení". Přesto se brzy objevily další interpretace, které jim odpovídají. Např. Weber (1986) přebírá už jen nasunutí moldanubika na saxothuringikum a

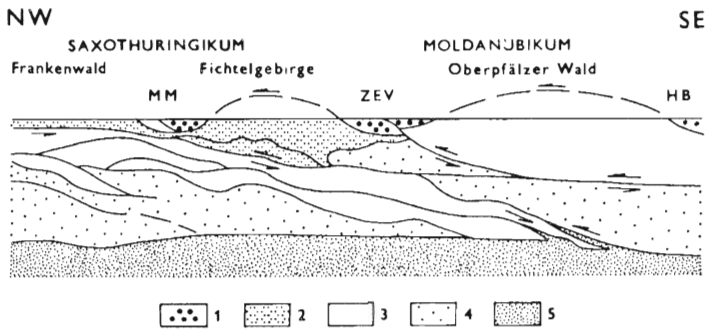


Obr. 2. Rychlostní model stavby západního okraje Českého masívu (podle Emmermanna et al., 1986).
Fig. 2. Velocity model of the structure of the western edge of the Bohemian Massif (according to Emmermann et al., 1986).

těchto jednotek na stabilní podloží a Suk (1990) se domnívá, že v hlubší části mohou být vrty nejspíše zastiženy litologické jednotky štítového typu, tvořící pokračování severoevropského prekambria fennosarmatského štítu do podloží evropských hercynid. Proto také Emmermann a Rischmüller (in Thein ed., 1990) a další němečtí autoři považují jednotku ZEV za ekvivalent barrandienského proterozoika a v jejím podloží předpokládají moldanubikum nebo ještě starší jednotky.

5. Vrt hloubený do 10, případně 12 km, je příliš mělký na to, aby ověřil základní rysy stavby litosféry (např. vztah svrchní a spodní kůry, přechod z komplikované suprakrustální stavby na předpokládanou stavbu s určujícími horizontálními rozhraními, litologické procesy, které nejsou ovlivněny interakcí mezi litosférou a atmosférou, jak předpokládal úvodní projekt.

V roce 1986 byl schválen dvouvrtový postup, t.j. odvrtání tzv. pilotážního vrtu, a teprve potom zahájení hlavního vrtu, modifikovaného podle výsledků vrtu pilotážního. V roce 1987 byly dokončeny přípravné práce, zajištěno staveniště a zahájeno vrtání pilotážního vrtu do hloubky 4000 m. Ten byl dokončen na počátku roku 1990 a jeho výsledky byly předběžně publikovány a do března 1991 vyhodnoceny. Podle nich byl původní projekt hlavního vrtu upraven tak, že vlastní vrt dosáhne hloubky 10 km v roce 1994, ale již v roce 1993 bude rozhodnuto, zda je technicky i ekonomicky možné vrt prohloubit do původně předpokládané hloubky 12-15 km. První krok do velkých hloubek



Obr. 3. Model geologické stavby západního okraje Českého masívu podle Webera (in Emmermann et al., 1986), sestavený na základě reflexního seizmického profilu Decorp 4. 1 - jednotka ZEV a münchberský masív, 2 - saxothuringikum, 3 - moldanubikum, 4 - spodní kůra, 5 - svrchní plášť.
Fig. 3. Model of geological structure of the western edge of the Bohemian Massif according to Weber (in Emmermann et al., 1986), compiled on the basis of the Decorp 4 reflection seismic profile. 1 - the ZEV unit and the Münchberg massif, 2 - Saxothuringicum, 3 - Moldanubicum, 4 - the Lower Crust, 5 - the Upper Mantle.

vrtání hlavního vrtu byl učiněn 8. září 1990 za hojné mezinárodní účasti, včetně ministrů spolkové vlády SRN, bavorské vlády a dvou našich ministrů.

Geologické výsledky vrtu

Výsledky pilotážního vrtu nastolily několik nových problémů geologické stavby a vývoje Českého masívu. Vrt je situován na západním okraji masívu východně od francké linie, asi 3 km sz. od městečka Windischeschenbach, jen několik desítek km západně od Tachova. V širším okolí jsou zastoupeny tři hlavní tektonické jednotky:

Saxothuringikum, tvořené převážně zvrásněnými a metamorfovanými staropaleozoickými sedimenty a vulkanity. Metamorfóza je jednofázová, stáří kolem 320 Ma, nízkých a středních stupňů. Její teplota stoupá od SZ k JV, ke styku s moldanubikem, z méně než 350 na více než 660 °C.

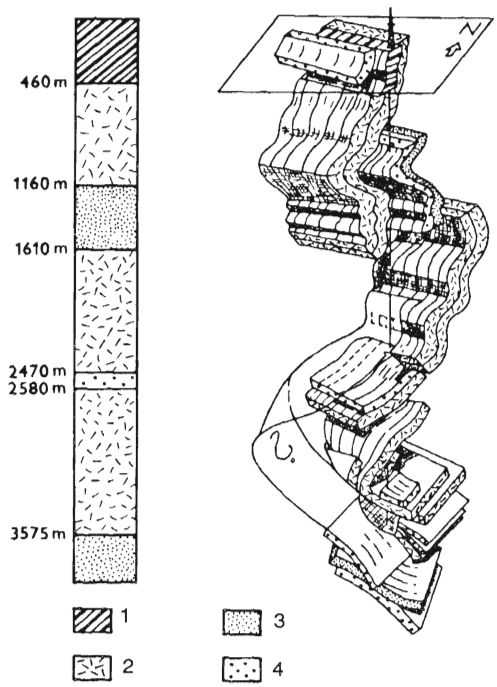
Moldanubikum má polyfázový metamorfní vývoj. Je tvořeno převážně mladoproterozoickými až staropaleozoickými metasedimenty s polohami metabazitů, vápenatosilikátových hornin a ortorul. V eklogitech a pararulách byla prokázána metamorfóza tří etap: nejstarší je vysokotlaká, po ní následovala metamorfóza středních tlaků a konečně pozdně variská (cca 320 Ma) vysokoteplotní a nízkotlaká metamorfóza, charakterizovaná asociací cordierit - K-živec - sillimanit.

Jednotka Erbendorf-Vohenstrauss (ZEV) je pestrý sled poloh mladoproterozoických až staropaleozoických pararul a metabazitů s vložkami vápenatosilikátových hornin a ortorul. Jsou postiženy hlavně metamorfózou středních tlaků (cca 380 Ma), přičemž v metabazitech jsou zachovány relikty metamorfózy ještě starší.

Podle analogie se severnějším münchberským masívem a svrchním proterozoikem Barrandienu je to suprakrustální komplex, jehož relikty pokrývají v široké zóně styk moldanubika a saxothuringika.

Jednotka ZEV je zlomy rozdělena na segmenty, které zasahují různě hluboko. Předpokládá se, že v místě vrtu je 5-6 km mocná. Není však jasné, co bude pod ní, saxothuringikum či moldanubikum? Anebo ještě starší fundament Českého masívu? V každém případě výsledky pilotážního vrtu svědčí proti univerzálnosti příkrovové představy o stavbě této části Českého masívu. Jednotka ZEV je velmi dobře srovnatelná s vulkanickou facií barrandienského svrchního proterozoika, upomíná však i na některé úseky pestré skupiny moldanubika.

Pilotážní vrt je 4000,1 m hluboký a při průměru 152,4 mm patří k nejhlubším v Evropě (nejhlubší jádrovaný vrt v Českém masívu dosáhl hloubky 4100 m - Potštát-1). Jádrováno bylo 3594 m (t.j. 90 %). Údaje byly získávány a zpracovávány na místě polní laboratoří se všestranným zaměřením. Pro dokumentaci a zobrazení strukturních prvků byla vyvinuta nová metoda fotografického kopírování jader (Bohrkernkopie). Obraz každého kusu jádra byl srovnáván se záznamy vrtné televize a formačního mikroskanu, které dávají analogický obraz stěny vrtného stvolu. Potom následovala měření petrologických a petrofyzikálních údajů, včetně kontinuálního měření chemického složení (12 kationtů a 2 anionty) a zastoupení plynné fáze (10 komponent).To se ukázalo v krystalinických horninách jako velmi citlivý indikátor porézních zón a



Obr. 4. Strukturně geologický model profilu pilotážního vrtu KTB (Emmermann, Rischmüller in Thein, 1990). 1 - pestrý sled pararul a amfibolitů, 2 - jednotvárné pararuly, 3 - metabazity, 4 - amfibolit.
Fig. 4. Structural-geological model of the KTB pilot borehole (Emmermann, Rischmüller in Thein, 1990). 1 - variegated sequence of paragneisses and amphibolites, 2 - monotonous paragneisses, 3 - metabasites, 4 - amphibolite.

poruch a též některých horninových horizontů. Významný je zejména radon 222, metan a helium.

Podle předpokladů převládají ve vrtu pararuly se sillimanitem a granátem a reliktním kyanitem, polohy metabazitů (granátické amfibolity, metagabra), ve svrchní části jsou i polohy erlanů a ve spodní amfibolických rul. V pararulách se vyskytly drobné žíly lamprofyrů (převážně kersantity), které nejsou v metabazitech. Pararuly odpovídají drobám s jílovitou příměsí, metamorfovaným za podmínek prográdní středotlaké metamorfózy před 380 Ma, za teploty 660 - 710 °C a tlaku 60 - 80 MPa. Metabazity jsou velmi proměnlivé. Převládají amfibolity s polohami amfibolických rul a erlanů, které byly pravděpodobně původně tufy, nikoliv bazaltovými lávovými proudy. Amfibolová metagabra s čočkami ultramafitů jsou podle reliktů magmatických staveb metamorfované kumuláty. Jejich vztah k bazickému vulkanismu není jasný. Buď jsou s ním spjaty, nebo byly dodatečně zavrásněny. V metagabrech jsou rozlišitelné znaky třífázové metamorfózy, což dává nový odlišný obraz metamorfního vývoje:

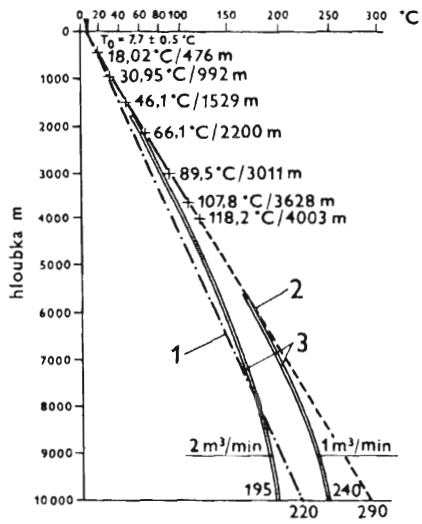
1. Vysokotlaká metamorfóza, jejíž relikty jsou v hlubších částech vrtu hojnější a lépe zachovány. Jsou to symplektitové srůsty klinopyroxenu (Jd do 15 %) a plagioklasu (An 17-25), uzavřeniny kyanitu v granátu bohatém pyropovou složkou (alm 45, pyr. 30, gross 25 %) v paragenezi s amfibolem, křemenem a rutilem. Teploty vzniku se odhadují na 730 °C a tlaky nejméně na 100 MPa.

2. Pervazivní střednotlaká metamorfóza se projevuje rozpadem Na-pyroxenu na Na chudší klinopyroxen a plagioklas, zatlačováním klinopyroxenu zeleným amfibolem, přeměnou granátu na amfibol a plagioklas a vznikem titanitu místo ilmenitu a rutilu. Hodnoty teploty a tlaku jsou blízké metamorfóze pararul (675 ± 50 °C a 70 ± 10 MPa).

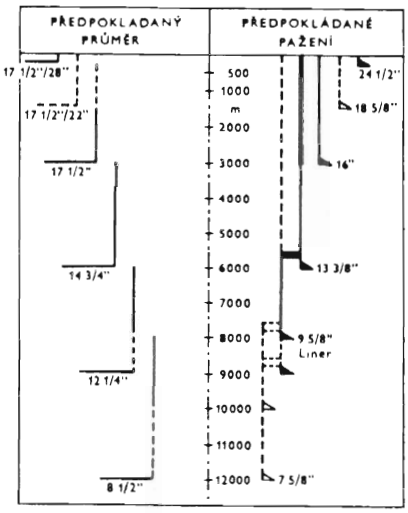
3. Velký rozsah mají retrográdní přeměny, které indikují retrogresivní metamorfózu kontrolovanou fluidy a postupný krustální výzdvih. Starší projevy, spjaté s vrásovou stavbou a se žilami, odpovídají prehnit-aktinolitové facii ve svrchní a facii zelených břidlic ve spodní části vrtu. Mladší projevy, při nichž už nedochází k rekrystalizaci kře- mene, odpovídají výšeteplotní části zeolitové facie ve svrchní a střední části vrtu a prehnit-aktinolitové ve spodní. Po nich už následuje jen přeměna zeolitové facie, spojená se zlomy, snad terciérního stáří (Zulauf, 1991). Z paragenezí lze odvodit paleoteplotní gradient cca 50 °C/km.

Metamorfnímu vývoji hornin ve vrtu odpovídají i deformace. Starší, vysokoteplotní (kolem 500 °C) dala vznik výrazné foliaci, jejíž analýzou bylo zjištěno, že ve vrtu je zastižena ležatá, k VSV otevřená vrása, starší než pozdně variské lamprofyry (obr. 4). Po jejím vzniku následovala polyfázová kruchá deformace za postupně se snižujících teplot. Intenzita těchto deformací (kataklastických zón) se směrem do hloubky výrazně snižuje. Interpretace tektonické stavby v pilotážním vrtu je v rozporu s předpoklady Behra et al. (1984).

V hloubce 3400 - 4000 m byly zjištěny otevřené pukliny s přínosem metanu, helia a solanek bohatých Na^+, Ca^{++} a Cl^-. Obsahovaly 7600 ppm Na, 16 200 ppm Ca, 390 ppm Sr a 35 600 ppm Cl. Při čerpací zkoušce v roce 1990 bylo získáno cca 75 000 l solanek 118 °C teplých, které obsahovaly asi 800 l/m³ plynů, převážně dusík, metan a helium, a překvapivě málo CO_2. Tato zjištění jsou bezesporu velmi zajímavá, ale nikoliv překvapivá.



Obr. 5. Teplotní gradient v pilotážním vrtu KTB (Rischmüller, 1990). 1 - předpoklad projektu z r. 1986, 2 - skutečnost z pilotážního vrtu KTB a prognóza pro hlavní vrt, 3 - projekt ochlazování cirkulujícím výplachem.
Fig. 5. Thermal gradient in the KTB pilot borehole (Rischmüller, 1990). 1 - assumed in the project from 1986, 2 - real in the KTB pilot borehole and predicted for the main borehole, 3 - project for refrigeration by circulating flushing.



Obr. 6. Projekt konstrukce hlavního vrtu KTB: A - předpokládaný průměr vrtu, B - předpokládané pažení (Emmermann et al., 1990).
Fig. 6. Design of the KTB main borehole: A - assumed diameter of borehole, B - assumed casing (Emmermann et al., 1990).

Podobné teplé solanky byly již dříve zjištěny ve vrtu Nová Ves-1 u Českého Krumlova v pestré sérii moldanubika.

Neočekávaný výsledek přinesla geotermická měření. V hloubce 4000 m je tepelný tok asi o 30 % vyšší, než se předpokládalo, a teplota dosahuje 118,2 °C. Tepelný gradient se mění z 22 °C/km ve svrchní části na 29-30 °C/km v hloubce od 1500 m. Rozdíl lze vysvětlit ochlazováním kůry meteorickou vodou, jak tomu odpovídají přítoky sladké vody, zjištěné v hloubkách do 1000 m. Relativně vysoké hodnoty tepelného toku v hloubkách od 1000 m (85 mWm/m^2) jsou podle názorů německých geologů spjaty s terciérním vulkanismem a přínosem fluid z hloubky na ohárecké linii. Mohou však být spjaty i s geotermální anomálií krušnohorské oblasti, snad související s vysokými obsahy radioaktivních látek v kůře. To však ještě zvyšuje význam a zajímavost hlavního vrtu.

Hlavní vrt je situován asi 200 m východně od pilotážního. Byla pro něj zkonstruována prototypová vrtná souprava s věží o celkové výšce 82,75 m, s elektrickou pohonnou jednotkou o 2200 kW. Vrtné nářadí je vybaveno navigačním systémem a zařízením na kontinuální odběr vzorků. Konstrukce vrtného stvolu je znázorněna na obr. 6. Pro eliminaci vlivů zvýšené teploty se počítá s ochlazováním cirkulujícím výplachem, která sníží teplotu až na 190 °C. To umožní dosáhnout oblasti, v níž teploty dosahují 300 °C. Tím bude umožněno studovat jevy za podmínek, při nichž, podle laboratorních pokusů, přecházejí kruché horniny v plastické, a mění se tedy zásadně mechanické vlastnosti hornin. Je to také hranice vzniku zemětřesení. Při takových teplotách roste též reakční kinetika chemických procesů, takže bude možno přímo studovat výměnné reakce mezi pevnými horninami a fluidy a studovat účinky superkinetických smíšených fluid na horninu. Hloubení velmi hlubokého vrtu KTB se tak jeví jako jedinečný experiment, který umožní přímo studovat procesy probíhající v kontinentální kůře, bez prostřednictví svrchní kůry.

Spolupráce odborníků při interpretaci výsledků

Pro potřeby interpretace výsledků studuje na 300 pracovníků německých univerzit, ale i ze zahraničí (např. Kanady), hlavní témata, k nimž patří:

- příčiny a podmínky vzniku geofyzikálních struktur a heterogenit v kontinentální kůře,
- látkové složení, stavba a vývoj středoevropské variské kůry,
- pole tlakových napětí v kůře (orientace a velikost napětí in situ a jejich variace s hloubkou),
- geotermická charakteristika kůry (výzkum

zdrojů tepla, korové produkce a transportu tepla),
- geochemické a geofyzikální gradienty, rekonstrukce prapůvodních procesů a podmínek,
- horninová fluida, chemické procesy přenosu látek, ověření podmínek látkové výměny mezi fluidní fází a horninou,
- vliv fluid na fyzikální stav hornin, a tím na geofyzikální údaje,
- osvětlení role fluid při vzniku rudních ložisek.

Českoslovenští specialisté spolupracující na projektu tohoto unikátního vrtu se podíleli na mezinárodních sympoziích v Seeheimu a Giessenu. Není jistě bez zajímavosti, že ještě v polovině 80. let byly právě možné obtíže, vyplývající z nevyhnutelné spolupráce našich geologů, jedním z významných argumentů proti volbě lokality Horní Falc. Zatímco v SRN zajišťují vyhodnocení velmi hlubokého vrtu převážně ústavy vysokých škol a státní geologická služba se na něm podílí hlavně organizačně a finančně, v ČSFR spolupracují nejaktivněji s německými kolegy výzkumníci Českého geologického ústavu a Geologického ústavu ČSAV. ČGÚ zorganizoval několik srovnávacích exkurzí do západočeského krystalinika a přes své omezené technické možnosti nabídl spolupráci některých specialistů. Velký zájem z německé strany je o moderní geofyzikální údaje, které mohou upřesnit interpretaci geofyzikálních údajů o Horní Falci i interpretaci vlastních výsledků vrtu. Geofyzika, a. s., proto měří nový profil reflexní seizmiky přes západočeské krystalinikum (obr. 1), provádí další měření a připravil souhrnnou publikaci "Crustal structure of the Bohemian Massif and the West Carpathians", v níž jsou shrnuty významné poznatky s. p. Geofyzika a Geofyzikálního ústavu ČSAV, důležité pro další vyhodnocení tohoto velmi hlubokého vrtu.

Literatura

Behr, H. J. et al. 1984: The Variscan belt in Central Europe: Main structures, geodynamics, implications, open questions. *Tectonophysics (Amsterdam), 109, 15 - 40.*

Emmermann, R. & Giese, P. 1990: KTB Report 90-4. Giessen. *Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover.*

Emmermann, R., Giese, P. & Lauterjung, J. 1990: Continental deep drilling program of the Federal Republic of Germany. *Giessen.* Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, *Hannover.*

,Emmermann, R., Weber, K. & Vollbrecht, A. (Eds.) 1986: KTB-Kolloquium, Seeheim, Odenwald. *Ergebnisse der Vorerkundungsarbeiten, Lokation Oberpfalz. Seeheim.* Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, *Hannover.*

Emmermann, R. & Wohlenberg, J. (Eds.) 1989: The German continental deep drilling program (KTB). *Springer Verlag. Berlin-Heidelberg-New York.*

Suk, M. 1990: Drilling investigations of the Lithosphere in Czechoslovakia. Scientific drilling 1. *Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 177 - 183.*

Thein, R. (Ed.) 1990: Die Geowissenschaften. *Sonderausgabe zum Start der Hauptbohrung., 8, 9. VCH, Verlagsgesellschaft G.m.b.H. Winheim.*

INFORMÁCIA

Pokračovanie zo s. 136

Mines Ltd, ktorá je súčasťou veľkej spoločnosti Johannesberg Consolidated Industries. Táto spoločnosť ťaží 60 % celosvetovej produkcie platinoidných kovov. Platinové minerály v zóne diseminačných sulfidických rúd a ich obsah je 1 - 3 wt vo vnútri komplexu pyroxenických pegmatitov a pyroxenitov v ich nadloží, kde sú aj nority, kým v podloží ložísk sú anortozity. Tento komplex patrí do útvaru známeho ako *Merensky Reef.*

Kvalitná ruda je mocná 7 - 15 palcov (18 - 38 cm), ale ťažiť sa musí mocnosť 3 - 5 stôp (1 - 1,5 m). Ťažená ruda obsahuje 0,1 - 0,3 uncií Pt-Pd s reláciami Pt : Pd 6 : 1. Získava sa aj meď a nikel, ktorých obsah v rude je okolo 0,3 %. Posledné dva kovy (Cu a Ni) zaplatia všetky banské a úpravnícke náklady. Zisk z ťažby je taký vysoký, že sa tu ustavične zavádzajú najmodernejšie metódy mletia, úpravy a zhutňovania.

Geologický rez ložiska je dlhý 3 000 stôp (1 km) a siaha do zvrstvených mafických intrúzií v podloží. Textúry hornín so zrudnením sú vrstvové, zložené sú z pegmatitových metasomatitov so šmuhami chromitu. Zvrstvenú štruktúru porušujú drobné dutiny, čo je pre tento typ rúd typické.

Ďalší významný ložiskový ťah je intruzívny *komplex Palabora* v SV Transvaale, kde sa ťaží veľké množstvo meďnatých rúd, vermikulitu a apatitu. Známe ložisko je *Rio Tinto Zinc*, ktoré ťaží denne 80 000 t Cu rudy. Ide o moderne zariadený povrchový lom s veľmi výkonnými strojnými zariadeniami. Lomy sú v karbonatitoch s Cu sulfidmi. Centrálnu intrúziu obkolesuje prstenec metasomaticky karbonatizovaných pyroxenitov Ťaží tu spoločnosť Rio Tinto Zinc a Fosfor Company, ktoré kryjú skoro celú spotrebu fosfátov JAR z akcesorického apatitu. Vermikulit sa ťaží z malých šachtičiek vo zvetraných peridotitoch, ktoré sú bohaté na flogopit. Tie tvoria okolo celého komplexu Palabora, čo predstavuje veľké zásoby vo výhodných povrchových podmienkach.

JAR má aj veľké zásoby uhlia Moderné a vysoko mechanizované ložisko je *Witbank* v Transvaale. Je tu šesť veľkých spaľovní uhlia na výrobu elektrickej energie. Väčšina elektrickej energie JAR pochádza z tohto bazénu, kde sa spotrebuje polovica vyťaženého uhlia. Druhá polovica sa vozí do prístavu Richards Bay a odtiaľ sa loďami exportuje do východoafrických štátov a Európy.

Juhoafrická republika si už pred veľa rokmi vybudovala mohutný železiarsky a oceliarsky priemysel, ktorý zásobuje celú krajinu. Ide o firmu Iscor Limited. Najlepšie a najmodernejšie vybavené je ložisko *Thabazimbi* v SV Transvaale. Ročne produkuje 2,4 mil. t rudy s obsahom 60 % Fe. Ide o hematit typu Lake Superior, sčasti oxidovaný a vylúhovaný v pripovrchových podmienkach. Ťaží sa otvorenými lomami. Zásoba rudy je okolo jednej miliardy t. Ložisko je intenzívne porušené, čo spôsobuje značné ťažkosti pri ťažbe a údržbe.

Z ložísk *Rooiberg* sa ťaží cín. Ležia v SZ časti centra Transvaalu. Ide o štyri ložiská, ktoré exploatujú dve spoločnosti: Rooiberg Tin Limited a Gold-Field of South Africa Co. Nateraz sú dve z nich zavreté a dve majú v dôsledku nízkych cien cínu na svetových trhoch relatívne obmedzenú ťažbu.

Geometria rudných telies je komplexná a ruda sa ťaží pri relatívne vysokých finančných nákladoch, lebo sa rudné telesá musia ťažiť veľmi nepravidelnými banskými dielami. Kassiteritom sú zrudnené arkózy, kvarcity a ílovce s polohami felzitických vulkanických hornín proterozoického veku. Kassiteritová ruda tvorí nepravidelne stĺpcovité telesá oddelené od seba najpravdepodobnejšie starými vyhojenými poruchami. To spôsobuje, že rudné telesá akoby plávali v horninovej jalovej mase, majú blokový tvar a ležia vo vrchnej časti *zvrstveného bušveldského komplexu.* Kassiteritové telesá majú nepravidelné tvary, najčastejšie stĺpcovité. Lokálne majú aj vrstvovité tvary a ležia v metasomaticky zmenených okolných horninách, hlavne medzi arkózami a ílovcami. Pôvodne vraj išlo o otvorené priestory v medzivrstvových špárach až o štokverky. Výplň zrudnených blokov je z kassiteritu, turmalínu, hematitu a kremeňa. Ale nájde sa tu aj ankerit, kremeň, chlorit a sericit. Tieto ložiská sa považujú za hydrotermálne. Ročná ťažba sa pohybuje okolo 60 000 - 70 000 t kassiteritu.

Geologická spoločnosť JAR si pokladá za povinnosť pre exkurzantov z Európy a z celého sveta usporadúvať mítingy a recepcie s cieľom zrýchliť a uľahčiť výmenu názorov o geológii a metalogenetických koncepciách. Sociálne a politické pomery v JAR sú nateraz povzbudzujúce a podnecujú návrat Európy do JAR. Všetci technici v banskom priemysle, vo veľkej prevahe Európania, uznávajú potrebu zmien tak, aby sa na správe banských spoločností zúčastňovali aj všetci Afričania. Mnohé banské spoločnosti už začali s odbornými a technickými programami výchovy čiernych Juhoafričanov, aby ich užšie pripútali k rozvojovým programom banského priemyslu. Tieto zmeny však povedú pravdepodobne k zvyšovaniu výrobných nákladov na jednotku vyťaženej rudy. Niektoré zlatonosné bane, ktoré sú teraz na hranici ekonomickej rentability, budú sa asi musieť v budúcnosti zavrieť, iné treba vybaviť modernými technológiami, aby sa znížili výrobné náklady. Vláda JAR má záujem o to, aby sa baníctvo rozvíjalo aj za cenu devalvácie juhoafrického randu.

Juhoafrická republika má ešte veľké prírodné zdroje a bezpochyby bude zásobovať surovinami Európu a celý svet aj v budúcnosti. Keď sa znormalizujú vzťahy JAR k jej susedom, bude tu mnoho možností na zvýšenie ťažby a rozvoj baníctva, ako aj prosperity a všestranných stykov JAR s Európou a celým svetom.

Náš záujem o vzájomné kontakty a trvalé styky s JAR by mal byť o to väčší, že tam žije relatívne veľká skupina našich krajanov - medzi nimi aj geológov, ktorí sa tam dostali v priebehu uplynulých päťdesiatich rokov a o ktorých by sa mali naše nové kontakty s JAR opierať.

Vyššie uvedené informácie autor čerpal z Newsletter of Mineralium Deposita a z nižšie uvedenej literatúry

Literatúra

Bancroft, J. A. 1952: Mining in Northern Rhodesia, British South Africa Co. *London, 74.*

Beerman´s All Mining Jearbook 1961, 1962. *Ann. Reports.*

Commonvealth Mining Metallurgical Congres, 7th, Johannesburg, 1961, 1. *201 - 216.*

Furon, R. 1961: Les ressources minérales de l´Afrique. *Payot, Paris, 284.*

Kun, N. de 1965: The mineral resources of Africa. *Elsevier.*

Mendelsohn, F. 1961: The Geology of the Northern Rhodesian Copperbelt. *Macmillan, London.*

Nielsen, R. L. 1990: Joint SGA/SEG South African Field Trip. *SGA Newsletter, 2.*

Vinogradov, A. P. & Tugarinov, A. J. 1968: Geochronological scale of the Precambrian. Report of the XXIII. *Interant. Geolog. Congr., Prague, 6, 205 - 222.*

Mineralia slovaca, 24 (1992), 145 - 150

Pravidlá IMA pre opis nových minerálov a prvých nálezov minerálov

PAVEL FEJDI a PAVEL HVOŽĎARA

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

(Doručené 30. 9. 1991)

The rules of IMA on new minerals and first occurence of minerals

In the form of "letter to the redaction" rules suggested by Commission on New Minerals and Mineral Names of IMA are discussed. Presented in flow diagrams, the main blocks of relevant information (chemical and crystallographical data, optical and physical properties etc.), their significance and mutual joins between them are illustrated by examples.

Úvod

V posledných rokoch sa v našej literatúre publikovalo viac prác venovaných opisu minerálov, ktoré sa dovtedy na území Slovenska neidentifikovali. Vzhľadom na súčasné experimentálne možnosti, ktoré v ostatnom čase zaznamenali značný rozvoj a stali sa bežne dostupnými (elektrónová mikroanalýza, elektrónová difrakcia, rtg difrakčné metódy atď.), možno očakávať rast počtu prác venovaných tejto problematike. Takmer každá práca tohto druhu vyvoláva záujem kustódov rozličných múzeí a vedeckých inštitúcií o novo- opísané minerály z nášho územia (aj vo forme mikrovzoriek) a spravidla vedú aj k ponukám na vzájomnú výmenu minerálov.

Uznať nový minerál je kompetentná International Mineralogical Association (IMA) a požiadavky na dokázanie jeho individuality sú podrobne sformulované v prácach Komissii po novym mineralam i nazvanij mineralov Všesojuznogo mineralogičeskogo obščestva (1975, 1977), Donnay a Fleischer (1970), Commission on New Minerals and Mineral Names of the International Mineralogical Association (CNMMN, 1982) a v práci Nickel a Mandarino (1987).

V redakciách seriózných časopisov (American Mineralogist, Mineralogical Magasine, Bulletin de Minéralogie, Zapiski všesojuznogo mineralogičeskogo obščestva) sa rovnako prísne kritériá uplatňujú aj pri článkoch týkajúcich sa prvých nálezov minerálu v danom regióne alebo v článkoch typu "new data on (mineral)". Od roku 1970 (Donnay a Fleischer) IMA na túto tému mlčala. Škandál okolo "lovca nových minerálov" W. W. Crooka III, ktorý sa pri "objavovaní" texaritu, albiittonitu, cuproartinitu, cuprohydromagnezitu a yttriomicrolitu dopustil aj vedomých chýb a podvodov (kriticky ich zhodnotil Peacor et al., 1982; túto "čestnú úlohu" dostal Peacor ako vedúci pracoviska, kde Crook dospel k svojim "objavom"), vyvolal okamžitú reakciu CNMMN. Od roku 1982 táto komisia v celosvetovom me-radle prísne sleduje všetky práce venované opisom nových minerálov a s patričným (nie vždy li- chotivým) komentárom uverejňuje ich prehľady ako suplement v časopise American Mineralogist, Mineralogical Magasine, Bulletin de Minéralogie a v Zapiskoch ... . V ostatných časopisoch závisí uve- rejnenie článkov s takýmto obsahom viac-menej len od požiadaviek a nárokov recenzenta a re- dakčnej rady príslušného časopisu. Tie však môžu byť dosť vzdialené od želania uverejnenéhо na záver poslednej publikácie IMA (Nickel a Mandarino, 1987), kde sa doslovne píše:

"It would be appreciated if all journals that publish mineralogical papers included the following statement in their instruction to authors:

This journal follows the rules of the Commission on New Minerals and Mineral Names of the IMA in all matters concerning mineral names and nomenclature".

V dobrej snahe skvalitniť mineralogické práce v našich časopisoch predkladáme stručný prehľad zásadných postupov a experimentálnych procedúr, ako ich formulovala CNMMN IMA, spolu s disku-

siou k jednotlivým tematickým okruhom. Ako pracovníci katedry mineralógie a petrológie PF UK v Bratislave navrhujeme, aby rovnako prísne kritériá uplatňovali redakcie pri uverejňovaní článkov venovaných opisu minerálov, ktoré doteraz na Slovensku nie sú známe.

Význam, spracovanie, nadväznosť experimentálnych postupov a interpretácia výsledkov

Pri objave nového minerálu sa musí dokázať jeho individualita a pri opise nového minerálu v regióne jeho identita s etalónom (type specimen).

Len zanedbateľné množstvo minerálov nie je kryštalických (mimochodom, pre tie nebolo možno sformulovať rovnaké pravidlá, pretože chýbajú spoločné záchytné body).

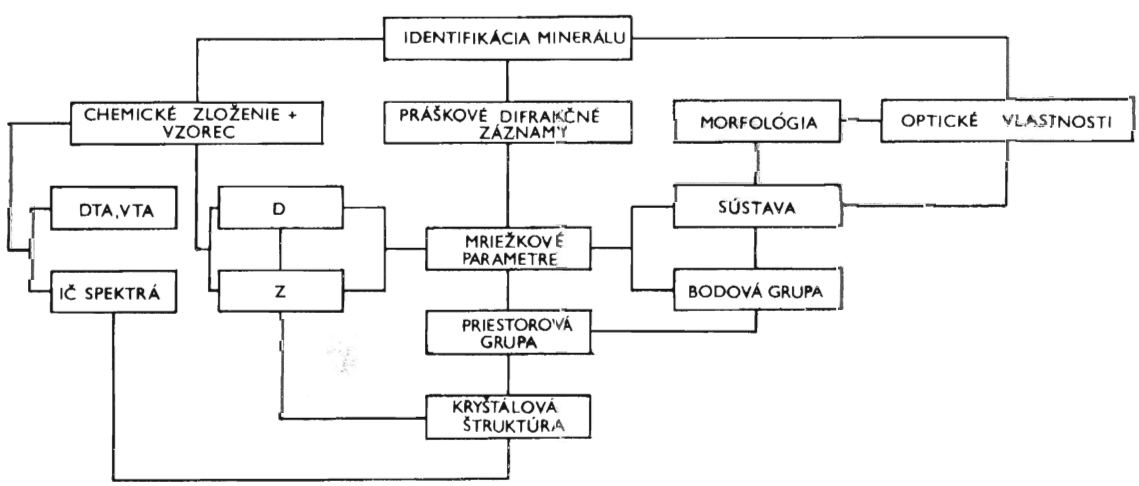
Akákoľvek systematika kryštalických minerálov je založená na ich chemickom zložení a kryštálových štruktúrach, a preto treba voliť experimentálne techniky tak, aby výsledky, ktoré sa nimi získajú, umožnili dokázať individualitu alebo identitu daného minerálu a zaradiť ho do mineralogického systému. Schéma nadväznosti experimentálnych prác, ich vzájomná súvislosť a prepojenie informácií sú na obr. 1. Z úzkeho vzťahu medzi nimi vyplýva, že poradie dôležitosti informácií stanoviť nemožno, pretože ich význam sa v závislosti od konkrétnych prípadov mení. Ďalej si treba uvedomiť, že niektoré experimentálne údaje sa ďalej používajú ako vstupné, takže od ich získania a správnosti závisí aj úspech použitia ďalších identifikačných procedúr. Na druhej strane mnohé z nich, stojace osamote, nemajú pre identifikáciu nijaký význam.

Dokázať, že ide o nový minerál alebo identifikáciu nového minerálu v regióne, je veľmi ťažké, vyžaduje náročné experimentálne práce, tvorivú invenciu pri ich výbere, voľbe poradia a pri interpretácii dosiahnutých výsledkov.

Chemické zloženie

Na stanovenie chemického zloženia je potrebná úplná chemická analýza, pričom zvolená metodika (elektrónová mikroanalýza, v rámci nej vlnovodisperzné (WDS) alebo energetickydisperzné (EDS) systémy, chemická analýza "mokrou cestou") závisí od konkrétneho materiálu. Zvyčajne treba kombinovať viac spôsobov. Treba dávať pozor na triviálne chyby najmä pri systémoch EDS, kde sa v analytických výsledkoch bežne objavuje Cl (z vody použitej pri brúsení), na principiálne nedostatky elektrónovej mikroanalýzy (nerozlíšiteľnosť oxidačného stavu), pri systémoch EDS (rozlišovacia schopnosť detektora 140 eV) na súčasné načítanie energetických maxím viacerých prvkov; tento systém je nepoužiteľný pri mineráloch s kombináciou napr. S (K žiarenie, 2.48 KeV) s Pb (M, 2.502), Bi (M, 2.602), Hg (M 2.313).

V publikovaných prácach treba uviesť jednak výsledky analýz pred spracovaním a po spracovaní na chemický vzorec a predpokladaný idealizovaný vzorec. Výsledky kvalitatívnych alebo semikvanti-



tatívnych spektrálnych analýz rozhodne nemožno pokladať za vyhovujúce a ich interpretáciu za vierohodnú.

Kryštalografické údaje

Získavanie tohto typu informácií je experimentálne najnáročnejšie a vyžaduje pomerne bohaté prístrojové a programové vybavenie. Upozorňujeme na to, že obmedzenie kryštalografických informácií len na práškové difrakčné záznamy môže viesť k nesprávnym interpretáciám.

Morfológia

Morfologické štúdium kryštálov dosiahlo najväčší rozmach od druhej polovice 19. stor. do dvadsiatych rokov tohto storočia a v súčasnosti sa v mnohých prípadoch bezdôvodne ignoruje. Dobre vyvinuté kryštály poskytujú také informácie, ktoré sa alebo nedajú získať iným spôsobom, alebo ich možno získať nepriamo pri použití časovo, prístrojovo aj finančne náročnejších experimentov.

Pri štúdiu morfológie možno Millerovými symbolmi jednoznačne definovať kryštálové tvary (potrebné napr. na určovanie typomorfných vlastností, pri rtg štruktúrnej analýze na korekciu na absorpciu). Goniometrické merania, ktoré sú na to potrebné (a len na prvý pohľad komplikované a časovo náročné), zároveň môžu poslúžiť na justáciu kryštálov na rtg monokryštálové experimenty. Význam určenia kryštalografickej sústavy a niektorej z 32 bodových grúp je zrejmý. Okrem toho určenie bodovej grupy odstraňuje problémy vyplývajúce z Friedlovho zákona (Fhkl= F -h-k-l), podľa ktorého je difrakčný obraz každej kryštalickej látky centrosymetrický bez ohľadu na to, či má alebo nemá stred súmernosti. Pri určovaní priestorovej grupy (len 58 z 230 priestorových grúp možno určiť jednoznačne pomocou rtg experimentov) sa poznaním bodovej grupy počet možných riešení značne redukuje. Príklad: pokiaľ máme informáciu o tom, že daný minerál kryštalizuje v rombickej sústave, prichádza do úvahy 59 priestorových grúp. Ak je však známe, že má bodovú grupu mmm, výber sa zredukuje na 28, pri bodovej grupe mm2 na 22 a pri grupe 222 na 9 možností. Určenie bodovej grupy má nezastupiteľné miesto pri štúdiu kryštálov, ktorých nepravidelnosť spôsobila kryštalizácia v anizotropnom prostredí (tu možno zužitkovať Stenonov zákon stálosti uhlov).

Dnes sa značne rozširujú možnosti morfologického štúdia pomocou SEM, ktorá ponúka výhody extrémneho zväčšenia a postupy na indexáciu jednotlivých kryštálových tvarov (napr. Strom, 1976).

Určenie priestorovej grupy

Je experimentálne náročnejšie. Vyžaduje monokryštálové rtg experimenty s Weissen- bergovým goniometrom alebo s precesnou ko- morou, príp. údaje z elektrónovej difrakcie. Sa- Samotnú priestorovú grupu možno určiť na základe systematického vyhasínania difrakcií, ale pri nedostatku skúseností predstavuje pomerne veľký problém. Vyhasínanie difrakcií typu *hk1* vedie k určeniu translačnej grupy (typu mriežky), *hkO* k určeniu prítomnosti sklzných rovín a *hOO* k určeniu prítomnosti skrutkových osí. Podrobné podmienky vyhasínania uvádzajú International Tables for X-ray Crystallography, vol. I. Ako sme už uviedli, systematické vyhasínanie jednoznačne určuje priestorovú grupu len v 58 prípadoch, v ostatných vedie k viacerým možným riešeniam (dôsledok Friedlovho zákona), ktorých výsledkom je centrosymetrická grupa a jej všetky necentrosymetrické ekvivalenty (napr. Pmmm, Pmm2 a P222 atď.). Len priestorovou grupou sa napríklad odlišujú dve tetragonálne polymorfné modifikácie TiO_2 rutil a anatas, petrologicky významné monoklinické C2/c a $P2_1/c$ pyroxény, monoklinické C2/m a $P2_1/m$ amfiboly atď.

Kryštálové štruktúry

V extrémnych prípadoch je nevyhnutné vyriešiť kryštálovú štruktúru neznámeho minerálu. Ako príklad môže poslúžiť clinojimthompsonit (Burnham a Veblen, 1978), ktorý má chemické zloženie aj priestorovú grupu C2/m identické s najbežnejšími monoklinickými amfibolmi, a teda sa nedá odlíšiť ani chemickým zložením, ani práškovými difrakčnými záznamami. Zásadne sa od pyroxénových štruktúr odlišuje trojitým tetraedrickým reťazcom (amfibolový + pyroxénový spolu), a preto má plné právo byť samostatným minerálom.

Práškové difrakčné záznamy

Zhoda experimentálne získaného práškového difrakčného záznamu s tabelovými údajmi (napr. z JCPDS, 1974), je jedným zo základných identifikačných kritérií. Každý práškový difrakčný záznam prináša dva súbory informácií: medzirovinové vzdialenosti difraktujúcich štruktúrnych rovín (dobre známe hodnoty d) a intenzity jednotivých difrakčných maxím. V prvom súbore sú ukryté informácie o geometrii mriežky skúmaného minerálu (hodnoty d sú len funkciou metriky mriežky). Intenzitné údaje (zodpovedajú kvadrátu štruktúrneho faktora F_{hkl}) sú funkciou: a) chemického zloženia (f = atómový faktor), b) usporiadania atómov v základnej bunke (súradnice v exponenciálnom člene) vo vzorci pre štruktúrny faktor

$$F_{hkl} = \Sigma f_i \exp[2\pi i(hx+ky+lz)].$$

Tak máme po spracovaní práškového difrakčného záznamu k dispozícii dve skupiny údajov, každú z nich zaťaženú inými chybami, a stojíme pred úlohou rozhodnúť, o ktorý z už známych minerálov ide, resp. či ide o minerál, ktorý sa doteraz v súboroch štandardov nevyskytuje (treba si uvedomiť, že narábame s databázou obsahujúcou približne 3800 minerálnych druhov; Fleischer, 1980). Kto má skúsenosti s prácou s databázami práškových difrakčných údajov, vie, že identifikačná procedúra robená len na základe práškových záznamov v mnohých prípadoch nevedie k jednoznačným výsledkom. Tu dochádza najčastejšie k chybám a omylom práve vďaka preceňovaniu spoľahlivosti týchto pohodlne získateľných experimentálnych údajov.

Mriežkové parametre

Okrem definovania rozmerov základnej bunky sú hodnoty mriežkových parametrov potrebné na výpočet počtu vzorcových jednotiek v základnej bunke a na prípadný výpočet mernej hmotnosti. Ako vstupné údaje je nevyhnutné poznať: kryštalografickú sústavu a indexy jednotlivých difrakčných maxím (vrátane systematického vyhasínania, t. j. treba poznať priestorovú grupu). Publikovateľná presnosť mriežkových parametrov (udávajú ju štandardné odchýlky) je na treťom desatinnom mieste (pri bežnom udávaní hodnôt mriežkových parametrov v Ångstroemoch, 1 Å = 10^{-10} m). Na dosiahnutie tejto úrovne treba: kalibrované práškové záznamy s pomalým pohybom goniometra (max. 1/2°/min), výber vhodných difrakčných maxím (ostré, presne merateľné, so zárukou, že nevznikli koincidenciou viacerých), použiť vhodné programové vybavenie schopné indexácie, výpočtu a spresnenia mriežkových parametrov metódou najmenších štvorcov (napr. Burnham, 1962; Apleman a Evans, 1973). Možným zdrojom chýb sú nesprávne priradené difrakčné indexy (pozor, nesprávne indexy sa nájdu aj v kartotéke JCPDS, preto odporúčame v sporných prípadoch verifikovať indexáciu pomocou kompendií uvádzajúcich počítané difrakčné záznamy, napr. Borg a Smith, 1969; Majling et al., 1979).

Počet vzorcových jednotiek v základnej bunke

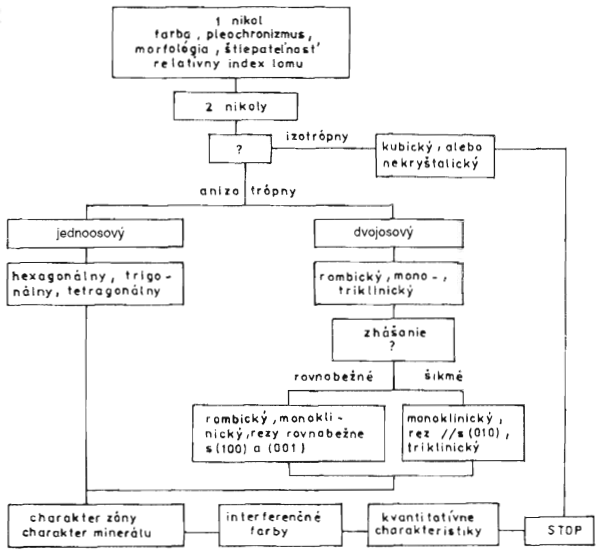
Poznanie počtu vzorcových jednotiek v základnej bunke, ktorých množstvo je ľahko vyčísliteľné z chemického vzorca a mernej hmotnosti, môže pri jednoduchých štruktúrach viesť priamo k ich riešeniu (výpočet podľa vzťahu $Z = (D.V)/(M.A^{-1})$, D - merná hmotnosť, V - objem základnej bunky, M - molekulová hmotnosť vzorcovej jednotky, A - Avogadrovo číslo). Napr. kuprit Cu_2O má symetriu štruktúry Pn3m a Z = 2. Celkový obsah základnej bunky je potom Cu_4O_2. To znamená, že Cu obsadzuje štvornásobné pozície (v danej grupe sú možné dve s Wyckoffovou notáciou 4b a 4c). O musí byť umiestnený v jedinej dvojnásobnej pozícii (2a). Tým sú dané dve možné konfigurácie Cu (4b) - O (2a) a Cu (4c) - O (2a). Lenže súradnice všetkých ekvivalentných pozícií v štvornásobných polohách sa odlišujú len transformáciou o 1/2, 1/2, 1/2, takže obidve možnosti vedú k tomu istému riešeniu (jediný rozdiel spočíva len v počiatku súradnicového systému). Tento postup možno zovšeobecniť pre ľubovoľnú látku so zložením A_2O majúcu priestorovú grupu Pn3m.

Optické a fyzikálne vlastnosti

Optické vlastnosti

Schéma diagnostiky pomocou optického štúdia v prechádzajúcom svetle je na obr. 2 a netreba (s

ohľadom na okruh čitateľov) ju bližšie komentovať. Pri opakových látkach je ukončenie tejto schémy na úrovni izotropné - anizotropné - farba a musia nasledovať kvantitatívne optické a fyzikálne vlastnosti. Treba si však uvedomiť, že pri viac ako dvojzložkových systémoch kvantitatívne charakteristiky (indexy lomu, uhol 2V, uhly zhášania, resp. dvojodraz, odraznosť, vnútorné reflexy, mikrotvrdosť) majú málokedy diagnostický charakter.



Merná hmotnosť

Experimentálne možno stanoviť mernú hmotnosť pyknometricky (pri jemne dispergovaných a pri mineráloch s výbornou štiepateľnosťou sú výsledky experimentov zaťažené pomerne veľkou chybou merania pre adhéziu vzduchových bublín na zrnách) alebo suspenzačne (ťažkosti nastávajú pri mineráloch s D nad 3.3 g/cm^3, keď nemožno použiť bežné ťažké kvapaliny), príp. suspenzačne metódou teplotnej variácie (rovnaké obmedzenia).

Teoretickú D možno vypočítať po úprave vzorca uvedeného pri výpočte Z.

Merná hmotnosť je diagnostickou fyzikálnou vlastnosťou. Ďalej slúži ako jeden zo vstupných údajov na korekcie intenzity difraktovaného žiarenia na absorpciu (potrebné pri riešení kryštálových štruktúr (lineárny absorpčný koeficient $\mu = D\sum_{i=1}^{n} Ci\,(\mu/\rho)$, Ci - koncentrácia prvku, (μ/ρ) - hmotnostný ansorpčný koeficient). Zároveň slúžia hodnoty D ako vstupné údaje do výpočtu vzorcových jednotiek v základnej bunke.

Ostatné fyzikálne vlastnosti

Tu sú zhrnuté najbežnejšie fyzikálne vlastnosti, ako farba, lesk, štiepateľnosť, tvrdosť vrátane mikrotvrdosti, vryp, odlučnosť, lom, elektrické vlastnosti a pod. Ich diagnostický význam závisí od konkrétnych prípadov, ale všeobecne možno konštatovať, že tieto informácie sú podstatne menej závažné ako tie, ktoré sme uviedli v predchádzajúcich kapitolách.

Záver

Získať všetky informácie, ktoré sme spomenuli, možno iba v ideálnych prípadoch. Pri mineráloch (a takých prípadov bude stále viac) vyskytujúcich sa len vo forme mikrovzoriek niektoré z experimentálnych procedúr nemožno použiť. Preto treba voliť také experimentálne postupy a ich kombinácie, aby o danom mineráli poskytli relevantné údaje a umožnili jednoznačne preukázať jeho individualitu alebo identitu. To znamená používať argumentatívne, a nie ilustratívne výsledky. Ako príklad možno uviesť schreyerit $V_2Ti_3O_9$ (Medenbach a Schmetzer, 1978). Individualitu tohto minerálu, tvoriaceho len exsolučné lamely hrubé do 1 μm, sa autorom podarilo dokázať na základe elektrónovej mikroanalýzy, práškového difrakčného záznamu (Gandolfiho kamera), mikrotvrdosti a odraznosti.

Rešpektovanie pravidiel IMA by malo byť aj v redakciách našich časopisov podmienkou na uverejnenie príspevkov zaoberajúcich sa novými minerálmi alebo prvými nálezmi minerálov z nášho územia, aby vzrástlo ich dobré meno a seriózność.

Literatúra

Appleman, D. E. & Evans, H. T. Jr. 1973: Indexing and least-squares refinement of powder diffraction data. *Geol. Surv. Comp. Contrib., 20.*

Borg, I. Y. & Smith, D. K. 1969: Calculated X-ray powder patterns for silicate minerals. *Geol. Soc. Amer., Boulder, Colorado, 896.*

Commission on new minerals and mineral names of the International Mineralogical Association, 1982: Suggested outline for new mineral description. *Amer. Mineralogist, 67, 190 - 191.*

Donnay, G. & Fleischer, A. M. 1970: Suggested outline for new mineral descriptions. *Amer. Mineralogist, 55, 1 017 - 1 019.*

Fleischer, A. M. 1980: Glossary of Mineral Species. *Mineral. Rec. Truscon, Arizona, 192.*

International Tables for X-ray Crystallopgraphy, vol. I, 1952. *Kynoch Press, Birmigham,*

Joint Committee on Powder Diffraction Standards, 1974. *Swarthmore, Pennsylvania (USA), 833.*

Kommisija po novym mineralam i nazvanii mineralov Vsesojuznovo mineralogičeskovo
obščestva, 1975: O porjadke utverždenija i trebovanija k charakteristike novych mineralov. Zap. Vsesojuz. mineral. Obšč., Ser. 2 (Leningrad), 104, 521 - 525.

Kommisija po novym mineralam i nazvanii mineralov Vsesojuznovo mineralogičeskovo obščestva, 1977: O kriterijach, ispoľzujemych pri rassmotreniji novych mineralov. Zap. Vsesojuz. mineral. Obšč., Ser. 2 (Leningrad), 106, 686 - 688.

Majling, J., Raninec, Š. & Ďurovič, S. 1979: Calculated powder diffraction patterns for anhydrous phosphates. Veda Bratislava, 286.

Medenbach, O. & Schmetzer, K. 1978: Schreyerite, $V_2Ti_3O_9$, a new mineral. Amer. Mineralogist, 63, 1 182 - 1 186.

Nickel, E. H. a Mandarino, J. A. 1987: Procedures involving the IMA Commission on New Minerals and Mineral Names and quidelines on mineral nomenclature. Amer. Mineralogists, 72, 1 031 - 1 042.

Peacor, D. R., Simmons, W. B., Essene, E. J. & Heinrich, E. W. 1982: New data on and dicreditation of "texasite", "albrittonite", "cuproartinite", "cuprohydromagnesite", and "yttromicrolite", with corrected data on nickelbischofite, rowlandite and yttrocrasite. Amer. Mineralogist, 67, 156 - 169.

Strom, C. S. 1976: Indexing crystal faces on SEM photographs. J. appl. Crystallogr. (Copenhagen), 9, 291 - 295.

Veblen, D. R. & Burnham, C. W. 1978: New biopyriboles from Chester, Vermont: II. The crystal chemistry of jimthompsonite, clinojimthompsonite, and chesterite, and the amphibole - mica reaction. Amer. Mineralogists, 63, 1 053 - 1 073.

Mineralia slovaca, 24 (1992), 151 -154

Klasifikácia a nomenklatúra eruptívnych hornín Subkomisie IUGS - dočasná definitíva?

DUŠAN HOVORKA
Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 18. 9. 1991)

Classification and nomenclature of igneous rocks of the IUGS Subcommision - temporal solution?

In the paper the problems of igneous rocks classification based on published final proposal of the IUGS Subcommision (Le Maitre et al., 1989) as well as Middlemost´s (1991) paper are discussed. The paper has informative character.

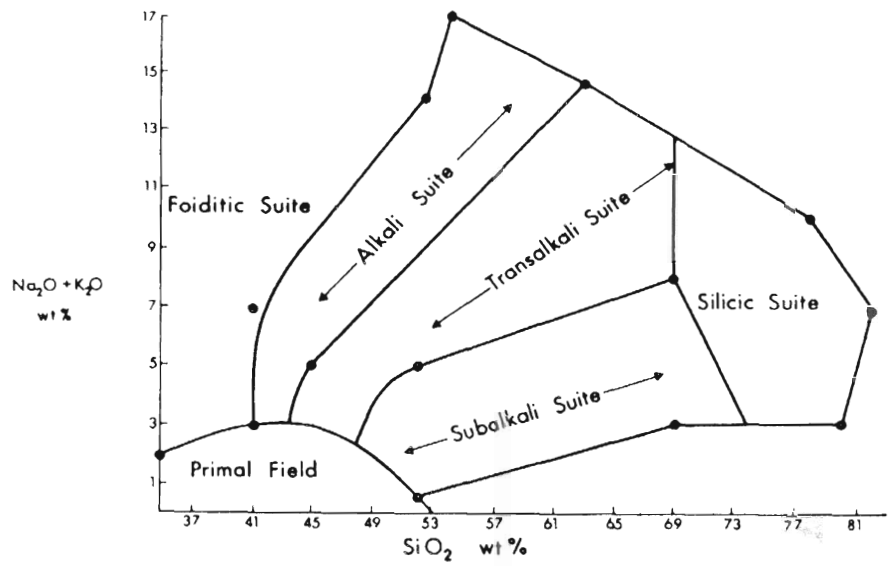
Úsilie prof. Streckeisena (ktorý je čulým deväťdesiatnikom; naposledy sa zúčastnil na konferencii o alkalickom vulkanizme v Prahe v júni 1991) o vypracovanie, prijatie a používanie jednotnej klasifikácie a nomenklatúry eruptívnych hornín vyústilo v knižnom zverejnení návrhu klasifikácie a nomenklatúry eruptívnych hornín (Le Maitre et al., 1989). Tým sa zavŕšilo dvadsaťročné obdobie aktivity Subkomisie pre klasifikáciu eruptívnych hornín pri IUGS. Predchádzajúce čiastkové zverejnenia jej návrhov našli priaznivý ohlas v odborných komunitách rozličných jazykových oblastí. Z pozorovaní vychodí, že v renomovaných odborných periodikách sa klasifikácia QAFP (kvantitatívna klasifikácia založená na stanovenom modálnom zložení eruptívnych hornín), ako aj klasifikácia TAS (najmä na členenie efuzívnych hornín, pričom vstupnými údajmi sú stanovené obsahy oxidov alkalických kovov a SiO_2 - z toho pochádza označenie "Total Alkali Silica Diagram") od ich zverejnenia frekventovane používajú. Takýto trend je zreteľný aj v našich periodikách a zborníkoch.

Vývoj problematiky klasifikácie a nomenklatúry eruptívnych hornín priblížila našim čitateľom séria informatívnych príspevkov (Mineralia slovaca, 4, 15, s. 225 - 233; 5, 3, s. 309 - 311; 7, 1-2, 1-12; 12, 1, s. 75 - 88; 18, 3, s. 283 - 287.

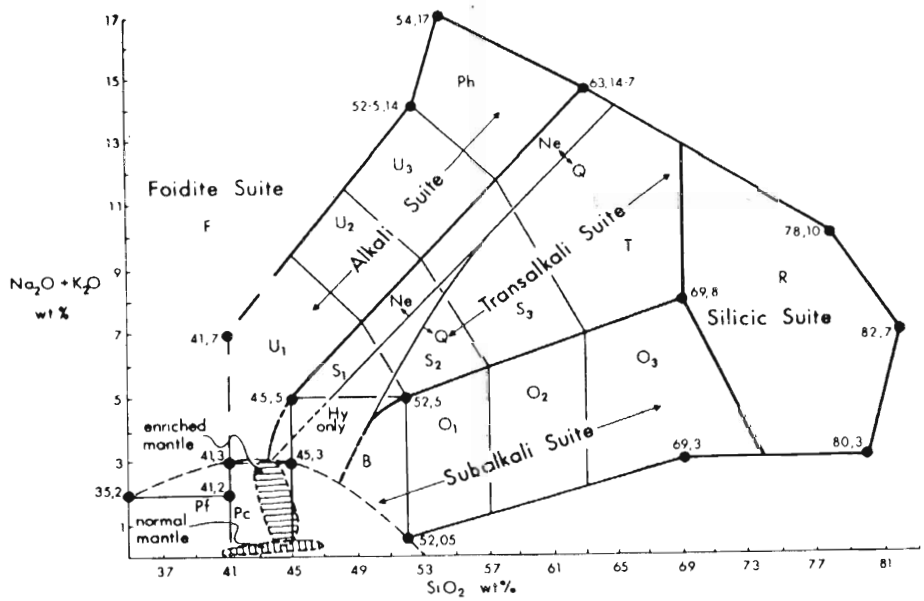
Aj autor tejto informácie používal a používa túto klasifikačnú schému, ale pri formulovaní záverov o eruptívnych horninách, ako aj v pedagogickej práci naráža na "nedopracovanosť" tejto klasifikácie pri zverejňovaní detailných genetických štúdií. Ide o to, že napr. vyčlenené a definované polia efuzívnych hornín už dnes väčšine autorov nepostačujú, a tak napriek tomu, že si to uvedomujú, pri podrobnejšom členení (napr. efuzívnych hornín na série) vnášajú do danej klasifikácie genetický aspekt. Pritom jedným z princípov a pilierov tejto klasifikácie je práve jeho vylúčenie. V takom zmysle prijatá klasifikačná schéma a navrhnutá nomenklatúra za potrebami petrológov a geochemikov zaostáva. Preto sa v posledných rokoch z času na čas objavovali návrhy jednak na úpravu danej klasifikácie, jednak na jej dopracovanie či doplnenie. Poslednou nám známou publikáciou v tomto smere je práca Middlemosta (1991). Keďže je v nej niekoľko závažných aspektov, dovoľujeme si na ne upozorniť odbornú verejnosť.

Jedna z úvodných námietok Middlemosta (l. c.) sa dotýka samotnej definície pojmu "eruptívna hornina". Konštatuje, že autori klasifikácie a nomenklatúry boli výrazne "pozemsky šovinistickí", keď eruptívnu horninu definovali ako horninu, ktorá vznikla v rámci zemskej kôry alebo na zemskom povrchu vykryštalizovaním z taveniny. Middlemost (l. c.) im vyčíta (a zdá sa, že oprávnene), že v klasifikačnej schéme a v definícii nevzali do ohľadu celú škálu hornín známych z Mesiaca a ďalších prírodných satelitov Zeme. Middlemost (l. c.) navrhuje zakomponovať do definície "eruptívna hornina" aj existenciu mimozemských hornín: "horniny predstavujú pevný materiál, z ktorého sú tvorené planéty, prírodné satelity a iné podobné kozmické telesá".

Základným kritériom klasifikácie eruptívnych hornín Subkomisie IUGS zostáva, že klasifikácia nie je genetická a jej základom je stanovené mo-



Obr. 1. Modifikovaná verzia diagramu TAS pre efuzívne horniny (Middlemost, 1991). Podrobnejšie vysvetlenie v texte.
Fig. 1. Modified version of TAS diagram for effusive rocks (Middlemost, 1991). Details see in the text.



Obr. 2. Zjednodušený diagram TAS s vyznačenými poľami sérií efuzívnych hornín (Middlemost, 1991).
Fig. 2. Oversimplified TAS diagram with marked fields of effusive rocks series (Middlemost, 1991).

dálne zloženie horniny. Až v prípadoch, keď je modálne zloženie neurčiteľné (sklovité, resp. prevažne sklovité, resp. pri mikroskopicky zrnitých typoch vulkanických hornín), prichádzajú do úvahy chemické kritériá (diagram TAS). Uvedené aspekty klasifikácie zverejnený záverečný návrh Subkomisie (Le Maitre, 1989) nespochybňuje, pričom Middlemost (l. c.) zdôrazňuje používanie týchto kritérií v hierarchickej následnosti - t. j. žiada použiť diagram TAS iba v prípade neaplikovateľnosti diagramu QAFP. Pritom je zaujímavé aj zistenie Chayesa (1985), že v celosvetovom meradle je viac údajov o chemickom ako o modálnom zložení eruptívnych hornín. Toto konštatovanie bude zrejme platiť aj v nasledujúcich rokoch. Je to dôsledok zavedenia rýchlych a výkonných labo-

ratórnych analytických metodík, ktoré analyzujú geologické materiály.

Už z predchádzajúcich zverejnení Subkomisie vyplýva, že okrem základných typov eruptívnych hornín existujú aj menej zvyčajné, resp. genézou odlišné typy. Tieto špeciálne typy (1. pyroklastické horniny a tefra, 2. karbonatity, lamprofyry a melilitické horniny a 3. horniny charnockitovej skupiny) autor pripomienok (l. c.) navrhol zaradiť do špeciálnych skupín hornín. Pritom problematika 3. skupiny je komplikovaná: časť autorov horniny charnockitovej skupiny (ktoré vznikajú v plutonických podmienkach umožňujúcich kryštalizáciu rombických pyroxénov) zaraďuje medzi metamorfované horniny.

Jednou zo slabín klasifikácie Subkomisie je, že aj keď v diagrame QAFP, resp. diagrame TAS sa na pomenovanie základných horninových typov vo väčšine prípadov z dnešného pohľadu použili klasické označenia, v diagramoch nevystupovali prirodzené väčšie horninové skupiny, resp. horninové série či horninové rady (suites).

Význam hornín, ktoré vznikli kumulátovými procesmi, v poslednom čase narastá. To viedlo Middlemosta (1991) k návrhu vyčleniť samostatnú horninovú skupinu, ktorú označil ako "plášťové plutonické horniny", resp. "ultraplutonity". Navrhol do nej zaradiť všetky horniny kumulátového pôvodu, ďalej ultramafické horniny plášťovej proveniencie (t. j. tie, ktoré boli konsolidované v plášťových podmienkach - lherzolity, harzburgity a i.), ale aj všetky nesilikátové vyvreté horniny, t. j. chromitity, magnetitity a pod.

Na rozdiel od klasifikácie Subkomisie Middlemost (l. c.) navrhuje rozšíriť horniny lamprofyrovej skupiny o karbonatické a melilitické horniny, ktoré spolu s lamprofyrmi navrhol zaradiť do skupiny hornín "lamprofyrového radu (clan)". Napriek tomu, že v skupine novodefinovaných hornín lamprofyrového radu je niekoľko pomerne často sa vyskytujúcich hornín, celú skupinu lamprofyrických hornín klasifikuje mimo poľa základných eruptívnych hornín. Pritom zaradenie všetkých uvedených hornín do skupiny lamprofyrických hornín vyplýva z toho, že súčasne je známych niekoľko horninových sérií medzi kimberlitmi cez lamproity, melility, primárne karbonatity do skupiny lamprofyrov s. s. Jedným z dôvodov na vyčlenenie samostatnej skupiny lamprofyrov je, že tieto horniny na rozdiel od základných horninových skupín (sérií) obsahujú početné xenoklasty (xenolity a xenokrysty) vrchnoplášťovej aj kôrovej proveniencie.

Už niekoľko desaťročí je známe, že alkálie možno výhodne použiť na vyčlenenie "sérií" eruptívnych hornín (alkalické, tholeiitické, vápenato-alkalické, šošonitové a i. série). Naproti tomu obsah SiO_2 v eruptívnych horninách podmieňuje ich dnes už klasické rozdelenie na "triedy" (ultrabázické, bázické atď. horniny).

Jednou zo slabín klasifikácie Subkomisie IUGS je členenie bazaltov. Táto horninová skupina je v posledných rokoch stredobodom petrologických a geochemických štúdií. Pritom objekt záujmu má pozemský aj mimozemský pôvod. Je preto logické, že definovať bazalty len na základe ich minerálneho zloženia (resp. vyčlenených polí v diagrame TAS) na vyjadrenie rozdielov v zložení nestačí (hlavné oxidy, ale najmä prvky v stopových koncentráciách, ako aj REE). Podobné námietky možno uviesť aj pri problematike bazaltických andezitov a andezitov, medzi ktorými rozliční autori v súčasnosti vyčleňujú niekoľko základných typov. Middlemost (l. c.) vychádza z faktu, že súčasná petrológia už zďaleka nie je opisná veda, a v rámci diagramu TAS navrhol vymedziť "horninové série" (suites). Šesť vyčlenených horninových (či magmatických/magmových) sérií bude isto predmetom diskusií a pravdepodobne aj námietok, ale ich vyčlenenie (resp. vyčlenenie takýchto sérií na základe iných kvantitatívnych ukazovateľov) je žiadúce. K diagramu 1 treba uviesť nasledujúce:

a) Middlemost (l. c.) ukončil "vonkajšie" polia diagramu TAS hranicami, takže v súčasnej (navrhnutej) forme je diagram uzatvorený.

b) Symboly jednotlivých polí sú podľa návrhu Le Basa et al. (1986). Súčasne treba konštatovať, že ani návrh Middlemosta (l. c.) nedodržiava výrazne kvantifikujúcu úlohu diagramu či členenia: foidítová horninová séria (foidite suite) na rozdiel od ostatných piatich sérií nie je ohraničená jednoznačne.

c) Novonavrhnutá séria "normálnych a obohatených plášťových hornín" v diskutovanom diagrame zaujíma polohu pri najnižších hodnotách vyznačených na osiach diagramu. Ide o pole, z

ktorého sa vyvíjajú horniny subalkalickej, transalkalickej, alkalickej a kremitej (?, silicitickej) série.

d) V rámci hornín plášťovej proveniencie je samostatne vyčlenené pole pikrofoiditov (Pf) v ľavej časti diagramu.

e) V diagrame je vyznačená hranica hornín s normatívnym (CIPW) kremeňom (Q) a normatívnymi foidmi (Ne - nefelín) podľa Coxa et al. (1979). Vyčiarkované polia patria skupine plášťových hornín (vertikálne šrafovanie - normálne vrchnoplášťové horniny, horizontálne šrafovanie - obohatené vrchnoplášťové horniny).

Middlemost (l. c.) v rozbore poukazuje aj na niektoré nepresné či dokonca nesprávne odvodené definície názvov eruptívnych hornín.

Autor (l. c.) venuje veľkú pozornosť aj členeniu hornín alebo horninových sérií na sodnú, draselnú a normálnu sériu. Jeho námety nie sú jednoznačne akceptovateľné. Platí odporúčanie, aby Subkomisia pokračovala vo svojej záslužnej práci, po zverejnení námetov petrológov po istom čase zhrnula pripomienky a návrhy a publikovala opravenú alebo doplnenú verziu klasifikácie a nomenklatúry, ktorú by odborné kruhy mohli ako celok akceptovať.

Literatúra

Chayes, F. 1985: Igbadat: a world data base for igneous petrology. *Episodes, 8, 4, 245 - 251.*

Cox, K. G., Bell, J. D. & Pankhurst, R. J. 1979: The Interpretation of Igneous Rocks. *Allen Unwin, London, 450.*

Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. & Zanettin, B. 1986: A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrology, 27, 745 - 750.*

Le Maitre, R. W. (Ed.), Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R. & Zanettin, B. 1989: A Cla-Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recomendations of the International Union of Geological Sciences Subkommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Blackwell, Oxford, 193.*

Middlemost, E. A. K. 1991: Towards a comprehensive classification of igneous rocks and magma. *Earth Sci. Rev. (Amsterdam), 31, 2, 73 - 87.*

Mineralia slovaca, 24 (1992), 155 - 158

Aplikácia flotácie pri separovaní minerálov

LADISLAV TARHANIČ
Geologický prieskum, š. p., ATNS, Jesenského 8, 040 00 Košice

(Doručené 19. 2. 1991, revidovaná verzia doručená 10. 6. 1991)

Application of flotation for separation of minerals

The article is aimed at the application of flotation for separation of minerals from rocks and from each other. Courses of separation and achieved results, expressed by purity of minerals, are given in Fig. 2 - 7. In connection with flotation a short paragraph on its use for mineral separation is given, besides, there is pointed out on possibilities of the extension of the mineral scale separable using this method.

Úvod

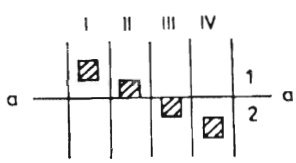
Bežné separačné metódy minerálov, pri ktorých sa využívajú najmä rozdiely v mernej hmotnosti v magnetických a elektrických vlastnostiach a ostatné znaky umožňujúce pri separovaní použiť mikroskop a pinzetu, príp. odsávania minerálov, možno výhodne doplniť aj flotáciou.

V článku uvádzame niekoľko príkladov separácie minerálov flotáciou, pri ktorých by sa separácia bežnými metódami dala uskutočniť veľmi ťažko.

Flotácia a opodstatnenosť jej využitia pri separácii minerálov

Flotácia je spôsob rozdružovania zakladajúci sa na rozdielnych fyzikálno-chemických vlastnostiach povrchu minerálnych zŕn, ktoré sú podmienené rozdielnou povrchovou energiou.

Rozdružovanie flotáciou prebieha na rozhraní tuhej, kvapalnej a plynnej fázy. Podľa vonkajších, javových stránok možno flotačný proces definovať ako spôsob rozdružovania založený na schopnosti jedných minerálov vyplávať na hladinu flotačného rmutu a plávať, druhých klesať a zostávať v objeme rmutu.



Obr. 1. Poloha (I - IV) minerálneho zrna vo vzťahu k fázovému rozhraniu (podľa Razumova in Kmeť, 1982). 1 - plynná fáza, 2 - kvapalná fáza.
Fig. 1. Position (I - IV) of mineral grain in relation to phase boundary according to Razumov (in Kmeť, 1982). 1 - gaseous phase, 2 - liquid phase.

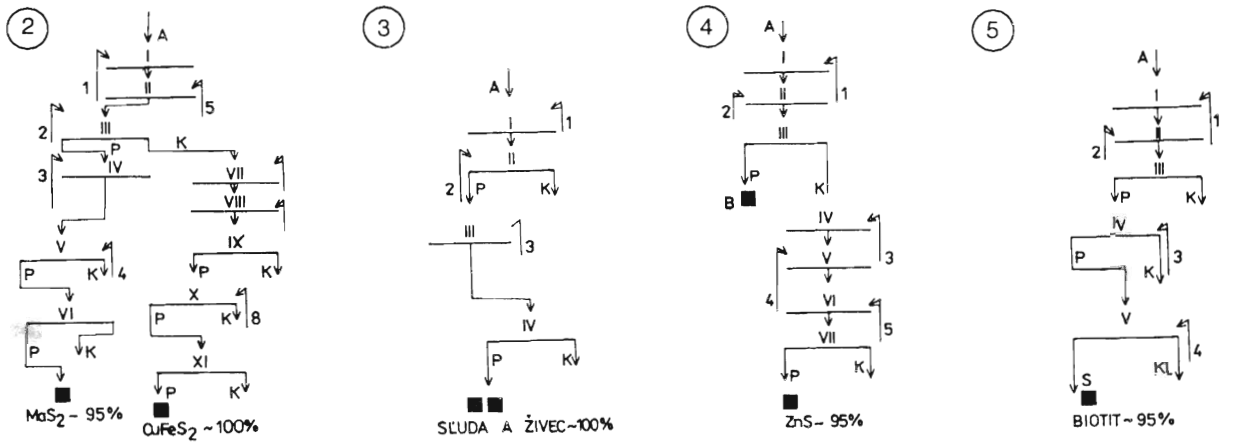
Polohu, ktorú zaujme častica malého rozmeru vo vzťahu k povrchu fázového rozhrania, určuje len hodnota merných povrchových energií koexistujúcich fáz, pričom celý systém musí dosiahnuť stav zodpovedajúci minimu voľnej energie (obr. 1, 1).

Ak minimum voľnej energie systému jedného minerálneho zrna zodpovedá jednej z prvých troch polôh zrna (I - III; obr. 1), ale druhého polohe IV, potom je splnená podmienka na to, aby sa takéto minerálne zrná mohli od seba oddeľovať. Ako vyplýva z obr. 1, keď sa minerálne zrná dostanú do styku s povrchom fázového rozhrania (aa), zrno prvého minerálu sa bude zdržiavať na povrchu fázového rozhrania, kým zrno druhého minerálu prejde vzhľadom na povrch fázového rozhrania do nižšej polohy a dostane sa do vnútra objemu kvapalnej fázy.

Rozdielna schopnosť minerálnych zŕn udržiavať sa na povrchu fázového rozhrania závisí od rozdielnych hodnôt ich mernej povrchovej energie, ktorej veľkosť závisí od chemického zloženia a stavby štrutúrnej mriežky minerálov.

Vzhľadom na odlišné hodnoty mernej povrchovej energie minerálov je flotácia na rozdiel od iných separačných spôsobov univerzálnym procesom, pretože principiálne nič neobmedzuje možnosti použiť ju na oddeľovanie akýchkoľvek minerálov.

Zvýrazniť zmeny povrchovej energie minerálov v požadovanom smere podľa toho, ktorý z minerálov má flotovať, možno pôsobením selektívnych reagencií.



Obr. 2. Postup separácie molybdenitu MoS_2 a chalkopyritu $CuFeS_2$ z horniny a od seba. A - rmut so zahustením 400 $g.l^{-1}$, zrnitosť tuhej fázy 80 % pod 0,071 mm, I - premiešavanie 5 min, II - premiešavanie 10 min, III - základná flotácia 5 min, IV - premiešavanie 5 min, V - prvá prečisťovacia flotácia 5 min, VI - druhá prečisťovacia flotácia 2 min, VII - premiešavanie 2,5 min, VIII - premiešavanie 0,5 min, IX - základná flotácia 4 min, X - prvá prečisťovacia flotácia 2 min, XI - druhá prečisťovacia flotácia 1 min, 1 - vodný roztok Na_2SiO_3 3750 $g.t^{-1}$, 2 - zmes petroleja, nafty a metanolu (BKI) 8750 $g.t^{-1}$, 3 - vápenné mlieko na úpravu pH 11 až 12 rmutu, 4 - BKI 5000 $g.t^{-1}$, 5 - vápenné mlieko (pH 11 až 12) a vodný roztok KCN 500 $g.t^{-1}$, 6 - vodný roztok $CuSO_4$ 235 $g.t^{-1}$, 7 - vodný roztok butylxantátu 235 $g.t^{-1}$, 8 - pine olej, P - penový produkt, K - komorový produkt.

Fig. 2. Course of separation of molybdenite MoS_2 and chalcopyrite $CuFeS_2$ from rock and from each other. A - suspension with density of 400 $g.l^{-1}$, granularity of solid phase 80 % below 0.071 mm, I - stirring 5 min., II - stirring 10 min., II - basic flotation 5 min., IV - stirring 5 min., V - first cleaning flotation 5 min., VI - second cleaning flotation 2 min., VII - stirring 2.5 min., VIII - stirring 0.5 min., X - first cleaning flotation 2 min., XI - second cleaning flotation 1 min., 1 - solution of Na_2SiO_3 in water 3750 $g.t^{-1}$, 2 - mixture of kerosene, oil and methanol (BKI) 8750 $g.t^{-1}$, 3 - lime milk for pH adjustment of suspension to 11 - 12, 4 - BKI 5000 $g.t^{-1}$, 5 - lime milk (pH 11 to 12) and solution of KCN in water 500 $g.t^{-1}$, 6 - solution of $CuSO_4$ in water 235 $g.t^{-1}$, 7 - solution of butylxanthate in water 235 $g.t^{-1}$, 8 - pine oil, P - foam product, K - chamber product.

Obr. 3. Postup separácie sľudy a živca z horniny ako kolektívneho koncentrátu. A - ako na obr. 2, I - premiešavanie 5 min, II - flotácia 3 min, III - premiešavanie 5 min, IV - flotácia 3 min, 1 - H_2SO_4 na vytvorenie pH 2 až 3 rmutu, 2 - vodný roztok dodecylamínacetátu 50 $g.t^{-1}$, 3 - HF 5 $l.t^{-1}$, P, K - ako na obr. 2.

Fig. 3. Course of separation of mica and feldspar from rock as a collective leads. A - as in Fig. 2, I - stirring 5 min., II - flotation 3 min., III - stirring 5 min., IV - flotation 3 min., 1 - H_2SO_4 for pH adjustment of suspension to 2 - 3, 2 - solution of dodecylaminacetate in water 50 $g.t^{-1}$, 3 - HF 5 $l.t^{-1}$, P, K as in Fig. 2.

Obr. 4. Postup separácie pyritu FeS_2 a sfaleritu ZnS z horniny a od seba. A - rmut so zahustením 400 $g.t^{-1}$, zrnitosť tuhej fázy 0,06 až 0,1 mm, I - premiešavanie 10 min, II - premiešavanie 3 min, III - flotácia 10 min, IV - premiešavanie 5 min, V - premiešavanie 3 min, VI - premiešavanie 3 min, VII - flotácia 2 min, 1 - vodný roztok Na_2SiO_3 125 $g.t^{-1}$ a vodný roztok $ZnSO_4$ 125 $g.t^{-1}$, 2 - vodný roztok etylxantátu 50 $g.t^{-1}$, 3 - vodný roztok Na_2CO_3 na vytvorenie pH 9 až 10 rmutu a vodný roztok KCN 125 $g.t^{-1}$, 4 - vodný roztok $CuSO_4$ 50 $g.t^{-1}$, P, K - ako na obr. 2, B-FeS_2 po flotácii v trvaní 1 min čistoty okolo 95 %.

Fig. 4. Course of separation of pyrite FeS_2 and sphalerite ZnS from rock and from each other. A - suspension with density of 400 $g.l^{-1}$, granularity of solid phase 0.06 to 0.1 mm, I - stirring 10 min., II - stirring 3 min., III - flotation 10 min., IV - stirring 5 min., V - stirring 3 min., VI - stirring 3 min., VII - flotation 2 min., 1 - solution of Na_2SiO_3 in water 125 $g.t^{-1}$ and solution of $ZnSO_4$ in water 125 $g.t^{-1}$, 2 - solution of ethylxanthate in water 50 $g.t^{-1}$, 3 - solution of Na_2CO_3 in water for pH adjustment of suspension from 9 to 10 and solution of KCN in water 125 $g.t^{-1}$, 4 - solution of $CuSO_4$ in water 50 $g.t^{-1}$, P, K as in Fig. 2, B - FeS_2 after 1 min. flotation with about 95 % purity.

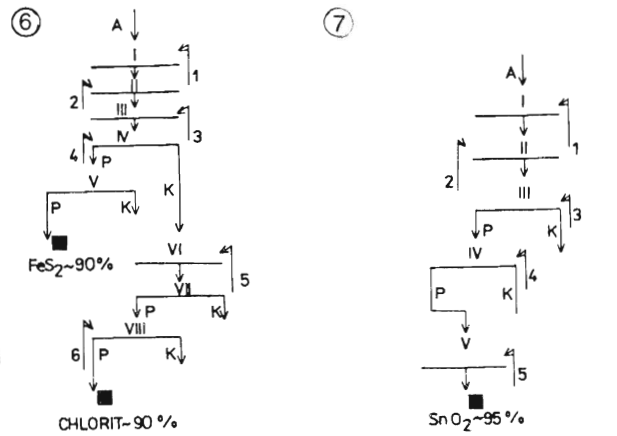
Obr. 5. Postup separácie biotitu z horniny. A - rmut so zahustením 200 $g.l^{-1}$, zrnitosť tuhej fázy 60 % pod 0,071 mm, I - premiešavanie 5 min, II - premiešavanie 2 min, III - základná flotácia 2 min, IV - prvá prečisťovacia flotácia 0,5 min, V-n x premiešavanie, sedimentácia a odkaľovanie, 1 - H_2SO_4 (pH 4 až 5), vodný roztok Na_2SiO_3 2000 $g.t^{-1}$, 2 - vodný roztok Flotigamu 2000 $g.t^{-1}$, 3 - vodný roztok Flotigamu 2000 $g.t^{-1}$, 4 - voda, P, K - ako na obr. 2, S - sediment, KL - kal.

Fig. 5. Course of separation of biotite from rock. A -suspension with density of 200 $g.l^{-1}$, granularity of solid phase 60 % below 0.071 mm, I - stirring 5 min., II - stirring 2 min., III - basic flotation 2 min., IV - first cleaning flotation 0.5 min., V - n-x stirring, sedimentation and decantation, 1 - H_2SO_4 (pH 4 to 5), solution of Na_2SiO_3 in water 2000 $g.t^{-1}$, 2 - the Flotigam solution in water 2000 $g.t^{-1}$, 3 - the Flotigam solution in water 2000 $g.t^{-1}$, 4 - water, P, K as in Fig. 2, S - sediment, KL - slime.

Príklady separácie minerálov flotáciou a dosiahnuté výsledky

Minerály sa flotáciou separovali v laboratórnom flotačnom prístroji so samonasávaním vzduchu za použitia komory objemu 1, 0,5 a 0,25 l.

Pred separáciou sa vzorky horniny rozdrvili a pomleli za sucha. Jemnosť mletia sa volila tak, aby sa uvoľnili minerály, ktoré sa mali separovať od seba a od horniny. Vzorky horniny sa nepremieľali a maximálna veľkosť zrna v melive bola okolo 0,2 mm. Na flotáciu sa používala voda z vodovod-



Obr. 6. Postup separácie pyritu FeS_2 a chloritu z horniny a od seba. A - rmut so zahustením 50 g.l^{-1}, zrnitosť tuhej fázy 70 % pod 0,071 mm, I - premiešavanie 5 min, II - premiešavanie 5 min, III - premiešavanie 5 min, IV - základná flotácia 10 min, V - prvá prečisťovacia flotácia 3 min, VI - premiešavanie 4 min, VII - základná flotácia 4 min, VIII - prvá prečisťovacia flotácia 4 min, 1 - H_2SO_4 (pH 2 až 3), 2 - vodný roztok $Pb(NO_3)_2$ 300 g.t^{-1}, 3 - vodný roztok etylxantátu 200 g.t^{-1}, 4 - pine olej, 5 - H_2SO_4 (pH 2 až 3) a Synferol AH 2000 g.t^{-1}, 6 - H_2SO_4 (pH 2 až 3), P, K - ako na obr. 2.

Fig. 6. Course of separation of pyrite FeS_2 and chlorite from rock and from each other. A - suspension with density of 50 g.l^{-1}, granularity of solid phase 70 % below 0.071 mm, I - stirring 5 min., II - stirring 5 min., III - stirring 5 min., IV - basic flotation 10 min., V - first cleaning flotation 3 min., VI - stirring 4 min., VII - basic flotation 4 min., VIII - first cleaning flotation 4 min., 1 - H_2SO_4 (pH 2 to 3), 2 - solution of $Pb(NO_3)_2$ in water 300 g.t^{-1}, 3 - solution of ethylxanthate in water 200 g.t^{-1}, 4 - pine oil, 5 - H_2SO_4 (pH 2 to 3) and the Synferol AH 2 000 g.t^{-1}, 6 - H_2SO_4 (pH 2 to 3), P, K as in Fig. 2.

Obr. 7. Postup separácie cínovca SnO_2 z horniny. A - rmut so zahustením 200 g.l^{-1}, zrnitosť tuhej fázy 70 % pod 0,071 mm, I - premiešavanie 5 min, II - premiešavanie 5 min, III - základná flotácia 5 min, IV - prvá prečisťovacia flotácia 1 min, V - rozpúšťanie SiO_2, 1 - Na_2CO_3 (pH 7 až 8) a vodný roztok Na_2SiO_3 300 g.t^{-1}, 2 - petrolejový roztok kyseliny olejovej 2000 g.t^{-1}, 3 - pine olej, 4 - pine olej, 5 - HF, P, K - ako na obr. 2.

Fig. 7. Course of separation of cassiterite SnO_2 from rock. A - suspension with density of 200 g.l^{-1}, granularity of solid phase 70 % below 0.071 mm, I - stirring 5 min., II - stirring 5 min., III - basic flotation 5 min., IV - first cleaning flotation 1 min., V - solution of SiO_2, 1 - Na_2CO_3 (pH 7 to 8) and solution of Na_2SiO_3 in water 300 g.t^{-1}, 2 - solution of oleic acid in kerosene 2000 g.t^{-1}, 3 - pine oil, 5 - HF, P, K as in Fig. 2.

nej siete. Flotačné reagencie (vo väčšine prípadov) vo forme vodného roztoku sa pripravovali ako 1 %, resp. 10 %-né.

Postup separácie niektorých minerálov flotáciou z hornín, príp. aj od seba s udaním trvania flotácie, príp. iných operácií, druhu reagencií, ich množstva vzťahovaného na hmotnosť východiskovej vzorky a miesta prívodu reagencií do procesu, ako aj čistoty vyseparovaných minerálov stanovenej mikroskopickým a v niektorých prípadoch aj rtg rozborom sú na obr. 2 až 7.

Obr. 2 znázorňuje postup separácie molybdenitu MoS_2 a chalkopyritu $CuFeS_2$ z horniny a od seba, obr. 3 sľudy a živca ako kolektívneho koncentrátu, obr. 4 pyritu FeS_2 a sfaleritu ZnS z horniny a vzájomne od seba, obr. 5 biotitu, obr. 6 pyritu FeS_2 a chloritu z horniny a od seba a obr. 7 cínovca SnO_2.

Z výsledkov separácie uvedených minerálov flotáciou vidno, že táto metóda umožňuje získavať z horniny minerály pomerne vysokej čistoty.

Na rozdiel of flotačného rozdružovania, pri ktorom sa okrem požiadavky na kvalitu koncentrátu požaduje aj vysoká výťažnosť úžitkovej zložky do koncentrátu, je výťažnosť minerálov pri separácii pomerne nízka, čo spôsobuje najmä kratší čas trvania flotácie.

Trvanie flotácie (pri danom reagenčnom režime) ovplyvňuje čistotu vyseparovaného minerálu veľmi výrazne. Predlžovanie času vedie k postupnému znečisťovaniu separovaného minerálu v dôsledku strhávania aj nežiadúcich zložiek z rmutu do peny, ale aj v dôsledku nadobúdania flotačnej aktivity týchto zložiek napriek tomu, že boli deprimované vhodnou reagenciou.

V súlade s poznatkami o flotácii vidno, že jej vhodným riadením sa dajú dosiahnuť požadované výsledky separácie. Pomerne široký výber reagencií od renomovaných výrobcov, napr. Hoechst (NSR), Cyanamio (USA) a i., môže rozšíriť škálu minerálov separovateľných flotáciou. Túto škálu môže v budúcnosti rozšíriť aj termodynamická metóda a metóda založená na zmene elektrochemických charakteristík povrchu tuhej fázy a kvapalného prostredia. Termodynamická metóda sa dá napríklad využiť na posudzovanie reakcií medzi zberačom a iónmi kovov pri rozličnej hodnote pH a prítomnosti ostatných reagencií (depresorov, aktivátorov ap.) a na posúdenie mechanizmu pôsobenia zberačov na rôzne druhy minerálov. Metóda založená na zmene elektrochemických charakteristík povrchu tuhej fázy a kvapalného prostredia umožňuje sledovať deje fázového rozhrania, vysvetliť úlohu povrchového náboja sulfidov, koncentráciu elektrónov a dier a ich vplyv na kinetiku a mechanizmus pôsobenia reagencií na povrchu minerálneho zrna, hustotu a vzájomný pomer foriem adsorpcie zberača.

V súvislosti s aplikáciou flotácie pri separovaní

minerálov treba spomenúť aj použitie rádioaktívneho žiarenia, rtg žiarenia a účinok elektrického poľa na povrch minerálnych zŕn. Ich pôsobením sa menia defekty v štruktúrnej miežke aj na povrchu, mení sa pomer elektrónov a dier. V dôsledku toho sa menia flotačné vlastnosti minerálneho zrna a podmienky pre všetky reakcie minerálu so zložkami flotačného prostredia.

AKTIVITA SGS

J. Michalík: **Nové poznatky o raste, štruktúrach a funkčnom významne vrchnojurských a spodnokriedových aptychov** (abstrakt zo seminára paleontologickej odbornej skupiny SGS v Bratislave 16. 1. 1992)

Názory na význam aptychov a ich funkciu v kostre amonitov sa vyvíjali: aptychy sa interpretovali ako ventrálne víčka (Trauth, 1927), dorzálne víčka (Schnindewolf, 1958), spodné čeľuste (Lehrmann, 1962) či čeľuste amonitov, ktoré mohli slúžiť aj ako víčka (najnovšie interpretácie). Rôzne skupiny amonitov mali rozlične tvarované čeľuste, ktoré mohli slúžiť na lisovanie potravy, drvenie drobných organizmov (jurské a spodnokriedové aptychy), prípadne na hryzenie a usmrcovanie väčších živočíchov (vrchnokriedové aptychy).

Stena aptychov pozostáva z troch vrstiev, z ktorých vonkajšia má stavbu obdobnú perleťovej vrstve lastúrnikov, stredná, voštinovitá sa prirovnáva k prizmatickej vrstve, kým tenká vnútorná vrstvička má niektoré znaky podobné periostraku bivalvií. Schránka prirastala pozdĺž anteriórneho externého okraja. Adsymfyzálny okraj mal odlišnú stavbu aj skulptúru povrchu, bol miestom upevnenia ligamentárneho väzu, dvoch misiek aptycha. Mikroštruktúra steny je pri rozličných "rodoch" aptychov (Laevaptychus, Punctaptychus, Spinaptychus, Lamellaptychus) dosť odlišná a pri dobrom zachovaní ju možno použiť ako diagnostický znak.

Množstvo pravidelných šesťuholníkovitých dutín v strednej, voštinovitej vrstve mohlo slúžiť podobne ako dutiny v "sépiovej kosti" alebo v rostre belemnitov na zlepšenie navigačných schopností živočícha (boli zrejme vyplnené zmesou plynu a kvapaliny). Vo voštinovitých dutinách aptychov z niekoľkých lokalít sú koncentrované schránky mikroorganizmov (nahromadené asi posmrtne dredžovacím účinkom prúdenia), inde sú hojné trubičky zrejme sesílnych foraminifer (?), ktoré isto využívali chránené miesta na prisadnutie ("sheltered environments").

Identifikácia gravitačného príkrovu v JV časti Malých Karpát na základe radarového záznamu

JÁN FERANEC a JÁN LACIKA
Geografický ústav SAV, Štefánikova 49, 814 73 Bratislava

(Doručené 13. 3. 1991, revidovaná verzia doručená 12. 9. 1991)

Identification of a gravity nappe in the south-eastern part of the Malé Karpaty Mts. on the basis of radar image

A distinctive structure a gravity nappe has been identified by interpretation of the radar image of the Malé Karpaty Mts. in the SW part of Slovakia. In sense of presented hypothesis caused its origine specially differently vertical and horizontal movements of West Carpathian blocks probably after Panonian.

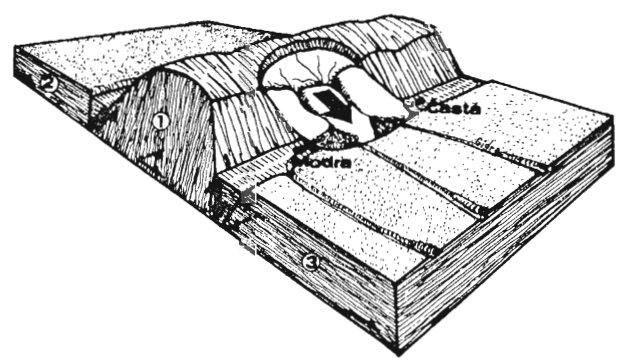
Pri interpretácii radarového záznamu Malých Karpát (v úseku medzi Modrou a Častou) bola identifikovaná výrazná štruktúra - gravitačný príkrov. Skúmaný úsek sa až do analýzy radarového záznamu chápal ako asymetricky sa vyvíjajúca časť hrastu s vnútrohorskou plytkou depresiou.

Po analýze záznamu bolo treba predchádzajúce poznatky o skúmanom území prehodnotiť Na zázname je identifikovateľná odtrhová časť predpokladaného gravitačného príkrovu prejavujúca sa na štruktúrnej aj morfoštruktúrnej mape. V reliéfe predstavuje S a Z ohraničenie vnútrohorskej plytkej depresie v horských úsekoch bazéna Kamenného potoka a Gidry. V okolí vrchu Jelenec (695 m n. m.), nachádzajúceho sa nad odtrhovou časťou príkrovu, je zvlášť morfologicky výrazný pás bralného reliéfu. Viaže sa na geomorfologicky odolné horniny.

Vnútrohorská depresia pravdepodobne vznikla po posune horninového komplexu gravitačného príkrovu smerom na JJV. JV ohraničenie depresie tvorí úzky elevačný pás, ktorý predstavuje indíciu akumulačnej časti gravitačného príkrovu. Na presun horninovej masy príkrovu poukazuje aj geomorfologická situácia okraja Podunajskej nížiny. Medzi Modrou a Častou je prerušený pás podmalokarpatských morfoštruktúrnych depresií lemujúcich JV úpätie Malých Karpát.

Príčinou vzniku gravitačného príkrovu (obr. 1) bola pravdepodobne veľmi rýchla individualizácia hrastu Malých Karpát neotektonickými pohybmi po panóne, silne zvýraznenému voči Podunajskej nížine. Zlomové rozhranie medzi obidvoma diferencovane sa pohybujúcimi morfoštruktúrami (zdvih a pokles a pravdepodobne horizontálny posun) je veľmi aktívne. Od konca panónu po súčasnosť boli Malé Karpaty v sledovanom úseku voči Podunajskej nížine tektonicky vyzdvihnuté asi o 500 m. Na aktivitu tohto zlomového rozhrania poukazuje aj jeho seizmicita (Kvitkovič a Plančár, 1987).

Na základe toho, že príkrov deformuje panónsky stredohorský povrch, usudzujeme, že musí byť mladší. Na panónsky vek poukazuje aj fakt, že sa v nížinnej časti indície gravitačného príkrovu prejavujú deformáciami pontských sedimentov výplne a starších. Znamená to, že vek danej štruktúry je pontský alebo mladší. Na relatívne mladý vek poruchy ďalej ukazuje aj porovnanie s poruchou rovnakej genézy identifikovanej v oblasti Nízkych Tatier (Klinec et al., 1985), ktorej vek je pravdepodobne predpanónsky. Štruktúra v Malých Karrpatoch je zreteľnejšie vyjadrená v súčasnom reliéfe, čo tiež potvrdzuje jej relatívne mladší vek.



Obr. 1 Blokdiagram gravitačného príkrovu. 1 - Malé Karpaty, 2 - Záhorská nížina, 3 - Podunajská nížina.
Fig. 1. Schematic block diagram of the gravity nappe. 1 - the Malé Karpaty Mts., 2 - the Záhorská nížina lowland, 3 - the Podunajská nížina lowland.

Dosiahnuté výsledky potvrdzujú jeden zo záverov publikovaných v práci Klinca et al. (1985), ktorý v Západných Karpatoch predpokladá ďalšie výskyty gravitačných príkrovov. V zmysle prezentovanej hypotézy medzi základné podmienky ich vzniku patria rozličné intenzívne vertikálne, ako aj horizontálne pohyby blokov Západných Karpát.

Geomorfologickou analýzou a analýzou radarového záznamu sa v podstate postihla iba fyziognomická charakteristika štruktúry, ale aj tak sú získané poznatky prínosom do poznania štruktúrnotektonického vývoja reliéfu Západných Karpát. Treba zdôrazniť, že poznanie celej štruktúry, najmä jej genézy, vyžaduje uskutočniť ďalšie výskumné práce najmä zo strany geológov a geofyzikov.

Literatúra

Klinec, A., Pospíšil, L., Pulec, M., Feranec, J. & Stankoviansky, M. 1985: Identifikácia gravitačného príkrovu v Nízkych Tatrách pomocou kozmických snímok. *Mineralia slov., 17, 485 - 499.*

Kvitkovič, J. & Plančár, J. 1977: Recentné vertikálne pohyby zemskej kôry vo vzťahu k zemetraseniam a seizmoaktívnym zlomom v Západných Karpatoch. *Geogr. Čas., 29, 3, 239 - 253.*

Mineralia slovaca, 24 (1992), 161 - 162

Zonálny Sb-arzenopyrit z Vyšnej Boce v Nízkych Tatrách

JOZEF STANKOVIČ a PAVEL SIMAN

Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

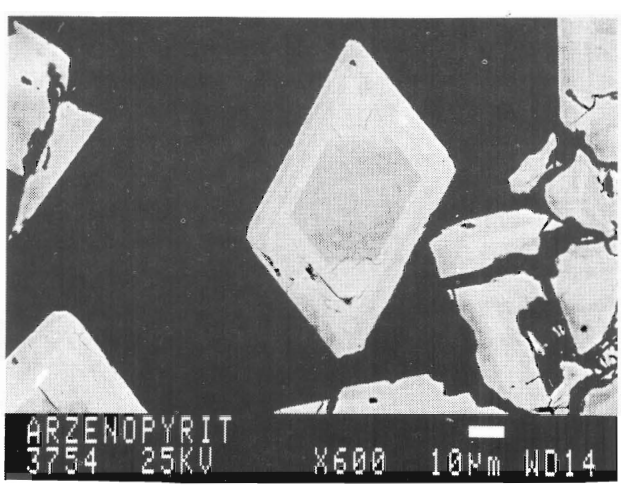
(Doručené 16. 5. 1991, revidovaná verzia doručená 27. 8. 1991)

Zoning Sb-arsenopyrite of antimonite veins from Vyšná Boca in the Low Tatras

During investigation of antimonite mineralization in the area of Vyšná Boca it has been ascertained that arsenopyrite accompanying Sb ore mineralization contains up to 1.55 wg % of Sb. Distribution of Sb in arsenopyrite is in this case zoning, while higher contents of Sb form central core in idiomorphic crystals and often follow incremental zones in marginal parts of mineral. Parts of arsenopyrite with relatively increased content of Sb are such lean as to the content of As that ratio (As + Sb): S has the lowest values.

Archívne záznamy o zrudnení v oblasti Vyšnej Boce sú v práci Bergfesta (1952). V nej sú aj obsažné informácie o vystupovaní mnohých minerálov na tejto lokalite, známej už v stredoveku. Neskôr sa v súvislosti s geologickoprieskumnými prácami zaznamenali aj novšie mineralogické objavy, ktoré stručne zhŕňa Topografická mineralógia Slovenska (Koděra et al., 1990).

Arzenopyrit v asociácii s Sb mineralizáciou vo vzorkách z haldového materiálu starých banských prác po ľavej strane potoka Bocianka na jv svahoch kóty Rovná hoľa kvantitatívne nepredstavuje výraznejšiu koncentráciu. Väčšinou vystupuje vo forme ojedinelých drobných dokonale vykryštalizovaných zŕn (pozri obr.1), príp. ich zhlukov v kremeňovej žilovine alebo v okolitej hornine. V polarizačnom mikroskope sa arzenopyrit od ostatných minerálov odlišuje pomerne ľahko, a to podľa morfológie zŕn (kosoštvorcové a obdĺžnikové prierezy) aj anizotropie. V odrazenom svetle je biely a má vysokú odrazivosť. Z kompozície zhotovenej na prístroji JSM-840 sú zrejmé parametre jeho veľkosti aj zonálna stavba.



Obr. 1. Mikrograf idiomorfne vyvinutých kryštálov arzenopyritu s výrazným prejavom zonálnej stavby, ktorá je podmienená distribúciou prvkov As, S, Sb a Fe, Co. Obdobne aj v kataklázovaných kryštáloch svetlý odtieň spôsobuje vyššia hodnota pomeru (As+Sb): S vzhľadom na tmavé zóny, kde je síce zvýšený obsah Sb, ale sú chudobné na As.
Fig. 1. Microdiagram of idiomorphic crystals of arsenopyrite with distinct zoning texture due to distribution of As, Sb, S and Fe, Co. Similarly, light shadow in kataclased crystals is caused by higher value of the (As+Sb): S ratio to dark zones, where increased content of Sb exists, but they are lean for As.

Chemické zloženie zonálneho arzenopyritu sa sledovalo na mikroanalyzátore JEOL SUPERPROBE 733 pri štandardných podmienkach. Výsledky merania uvádza tab. 1. Ukázalo sa, že tmavý odtieň na mikrografe vytvára zóna v arzenopyrite výrazne obohatená o Sb (približne 15-násobne vzhľadom na obsah tohto prvku v svetlom odtieni). Zároveň v zóne tmavého odtieňa vykazuje As v arzenopyrite značne zníženú hodnotu.

Príčinou tmavého odtieňa teda nemôže byť len sama prítomnosť Sb, lebo tento prvok má väčšiu atómovú hmotnosť (121, 75) v porovnaní s As (74, 92), a teda na scane by zóny s prítomnosťou Sb mali mať svetlý odtieň. Z porovnania chemického zloženia vychodí, že v zóne arzenopyritu, ktorá vykazuje tmavší odtieň, ide o nižší pomer (As + Sb): S vzhľadom na svetlejšiu časť. Tá síce Sb obsahuje len v stopách, ale zas je výraznejšie obohatená o As.

Pomer (As + Sb): S vypočítaný z kryštalochemického vzorca pre zónu arzenopyritu so svetlým odtieňom je 0,95 a s tmavým odtieňom 0,77.

Analýzy prepočítané na kryštalochemické vzorce:

svetlý odtieň $(Fe, Co)_{0,98}\ As_{0,96}\ Sb_{0,01}\ S_{1,02}$
tmavý odtieň $(Fe, Co)_{0,99}\ As_{0,84}\ Sb_{0,03}\ S_{1,12}$

V našom prípade sa relatívne vyšší obsah Sb v arzenopyrite neprejavuje v kompozícii, lebo ho zatieňuje a

TAB. 1
Bodové analýzy arzenopyritu
Point analyses arsenopyrite

	hmotnostne %					
	Fe	As	S	Sb	Co	Σ
svetlý odtieň	33.67	43.69	20.25	0.10	0.02	97.73
tmavý odtieň	33.95	38.07	22.59	1.55	0.06	96.22

silne potláča variabilnosť obsahu As a S. Pozoruhodné je, že zvýšené množstvo Sb obsahujú práve tie časti arzenopyritu, kde je aj zvýšený obsah S, ale nízky obsah As. Rozličný pomer As:S v tomto mineráli svedčí o meniacom sa parciálnom tlaku aj teplote pri jeho vzniku. Zonálny charakter a nehomogénnosť je odrazom premenlivosti podmienok, najmä zloženia roztokov, ale aj rýchlosti kryštalizácie.

Zaujímavá je aj prítomnosť Co. Hoci obsah Co je na hranici detekčného limitu prístroja, aj pri ňom badať obdobný vzťah, aký sa spozoroval v prípade Sb: vyšší obsah Co je práve v tej časti arzenopyritu, ktorá sa prejavuje ako chudobná na As.

Prítomnosť Sb v arzenopyrite v mineralizáciách Západných Karpát je v literatúre pomerne známa. Vysoký obsah Sb v tomto mineráli (do 9,17 %) sa stanovil na antimonitovom ložisku Pezinok (Dadák, 1983; Andráš et al., 1988) a v nižšom hmotnostnom zastúpení aj na ložisku Liptovská Dúbrava (Chovan, 1989). Okrem toho sú známe prípady obsahu ďalších prvkov v tomto mineráli, ako je Ni (do 6,82 %) a Co (do 1,39 %) v Rudňanoch (Hurný a Krištín, 1978) a Co v arzenopyritoch z oblasti Hnúšte (Ragan, 1990). Obdobné prípady výskytu arzenopyritu s obsahom ďalších prvkov uvádza aj svetová literatúra (Morimoto a Clark, 1961; Boyle, 1965, a i.). Podľa týchto autorov je pravdepodobné, že Sb tu v štruktúre diadochne zastupuje As.

Literatúra

Andráš, P., Caňo, F., Nagy, G. & Ďurža, O. 1988: Goldbearing arsenopyrite of the Pezinok antimonite deposit. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 1, 87 - 98.*

Bergfest, A. 1952: Baníctvo na Boci. *Manuskript - Geofond Bratislava, 76.*

Boyle, R. W. 1965: Geology, geochemistry and origin of the lead, zinc, silver deposits of the Keno Hill-Galena Hill area, Yukon Territory. *Bull. Geol. Surv. Canada, 111, 1 - 302.*

Dadák, V. 1983: Antimonem bohatý arzenopyrit z ložiska Pezinok v Malých Karpatech. *Čas. pro mineral. geol., 28, 1, 89 - 92.*

Gargulák, M., Snopko, L. & Podoláková, S. 1989: Zhodnotenie prognóznych zdrojov Sb-rúd v oblasti Smolnícka Huta - Helcmanovce - Tinesgrund. *Manuskript - Geofond Bratislava, 160.*

Hurný, J. & Krištín, J. 1978: Niektoré Ni-Co-minerály z ložiska Rudňany (žila Zlatník). *Mineralia slov., 10, 221 - 238.*

Chovan, M. 1989: Mineralogický výskum ložiskovej výplne na úseku Matošovec, ložisko Liptovská Dúbrava. *Manuskript - Geofond Bratislava, 98.*

Morimoto, N. & Clark, L. A. 1961: Arsenopyrite crystal-chemical relations. *Amer. Mineralogist, 46, 1 448 - 1 469.*

Ragan, M. 1990: Mineralogická, geochemická a paragenetická charakteristika sulfidickej mineralizácie v oblasti Hnúšte. *Manuskript. - Geofond Bratislava, 140.*

Mineralia slovaca, 24 (1992), 163 - 164

Kryštalochemická väzba Ag v Zlatoidčianskych žilách

DUŠAN PETEREC

Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť, Garbanova l, 040 11 Košice

(Doručené 15. 5. 1991, revidovaná verzia doručená 9. 9. 1991

Crystallochemical bond of Ag in the Zlatá Idka veins

The Zlatá Idka deposit became famous for mining of silver ores in the past. The mining of ores finished definitively in the year 1925. Jamesonite has been regarded the main silver-bearing mineral since the old times. On the basis of point chemical analyses on X-ray microprobe analyzer we have ascertained that jamesonite does not contain any silver. Silver is bound on tetrahedrite. The content of silver in analysed tetrahedrites ranges from 13.86 to 18.34 wgt %. Ag-tetrahedrite occurs in veins in form of isolated grains and inclusions in jamesonite, by which its relatively silver-bearing is caused.

Zlatoidčianske rudné pole má v rámci Spišsko-gemerského rudohoria osobitné postavenie. Je jedinou oblasťou v tomto regióne, kde bola v minulosti pozoruhodnejšia ťažba striebra. V rokoch 1863 až 1873, ktoré sa označujú ako zlatý vek Zlatej Idky, sa vyťažilo 30 660 kg striebra. Celková ťažba v rokoch 1823 až 1919 predstavovala približne 126 t striebra. Okrem striebra sa zo zlatoidčianskych žíl získaval aj antimón a v posledných rokoch ťažby aj zlato. Ťažba rudy v Zlatej Idke sa definitívne zastavila roku 1925.

Z mnohých prác týkajúcich sa geologicko-montanistických pomerov zlatoidčianskeho baníctva treba spomenúť práce Zeuschnera (1848), Antala (1868), Löweho (1874), Szilkayho (1896), Csaplovitsa (1919), ale najmä monografiu Rozlozsnika (1912), ktorá je najkompletnejším dielom o tomto rudnom poli. Z nej čerpáme archívne údaje použité v tejto práci.

Hoci priemerný obsah Ag vypočítaný z chemických analýz rudy zo siedmich žíl dosahoval 0,19 %, mineralogická väzba striebra sa v minulosti dostatočne nevyriešila. Pretože sa počas ťažby pozorovala závislosť obsahu Ag v rude od prítomnosti jamesonitu, resp. Ag od prítomnosti Pb, za hlavný striebronosný minerál sa oddávna považoval jamesonit.

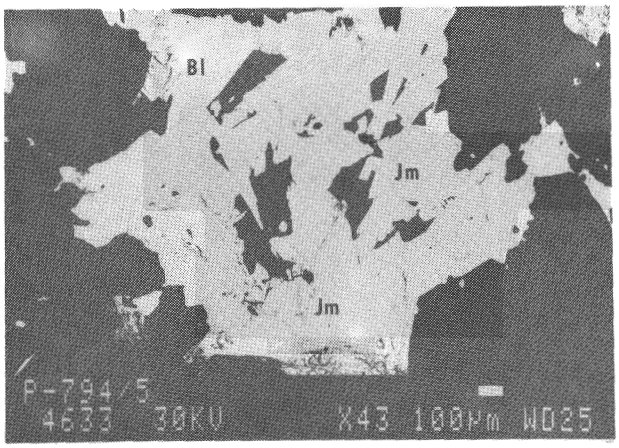
Jamesonit bol rozšírený vo všetkých zlatoidčianskych žilách a miestami vytváral veľké akumulácie. Priemerný obsah jamesonitu v žilovine (vypočítaný na základe archívnych údajov zo šiestich žíl bol 6,5 %). Žily v tvare nepravidelných šošoviek dosahovali mocnosť do 4 m (priemerne 1 m). V sukcesnej schéme v týchto žilách patril jamesonit medzi najmladšie minerály. Podstatnú časť žíl tvoril kremeň, ktorý prevažoval nad sideritom.

Z nerudných minerálov sa tu vyskytuje aj albit, chlorit, ankerit a turmalín. Zo sulfidov okrem jamesonitu v žilách v menšej miere možno pozorovať aj tetraedrit, antimonit, boulangerit, chalkopyrit, arzenopyrit, pyrit, pyrotín, sfalerit a markazit. Okrem týchto minerálov Varček (1979) uvádza aj galenit, bournonit, löllingit, bizmutín, kobellit, covellín, chalkostibit, dyskrazit a (pyrargyrit ?).

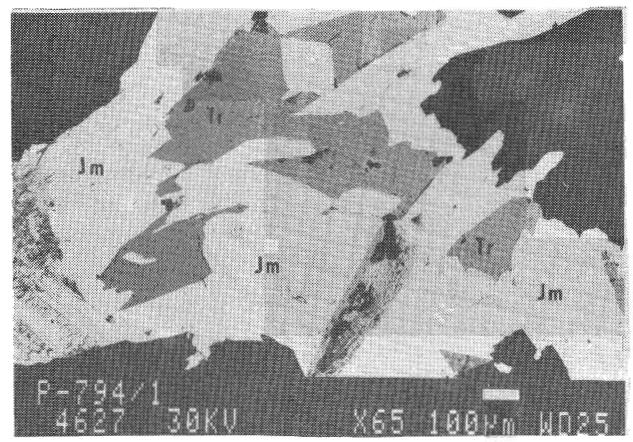
Prvé analýzy jamesonitu uvádza Emszt a Löwe (in Rozlozsnik, 1912). Aj keď analýzy potvrdili prítomnosť Ag v jamesonite (1,11 a 1,40 %), nevyriešili otázku formy jeho vystupovania. Novšie materiál zo Zlatej Idky študoval Varček (1971), ktorý na nábrusoch v jamesonite a antimonite pozoroval drobné zrniečka bližšie neidentifikovateľného bieleho minerálu, ktorý podľa zistených vlastnosti mohol zodpovedať dyskrazitu. Prítomnosť veľmi malých alotriomorfných zrniečok, ktoré boli mikroskopicky neidentifikovateľné a ktoré boli pozorované uprostred zŕn jamesonitových agregátov, uvádza aj Együd (1968), Jánošová (1968), Kizeková (1968) a Smolka (1971). Podľa Varčeka (1979) sú nositeľom Ag v jamesonite drobné zrniečka dyskrazitu.

Chemické zloženie jamesonitu zo zlatoidčianskych žíl sme sledovali bodovými analýzami na rtg mikroanalyzátore Jeol Superprobe 733 (analyzoval Caňo, GÚDŠ Bratislava).

Jamesonit sme analyzovali vo vzorkách zozbieraných na haldách zo štôlní Vyšný Ferdinand (žila Štefan - západná časť rudného poľa), Vyšný Gabriel (žila František - západná časť rudného poľa), Stredný Anton (žila Všetkých svätých - centrálna časť rudného poľa) a štôlne Hauszer (žila Katarína - východná časť rudného poľa). Priemerné chemické zloženie jamesonitu zo žily
Štefan zodpovedá kryštalochemickému vzorcu



Obr. 1. Uzavreniny Ag-tetraedritu (Tr) v jamesonite (Jm). Bl - boulangerit.
Fig. 1. Inclusions of Ag-tetrahedrite (Tr) in jamesonite (Jm). Bl - boulangerite.



Obr. 2. Uzavreniny Ag-tetraedritu (Tr) v jamesonite (Jm).
Fig. 2. Inclusions of Ag-tetrahedrite (Tr) in jamesonite (Jm).

$Pb_{3,9}Fe_{0,9}Sb_{6,1}S_{14}$, zo žily František vzorcu $Pb_{3,7}Fe_{0,8}Sb_{6,4}S_{14}$, zo žily Všetkých svätych vzorcu $Pb_{4,0}Fe_{0,9}Sb_{6,1}S_{14}$ a zo žily Katarína vzorcu $Pb_{3,8}Fe_{1,0}Sb_{6,1}S_{14}$. Analýzy nepotvrdili izomorfný obsah Ag v jamesonite. Striebro neobsahuje ani analyzovaný boulangerit, ktorý sme zistili v podobe prerastlíc v jamesonite vo vzorkách zo žily Všetkých svätých (obr. 1). Naproti tomu drobné uzavreniny tetraedritu v jamesonite striebro obsahujú. Jeho izomorfný obsah kolíše od 13,86 do 18,34 %. Uzavreniny Ag tetraedritu dosahujú priemerne 0,X až 0,0X mm (obr. 2). Najviac uzavrenín Ag-tetraedritu v jamesonite obsahovali vzorky zo žily Všetkých svätých z centrálnej časti rudného poľa. Priemerné chemické zloženie tetraedritov zodpovedá vzorcu $Cu_{7,2}Ag_{3,0}Zn_{0,3}Fe_{1,5}Sb_{4,3}S_{13}$. V sledovaných tetraedritoch zo žily Štefan bol obsah Ag nižší . Ich che-mické zloženie zodpovedá vzorcu $Cu_{7,9}Ag_{2,4}Zn_{0,4}Fe_{1,5}Sb_{4,5}S_{13}$. Ojedinelú analýzu tetraedritu zo štôlne Anton s obsahom 11,16 % Ag uvádza Háber (1980), a s obsahom 11,8 % Ag Varček (1979).

Ag-tetraedrit vystupuje v zlatoidčianskych žilách v asociácii s jamesonitom, ktorý má na žilách väčšie kvantitatívne zastúpenie. Vytvára v ňom drobné heterogénne uzavreniny a spôsobuje jeho zdanlivú striebronosnosť. Preto sa v minulosti omylom pokladal za hlavný striebronosný minerál.

Literatúra

Antal, F. 1868: Aranyidka. *Bányászati kohászati Lap., I. 120.*

Csaplovits, J. 1919: Aranyidka bányász tekintetben. *Tub. Gyüjt. V. 5. köt, 45.*

Együd, K. 1968: Geologicko-parageneticke pomery ložiska Zlatá Idka. (Diplomová práca.) *Manuskript - Katedra nerastných surovín PF UK Bratislava.*

Háber, M. 1980: Mineralogisch-geochemische und paragenetische Erforschung hydrothermaler Gänge im Gebiet zwischen Prakovce und Kojšov (Spišsko-gemerské rudohorie). *Západ. Karpaty, Sér. Mineral., Petrogr., Geochém., Metalogen., 7, 7 - 132.*

Jánošová, V. 1968: Temperatúrny režim mineralizácie na ložisku Zlatá Idka a mineralogicko-paragenetické vzťahy v oblasti Hutna. (Diplomová práca.) *Manuskript - Katedra nerastných surovín PF UK Bratislava, 76.*

Kizeková, L. 1968: Geochémia hydrotermálnej mineralizácie na ložisku Zlatá Idka a paragenetické pomery JV oblasti ložiska. (Diplomová práca.) *Manuskript - Katedra nerastných surovín PF UK Bratislava, 111.*

Löwe, A. 1874: Analysen der beiden Mineralien Jamesonit und Berthierit. Berichts über die Mitteilungen von Naturwissenschaften in Wien. *Gesammelt u. Herausgegeben von W. Heidinger Bd. I. Wien, 62.*

Rozlozsnik, P. 1912: Die montangeologischen Verhältnisse von Aranyida. Mitt. (a. d.) *Jahrb.d. kgl. ung. geol. Reichsanst. (Budapest), XIX, 6, 148.*

Smolka, J. 1971: Montanistické pomery oblasti Zlatej Idky. (Diplomová práca.) *Manuskript -Katedra geológie a mineralógie BF VŠT Košice, 107.*

Szilkay, A. 1896: Az aranyidai bányászat leírása. *Magyarország vármegyéi és városai, I. Abauj - Torna vármegye és Kassa. Budapest,313*

Varček, C. 1971: Mineralogické charakteristiky rudných žíl. In: *Rozložník, O.: Popis ložísk v oblasti Štós - Medzev - Poproč - Zlatá Idka, správa pre GLŠ - SGR. Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves.*

Varček, C. 1979: Metodický prístup k mineralogickému výskumu opustených ložísk a rudných rajónov (s aplikáciou na oblasť Zlatej Idky). In: *Zborník prednášok "Banícko-geologické sympózium", sekcia geologická, Zlatá Idka, 125 - 134.*

Zeuschner, L. 1848: Über den Bau des Tatragebirges und der parallellen Hebungen. *Verh. Min. Ges. Jahr 1847. St. Petersburg, 60.*

Mineralia slovaca, 24 (1992), 165 - 166

Hemimorfit - prvý nález v permských bazaltoch Západných Karpát

PAVEL ŽENIŠ a IVAN FRIEDL
Katedra mineralógie a petrológie PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 12. 9. 1991)

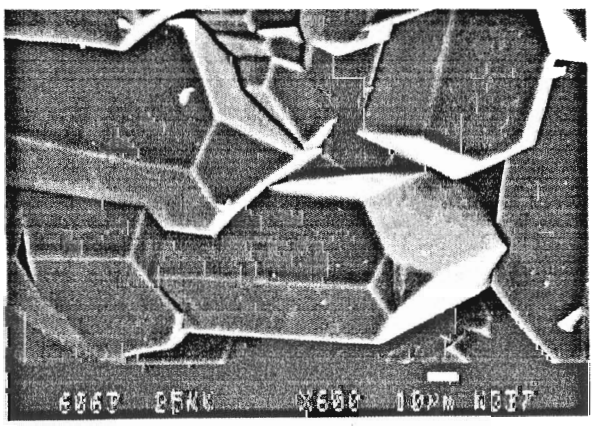
Hemimorphite - the first discovery in the Permian basalts of the West Carpathians

Hemimorphite has been found and identified on the Malužiná - Svidovo locality in the Low Tatras in flaws of quartz-calcite veinlet. This rare discovery has extended the scale up to known assemblage of primary and secondary Pb-Zn minerals (galena, sphalerite, anglesite, vanadinite) in the Permian basalts (melaphyres) of the West Carpathians.

Pri štúdiu mineralizácií spätých s permskými bazaltmi (melafýrmi) sa na lokalite Malužiná-Svidovo v Nízkych Tatrách v kremeňovo-kalcitových žilkách našiel hemimorfit. Na území Západných Karpát ide o pomerne zriedkavý minerál. Známy je iba z niekoľkých výskytov: so smithsonitom z oxidačnej zóny ložiska Ardovo a Píla-Ján Nepomuk, ako súčasť Pb-Zn rúd z Dúbravy pri Jelšave, v asociácii s hydrozinkitom z ložiska Ochtinská Dúbrava a ojedinele aj z iných lokalít Pb-Zn rúd. Tieto informácie sú väčšinou zo starých prác. Z nich je zrejmá aj absencia exaktnejšej identifikácie tohto minerálu z územia Slovenska (Herčko, 1984; Koděra et al., 1986, 1990). V súvislosti s mineralizáciami v permských bazaltoch sa doteraz neuvádzal.

Nájdená vzorka s hemimorfitom bola podrobená identifikácii hlavne rtg difrakčnou práškovou analýzou za štandartných podmienok (analytička Šamajová, GÚ PF UK) a pomocou riadkovacieho elektrónového mikroskopu (analytik Caňo, GÚDŠ).

Hemimorfit vystupoval v dutinkách kremeňovo-kalcitovej žilky vo forme izolovaných do 1 cm veľkých pologuľovitých agregátov až súvislejšej 0,X cm hrubej kôry. Tieto útvary sa skladajú z vejárovite až sféricky zoskupených hrubotabuľkovitých kryštálov. Pri detailnom pozorovaní morfológie pomocou SEM (obr. 1) sa



Obr. 1. Morfológia hemimorfitu z lokality Malužiná-Svidovo.
Fig. 1. Morphology of hemimorphite from Malužiná-Svidovo locality.

TAB. 1

Rtg difrakčný záznam hemimorfitu z lokality Malužiná - Svidovo
X-ray diffraction record of hemimorphite from Malužiná - Svidovo locality

dmer.	Imer.	dtab.+	Itab.+	hkl
6.61	90	6.60	86	110
5.37	80	5.36	55	020
4.62	20	4.62	41	911
4.19	50	4.18	38	200
3.287	100	3.296	73	220
		3.288	75	130
3.097	100	3.104	100	211
2.928	30	2.929	40	031
2.688	10	2.698	10	310
		2.679	7	040
2.562	40	2.559	51	002
2.447	20	2.450	32	301
2.402	70	2.400	54	231
2.300	2	2.309	3	022
		2.284	2	141
2.225	5	2.229	11	321
2.199	20	2.198	19	330
-	-	2.183	16	202
2.088	5	2.092	10	400
		2.077	1	150
2.017	10	2.020	13	222
1.972	2	1.977	2	051
1.866	< 5	1.857	4	312
1.846	5	1.851	7	042
1.809	20	1.808	17	341
1.785	30	1.786	16	060, 251
1.702	5	1.702	6	431
1.668	10	1.668	10	332
1.650	5	1.654	6	161
1.648	5	1.650	8	440
1.620	< 5	1.620	3	402
1.590	5	1.590	3	123, 501
1.559	5	1.563	8	213

+ Selected Powder Diffraction Data For Minerals (1974), 5-0555

zistilo, že kryštály sú tabuľkovité podľa brachypinakoidu (010) a pretiahnuté v smere vertikály. Plochy rovnobežné s osou *c* patria rombickej prizme (110). Horný hemiéder tvoria dómy (011) a pravdepodobne aj (301). Tvary dolného hemiédra nebolo možno s istotou identifikovať, ale predpokladáme ukončenie pyramídou. Je číry, s výrazným sleným až diamantovým leskom a lastúrovým lomom. Kvalitatívnou mikroanalýzou sa zaznamenalo iba žiarenie ZnK_α a SiK_α.V HCl sa rozpúšťa za vzniku matne bielej zrazeniny. Bezpečne ho potvrdila rtg difrakčná analýza. Súbor získaných hodnôt d_{hkl} (v 10^{-10} m) a príslušných intenzít je v dobrej zhode s publikovanými údajmi (tab. 1).

Hemimorfit pokladáme za sekundárny minerál vznikajúci zvetrávaním sfaleritu, hoci sa tieto minerály v priamej asociácii nezistili. Tento nález rozširuje škálu v poslednom období zistených primárnych a sekundárnych Pb-Zn minerálov lokality (galenit, sfalerit, anglezit, vanadinit). Doterajšie výsledky štúdia poukazujú na možný výskyt ďalších zaujímavých minerálov nielen na lokalite Malužiná-Svidovo, ale aj v iných regiónoch s permskými bazaltmi.

Pripomienky a odpovede k článku "Klinopyroxenicko-granatické metabazity Tríbeča"

PRIPOMIENKY

MARTIN RADVANEC
Geologický prieskum, š. p., Markušovská cesta,
052 40 Spišská Nová Ves

Závermi z interpretácie petrograficko-petrologického štúdia klinopyroxenicko-granatických hornín (metabazitov) Tríbeča, ktoré uverejnila Mineralia slovaca (22, 1990, s. 533 - 538), chcú autori Hovorka a Méres upozorniť geológov na existenciu zvyškov vysokotlakovej "eklogitovej" metamorfózy v Západných Karpatoch.

V úvode autori kriticky zhodnotili výsledky z predchádzajúceho petrografického výskumu hornín v tejto oblasti a ocenili prácu iných tak, že nijaký petrograf pred nimi nepokladal prítomnosť pyroxénu za možný dôkaz metamorfnej asociácie vysokých metamorfných stupňov (eklogitovej fácie), resp. za jej zachovaný relikt, akoby len Hovorka a Méres o tom celokarpatsky uvažovali a uvažujú dávnejšie (Hovorka et al., 1987; Hovorka a Méres, 1989). Úsilie autorov odhaliť relikty vysokotlakovej - ekologitovej metamorfózy je príčinou, prečo píšem túto diskusiu.

K petrografickej časti článku

Z petrografického opisu horniny v článku, o ktorom diskutujeme, vychodí, že granát (Gar) zaberá 10 - 30 % obj horniny a obaľuje ho svetlý lem. V granáte autori nespozorovali vtrúseniny alebo inklúzie iných minerálov, ktoré sú charakteristické pre prejav vysokotlakovej amfibolitovej až eklogitovej fácie metamorfózy. Inklúzie spravidla tvorí omfacit, coesit, rutil, "Na - amfibol", epidot, fengit, florencit (Banno et al., 1983; Klápová, 1990). Autori nezaregistrovali ani tvorbu mladšieho "granátového lemu" okolo starého granátového porfyroblastu alebo zrna. Lem väčšinou vzniká pri spätnej premene eklogitu v P-T podmienkach amfibolitovej fácie (Banno et al., 1983; Takasu, 1989; Kápová, 1990, ale aj Hovorka a Méres, 1989). Veľmi ťažko možno zdôvodniť, prečo by sa uvedené identifikačné znaky eklogitizácie na granáte alebo v ňom nezachovali, keď sa podľa autorov v hornine zachovalo 10 - 30 % obj granátu. Podľa chemických analýz, ktoré autori uvádzajú, je granát homogénny a nepozorovať na ňom nijaké významné zmeny chemizmu smerom od okraja do stredu zrna (tab. 1 v článku). Lem nového granátu okolo starého jadra autori neidentifikovali ani chemickými analýzami, čo je tiež v rozpore s doterajším štúdiom eklogitizovaných bazitov s granátom.

Autori zistili, že v študovanej hornine možno pozorovať zhluky klinopyroxénu (Cpx) s plagioklasom (Plg) a Cpx + Hbl (hornblend - druh amfibolu, ktorý majú autori na zreteli, keď používajú túto skratku). Podľa obrázka 2d, e v ich článku je zrejmé, že tieto zhluky sú od granátu oddelené a zhluky sú spolu s Gar v Hbl matrixe. Nevedno, či sú to zhluky staršie alebo mladšie ako granát, ale určite sú staršie ako Hbl matrix, čo je tiež petrografický rozpor v porovnaní so štúdiom iných eklogitov (Banno et al., 1983). Okolo Gar autori opisujú túto petrografickú situáciu: "Granát tvorí centrá zonálnych útvarov, ktoré sú lemované zónou plagioklasu, a to od červených Plg až po úplne sericitizované (Ms) a epidotizované (Ep) typy (obr. 2d). Tie sú zasa bezprostredne lemované modrozelenými až bledozelenými amfibolmi, ktoré spolu s Cpx vyplňujú zvyšok priestoru horniny." Čitateľ môže nadobudnúť dojem, že plagioklas niečo donútilo k tomu, že sa buď sám, alebo pod nátlakom nedokonale rozložil na epidot a sericit". V retrográdne zmenených eklogitoch takéto lemy okolo staršej eklogitovej minerálnej asociácie veľmi často tvorí minerálna zmes - simplektit Plg + Ep + Phg (fengit), ale nijakému petrológovi ani len na um nezíde, že táto simplektitová minerálna asociácia vzniká ako zvyšok rozpadu plagioklasu. Naopak, zo súčasných poznatkov o fázových vzťahoch medzi albitovou a andezínovou molekulou v závislosti od teploty a kryštalizácie epidotu vychodí, že zmes Plg + Ep + Phg kryštalizuje súčasne ako výsledok zmeny P-T podmienok metamorfózy pri kryštalizácii týchto minerálov (Ribbe, 1983).

V petrografickom opise vývoja horniny autori ďalej píšu: "Klinopyroxén tvorí charakteristické simplektitické štruktúry (obr. 2d, e) s Hbl a Plg". Z toho vychodí, že Cpx spolu s Hbl je hlavný minerál tohto simplektitu. Pri rekonštrukcii P-T podmienok metamorfózy je veľmi dôležité vedieť, kedy tieto štruktúry simplektitov Cpx + Hbl vznikli, a preto im treba venovať aj petrologickú pozornosť. Je veľmi nepravdepodobné, že vznikli v amfibolitovej fácii - pri spätnej premene eklogitizovaného bazitu (gabra), ako to autori tvrdia, pretože z objemovej minerálnej a prvkovej bilancie eklogitizovaného bazitu vychodí to, že v retrográdnej premene eklogitu musí hlavne vzniknúť minerálna zmes Plg + Ep + Ms a väčšinou má formu simplektitu. Klinopyroxén, amfibol, chloritoid a iné minerály môžu byť len slabou,

nepodstatnou súčasťou týchto Plg simplektitov, ale nikdy nie ich hlavným minerálom (Banno et al., 1983). Budúcemu petrografickému výskumu by prospelo, keby autori porovnali svoje výbrusy s eklogitizovanými bazitmi iných oblastí na svete (Špicbergy, Japonsko, Tadžikistan a i.) a až potom hodnotili svoje vzorky.

Autori ďalej zistili, že Cpx tvoriaci hlavnú zložku symplektitu v metabazite je diopsid - Ca, Mg pyroxén. Na jeho identifikáciu použili klasifikáciu Morimota et al. (1989). Neviem, či použili pri klasifikácii Cpx analýzy z tab. 1. Tie nereprezentujú diopsid, ktorý teoreticky neobsahuje FeO. Nanajvýš sa dá pripustiť, že diopsid môže obsahovať FeO do 5 % hmot. Analýzy Cpx v tab. 1 (FeO = 9.11 a 9.89 % hmot) reprezentujú salit - Mg, Fe, Ca pyroxén (Berry et al., 1987), ktorý v podmienkach vysokotlakovej metamorfózy nekryštalizuje.

K chemickým analýzam

Petrologická argumentácia je časť článku, ktorá mala poskytnúť predpoklady na interpretáciu, že sa v oblasti Tríbeča zachovali zvyšky vysokotlakovej eklogitovej fácie metamorfózy. Základom akejkoľvek petrológie je petrografický opis horniny, poznanie fázových vzťahov a silikátových reakcií, a hlavne dobrá chemická analýza minerálov. Tab. 1 obsahuje len malú časť analýz z minerálnej asociácie študovanej horniny, čo úroveň práce veľmi znižuje. Autori neuvádzajú, o aké analýzy ide, preto iba predpokladám, že sú to kvantitatívne chemické analýzy urobené na mikroanalyzátore.

Chemizmus 2 granátov s analyzovaným stredom a okrajom ukazuje, že meranie a následné odlíšenie dobrej a zlej analýzy pomocou stechiometrického prepočtu nie je silnou stránkou autorov. Súčet kysličníkov dvoch zo štyroch analýz granátu je nad 101 % hmot, čo vylučuje ich použitie pri petrologickej interpretácii. Prepočet Al v Gar na šesťčetnú a štvorčetnú koordináciu nemá v štruktúre Gar opodstatnenie a ani v texte sa nikde nevyužíva. Naopak tam, kde je nevyhnutné tento výpočet koordinácie Al urobiť, napr. pri analýze chloritu (Chl), chýba. Analýza chloritu obsahuje také prvky vyjadrené ako kysličníky, ktoré mriežka chloritu nemôže viazať. Je to CaO a K_2O. Autori analyzovali zmes dvoch minerálov. Prepočet chloritu urobili na 22 kyslíkoch pravdepodobne preto, že sa takto prepočítavajú aj iné sľudy (biotit, Bt a Ms). Chlorit sa prepočítava na 28 kyslíkov, a to preto, že chlorit má inú väzbu katiónov ako Bt a Ms.

Analýzy Cpx v tab. 1 sú pre petrológa nepoužiteľné. Podľa vzťahu Ca, Mg a Fe ide o Cpx - salit. Ten patrí do skupiny pyroxénov (diopsid, salit, ferosalit, hedenbergit), ktoré z hľadiska obsahu Ca reprezentujú jeho maximálne možnú väzbu v mriežke pyroxénu. To sa musí odraziť v stechiometrickom prepočte tak, že vypočítaná hodnota z chemickej analýzy pre Ca musí mať hodnotu 1, a nie 0.919 alebo 0.804, ako to uvádzajú autori. Analýza Plg-317 je takisto zlá, pretože "stechiometrický súčet Ca + Na (+K) musí byť v plagioklase 1, a nie 0.945 včítane draslíka, ktorého postavenie je v mriežke Plg veľmi problematické. Z 10 analýz v tab. 1 je 6 petrologicky neinterpretovateľných.

Z hodnotenia vychodí, že akákoľvek práca s týmto druhom analýz je ťažká. Dôležité je však to, že takýto stav je v našej petrológii normálny. Urobil som náhodnú štatistiku z niektorých petrologických prác a zistil som, že zo štyroch publikovaných analýz je dobrá iba jedna (prehľad som urobil z týchto prác: Hovorka a Méres, 1990; Méres a Hovorka, 1989; Spišiak a Hovorka, 1985; Hovorka a Spišiak, 1981; Korikovsky et al., 1991; Faryad, 1991a, b, c, d). Je zrejmé, že keď sa publikujú zlé analýzy, nemôže byť dobrá ani interpretácia, čo má aj iné nepríjemné dôsledky. Slovenské petrologické práce sú vo svete nečitateľné, a to sa musí odstrániť v prvom rade. Treba si uvedomiť, že bez rozlíšenia dobrej analýzy od zlej, petrológiu robiť nemožno.

K petrologickej rekonštrukcii

Autori článku interpretovali zistené výsledky nasledujúco. Tvrdia, že hornina prekonala tieto štádiá:

1. štádium vývoja horniny. Protolitová hornina (gabro) mala túto predpokladanú minerálnu asociáciu: Plg + Cpx + Opx + Hbl + Ilm (ilmenit). Podľa autorov sa z tohto štádia zachovali relikty holokryštalických všesmerných textúr intruzív. Veľmi ťažko si možno predstaviť, že by už P-T podmienky eklogitovej fácie metamorfózy (2. štádium vývoja horniny) dokonale neprepracovali gabro textúrne a štruktúrne, keď eklogitizácia dokonale prepracovala pôvodnú minerálnu asociáciu. Autori by si mali uvedomiť, že v elogitovej fácii je tlak od 10 - 30 kbar a teplota cca 500 - 800 °C a že všetky reakcie prebiehajú v plastickom stave horniny, keď sú určité pôvodné štruktúry kryštalizácie minerálov zotreté. Navyše po tomto štádiu nasledujú ešte ďalšie dve štádiá, ktoré podľa autorov horninu tak významne menia, že sa z procesu eklogitizácie zachovali len relikty eklogitov v podobe asociácie Gar + Rtl (rutil).

2. štádium vývoja horniny. Autori tvrdia, že v tomto štádiu bol bazit (gabro-magmatická hornina "so zachovanými reliktami textúr intruzív") metamorfovaný v podmienkach eklogitovej fácie za vzniku eklogitového gabra (eklogitu, eklogitovej horniny), keď toto štádium reprezentuje asociácia omfacit (Omf) + Gar + Hbl + Rtl

+ (± Plg). Hornina si zachovala masívnu stavbu a predpokladajú, že sa z tejto minerálnej asociácie zachoval len Gar a Rtl. Omfacit v nijakej forme nezistili. Je veľkou chybou práce, že autori nenapísali chemické reakcie, podľa ktorých by sa z 1. štádia pod vplyvom extrémnych P-T podmienok podarilo "vyrobiť" minerálnu asociáciu 2. štádia - eklogit. Preto sa zamýšľam, či je vôbec možné, aby sa z danej "gabroidnej" minerálnej asociácie mohla vyvinúť "eklogitová" asociácia, keď nevieme, aký Cpx a Opx majú autori na mysli v 1. štádiu. Až v eklogitovej asociácii predpokladajú vznik Ca, Na pyroxénu - omfacitu. Z toho usudzujem, že si úlohu Na vo vysokotlakovej metamorfóze čiastočne uvedomujú. Prítomnosť tohto prvku vo väčšine uvedených silikátov sa v súčasnosti pokladá za indikátor uplatnenia sa vysokotlakových podmienok pri ich kryštalizácii (Banno et al., 1983; Takasu, 1989;Hirajima a Banno, 1989; Klápová, 1990; Nozaka, 1990; Otsuki a Banno, 1990, a i., ale aj Hovorka a Méres, 1989). Ako však "vybrať" Na z bližšie neurčeného Cpx a Opx 1. štádia a "vtlačiť" ho do Omf a Hbl eklogitovej asociácie, keď sa zachovali všesmerné holokryštalické relikty textúr intruzívneho bazitu. To je petrografická, ale predovšetkým petrologická hádanka, ktorá sa nijako nedá vysvetliť rekryštalizáciou horniny v eklogitovej fácii metamorfózy.

Petrológa zarazí, že v 2. štádiu autori uvažujú o vzniku hornblendu (Hbl, takú skratku autori používajú). Je viac než isté, že pri eklogitizácii bazitu by Hbl vznikal len v malom množstve, oveľa významnejší by bol podiel "Na amfibolov" (crossit až glaukofán). Relikty týchto minerálov by sa určite zachovali a ich minerálne zrná by mali zonálnu distribúciu prvkov. Ak v tomto štádiu premeny horniny počítame len so vznikom Hbl, isto by obsahoval Na_2O okolo 3 - 4 % hmot ako znak toho, že vznikal spolu s Omf za vysokého tlaku v eklogitovej fácii (Banno et al., 1983). Ani následná premena horniny, o ktorej autori uvažujú v 3. štádiu, by na tom nič nezmenila, pretože aj v tejto premene sa uplatnili vysokotlakové a vysokoteplotné podmienky amfibolitovej fácie (P = 10 kbar, T = 600 °C) a aj pri takýchto P-T podmienkach vznikajú Na amfiboly (Otsuki a Banno, 1990). Analýza Hbl v tab. 1 obsahuje len 1.56 % hmot Na_2O, čo isto neindikuje vysoký tlak, skôr naopak.

Ťažko je tiež vysvetliť, ako "eklogitizáciou" z ilmenitu 1. štádia vznikol rutil. Podľa obr. 2f je Rtl vo vnútri Ilm. Fotografia chce asi prezentovať, aký je vzťah medzi týmito minerálmi, lenže to, čo je tam vyfotografované, nie je vzťah Ilm - Rtl. Rutil je pri štúdiu v prechádzajúcom svetle nepriehľadný - opakový minerál takisto ako ilmenit, a tak to, čo je na fotografii označené ako Rtl, skôr patrí do skupiny karbonátov ako medzi opakové minerály. Chemická analýza by isto pomohla tento jav vysvetliť. Z petrologického pohľadu je veľmi, veľmi problematické urobiť z ilmenitu rutil. Totiž nahrádzanie Ti za Fe (Fe^{3+}) a naopak je v mriežke týchto kysličníkov prísne obmedzené a vždy kontrolované obsahom Mn (Rumble, 1976).

A tak je tu po petrografickom opise ďalší, a to veľmi podstatný problém, ako chemickými reakciami "vyrobiť" z bazitu eklogit podľa predstavy autorov článku.

3. štádium vývoja horniny. V tomto štádiu bol horninový (eklogitový) produkt metamorfovaný v podmienkach amfibolitovej fácie, t. j. hornina bola v porovnaní s 2. štádiom metamorfovaná v retrográdnych P-T podmienkach. Z eklogitu vznikla táto minerálna asociácia: (Hbl + Plg) + (Cpx + Plg) + (Cpx + Hbl) + Hbl + Ilm 2. ± (Bt). Autori tvrdia, že z eklogitu sa zachoval stabilný Gar a Rtl. Nič však nebráni tomu, aby sa z 1. štádia nezachoval stabilný ilmenit. Autori ďalej píšu, že pre amfibolitovú fáciu je charakteristický vznik symplektitov (Cpx + Plg), (Cpx + Hbl) a (Hbl + Plg) a že ich vznik je "typická amfibolizácia horniny". Skôr je to hornblendizácia horniny, pretože v doterajších štádiách neuvažujú s iným amfibolom, ako je Hbl. Amfibolizácia je podľa autorov podmienená "hydratáciou" suchých minerálov predchádzajúceho štádia - klinopyroxénov - za vzniku amfibolov (tab. 1 v ich článku). S touto predstavou možno súhlasiť. Je na to dosť príkladov zo štúdia eklogitov iných oblastí. Ako však vysvetliť, že vo všetkých prvých troch štádiách vývoja horniny vznikol vždy len Hbl a vznikol v každom štádiu od magmatického cez eklogitové až po amfibolitové štádium. Z tejto ich predstavy vychodí, že Hbl je stabilný od magmatického štádia. Ťažko petrologicky zdôvodniť, prečo by sa mal Hbl trikrát meniť sám na seba prakticky v tej istej minerálnej asociácii. Okrem toho je Hbl v doteraz diskutovaných štádiách jediným minerálom, ktorý viaže vodu (obsahuje 2 - 3 % hmot H_2O). Ináč povedané, ani v eklogitovej fácii sme sa chemicky viazanej vody nezbavili, a tak je ťažko hydratovať metabazit v amfibolitovej fácii metamorfózy, pretože voda je tam prítomná ešte z magmatického štádia v mriežke Hbl alebo aj iných amfibolov.

Petrologicky ťažko zdôvodniť, prečo pri hydratácii eklogitu tohto typu nevznikol simplektit plagioklas (Plg) + epidot (Ep) + phengit (Phn). Je to typická a hlavná minerálna asociácia, ktorú v takomto type retrográdnej premeny eklogitu zistil Banno et al. (1983). Klápová (1990) a o tomto symplektite píše aj Hovorka a Méres (1989). Ťažko vysvetliť aj to, prečo v tomto štádiu nevznikli zonálne amfiboly.

4. štádium vývoja horniny. V ňom podľa autorov vznikla minerálna asociácia Ms + Chl + Ab + Act + Tit

+ Ep ± Qtz. Ide o chloritovú zónu premeny študovanej horniny. Opäť škoda, že autori z tejto minerálnej asociácie analyzovali len chlorit. Určite by im to pomohlo napísať metamorfné reakcie, ktoré v ich článku veľmi chýbajú. A tak sa bez akejkoľvek petrologickej kontroly, len z petrografického opisu možno dozvedieť také závažné zistenia ako: "Po živcoch sa často zachovávajú iba tabuľkovité prierezy vyplnené submikroskopickým agregátom minerálov epidotitovej skupiny, albitu, muskovitu a kremeňa". Keď je to tak, potom je nevyhnutné vysvetliť, ako vznikol rozpadom živca (asi plagioklasu), ktorý má podľa analýzy okolo 6 % hmot CaO (tab. 1), epidot s cca 23 % hmot CaO tak, že ten spolu so zmesou Qtz + Ab + Ms vyplnil pôvodnú oblasť rozloženého Plg bez migrácie alebo prínosu prvkov: Odkiaľ sa zobral draslík pre vznik muskovitu, keď Plg, ktorý autori rozložili, ho neobsahoval ? Ako vysvetliť, že Plg - albit ostal v tom istom priestore pôvodného Plg? Je vôbec možné vytrhnúť len Ca z plagioklasu a vyrobiť z neho epidot a zvyšok, ktorý ostane v pôvodných hraniciach zrna Plg, je albit. Do tejto oblasti sa potom ešte odniekiaľ dostal draslík na výrobu muskovitu. To všetko prezentujú autori bez chemických analýz, bez výpočtu zmeny objemových bilancií minerálov a obsahu prvkov a bez chemických reakcií. Je nevysvetliteľné, ako sa mohli odohrať uvedené chemicko-mineralogické procesy v štyroch štádiách, keď sa zachovali relikty pôvodných holokryštalických všesmerných textúr intruzív magmatitov.

Autori ďalej píšu, že vo 4. štádiu premeny horniny bol Cpx (pravdepodobne ho reprezentuje analýza z tab. 1) epidotizovaný. Toto tvrdenie je opäť podložené len pohľadom do mikroskopu a petrologicky je málo reálne. Petrológa však najviac zarazí tvrdenie, že biotit je chloritizovaný. Keby boli autori napísali, že v mikroskope zistili prerastanie Bt s Chl, nikto by o tom nepochyboval. Z biotitu priamo "vyrobiť" chlorit (chloritizovať biotit) nemožno (Laird in Bailey, 1988; Guidotti in Bailey, 1987). Škoda, že autori vôbec neuvažovali o tom, že niektoré minerály pri metamorfóze vznikajú súčasne. Tento poznatok o metamorfných reakciách by im pomohol pri petrografickom opise študovanej horniny a v neposlednom rade by to prácu sprehľadnilo.

Záver

Údaje, ktoré predkladajú autori príspevku, o ktorom diskutujeme, vôbec nesvedčia o tom, že bazit bol prepracovaný vo vysokotlakových podmienkach metamorfózy, skôr naopak.

Pri štúdiu príspevku možno konštatovať, že autori opísali bazit, ktorý bol metamorfovaný v P-T podmienkach nízkotlakovej až strednotlakovej metamorfózy, keď jej teplota dosiahla cca 600 ^{O}C, pričom metamorfný systém bol z hľadiska stavu fluidnej fázy otvorený. Horninu možno nazvať klinopyroxenicko-granatickým amfibolitom.

Čo ma k tomu vedie:

1. V publikovaných analýzach niet evidencie o tom, že "Na, Ca, Fe, Mg - eklogitový systém" v metabazite kryštalizoval. Cpx, Hbl majú veľmi nízky obsah Na_2O aj v tom prípade, že sa považujú za minerály, ktoré vznikajú po eklogitovom štádiu premeny metabazitu.

2. Existencia Ca, Mg, Fe pyroxénu (salit) spolu s hornblendom a aktinolitom ± plagioklas je výsledkom metamorfných reakcií, ktoré všeobecne prebiehajú v nízkotlakovej metamorfóze na hranici amfibolitovej fácie až amfibolitovej fácie, keď silikátový systém obsahuje nadmerné množstvo Ca. Často je takáto situácia opísaná v metabazite z kontaktu vápenca a bazitu, ktoré sú spolu metamorfované (skarn, napr. Miyashiro, 1958, in Rock forming minerals). Vzťah Al (4) a Al (6) v publikovanom hornblende to plne potvrdzuje (tab. 1).

3. Všetky chemické analýzy, ktoré sú v tab. 1, priamo indikujú, že Ca a nie Na + (Mg + Fe + Ca) malo najväčší význam pri vzniku silikátov. Navyše vznik titanitu a X minerálu (kalcit?), ktorý je označený ako Rtl na obr. 2f, priamo indikuje, že Ca malo veľký význam aj pri kryštalizácii minerálov Ti - Ca - Al systému (titanit). A tie väčšinou kryštalizujú v otvorenom systéme pre fluidnú fázu. V eklogitovej fácii kryštalizujú silikáty v uzavretom systéme pre fluidnú fázu. Titanit je starší ako Hbl matrix, a tak musel kryštalizovať po vzniku minerálu, ktorý sa označuje ako Rtl (obr. 2f), t. j. niekde na konci 2. štádia premeny metabazitu.

4. Neprítomnosť Na v mriežke Cpx a v Hbl prakticky vylučuje možnosť uvažovať o rekonštrukcii vysokotlakovej metamorfózy v metabazite Tríbeča. Na vysvetlenie minerálnej asociácie v metabazite treba hľadať iný, menej senzačný model. Nový model však musí vychádzať z presných analýz, z poznania fázových vzťahov a reakcií v silikátovom a kysličníkovom matrixe metamorfózy.

ODPOVEĎ AUTOROV

D. HOVORKA a Š. MÉRES
Prírodovedecká fakulta UK Mlynská dolina,
842 15 Bratislava

Diskusný príspevok M. Radvanca, možno rozsahom a hĺbkou kritickej analýzy považovať za "originálnu" rein-

terpretáciu údajov a záverov našej práce Klinopyroxenicko-granatické metabazity Tríbeča (Mineralia slovaca, 22, 1990, s. 533 - 538). M. Radvanec pokladá petrografickú charakteristiku v tejto práci za nesprávnu, chemické analýzy minerálov za nepresné, zlé a tým aj petrologickú rekonštrukciu za nesprávnu a celkove hodnotí prácu ako nečitateľnú v "odbornom svete". Lenže takýto názor mu nebráni v tom, aby naše údaje sprostredkovane použil pri svojej reinterpretácii našich záverov. Je pravda, že údaje z našej práce použil až po príslušnej "úprave" na základe svojho subjektívneho názoru, bez priameho osobného štúdia hornín, o ktorých sa diskutuje, a bez následnej konfrontácie vlastných zistení s poznatkami uvedenými v našej práci. M. Radvanec - zrejme vďaka svojim hlbokým teoretickým poznatkom a praktickým skúsenostiam z petrológie metamorfovaných hornín - nemá obavu z toho, že sa mu môže stať to, čo vytýka nám, že zo zlých údajov nemožno robiť petrológiu.

Časť aspektov diskusie má nepochybne racionálne jadro (chýbajúce chemické reakcie, zmeny objemových bilancií minerálov v jednotlivých štádiách vývoja horniny). Naším cieľom v tomto štádiu výskumu nebolo podať vyčerpávajúcu petrologickú rekonštrukciu. Dôvodom bol nedostatok všetkých potrebných údajov, zložitosť problému, a najmä výskyt podobných horninových telies aj v iných jadrových horstvách, s ktorými doterajšie údaje v súčasnosti korelujeme. Cieľom autorov bolo upozorniť v práci na to, že sa príslušný typ hornín v Tríbeči vyskytuje, stručne a výstižne tieto horniny petrograficky charakterizovať a korelovať získané údaje s poznatkami o podobných horninových typoch a ich geologickej pozícii v okolitých geologických jednotkách (zámerne nie so Špicbergami, Japonskom, Tadžikistanom ...). Na záver práce sme si dovolili ako výsledok súhrnu týchto údajov predložiť našu interpretáciu genézy diskutovaných hornín. O tom, že sme takto postavený cieľ splnili, svedčí aj táto diskusia.

Ďalej chceme upozorniť na to, že M. Radvanec vo svojom príspevku často diskutuje o našich formuláciách a argumentoch vytrhnutých zo širších súvislostí. Konkrétne stanovisko z našej strany k väčšine z pripomienok by viedlo iba k opakovaniu zistení uvedených v práci, preto sa tomu nevenujeme a odkazujeme odbornú verejnosť na priamu konfrontáciu diskusného príspevku M. Radvanca s našou prácou. Nerozvádzame ani tie jeho námietky a rečnícke otázky, ktoré sa vysvetľujú študentom nižších ročníkov geologického štúdia.

Na záver ďakujeme M. Radvancovi za námety a vítame fakt, že sa v našej odbornej literatúre uplatňuje diskusia o otvorených a nejednoznačne riešených problémoch.

AKTIVITA SGS

Konferencia Geológia a životné prostredia

Interdisciplinárna konferencia Geológia a životné prostredie sa uskutočnila 1. - 3. októbra 1991 na Donovaloch pod záštitou ministra Ivana Tirpáka, predsedu SKŽP.

Na príprave konferencie sa zúčastnili: banskobystrická pobočka Slovenskej geologickej spoločnosti SAV, banskobystrické pracovisko Geologického ústavu SAV, pobočka Slovenskej banskej spoločnosti pri š. p. Geologický prieskum a Geologický prieskum GO Banská Bystrica.

Za účasti 95 špecialistov najrôznejšieho profesiového zamerania z vedeckovýskumných inštitúcií, vysokých škôl, SAV, pracovísk rezortov geológie, poľnohospodárstva, lesného a vodného hospodárstva, zdravotníctva, chemického priemyslu a súkromných firiem orientovaných na životné prostredie, ako aj zástupcov Slovenskej komisie pre životné prostredie, Ministerstva životného prostredia ČR a jedného zahraničného hosťa (z Moskovskej štátnej univerzity) odznelo v štyroch tematických okruhoch 40 referátov a uskutočnili sa 4 panelové diskusie.

V otváracom príkrove M. Háber poukázal na nevyhnutnosť interdisciplinárneho systémového prístupu k riešeniu ekologickej stability krajiny a na úlohy geologických disciplín pri komplexnom hodnotení krajinnoekologických problémov. Zdôraznil, že zanedbávanie geologického výskumu s ekologickým zameraním môže mať vážne celospoločenské aj medzinárodnopolitické dôsledky a že súčasný vývoj vo svete naznačuje ďalší možný rozvoj geológie predovšetkým vo sfére ochrany a tvorby životného prostredia.

Prvý tematický okruh uviedol predseda Slovenského geologického úradu Ján Burian. Oboznámil účastníkov s koncepciou racionálneho využívania prírodných zdrojov v tvorbe a ochrane životného prostredia Slovenskej republiky, ktorú schválila vláda SR. Rezort SGÚ si v koncepcii stanovil úlohy:

- analyzovať súčasný stav geologických faktorov životného prostredia,
- určiť pôvodný stav a zistiť prírodnú kontamináciu horninového prostredia,
- určiť antropogénne znečistenie a degradáciu životného prostredia,
- vytvoriť predpoklady na zachovanie a racionálne využívanie hodnôt geologického prostredia,
- systematické poznávať a prehlbovať poznatky o geologickom prostredí (prognózy surovinových zdrojov, zdrojov podzemných vôd a pod.),
- zabezpečiť systém účinnej prevencie v geologickom prostredí pred nežiadúcimi dôsledkami ľudských aktivít a využitia geologických poznatkov pri odstraňovaní vzniknutých škôd a havárií v geologickom prostredí.

Druhý tematický okruh zahŕňal referáty a diskusné

príspevky zaoberajúce sa problematikou geogénnej a antropickej záťaže abiotických aj biotických zložiek krajiny: I. Túnyi a E. Čajági: Geomagnetické anomálie a životné prostredie, P. Langer: Jód v našom prostredí a hromadné ochorenia štítnej žľazy na Slovensku, J. Michalko a P. Malík: Úloha geológie pri ochrane zdrojov pitných a termominerálnych vôd, I. Modlitba, V. Jánová a M. Ondrášik: Štúdium vlastností hornín ako faktora životného prostredia na príklade Turčianskej kotliny, V. Blecha a J. Dohnal: Aplikace gravimetrie a geoelektriky při ochraně vodního zdroje u Nového Města nad Metují, S. Rapant a V. Dovina: Zmeny chemického zloženia podzemných vôd mezozoika Chočských vrchov, A. Mihálik: Imput niektorých prvkov dažďovou a snehovou vodou do lesných ekosystémov, M. Šuchová: Využitie hydrochemických metód prieskumu pri preventívnej ochrane prírodných vôd, J. Pazourek: Ochrana podzemních vod v okolí s. p. Slovnaft, I. Marušiak: Slovensko - mapa izolínií antropogénnej Hg, Š. Káčer a A. Panáček: Výsledky pôdnej prospekcie v širšom okolí Banskej Štiavnice, J. Duda: Využití regionální šlichové prospekce k posouzení znečištění vodních toku, B. Bezvodová: Limity pro těžké kovy v pudě a jejich vztah k zonálnosti pudního profilu, M. Tomášek: Funkce pedologie v ochraně a tvorbě životního prostředí, Z. Boháček, J. Borkovcová, J. Horák, M. Strnad, J. Toul a M. Sáňka: Kontaminace pud v intravilánu města Brna polycyklickými aromatickými uhlovodíky a olovem, V. Banásová a Z. Holub: Rastlinstvo v oblastiach ťažby rúd, D. Kubíny: Vplyv geologického substrátu na les, I. Križáni, J. Šteffek a D. Zieglerová: Ekologické problémy Štiavnických vrchov vo vzťahu k banskej činnosti.

Tretí tematický okruh bol zameraný na metodiku zostavovania máp, monitoringu a tvorby databáz pre životné prostredie, M. Adamová: Využití map reaktivity hornin pro životní prostředí, V. Majer: Mapy geochemie povrchových vod v České republice, M. Ďuriš a K. Vrana: Geochemický atlas ČSFR a mapování městských aglomerací, Z. Spišák: Zostavovanie máp inžinierskogeologického rajónovania v mierke 1:50 000, J. Kobza: Poznámky k mapovaniu geofaktorov životného prostredia a tvorbe pôdnych máp Slovenska, K. Vrana a D. Višňovský: Monitoring kvality podzemných vôd na území Slovenska, P. Bláha: Geoštatistika a jej aplikácia pri vyhodnocovaní geologických faktorov ekosystémov, M. Kováčiková: Registrácia skládok a zostavovanie máp vhodnosti geologického prostredia na skládky.

Štvrtý tematický okruh tvorili referáty zaoberajúce sa problematikou racionálneho využívania prírodných zdrojov a zneškodňovania odpadu: M. Bláha a A. Vitásek: Minimalizácia dôsledkov prieskumnej činnosti na ŽP na lokalite Jasenie v Nízkych Tatrách, P. Tupý, J. Michálek a M. Arvenzis: Vplyv banskej činnosti na okolie ložiska Dúbrava v Nízkych Tatrách, Z. Hroncová: Perspektíva stredoslovenských ložísk zeolitov vo sfére ochrany životného prostredia, D. Blaško: Ekologické spôsoby využitia uhlia, P. Novotný: Geologické aspekty ukládání radioaktivních odpadu, G. Kačura a J. Burda: Hydrogeologické aspekty a možnosti využití dulních prostor, P. Sulovský: Aplikace elektronové mikroskopie v životním prostředí na příkladě studia elektrárenských popílku, M. Hrabčák a S. Hrabčák: Niektoré praktické výsledky riešenia ekologických problémov, V. I. Sergejev: Prirodzené a umelé bariéry proti znečisťovaniu geologického prostredia, M. Tomášek: Novotvorba pud na pozemcích devastovaných dulní a energetickou činností v SHP, Z. Holub, V. Banásová a I. Križáni: Vplyv acidifikácie pôdy na rastlinstvo v oblasti ťažby hydrokvarcitu - Šobov.

Väčšina prednášok je publikovaná v zborníku konferencie. Z referátov a bohatej vecnej diskusie vyplynuli závery:

1. Jednoznačne sa preukázala užitočnosť usporadúvať interdisciplinárne koncipované konferencie o tvorbe a ochrane životného prostredia. Účastníci konferencie preto odporúčajú vedeckým a vedecko-technickým spoločnostiam, ako aj orgánom štátnej správy, životného prostredia v ČSFR zlepšovať vzájomnú informovanosť o organizovaní konferencií, seminárov aj iných akcií monotematického, a najmä interdisciplinárno-regionálneho zamerania republikovaného a federálneho významu.

2. Účastníci konferencie akceptujú a podporujú program racionálneho využívania prírodných zdrojov v tvorbe a ochrane životného prostredia SR schválený vládou Slovenskej republiky. Vychádzajúc z tejto koncepcie a celosvetového trendu, odporúčajú preferovať prioritný rozvoj geológie vo sfére ochrany a tvorby životného prostredia ČSFR a upozorňujú, že neracionálne využívanie prírodných zdrojov a znehodnocovanie horninového prostredia ako celku - vrátane podzemných vôd - dospelo v ČSFR do kritického stavu.

3. Účastníci konferencie sa stotožňujú s názorom, že geológia je neoddeliteľnou súčasťou komplexného poznania ekologických problémov krajiny, že mnohé problémy pri prognózovaní vývoja a koncipovaní tvorby životného prostredia nemožno bez geológie riešiť a že zanedbávanie geologického výskumu s ekologickým zameraním by malo vážne celospoločenské a medzinárodnopolitické dôsledky. Preto požadujú, aby problematika geologických aspektov ochrany a tvorby životného prostredia bola zakotvená do učebných plánov všetkých edukačných stupňov. Za mimoriadne naliehavé považujú zvýšenie ekologickej gramotnosti technickej inteligencie.

4. Účastníci konferencie pokladajú za odôvodnené upozorniť federálne orgány na nevyhnutnosť venovať veľkú pozornosť a finančnú podporu tým úlohám a cieľom geológie, ktoré majú federálny až medzinárodný význam, aby sa mohli v oboch republikách realizovať urýchlene synchrónne a podľa jednotnej metodiky (napr. Geochemický atlas ČSFR, súbor inžinierskogeologických a hydrogeologických máp, súbor máp geologických faktorov životného prostredia, vypracovanie noriem na limitný obsah škodlivín v pôde a vode).

5. Vychádzajúc z prezentovaných poznatkov, účastníci konferencie odporúčajú federálnym a republikovým orgánom:

a) preferovať interdisciplinárne koncipované projekty základného výskumu zamerané na štúdium:

- synergického pôsobenia geogénnej a technogénnej záťaže krajinných zložiek na zdravotný stav obyvateľstva,
- vplyvu antropickej akcelerácie geochemických procesov na celý komplex zložiek krajinného prostredia;

b) podporovať vytváranie neformálnych interdisciplinárnych tímov na riešenie akútnych problémov ekologizácie hospodárstva v oblastiach extrémne poškodených ľudskými aktivitami (napr. v SR oblasť Štiavnické vrchy - Žiarska kotlina - Horná Nitra, v ČR podkrušnohorská oblasť).

M. Háber a I. Križáni

Významné životné jubileum doc. RNDr. Viliama Sitára, CSc.

18. marca 1992 sa dožil šesťdesiatich rokov popredný slovenský paleontológ doc. RNDr. Viliam Sitár, CSc., člen katedry geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK od roku 1956.

Jubilant sa narodil v Bzenici-Záhorčí, okr. Žiar nad Hronom. Stredoškolské štúdiá ukončil maturitou na Gymnáziu v Banskej Bystrici roku 1951. V tom istom roku ho prijali na Prírodovedeckú fakultu UK v Bratislave. Po jej skončení roku 1956 pracoval ako asistent, neskôr ako odborný asistent na katedre geológie a paleontológie. Hodnosť kandidáta vied získal obhajobou dizertačnej práce z fytopaleontológie na PF UK v Prahe roku 1967 pod vedením prof. Němejca. Roku 1973 ho po úspešnej obhajobe habilitačnej práce vymenovali za docenta v odbore paleontológia.

Doc. Sitár sa venuje výskumu fosílnej flóry, najmä vyšších cievnatých rastlín terciéru, mezozoika a čiastočne aj paleozoika. Spočiatku sa orientoval na výskum panónskej flóry okolia Pezinka pomocou peľových analýz. Neskôr študoval makroflóru najmä na základe morfológie listov a tak nadviazal na práce Štúra a Němejca. Významné sú jeho výskumy fosílnej flóry vnútrokarpatských kotlín Slovenska, najmä Turčianskej a Žiarskej kotliny, ale aj z oblasti Hornej Nitry - handlovskej a novácke j uhoľnej panvy, flóry diatomitov z okolia obce Močiar a viacerých lokalít na južnom Slovensku.

Jubilant je veľmi aktívny aj v pedagogickej oblasti. Napísal učebný text zo systematickej paleobotaniky pre študentov geológie, prednáša všeobecnú a systematickú paleontológiu, vedie cvičenia z tejto disciplíny a má z paleontológie aj výberové prednášky.

Na záver si dovoľujeme jubilantovi zaželať do ďalších rokov dobré zdravie, veľa úspechov a pracovaného elánu a poďakovať mu za jeho vedeckú a pedagogickú prácu.

Peter Holec

Mineralia slovaca, 24 (1992) 1 - 2

ERRÁTA

Strana 106:

- v 6. a 5. riadku zdola (vľavo) má byť správny údaj: $^{40}Ar = (27,4406 \pm 0,8147) \cdot 10^{-6}$ Ncc. g^{-1} (volumenometrický)
- v 3. a 2. riadku zdola (vľavo) má byť údaj: $^{40}Ar = 28,6099 \cdot 10^{-6}$ Ncc. g^{-1} (izotopovým riedením)

Page 106:

- correct data should be in the 6th and 5th line from the bottom (left): $^{40}Ar = (27,4406 \pm 0,8147) \cdot 10^{-6}$ Ncc.g^{-1} (volumenometric)
- correct data in the 3rd and 2nd line from the bottom (left): $^{40}Ar = 28,6099 \cdot 10^{-6}$ Ncc. g^{-1} (by isotopic dillution)

MINERALIA SLOVACA MONOGRAPHY

PRE-VARISCAN AND VARISCAN EVENTS IN THE ALPINE - MEDITERRANEAN MOUNTAIN BELTS

Edited by H. W. Flügel, F. P. Sassi and P. Grecula, 1987

The final results of IGCP Project No. 5 are being published in two volumes. The present volume includes a series of regional papers which either focus on different aspects of the pre-Alpine area, or summarize pre-Alpine situations occuring in several areas: (Pre-Carboniferous rocks in the Catalonian coastal range; Pre-Mesozoic events in the Northern Alps; Hercynian plutonism in the Western Alps; Caledonian basement and events in the Eastern Alps; pre-Alpine complexes and metamorphic events in the Eastern Alps; Early and Late Paleozoic sequences and Variscan and Alpine nappe tectonic in the Western and Eastern Carpathians, Balcan region, Caucasus and Pannonian basin; stratigraphy and tectonics of the Ghomorides; correlation between the Alpine segment of the Hellenides, Balcanides and Pontides; pre-Alpine paleomagnetic character of the Alpine-Mediterranean belt). The data discussed in the volume (34 papers) will contribute to better knowledge of the Variscan and pre-Variscan situations within Mediterranean region, and will give a more complete and systematic picture of them.

In English language, 487 p., 189 figs., 33 tabs.

Price: 27 USD include postage

CALCULATION OF STRUCTURE SETTLEMENT BY MEANS OF INFLUENCE QUANTITIES

By B. Groma, 1990

Contents:

- Analysis and principles of standard, classical and modern methods of calculation of structure settlement
- Evoluation of geological, geotechnical and hydrogeological conditions of construction site for calculation of settlement
- Natural state of stress in foundation soil
- Methods of determination of deformation characteristics of foundation soil
- Interaction and relations between structure and foundation soil
- Summary data elaboration for determination of state of stress from surcharge in elastic half-space
- Method of structure settlement calculation by means of influence quantities
- Confrontation of results of settlement calculation determined by various methods

(Book is published in Slovak language with extent English abstract on the 36 pages)

221 p., 43 figs., 24 tabs.

Price: 13 USD

CRUDE OIL, NATURAL GAS AND GEOTHERMAL ENERGY RESOURCES IN EASTERN SLOVAKIA

By R. Rudinec, 1989

Contents:

- Geological characteristics of investigated areas
- Characteristic of single areas from the viewpoint of hydrocarbon geology
  Neogene basin filling
  Pre-Neogene basement
  The Central Carpathian Paleogene and its basement
  The Pieniny Klippen Belt
  The Flysch Belt
- Hydrocarbon deposits of Eastern Slovakia
- Temperature-pressure relations in the investigated areas
- Pressure conditions
- Some general remarks on the deep structure of the West Carpathians and its genetic relations with hydrocarbons
- Forecasts of hydrocarbon occurrence in the view of heat distribution pattern
- Prospective areas for oil and natural gas.

(Book is published in Slovak language with extent English abstract on the 18 pages)

162 p., 37 figs.

Price: 11 USD

Orders and requests for informations should be sent to:

Geoprieskum - Mineralia slovaca
P. O. Box 13, Garbanova l
040 11 Košice, Czecho-Slovakia