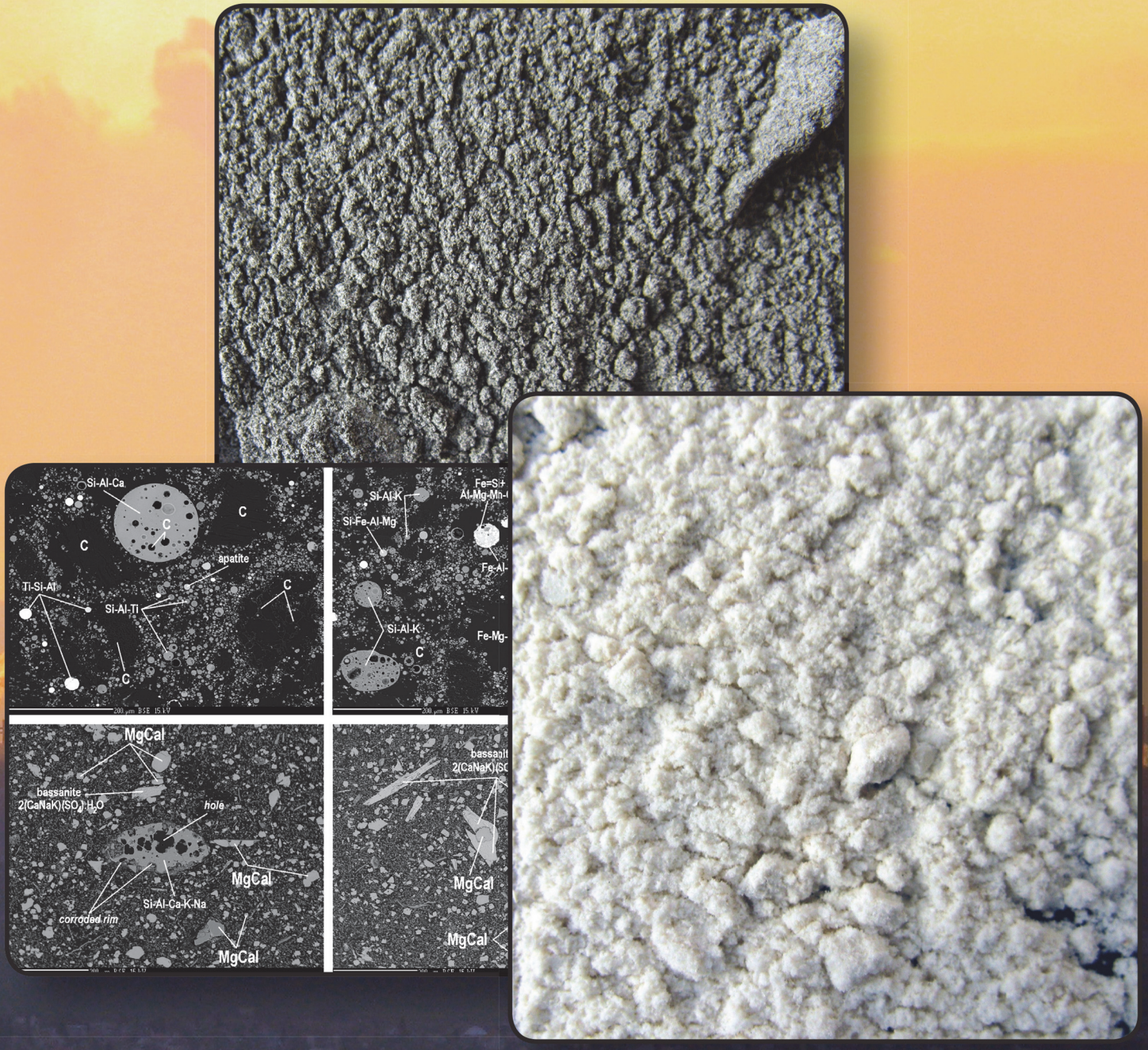
43/2/2011
ISSN 1338-3523
ISSN 0369-2086

Mineralia Slovaca



Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava

PÔVODNÉ ČLÁNKY – ORIGINAL PAPERS

Tuček, Ľ., Radvanec, M., Derco, J., Čechovská, K., Németh, Z. & Šťastný, P.
Stabilization of the fly ash emission after the combustion of black coal by the reaction with H_2O and CO_2: The temperature and pressure conditions and time duration of artificial carbonatization in the experimental study
Stabilizácia emisií popolčeka po spaľovaní čierneho uhlia jeho reakciou s H_2O a CO_2:
Optimalizácia teplotno-tlakových parametrov a dĺžky trvania umelej karbonatizácie 83

Lintnerová, O., Mangová, K., Líška, L. & Špánek, P.
Geochemická charakteristika vývoja pôd na povrchu rekultivovaného odkaliska pri Smolníckej Hute
Geochemical characteristics of the soil evolution on the top of reclaimed tailing impoundment near Smolnícka Huta village (Slovakia) 95

Ondrejka, P., Liščák, P., Pauditš, P. & Papčo, J.
Use of GNSS Technology in Engineering Geology in Slovakia
Aplikácia technológie GNSS v inžinierskej geológii na Slovensku 111

Petro, Ľ., Bóna, J., Kováčik, M., Fussgänger, E., Antonická, B. & Imrich, P.
The Cave under the Spišská hill: Preliminary monitoring results of the block movements
Jaskyňa pod Spišskou – predbežné výsledky monitorovania blokových pohybov 121

Michalík, J. & Vlčko, J.
Genéza strednojurských brekcií v devínskej jednotke Malých Karpát
Genesis of the Middle Jurassic breccias in the Devín Unit of the Malé Karpaty Mts. 129

Majdán, M., Michálek, J. & Galko, I.
Príspevok k poznaniu ortorúl z kontaktu Kremnických vrchov, Starohorských vrchov a Veľkej Fatry
Contribution to the knowledge of orthogneisses from the contact of the Kremnické vrchy Mts., Starohorské vrchy Mts. and Veľká Fatra Mts. (Western Carpathians, Slovakia) 137

Bačová, N.
Makrochemické zloženie minerálnych vôd východoslovenského úseku flyšového pásma Západných Karpát
Macrocomposition of mineral waters in the East Slovakian segment of the Flysch Belt of the Western Carpathians . . . 147

Madarás, J., Pažák, P., Franek, P. & Fojtíková, L.
Tektonická interpretácia zemetrasenia v severnom Maďarsku 29. januára 2011
Tectonic interpretation of the earthquake in Northern Hungary, 29. January 2011 157

OBÁLKA: Znižovanie obsahu CO_2 v emisiách jeho trvalým naviazaním na iné substancie je príspevkom na odstraňovanie príčin globálneho otepľovania. Karbonatizačnou reakciou CO_2 s popolčekom po spaľovaní čierneho uhlia (vzorka na spodnej fotografii) vzniká stabilný karbonátový produkt (fotografia v popredí). V strede: Optimalizácia karbonatizačnej reakcie využívala aj výsledky petrologického výskumu: relikty silikátovej taveniny (amorfné fázy), uhlík, apatit, bassanit a reakciou vzniknuté Mg-karbonáty v odrazených elektrónoch. Problematikou sa zaoberá článok Ľ. Tučeka et al. na s. 83 – 94. Fotografie: Z. Németh a oddelenie elektrónovej mikroanalýzy na ŠGÚDŠ.

COVER: Reduction of CO_2 emissions by its permanent binding to other substances is a contribution in fighting against the global warming. Carbonatization reaction of CO_2 with the fly ash after the combustion of the black coal (sample in the background photo) produces a stable carbonate product (foreground photo). In the middle: Optimization of the carbonatization reaction used also the results of petrological research – BSE images of the relics of silicate melt (amorphous phases), carbon, apatite, bassanite and Mg-carbonates originating by the reaction. This issue is presented in the article by Ľ. Tuček et al. on pp. 83–94. Authors of photographs: Z. Németh and the ŠGÚDŠ Department of Electron Microanalysis.

Fazekaš, J.
Deformačné zmeny kaustobiolitov v procese diagenézy v terciérnych uhoľných ložiskách Hornonitrianskej kotliny
Deformation overprint of caustobioliths during the diagenetic process in the Hornonitrianska kotlina Tertiary coal basin (Slovakia) 163

GeoVestník

Dwornik, M., Kováčová, M., Zahradníková, B., Majka, J., Zahradník, L., Gregáňová, M., Kondela, J., Štrba, Ľ., Vizi, L., Bazarnik, J., Drzymała, M., Duš-Picheta, A. & Maruta, M.
Herlandia 2011. 12th International Conference of Young Geologists. Kamienica, Poland; 28. – 30. April 2011
Herlandia 2011. Medzinárodná konferencia mladých geológov, 12. ročník. Kamienica, Poľská republika; 28. – 30. apríla 2011 171

Ozdínová, S.
Skáčuci šváb *„Skok svaba“* – svetový úspech slovenského paleontológa z Geologického ústavu SAV
The jumping cockroach “Skok svaba” – worldwide succes of the Slovak paleontologist from the Geological Institute SAS 190

Šesták, P.
Trojrozmerné zobrazenie máp paleogeografickej rekonštrukcie ryolitového vulkanizmu obdržalo prestížnu celosvetovú cenu
Three-dimensional visualization of the maps of paleogeographic reconstruction of the rhyolite volcanism has received a prestigious global prize 191

Németh, Z.
Teranológia pre 3. tisícročie. Recenzia publikácie Variscan and Alpine terranes of the Circum-Pannonian Region redaktorov J. Vozár, F. Ebner, A. Vozárová, J. Haas, S. Kovács, M. Sudar, M. Bielik a Cs. Péró
Terranology for the 3rd millennium. Review of the publication Variscan and Alpine terranes of the Circum-Pannonian Region; edited by J. Vozár, F. Ebner, A. Vozárová, J. Haas, S. Kovács, M. Sudar, M. Bielik and Cs. Péró 192

Ružička, P.
Recenzia publikácie M. Gregerovej a kol.: Petroarcheologie keramiky v historické minulosti Moravy a Slezska. Masarykova univerzita, 2010.
Review of the publication M. Gregerová et al.: Petroarcheology of the ceramics in the historical past of Moravia and Silesia. Masaryk University, 2010. 195

Biely, A.
Na 70. narodeniny RNDr. Jána Mella, CSc.
Greetings to 70th birthday of RNDr. Ján Mello, CSc. 196

Tözsér, J.
Za RNDr. Ing. Jánom Burianom, CSc.
The remembrance of RNDr. Ján Burian, CSc. 198

Zlinská A. & Soták, J.
Za RNDr. Jozefom Salajom, DrSc.
The remembrance of RNDr. Jozef Salaj, DrSc. 199

Reháková, D.
Za významným pedagógom, vedcom a propagátorom geológie – profesorom M. Mišíkom
The remembrance of Professor M. Mišík – significant pedagogue, scientist and propagator of geology 208

Zlinská A. & Filo, I.
Za RNDr. Zuzanou Siráňovou, PhD.
The remembrance of RNDr. Zuzana Siráňová, PhD. 213

Malík, P.
Za Ondrejom Frankom – nestorom hydrogeotermálneho výskumu na Slovensku
The remembrance of Ondrej Franko – Nestor of the hydrogeothermal research in Slovakia 214

Mineralia Slovaca, 43 (2011), 83 – 94
Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086

Stabilization of the fly ash emission after the combustion of black coal by the reaction with H_2O and CO_2: The temperature and pressure conditions and time duration of artificial carbonatization in the experimental study

ĽUBOMÍR TUČEK[1], MARTIN RADVANEC[1], JÁN DERCO[1], KATARÍNA ČECHOVSKÁ[1], ZOLTÁN NÉMETH[1] and PAVEL ŠŤASTNÝ[2]

[1]State Geological Institute of Dionýz Štúr, Mlynská dolina 1, SK-817 04 Bratislava, Slovak Republic; lubomir.tucek@geology.sk
[2]Slovak Hydrometeorological Institute, Jeséniová 17, SK-833 15 Bratislava, Slovak Republic

Abstract

The experimental study of artificial carbonatization parameters – temperature, pressure and duration of the reaction of CO_2 with the captured fly ash, being an alkaline residue after the combustion of the black (hard) coal in the thermal power plant, has contributed to stabilization of the piled fly ash, forming calcite and aragonite as the main results of its artificial carbonatization. The liquid mixture (H_2O + CO_2) most effectively reacted with the fly ash at the temperature 22 °C and pressure 5 MPa. The optimal duration of reaction was 2 hours.

The results of experimental study show that components of the fly ash caught by electrostatic separators can be forced to react with CO_2 and to form new carbonates based on $CaCO_3$. During carbonatization process the anhydrite and Ca-rich amorphous phase as the fly ash components were changed to calcite and bassanite. By this way formed carbonates can stabilize the fly ash and to minimize an environmental risk of the waste dumps. Because no additional heat input for the reaction is required, it supports the industrial application of this quick and less energy demanding process of the CO_2 bonding on Ca-rich components of the fly ash. The artificial carbonatization contributes to lowering of the amount of both environmental loads – CO_2 and caught fly ash simultaneously, producing stable carbonates inside the dust. The newly formed carbonates are environmentally friendly and eventually can be further used in the industry, substituting natural ones. Moreover, the necessary amount of CO_2 for the artificial carbonatization can be obtained from the industrial process, producing gas emissions.

Key words: fly ash, CO_2, carbonation, carbonatization, carbonates, optimized reaction, environmental protection

Introduction

Up to 60 % of the CO_2 emissions are produced by the large stationary sources like the heating and power plants, iron and steel plants, refineries and further industrial facilities. Coal is the world´s most abundant and widely used fossil fuel, supplying over one third of the world´s electricity and 23 % of the global primary energy needs (Santosh et al., 2009). It is known that app. 1 kg of CO_2 gets emitted into the environment after the generation of 1 kWh of electrical energy from the coal thermal power plants (Chel, 2009). Besides the gas exhalates containing 5 – 15 vol.% of CO_2, the heating and power plants produce the dumps of fly ash as an additional environmental load.

The environmentally friendly stabilization and/or liquidation of the fly ash as an alkaline residue after the coal combustion is a world-wide problem, too. Being used in the minor amount in the industry of building materials, in road building and geotechnics (Uliasz-Bochenczyk and Mokrzycki, 2006; Uliasz-Bochenczyk and Piotrowski, 2009; Uliasz-Bochenczyk and Cempa, 2010), it mostly requires further processing. Especially, the fly ash with a high-unburned-carbon content represents an increasing problem in quantities produced by the thermal power plants, since it cannot be marketed as a cement extender and, therefore, has to be disposed (Maroto-Valer et al., 2008). The direct further utilization of the fly ash deposited on the dumps is not possible, because its particular types differ by the chemical and mineralogical composition, grain-size, as well as the amount of combustible carbon. Another negative factor of the deposited fly ash is the harmful leachability of the chemical impurities present in the fly ash dumps, e.g. Zn, Cu, Pb, Ni, As, Hg, Cd, Cr, P, Cl, S, SO_4^{2-} from the ash-aqueous suspensions being formed by the rainfalls (l.c.; Uliasz-Bochenczyk, 2010).

Our research aimed to reveal the optimum reaction parameters for the CO_2 most effective reaction with the fly ash produced in the energetic-heating industry, being

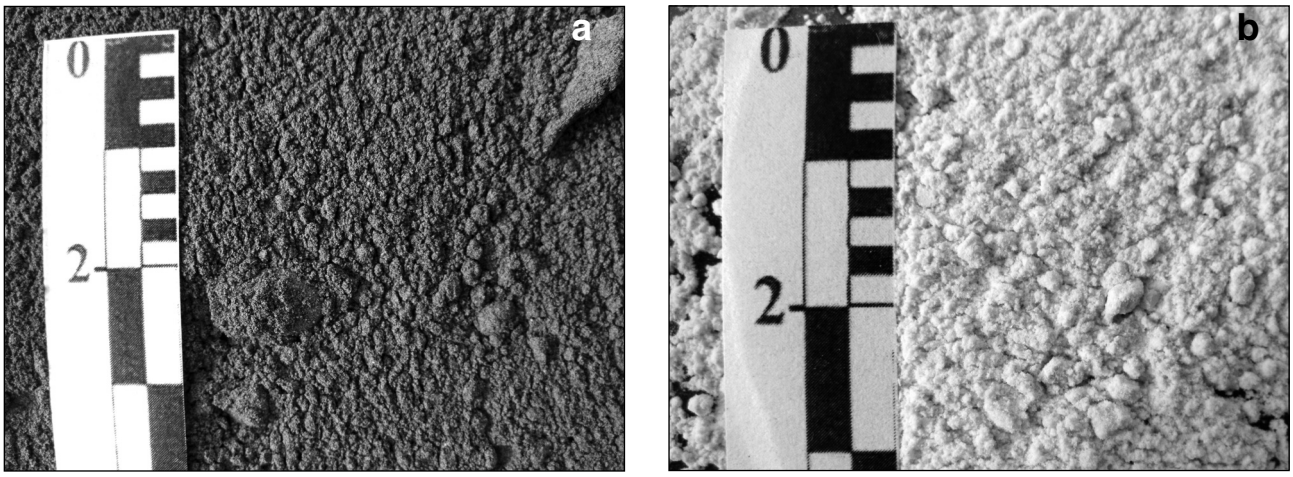


Fig. 1. a – The sample P of the fly ash produced during the black coal combustion and being caught from the fume gases by the electrostatic separator. **b** – Carbonate product P6 produced by the carbonatization and crystallization from the filtrate of the sample P. In both cases the numbered scale is in cm.

captured by an electrostatic separator and deposited on the dumps. The tested fly ash is characterized by the precisely determined mineralogical, chemical and grain-size parameters (Tabs. 1 and 2). By this way both environmental loads would be minimized simultaneously resulting in the origin of the stable carbonates with fixed bound of CO_2 in their lattice.

The carbonatization of silicates in natural conditions is very slow process, and its acceleration requires technological optimizing of principal parameters affecting the reactivity of mineral compounds with CO_2. Following the request of the European Union, until the year 2020 the industrial plants will be obliged to lower their CO_2 emissions by 20 % in comparison to the state in 1990. The optimized methodology, being presented in this article, could be applied for projecting of the technological schemes and realization projects in the model and industrial scales.

Experimental research

The rate of the CO_2 bonding into appropriate substances and formation of the stable products is dependent on mineral and chemical composition of input medium, on activity of its components and purity of CO_2. The next important influencing factors are the granularity and porosity of reacting substances, the activity of their specific surface, the mutual ratio of the solid, liquid and gaseous phases, temperature, CO_2 pressure and the duration of reaction. The conversion is supported by the primary mechanical, thermal, chemical, or physical activation of entering compounds, the pH value of the reacting environment and types of applied agents (additives, reagents, etc.). Regarding the density, resp. viscosity of reacting suspension, the static or dynamic reaction conditions can be alternatively applied. Therefore optimizing of the reaction parameters consisted of identification methods of the input sample and output products and the reactions in the laboratory high pressure reactor at various combinations of the temperature/pressure/time parameters.

The dry fly ash sample P (Fig. 1a) in a total weight 15 kg was taken from the separating device of the fume gases. Despite a low content of CaO in the input sample (1.59 wt.%), being accompanied with the MgO (0.60 wt.%) and FeO (0.58 wt.%), the input sample P was used in reactions in its primary state, i.e. without any further modification or activation – either mechanic, or chemical (cf. Zhang et al., 2004; Arenillas et al., 2005; Lee and Jo, 2008; Majchrzak-Kuceba and Nowak, 2009; Olivares-Marin et al., 2010), or thermal modification (cf. Maroto-Valer et al., 2008). The chemical composition (wt.%) of the primary sample, as well as its grain-composition were determined using 10 sieves (2, 1, 0.5, 0.315, 0.2, 0.1, 0.071, 0.063, 0.045 and 0.02 mm).

The laboratory testing and optimizing of the CO_2 reaction with captured fly ash was done by means of the high pressure reactor PARR 4540 at combinations of three CO_2 pressures (2.5; 5.0 and 7.5 MPa), three temperatures of the reacting environment (22, 35 and 50 °C) and four reaction times (1, 2, 3 and 6 hours). Into the reactor the water suspension of the fly ash with concentration 152 $g \cdot l^{-1}$ was inputted. The dynamic conditions of the reactions of Ca, Mg, resp. Fe components with CO_2 in suspensions were provided by its continual stirring at 300 rpm.

The output products of the CO_2 carbonatization from the high-pressure reactor were tested undivided, as well as divided by the filtration to filtration cakes and filtrates and both compounds were dried at 200 °C.

The input sample, as well as the output products after carbonation, filtration and crystallization were identified by chemical, X-ray and microprobe analyses, targeted on bonding parameters of CO_2 in the originated solid products. Experimental works with the high pressure reactor and all laboratory procedures were performed in the State Geological Institute of Dionýz Štúr (ŠGÚDŠ), laboratories of the Applied Technology of Raw Minerals (ATNS) in Košice. Chemical analyses were performed in the ŠGÚDŠ – Geoanalytical Laboratories (GAL) in Spišská Nová Ves. The content of CO_2 was determined

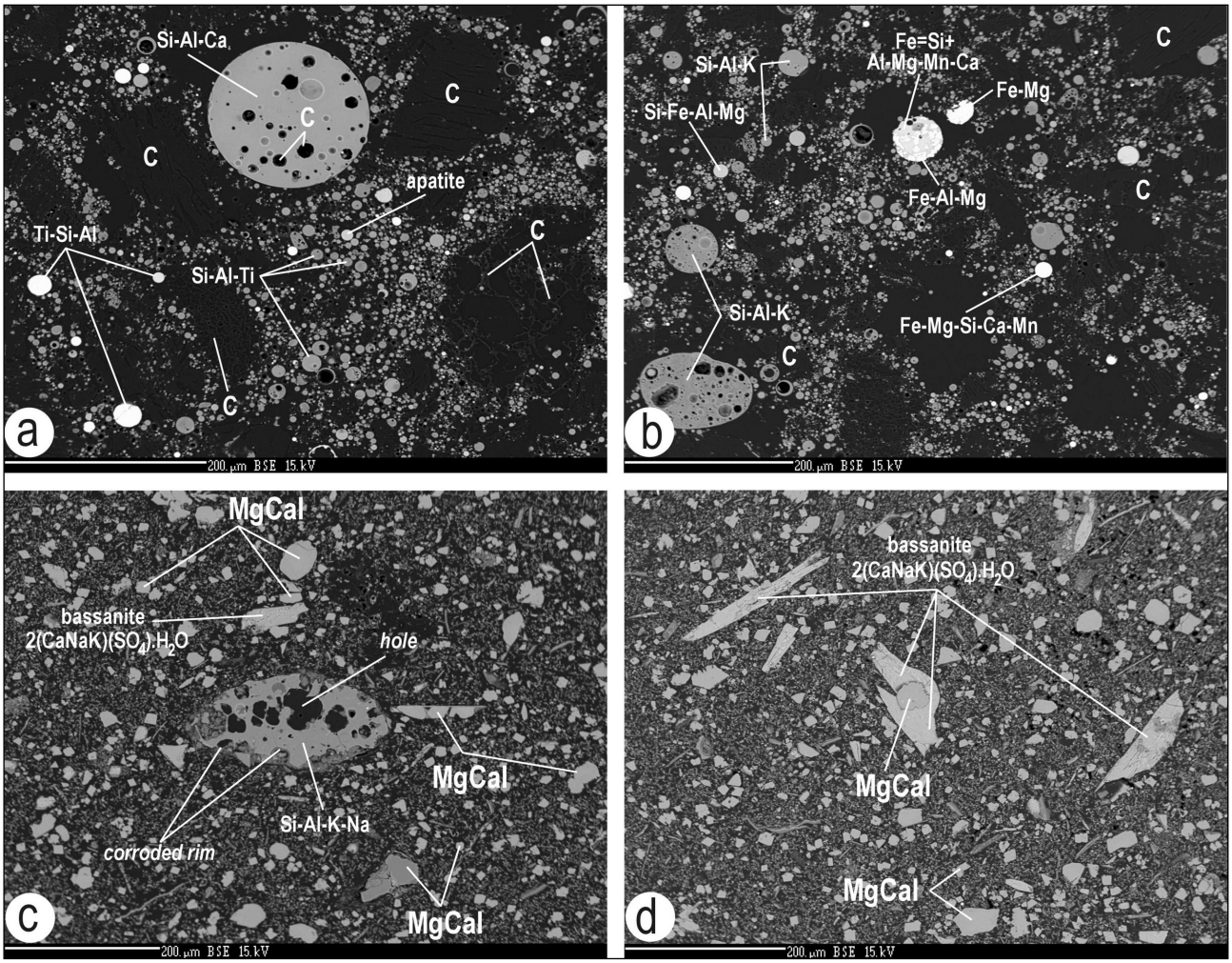


Fig. 2. a – The input fly ash sample P contains the relics of the silicate melt of spheroidal shape, as well as relics of apatite and carbon (C). Elements in the melt relics or in amorphous phases, e.g. Ti-Si-Al are ordered according to the decreasing amount of oxides TiO_2-SiO_2-Al_2O_3 reaching more than 10 wt.%. **b** and **c** – Unreacted relics of the solidified melt – amorphous phases of various chemical composition and the position of carbon-relicts after artificial carbonatization in the filtration cake – contain amorphous phase, e.g. Fe = Si + Al-Mg-Ca. Contents e.g. Al-Mg-Ca are ordered according to the lowered amounts of present elements. The CaO-rich amorphous phase is corroded by the mixture of H_2O and CO_2 and the deliberated Ca from the corroded rim enters to the solution and it is the base cation for crystallization of $CaCO_3$ according to reaction (1). MgCal – Mg-rich calcite and bassanite are product of artifical carbonatization and were caught in the filtration cake – sample P5. **d** – Mg calcite and bassanite as the products of the artificial carbonatization in the sample of precipitate P6. Backscattered electron images.

by the high temperature oxidation and manometry, CaO and MgO were determined by the X-ray fluorescence spectroscopy and FeO volumetric analysis, and the loss by ignition by the gravimetric method. For the computerized X-ray diffraction analyses done in the ŠGÚDŠ – ATNS laboratories the facility DRON – UM 1 with the detection sensitivity of ca 3 % was used at following conditions: radiation CoK_α, Fe-filter, accelerating voltage 30 kV, current intensity 20 mA, time constant T – 2, apertures 2 – 2 and 1 – 0.25, shift of the goniometer arm 2°/min. The semiquantitative and quantitative mineral compositions in the primary sample and carbonation products were determined by the combination of X-ray diffraction using a method of outer standard and mineralogical recomputation from the chemical analyses.

The carbonation products and unreacted residues (filter cakes) were studied by means of the optical microscope and the microprobe Cameca SX 100 in the ŠGÚDŠ Bratislava. The standards used: Ca – wollastonite, Mn – rodonite, Na – albite, K – orthoclase, Cr – chromite. Synthetic compounds were used for determining of Ti, Al, Fe, Mg and BaF_2 for determining of F. The analytic parameters were 15 kV and the beam intensity 5 nA when analysing the carbonates or 20 nA at analysis of silicates and amorphous phases. Analysed area of silicates in the diameter 1 – 7 µm changed in the dependence on the size of mineral or investigated object in thin section. Acid carbonates and carbonates were analysed at 7 – 20 µm. The sensing time for one element was 10 s or 25 s for F. Detection limit for particular elements was lower than 0.05 wt.%, with error ±1-sigma.

Results and discussion

Input sample of the fly ash

The fine-grained fly ash (sample P; Fig. 1a) before artificial carbonation contained 98.3 vol.% of amorphous phase, carbon and minor content of apatite and anhydrite. The maximum calcite-aragonite content was 1.7 wt.%. The amorphous phase of the silicate melt had an oval shape and enclosed relics of carbon, being present also in the matrix of the input sample together with the apatite (Fig. 2a). The spheroidal amorphous silicates in the fly ash indicate the quick cooling of the melt in the fume flying from the combustion chamber towards the electrostatic separators. The amorphous phases have variable contents of SiO_2 (wt.%), Al_2O_3, CaO, FeO, MgO, K_2O, TiO_2 and their chemical composition (p.f.u.) varies among Si-Al-Ca, Si-Al-Ti and Ti-Si-Al. The content of $(OH)^-$ or H_2O in amorphous phases ranges from 1.94 wt.% to 3.89 %.

The chemical and mineral composition of the input captured fly ash sample P are in Tab. 1 and its wet grain-size analysis is in Tab. 2. The very fine-grained sample consists of the prevailing amorphous alumosilicate, silicate and organic phases (in total 98.3 wt.%). The grain-size beneath 1 mm was very high (more than 99.97 %), and even beneath 0.02 mm it reached nearly 50 % (48.35 %). Input pH of the fly ash suspension was 7.0. The precise knowledge of mineralogical, chemical and grain-size parameters of the captured fly ash represents an important input information (Tabs. 1 and 2).

Experimental study and optimizing of the parameters for the carbonate origin by the reaction of captured fly ash with CO_2

The technological parameters of the laboratory tests of CO_2 carbonatization by means of the fly ash sample P (Fig. 1a) are in Tabs. 3 – 7, which unambiguously prove the origin of new carbonate minerals – prevailingly calcite + aragonite (Fig. 1b) from the filtrates, having the carbonate purity in the range from 43.9 to 56.6 wt.% $CaCO_3$. The increase of the weight yields of precipitated products in relation to input sample was in the range from 0.54 to 0.92 %. To demonstrate the origin of carbonates during the first six tests (P1, P4, P7, P10, P13 and P16), the filtration cakes and the precipitates were analysed separately (Tab. 4). Further reactions (P19-P48; Tabs. 3 and 5 – 7) aimed to optimize parameters of the most effective carbonation, and therefore only the undivided products of the reactions at alternating three different temperatures 22, 35 and 50 °C, three different pressure conditions 2.5, 5.0 and 7.5 MPa and 1, 2, 3 and 6 hours durations of reactions were analysed. The qualitative mineral compositions of the fly ash sample and its carbonatized products confirmed by the X-ray diffraction analysis are presented in Tabs. 5 – 7.

The new calcite with the content of $MgCO_3$ molecule has originated from the Ca and Mg cations, being deliberated into suspension from the amorphous phase containing CaO and MgO. The bassanite represents a coexisting and accompanying newly crystallized mineral with calcite. Comparing the input CO_2 balance of 0.76 wt.% in the sample P, and the CO_2 contents in the newly formed carbonatic precipitates min. 19.3 and max. 24.9 wt.% (products of the reactions P6 and P9), the CO_2 is bound (liquidated) in the newly-originated carbonates by 18.54 to 24.14 wt.%, depending on the reaction conditions.

The testing done at laboratory temperature 22 °C in the solution H_2O + CO_2 in the above stated alternating pressure and time parameters is presented in Tabs. 4 and 5. The amorphous phases in the input sample P and the amorphous phases of the sample P5 in the diagram Si+Ti vs. Fe(total)+S+Ca+K+Na+Mn+P+Al indicate a direct substitution trend with an immiscibility gap (Fig. 3). The immiscibility gap in the glass or in a solid solution indicates that there originated a phase with a pseudoordered crystalline lattice (Figs. 2a – c and 3). The relics of amorphous phases were distinguished in two modes: not hydrated and hydrated (Tab. 8). In the case of hydrated amorphous

Tab. 1
Chemical and mineral composition of the input sample of the fly ash P

Chemical composition (wt.%)	
SiO_2	29.90
CaO	1.59
MgO	0.60
FeO	0.58
CO_2	0.76
Al_2O_3	13.30
Fe_2O_3	5.84
SO_3	–
Loss by ignition	46.00
TC	44.40
TOC	44.20
Mineral composition (wt.%)	
calcite + aragonite	1.70
Amorphous phase	98.30
quartz	+
mullite	+

Tab. 2
The wet grain-size analysis of the fly ash sample P

Grain size (mm)	Weight yield (%)		
	Classes	Total residue on the sieve	Through the sieve
1.0 – 2.0	0.03	0.03	99.97
0.5 – 1.0	0.12	0.15	99.85
0.315 – 0.5	0.03	0.18	99.82
0.2 – 0.315	1.73	**1.91**	**98.09**
0.1 – 0.2	20.86	22.77	77.23
0.071 – 0.1	11.25	34.02	65.98
0.063 – 0.071	3.49	37.51	62.49
0.045 – 0.063	5.82	43.33	56.67
0.02 – 0.045	8.32	51.65	48.35
–0.02	48.35	–	–
Total	100.00	–	–

Tab. 3
Qualitative mineral compositions of the fly ash sample and its carbonatized products found by the X-ray diffraction analyses

Sample	Product	Mineral composition (wt.%)
P	Input	Amorphous phase, quartz, mullite?
P1	Undivided product	Amorphous phase, quartz, maghemite?
P2	Filtration cake of P1	Amorphous phase, quartz, maghemite, mullite?
P3	Precipitate of P1	Calcite, siderite?, amorphous phase
P4	Undivided product	Amorphous phase, quartz, maghemite
P5	Filtration cake of P4	Amorphous phase, quartz, maghemite
P6	Precipitate of P4	Calcite, bassanite, amorphous phase
P7	Undivided product	Amorphous phase, quartz, maghemite
P8	Filtration cake of P7	Amorphous phase, quartz
P9	Precipitated of P7	Calcite, aragonite, bassanite
P10	Undivided product	Amorphous phase, quartz, mullite, maghemite
P11	Filtration cake of P10	Amorphous phase, quartz, maghemite, mullite?
P12	Precipitate of P10	Calcite, bassanite
P13	Undivided product	Amorphous phase, quartz, maghemite
P14	Filtration cake of P13	Amorphous phase, quartz, maghemite
P15	Precipitate of P13	Calcite, bassanite
P16	Undivided product	Amorphous phase, maghemite
P17	Filtration cake of P16	Amorphous phase, quartz, maghemite
P18	Precipitate of P16	Calcite, aragonite, bassanite
P19	Undivided product	Calcite, amorphous phase, quartz, maghemite
P20-P21	Undivided products	Amorphous phase, quartz, maghemite
P22	Undivided product	Amorphous phase
P23	Undivided product	Amorphous phase, quartz, maghemite
P24	Undivided product	Amorphous phase, quartz, mullite, maghemite
P25	Undivided product	Amorphous phase, quartz, maghemite
P26	Undivided product	Amorphous phase, quartz, mullite, hematite, maghemite
P27	Undivided product	Amorphous phase, quartz, mullite, maghemite
P28	Undivided product	Amorphous phase, quartz, mullite, hematite, maghemite
P29	Undivided product	Amorphous phase, quartz, mullite, maghemite
P30	Undivided product	Amorphous phase, quartz, mullite, maghemite
P31	Undivided product	Amorphous phase, quartz, mullite
P32-P37	Undivided products	Amorphous phase, quartz, mullite, maghemite
P38	Undivided product	Amorphous phase
P39	Undivided product	Amorphous phase, quartz, mullite, maghemite
P40	Undivided product	Amorphous phase, quartz
P41	Undivided product	Amorphous phase, quartz, mullite, maghemite
P42-P43	Undivided products	Amorphous phase, quartz, maghemite
P44-P45	Undivided products	Amorphous phase, quartz, hematite?, maghemite
P46	Undivided product	Amorphous phase, quartz, maghemite
P47	Undivided product	Amorphous phase, quartz, hematite, maghemite
P48	Undivided product	Amorphous phase, quartz, maghemite

Amorphous phase is formed by Si-Al-... (silicate phase) and Si (quartzy phase)

phase the content of chemically bound water and/or in OH^- group was in the range from 2.06 to 2.41 wt.% (amount of water was estimated as 100 – total in Tab. 8, corresponding to the water content or OH groups in the input sample of the fly ash P (from 1.94 wt.% to 3.89 %).

The product of an artificial carbonatization of the fly ash (P6; Fig. 1b) consists of a mixture of calcite containing $MgCO_3$ molecule and bassanite (Figs. 4, 2c – d). Allotriomorphic grains of Mg calcite are rimmed by bassanite, showing that Mg calcite has crystallized before the bassanite (Fig. 2d). The relation of Mg calcite and bassanite indicates that the crystallization of these minerals has progresses in two stages. Firstly the Mg calcite has crystallized, which Ca and Mg cations were deliberated into the suspension from the amorphous phase with CaO and MgO contents. Later bassanite has continually crystallized, probably originating by the hydratation of anhydrite according to reaction:

$$\underset{\text{Anhydrite}}{CaSO_4} + \underset{\text{Component in amorphous phase}}{CaO + H_2O + CO_2} \xrightarrow{\text{5 MPa, 22 °C, 1 hour}} \underset{\text{Calcite}}{CaCO_3} + \underset{\text{Bassanite}}{CaSO_4 \cdot H_2O} \quad (1)$$

Tab. 4
Laboratory tests of CO_2 reaction with the fly ash sample at temperature **22 °C**, CO_2 pressures 2.5, 5.0, 7.5 MPa and duration of reaction 1 and 2 hours. Table summarizes the results of the first step of our research – proving the origin of carbonates and expressing their amount in wt.%

Sample	Pressure of CO_2 (MPa)	Duration or reaction with CO_2 (Hour)	Product	Gain weight yield (%)	Chemical composition (wt.%) CaO	MgO	FeO	Loss by ign.	CO_2	Mineral composition (wt.%) Calcite + aragonite	Amorphous phase + minor bassanite	Quartz	Mullite	Maghemite
P		Input		–	1.59	0.60	0.58	46.0	0.76	1.7	98.3	+	+	
P2	2.5	1	Filtration cake	–	1.20	0.53	0.87	50.6	3.30	7.5	92.5	+	+	+
P3			Precipitate	**+0.54**					20.6	46.8	53.2			
P5	5.0	1	Filtration cake	–	1.22	0.56	0.73	47.8	3.39	7.7	92.3	+		+
P6			Precipitate	**+0.92**					19.3	**43.9**	56.1			
P8	7.5	1	Filtration cake	–	1.27	0.57	0.58	46.0	3.50	8.0	92.0	+		
P9			Precipitate	+0.80					24.9	**56.6**	43.4			
P11	2.5	2	Filtration cake	–	1.20	0.55	0.44	48.3	3.61	8.2	91.8	+	+	+
P12			Precipitate	+0.76					21.9	49.8	50.2			
P14	5.0	2	Filtration cake	–	1.13	0.54	0.58	51.2	3.90	8.9	91.1	+		+
P15			Precipitate	+0.88					21.7	49.3	50.7			
P17	7.5	2	Filtration cake	–	1.20	0.53	0.58	47.0	3.71	8.4	91.6	+		+
P18			Precipitate	+0.82					23.1	52.5	47.5			

Amorphous phase is formed by the amorphous phase Si-Al-... (alumosilicate), amorphous phase Si (silicate) and organic amorphous phase (TOC). Composition of input sample P is 29.9 % SiO_2; 13.3 % Al_2O_3; 5.84 % $Fe_2O_{3\ tot.}$; 44.4 % TC (total carbon) and 44.2 % TOC (total organic carbon). + accessoric amount of mineral phases. **Samples P 2, 5, 8, 11, 14, 17 represent filtration cakes, samples P 3, 6, 9, 12, 15, 18 represent precipitated carbonates from filtrates. This table represents a detailed information from the Tab. 3 – the undivided sample P1 was separately studied as P2 (cake) and P3 (filtrate), P4 was studied as P5 (cake) and P6 (filtrate), P7 as P8 (cake) and P9 (filtrate), etc. to P16 as P17 (cake) and P18 (filtrate). Further samples P19-P48 were tested as undivided and the research aimed to optimize reaction parameters.**

Tab. 5
Laboratory tests of CO_2 reaction with the fly ash at temperature **22 °C,** CO_2 pressure 2.5, 5.0 and 7.5 MPa and 1, 2, 3 and 6 hours durations of reactions with CO_2

Sample	Pressure CO_2 (MPa)	Duration of reaction with CO_2 (hour)	Gain weight yield (%)	Chemical composition (wt.%) CaO	MgO	FeO	Loss by ign.	CO_2	Mineral composition (wt.%) Calcite + aragonite	Amorphous phase	Quartz	Mullite	Maghemite
P	input	–	–	1.59	0.60	0.58	46.0	0.76	1.7	98.3	+	+	
P1	2.5	1	+0.34	1.67	0.64	0.87	49.2	3.06	7.0	93.0	+		+
P4	5.0	1	+0.64	1.75	0.64	0.29	45.7	3.54	8.0	92.0	+		+
P7	7.5	1	+0.50	1.64	0.59	0.58	48.1	2.58	5.9	94.1	+		+
P10	2.5	2	+0.42	1.61	0.60	0.81	47.7	3.60	8.2	91.8	+	+	+
P13	5.0	2	+0.70	1.69	0.63	0.44	46.7	4.32	9.8	90.2	+		+
P16	7.5	2	+0.54	1.69	0.57	0.44	45.4	4.82	10.9	89.1			+
P19	2.5	3	+0.36	1.66	0.59	0.58	45.9	3.20	7.3	92.7	+		+
P20	5.0	3	+0.52	1.55	0.58	0.73	48.6	2.68	6.1	93.9	+		+
P21	7.5	3	+0.34	1.67	0.60	0.58	47.3	2.81	6.4	93.6	+		+
P22	2.5	6	+0.54	1.60	0.61	0.29	48.9	2.57	5.8	94.2			
P23	5.0	6	+0.44	1.66	0.56	0.29	47.8	2.52	5.7	94.3	+		+
P24	7.5	6	+0.46	1.66	0.57	0.29	49.5	3.93	8.9	91.1	+	+	+

Note: Amorphous phase is formed by Si-Al-... amorphous phase (alumosilicate type), Si amorphous phase (silicate) and organic amorphous phase (TOC). In the input sample P we have further analysed: 29.9 % SiO_2; 13.3 % Al_2O_3; 5.84 % $Fe_2O_{3\ tot.}$; 44.4 % TC (total carbon) and 44.2 % TOC (total organic carbon). + accessoric content of mineral phases. Samples represent undivided reaction products.

Tab. 6
Laboratory tests of CO_2 reaction with the fly ash at temperature **35 °C**, CO_2 pressures 2.5, 5.0 and 7.5 MPa and duration of reactions 1, 2, 3 and 6 hours

Sample	Pressure CO_2 (MPa)	Duration of reaction with CO_2 (hour)	Gain weight yield (%)	Chemical composition (wt.%) CaO	MgO	FeO	Loss by ign.	CO_2	Mineral composition (wt.%) Calcite + aragonite	Amorphous phase	Quartz	Mullite	Maghemite (Hematite?)
P	input	–	–	1.59	0.60	0.58	46.0	0.76	1.7	98.3	+	+	
P25	2.5	1	+0.24	1.59	0.58	0.58	46.8	3.46	7.9	92.1	+		+
P26	5.0	1	+0.38	1.60	0.63	0.58	46.6	3.71	8.4	91.6	+	+	+ ?
P27	7.5	1	+0.26	1.56	0.60	0.58	45.2	3.06	7.0	93.0	+	+	+
P28	2.5	2	+0.28	1.63	0.66	0.44	45.2	4.30	9.8	90.2	+	+	+ ?
P29	5.0	2	+0.34	1.56	0.57	0.44	47.7	4.32	9.8	90.2	+	+	+
P30	7.5	2	+0.32	1.52	0.59	0.58	48.5	4.93	11.2	88.8	+		+
P31	2.5	3	+0.44	1.64	0.62	0.44	46.8	3.95	9.0	91.0	+	+	
P32	5.0	3	+0.58	1.69	0.68	0.87	45.2	4.86	11.0	89.0	+	+	+
P33	7.5	3	+0.48	1.62	0.60	0.58	48.4	3.42	7.8	92.2	+	+	+
P34	2.5	6	+0.40	1.68	0.64	0.44	45.8	4.21	9.6	90.4	+	+	+
P35	5.0	6	+0.42	1.60	0.68	0.67	45.8	3.82	8.7	91.3	+	+	+
P36	7.5	6	+0.42	1.77	0.62	0.44	44.1	3.93	8.9	91.1	+	+	+

Note: Amorphous phase is formed by Si-Al-... amorphous phase (alumosilicate type), Si amorphous phase (silicate) and organic amorphous phase (TOC). In the input sample P we have further analysed: 29.9 % SiO_2; 13.3 % Al_2O_3; 5.84 % $Fe_2O_{3\ tot.}$; 44.4% TC (total carbon) and 44.2 % TOC (total organic carbon). + accessoric content of mineral phases. Samples represent undivided reaction products.

Tab. 7
Laboratory tests of CO_2 reaction with the fly ash sample at temperature **50 °C** and CO_2 pressures 2.5, 5.0 and 7.5 MPa and duration of reactions 1, 2, 3 and 6 hours

Sample	Pressure CO_2 (MPa)	Duration of reaction with CO_2 (hour)	Gain weight yield (%)	Chemical composition (wt.%) CaO	MgO	FeO	Loss by ign.	CO_2	Calcite + aragonite	Mineral composition (wt.%) Amorphous phase	Quartz	Mullite	Maghemite (Hematite?)
P	input	–	–	1.59	0.60	0.58	46.0	0.76	1.7	98.3	+	+	
P37	2.5	1	+0.24	1.73	0.64	0.73	44.5	4.01	9.1	90.9	+	+	+
P38	5.0	1	+0.26	1.72	0.69	1.22	42.7	2.94	6.7	93.3			
P39	7.5	1	+0.34	1.74	0.63	0.64	44.1	2.02	4.6	95.4	+	+	+
P40	2.5	2	+0.38	1.65	0.63	0.87	48.6	3.38	7.7	92.3	+		
P41	5.0	2	+0.32	1.75	0.76	1.16	45.3	2.55	5.8	94.2	+	+	+
P42	7.5	2	+0.34	1.70	0.66	0.58	44.1	2.32	5.3	94.7	+		+
P43	2.5	3	+0.36	1.70	0.61	0.44	45.6	4.12	9.4	90.6	+		+
P44	5.0	3	+0.38	1.62	0.65	0.87	47.0	3.69	8.4	91.6	+		+ ?
P45	7.5	3	+0.32	1.58	0.60	0.87	49.6	3.65	8.3	91.7	+		+ ?
P46	2.5	6	+0.28	1.68	0.64	0.73	47.7	4.25	9.7	90.3	+		+
P47	5.0	6	+0.44	1.65	0.59	1.16	49.3	3.79	8.6	91.4	+		+ ?
P48	7.5	6	+0.42	1.49	0.51	0.87	51.2	3.72	8.5	91.5	+		+

Note: Amorphous phase is formed by Si-Al-... amorphous phase (alumosilicate type), Si amorphous phase (silicate) and organic amorphous phase (TOC). In the input sample P we have further analysed: 29.9 % SiO_2; 13.3 % Al_2O_3; 5.84 % $Fe_2O_{3\ tot}$; 44.4 % TC (total carbon) and 44.2 % TOC (total organic carbon). + accessoric content of mineral phases. Samples represent undivided carbonation products.

Fig. 3. Relation of the Si+Ti pfu content vs. Fe(total)+S+Ca+K+Na+Mn+P+Al pfu content in the amorphous phase of solidified melt and in bassanite and apatite from the fly ash. Amorphous phase has variable composition. Chemical analyses of amorphous phases are recomputed on O = 100. Samples: P, P5 and P6.

Fig. 4. Chemical classification of calcite with the $MgCO_3$ content in the diagram $MgCO_3$-$FeCO_3$-$CaCO_3$. The originated carbonate is a product of artificial carbonatization of the fly ash after the combustion of the black coal. Sample P6.

Tab. 9
Representative analyses of newly formed Mg-calcite in the precipitate P6

Mineral	MgCal	MgCal
FeO	0.030	0
MnO	0	0
MgO	1.430	1.970
CaO	54.170	53.840
CO_2	44.100	44.410
Sum carb.	99.730	100.220
anion	1.002	1.009
Fe	0	0
Mn	0	0
Mg	0.035	0.048
Ca	0.964	0.951
CO_3	1.002	1.009
$CaCO_3$	96.500	95.200
$MgCO_3$	3.500	4.800
$FeCO_3$	0	0
$MnCO_3$	0	0

Tab. 8
Representative point analyses of amorphous phase in the input sample P and filtration cake P5, as well as bassanite in the precipitate P6

	Input sample					Filtration cake							Precipitate			
Sample	P	P	P	P	P	P-5	P-5	P-5	P-5	P-5	P-5	P-5	P-6	P-6	P-6	P-6
Mineral	Amorph. p	Amorph. p	Amorph. p	Amorph. p	Amorph. p	Amorph. p	Amorph. p	Amorph. p	Amorph. p	Amorph. p	Amorph. p	Amorph. p	Bassanite	Bassanite	Bassanite	Bassanite
F	0	0	0	0.170	0	0	0	0	0	0.030	0.260	0.260	0	0	0	0
Na_2O	0.120	0.070	1.020	0.020	0	0.340	0.570	0.400	0.280	0.030	0	0	2.280	2.050	0.390	2.420
SiO_2	54.980	15.190	53.370	5.840	3.940	76.280	66.710	48.080	84.010	36.070	0.290	1.300	0.020	0.040	0.060	0.590
Al_2O_3	38.510	6.150	30.380	3.620	2.410	15.160	24.090	13.130	11.440	11.700	21.380	1.460	0	0.040	0	0
MgO	0.110	0.340	0.770	3.390	0.090	1.100	0.700	4.130	0.240	3.830	2.970	2.190	0.080	0.040	0.070	0.040
Cl	0	0	0.010	0	0.020	0.010	0.020	0	0	0	0	0	0.010	0	0	0.010
SO_3	0.010	0.030	0.010	0	0.040	0	0	0	0.020	0	0	0	55.030	51.850	54.720	53.290
P_2O_5	0	0.020	0.030	0.190	39.730	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K_2O	0.530	0.740	3.710	0.060	0.050	2.530	3.150	0.790	3.360	0.190	0	0	0.400	0.670	0.080	0.860
CaO	0.140	0.200	0.710	1.200	51.010	0.310	0.510	1.490	0.280	2.180	0.050	0.690	37.760	38.020	39.300	36.790
TiO_2	2.820	72.690	4.510	0.180	0	0.260	0.630	0.390	0.060	0.150	0.070	0.140	0	0.020	0	0
FeO	0.420	1.510	1.530	0	0.720	1.490	1.490	27.540	0.830	0	0	0	0.020	0	0	0.020
MnO	0.010	0.050	0.020	1.490	0.050	0	0.070	0.450	0.090	3.740	1.620	1.830	0	0.080	0.010	0
Cr_2O_3	0.070	0	0.040	0	0	0.010	0	0	0	0.060	0.060	0.040	0	0	0	0
NiO	0	0.040	0	0	0	0.100	0	0	0.010	0	0	0	0.060	0.020	0.050	0
Fe_2O_3	0	0	0	80.160	0	0	0	0	0	41.240	72.570	89.950	0	0	0	0
H_2O	0	0	0	–0.080	–0.010	0	–0.010	0	0	–0.010	–0.120	–0.120	3.900	6.320	3.150	4.160
Total	97.720	97.030	96.110	96.240	98.050	97.590	97.930	96.400	100.620	99.210	99.150	97.740	99.560	99.150	97.830	98.180
O_F_Cl	0	0	0	0.070	0	0	0	0	0	0.010	0.110	0.110	0	0	0	0
O_F	0	0	0	0.070	0	0	0	0	0	0.010	0.110	0.110	0	0	0	0
O_Cl	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
C_{Total}	97.720	97.030	96.110	96.170	98.050	97.590	97.930	96.400	100.620	99.200	99.040	97.630	99.560	99.150	97.830	98.180
Si	29.957	9.908	30.683	6.740	2.596	41.230	36.569	31.627	43.702	23.881	0.230	1.155	0.001	0.002	0.003	0.028
Al	24.711	4.724	20.569	4.920	1.870	9.650	15.552	10.171	7.008	9.123	19.931	1.528	0	0.002	0	0
Ti	1.156	35.663	1.950	0.156	0	0.106	0.260	0.193	0.023	0.075	0.042	0.094	0	0.001	0	0
Fe_3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	20.526	43.185	60.093	0	0	0	0
Fe_2	0.191	0.824	0.736	69.515	0.397	0.674	0.683	15.150	0.361	0	0	0	0.001	0	0	0.001
Cr	0.030	0	0.018	0	0	0.004	0	0	0	0.031	0.038	0.028	0	0	0	0
Mn	0.005	0.028	0.010	1.457	0.028	0	0.033	0.251	0.040	2.097	1.086	1.377	0	0.003	0	0
Mg	0.089	0.331	0.660	5.833	0.088	0.886	0.572	4.050	0.186	3.780	3.505	2.901	0.005	0.003	0.005	0.003
Ca	0.082	0.140	0.437	1.484	36.007	0.180	0.300	1.050	0.156	1.546	0.042	0.657	1.865	1.933	2.004	1.844
Na	0.127	0.089	1.137	0.045	0	0.356	0.606	0.510	0.282	0.039	0	0	0.204	0.189	0.036	0.220
K	0.368	0.616	2.721	0.088	0.042	1.745	2.203	0.663	2.230	0.160	0	0	0.024	0.041	0.005	0.051
P	0	0.011	0.015	0.186	22.160	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
S	0.004	0.015	0.004	0	0.020	0	0	0	0.008	0	0	0	1.902	1.844	1.952	1.869
Ni	0	0.021	0	0	0	0.044	0	0	0.004	0	0	0	0.002	0.001	0.002	0
Cations	56.720	52.370	58.940	90.424	63.208	54.875	56.778	63.665	54	61.258	68.059	67.833	4.004	4.019	4.007	4.016
CF	0	0	0	1.241	0	0	0	0	0	0.126	1.302	1.461	0	0	0	0
CCl	0	0	0.019	0	0.045	0.018	0.037	0	0	0	0	0	0.002	0	0	0.002
OH	0	0	–0.010	–0.620	–0.022	–0.009	–0.019	0	0	–0.063	–0.651	–0.731	1.199	2	1	1.299
O	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	8.300	8.600	8.400	8.300

Data in Tab. 4 confirm that the carbonation of the fly ash sample with subsequent precipitation from the filtrates unambiguously leads to origin of $CaCO_3$ (calcite + aragonite). In the filtration cakes and in undivided products of the carbonation also quartz, mullite, hematite and maghemite occurred in small quantities. The X-ray analysis did not identify the calcite (+aragonite) in the undivided products because they occur in the accessoric to subsidiary amounts, but chemical analyses have confirmed their presence by the determined contents of CO_2.

At the temperature **22 °C**, the highest gain of the weight yield of undivided product **+0.70 %** was obtained with the $CaCO_3$ content **9.8 %** and the increase of the CO_2 bonding in comparison with the input state by **3.56 %** at pressure **5 MPa** and duration of the reaction **2 hours** (test **P13**; Tab. 5).

At temperature **35 °C**, pressure **5 MPa** and the duration of the process **3 hours** the increment of the weight yield of undivided product **+0.58 %** was reached with the $CaCO_3$ content **11.0 %** and the increment of the CO_2 composition in comparison with the input by **4.10 %** (test **P32**; Tab. 6).

At **50 °C** and pressure **5 MPa** and **6 hours** reaction there was reached the highest weight yield of the undivided product **(+0.44 %)** with $CaCO_3$ content **8.6 %** and the increase of the CO_2 in the lattice of newly formed minerals in comparison with the input by **3.03 %** (test **P47**; Tab. 7).

The above stated results indicate that the debugged parameters of the CO_2 reactions with the fly ash P are close and comparable. Therefore the best parameters of the laboratory tests of undivided products are the CO_2 pressure 5 MPa in the duration of reaction 2 hours at laboratory temperature 22 °C (test **P13**), indicating that no heating of the reaction mixture is necessary. Moreover, there was found that an increase of the reaction temperature (22 °C $\rightarrow$ 35 °C $\rightarrow$ 50 °C) has a negative effect, because lowers the weight yields (0.70 % $\rightarrow$ 0.58 % $\rightarrow$ 0.44 %), and there is also a paradox that the prolongation of the reaction time of CO_2 in the suspension (2 $\rightarrow$ 3 $\rightarrow$ 6 hours) also decreases the weight yield. An increase of the temperature and the prolongation of the reaction probably cause the transition of a part of CO_2 from the liquid phase back to gaseous phase, which diminishes its reactivity in comparison with the reactivity of the liquid system $H_2O + CO_2$.

Conclusion

The laboratory optimizing of the CO_2 reaction parameters using the fly ash sample taken from the electrostatic separation device of the flue gases after the combustion of the black (hard) coal in the energetic industry with precisely determined mineralogical, chemical and grain-size parameters has demonstrated that the maximum weight yield of the newly originated carbonates calcite and aragonite (+0.70 % at $CaCO_3$ content 9.8 wt.%) is at the reaction temperature 22 °C, pressure 5 MPa and 2 hours duration of the reaction. It supports the industrial application of this methodology, because it is quick and less energetically demanding than supposed before – no additional heat input for the reaction is necessary. The application of the pressures 5 MPa allows the use of the industrial steel reactors.

The main advantage of the reaction of CO_2 with the appropriate components of the fly ash allows a solid bonding of CO_2 in the structures of newly formed carbonates, which are stable and do not have any negative impact on the nature and living environment. By this way, the methodology contributes to simultaneous lowering of the both harmful products after the combustion of the black (hard) coal – CO_2 and the captured fly ash as an alkaline residue after the combustion.

The artificial carbonatization stabilizes the fly ash owing to $CO_2 + H_2O$ dissolving the anhydrite as well as unstable CaO-rich amorphous phase (reaction 1) and forming the stable bassanite and calcite. The efficiency of the carbonatization is directly related to the occurrence and amount of CaO-rich amorphous phase in the fly ash. Moreover, the effectivity of carbonatization depends on the bonding of sulphur and the amount of anhydrite in the fly ash respectively. The artificial carbonatization effectivity and/or stabilization of the fly ash used in our study are low, but significantly confirm this process. Because only 3 vol.% of anhydrite and CaO-rich amorphous phase were present in the fly ash, the reaction with $H_2O + CO_2$ has produced the limited amount of new bassanite and calcite. The artificial carbonatization effectively stabilizes the dumps of caught fly ash by the fact that the possibility of the reaction it components with the acid rains is lowered.

Tab. 10
Summary of the optimum parameters and obtained results of the CO_2 reaction with the sample of fly ash P

Conditions: p (MPa) t (°C) τ (hour)	Product	Designation of the product	Gain weight yield (%)	CO_2 content (wt.%)	Calcite + aragonite content (wt.%)	pH
–	Input	P	–	0.76	1.7	7
5; 22; 1;	Precipitated	P6	+0.92	19.3	43.9	7 – 8
5; 22; 1;	Filtration cake	P5	–	3.39	7.7	7 – 8
5; 22; 2;	Undivided	P13	+0.70	4.32	9.8	7 – 8

References

Arenillas, A., Smith, K. M., Drage, T. C. & Snape, C. E., 2005: CO_2 capture using some fly ash-derived carbon materials. *Fuel, 84, 17, 2 204 – 2 210.*

Chel, A., 2009: Building integrated renewable energy technologies: Embodied energy, economic analysis and potential of CO_2 emission mitigation. *Int. J. Energy, Environment and Economics, 17, 2 – 3, 185 – 210.*

Lee, K.-M. & Jo, Y.-M., 2008: Adsorption characteristics of chemically modified sorbents for carbon dioxide. *J. Korean Industrial and Engineering Chemistry, 19, 5, 533 – 538.*

Majchrzak-Kuceba, I. & Nowak, W., 2009: Development of fly ash--based sorbent to capture CO_2 from flue gas. *Proceedings of the 20th International Conference on Fluidized Bed Combustion, 569 – 602.*

Mercedes Maroto-Valer, M., Lu, Z., Zhang, Y. & Tang, Z., 2008: Sorbents for CO_2 capture from high carbon fly ashes. *Waste Management, 28, 11, 2 320 – 2 328.*

Olivares-Marin, M., Drage, T. C. & Maroto-Valer, M. M., 2010: Novel lithium-based sorbents from fly ashes for CO_2 capture at high temperatures. *Int. J. Greenhouse Gas Control, 4, 4, 623 – 629.*

Santosh, K. R., Aditya, K. P., Sneha, R. & Ghost, A. K., 2009: Clean coal technology to improve environmental quality and energy efficiency. *J. Mines, Metals and Fuels, 57, 9, 267 – 274.*

Uliasz-Bochenczyk, A. & Mokrzycki, E., 2006: Fly ashes from Polish power plants and combined heat and power plants and conditions of their application for carbon dioxide utilization. *Chemical Engineering Research and Design, 84, (9 A), 837 – 842.*

Uliasz-Bochenczyk, A. & Piotrowski, Z., 2009: Impact of mineral carbonation on pollutants leachability. *Rocznik Ochrona Srodowiska, 11, 1, 1 083 – 1 093.*

Uliasz-Bochenczyk, A., 2010: Mineral sequestration of CO_2 in suspensions containing mixtures of fly ashes and desulphurization waste. *Mineral Resources Management, 26, 4, 109 – 118.*

Uliasz-Bochenczyk, A. & Cempa, M., 2010: A thermodynamic model of CO_2 sequestration in aqueous solutions of selected waste. *Mineral Resources Management, 26, 4, 119 – 131.*

Zhang, Y., Maroto-Valer, M. M. & Tang, Z., 2004: Microporous activated carbons produced from unburned carbon in fly ash and their application for CO_2 capture. ACS National Meeting Book of Abstracts, 227, 1, 133.

Manuscript received 16. 5. 2011
Revised form received 18. 5. 2011
Manuscript accepted by Editorial Board 13. 9. 2011

Stabilizácia emisií popolčeka po spaľovaní čierneho uhlia jeho reakciou s H_2O a CO_2: Optimalizácia teplotno-tlakových parametrov a dĺžky trvania umelej karbonatizácie

Úvod

Približne 60 % emisií CO_2 pochádza z veľkých stacionárnych zdrojov, ako sú teplárne, elektrárne, oceliarne, rafinérie a iné priemyselné závody. Uhlie je najčastejšie používané fosílne palivo, jeho spaľovaním sa vygeneruje viac ako jedna tretina svetovej produkcie elektrickej energie a pokrýva sa 23 % celosvetových energetických potrieb (Santosh et al., 2009). Známa je skutočnosť, že spaľovaním uhlia v tepelných elektrárňach sa pri výrobe 1 kWh elektrickej energie vyprodukuje približne 1 kg CO_2 (Chel, 2009). Popri plynných exhalátoch s 5 – 15 obj. % CO_2 tepelné elektrárne produkujú ďalšiu environmentálnu záťaž v podobe háld popolčeka po spaľovaní fosílnych palív. Využitie alebo likvidácia popolčeka ako alkalického rezídua po spaľovaní uhlia je celosvetovým problémom predovšetkým pre vysoký obsah nespáleného uhlíka. Univerzálna schéma využitia popolčeka nie je vytvoriteľná, lebo jednotlivé jeho typy sa líšia chemicko-mineralogickým zložením, zrnitosťou a tiež množstvom spáliteľného uhlíka. Ďalším negatívnym faktorom je uvoľňovanie chemických prvkov z háld dažďovými zrážkami, čím sa poškodzuje životné prostredie (napr. Zn, Cu, Pb, Ni, As, Hg, Cd, Cr, P, Cl, S, SO_4^{2-}; Uliasz-Bochenczyk, 2010). V zmysle požiadavky Európskej komisie podniky budú musieť nevyhnutne znižovať emisie CO_2, a to o 20 % v roku 2020 v porovnaní so stavom v roku 1990.

V prírodných podmienkach je karbonatizácia silikátov veľmi pomalý proces a jeho akcelerovanie si vyžaduje optimalizáciu technologických parametrov ovplyvňujúcich reaktivitu minerálnych zložiek s CO_2. Cieľom výskumu bola optimalizácia v prípade reakcie CO_2 s popolčekom z energeticko-teplárenského priemyslu, ktorý bol zachytený v elektrostatických separátoroch a uskladnený na haldách. Laboratórne optimalizovanú metodiku prezentovanú v článku bude možné aplikovať pri návrhoch technologických schém a realizačných projektov v modelovom, poloprevádzkovom a prevádzkovom meradle.

Metodika riešenia

Rýchlosť naviazania CO_2 do vhodných substancií a vytváranie konečných stabilných produktov sú závislé od minerálneho a chemického zloženia vstupných materiálov, od aktivity ich zložiek a čistoty plynu z hľadiska CO_2. Dôležitými faktormi sú ďalej skupenstvo, zrnitosť, pórovitosť sekvestračných substancií a aktivita merného povrchu, vzájomný pomer tuhej, kvapalnej a plynnej fázy, teplota, tlak CO_2 a dĺžka reakcie.

Vzorka popolčeka P (obr. 1a) s hmotnosťou 15 kg bola odobratá z elektrostatického separátora komínových plynov. Napriek nízkemu obsahu reakčných komponentov vo vstupnej vzorke (CaO 1,59 hm. %, MgO 0,60 hm. %, a FeO 0,58 hm. %) sme ju použili v primárnom stave, t. j. bez jej termickej modifikácie alebo mechanickej či chemickej aktivácie. Pred reakciou sme určili chemické zloženie vstupnej vzorky (hm. %) a jej zrnitostné zloženie s využitím 10 sít (2; 1; 0,5; 0,315; 0,2; 0,1; 0,071; 0,063; 0,045 a 0,02 mm).

Laboratórne skúšky a optimalizácia reakcie CO_2 s popolčekom sa realizovali v laboratórnom vysokotlakovom reaktore PARR 4540 pri kombináciách troch tlakov CO_2 (2,5; 5,0 a 7,5 MPa), troch teplôt (22, 35 a 50 °C) a štyroch dĺžok reakcií (1, 2, 3 a 6 hodín). Vstup do reaktora pozostával z vodnej suspenzie popolčeka s koncentráciou 152 $g \cdot l^{-1}$. Kontinuálne miešanie reakčnej zmesi pri 300 ot./min. zabezpečovalo dynamické podmienky reakcie. Výstupné produkty reakcie karbonatizácie CO_2 boli z reaktora odobraté nedelené, resp. oddelené filtráciou na filtračné koláče a filtráty a následne vysušené pri teplote 200 °C.

Vstupné vzorky a výstupné produkty po karbonatizácii, filtrácii a kryštalizácii boli identifikované chemickými a rtg. analýzami. Mikrosondovými analýzami sa skúmal spôsob viazania sa CO_2 v tuhých produktoch. Experimenty vo vysokotlakovom reaktore a všetky laboratórne procedúry a rtg. difrakčné rozbory (DRON – UM 1; citlivosť detekcie cca 3 %) boli realizované v Štátnom

geologickom ústave Dionýza Štúra (ŠGÚDŠ) – oddelenie aplikovanej technológie nerastných surovín (ATNS) v Košiciach. Chemické analýzy zrealizovali Geoanalytické laboratóriá ŠGÚDŠ v Spišskej Novej Vsi: Obsah CO_2 bol určený metódou vysokoteplotnej oxidácie a manometrie, CaO a MgO boli stanovené röntgenofluorescenčnou spektroskopiou, FeO odmernou analýzou a strata žíhaním gravimetrickou metódou.

Produkty karbonatizácie a nezreagovaných zvyškov po odfiltrovaní (filtračné koláče) boli študované optickým mikroskopom a elektrónovou mikrosondou Cameca SX 100 v ŠGÚDŠ v Bratislave. Analytické parametre merania boli pri 15 kV a intenzite lúča 5 nA pri analýzach kyslých karbonátov a karbonátov a 20 nA pri analýzach silikátov a amorfných fáz. Analyzovaná plocha silikátov s priemerom okna 1 – 7 μm sa menila podľa veľkosti minerálu alebo objektu vo výbruse. Kyslé karbonáty a karbonáty sa analyzovali oknom 7 – 20 μm. Čas snímania jedného prvku bol 10 s alebo 25 s pre F. Detekčný limit pre jednotlivé prvky bol menši než 0,05 hm. %, s chybou ±1-sigma.

Získané výsledky a diskusia

Vstupná vzorka popolčeka

Testovaný popolček vzorky P je presne charakterizovaný svojimi mineralogickými, chemickými a zrnitostnými parametrami (tab. 1 a 2). Prítomnosť častíc popolčeka veľkosti pod 1 mm bola dominujúca (viac ako 99,97 %), ba dokonca aj v triede pod 0,02 mm dosahovala 48,35 %. Vstupné pH suspenzie bolo 7. Vstupná vzorka popolčeka P (obr. 1a) obsahovala pred umelou karbonatizáciou 98,3 obj. % amorfnej fázy, uhlíka a podružný obsah apatitu a anhydritu. Maximálny obsah kalcitu a aragonitu bol 1,7 hm. %. Amorfné fázy silikátovej taveniny mali guľovitý tvar a uzatvárali uhlík, ktorý bol prítomný aj v matrixe vstupnej vzorky spolu s apatitom (obr. 2a). Guľovitý tvar amorfnej silikátovej fázy indikuje rýchle chladnutie taveniny na ceste zo spaľovacej komory k elektrostatickým separátorom. Amorfné fázy majú premenlivý obsah SiO_2 (hm. %), Al_2O_3, CaO, FeO, MgO, K_2O, TiO_2 a rôzne chemické zloženie, napr. Si-Al-Ca, Si-Al-Ti, Ti-Si-Al. V amorfných fázach je obsah chemicky viazanej vody alebo OH skupiny nízky v rozsahu 1,94 – 3,89 hm. %.

Výsledky laboratórnych výskumov umelej karbonatizácie popolčeka s CO_2

Technologické parametre laboratórnych skúšok v tab. 3 – 7 jednoznačne preukazujú vytváranie produktov z filtrátov s obsahom vykryštalizovaných karbonátových minerálov (predovšetkým kalcit + aragonit; obr. 1b) s čistotou v rozmedzí 43,9 – 56,6 % a s prírastkom hmotnostných výnosov zrážaných produktov v rozmedzí 0,54 – 0,92 %. Na preukázanie vzniku karbonátov sme počas prvých šiestich skúšok (P1, P4, P7, P10, P13 a P16) analyzovali separátne filtračné koláče a vyzrážané produkty (tab. 4). Ďalšie reakcie (P19-P48; tab. 3 a 5 – 7) optimalizovali reakčné parametre pre najefektívnejšiu karbonatizáciu, a preto sme analyzovali iba nedelené reakčné produkty, ktoré vznikli reakciami pri rôznych kombináciách troch rozdielnych teplôt (22, 35 a 50 °C), tlakov (2,5, 5,0 a 7,5 MPa) a pri dĺžke reakcií 1, 2, 3 a 6 hodín. Kvalitatívne minerálne zloženie vzorky popolčeka a jeho karbonatizovaných produktov prezentujú tab. 5 – 7.

Novovytvorený kalcit s obsahom molekuly $MgCO_3$ vznikol z katiónov Ca a Mg, ktoré sa do suspenzie uvoľnili z amorfnej fázy s obsahom CaO a MgO. Sprievodným minerálom vo vykryštalizovaných produktoch je bassanit. V porovnaní bilancie CO_2 vo vstupnej vzorke P 0,76 hm. % s obsahom CO_2 v novovytvorených karbonátových produktoch min. 19,3 a max. 24,9 hm. % (produkty reakcií P6 a P9) je CO_2 viazané (likvidované) v novotvorených karbonátoch v závislosti od reakčných podmienok v rozsahu 18,54 – 24,14 hm. %.

Reakcie pri laboratórnej teplote 22 °C v suspenzii H_2O + CO_2 pri meniacich sa tlakových podmienkach a dĺžke trvania reakcií sú zobrazené v tab. 4 a 5. Amorfné fázy vo vstupnej vzorke P a amorfné fázy vzorky P5 sú podľa vzťahu obsahu Si+Ti a obsahu Fe(total)+S+Ca+K+Na+Mn+P+Al v diagrame v priamej substitúcii s výraznou medzerou v nemiešateľnosti týchto obsahov (obr. 3). Takéto vlastnosti priamej chemickej substitúcie s medzerou nemiešateľnosti pevného roztoku majú fázy s čiastočne usporiadanou kryštálovou mriežkou (obr. 2a – c, 3). Relikty amorfných fáz pozostávajú z dvoch typov: nehydratované a hydratované (tab. 8). V prípade hydratovaných amorfných fáz je obsah chemicky viazanej vody a/alebo vody v OH^- skupine v rozsahu 2,06 – 2,41 hm. % (tab. 8), čo korešponduje s obsahom vody vo vstupnej vzorke popolčeka P (1,94 – 3,89 %).

Produktom umelej karbonatizácie popolčeka je vyzrážaný produkt (P6; obr. 1b) tvorený zmesou kalcitu s obsahom molekuly $MgCO_3$ a bassanitu (obr. 4, 2c – d). Alotriomorfné zrná Mg kalcitu obaľuje bassanit, z čoho vyplýva, že Mg kalcit kryštalizoval pred bassanitom (obr. 2d). Vzťah Mg kalcitu a bassanitu indikuje, že kryštalizácia týchto minerálov prebiehala v dvoch etapách. Najskôr kryštalizoval Mg kalcit, ktorého katióny Ca a Mg sa do suspenzie uvoľnili z amorfnej fázy s obsahom CaO a MgO. Neskôr kryštalizoval bassanit, ktorý pravdepodobne vznikol hydratáciou anhydritu.

Údaje v tab. 4 potvrdzujú, že výsledkom umelej karbonatizácie vzorky popolčeka s následnou kryštalizáciou z filtrátu je vznik $CaCO_3$ (kalcitu a aragonitu). Vo filtračnom koláči a v nedelených produktoch karbonatizácie sa v malých množstvách vyskytoval tiež kremeň, mullit, hematit a maghemit. Kalcit (+ aragonit) v týchto produktoch rtg. analýzou identifikovaný nebol z dôvodu jeho prítomnosti v akcesorickom až vedľajšom množstve a citlivosti metódy, pričom chemické analýzy potvrdili jeho prítomnosť pomocou stanovených obsahov oxidu uhličitého.

Pri teplote **22 °C**, tlaku **5 MPa** a trvaní procesu **2 hodiny** bol dosiahnutý najvyšší prírastok hmotnostného výnosu nedeleného produktu **+0,70 %** s obsahom $CaCO_3$ **9,8 %** s nárastom viazania sa CO_2 oproti vstupu o **3,56 %** (**P13**; tab. 5).

Pri teplote **35 °C**, tlaku **5 MPa** a trvaní procesu **3 hodiny** bol dosiahnutý najvyšší prírastok hmotnostného výnosu nedeleného produktu **+0,58 %** s obsahom $CaCO_3$ **11,0 %** s nárastom viazania sa CO_2 oproti vstupu o **4,10 %** (**P32**; tab. 6).

Pri teplote **50 °C**, tlaku **5 MPa** a trvaní procesu **6 hodín** bol dosiahnutý najvyšší prírastok hmotnostného výnosu nedeleného produktu **+0,44 %** s obsahom $CaCO_3$ **8,6 %** s nárastom viazania sa CO_2 oproti vstupu o **3,03 %** (**P47**; tab. 7).

Z uvedených výsledkov vyplýva, že všetky sledované ukazovatele umelej karbonatizácie materiálu vzorky P sú si veľmi blízke, a preto za optimálne parametre z realizovaných laboratórnych skúšok nedelených produktov sa môže považovať tlak CO_2 5 MPa v trvaní pôsobenia 2 hodiny pri laboratórnej teplote 22 °C (reakcia s produktom P13), čo indikuje, že ohrev reakčnej zmesi nie je potrebný. Z dosiahnutých výsledkov karbonatizácie vzorky P sa ukazuje experimentálna skutočnosť, že pri rastúcej teplote suspenzie (22 °C → 35 °C → 50 °C) klesá hodnota prírastkov hmotnostných výnosov produktov (0,70 % → 0,58 % → 0,44 %). Hmotnostné výnosy klesali tiež paradoxne s predlžovaním času pôsobenia CO_2 na suspenziu (2 → 3 → 6 hodín). Tento fakt je spôsobený pravdepodobne prechodom časti oxidu uhličitého z tekutej fázy do plynnej fázy zvyšovaním teploty, čím sa zníži reaktivita CO_2 v porovnaní s reaktivitou kvapalného systému H_2O + CO_2.

Umelá karbonatizácia stabilizuje popolček rozpúšťaním anhydritu a tiež nestabilnej amorfnej fázy bohatej na CaO zmesou H_2O + CO_2 a vznikom stabilných minerálov bassanitu a kalcitu. Účinnosť karbonatizácie je priamo úmerná množstvu amorfnej fázy bohatej na CaO, ktorú obsahuje popolček pred reakciou. Účinnosť karbonatizácie tiež závisí od množstva anhydritu v popolčeku a charakteru viazania sa síry. V dôsledku nízkeho obsahu anhydritu a amorfnej fázy bohatej na CaO (3 obj. %) v popolčeku reakcia s H_2O + CO_2 vyprodukovala malé množstvo bassanitu a kalcitu. Napriek tomu metodika umelej karbonatizácie háld popolčeka po spaľovaní čierneho uhlia vedie k stabilizácii týchto háld, lebo sa zníži reaktivita ich komponentov pri pôsobení kyslých dažďov, a tým poškodzovanie životného prostredia.

Mineralia Slovaca, 43 (2011), 95 – 110
Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086

Geochemická charakteristika vývoja pôd na povrchu rekultivovaného odkaliska pri Smolníckej Hute

OTÍLIA LINTNEROVÁ[1], KRISTÍNA MANGOVÁ[1], LUKÁŠ LÍŠKA[1] a PETER ŠPANEK[2]

[1]Katedra ložiskovej geológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava; lintnerova@fns.uniba.sk
[2]Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Geochemical characteristics of the soil evolution on the top of reclaimed tailing impoundment near Smolnícka Huta village (Slovakia)

Ten years ago approximately, the dried surface of the tailing impoundment near the abandoned pyrite deposit in Smolník was recovered by 10–15 cm thick wood-waste layer, forested by pine plants. Goal of our study is to present results of geochemical activity in the mine waste, especially mobilization of potentially toxic elements and its impact on the (anthropogenic) soil formation. Samples were collected from points regularly distributed on the top of tailing impoundment in three horizon depths (10–20 cm, 40–50 cm and 70–80 cm) to document the acidification of the dry-remediation cover and underlying tailing/mud and sulphate (depth 40–50 cm) distribution. Documented pH changes, mainly decreasing pH values below 5.5, respectively below 4, occurred on the dam-side part of impoundment, where prevailed more dried and aerated conditions, favourable for pyrite oxidation than in the mountain-side ones. The acido-basic reactions or neutralizing potential of the tailing impoundment (top part) were done according to USEPA static test, verified by the Net Carbonate Values test and by the result of modal minerals account based on chemical data. The pH distribution is interesting, however no other simple correlation of pH with sulphates, organic carbon (TOC), carbonate carbon (TIC), Fe and other non–residual (mobile) part of elements can be interpreted in the whole sample set. However, some correlation occurs between Fe and Cu and both with pH (positively) mainly, negatively with sulphate ion contents in soil/mud in vertical profile in the point samples. The iron content and corresponding amount of secondary Fe oxides indicate potential, increasing of active-surface area of soils. Active surface area of minerals can probably influence on geochemical reaction and bioavailability of elements. By this way we can exactly evaluate environmental risk in larger scale. Only simplify risk assessment account are presented in this article. Two ratios – contrast (K) and concentration enrichment ratio (CER), were calculated from values of non residual content of Fe, Al, Cu, Zn, Pb and As, divided by the common local/Smolník and the Slovak average values of element to express K resp. CER in the uppermost part – the soil horizon.

Key words: pyrite, neutralization potential, iron oxide, mobile elements, organic matter

Úvod

Rekultivácia banských odkalísk, osobitne s obsahom sulfidov, je komplexná úloha, vyžadujúca si okrem primárneho zabezpečenia stability hrádze odkaliska a optimalizácie hydrologického režimu aj kontrolu tvorby a mobilizácie nebezpečných – rizikových látok, ktoré sa môžu v odkalisku nachádzať. Podstatnú úlohu v riešení uvedených a ďalších rizík zohrávajú povrchové – rekultivačné vrstvy vysušených odkalísk, osobitne z dlhodobého hľadiska.

Kľúčovou úlohou pre banské odpady so sulfidmi je vytvorenie vhodnej rekultivačnej vrstvy. Ako dokumentovali mnohé štúdie z celého sveta, oxidácia sulfidov môže viesť k tvorbe kyseliny sírovej, ktorá nemusí byť v prostredí dostatočne eliminovaná neutralizačnými reakciami minerálov v odkaliskovom materiáli, najmä pri nízkom obsahu karbonátov (Nordstrom, 1982; Jambor a Blowes, 1994; Lintnerová, 1996; Lintnerová et al., 2010; Younger et al., 2002). V nekarbonátovom prostredí, osobitne v prevzdušnenej časti odkaliska, môže v dôsledku oxidácie sulfidov na povrchu alebo v nenasýtenej (freatickej) zóne dochádzať k okysleniu presakujúcich meteorických vôd a pórových roztokov a postupne k vymývaniu rozpustených (alkálie, alkalické zeminy) a neskôr v kyslom prostredí mobilných prvkov zo sulfidov (pyrit – Fe, S, Cu, As a. i), ako aj silikátových minerálov (Al, Fe). Tento základný proces oxidácie sulfidov (pyritu) v konečnom dôsledku ovplyvní zloženie drenážnych vôd, ale aj vlastností povrchových vrstiev odkaliska, vrátane rekultivačných vrstiev, ktoré majú obvykle slúžiť ako prostredie pre rozvoj vegetácie. Významným aspektom je tvorba síranov a oxyhydroxidov Fe ako produktov oxidácie sulfidických minerálov, ktoré majú osobitné významné vlastnosti pre pôdy. Sulfidy zvyšujú množstvo rozpustných solí v pôde, oxyhydroxidy Fe zásadne ovplyvňujú mobilizáciu iónov v pôdach (katiónov aj aniónov), ovplyvňujú vlastnosti organickej zložky pôdy a modifikujú aj iné procesy minimálne na fyzikálno-chemických rozhraniach v pôde (Hiemsta et al., 2010;

Malamoud et al., 2009; Mödl et al., 2007; Wagai a Mayer, 2007). Preto je dôležité pri rekultivácii zabezpečiť, aby sa procesy oxidácie, lúhovania, mobilizácie a pod. rozvíjali čo najmenej a v konečnom dôsledku rekultivačné vrstvy oddelili antropogénnu pôdu od telesa banského odpadu.

Cieľom nášho projektu je osobitne skúmať tieto procesy v rekultivačnej vrstve odkaliska pri Smolníku a dokumentovať ich vplyv na mobilizáciu prvkov za predpokladu, že tvorba oxyhydroxidov Fe môže byť v dôsledku oxidácie sulfidov významne vyššia ako v bežných pôdach, čo môže ovplyvniť akumuláciu alebo stabilizáciu organickej hmoty („humusu") ako podmienky pôdnej úrodnosti, ale aj iné vlastnosti pôdy. V tejto práci chceme preukázať, ako sa mení pôdna reakcia v povrchovej časti odkaliska a v rekultivačnej vrstve v súvislosti s potenciálnou produkciou acidity v typickom pyritovom odkalisku a aký je vplyv pH na distribúciu/redistribúciu vybraných rizikových prvkov, osobitne s dôrazom na tvorbu Fe-oxidových minerálnych fáz. Ako dokumentujú mnohé práce o mobilizácii a fytotoxicite kovov a iných iónov, kritickým parametrom mobility je práve pôdna reakcia (Bigham et al., 1996; Dubíková et al., 2002; Lintnerová, 2002; Nordstrom a Alper, 1999). Avšak len samotná závislosť medzi množstvom prvkov a pH nie je obvykle dostačujúcou informáciou pre hodnotenie, vysvetlenie a predpovedanie procesov v antropogénnej pôde. K detailnejšej prognóze aktivity „polutantov" z banských odpadov bude potrebné zhodnotiť celkovú geochemickú aktivitu minerálneho odpadu, čo je zámer dlhodobejšieho projektu. Ukazuje sa, že osobitne potrebné je hodnotiť aktivitu povrchu pôdnych častíc, kde dochádza k najvýznamnejším chemickým a biochemickým reakciám (Hiemsta et al., 2010; Malamoud et al., 2009; Wagai a Mayer, 2007, a i.). Riešenie rôznych vzťahov v polyfázovom prostredí pôd si však vyžaduje získať podrobné poznatky o jednotlivých zložkách a podmienkach, čo chceme prezentovať výsledkami v tejto práci.

Environmentálna charakteristika objektu

Odkalisko flotačného kalu z uzatvoreného pyritového ložiska Smolník bolo rekultivované v rokoch 1998 – 1999 tradičnou metódou – vysušením povrchu a zalesnením. Napriek tomu, že boli robené viaceré environmentálne štúdie o nepriaznivom vplyve oxidácie pyritu na vlastnosti vôd a ostatných zložiek prostredia, v rámci rekultivácie bol povrch odkaliska pokrytý len tenkou vrstvou drevného odpadu (pilín, drevnej štiepky). Do tejto vrstvy boli vysadené prevažne borovice (Lintnerová et al., 2010). Tento jednoduchý a pravdepodobne aj lacnejší postup sa zásadne líši od modelu rekultivácie pre odpady v našich normách, alebo odporúčaných medzinárodnými organizáciami, ktoré pre sulfidické odkaliská navrhujú viacvrstvový systém s izolačnými, drenážnymi, fixačno-vegetačnými a i. funkciami vrstiev. V súčasnosti už nevyhovuje ani európskej legislatíve o narábaní s banskými odpadmi resp. mal by byť optimalizovaný aj v súvislosti s legislatívou (Smernica EP a ER 2006/21/ES), ktorá bola implementovaná do slovenskej (Zákon NR SR 514/2008), hoci platnosť (splniteľnosť) legislatívy pre opustené banské diela môže byť sporná.

V oblasti opusteného ložiska Smolník pracujeme od roku 1995 a využívame ju ako modelové územie štúdia vplyvu kyslých banských vôd na prostredie, najmä z hľadiska dlhodobého rizika opustených banských diel (Lintnerová et al., 2006, 2010; Šucha et al., 1996). V poslednom období sme sa zamerali na štúdium vlastností a vplyvu vznikajúcich produktov oxidácie pyritu v odpadoch na prírodnej a antropogénnej pôde v okolí banských diel z rôzneho obdobia (Lintnerová et al., 2007, 2010; Tóth, 2009; Šoltés, 2007). Pre dlhodobejšie štúdium je vhodná najmä rekultivovaná plocha povrchu odkaliska pri Smolníckej Hute, ktoré vzniklo z ťažby opusteného ložiska Smolník. Dokumentovaným rizikom tohto trvalého úložiska banského odpadu so sulfidmi je tvorba drenážnych vôd s nadlimitným obsahom SO_4^{2-}, Fe a suspendovaných látok, najmä oxyhydroxidov Fe, ale aj zvýšeným obsahom Cu a As. Ich tvorba zvyšuje pretrvávajúcu kontamináciu potoka Smolník banskými/drenážnymi vodami. Odkalisko prispieva ku kontaminácii potoka rozpustenými látkami, ale aj nerozpustenými vo forme suspenzií. Suspendované látky vznikajú pri výstupe banských vôd z odkaliska, ale aj po zmiešaní banských vôd s vodou potoka. Do potoka sa dostávajú aj rozrušením/rozplavením sedimentov, ktoré sa hromadia pod odkaliskom. Suspenzie obsahujú vysoké koncentrácie typických prvkov z pyritových odpadov (okrem Fe sú to najmä As, Cu, Zn, Mn), ale aj prvky zo silikátov, ktoré boli lúhované kyslými produktmi, najmä Al, Mg, Ca, K (Lintnerová et al., 2006, 2010). Zo zloženia drenážnych vôd je zrejmé, že v telese odkaliska dochádza k chemickým reakciám a mobilizácii prvkov. Jednou z pravdepodobných príčin toho je, že nebola vybudovaná ochranná vrstva, ktorá by bránila oxidácii pyritu na odkalisku. Cieľom rekultivácie odkaliska by malo byť, okrem iného (stabilita a zabránenie erózie materiálu/telesa, pokles prašnej kontaminácie a pod.), aj zlepšenie kvality vytekajúcich drenážnych vôd. Hoci povrch odkaliska vyzerá relatívne priaznivo, pretože veľká časť je pokrytá rozvíjajúcou sa lesnou vegetáciou, odkalisko zostáva trvalým zdrojom kontaminácie povrchových vôd a nie je jasné, či sa toto riziko mení (Lintnerová et al., 2010). Z hľadiska vedeckého poznania preto poskytuje viacero námetov na výskum. Zamerali sme sa na štúdium rekultivačnej vrstvy, kde chceme získať porovnateľné poznatky a dáta o stave vrstvy a prognózovanie jej vývoja do budúcnosti. Z výskumu by malo logicky vyplynúť, či použitý spôsob rekultivácie môže zabezpečiť vývoj pôdneho systému a za akých podmienok by mohol byť považovaný za postačujúci, resp. optimalizovaný aj v súvislosti s legislatívou o banských odpadoch, ktorá omnoho jednoznačnejšie určuje postupy pri rekultivácii odkalísk so sulfidmi ako potenciálnymi zdrojmi trvalého znečistenia vodných zdrojov.

Metodika

Odber a príprava vzoriek

Na výskum povrchu odkaliska sme odobrali základný súbor vzoriek z 29 bodov v pravidelnej sieti na povrchu odkaliska (obr. 1). Vzorky boli odoberané v troch vrstvách

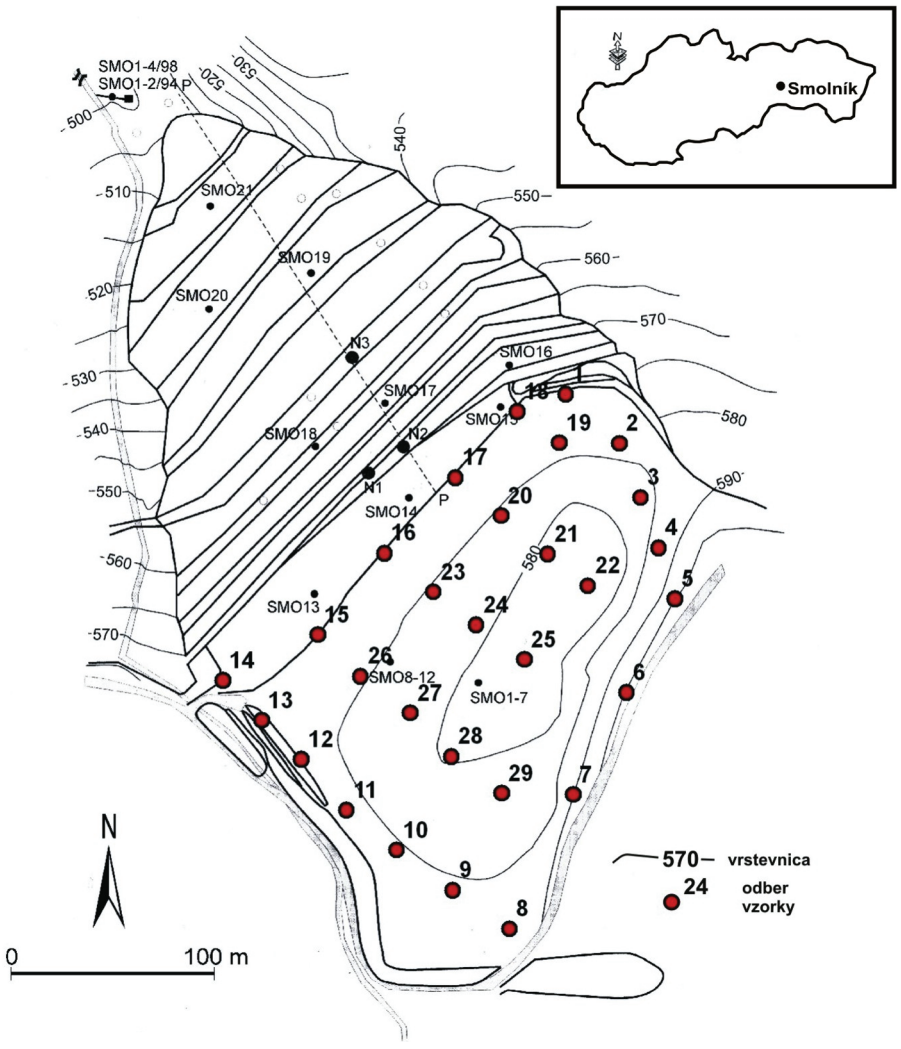
0 – 20, 40 – 50, 80 – 100 cm. V niektorých bodoch, ktoré vykazovali pri odbere vzoriek odlišné vonkajšie vlastnosti, indikujúce stupeň/hĺbku oxidácie, zmenu pH a pod. (najmä sfarbenie, spevnenie, nasýtenie vodou), boli okrem uvedených troch horizontov odobrané ďalšie vzorky – podľa hĺbky pozorovaného prejavu. Tieto miesta/sondy sú súčasťou siete a už pri odbere sa predpokladalo, že budú podrobnejšie skúmané. Takto sme získali ďalších cca 10 vzoriek. Z bodov 8 a 9, kde bol materiál/kal nasýtený vodou už v hĺbke 40 – 50 cm a indikoval nižšiu mieru oxidácie a vyššie potenciálne zachovanie sulfidov, sme odobrali dve veľké (s hmotnosťou približne 2 – 3 kg) vzorky na štúdium primárnych sulfidov, analýzu zrnitosti a iné testy. Blízkosť vzoriek v sieti odberov je vzhľadom na obvyklý spôsob naplavovania kalu do odkaliska počas jeho prevádzky zároveň testom „homogenity materiálu".

Všetky vzorky boli odoberané ručným pôdnym vrtákom, hmotnosť vzorky bola približne 500 g. Vzorky boli vysušené, sitované pod 1 mm a homogenizované. Podiel priemernej vzorky určenej na chemické a mineralogické analýzy bol ďalej rozomletý (pulverizovaný) na obvyklú analytickú jemnosť v achátovom mlyne.

Laboratórne práce a analýzy

Celková charakteristika materiálu bola robená chemicky a mineralogicky. Analýzy boli zadané s cieľom aktualizovať alebo porovnať poznatky o materiáli na študovanom povrchu odkaliska, variability zloženia a potenciálu materiálu byť zdrojom kontaminácie.

Celková chemická analýza materiálu z troch vzoriek (z rokov 2006, 2007, 2008) bola robená v laboratóriu ACME v Kanade (detaily sú v Lintnerová et al., 2010). Práškovú rtg. difrakčnú metódu sme využili na spresnenie poznatkov o minerálnom zložení materiálu a prítomnosti novoutvorených sekundárnych minerálov, analýzy boli robené na PRIF UK (Solipha) a tiež v laboratóriu GIÚ SAV. Zrnitostné zloženie materiálu sme určili na vzorkách 8 a 9 pomocou automatického sitovacieho zariadenia. Vzorky boli rozdelené podľa použitých sít do tried: nad 630 μm, 630 až 90 μm, 93 – 63 μm, 63 – 40 μm a pod 40 μm. Prítomnosť minerálov bola overená štúdiom frakcií pod binokulárnou lupou, rtg. difrakčnou metódou práškových preparátov a štúdiom separovaných zŕn v SEM (PRIF UK, JEOL JXA 840A). Prítomnosť pyritu sme sledovali v ťažkých frakciách



Obr. 1. Orientácia odkaliska, jeho rekultivovanej plochy so sieťou vzoriek na povrchu. Body mimo siete na povrchu alebo na hrádzi sú staršie a slúžia na určité porovnávanie niektorých parametrov, najmä pH. Je ich možné identifikovať v práci Lintnerová et al. (2010).

Fig. 1. Spatial orientation of tailing impoundment and its regular sampling points network. Sampling points which are out of this network (on the surface or on the slope of impoundment) play the role in comparison of some parameters (pH mainly). It is possible to identify them in publication by Lintnerová et al. (2010).

z jednotlivých zrnitostných tried. V separovaných frakciách sme zaznamenali aj prítomnosť karbonátov, najmä dolomitu a sideritu. Z týchto frakcií vzorky 8 a 9 boli v laboratóriu ČGU v Prahe urobené kontrolné izotopové analýzy O a C pre posúdenie pôvodu sideritu (Finigan MAT-2 hmotnostný spektrometer).

Vo všetkých vzorkách odoberaných v pravidelnej sieti bolo stanovené pH. Na meranie bola použitá jemnozem získaná sitovaním, pH bolo stanovené vo vodnom (aktívne pH) a 1M KCl roztoku (výmenné pH). Zmesi sú získané zmiešaním 10 g vzorky a 25 ml roztoku (1 : 2,5).

V strednej vrstve (vzorky z hĺbky 40 – 50) sme vo všetkých bodoch stanovili celkový obsah SO_4^{2-}. Analýza bola robená klasickou gravimetrickou analýzou (GÚ PRIF UK).

Zmeny v pH a obsahu SO_4^{2-} boli vyhodnotené ako plošná distribúcia v jednotlivých vrstvách s využitím programu ArcGIS 9.1 a upravené v grafickom programe (Špánek, 2010). Komplexnejšie geochemické vyhodnotenie sme urobili v siedmich sondách, kde boli získané poznatky o neutralizačnom a acidifikačnom potenciáli materiálu, obsahu organického a karbonátového (anorganického) uhlíka a distribúcii potenciálne rizikových prvkov.

Neutralizačný/acidifikačný potenciál materiálu na povrchu odkaliska sme robili ako statický test podľa metodiky US EPA: Acid Mine Drainage Prediction (Lintnerová a Majerčík, 2005; Lintnerová et al., 2010) a ďalších upravených metodík, zohľadňujúcich minerálne zloženie (Acid–Base Accounting Procedures, editovaných Mills a Eeng, 2011; Lengke et al., 2010).

Základom pre stanovenie acidifikačného potenciálu (AP) je celkový obsah S, najlepšie modifikovaný o obsah síranovej S. Obsah kyseliny sa prepočíta z celkového obsahu S a mólového pomeru S v H_2SO_4: AP = 31,25 x % S. Celkovú S sme stanovili v 16 vzorkách zo sond z najhlbšej časti (cca 70 – 80 cm, prípadne hlbšie) s relatívne nezvetraným materiálom. Na odhad neutralizačného potenciálu (NP) sme použili tzv. Fizz test, kde sa vizuálne hodnotí tvorba a uvoľňovanie CO_2 po pridaní kyseliny do vzorky. Tento odhad slúži pre výber vzoriek na analýzu. Neutralizačný potenciál sme stanovili na základe spotreby kyseliny na neutralizáciu 1 g vzorky kalu. Spotrebu kyseliny sme určili spätnou titráciou pridanej kyseliny (50 ml 0,1M HCl) do vzorky s presným roztokom 0,1M NaOH s použitím krezolovej červene (0,1 % roztok vo vode) na indikáciu neutralizačného bodu. V danom reakčnom prostredí sa osvedčil lepšie ako fenolftaleín (Lintnerová a Majerčík, 2005). Spotrebovanú HCl sme prepočítali na ekvivalent H_2SO_4, resp. $CaCO_3$ potrebného na jej neutralizáciu. Rozdiel medzi NP a AP sa vyjadruje ako čistý neutralizačný potenciál – NNP.

Aktívnu tvorbu kyseliny môžeme simulovať oxidáciou sulfidov H_2O_2. Vzniknutá kyselina sa taktiež môže kvantifikovať neutralizačnou odmernou analýzou. Do 2,5 g vzorky sa pridalo 250 ml 15 % H_2O_2 na oxidáciu sulfidov za mierneho zahrievania v digestore počas minimálne dvoch hodín. Výsledné pH sa stanovuje po ochladnutí zmesi. Vytvorená kyselina sa stanoví po doplnení vzorky na 250 ml deionizovanou vodou a presným roztokom NaOH. Výsledky tohto tzv. „Net Acidity Generation" testu (NAG – US EPA), uvádzame len ako pH-NAG, porovnávame ich s počiatočnou hodnotou pH vzoriek.

Obsah organického a karbonátového C boli stanovené v laboratóriu GÚ SAV v Banskej Bystrici (C-MAT 550 spektrometer). Prvoradým cieľom bolo hodnotiť podiel organického C v rekultivačnej vrstve a jeho hĺbkovú distribúciu a overiť prítomnosť karbonátov, indikovaných mineralogicky zo sond. Analýzy sme ďalej efektívne využili na stanovenie neutralizačného potenciálu podľa metodiky Buckman (1997). Výsledkom je stanovenie „Net Carbonate Values" (NCV) v % CO_2. Pri výpočte sa vychádza z teoretického predpokladu, že z jedného atómu S sa vytvorí jedna molekula H_2SO_4 a tá pri neutralizácii uvoľní jednu molekulu CO_2, ktorá zodpovedá 1 atómu uhlíka. NCV je sumou neutralizačného potenciálu ANP, ktorý počítame z celkového (T) a reziduálneho (R) C (ANP = $3,67 \cdot (C_T - C_R)$) a kyselinu generujúceho potenciálu AGP, ktorý sa ráta z celkovej (T) a reziduálnej (R) S (AGP = $-1,37 (S_T - S_R)$). Označenie reziduálneho obsahu C a S vyplýva z metodiky stanovenia sulfidickej S a karbonátového C. Hoci sčasti metodika vychádza z rovnakých údajov ako NNP test, využitie tohto prepočtu/testu umožňuje kontrolu správnosti, konfrontáciu s minerálnym zložením (Lenke et al., 2010) a v našom prípade eliminuje chybu spôsobenú problematickou indikáciou neutralizačného bodu v odmernej analýze pri vyšších obsahoch Fe a iných kovov.

Prvková analýza bola robená ako stanovenie tzv. nereziduálneho obsahu As, Cu, Mn, Zn, Al a Fe v súbore vzoriek z pôdnych sond z 8 vybraných bodov (2, 8, 9, 10, 16, 18, 23, 29) uvedenej siete (obr. 1). Názov metódy bol odvodený od slova rezíduum, ktoré predstavuje horninové minerály – kremeň, silikáty a pyrit. To znamená,

Tab. 1
Výsledky zrnitostnej analýzy vzoriek 8/40-50 a 9/50-60
The results of grain size analyses, samples 8/40-50 and 9/50-60

Vzorka	>630 μm	630 – 90 μm	90 – 63 μm	63 – 40 μm	<40 μm	Σ_c
			hmotnosť (g)			
9/40-50	8,1	38,7 g	29,7 g	16,9	4,0 g	97,4 g
9/40-50	8,8 g	36,3 g	39,5 g	9,3 g	3,3 g	97,2 g
8/ 50-60	11,9 g	54,4 g	23,5	6,2 g	1,5 g	97,5 g
8/50-60	7,4 g	55,2 g	22,4 g	10,6 g	2,8 g	98,4 g

že stanovujeme množstvo prvkov vo fázach rozpustných v zriedenej HCl, najmä v novoutvorených SO_4^{2-} a v oxyhydroxidoch Fe, vznikajúcich pri oxidácii pyritu.

Množstvo 1 g vzorky sme extrahovali z 50 ml 0,5 M HCl počas 16 hodín (cez noc) pri teplote 60 °C. Metodika je preberaná z práce Sutherland (2002). Úpravu za tepla sme zvolili pre efektívne rozpustenie Fe-oxyhydroxidov, ktoré sa dominantne tvoria z pyritu na povrchu odkaliska (Lintnerová et al., 2007, 2010, 2010a; Tóth, 2009). Nemôžeme však vylúčiť rozpúšťanie oxidov Fe, ktoré sa tvorili zvetrávaním Fe-chloritov, a čiastočné rozpúšťanie dolomitu a sideritu. Avšak z hľadiska hodnotenia rizík to nie je až tak rozhodujúce, pretože kyslé roztoky tvorené pri oxidácii môžu vylúhovať uvedené fázy. Z uvedeného však vyplýva, že metodika je menej selektívna ako iné sekvenčné postupy, ale zato jednoduchšia a vhodná na základné porovnávacie štúdium v prípade, že výsledky kombinujeme s celkovou analýzou materiálu (Bacon a Davidson, 2008; Kubová, 2000). Analýzy prvkov vo výluhoch boli robené štandardnými metodikami AAS a ICP na GÚ PRIF UK v Bratislave.

Výsledky a diskusia

Charakteristika materiálu odkaliska

Materiál odkaliska – kal (rmut) je jemne rozomletý horninový materiál, z ktorého bola oddelená úžitková – rudná zložka. Odkalisko pri Smolníku sa vytvorilo najmä z úpravy pyritovej rudy z vulkanicko-sedimentárneho ložiska, v ktorom bola hlavnou úžitkovou zložkou meď (Bartalský et al., 1994). Flotačnou úpravou sa získaval pyritový a medený koncentrát, a preto sa na odkalisko vypúšťal kal len s nízkym – zvyškovým podielom pyritu.

Sitovaním vzoriek sa ukázalo, že najväčší podiel kalu je v dvoch triedach zrnitosti – od 63 do 90 μm a od 90 do 630 μm. Ostatné triedy, teda hrubozrnnejší a jemnozrnnejší materiál tvorí menej ako 20 % vzorky a zastúpenie ílovej frakcie je pod 5 % (tab. 1). Zároveň vidíme, že vo vzorkách len málo vzdialených od seba je podiel hlavných frakcií zŕn rozdielne veľký. Je zrejmé, že nerovnomerné rozdelenie zrnitostných tried je dané už primárnou distribúciou častíc tuhej fázy rmutu v smere naplavovania do odkaliska, čo sa odvíja aj od použitej technológie naplavovania a vlastnej rýchlosti sedimentácie pevných častíc (Andráš et al., 2009). Získané údaje demonštrujú lokálnu variabilitu a naznačujú, že rozdiely vo vzdialenejších miestach – vzorkách môžu byť omnoho väčšie, čo môžeme potenciálne zohľadniť neskôr pri interpretácii lokálnych anomálií vlastností povrchovej rekultivovanej vrstvy. V takom prípade by však bolo potrebné poznatky o zrnitosti ešte doplniť.

Mineralogická analýza dokumentuje dominantnú prítomnosť chloritu, sľudy a kremeňa vo vzorkách kalu z povrchu odkaliska, čo je v súlade s poznatkami o horninovom zložení (Bartalský et al., 1994; Vozárová a Ivanička, 1973). V niektorých vzorkách je prítomný aj

Tab. 2
Obsah celkového uhlíka (TC), celkového organického C (TOC) a anorganického (karbonátového) C (TIC) a jeho prepočet na CO_2, resp. formálnu molekulu $CaCO_3$. Tzv. nereziduálny obsah Fe vo vzorkách bol prepočítaný na formálnu goethitovú molekulu FeOOH
Total carbon content (TC), total organic carbon (TOC) and total inorganic (carbonate; TIC) and results of calculation TIC to CO_2 and modal $CaCO_3$ molecule. So-called "non-residual" content of Fe of samples was calculated to modal goethite (FeOOH)

Vzorka	TC	TOC	TIC	CO_2	$CaCO_3$	Fe	FeOOH
2/10-20	3,58	0,36	3,22	11,78	26,75	4,13	6,57
2/40-50	3,90	0,45	3,45	12,63	28,66	3,89	6,18
2/50-60	0,38	0,16	0,22	0,81	1,83	1,70	2,70
2/70-80	2,55	0,34	2,21	8,10	18,41	3,76	5,97
8/10-20	2,12	0,31	1,81	6,63	15,09	3,06	4,87
8/40-50	1,03	0,20	0,83	3,04	6,92	2,19	3,47
10/10-20	0,34	0,19	0,15	0,55	1,25	2,72	4,33
10/40	0,22	0,10	0,12	0,44	0,99	2,02	3,22
10/40-50	2,84	0,35	2,49	9,12	20,75	3,83	6,10
10/60	2,78	0,32	2,46	9,01	20,50	3,53	5,62
10/80	1,84	0,41	1,43	5,24	11,91	3,93	6,25
16/20	7,42	0,38	7,04	25,76	58,49	6,75	10,72
16/40-50	3,86	0,42	2,44	8,93	20,27	4,13	6,57
16/60-70	0,24	0,13	0,11	0,40	0,92	1,24	1,97
16/70-80	0,10	st.	0,10	0,37	0,83	1,55	2,46
16/90-95	0,12	st.	0,12	0,44	1,00	1,13	1,79
18/20	0,10	0,10	st.	st.	st.	2,86	4,55
18/40-50	1,95	0,37	1,58	5,78	13,12	4,36	6,93
18/50-60	0,29	0,15	0,14	0,51	1,17	1,57	2,50
18/70-80	1,57	0,22	1,35	4,95	11,25	3,66	5,81
23/10-20	1,38	0,30	1,08	3,95	8,97	4,04	6,42
23/40-50	st.	st.	st.	st.	st.	3,37	5,36
23/60-70	2,75	0,28	2,47	9,05	20,58	3,45	5,49
23/70-80	0,10	st.	0,10	0,37	0,83	1,77	2,82
29/20	0,50	0,32	0,18	0,66	1,50	2,15	3,42
29/40-50	1,78	0,35	1,43	5,23	11,88	3,17	5,04
29/70-80	0,98	0,27	0,71	2,60	5,92	2,91	4,63

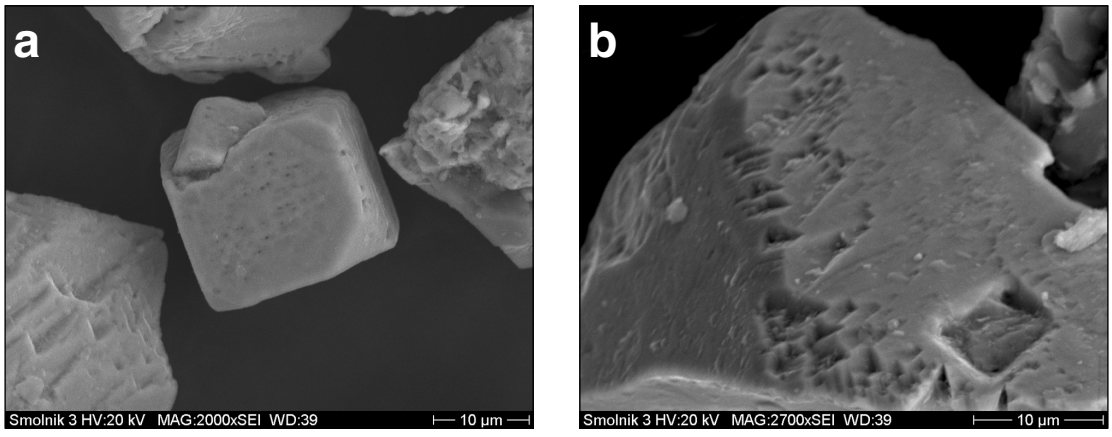
dolomit a siderit. Tieto karbonáty (± ankerit) môžu zohrať významnú úlohu pri formovaní pôdy v rekultivačnej vrstve, pretože vstupujú do neutralizačných reakcií, pričom modifikujú pôdnu reakciu a tvoria nové minerálne fázy. Pomerne vysoký obsah karbonátov a hodnoty izotopových pomerov $\delta^{18}O$ (od –14,87 do –13,78 ‰ V-PDB) a $\delta^{13}C$ (od –6,07 do –4,98 ‰ V-PDB) pomerne jasne indikujú ložiskový pôvod karbonátov (Hurai et al., 2010). Obsah karbonátov sme kvantifikovali formálnym prepočtom karbonátového uhlíka (TIC) na $CaCO_3$, ktorý sme stanovovali v 7 sondách (tab. 2). Kalcit ako minerálnu fázu sme v materiáli neidentifikovali. Prepočet ukazuje, že karbonát sa môže nachádzať v povrchovej vrstve odkalísk v pomerne vyššom množstve, ako sme očakávali – často nad 20 % (tab. 2). Hoci študované sondy je možné čiastočne vnímať ako profil cez povrchovú časť odkaliska, reálnejšiu predstavu o minerálnych fázach je potrebné doplniť kvantitatívnou mineralogickou analýzou vzoriek z plochy.

V rtg. difrakčných záznamoch horninových vzoriek je možné identifikovať aj pyrit, ale jeho obsah je na hranici jednoznačného stanovenia minerálnej fázy rtg. difrakčnou metódou (2 – 5 %). Prítomnosť pyritu sme preto chceli potvrdiť priamo, výskumom zrnitostných a/alebo „ťažkých“ minerálnych frakcií (obr. 2). Ťažká minerálna frakcia vzoriek 8/40-50 a 9/50-60 je tvorená najmä pyritom, v hrubších frakciách je prítomný aj karbonát (Líška, 2011). Najväčší podiel pyritu sa nachádza v jemnozrnnejších frakciách, úplne dominuje vo frakcii pod 40 μm. Povrch pyritových zŕn indikuje jeho degradáciu baktériami. Na povrchu pyritu sa pri rozpúšťaní obvykle netvoria sekundárne minerály ako pri iných sulfidoch, ale dochádza k „odhaľovaniu“ kryštálových plôch pyritu na povrchu zŕn. Plochy kryštálov sa zachovávajú, ale dochádza k zmenšovaniu zŕn, z čoho vyplýva, že rozpúšťanie je riadené najmä povrchovými reakciami. Výsledkom môže byť pozorovaná akumulácia pyritu vo frakcii pod 40 mikrometrov (obr. 2). Z hľadiska predpovede o trvaní rozpúšťania sulfidov (pyritu) a priebehu acidifikačných procesov sa zdá byť tento poznatok významný a mohol by poukazovať na úplné rozpustenie

Tab. 3
V tabuľke je uvedený celkový obsah síranov zo vzoriek z hĺbky 40 – 50 cm (všetky body vid. plošná distribúcia SO_4^{2-}) a obsah celkovej síry, ale z hĺbky 40 – 50 cm a pH pôd. Prepočet celkovej síry na formálnu pyritovú molekulu indikuje maximálne množstvo pyritu vo vzorke, pretože nie je opravené o síranovú S
Total sulphate contents (depth level 40–50 cm – the all ones are presented as the area distribution, Fig. 3), selected according to total sulphur content (depth level 70–80 cm) of the samples, are presented in the table. Based on total S content the modal pyrite content was accounted as potentially maximum pyrite content in the sample

Vzorka cm	Sírany %	pH_{H_2O}	Vzorka cm	TS %	Pyrit* %
1/40-50	5,82	7,2			
2/40-50	1,68	8,1	2/70-80	1,09	1,73
3/40-50	3,34	7,7			
4/40-50	3,85	7,52	4/80	1,91	3,04
5/40-50	4,88	7,97	5/80	1,54	2,45
6/40-50	1,75	7,53	6/80-90	2,18	3,47
7/40-50	2,78	7,55			
8/40-50	7,33	7,47	8/70-80	0,64	1,01
9/40-50	9,46	6,93			
10/40-50	6,93	7,33	10/80	0,76	1,21
11/40-50	6,33	7,76			
12/40-50	1,00	8,1	12/70-80	1,82	2,89
13/40-50	1,06	7,22			
14/40-50	0,85	6,07	14/70-80	0,54	0,86
15/40-50	0,22	3,38	15/70-80	2,04	3,24
16/40-50	4,88	7,9	16/90-95	2,78	4,42
17/40-50	3,82	5,44			
18/40-50	1,49	6,55	18/80	2,19	3,48
19/40-50	3,38	6,22			
20/40-50	2,40	7,82	20/70-80	0,71	1,13
21/40-50	5,83	8,03			
22/40-50	1,59	8,1	22/70-80	0,81	1,29
23/40-50	8,91	2,28	23/70-80	2,11	3,35
24/40-50	5,61	8,02			
25/40-50	3,74	8,04	25/70-80	1,56	2,48
26/40-50	3,49	7,16			
27/40-50	3,38	8,18	27/70-80	0,98	1,56
28/40-50	0,41	7,76			
29/40-50	3,41	7,82	29/70-80	2,2	3,49

*prepočítané z celkovej TS (celková síra)



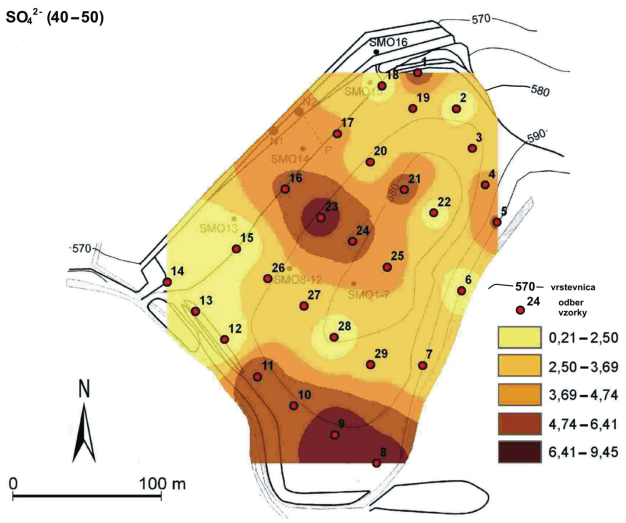
Obr. 2. Zrná pyritu z ťažkej frakcie vzorky 9 so stopami po rozpúšťaní – jamky s čiastočne zachovaným kryštálovým ohraničením, bez stôp po raste sekundárnych minerálov.

Fig. 2. Pyrite crystals of the ore (“heavy”) grain fraction separated by bromoform from the sample No. 9. Etch pits with crystal shape without secondary minerals indicate the pyrite dissolution.

pyritu v krátkej dobe a tým pádom aj na vyčerpanie zdroja acidifikácie. Avšak mletie a úprava zrejme ovplyvnili veľkosť krehkých zŕn pyritu, čo mohlo ovplyvniť aj pozorované rozdelenie, takže malé zrná nemusia znamenať intenzívne rozpúšťanie. Okrem toho pyrit sa môže zachovávať aj v zrnách iných minerálov. Predpoklad o skorom spotrebovaní pyritu je preto vhodné overiť experimentálne a/alebo geochemickým modelovaním z viacerých miest a hĺbok.

Poznatky z mineralogického štúdia sme doplnili orientačným prepočtom obsahu celkovej S na pyrit zo 17 vzoriek z najhlbšieho študovaného horizontu (tab. 3). Výsledky sú v dobrej zhode s odhadmi pyritu zo „semikvantitatívneho" vyhodnotenia rtg. difrakčných záznamov a vyhodnotenia ťažkých frakcií. Indikujú relatívne nízky obsah reziduálneho pyritu v hĺbke cca 80 až 90 cm pod povrchom.

Pre vzorky z povrchu odkaliska je typická prítomnosť oxidov/oxyhydroxidov Fe, ktoré sa prejavujú žltým až okrovým sfarbením materiálu. Môžu mať horninový pôvod (primárny), ale predpokladáme, že sa tvoria najmä oxidáciou pyritu a vyzrážaním z roztokov priamo v odkalisku, na minerálnych povrchoch a medzi zrnami (Lintnerová et al., 2010). Zo skúseností vieme, že mineralogická identifikácia týchto jemnozrnných až amorfných fáz je sťažená nielen v horninových/pôdnych vzorkách, ale aj v prírodných akumulovaných formách vyzrážaných z vôd (zrazeniny, a preto sa pri ich identifikácii často kombinujú mineralogické a chemické metódy; Jambor a Blowes, 1994; Lintnerová,1996; Lintnerová et al., 1999; Šoltés, 2007). Na environmentálne účely a ciele tejto práce bol odhad ich obsahu robený z chemických analýz Fe po rozpúšťaní zriedenou HCl (nereziduálny podiel) a hodnoty boli ďalej prepočítavané na goethit (tab. 2). Výsledky naznačujú pomerne vysoký podiel novoutvorených minerálov v povrchovej vrstve (2 až 10 %, tab. 2), pričom ich rozdelenie v sondách s hĺbkou je na prvý pohľad náhodné, čo bude ešte ďalej podrobnejšie



Obr. 3. Plošná distribúcia obsahov celkových síranov analyzovaných vo vzorkách z hĺbky 40 – 50 cm.

Fig. 3. Area distribution of total sulphate content analysed in the horizon of 40–50 cm.

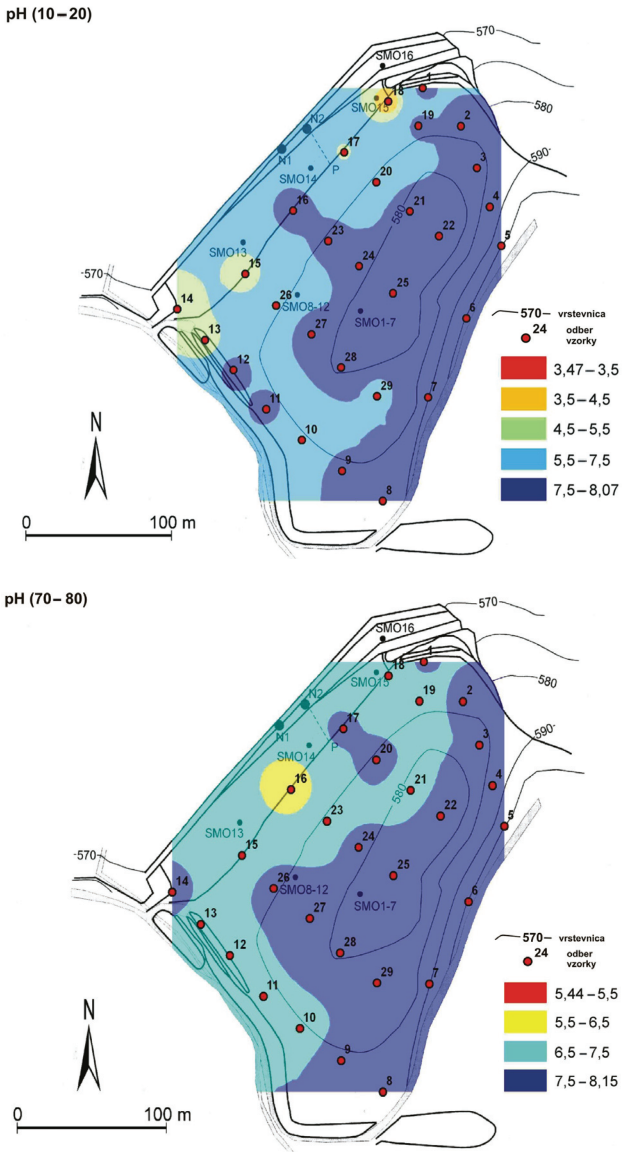
dokumentované. Orientačný prepočet a mineralogické štúdium, okrem iného aj zistenie o množstve karbonátov (tab. 2), ukazujú, že bude potrebné urobiť sekvenčnú analýzu Fe-fáz, aby sa dal presnejšie určiť obsah týchto minerálov a odlíšiť ľahko sa redukujúce fázy typu ferrihydrit od ťažšie redukujúcich sa fáz typu goethit, prípadne hematit a magnetit, líšiace sa svojimi povrchovými vlastnosťami, významnými pre vznikajúce pôdy (Poulton a Canfield, 2005; Malamound et al., 2009; Hiemsta et al., 2010, a i.).

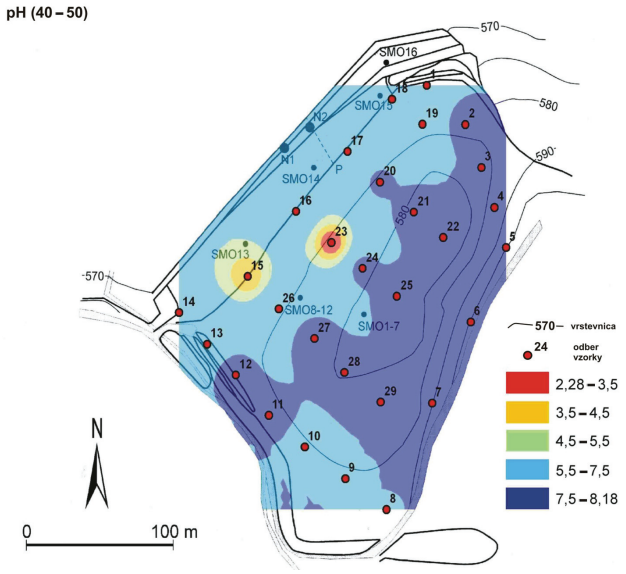
Na povrchu odkaliska so sulfidmi (a aj v rekultivačnej vrstve/pôde) sa môžu často tvoriť SO_4^{2-} ako sekundárne minerály. Mineralogicky boli overované vo vzorkách s vysokým obsahom SO_4^{2-} (tab. 3), ktoré sme sledovali v hĺbke 40 – 50 cm. Predpokladali sme, že v tejto hĺbke môže dochádzať k akumulácii solí v dôsledku vylúhovania z povrchu, vzlínania roztokov zo spodnej časti a tiež v dôsledku vhodných podmienok pre zachovanie sekundárnych síranov (obr. 3). Napriek zvýšeným obsahom SO_4^{2-} len vo vzorkách 1 a 23 sme identifikovali sadrovec a vo vzorke 23 (40 – 50 cm) bol indikovaný jarosit, prípadne mohol byť prítomný aj iný Al síran. Pred rekultiváciou bolo možné sadrovec pozorovať, ako evaporitové výkvety na povrchu odkaliska, spolu s oxyhydroxidmi Fe. Jarosit a schwertmannit sa tvorili vyzrážaním zo silno kyslých roztokov alebo výluhov aj na povrchu minerálnych zŕn v odkalisku, ale najmä v zrazeninách pod odkaliskom v drenážnych kanáloch (Lintnerová et al., 1999, 2006, 2010; Šoltés, 2007). Na povrchu odkaliska sme sekundárne sírany v čase odberu vzoriek neidentifikovali, sú rozpustné a ich tvorba je závislá od povrchových podmienok (vlhkosť, oxidácia a i.), často sa menia na jemnozrnný goethit.

Meranie pH, plošná a hĺbková distribúcia

Vzhľadom na to, že proces oxidácie sulfátov a tvorby kyseliny sírovej je hlavným environmentálnym problémom sulfidických odkalísk, základnou metodikou pri štúdiu je vyhodnotenie pH pôd. Keďže ide o pomerne nenáročné meranie, urobili sme ho vo všetkých vzorkách a výsledky boli použité ako východiskový parameter pre ďalšie geochemické štúdium. Okrem porovnania s rôznymi staršími údajmi, ktoré môžeme (nepriamo) použiť na porovnanie postupu alebo ústup procesu oxidácie, sme vytvorili plošné zobrazenie pH v troch horizontoch a sledovali sme relatívne zmeny (obr. 4). Východiskové pH hodnoty sú dostupné v práci Líšku (2011). Zo zobrazenia aktuálneho pH v kale vidíme, že vzorky (miesta/materiál) na vzdušnom obvode alebo na strane hrádze sú relatívne kyslejšie ako priľahlé k svahu, kde je reakcia takmer neutrálna (slabo kyslá až slabo alkalická). Najväčšie výchylky v pH sú lokálne a nespojité – ako v ploche, tak aj s hĺbkou.

Na povrchu (10 – 20 cm) sme zaznamenali dve miesta s najnižšou pH hodnotou v okolí bodov 13, 14, 15 a v okolí bodu 18 (pH 3 – 4) na vzdušnom okraji hrádze (obr. 4). V hĺbke 40 – 50 cm najkyslejšie miesta boli v bodoch 15 a 23, ale okolie bodu 18 bolo už neutrálnejšie. V spodnom horizonte relatívne najkyslejšia pôdna reakcia je stále v okolí bodu 15, ale najmä v bode 16 (obr. 4). Príčinu lokálnych zmien môžeme hľadať v lokálne vyššom obsahu





Obr. 4. Plošná distribúcia aktívneho pH (pH_{H_2O}) na povrchu odkaliska zostavená z hodnôt meraní zo vzoriek odobratých z hĺbkových úrovní 10 – 20 cm, 40 – 50 a 70 – 80 cm 29 vzoriek na celom povrchu odkaliska.

Fig. 4. Values of "active" pH (pH_{H_2O}) visualized as the area distribution based on the data from 10–20 cm, 40–50 cm and 70–80 cm horizons of the 29 samples from the whole surface area of tailing impoundment.

pyritu, čo dokumentuje aj prepočet v tab. 3. V bodoch 15 a 16 je skutočne vyšší podiel pyritu (3 až 4,4 %) a funguje ako aktívny zdroj acidifikácie. Obdobne v bode 18 je tiež vyšší podiel prepočítaného pyritu v hĺbke 70 až 80 cm, ale v menšej hĺbke pH dramaticky kleslo a tento pokles indikuje hĺbku (lokálnu polohu) oxidačného frontu. Môžeme len špekulovať, či to bolo spôsobené skôr vyššou nepriepustnosťou alebo vyšším nasýtením vodou, pretože takéto detailné údaje nemáme. O niečo viac výsledkov o pH máme z jednotlivých sond (2, 10, 8, 16, 18, 23, 29), ktoré však vzhľadom na pozorovanú variabilitu nie je možné prepojiť do čiastkových profilov.

Pozorované zmeny pH môžeme dávať do spojitosti skôr so zrnitostnou nehomogenitou kalu, pórovitosťou/priepustnosťou a inými vlastnosťami, ktoré súvisia so zadržiavaním vody, teda aj s minerálnym zložením. Hlbšie časti sú v dôsledku váhy nadložia viacej uľahnuté/stlačené, čo tiež znižuje prenikanie vzdušného kyslíka (a aj vody) do materiálu aj bez zmien mineralógie.

Neutralizačný potenciál kalu

Pri výskume materiálu odkalísk sa často používa stanovovanie tzv. neutralizačného potenciálu, pri ktorom sa jednoduchými metódami získa súbor nepriamych údajov o vlastnostiach materiálu a priebehu acidobázických reakcií v nich. *Výhodou je, že je možné postupy kombinovať, a tak získať komplexnú informáciu o procesoch v odkalisku*. Ako bolo uvedené v metodike, použili sme tzv. statické testy, resp. stanovenie neutralizačného potenciálu NP, potenciálu tvoriť kyslosť – AP, z ktorých sme vyrátali čistý neutralizačný potenciál NPP ako množstvo $CaCO_3$ potrebné na neutralizáciu H_2SO_4, ktorá sa vytvorila oxidáciou pyritu (tab. 4). Výpočet AP vychádza z celkového obsahu S (% S x 31,25). Zároveň sme sledovali aktívnu tvorbu kyseliny zo sulfidov s využitím H_2O_2 ako oxidačného činidla. Výsledok sme znázornili (tab. 4) ako zmenu pH v pôvodnej vzorke (aktívne pH_{KCl}) a po oxidácii pH-NAG. Negatívne hodnoty hovoria o nízkom neutralizačnom potenciáli, pozitívne o dostatočnom, hoci v uvedenej metodike hodnoty od –20 do +20 g $CaCO_3$ na 1 kg vzorky sa odporúča hodnotiť opatrne, ako nejednoznačné. Získané hodnoty z povrchu odkaliska z hĺbky cca 80 cm sa pohybujú v rozsahu –87 do 178 g $CaCO_3$ na kg materiálu. Vzťah medzi NPP a pH-NAG (obr. 5) ukazuje, že 4 vzorky zo súboru sú odlišné – majú vysoký NNP a neprodukujú kyselinu. Ako sme už uviedli, v časti vzoriek sú prítomné karbonáty (siderit, dolomit) vo vyššom obsahu (tab. 2), ktoré zodpovedajú za pozorovanú zmenu. V prípade prítomnosti sideritu sa odporúča robiť korekciu

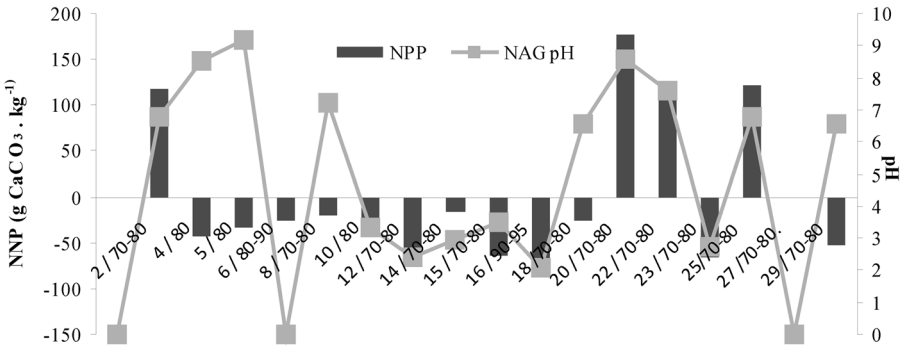
Tab. 4
Hodnotenie neutralizačného potenciálu vzoriek z odkaliska. Acidifikačný (AP), neutralizačný (NP) a čistý neutralizačný potenciál NNP (= NP-AP), pH-NAG – pH po oxidácii peroxidom vodíka
Acid base accounting of the tailing samples: AP – acidity production, NP – neutralizing potential, NNP – net neutralizing potential NNP (= NP-AP), NAG – net acid generation pH-NAG – pH after sample oxidation by hydrogen peroxide

Vzorka	pH_{KCl}	S_{tot} %	AP	NP $g \cdot kg^{-1}$ $CaCO_3$	NPP	NAG pH
2/70-80	7,85	1,09	34	151	117	6,75
4/80	7,42	1,91	60	17	**–43**	8,50
5/80	8,14	1,54	48	15	**–33**	9,18
6/80-90	7,46	2,18	68	42	**–26**	n.d
8/70-80	7,47	0,64	20	0	**–20**	7,19
10/80	6,36	0,76	24	0	**–24**	**3,32**
12/70-80	6,89	1,82	57	0	**–57**	**2,40**
14/70-80	7,46	0,54	17	0	**–17**	**2,97**
15/70-80	6,17	2,04	64	0	**–64**	**3,50**
16/90-95	4,56	2,78	87	0	**–87**	**2,10**
18/70-80	7,35	2,19	68	42	**–26**	6,56
20/70-80	7,74	0,71	22	200	178	8,58
22/70-80	8,13	0,81	25	146	121	7,58
23/70-80	7,15	2,11	66	0	**–66**	2,73
25/70-80	7,69	1,56	49	171	122	6,79
27/70-80	8,08	0,98	31	30	**–1**	n. d
29/70-80	7,84	2,20	69	17	–52	6,58

NNP (Mills a Eeng, 2011). Siderit je karbonát, ktorý sa rozpúšťa pomaly a uvoľňuje Fe (II), ten sa oxiduje a tvorí hydroxid ako konečný produkt. Teoreticky môže Fe (III) hydrolýzou vody uvoľniť ekvivalentné množstvo H^+, takže sa neutralizačný efekt karbonátu eliminuje (Jambor a Blowes, 1994; Lintnerová, 2002). V reálnych podmienkach však rozhodujúcu úlohu zohráva najmä východiskové množstvo pyritu a karbonátu, vrátane sideritu, a celková kinetika oxidačného rozpúšťania. Na hodnotenie sa preto využívajú testy, ktoré empiricky overujú kinetiku rozpúšťania (kinetické testy) alebo zohľadňujú minerálne zloženie (US EPA).

Vysoký obsah sideritu nie je typický pre odpad zo študovaného pyritového ložiska a zrejme môže ísť aj o primiešaný/premiestnený materiál z okolitých sideritových ložísk (nevieme o tom, že by bol súčasťou rekultivácie). Ide o komplikáciu, ktorá sa však môže pri hodnotení banských odkalísk objaviť pomerne často, resp. pravidelne.

V tab. 5 uvádzame hodnotenie neutralizačného potenciálu odkaliska z prepočtu obsahu karbonátového uhlíka (tab. 2 a 5) podľa metodiky Buckmana (1997). Výsledky sú uvedené ako % obsah CO_2, ktorý sa uvoľní pri (rovnovážnej) neutralizácii H_2SO_4 (vznikajúcej zo sulfidov). Výsledky môžeme porovnať s hodnotami v tab. 4 a tiež posúdiť ich správnosť v nadväznosti na mineralogickú analýzu vzoriek. Napr. vzorka z bodu 2 obsahuje karbonát vo vyššom množstve, čo v hĺbke cca 1 m pri nízkom podiele pyritu vychádza ako silno alkalické prostredie. Rovnaké hodnotenie indikuje NNP test, hoci po oxidácii sulfidov H_2O_2 sa pH znížilo (tab. 4, obr. 6). Táto indikácia vzniku kyslosti môže byť významná, najmä ak je karbonát prítomný vo forme sideritu. Porovnanie potvrdzuje, že kvantitatívna mineralogická analýza bude prinášať spoľahlivejšie hodnotenie, najmä pre prognózovanie vývoja vzhľadom na rekultivačnú vrstvu.



Obr. 5. Závislosť medzi NNP ($g \cdot kg^{-1}$ $CaCO_3$) a pH-NAG, ktorá indikuje významnosť minerálneho zloženia – a zrejme aj iných faktorov – pri hodnotení acido-bázickej aktivity odkaliska.

Fig. 5. Correlation between NPP ($g \cdot kg^{-1}$ $CaCO_3$) and pH-NAG indicated an importance of factors like mineral composition (and probably others) to the acid-base accounting of tailings.

Tab. 5
Neutralizačný potenciál stanovený ako NCV podľa metodiky Buckmana (1978) v časti vzoriek zo súboru z tab. 2
TIC – celkový anorganický uhlík sa využíva na výpočet ANP, AGP – vypočíta sa z S_{tot}. Postup je uvedený v metodike
Neutralizing potential accounting as NCV (Net Carbonate Value) – Buckman (1978) in a part of tailing samples (Tab. 2)
TIC is a base to account ANP (acid neutralizing potential) and AGP (acid generating potential)

Vzorka	TIC %	S_{tot} %	ANP % CO_2	AGP % CO_2	NCV % CO_2	$CaCO_3$ $g \cdot kg^{-1}$	hodnotenie
2/70-80	2,21	1,09	9,36	–0,80	8,56	194,38	silno alkalický
10/80	1,43	0,76	6,75	–0,55	6,20	140,00	stredne alkalický
16/90-95	0,12	2,78	0,44	–2,03	–1,59	–36,00	stredne kyslý
18/70-80	1,35	2,19	5,76	–1,60	4,16	94,50	stredne alkalický
23/70-80	0,10	2,11	0,37	–1,54	–1,17	–26,63	stredne kyslý
29/70-80	0,71	2,20	3,60	–1,61	1,99	45,19	slabo alkalický

Chemické prvky odkaliska a hodnotenie rizika

Východiskom pre posúdenie geochemického rizika banského odpadu môže byť celkové chemické zloženie odkaliskového kalu (tab. 6, Lintnerová et al., 2010). V minulosti boli vyčlenené prvky (Fe, Al, Cu, As, Zn, Pb, Mn, S, Se a i.), ktoré by mohli predstavovať hlavné geochemické riziko, vzhľadom na minerálne a geochemické zloženie ložiska (Jaško et al., 1996; Lintnerová, 1996; Lintnerová et al., 1999, 2006, 2010; Šoltés, 2007; Šucha et al., 1996, a i.). Celkové chemické analýzy potvrdili správnosť výberu, ale tiež skutočnosť, že reálne riziko je potrebné hodnotiť špecificky a vyhodnotiť obsah prvkov prítomných v chemicky menej stabilných minerálnych fázach (aj novoutvorených). Všeobecne hovoríme o hodnotení mobility alebo bioprístupnosti prvkov a súvisí nielen s chemickými vlastnosťami prvkov a ich zlúčenín, ale aj s prostredím, v ktorom sa nachádzajú. Keďže v pôdach alebo na rozhraní banského odpadu a antropogénnej pôdy pôsobí súčasne mnoho komponentov a faktorov, na hodnotenie miery mobilizácie rizikových prvkov sme použili metodiku stanovenia tzv. nereziduálneho obsahu prvkov (Sutherland, 2002; Lintnerová et al., 2007, 2010; Tóth, 2009; Líška, 2011). V tab. 7 a 8 uvádzame nereziduálne

Tab. 6
Celková chemická analýza vzoriek kalu. Na výpočty sme použili vzorku SM9-40-50 dalšie detaily sú v monografii Lintnerovej et al. (2010)
Total chemical analysis of tailing samples. Analysis of the sample SM9-40-50 is used in calculation. More details in Lintnerová et al. (2010)

Analyt./vzorka	SMOD06	SMOD07	SM 9-40-50
SiO_2 (%)	52,94	65,64	61,88
Al_2O_3 (%)	16,52	11,08	10,23
Fe_2O_3 (%)	11,83	11,04	14,88
MgO (%)	2,63	3,04	3,54
CaO (%)	0,36	0,46	0,25
Na_2O (%)	0,38	0,14	0,05
K_2O (%)	3,04	2,06	1,19
TiO_2 (%)	0,69	0,56	0,52
P_2O_5 (%)	0,28	0,1	0,1
MnO (%)	0,24	0,17	0,16
Cr_2O_3 (%)	0,01	0,008	0,009
H_2O (–) %	11,3	5,5	7
TOT/C (%)	2,68	0,71	0,41
TOT/S (%)	0,09	1,00	2,74
Ba (mg·kg^{-1})	550	305	373
Sn (mg·kg^{-1})	18	10	14
V (mg·kg^{-1})	101	64	53
Mo (mg·kg^{-1})	1,8	0,4	0,9
Cu (mg·kg^{-1})	527,5	182	380,8
Pb (mg·kg^{-1})	120,6	11,6	87,4
Zn (mg·kg^{-1})	192	55	194
Ni (mg·kg^{-1})	41,8	24,5	21,9
As (mg·kg^{-1})	139,6	86	173,3
Cd (mg·kg^{-1})	0,5	<0,1	0,3
Sb (mg·kg^{-1})	11,2	5,7	6,5
Bi (mg·kg^{-1})	6,4	1,8	6,5
Ag (mg·kg^{-1})	1,2	0,2	1,4
Au (mg·kg^{-1})	13,5	17,4	23,1
Hg (mg·kg^{-1})	0,69	0,16	0,73
Se (mg·kg^{-1})	1,4	0,6	2

Tab. 7
Nereziduálne obsahy prvkov stanovené lúhovaním 0,5 HCl za tepla a ich hodnotenie: K_P** = nereziduálny obsah prvku/celkový obsah prvku – pôda Smolník**, CER* = nereziduálny obsah/celkový obsah – pôdy Slovensko*
The non-residual content of selected elements, determined in 0.5 M HCl extract of samples K_P** = non-residual content of element/total content of element in the soil from the Smolník area** (local standard), CER* = non-residual content of element/average total content of elements in the Slovak soils*

Vzorka hĺbka v cm	Cu mg·kg^{-1}	CER*	K_P**	Pb mg·kg^{-1}	CER*	K_P**	Zn mg·kg^{-1}	K_P**	CER*	Fe mg·kg^{-1}	CER	K_P**	As mg·kg^{-1}	CER*	K_P**	pH_{KCl}
2/10-20	422,5	24,9	0,72	35,5	2,1	0,24	45,6	0,19	0,79	41 340	1,4	0,52	15,0	2,1	0,13	7,88
8/10-20	424,0	24,9	0,73	53,0	3,1	0,36	44,1	0,19	0,76	30 625	1,0	0,38	24,5	3,5	0,21	7,85
10/10-20	91,2	5,4	0,16	54,0	3,2	0,36	30,6	0,13	0,53	27 225	0,9	0,34	32,2	4,6	0,27	7,85
16/10-20	178,1	10,5	0,30	19,5	1,1	0,13	34,4	0,14	0,59	67 450	2,2	0,84	22,1	3,2	0,19	2,63
18/10-20	118,7	7,0	0,20	48,5	2,9	0,33	30,0	0,13	0,52	28 605	1,0	0,36	14,4	2,1	0,12	7,83
23/10-20	718,0	42,2	1,23	57,0	3,4	0,39	230,2	0,97	3,97	40 365	1,3	0,50	17,6	2,5	0,15	3,08
29/10-20	146,5	8,6	0,25	14,0	0,8	0,09	21,0	0,09	0,36	21 540	0,7	0,27	15,2	2,2	0,13	7,5
Slovensko*	17,0			17,0			58,0			30 000			7,0			
Smolník/7N**	548			148			238			80 000			118,0			

Tab. 8
Obsahy tzv. nereziduálneho podielu prvkov v materiáli odkaliska pod rekultivačnou vrstvou a hodnotenie rizika pomocou K_M = nereziduálny obsah/celkový obsah v materiáli – vzorka 9
The content of non-residual part of elements in tailing under the soil cover and the evaluation of risk on the base of the contrast ratio – K_M = non-residual content/total content in the sample 9

Vzorka hĺbka v cm	Al mg·kg^{-1}	K_M	Cu mg·kg^{-1}	K_M	Pb mg·kg^{-1}	K_M	Zn mg·kg^{-1}	K_M	Fe mg·kg^{-1}	K_M	As mg·kg^{-1}	K_M	pH_{KCl}
2/40-50	1 883	0,07	470	1,23	23	0,26	39,95	0,21	38 850	0,75	20,1	0,12	8,15
2/50-60	4 977	0,18	62,5	0,16	54,5	0,62	22,7	0,12	17 000	0,33	1,85	0,01	7,34
2/70-80	3 038	0,11	207,5	0,54	19,5	0,22	50,45	0,26	37 565	0,72	11,2	0,06	7,85
8/40-50	2 219	0,08	102,5	0,27	35,5	0,41	23,7	0,12	21 855	0,42	22,35	0,13	7,45
8/60-70	4 856	0,18	896,5	2,35	14	0,16	45,45	0,23	45 355	0,87	11,6	0,07	7,47
9/40-50	3 765	0,14	83,5	0,22	68	0,78	46,45	0,24	15 420	0,30	19,25	0,11	
10/30-40	6 280	0,23	36,3	0,10	49	0,56	50,9	0,26	20 230	0,39	54,7	0,32	2,28
10/40-50	2 103	0,08	150,4	0,39	12,5	0,14	33,25	0,17	38 345	0,74	15,45	0,09	7,83
10/60-70	2 330	0,09	82,2	0,22	24	0,27	32,6	0,17	35 330	0,68	6,55	0,04	7,15
10/80-90	2 201	0,08	498,5	1,31	17,5	0,20	53,4	0,28	39 330	0,76	11,55	0,07	6,05
16/40-50	1 913	0,07	152,75	0,40	22,5	0,26	34,65	0,18	41 315	0,79	22,4	0,13	7,43
16/60-70	2 749	0,10	33,95	0,09	52	0,59	32,25	0,17	12 400	0,24	7,5	0,04	7,62
16/70-80	4 215	0,16	25,6	0,07	32	0,37	49,8	0,26	15 480	0,30	21,4	0,12	6,36
16/90-95	4 302	0,16	35,5	0,09	54,5	0,62	23,2	0,12	11 260	0,22	22,45	0,13	8,2
18/40-50	2 538	0,09	369	0,97	28	0,32	45,4	0,23	43 570	0,84	26,05	0,15	7,33
18/50-60	4 023	0,15	112,15	0,29	45	0,51	52	0,27	15 695	0,30	14,25	0,08	4,56
18/70-80	2 410	0,09	123,85	0,33	28,5	0,33	40,1	0,21	36 570	0,70	8,75	0,05	3,65
23/40-50	3 318	0,12	80,25	0,21	71	0,81	57	0,29	33 715	0,65	101,75	0,59	6,6
23/60-70	1 384	0,05	176,85	0,46	34	0,39	43,35	0,22	34 540	0,66	30,2	0,17	7,41
23/70-80	5 505	0,20	45,4	0,12	20,5	0,23	48,75	0,25	17 725	0,34	9,9	0,06	7,35
29/40-50	1 237	0,05	259,5	0,68	18,5	0,21	28,6	0,15	31 680	0,61	14,25	0,08	8,12
29/70-80	3 215	0,12	209,5	0,55	38,5	0,44	47,45	0,24	29 145	0,56	43,15	0,25	7,84
SM 9/40-50	27 079	1,00	381	1,00	87,4	1,00	194	1,00	52 080	1,00	173,3	1,00	

(mobilizovateľné) obsahy prvkov a riziko alebo mieru znečistenia prvkov vyjadrujeme ako pomer nereziduálneho obsahu prvku k celkovému obsahu prvku v materiáli, alebo v pôde a označujeme ho ako kontrast (K). Pre povrchovú vrstvu (10 – 20 cm), resp. antropogénnu pôdu (P) sme pre výpočet pomeru (K_P) použili celkovú hodnotu prvku v „typickej" pôde z nivy potoka Smolník pod baňou (Lintnerová et al., 2007, 2010). Ďalej uvádzame tzv. Concentration Enrichment Ratio (CER – tab. 7), kde nereziduálne obsahy povrchových vzoriek dávame do pomeru s priemerným obsahom prvkov v pôdach Slovenska (Čurlík a Šefčík, 1999). Hoci toto porovnanie s pôdami nie je celkom korektné, iné údaje využiteľné pre posúdenie antropogénneho znečistenia vlastne nie sú dostupné. Podľa použitej porovnávacej hodnoty použitej v pomere získame dve hodnotenia environmentálneho rizika alebo antropogénneho znečistenia. Najvyššie hodnoty CER, ktoré dokumentujú silné znečistenie, sú pre Cu (7 – 42), nižšie pre As (2 – 5), Pb (1 – 3) a Fe (1 – 2). CER hodnota celkovo vystihuje silné (antropogénne) znečistenie v pôdach v porovnaní so slovenským priemerom, resp. jasne poukazuje na geochemickú (geogénnu) anomáliu v ložiskovej oblasti. Ak je pomer vypočítaný z lokálnych porovnávacích hodnôt (K_P), miera antropogénneho znečistenia sa hodnotí ako slabá alebo nižšia (K_P nedosahuje orientačnú hodnotu silného znečistenia nad 2 uvádzanú Sutherlandom, 2002). Použitím K_P sa zachováva hodnotenie relatívnej rizikovosti prvkov, pretože jeho hodnoty indikujú vyššiu mobilizáciu a akumuláciu Cu a Fe v porovnaní s As, Pb a Zn v rekultivačnej vrstve a aj v pôdach v okolí ložiska. Porovnávaním pomeru zistíme, že tieto pôdy majú vyššie obsahy rizikových prvkov celkovo a aj v mobilizovateľnej forme, ako boli zistené v rekultivačnej vrstve na odkalisku (tab. 6, 7, 8 – Smolník 7N, Lintnerová et al., 2007) a ktorá leží na banskom odpade, bez vybudovania izolačných a drenážnych vrstiev.

Na hodnotenie hlbších častí sond sme počítali len pomer nereziduálneho obsahu vo vzorkách k hodnotám z celkovej analýzy vzorky 9/40-50 (v tab. 6) a pomer označujeme ako K_M (M – materiál odkaliska). Hodnoty sú znovu relatívne nízke, ale spoľahlivo dokumentujú rozdielnu aktivitu prvkov v rámci banského odpadu (K_M x 100 = % podiel z celkového obsahu). Vyššie pomery pre Fe, Cu, Zn a Pb indikujú ich prítomnosť v nereziduálnych (mineráloch) fázach, a teda aj mobilizáciu v dôsledku oxidácie pyritu. Hodnotu vyššiu ako 1 máme len pri Cu, čo hovorí o akumulácii Cu vo zvetranej vrstve kalu. Cu sa javí ako najcitlivejší indikátor antropogénneho znečistenia. Pre Al ako makroprvok typický pre silikátové rezíduum uvedený pomer nie je až tak nízky a ukazuje, že v odpadoch so sulfidmi môže byť mobilizácia Al významná (Bigham et al.,1996; Munk et al.,

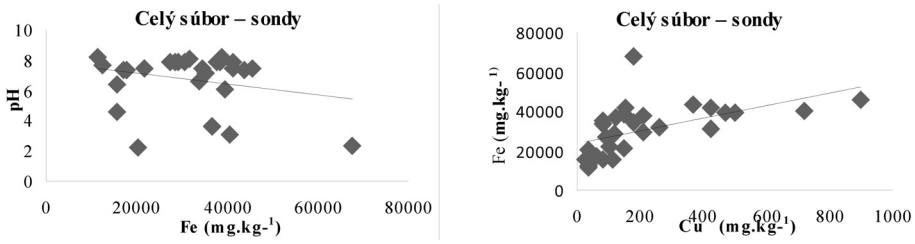
2002). V kyslom prostredí sa vylúhovaný podiel Al môže hromadiť v novoutvorených oxidoch Fe, alebo vstupovať do menej stabilných síranov. Hodnoty pomeru pre As sú tiež nižšie a mali by indikovať väzbu na minerálne rezíduum v povrchovej vrstve. Avšak vyššia hodnota pomeru As v niektorých vzorkách indikuje mobilizáciu a akumuláciu v nereziduálnej fáze alebo aj vylúhovanie a odnos As z odkaliska. Vzhľadom na všeobecne vysokú toxicitu As aj menšie prejavy potenciálnej mobility môžu byť významné (Lintnerová et al., 2010, 2010a).

Z výsledných hodnotiacich pomerov, porovnaných s pôdami v okolí opusteného ložiska, sa môže javiť, že odkalisko nie je silným zdrojom znečistenia. Hodnotili sme obsahy prvkov len povrchovej vrstvy odkaliska a v rekultivačnej vrstve ako výsledok krátkodobých procesov, keďže pôda na odkalisku sa tvorí len cca 10 rokov. Preto nie je možné robiť závery pre celé odkalisko. Tieto prvé komplexnejšie poznatky sú významné, pretože priebeh mobilizácie a akumulácie potenciálne toxických prvkov spojený s oxidáciou a rozkladom sulfidov/pyritu môže byť podstatný práve na začiatku tvorby pôd.

Závislosť mikroprvkov od pH, SO_4^{2-}, TOC a obsahu karbonátov

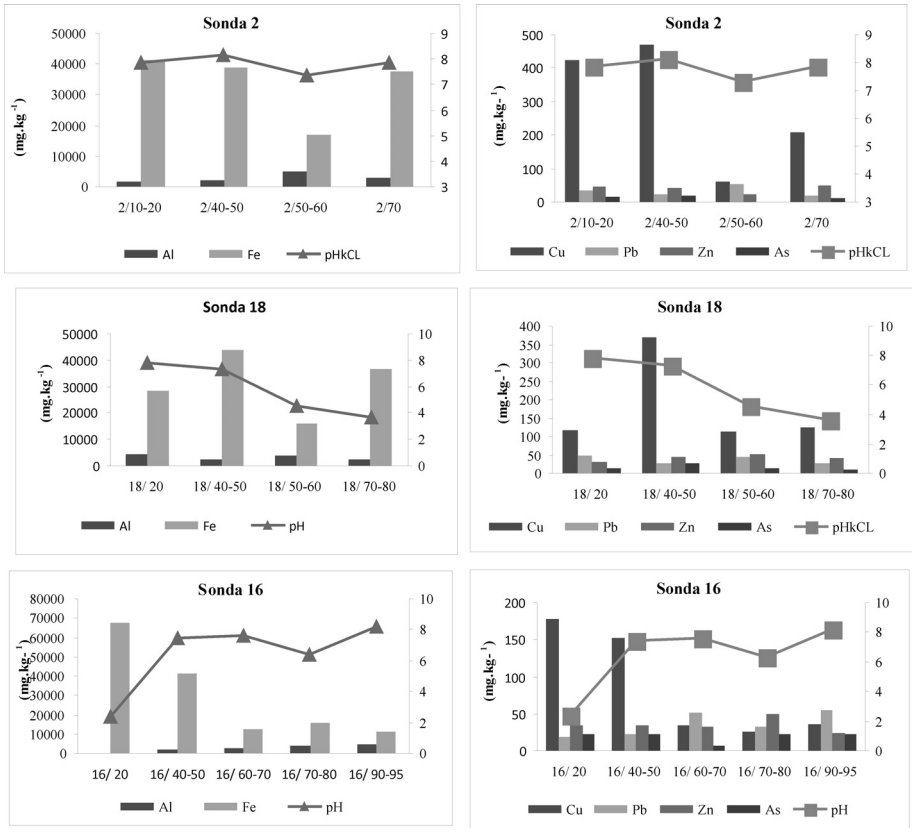
Akumuláciu/stabilizáciu prvkov v rekultivačnej vrstve okrem počiatočného obsahu prvkov významne modifikujú aj ďalšie geochemické podmienky, z ktorých posúdime závislosti medzi pH, obsahom SO_4^{2-}, organického C, prípadne minerálneho uhlíka v sondách do hĺbky cca jedného metra. Distribúciu prvkov v závislosti od uvedených parametrov a hĺbky vzoriek v sondách sa pokúsime zdokumentovať pomocou vybraných grafov, ktoré boli konštruované z údajov uvedených v tabuľkách (tab. 2 až 8).

Porovnanie hĺbkovej distribúcie prvkov v jednotlivých sondách je pre interpretáciu významné, pretože v celom súbore (7 sond – 29 vzoriek) nenachádzame priamu závislosť skoro v žiadnej dvojici parametrov, teda ani vo vzťahu medzi pH a mobilnejšími/rizikovejšími (Cu, Fe, obr. 6) alebo menej rizikovými prvkami, ako vyšlo z hodnôt K a CER. Osobitné postavenie – ako hlavná zložka uvoľnená z odpadov – má Fe, ktoré svojimi geochemickými vlastnosťami ovplyvňuje správanie ostatných prvkov.



Obr. 6. Vzťah medzi nereziduálnym obsahom Fe a pH a Fe a Cu v celom súbore vzoriek.

Fig. 6. Relation between non-residual Fe content and pH, non-residual content of Fe and Cu in the whole sample set.



Obr. 7. Závislosť koncentrácie prvkov (nereziduálny podiel) od hĺbky a pH v sondách 2, 16 a 18 (tab. 7 a 8).

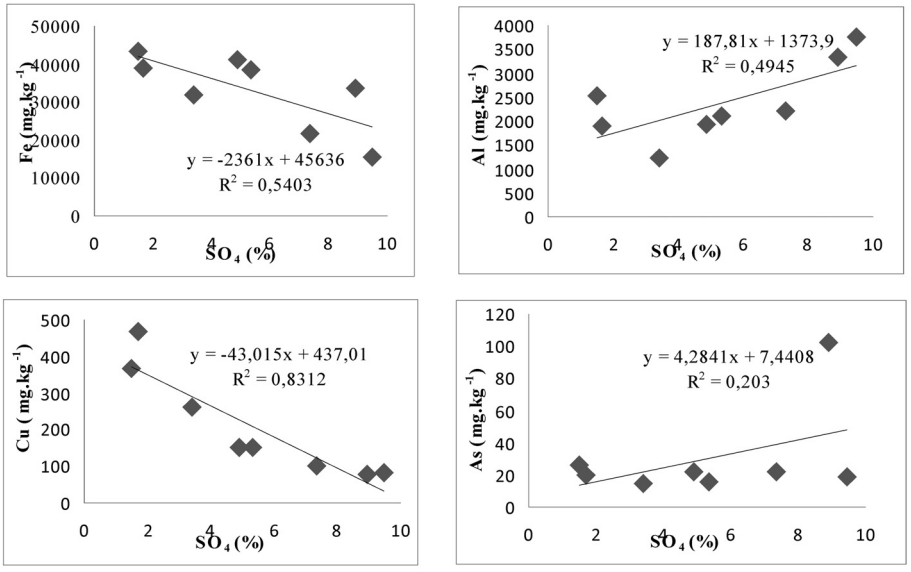
Fig. 7. Correlation between concentration of non-residual elements, depth and pH values in the sampling points 2, 16 and 18 (Tabs. 7 and 8).

V jednotlivých sondách vidíme určitú závislosť prvkov a pH, ale nie je rovnaká ani v dvoch sondách s nízkym pH (obr. 7). Pokles pH v danej hĺbke sa od distribúcie Fe prejavuje rôzne, pretože je ovplyvnený aj redox podmienkami a tvorbou minerálnych fáz Fe, a ich relatívnou stabilitou alebo transformáciou na stabilnejšiu fázu. To sa prejaví aj v obsahu ostatných prvkov, ktoré sú prítomné v menšom množstve ako Fe a sú rôzne zahrnuté do vyzrážavaných fáz Fe (Lintnerová, 1996; Lintnerová et al., 1999, 2010). Najväčšiu afinitu k Fe prejavuje Cu, ale ani tu nie je závislosť úplne jednostranná (obr. 6, 7).

Väzbu katiónov – kovov na povrchovo-aktívne fázy (najmä oxidy Fe, íly a i.) riadi pH a/alebo ďalšie faktory, ovplyvňujúce obsadenie povrchového náboja a tvorbu komplexov (Stumm a Sulzberger, 1992; Lintnerová, 2002). Okrem koncentrácie prvku je to aj forma vystupovania, čo sa opisuje povrchovým nábojom a veľkosťou iónu. Takže aj prítomnosť SO_4^{2-} (a iných aniónov) môže modifikovať mobilitu alebo stabilizáciu prvkov – kovov. Hoci obsah SO_4^{2-} zo siedmich sond poznáme len z 40 – 50 cm hĺbky (tab. 3), preukázala sa rozdielna závislosť voči prvkom. Obsah Fe a Cu viac-menej úmerne klesá s rastom SO_4^{2-}, to môže znamenať, že rastúci obsah SO_4^{2-} negatívne vplýva na akumuláciu prvkov v pevnej fáze alebo v pôdach (obr. 8). Závislosť medzi Zn a SO_4^{2-} nie je možné špecifikovať, ale obsah As, Al a Pb rastie s obsahom SO_4^{2-} iónov a môže indikovať aj tvorbu sekundárnych síranov (Al a Pb) a prípadne aniónovú substitúciu As na povrchoch oxidov Fe. Ako bolo uvedené, v povrchovej vrstve bol identifikovaný sadrovec, jarosit, prípadne aj iné Al sulfáty. Pri vyššom pH (obr. 9) môže dochádzať k desorpcii SO_4^{2-} z povrchov oxyhydroxidov Fe (nahradzované OH^-), čo môže byť dôležité z hľadiska vylúhovania SO_4^{2-} z odkaliska.

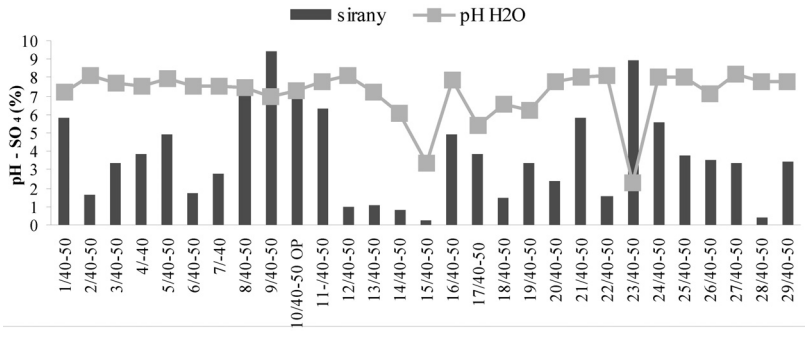
Celkové obsahy TOC (celkový organický C) sú relatívne nízke (st. až 0,4 %) a napriek tomu, že povrch odkaliska bol pokrytý drevným odpadom a na povrchu je vegetácia, logický predpoklad o hromadení/distribúcii organického C pri povrchu sa našimi analýzami nepotvrdzuje (tab. 2, obr. 10). TOC hodnota môže len veľmi orientačne dokumentovať prítomnosť organickej hmoty v pôde, lebo to nie je špecifický parameter a neurčuje kvalitu organickej hmoty. Vytvorenie antropogénnej pôdy je zložitý proces, ktorému po rekultivácii mala napomáhať vrstva organického – drevného odpadu ako základ pre vytvorenie vhodnejších fyzikálnych a mechanických vlastností pre rast vegetácie, zadržanie vlahy a v dôsledku vlastného rozpadu podporiť tvorbu humusového horizontu. Vytváranie kvalitného humusového horizontu je však závislé od aktívneho rastu vegetácie a biochemickej aktivity mikroorganizmov.

Určitú závislosť môžeme sledovať medzi TOC a obsahom Fe (obr. 10, 11), čo by mohlo indikovať predpokladanú súvislosť medzi aktívnym povrchom oxidov Fe a zachytá-



Obr. 8. Závislosť medzi obsahom síranov a nereziduálnymi podielmi prvkov v sondách. Zdrojové údaje zo všetkých sond z hĺbky 40 – 50 cm, zdrojové údaje sú v tab. 3 a v tab. 8.

Fig. 8. Correlation between total sulphate content and non-residual element content in the sampling point, source data are from all sampling points (40–50 cm depth).



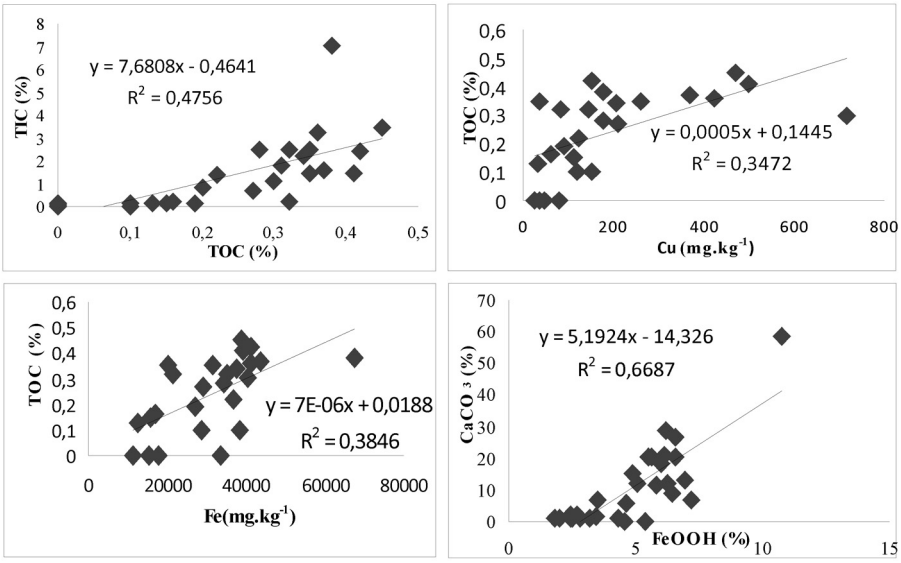
Obr. 9. Závislosť celkového obsahu síranov a pH v odkalisku v hĺbkovej úrovni 40 – 50 cm.

Fig. 9. Correlation between total sulphate content and pH values in horizon 40–50 cm of the tailing impoundment.

vaním organickej hmoty týmito minerálnymi fázami (Wagai a Mayer, 2007; Hiemsta et al., 2009). Je známe, že prítomnosť TOC významne ovplyvňuje vlastnosti povrchovo aktívnych minerálnych fáz v dôsledku výmenných reakcií, resp. obsadením miest pre tvorbu povrchových komplexov a okrem toho môže významne meniť aj pH a redox reakcie v pôde. Z toho vyplýva, že modifikuje aj akumuláciu potenciálne mobilizovaných alebo vylúhovaných prvkov prinášaných z banského odpadu, ako to dokumentuje aj graf závislosti TOC – Cu pre celý súbor (obr. 10) z jednotlivých sond. Prvé vyhodnotenie ukazuje, že množstvo a akumulácia organickej hmoty môžu byť ovplyvnené aj prítomnosťou karbonátov (obr. 10). Hoci sme mineralogicky identifikovali prítomnosť len menej rozpustných minerálov (dolomit, siderit), uhličitany v povrchovej vrstve musia zohrávať významnú úlohu ako pri formovaní pH pôd, tak aj pri stabilizácii minerálnych fáz (napr. FeOOH), ale aj organickej hmoty a v konečnom dôsledku transformácii kalu na úrodnú vrstvu (obr. 11). Vzťah medzi TOC a oxidmi Fe môže byť kľúčovým pre formovanie pôd na odkalisku, je osobitne skúmaný na základe špecializovaného štúdia povrchových vlastností minerálnych fáz a bude interpretovaný s využitím rôznych geochemických modelov (Wagai a Mayer, 2007; Wagai et al., 2009).

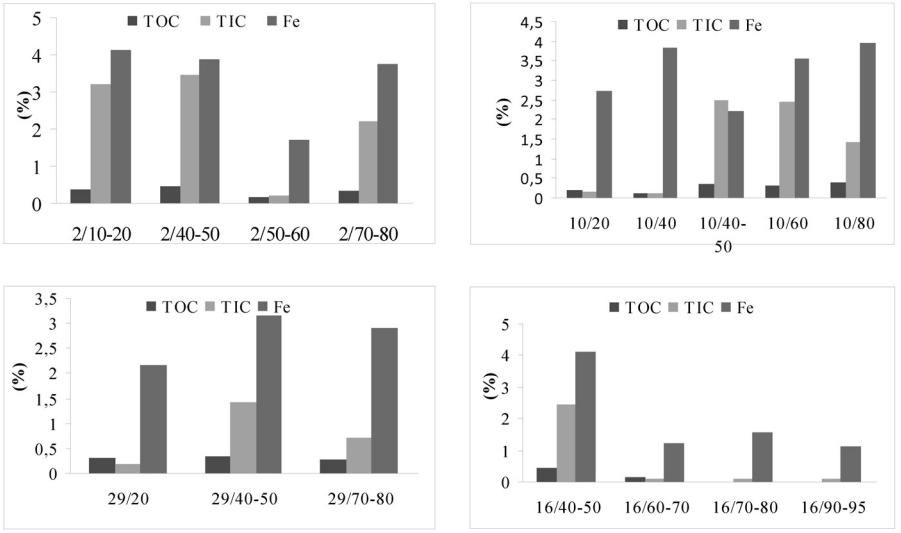
Záver

Cieľom nášho projektu je charakterizovať a hodnotiť rozvoj pôdotvorných procesov v rekultivačnej vrstve, ktorá by z dlhodobého pohľadu mala zlepšiť až eliminovať geochemické environmentálne riziká odkaliska pri Smolníckej Hute. Významnou úlohou z hľadiska formovania sa antropódy je prítomnosť produktov oxidácie pyritu, najmä Fe síranov a oxyhydroxidov Fe, a potenciálna mobilita prvkov, ktoré sa uvoľňujú z banského odpadu. Napriek tomu, že sa problematike venujeme už dlhšie obdobie a stále získavame nové cenné výsledky, nemôžeme opísať a interpretovať fungovanie geochemických systémov tak, aby sme mohli predpovedať vývoj environmentálnych



Obr. 10. Grafické zobrazenie závislosti TOC s TIC, Fe, Cu a prepočítaných (modálnych) molekúl $CaCO_3$ s FeOOH (tab. 2).

Fig. 10. The correlation diagrams of the TOC with TIC, Fe, Cu values and modal $CaCO_3$ and FeOOH molecules (Tab. 2).



Obr. 11. Distribúcia TOC, TIC a nereziduálneho Fe podľa hĺbky odobratých vzoriek v sondách 2, 10, 16 a 23.

Fig. 11. Distribution diagrams of TOC, TIC and non-residual Fe content according to depth of samples in sampling points 2, 10, 16 and 23.

rizík na odkalisku alebo v jeho povrchovej časti. Získané poznatky môžeme zhrnúť do nasledujúcich bodov.

1. Na základe analýzy vzoriek z povrchu odkaliska v troch hĺbkových úrovniach sme preukázali rozsah acidifikácie antropogénnej pôdy a povrchovej vrstvy. Výraznejší pokles pH v pôde/materiáli pod 5,5 (resp. pod pH 4) sme zaznamenali na vzdušnom obvode odkaliska skôr lokálne – v povrchovej a strednej úrovni. Z výsledkov, vrátane testov neutralizačného potenciálu, vyplynulo, že okysľovanie je ovplyvnené lokálne primárnym nahromadením pyritu a zmenami zrnitosti (prienik oxidantov) a obsahu karbonátov (siderit, dolomit), ktoré miestami presahujú 20 % obsah.

2. Zistenú vysokú koncentráciu síranov v strednej vrstve hodnotíme ako významné geochemické riziko, ktoré vplýva na stabilizáciu sledovaných prvkov, transformáciu minerálnych fáz, zasoľovanie rekultivačnej vrstvy, mobilitu síranov meteorickou/drenážnou vodou a iné procesy.

3. Nereziduálny obsah prvkov v povrchovej vrstve odkaliska dokumentuje zvýšenú mobilitu sledovaných prvkov – Fe, Al, Cu, As, Pb a Zn. Výpočet obidvoch parametrov (kontrastu – K a koncentračného pomeru – CER umožňuje objektívnejšie odlíšiť antropogénnu kontamináciu z banskej činnosti od prirodzenej geochemickej kontaminácie v ložiskovej oblasti, čo je dôležité najmä pre plánovanie rekultivácií.

Z hľadiska úspešnosti rekultivácie pozorovaný stav nemôžeme podľa geochemických poznatkov považovať za uspokojivý a odkalisko (zatiaľ) za dlhodobo bezpečné. Proces oxidácie sulfidov a akumulácie mobilizovateľných zložiek v povrchovej vrstve stále prebieha, čo negatívne ovplyvní formovanie antropogénnej pôdy. Okrem iného to indikuje aj slabá miera akumulácie organického C, čo je však potrebné lepšie preskúmať, najmä v spojitosti s tvorbou aktívnych minerálnych fáz – oxidov Fe.

Poďakovanie. Táto práca vznikla za podpory grantu VEGA 1/0219/10 *Vplyv „Fe" na technologické vlastnosti nerastných surovín* a grantu UK K. Mangovej (6-11-204-00) pre mladých vedeckých pracovníkov. Ďakujeme pracovníkom laboratória PRIF UK, ktorí pomohli a poradili pri analýze materiálov, menovite J. Kubovej, M. Čaplovičovej, P. Bačíkovi, P. Šottníkovi za pomoc pri zabezpečovaní niektorých prác a analýz. Ďakujeme P. Andrášovi za posúdenie práce.

References

Andráš, P., Gajdoš, A., Križáni, I. & Rusková, J., 2009: Monitoring a možnosti remediácie vybraných banských depónií Západných Karpát. *Banská Bystrica, Univerzita Mateja Bela, 1 – 253.*

Bacon, J. R. & Davidson, C. M., 2008: Is there a future for sequential chemical extraction? *The Analyst, 133, 25 – 46.*

Bartalský, J. (ed.), 1994: Smolník – mesto medenorudných baní. *Bratislava, Miner. Slov., Monogr., 368 s.*

Bigham, J. M., Schwertmann, U. & Pfab, G., 1996: Influence of pH on mineral speciation in a bioreactor simulating acid mine drainage. *Applied Geochemistry, 11, 845 – 849.*

Buckman, C. H., 1997: Net carbonate value (NCV) for acid-base accounting. http//wwwbuckam.com/ncv.html

Čurlík, J. & Šefčík, P., 1999: Geochemický atlas Slovenskej republiky. Pôdy. *Bratislava, MŽP SR, 1 – 100.*

Dubíková, M., Cambier, P., Šucha, V. & Čaplovičová, M., 2002: Experimental soil acidification. *Applied Geochemistry, 17, 245 – 257.*

Hiemstra, T., Antelo, J., Rahnemaie, R. & Van Riemsdijk, W. H., 2010: Nanoparticles in natural system I: The effective surface area of the natural oxide fraction in field samples. *Geochim. cosmochim. Acta, 74, 41 – 58.*

Hurai, I., Chovan, M., Huraiová, M., Koděra, P., Konečný, P. & Lexa, J., 2010: Slovak Ore Mountains: Origin of hydrothermal mineralization and environmental impact of mining. *Acta mineral. petrogr. (Szeged), Field Guide Series, 28, 1 – 37.*

Jambor, J. L. & Blowes, D. W. (ed.), 1994: Environmental geochemistry of sulfide mine-waste. *Miner. Assoc. Canada, Waterloo, 22, 438 p.*

Jaško, V., Cicmanová, S., Bajtoš, P., Pramuka, S., Šesták, P., Bašista, J., Gajdoš, V., Rozimant, K., Lintnerová, O., Hornung, L. & Galajda, J., 1996: Komplexné hydrogeologické a hydrochemické posúdenie ložiska Cu-Fe rúd. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 124 s.*

Kubová, J., 2000: Utilization of selective extraction techniques for element speciation in soils and sediments. Critical evaluation of the conterporary state. *Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 6, 43 – 52.*

Lengke, F. M., Davis, A. & Bucknam, Ch., 2010: Improving management of potentially acid generating waste rock. *Mine Water Environment, 29, 29 – 44.*

Lintnerová, O., 1996: Mineralogy of Fe-ochre deposits formed from acid mine drainage water in Smolník mine (Slovakia). *Geol. Carpath., Clays, 5, 55 – 63.*

Lintnerová, O., Šucha, V. & Streško, V., 1999: Mineralogy and geochemistry of acid mine Fe precipitates from the main Slovak mining regions. *Geol. Carpath., 50, 395 – 404.*

Lintnerová, O., 2002: Vplyv ťažby nerastných surovín na životné prostredie. *Bratislava, Univerzita Komenského, 1 – 160.*

Lintnerová, O. & Majerčík, R., 2005: Neutralizačný potenciál sulfidického odkaliska Lintich pri Banskej Štiavnici – metodika a predbežné hodnotenie. *Bratislava, Miner. Slov., 37, 517 – 528.*

Lintnerová, O., Šoltés, S. & Šottník, P., 2006: Dissolved matter and suspended solids in the Smolník creek polluted by acid mine drainage (Slovakia). *Geol. Carpath., 57, 311 – 324.*

Lintnerová, O., Feriančíková, L. & Španek, P., 2007: Nereziduálny obsah Fe, Mn, Cu, Zn, Al a As v pôdach v okolí opusteného ložiska Smolník. *Bratislava, Miner. Slov., 39, 153 – 164.*

Lintnerová, O., Šoltés, S. & Šottník, P., 2010: Environmentálne riziká kyslých banských vôd na opustenom ložisku Smolník. *Bratislava, Monogr., Univerzita Komenského, 157 s.*

Lintnerová, O., Španek, P. & Mangová, K., 2010a: Hodnotenie rekultivácie odkaliska pri opustenom ložisku Smolník – monitoring antropogénnych pôd. *Acta Univ. Matthiae Belii, 12, 73 – 80.*

Líška, L., 2011: Posúdenie úspešnosti rekultivácie na odkalisku pri Smolníckej Hute. [Diplomová práca.] *Manuskript. Bratislava, PRIF UK, 86 s.*

Malamoud, K., McBratney, A. B., Minansni, B. & Field, D. J., 2009: Modelling how carbon affects soil structure. *Geoderma, 149, 19 – 26.*

Mills, C. & Eng, P. (eds.), 2011: Acid–Base Accounting (ABA) Procedures. http://technology.informine.com/enviromine/ard/acid-base %20acounting/acidbase.htm

Mödl, C., Wörmann, H. & Ameleung, W., 2007: Contrasting effects of different types of organic material on surface area and mikroagregation of goethite. *Geoderma, 141, 167 – 173.*

Munk, L. A., Faure, G., Pride, D. E. & Bigham, J. M., 2002: Sorbtion of trace metals to an aluminium precipitate in a stream receiving acid rock-drainage; Snake River, Summit County, Colorado. *Applied Geochemistry, 17, 421 – 430.*

Nordstrom, D. K., 1982: Aquatic pyrite oxidation and consequent formation of secondary iron minerals. *In: Kittrick, J. A., Fanning, D. S. & Hossner, L. R. (eds.): Acid sulfide weathering. Soil. Sci. Soc. Amer., Wisconsin, 10, 37 – 56.*

Nordstrom, D. K. & Alpers, C. N., 1999: Negative pH, efflorescent mineralogy, and consequence for environmental restoration at the Iron Monuntain superfund site, California. *Proc. Natl Acad. Sci., USA, 96, 3 455 – 3 462.*

Poulton, S. W. & Canfield, D. E., 2005: Development of sequential

extraction procedure for iron: Implication for iron partitioning in continentally derived particulates. *Chem. Geol., 214, 209 – 222.*

Stumm, W. & Sulzberger, B., 1992: The cycling of iron in natural environments: Considerations based on laboratory studies of heterogeneous redox process. *Geochim. cosmochim. Acta, 56, 3 233 – 3 257.*

Sutherland, R. A., 2002: Comparison between non-residual Al, Co, Cu, Fe, Mn, Ni, Pb and Zn released by three-step sequential extraction procedure and dilute hydrochloric acid leach from soil and road deposit sediment. *Applied Geochemistry, 17, 535 – 565.*

Šoltés, S., 2007: Environmentálne riziká kyslých banských vôd a banských odpadov v povodí potoka Smolník. [Dizertačná práca.] *Manuskript. Bratislava, PriF UK, 157 s.*

Španek, P., 2010: Moderné metódy hodnotenia ložísk nerastných surovín. PhD. práca. *Manuskript. Bratislava, PRIF UK, 183 s.*

Šucha, V., Banásová, V., Dlapa, P., Chovan, M., Lintnerová, O., Miadoková, E., Rojkovič, I., Trtíková, S. & Zlocha, M., 1996: Čiastková záverečná správa – komplexný model environmentálnych účinkov ťažby rudných nerastných surovín v typových oblastiach Slovenskej republiky. *Manuskript. Bratislava, PRIF UK, 118 s.*

Tóth, J., 2009: Kontaminácia pôd As a inými prvkami v okolí opusteného ložiska Smolník. [Diplomová práca.] *Manuskript. Bratislava, PRIF UK, 67 s.*

US EPA: Technical Report Mine Drainage prediction – EPA530 – R - 94 - 036 www.epa.gov

Wagai, R. & Mayer, L. M., 2007: Sorptive stabilization of organic matter in soils by hydrous iron oxides. *Geochim. cosmochim. Acta, 71, 25 – 35.*

Wagai, R., Lawrence, M. & Kitayama, K., 2009: Extent and nature of organic coverage of soil mineral surfaces assessed by a gas sorption approach. *Geoderma, 149, 152 – 160.*

Vozárová, A. & Ivanička, J., 1993: Litogeochémia sedimentov staršieho paleozoika v južnom gemeriku. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen., 16, 119 – 148.*

Younger, P. L., Banwarrt, S. A. & Hedin, R. S., 2002: Mine water. Hydrology, Pollution, Remediation. Environmetal pollution. *Kluwier Academic Publisher, 436 p.*

Zákon č. 514/ 2008 Z. z. o nakladaní s odpadmi z ťažobného priemyslu a o zmene a doplnení neskorších zákonov.

Smernica Európskeho parlamentu a rady z 15. marca 2006/21/ES o nakladaní s odpadom z ťažobného priemyslu dopĺňajúca a meniaca smernicu 2004/35/ES, Úradný vestník EU (11. 4. 2006).

Rukopis doručený 27. 5. 2011
Revidovaná verzia doručená 14. 7. 2011
Rukopis akceptovaný red. radou 13. 9. 2011

Geochemical characteristics of the soil evolution on the top of reclaimed tailing impoundment near Smolnícka Huta village (Slovakia)

Pyrite oxidation is a major source of environmental risk on mine tailings, especially if comes from processing of the sulphide ores. Low-sulphide waste (<10 %) was saved into the tailing impoundment despite of pyrite dominancy in the Smolník ore deposit. This was caused by the pyrite ore processing/obtaining pyrite concentrate from the ore cf. Bartalský et al., 1994; Lintnerová et al., 2010. Ten years ago approximately, dried surface of the tailing impoundment near Smolnícka Huta village was recovered by 10–15 cm thick wood-waste layer, forested by pine plants. Nevertheless of this simple remediation technique, the plants have growth to trees. This is the best part of impoundment area. Only some parts of impoundment have been barren till now.

In drainage water removed from tailing, a higher content of element in dissolved and suspended form causes permanent level of mine-derived pollution of the Smolník creek catchment (Lintnerová et al., 2006). Lots of specific environmental questions can be solved in this area, moreover with the questions about the long-continuing effectively of the used reclamation technique.

Goal of our study is to present geochemical activity of the mine waste, especially mobilization of potentially toxic elements and its impact on (anthropogenic) soil evolution. Results of some intermittent study of point sample could not document a state and evolution of the top soil. Some results obtained from samples are not responsible to document a current conditions and soil formation on the top of tailing impoundment. Samples for this project were collected from points regularly covering the top of tailing impoundment in tree horizon depths (10–20 cm, 40–50 cm and 70–80 cm) to document the acidification of dry-remediation cover and underlying tailing/mud. Schemes of pH and sulphate distribution are the base for more specific analyses of samples from 8 selected points (probes) from them (Ns. 2, 8, 9, 10, 16, 18, 23, 29) and two representative samples (samples 9/50-60 and 8/40-50). Grain size analyses, mineral composition of sample and heavy vs. light mineral fraction results are combined with content of total S, total SO_4^{2-} ion and mobile form of Fe to document a pyrite dissolution, comparison of pyrite content and occurrence of new (secondary) minerals, mainly sulphates and Fe oxides. These minerals can play an important role in processes of potentially toxic element re-mobilization in tailing impoundment. The same may be applied for stabilization of toxic elements in solid phase in soil horizon and in accumulations related to organic matter.

All of these processes are also important to (trans)form acido-basic balance. Acido-basic reactions or neutralizing potentials of the tailing (top part) were carried out according to US EPA static test and verified by NCV (Net Carbonate Values) test and also by the results of modal minerals (pyrite, calcite, goethite) accounts obtained from chemical analyses. Total chemical analyses of tailing impoundment and analyses of mobile – so-called "non-residual" part of selected, potentially risk elements (Fe, Al, As, Pb, Zn and Cu) extracted by 0.5 M HCl were used to evaluate the geochemical risk (Sutherland, 2002; Lintnerová et al., 2007).

It was found that pH values can change from site to site in vertical and also in horizontal directions. Moderately increasing acidity occurred mainly to dam-side area of the impoundment presented by more suitable conditions for air-oxygen diffusion in the tailing impoundment with the oxidation of pyrite grain, than in the mountain-side part. The results of net neutralization potential varied from –78 to +178 g $CaCO_3$ per 1 kg of sample and identification of less soluble carbonate (siderite, dolomite) documented complex cooperation of factors which control acido-base balance in this open system. It is important that no direct or simple correlation pH data with sulphates, organic carbon (TOC), carbonate carbon (TIC – inorganic C), Fe and other non-residual (more mobile) part of elements can be interpreted in the whole sample set. Significant correlation occurred between Fe and Cu. Both of these contents correlated negatively. Other elements (Al, Pb and As) correlated with sulphate ions positively, however content of mobile part is much lower than Fe.

Simple interpretable results occurred in the individually inspected probes where more than 3 samples were selected, analysed parameters can be interpreted with the probe depth. Two ratios – contrast (K) and concentration enrichment ratio (CER) were calculated from values of non-residual content of Fe, Al, Cu, Zn, Pb and As divided by common local/Smolník and the Slovak average values of element to express K resp. CER in the uppermost part – soil horizon. Only K ratios were calculated to express potential anthropogenic pollution of the tailing in geochemically anomalous (deposit) area. The ratios offer different view on classification of environmental risk (relative low according to K and relative high according to CER). It is important to interpret the results responsibly and correctly because of the right decision for the remediation project. Permeable wood waste cover and developed soil cannot prevent pyrite oxidation in the waste. Iron content and corresponding amount of secondary Fe oxides indicate potential increasing of active-surface area of the soils. Active surface area of minerals probably control geochemical reaction and bioavailability of element and can more exactly evaluate environmental risk. However for obtaining representative data more detail experimental study in this issue have to be done.

Mineralia Slovaca, 43 (2011), 111 – 120
Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086

Use of GNSS Technology in Engineering Geology in Slovakia

PETER ONDREJKA[1], PAVEL LIŠČÁK[1], PETER PAUDITŠ[1] and JURAJ PAPČO[2]

[1]State Geological Institute of Dionýz Štúr, Mlynská dolina 1, SK-817 04 Bratislava, Slovak Republic; peter.ondrejka@geology.sk
[2]Slovak University of Technology, Faculty of Civil Engineering, Dpt. of Theoretical Geodesy, Radlinského 11, SK-813 68 Bratislava, Slovak Republic; juraj.papco@stuba.sk

Abstract

Global Navigation Satellite System (GNSS) receivers are used in many applications, including geological mapping and surveying. Recently, the staff of the Department of Engineering Geology at the State Geological Institute of Dionýz Štúr has adopted this technology and applied it in the solutions of various tasks of civil engineering practice: such as inventory and monitoring of landslides, construction of geological cross-sections, and contouring of specific geological features. This paper presents various case studies, in which the application of this kind of devices is being compared with classical methods of engineering geological practice.

Key words: corrections of code measurings, differential measurements, EGNOS, GNSS, landslides, monitoring, SKPOS

Introduction

Engineering geologists have always wanted to study the evolution of the particular geological phenomena in real time: What is the rate of the slope movement? Which parts of landslide are more active, which are stabilized? How to link direct measurements of various geometric features with the GIS database? Of course, a number of additional questions could be asked about different geological processes or objects.

Today, we can sample in real time the surface effects of on-going geological processes via space-based geodesy. This ability, seemingly, should bring the ability to make prognoses of geological processes. In the Slovak condition the focus is on landslides, but, of course other processes could be studied as well – subsidence, neotectonic movements, erosion propagation, etc. However, despite two decades of the widespread availability of the Global Positioning System (GPS) such information is still relatively little used in the engineering geological community.

In this paper, we review what has been learned to date about the relationship between geodetic and engineering geology observations.

We examine the most common inventory, mapping and monitoring and methods currently used and the issues and artifacts surrounding those methods. For all of these methods, questions about spatial scaling and continuous (or discontinuous) nature of surface deformation are the key. Current advances in constructing geological cross--sections for the purposes of slope stability calculations, or in updating digital elevation model, underscore the utility of working with geodetic data from a geological viewpoint. Finally, we examine how new technology will further enhance our ability to use these data.

Position definition in the field and general mapping

For the purpose of mapping at scales smaller than 1 : 10 000 the use of conventional GPS-based navigation and hiking equipment is sufficient. The accuracy of this device category is of the order of meters: from 4 m in open spaces, to 20–25 m in forests with a dense canopy. Modern instruments are capable of receiving signals continuously, even in a dense forest.

The GPS navigation devices allow recording location data in various forms. Naturally, they enable to save the current position and altitude in a numerical form (waypoints) with metadata: the accuracy of recording, number of satellites, the date and time of recording etc. as well as user's comments. The expensive devices also provide the option of taking photos along with saving their coordinates in EXIF header digital photography (e.g. Garmin Oregon 550 t) and to open a photo directly in the map programme, which is capable to read automatically the position from the header (e.g. Google Earth™). Another commonly offered function of the navigation devices is the ability to record tracks (movement trajectories). Given the low accuracy and inability to carry out additional corrections, the trajectory records are only approximate and they cannot be used for detailed mapping – e.g. contours of landslides etc..

A standard coordinate system default in the navigation devices is WGS84 with a record in ellipsoidal coordinates (λ, ϕ). Of course, the devices offer the opportunity

to change this setting; however, this is quite limited. In Slovakia, the option to record in the coordinate system S-JTSK is lacking, however, the coordinates transformation is possible through the additional processing of data (post--processing) using GIS programmes. It should be preferred to replace a record of position in spherical coordinates by the record in the UTM projection in meters. In our geographical area it is appropriate to use the UTM WGS84 Zone34/Northern hemisphere (UTM-34N).

Prior to leaving for the field work, it is appropriate to prepare the maps in electronic or paper form showing a square grid (map grid) with 50–100 m interval (Fig. 1). The navigation devices allow to load into their database of topographic maps the user-defined maps in the required format (raster or vector). Along with displaying the coordinates on the display a map showing the grid provides very suitable basis for orientation and geological mapping with sufficient accuracy for the map documents in scale up to 1 : 10 000. However, it is not appropriate for a "scaleless" mapping (e.g., the cadastral maps).

The format in the navigation devices is standard and mutually convertible in many freely available programmes. For example records from the devices Garmin in GPX format can be displayed in the current mapping programmes (Google Earth, Google Maps and others). However, for further processing it is necessary to convert the GPX record (point, line) into GIS format. The conversion into GIS (ESRI shape, MapInfo and others), as well as cartographic transformation to coordinate system S-JTSK provides freeware (GPL) programme Quantum GIS (http://www.qgis.org/). It performs the cartographic transformations using libraries PROJ.4 (http://trac.osgeo.org/proj/), which allow for the conversion WGS84/S-JTSK (KrovakG) the accuracy of 7-element transformation with global transformation key with a precision of 30–60 cm for any recording format. Accounting for the accuracy of GPS navigation devices such an error is negligible. However, correct settings of transformation parameters are inevitable (not yet implemented in the programme's current version). For the territory of the Slovak Republic they are the following: (http://wiki.freemap.sk/SJTSK, http://grass.fsv.cvut.cz/gwiki/S-JTSK):

+proj=krovak +ellps=bessel +towgs84=485·021,169·465,483·839,7·786342,4·397554,4·102655,0+lat_0=49.5 +lon_0=24.83333333333333+alpha=30.28813975277778 +k= 0.9999 +x_0=0 +y_0=0 no_defs <>

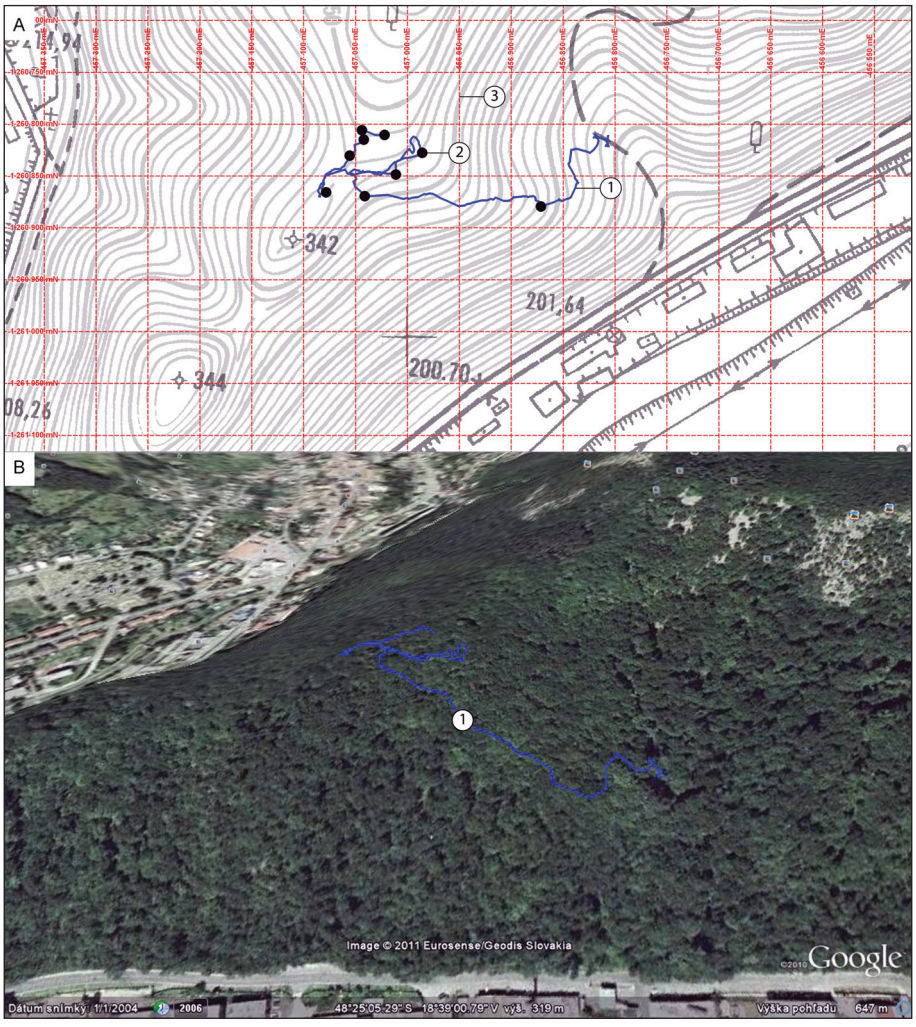


Fig. 1. An example of a record of GPS device. **A** – depiction in the topographic map of ZM10; **B** – depiction on the Google Earth™ image; 1 – route track (blue); 2 – sampling points (black); 3 – regular coordinates (red) in S-JTSK 50 x 50 m.

Detailed mapping and data recording

In the scope of engineering geological mapping higher accuracy of GPS record is required – often below 1 m (sub-meter accuracy), particularly in cases where data must be depicted in maps of larger scales (>1 : 5 000, cadastral maps – KNC, CS, etc.). Such a record we can term as "scaleless" although it does not reach the geodetic accuracy (<12 cm), however, to produce maps at any scale such accuracy is sufficient.

The above accuracy can be achieved with GPS/GNSS devices of GIS category that allow the use of so-called D-GPS corrections, either in real time (during field mapping) or using the so-called RTK equipment, or in the scope of post-processing. In the post-processing of measured data using a special software supplied with the GPS devices. For D-GPS corrections (RTK and post--processing) correction data from stationary GPS receivers (reference station) are needed with high accuracy and frequency of record. In Slovakia, for this purpose a paid service of reference stations SKPOS network can be used (http://skpos.gku.sk/), operated by the state organization Geodetic and Cartographic Institute (GCI). Data from reference stations are available either through the GSM operator (real time), or after requesting additional data for certain period through the web-service organization.

Besides high positional precision the devices of GIS category and their utilities allow much wider possibilities to record attribute data and metadata (in comparison with the navigation device). They offer an option of recording attributes of sensing element in accordance with standard spatial GIS database (point, line, polygon) with pre--defined database structure and selected cartographic representation. The devices of this category offer also commercially available coordinate system setting S-JTSK, or highly accurate cartographic transformation can be carried out with D-GPS correction directly in the utility programme.

The Trimble™ devices enable to record in addition to the data needed for post-processing (the exact date and time of recording, record duration, number and distribution of satellites, signal strength) also basic metadata about scanned elements: 2D/3D line length, perimeter and area of polygon, horizontal and vertical accuracy and user--defined table attributes. All these data can be exported into the GIS attribute table using the GPS utility functions.

In the past, the GPS technology with GIS accuracy was successfully used in the scope of the project of landslides mapping which evolved during extreme rainfall and subsequent floods in the Košice and Prešov regions in the summer of 2010 (Liščák et al., 2010). During the field mapping there were surveyed linear elements of landslides, mostly (peripheral line, head scarps, cracks, etc.). Based on the recorded metadata the mapped elements were divided into 6 categories of precision: the quality of records with submeter accuracy attained mostly on meadows and open spaces as well as less accurate records in the dense forests and steep slopes with shielding effect to the satellites.

While the lines recorded with the highest accuracy achieved did not need any correction and their course could be downloaded to the resulting maps with almost no editing, the lines' course with an accuracy of less than 5 m had to be slightly edited and smoothed prior to displaying in the topographic map.

The accuracy categories were strictly distinguished in the attribute table of GIS databases. Based on this database landslides contours depiction maps and registers have been enhanced from the current precision at scales 1 : 50 000 to 1 : 10 000 to "scaleless accuracy", applicable to cadastral maps, for example to create maps of hazard/ risk and quantify the specific damage to each affected lot.

Terrain elevation and planimetric measurements

When assessing of landslide areas in the engineering geological practice we often have to face a challenge of an urgent slope stability evaluation. This is due to a need of a proposal for immediate remedial measures that should prevent further development of slope movement. However, when acquiring the input data, we encounter some difficulties that are related to changes in the slope geometry. Information on the elevation retrieved from map does not reflect a change that has been generated by a new landslide and hence in a very short time it is necessary to define new slope configuration.

The same challenges we faced in the scope of the practical solutions related to engineering geological surveys on the newly formed landslides of 2010 in the villages of Bzenica-Bukovina and Krupina. Thanks to their socio-economic significance, these slides necessitated immediate action. Therefore, in both cases, prompt remedy measures were taken. The key issues were related to the provision of input documents, which would account for landslide-re-built relief and to a proposal of effective remedial measures. Map documents (various scales up to 1 : 2 000), which were available, due to their outdated relief did not enable to define the actual profile of a representative line. Therefore, in order to obtain relevant information about the current morphology configuration, surveying works were carried out using GNSS equipment.

Methodology

The aim was to find a solution which would make possible to provide relevant spatial data with high precision in a very short time, which would serve for preparing of an engineering geological profile. We adopted the measuring technique Trimble (GeoExplorer and Rover R8 GNSS). The above devices differ significantly in their scope, which has been reflected in the differences in the accuracy of the results obtained.

GeoExplorer 2005 XT, similarly to the software TerraSync, has support for GIS spatial data processing, hence the accuracy of this device is adapted for this purpose. In autonomous measurements, without any correction signal (and 6 to 9 satellites availably) a standard accuracy in spatial position ranges from 5 to 15 m. In the

case that the number of the satellites falls below 6 as a result of shading, e.g. by vegetation, there is a reduction in accuracy. It is logical that the accuracies are not acceptable for the purposes of compiling engineering geological model, enabling analysis of the stability conditions. To achieve the required accuracy at the submeter level, it was necessary to amend an autonomous measurement on of at least one more receiver. This type of measurement is referred to as differential measurement. This means that the measurement was carried out at least by a pair of receivers, provided the position of one of them has been accurately defined.

The most available alternative to eliminate the uncertainty caused by systematic influences (atmospheric refraction, ephemerides and errors of satellites clocks) were corrections of code measurings, which provides EGNOS (European Geostationary Navigation Overlay Service). Another option represented corrections provided by the Slovak Spatial Observation Service (SKPOS).

The EGNOS satellites cluster is the European satellite correction system that is currently in full operational service and users are provided free of charge. The correction signal is transmitted from three geostationary satellites in real time based on continuous measurements of ground network stations that are located throughout Europe (http://www.egnos-pro.esa.int/index.html).

In the scope of practical solutions the accuracy signals from these satellites can achieve from 0.5 up to 2.0 m. The resulting accuracy depends largely on the number of satellites and their configuration. Certain deficiencies of the correction system are frequent signal failures. Availability problems are caused by the fact that the satellites are located above the equator so that the satellites are very low over horizon at our territory.

Another approach to obtain the desired accuracy offers a SKPOS service. This activity ensures the GCI; this was defined by the Act on Geodesy and Cartography of 2003 (Ferianc et al., 2007). This concerns the processing of measured data in real time or post-processing system based on differential corrections. These correction data can be generated for the selected spatial location from the network solution with different frequencies in the desired time interval. The data are generated in the real time and the user can download them after a few minutes. These data were used for correction of measurement retrieved by receivers GeoExplorer 2005 XT and Rover R8.

The receiver R8 GNSS produced by Trimble can receive signals from all operated and planned satellite systems (GPS-Navstar, Glonass, Galileo). For measurements carried out by R8 GNSS receiver it was possible to work in the RTK regime (real-time kinematic), which means that differential corrections are provided in real time through the VRS network solution that is designed for geodetic work. In order to guarantee homogeneous precision determination of spatial position across the Slovak Republic these corrections are provided in the coordinate system ETRS89 (Ferianc et al., 2007).

Sites description (Study areas)

Landslide territory Bzenica-Bukovina is located in the Žiarska kotlina Basin at the right side slope of the Hron River at an altitude of 245–265 meters a.s.l. The landslide evolved in NE section of the village and caused a severe damage to the cemetery, access roads and several graves.

From the geological and tectonic points of view the territory is built by Tertiary rocks of Neogene age, consisting of varied sedimentary material (clay, gravel, sand), deposited within graben. Peripheral parts of the wider area are made of volcanic rocks. The Quaternary cover formations have varied lithology and genesis. At the site of activated landslide the deluvial deposits overlay high-plastic clays (Otepka, 1991). The territory of the slope deformation is drained by the Hron River.

The initial activation of fossil landslide occurred due to abnormal rainfall totals of the second decade of April and May 2010. In the rain gauges in Hliník nad Hronom and Žarnovica long-term monthly normals during the first six months of 2010 (determined from measurements in the period of 1901 to 1980) were exceeded on 113 to 286 % (excluding the month of March – N = 51 %; Ondrejka et al., 2010).

The second model area is located within the residential area of the village Krupina on the left bank of the Krupinica River with an altitude of 258.74 (erosion base of the

Tab. 1
Evaluation of measurements by devices GPS and GNNS

Receiver	Correction	Direction	Number of meas.	Mean error [cm]	Max. error [cm]	Min. error [cm]
GPS/GIS	Without correction (GPS)	xy	38	570.53	580.00	570.00
		z	38	756.84	810.00	750.00
	EGNOS	xy	453	72.49	120.00	50.00
		z	453	108.81	170.00	70.00
	Postprocessing (SKPOS)	xy	491	36.54	90.00	30.00
		z	491	48.25	90.00	40.00
R8	RTK	xy	48	4.64	46.70	0.90
		z	48	6.06	53.20	1.30

Krupinica River) to 309.19 meters a.s.l.. The landslide originated at the turn of the months of May and June in 2010 (excessive rainfall) and posed a threat for several houses. Its reactivation which occurred at the turn of 2010 and 2011, called for declaration of "emergency situation" (Liščák et al., 2011).

From the geological point of view within the territory studied a varied range of Middle Badenian volcanosedimentary rocks (Miocene, Neogene) of Sebechleby Formation (Konečný et al., 1998) has been identified. The active landslide area is made of epiclastic volcanic sandstones and conglomerates.

GNSS-GIS Measurements Assessment

The positional accuracy of the measured element was verified by the GPS apparatus of GIS category at the Bzenica landslide. In order to compare two different methods of data correction the field measurements were carried out with available signal from the satellite system EGNOS. Further-on, these data were post-processed using differential corrections obtained from SKPOS. The accuracy analysis of the recorded line 1 can be summarized as follows:

– The availability of correction data from the satellite system EGNOS showed lower values of error in both horizontal and vertical directions (measurement errors up to 2 m; Tab. 1). In the case of loss of signal from the correction system EGNOS the accuracy deteriorated significantly and fluctuated in the range of 5.7 to 8.1 m (Tab. 1). The signal losses related primarily to dense vegetation masking of the receiver. All-in-all, the accuracy in the vertical direction is on about 40 % lower than in the horizontal one;

– Through the processing of measured data in the post-processing system using the differential corrections it was possible to achieve average accuracy of 0.5 m in both evaluated directions (Tab. 1). In the case of vegetation shading the post-procedural measurement error increased up to a magnitude of 1 m;

– An interesting conclusion can be reached when comparing the position and also the altitude coordinates of the same measurement (point) using a different way of correction acquisition (EGNOS/GPS/SKPOS). Between the coordinates of identical point with different types of corrections a difference arises which is presented by lines in Fig. 2. These differences may in extreme cases reach a value up to 7.3 meters, but in most cases, the difference magnitude does not exceed 1.5 m. The average value of all differences equals to 0.84 m;

– In the case of an autonomous measurement, surprising finding is that during the period of correction signal loss from EGNOS (the expected measurement error

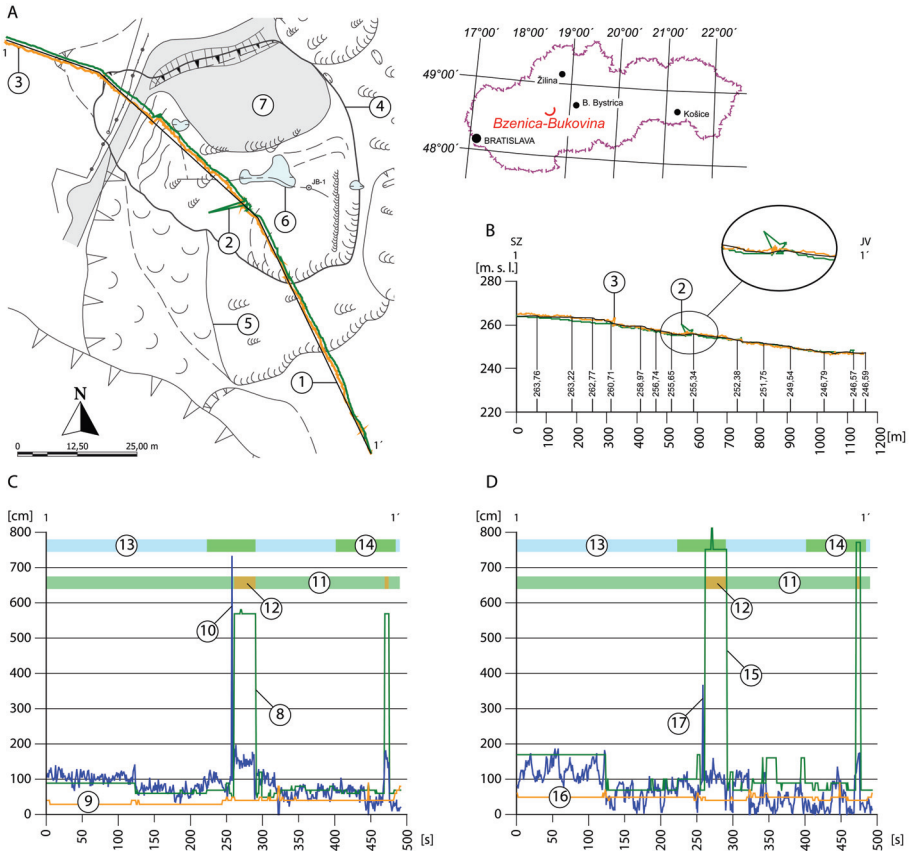


Fig. 2. Analysis of spatial accuracy of GPS device. **A** – schematic map of the landslide area Bzenica; **B** – profile 1 – 1´; **C** – analysis of positional accuracy; **D** – analysis of vertical accuracy; 1 – route of cross-section line 1 – 1´; 2 – trajectory of a record with corrections of code measurings (EGNOS); 3 – trajectory of a record at differential measuring (SKPOS); 4 – active landslide; 5 – various generations of older landslides; 6 – drainless depression; 7 – anthropogeneous sediments of road fill and wild landfill; 8 – expected positional error of measuring at corrections of the satellite system EGNOS; 9 – positional error of measurements at differential measuring (SKPOS); 10 – horizontal difference between trajectory defined from the corrections of the satellite system EGNOS and trajectory defined based on corrections of differential measuring – SKPOS; 11 – time interval with reception of the signal from the satellite system EGNOS; 12 – time interval with lacking signal from the satellite system EGNOS; 13 – time interval without vegetation; 14 – time interval with vegetation; 15 – expected vertical error of measuring at corrections from EGNOS; 16 – vertical error of measurements at differential measuring; 17 – vertical difference between trajectory defined based on corrections of the satellite system EGNOS and trajectory defined based on corrections of differential measuring – SKPOS.

of more than 5.5 m) the difference between measurements of EGNOS and SKPOS does not exceed 2.0 m (in both directions; Fig. 2C, D);

– A significant deviation from the path traversed (Fig. 2A) occurred in the time of the correction signal reception from the EGNOS satellites, possibly associated with the system measurement errors.

Completely different opportunities are offered by an experience with GNSS receivers of Trimble, which was used in the landslide area Nad Kotlom in the city of Krupina. During the surveying, differential corrections were provided in real time, which enabled the measurement with high accuracy in the field. The profile line is led across the landslide area from the foothill (Krupinica River), passes westwards through the territory of fossil landslide to altitudinal point 309 m a.s.l. (Fig. 3). Since the landslide slope remodeled constitutes only a tiny part set of the profile line, its construction is feasible on the current topography map data (1 : 10 000).

Due to the required high precision geometry of a slope in the active landslide the precise measurements were inevitable (using the receiver R8). Thanks to two different procedures of the profile line drawing through the locality Nad Kotlom a verification of information from elevation maps was possible.

From the results depicted in Fig. 4 it is clear that the profile line drawn on the basis of maps neglects many important morphological features. This is valid in particular within the active landslide area. Based on the field surveying the average slope is about 23°. Based on the reshaped line it was possible to carry out a reliable slope stability analysis and propose appropriate remedial measures. When using profile stemming from the topographic documents, the average slope of about 15° would not give proper values for the degree of stability and this could result in inappropriate remedial measures.

Based on the above the following conclusions can be drawn:

– For the purposes of compiling engineering geological profiles with enhanced vertical accuracy with lacking relevant data on the slope geometry it is advisable to use differential measurements either in post-processing or in RTK mode;

– The definition of the location based on the corrections of the code measurements (EGNOS) largely contributes to enhanced accuracy and is suitable for precise (“scaleless”) mapping. However it is not suitable for the purpose of precise spatial positioning of points.

Monitoring of landslides

General concepts

A separate group of issues, which usually comes after mastery of remediation measures, represents the acquisition of information about movement activity of landslide masses. These monitoring measurements relate primarily to the effectiveness of the remediation. Given the financial costs, which require remedial works, this problem is biased exclusively to areas of an utmost socio-economic importance. In many cases a monitored slope failure poses a direct threat to human activity and in extreme cases,

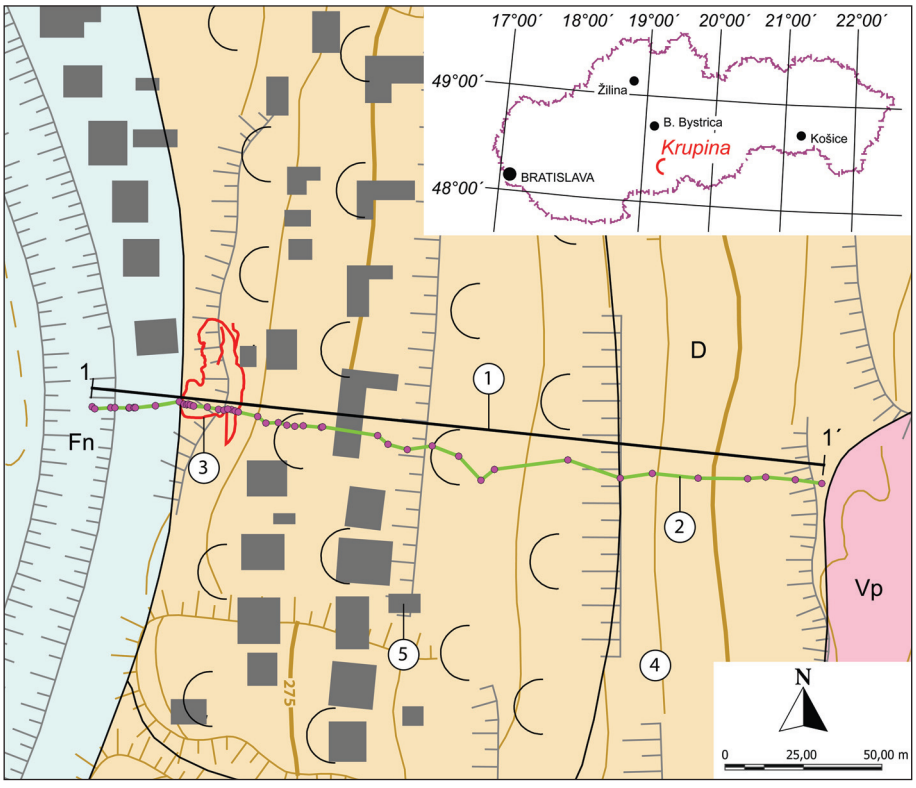


Fig. 3. Thematic engineering geological map of the landslide area in Krupina. 1 – profile line 1 – 1´; 2 – trajectory of landslide area surveying; 3 – active landslide; 4 – potential landslide; 5 – buildings; D – zone of deluvial sediments; Fn – zone of alluvial plain sediments; Vp – zone of pyroclastic rocks.

endanger the health or lives. For this reason, a network of observation points is implemented that allow control of physical activity of the landslide body.

To ensure the monitoring of movement activity we are at hand a whole range of procedures from the geodetic (terrestrial and GNSS measurements, laser scanning – LiDAR) through the remote sensing (SAR/InSAR) to the subsurface measurements of the deformation by accurate inclinometry (in two or three-dimensional system – TRIVEC) or the others. Given the ease of use and high accuracy achieved, we draw our attention to the emerging GNSS measurements.

In order to monitor slope movement activity of the territory, given the required accuracy ranging from mm to cm of the point positioning, only relative measurements of phase carrier waves are used. In this type of measurement a spatial vector is determined (consisting of reference and monitoring point), whereas the surveying is based on simultaneous measurements at both its ends (Hefty and Husár, 2003). The basic method, which enables us to achieve the desired mm accuracy, is a static method in which the receivers on both ends of the baselines do not move. The only condition is clear, preferably continuous receiving of signals from at least 4 satellites at the measured points. Accuracy of baselines depends on several factors, e.g. length of the baseline, the duration of observation, the number of simultaneously measured satellites, their configuration, or quality of signal reception. For documentation and monitoring of rapidly changing sites (moving a few dm/year) there is also possible to use real time measurements, which according to their precision (a few cm) are sufficient for this type of work.

For measurements only the receivers are used which allow reception of carrier waves phases (L1 and L2). The measurements at both frequencies are necessary for enhanced elimination of the impact of the ionosphere and for deciphering of ambiguities. Currently, in addition to the U.S. NAVSTAR GPS navigation system, the measurements of the Russian navigation system GLONASS can be used, which this year will reach full operational status. Their combination will increase the number of available satellites and will also be more efficient to eliminate systematic effects affecting the measurement. An important component of measuring equipment is the antenna allowing receiving of signals. Due to the required high accuracy it is very desirable that the antenna should have high stability of the phase centre and should allow effective elimination of multipath effects. For accurate monitoring work is also necessary to know the phase centre position in relation to the geometric centre of the antenna (antenna phase centre variations). Such criteria meet for instance geodetic receivers Trimble 5700, 5800, R8 GNSS combined with Zephyr antennae, or Zephyr Geodetic (www.trimble.com).

When measuring a key issue is a reference point selection, which should fulfill several criteria. It should be located outside the territory of interest in a stable basement, with no objects that interfere with or restrict an intake of satellite signals (trees, shrubs, buildings, busy traffic road, etc.). The point's stabilization should be reliable, allowing accurate apparatus re-adjusting to the measuring point. The choice of benchmarks depends mainly on the required accuracy, the area of the territory and the nature of movement tendencies.

The measurement at the monitored points is carried out simultaneously with the measurement of the reference point. Duration of observation (min. 20 minutes) at the observed points depends mainly on their mutual distance and the required accuracy. The most appropriate configuration is a scheme with simultaneously observed all points of the network (the reference and the observed ones). This assumption is not always feasible. In such a case the reference points are measured continuously throughout the campaign and the observed points are gradually determined separated in individual groups, depending on the number of available GNSS receivers. Several analyses have indicated that it is very important to use repeated measurements at a given point with the same receivers and antennas.

Processing of GNSS measurements consists of three essential steps: preparation and control of measured data, processing of defined baselines, the resulting estimate of the coordinates and their accuracy characteristics. The whole processing can be performed using either scientific (e.g. Bernese GPS Software) or commercial processing programme (e.g., Trimble Business Centre). In preparing and monitoring an important part is an adjusting of the correct type of antenna used, its absolute height above the point monitored and the method of determining a difference

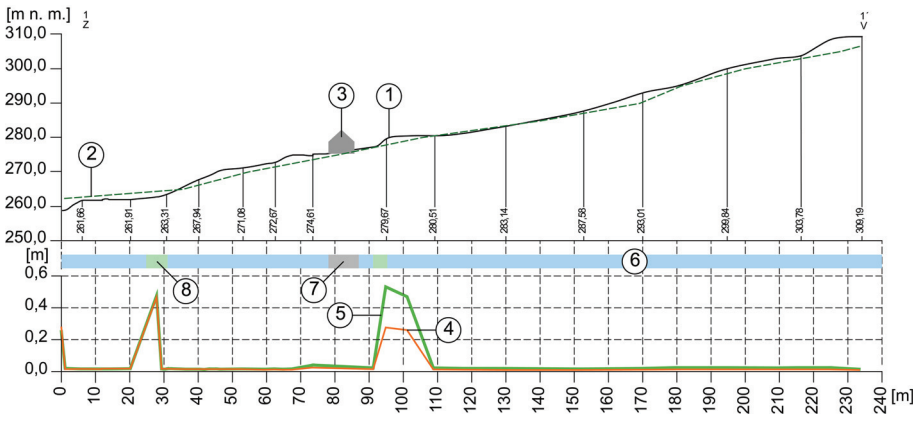


Fig. 4. Profile 1 – 1´ in the landslide area Krupina. 1 – profile constructed based on GNSS measurements in the RTK regime; 2 – profile constructed based on topographic map 1 : 10 000; 3 – building; 4 – magnitude of positional measuring error; 5 – magnitude of vertical measuring error; 6 – reception of unrestrained GNSS signal without restriction; 7 – reception of GNSS signal restrained due to constructions; 8 – reception of GNSS signal restrained due to vegetation.

(oblique, vertical). Processing of individual baselines consists of a combination of simultaneously performed code and phase measurements, whereas various methods of identifying and eliminating systematic ambiguities of the measurement are used (troposphere, ionosphere, satellites ephemerides). This results in definition of baselines parameters in the form of spatial components of the vector and the accuracy of their characteristics. The final estimate of the resulting coordinates and their accuracy characteristics consists of the final combination of all processed baselines. In this step very important is to make a correct connection of the whole network to the reference coordinate system. Commonly, dealing with such networks either global International Terrestrial Reference System ITRS (International Terrestrial Reference System) or its European equivalent ETRS89 (European Terrestrial Reference System 1989) are used.

This connection is done by incorporating of the closest reliable GNSS permanent stations in the processing. In Slovakia, the most common selected are those either from the network EPN (EUREF Permanent Network, http://www.epncb.oma.be/) or from the network SKPOS (http://www.skpos.gku.sk/), which represents a densification of the EPN network in Slovakia. Both networks guarantee high quality and consistency of the measured data provided or coordinates of points and their evolution over time together with the characteristics of accuracy. Final result of such combination are orthogonal spatial coordinates of the network points in the reference coordinate system (e.g. ETRS89), which can be further transformed into a local coordinate system (e.g. S-JTSK).

Model site

The GNSS measurements started in 2008 at the landslide, which has threaten the southern part of the village Veľká Čausa. This sliding area, due to the socio--economic significance, has been included in the geological project of "Partial Monitoring System – Geological Factors" subsystem 01 "Landslides and Other Slope Deformations". Thanks to several phases of exploration and rehabilitation work in the landslide area a relatively dense network of observation sites has been preserved (Fig. 5; Wagner et al., 2002). The measurements of the movement activity of landslide masses at the site have been implemented at a network of surface geodetic points and the exact inclinometry in boreholes at different depth levels.

In terms of geological and tectonic conditions the territory of interest and its wider surroundings may be designated as favourable for the formation and development of slope failures. Rigid volcanite complexes atop the slope are sinking and generate pressure acting

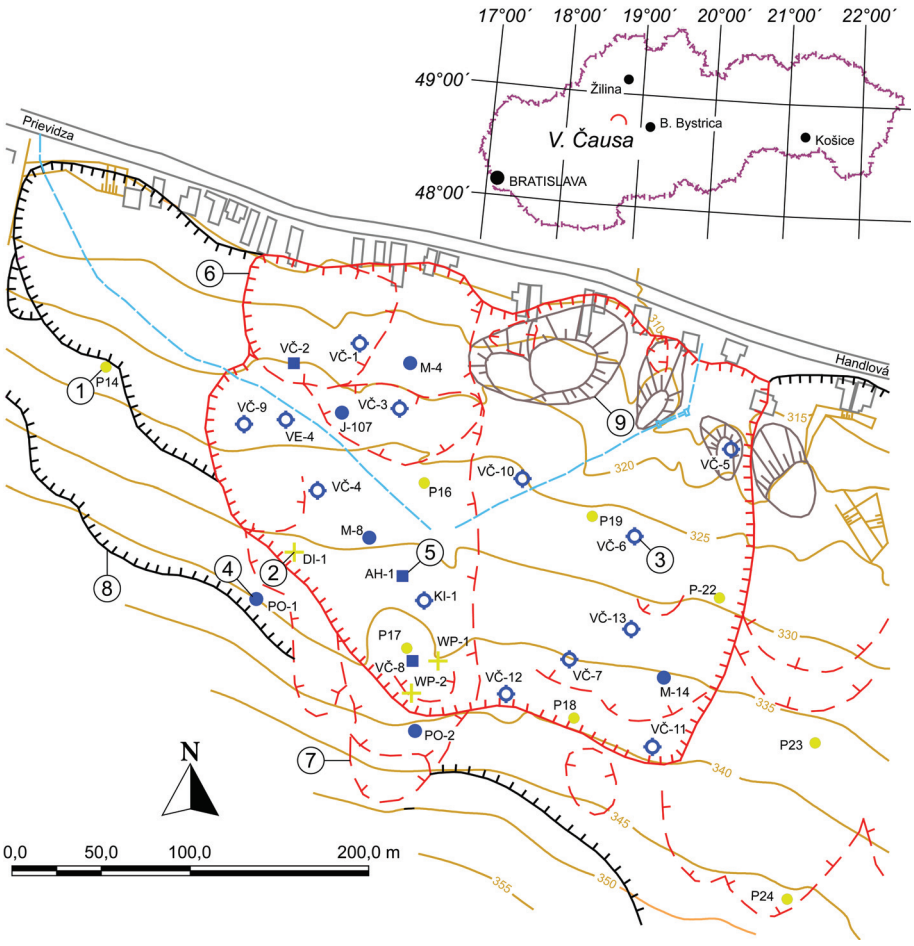


Fig. 5. Landslide above Veľká Čausa Village (according to Jadroň et al., 2000). 1 – geodetic monitoring point; 2 – stabilized monitoring point; 3 – inclinometric borehole; 4 – hydrogeological borehole; 5 – hydrogeological borehole with continuous record of groundwater table level; 6 – active landslide; 7 – transverse ridges and scarps/cracks; 8 – older landslides; 9 – shifted blocks of volcanites.

on the clay subsoil. In addition, upper slopes function as catchments enabling good infiltration of surface water into the environment; the waters accumulate in the contact of tuffs with impermeable bedrock. The accumulated water penetrates into the landslide material in the transitional and accumulation zones at the slope, concentrates in irregular porous, predominantly sandy horizons and acts as confined groundwater against the caprock, less stable sliding materials. The landslide slope re-adjusts the continuous re-saturation by water from the head scarp (Fussgänger et al., 1996).

Monitoring results

GNSS measurements are linked to the long time series of terrestrial geodetic surveying performed there since 1975. Based on the analysis of terrestrial surveying it can be stated that during the monitoring period (1975 to 1995) the biggest shift occurred in the geodetic points P-16 and P-17. In these years, associated with periods of activation of slope movements, the measured azimuth vectors are closely related to slope movement, therefore they are consistent with the slope fall line. In the period of 1995 to 2010 the monitoring of movement activity was focused on the remedial actions undertaken, confirming a general decrease in movement activity of the geodetic points observed, as well as in significant deviations from the fall line of the slope.

Since 2008, the terrestrial measurements have been carried out parallel to GNSS measurements. However, due to unsuitable conditions, mostly associated with vegetation shadowing of the receiver, it is not possible to perform measurements on all GNSS geodetic points.

During the two-year monitoring period there were performed five measurements (one zero and four staged) at 10 observation points. The results of GNSS measurements show that the western part of the landslide area (P-14) has been stabilized (the measured position vector does not exceed 10 mm; Tab. 2).

In the central area the movement activity is monitored at three stable points (DI-1, WP-1 and WP-2) and one geodetic observation point (pillar). During the monitoring period 2008–2010 there was observed a moderately increased movement activity, especially at the edge of the drainless depression (WP-1 point; Fig. 5). The west azimuth of the shift was identified in this area (Fig. 6A). Vertical change indicated a subsidence trend of the territory, but the last measurement in 2010 recorded a significant heave.

Tab. 2
Evaluation of monitoring measurements of the period 2008–2010

Point	Number of meas. stages	Positional displacement [mm]			Vertical displacement [mm]		
		max.	min.	mean	max.	min.	mean
P-14	5	9.43	3.78	6.08	44.83	3.13	22.99
P-17	4	8.52	2.00	5.99	51.87	0.00	24.72
P-18	5	12.81	1.86	6.56	46.00	0.00	21.35
P-19	5	29.53	2.30	14.42	49.00	36.18	40.63
P-22	5	10.44	2.63	6.32	53.58	2.00	23.55
P-23	4	13.60	2.38	7.13	54.40	12.60	30.00
P-24	4	11.63	1.00	6.38	61.08	0.00	27.02
DI-2	4	12.03	7.63	9.83	23.42	3.00	16.85
WP-1	5	27.78	5.39	15.61	83.79	3.00	30.57
WP-2	4	19.73	5.00	13.23	75.00	7.00	32.25

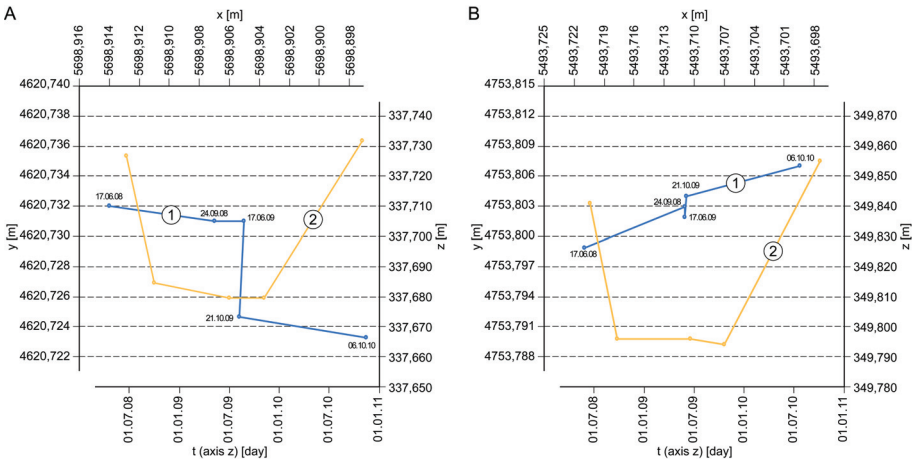


Fig. 6. Positional and vertical change of monitored points. **A** – displacement of the point P-17 within the central part of the landslide; **B** – displacement of the point P-24 within the eastern part of the landslide; 1 – displacement of the geodetic point; 2 – vertical fluctuations of the geodetic point.

The vertical turn of the year 2010 may be related to soil volume changes due to extreme rainfall totals at the turn of spring and summer.

In the eastern part of the landslide area the measured vectors typically do not exceed the value of 15 mm; shifts exceeding 20 mm are rare (P-19, Tab. 2). The vectors measured have the northeast azimuth (Fig. 6B). Vertical changes are of the analogous nature to the measurements on the points in the central part of the landslide area.

Conclusions

Space-based geodetic data have considerable potential to enhance the accuracy and cost-effectiveness of wide spectrum of issues solved by engineering geologists. This paper deals with the application of GNSS (Global Navigation Satellite System) in the practical solutions for several purposes. The method was effectively used in the inventory of landslides evolved in May/June 2010 in the Eastern Slovakia. The mapping of more than 500 landslide resulted in a GIS database of landslides registered which enables the government and local authorities to lead effectively the necessary funds for remediation of the most severe slope failures. A "scaleless" topographic information can be used, for instance, for landuse planning documents, for identifying and assessing the geological hazard/risk; this is important, for instance, for insurance claim.

It has been proven that this technology is very effective in upgrading the topographic information of existing map documents, which naturally cannot display altered morphology due to sliding, both in constructing geological cross-sections or Digital Elevation Model of the landslide area. This is vital for the calculation of the degree of slope stability and finally for the appropriate proposal of remedy measures.

The GNSS methodology is used also in the scope of the project Partial Monitoring of Geological Factors of Environment – subsystem Landslides and Other Slope Deformations. The authors managed to incorporate the network of geodetic points from several landslides across Slovakia which have been surveyed for several decades by classical geodetic surveying methods and to link these older observations with the new ones gained by GNSS measurements.

References

Ferianc, D., Leitmannová, K. & Šalátová, E., 2007: SKPOS – Slovenská priestorová observačná služba. GEOS 2007. Bratislava.

Fussgänger, E., Smolka, J. & Jadroň, D., 1996: Stabilizácia havarijných zosuvov Hornej Nitry. *In: Wagner, P. (ed.): Výskum, prieskum a sanácia zosuvných území na Slovensku. MŽP SR, OÚ ŽP – Prievidza, GS SR, SAIG, Nitrianske Rudno, 162 – 173.*

Hefty, J. & Husár, L., 2003: Družicová geodézia. Globálny polohový systém. *Bratislava, Slovenská Technická Univerzita.*

Jadroň, D., Mokra, M. & Wagner, P., 2000: Practical applications of monitoring results of an active landslide. *In: Proceedings of the 8th Conference on Landslides. Landslides in research, theory and practice. Cardiff, Thomas Telford, London, 763 – 768.*

Konečný, V., Lexa, J., Halouzka, R., Hók, J., Vozár, J., Dublan, L., Nagy, A., Šimon, L., Havrila, M., Ivanička, J., Hojstričová, V., Miháliková, A., Vozárová, A., Konečný, P., Kováčiková, M., Filo, M., Marcin, D., Klukanová, A., Liščák, P. & Žáková, E., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca. *Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 473 s.*

Liščák, P., Pauditš, P., Petro, Ľ., Iglárová, Ľ., Ondrejka, P., Dananaj, I., Brček, M., Baráth, I., Vlačiky, M., Németh, Z., Záhorová, Ľ., Antalík, M., Repčiak, M. & Drotár, D., 2010: Registration and evaluation of newly evolved slope failures in 2010 in Prešov and Košice regions. *Miner. Slov. (Bratislava), 42, 2, 393 – 406.*

Liščák, P., Ondrejka, P., Brček, M., Dananaj, I., Pauditš, P., Baráth, I., Iglárová, Ľ. & Melicherčík, J., 2011: Inžinierskogeologický prieskum havarijného zosuvu v obci Krupina. Záverečná správa geologickej úlohy. *Bratislava, ŠGÚDŠ.*

Ondrejka, P., Jadroň, D., Dananaj, I., Wagner, P., Liščák, P. & Iglárová, L., 2010: Inžinierskogeologický prieskum aktívneho zosuvu v obci Bzenica, časť Bukovina. Záverečná správa geologickej úlohy. *Bratislava, ŠGÚDŠ, 17 s.*

Otepka, J., 1991: Žiarska kotlina, prieskum a sanácia zosuvov. Záverečná správa. IGHP Žilina. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*

Wagner, P., Scherer, S., Jadroň, D., Mokrá, M. & Vybíral, V., 2002: Analysis of landslide monitoring results. *In: Rybář, J., Stemberk, J. & Wagner, P. (eds.): Landslides. Proceedings of the first European Conference on Landslides. A. A. Balkema, 471 – 476.*

Manuscript received 15. 7. 2011
Revised form received 8. 8. 2011
Manuscript accepted by Editorial Board 13. 9. 2011

Mineralia Slovaca, 43 (2011), 121 – 128
Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086

The Cave under the Spišská hill: Preliminary monitoring results of the block movements

ĽUBOMÍR PETRO[1], JÁN BÓNA[1], MARTIN KOVÁČIK[1], EGON FUSSGÄNGER[2], BEÁTA ANTONICKÁ[3] and PETER IMRICH[4]

[1]State Geological Institute of Dionýz Štúr, Jesenského 8, SK-040 22 Košice, Slovak Republic; lubomir.petro@geology.sk
[2]GEOFOS, spol. s r. o., Veľký diel 3 323, SK-010 08 Žilina, Slovak Republic
[3]GeoEko, Slovenská 22, SK-052 01 Spišská Nová Ves, Slovak Republic
[4]Speleoklub Šariš, o. z., Fučíkova 5, SK-080 01 Prešov, Slovak Republic

Abstract

The Cave under the Spišská hill (Levočské vrchy Mts.) is the longest pseudokarst cave in Slovakia. Together with other caves it was formed by the movement of sandstone blocks and slabs along the bedding planes and fissures on the south and southeast slopes of the Spišská hill during the Quaternary. The movement can be defined as lateral spreading and very slow rock block sliding, less as toppling. Block movements inside the cave are monitored by the crack gauge of the TM-71 type since April 2007. The device is based on the moiré effect and is capable to detect 3D micro-displacements along three Carthesian coordinates – X, Y and Z with the accuracy up to 0.01 mm and rotations up to 0.01 [π/200]. The paper summarizes the preliminary monitoring results and provides their interpretation.

Key words: block movements, monitoring results, pseudokarst cave, Levočské vrchy Mts., Slovakia

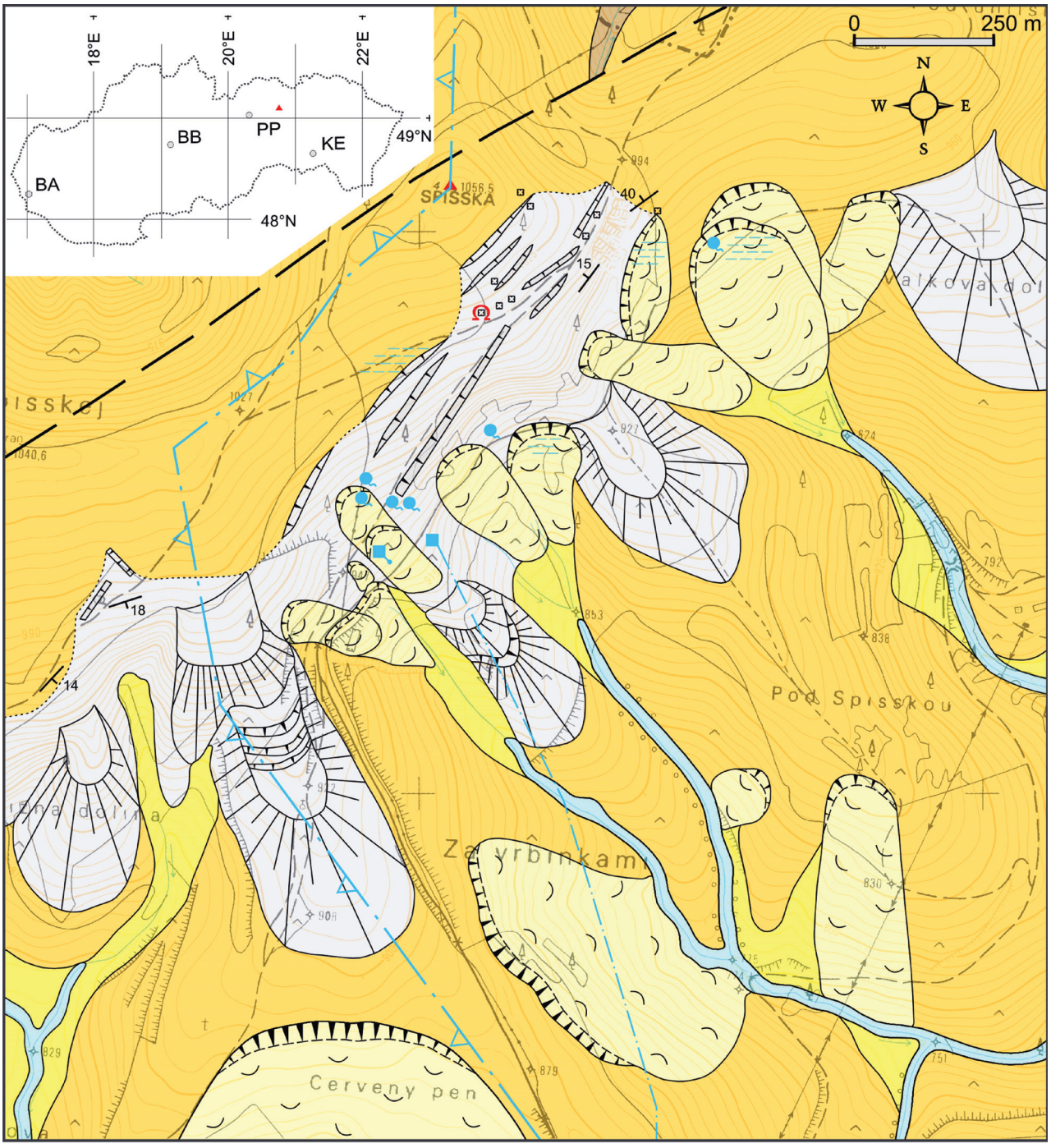
Introduction

The block failures represent one of the main types of the slope movements in Slovakia. They are represented by the lateral spreading and rock block sliding. They originate in the solid and semi-solid rocks with plastic underlier (e.g. claystones, siltstones, clays, silts) preferably due to the gravitation. Also block failures occur here with displacements along the predestined slip surface. Besides the gravitation, the tectonic predisposition (joints and faults) plays an important role in this case. The rate of the blocks displacement reaches several mm to cm per year. These failures are preferably concentrated into areas (Nemčok, 1982), where besides the above stated lithological contrast the bedding has a favourable dip towards the valleys. Such structures are relatively frequent also in the Levočské vrchy Mts. (Gross et al., 1999b).

In Slovakia the block failures occur mainly in the territories built by flysch and volcanic rocks (Nemčok, 1982), less by Mesozoic rocks, eventually other sedimentary sequences (Maas and Ondrášik, 1998; Nemčok and Baliak, 1977). Their occurrence is known also in travertines (Fussgänger, 1985; Vlčko, 2004). The Spišská hill massif (1 056.5 m a.s.l.) is typical site with extended block failures. It represents one of the highest peaks of the Levočské vrchy Mts., being located app. 2 km to NW of the Brutovce village (Levoča district). A relatively dense net of the block failures has originated on its southern and south-eastern slopes (Fig. 1). Mutually separated and shifted blocks of sandstones, less conglomerates, have formed a complicated net of underground spaces and the pseudokarst caves. The Cave under the Spišská hill represents the largest one from the viewpoint of the length of corridors (Imrich et al., 2007). The occurrence of the pseudokarst caves in other parts of the Levočské vrchy Mts. was described by Pavlarčík (1985), Pavlarčík and Vadovský (1994), Bella (1995) a.o.

Based on the project *Partial monitoring system – Geological factors*, subsystem *Landslides and other slope deformations*, one extensometer of TM-71 type (Fig. 2) was installed in the Cave under the Spišská hill in April 2007. The monitoring is financed by the Ministry of the Environment of the Slovak Republic. The extensometer represents a mechano-optical device applying the moiré principle. A long-time monitoring aimed to find the kinematics of the slow movement of the rock blocks and to predict the future evolution, as well as its eventual impacts on environment. In relation with the eventual construction of the water reservoir Tichý Potok the research obtained also a practical importance. The construction of the dam is planned in the Torysa valley (north of the Spišská massif), near the hill Čierna hora (1 090.6 m a.s.l.). The extended block failures were found on its southern slopes (Nemčok, 1982; Baliak and Malgot, 2008). A big pseudokarst cave system was developed also at this site (Majerníčková and Imrich, 2010).

The preliminary results of the block failures monitoring in the surrounding of the Cave under the Spišská hill with



deluvial loamy-stony debrises
fluvial gravel soils
sandstones
conglomerates
area of lateral spreads and rock block slides
open surface crack
collapse, cave

rock block
dormant landslide
spring, swamp
explioted spring, water-supply
water protected area of Torysa river
dip direction/dip of rock bed, assumed fault

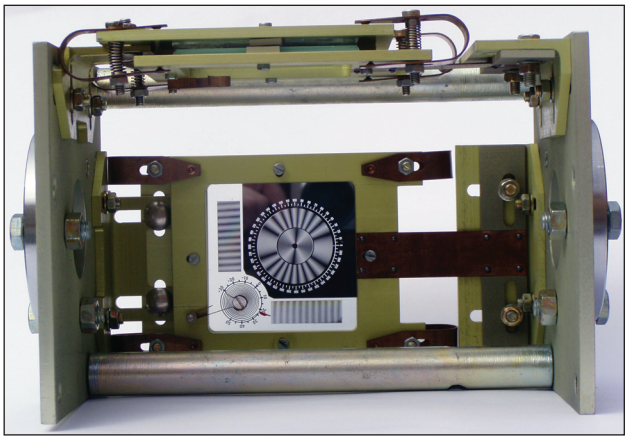


Fig. 2. The TM-71 mechanical-optical extensometer based on moiré effect used for 3D detection of the micro-displacements of rock blocks or tectonic movements.



Fig. 3. Fine-grained sandstone with a thin coal interbed (Cave under the Spišská hill). Photo by Petro (2007).

the short geological and tectonic descriptions of the studied area, as well as the cave alone, are presented in this contribution. If a construction of the water reservoir Tichý Potok is agreed, obtained results will be usable for the detail investigation of the surrounding area of the dam body.

Geological setting

Wider surrounding of the cave is built by the sediments of the Central Carpathian Paleogene Basin. They are divided into several formations forming the Subtatric Group of the Central Western Carpathians (Gross et al., 1983, 1999a, b). From the base upwards there were distinguished the Borové, Huty, Zuberec and Biely potok formations. The sequences of the last three mentioned formations build the Levočské vrchy Mts. According to the latest opinions the sediments have originated prevailingly in the deep-sea environment (besides the Borové Formation) in the period from the Middle Eocene (Bartonian) to Lower Miocene (e.g. Soták et al., 2001). After Oligocene, these sediments together with their older underlier were faulted during the Helvetian and younger phases of the Alpine orogeny. The fault systems are directed E–W, NW–SE, NE–SW and N–S (Gross et al., 1999a, b).

The immediate surrounding of the cave is formed by the sediments of the Biely potok Formation, forming the uppermost as well as youngest part of the Subtatric Group. Sediments are represented by the clastics of various granularities. The distinct prevalence of sandstones (less conglomerates) above mudstones is typical. Sandstones are classified as greywackes, less as greywacke and arkosic sandstones or carbonatic (limestone) sandstones. They are prevailingly medium- to very coarse-grained, massive, locally with preserved gradation. The fine-grained conglomerate is also present, though in smaller amount, in the lower part of the thicker beds. Sandstone beds reach thickness from 30 cm up to more than 4 m and alternate with the distinctly thinner mudstone beds (maximum thickness up to 5 cm). The finer-grained upper parts of the sandstone beds are horizontal, sinusoidal to ripple-cross laminated, and some have higher content of the white mica and coalified plant detritus. Only rare occurrences of the thin discontinuous coal beds are known (Fig. 3). The massive parts of the beds are characteristic with the presence of claystone intraclasts, being in numerous cases weathered with remaining distinct holes. The lower bed plains are bearing various sedimentary structures (e.g. flute and groove casts) originating during the transport and deposition of the sedimentary material from the various sedimentary gravity flows, as well as structures originating after the deposition of the sediment on the muddy sea bottom (load casts).

The sandstone beds are laying relatively flat in general NE–SW direction. Their mean dip to SE does not overreach 20°. The joint systems in the Spišská massif (Imrich et al., 2007) have regional directions, being generally demonstrated by Plička (1968) in his study of the Central Carpathian Paleogene Basin. This phenomenon was confirmed in the Podhale Basin in Poland by Boretti-Onyszkiewicz (1968), Mastella and Ozimkowski (1979) and the most recently by Ludwiniak (2010) in the Podhale Basin in Poland.

Based on geometric relationship of joints to the bedding (strike of beds) observed in the cave, the systematic joints were classified as diagonal joints D_R trending NNW–SSE and D_L trending NNE–SSW, longitudinal joints L trending ENE–WSW (E–W), sub-longitudinal joints L' trending NE–SW and transverse joints T trending N–S (Imrich et al., 2007). A sparse occurrence of the T joints is interesting and of regional significance (Ludwiniak, 2010).

Geological and tectonic settings of the surrounding of the Cave under the Spišská hill are described in more details by Imrich et al. (2007).

Due to faulting of the flat-laying beds by the subvertical joints, being perpendicular to beds, and by the simultaneous

◀ **Fig. 1.** Geological map of the Spišská hill (Levočské vrchy Mts., Slovakia) with the distribution of main block failures (lateral spreadings and rock block slides), landslides and the pseudokarst Cave under the Spišská hill (according to Antonická and Fussgänger, 1998, modified).

action of gravitation, the intensive disintegration and fracturing of the south and southeast slopes of the Spišská massif have occurred. Due to disintegration of the sandstone beds there occur rock blocks of various dimensions, being separated by the fractures wide some cm to m (maximum 4 m). The blocks separation caused the origin of a net of underground passages. Until recent the detail investigation has revealed altogether 14 separate caves in the close surrounding of the apical parts of the Spišská hill (Fig. 1). In the particular case of the Cave under the Spišská hill the block movements were speleologically verified down to depth 25 m beneath the surface (Imrich et al., 2007). It is supposed that the depth of the block disintegration, resp. depth of the block failures reach down to 40 m. Besides the block failures numerous landslides as well as rare toppling were found.

The cave description

The Levočské vrchy Mts. belong among the most impressive pseudokarst regions in Slovakia. The Cave under the Spišská hill is located in the apical part of the Spišská massif (N = 49°06´14.4´´; E = 20°45´45.3´´). It is the longest pseudokarst cave in the territory of Slovakia (Imrich et al., 2007). The total length of until investigated passages is 740 m. The speleologists from the Speleoclub Šariš (2004 to 2006) and the Beskydy speleological club Debica (2006) greatly contributed by the mapping and precise measuring of the cave. The Cave under the Spišská hill and further 13 caves in this area represent a unique natural phenomenon. The absence of the cave decoration (speleothems) is caused by the subsidiary presence of carbonatic component in the sandstones. Therefore the occurrence of stalactites and sinters on the walls is very rare.

The origin of underground spaces in this site was influenced by the favourable geological factors. Firstly, it was a thick complex of sandstones with rare thin interbeds of mudstones and siltstones. The deep erosion of the slopes of the massif, as well as tectonic processes caused the relaxation of the tension stresses in the beds and a consequent origin of fractures. By means of gravitation the process of the massif disintegration has started and progressed into the stage of the block separation and origin of lateral spreading and rock block sliding. The origin of the atectonic joints in the thick sandstone beds cannot be excluded (Margielewski, 2006). The distribution of the superficial fractures is evident in Fig. 1. Internal spaces of the cave have character of elongated, mostly NE–SW (ENE–WSW) trending passages, originating after the sliding of individual blocks of sandstones. The width of passages is of dm to m order (Fig. 4 and 5). Numerous passages are barred by smaller blocks downfallen from the overlier or upper parts of the side walls. Locally there is possible to register the rotation of particular blocks,

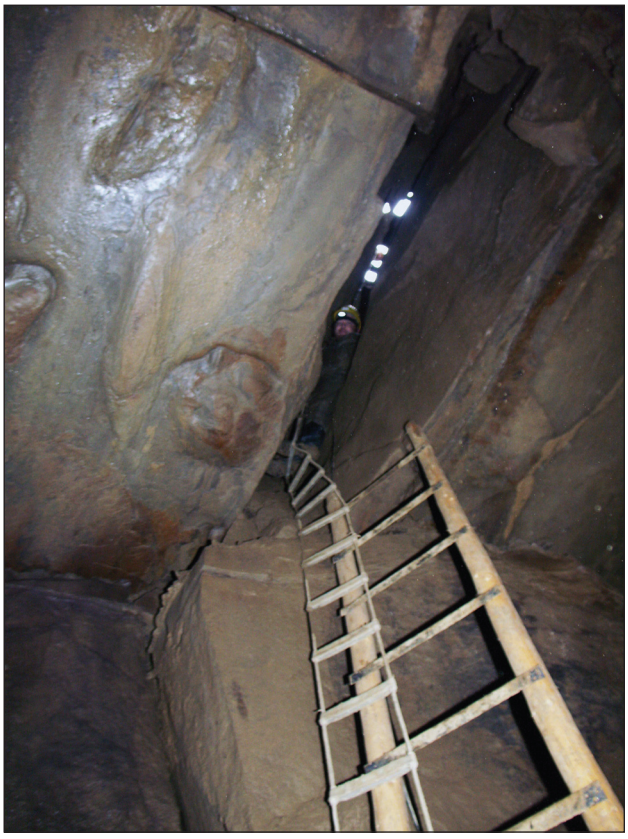


Fig. 4. Entrance to the Cave under the Spišská hill (about 12 m height and 40 cm wide sub-vertical fissure). Photo by Hajduk (2005).



Fig. 5. Entrance to the Timur´s dome (Cave under the Spišská hill). Photo by Hajduk (2005).

so the dip of beds to NW does not correspond with the original bedding. In several places between two sandstone blocks lying one another, thin (several cm) beds of strongly weathered mudstones were found. Due to leakage of the superficial water the mudstones were changed to clays. Along such interbeds, but also along primary bedding the slow shift of overlying rock beds (blocks) occurs downward the slope.

Based on above stated facts and classifications used in Slovakia (Vítek, 1981; Bella, 1994; Gaál, 2003) the Cave under the Spišská hill can be characterized as (epigenetic) displacement crevasse cave. In the frame of the complex of pseudokarst caves in the Spišská massif, in the periphery parts of the slope, where block rotation applies, also declined and inclined crevasse caves were observed (Gaál, 2003).

Monitoring method

Because the supposed slow ***creeping*** movement of rock blocks, we used as a measurement device the mechanical-optical extensometer of TM-71 type, being approved in the praxis (e.g. Košťák, 1977; Fussgänger, 1985; Petro et al., 1999, 2004; Vlčko and Petro, 2002; Vlčko et al., 2002; Vlčko, 2004). This apparatus is protected by two patents in the Czech Republic (Nos. 131631 and 246454). It works on the mechanical-optical principle (Košťák, 1969, 1991). The relative movement of two neighbouring blocks along observed failure is realized by the mutual shift of two measurement units (plates) being equipped by optical grids and oriented in two mutually perpendicular planes (Fig. 2). The shift is evaluated as an eccentricity of fringe patterns. Data are obtained in the direction of coordinates *X*, *Y*, *Z* (displacements) as well as in the planes *XY* and *XZ* (rotations). For the easier interpretation of particular shifts, the *X* axis during its installation is oriented into the horizontal plain perpendicular to fracture direction and oriented into the massif. Axis *Y* is lying also in the horizontal plane and is perpendicular to *X* axis. Axis *Z* is vertical. Using this orientation of axes the displacements along them are oriented by the following way: *X* – change of the fracture width (extension, contraction), *Y* – horizontal shift of blocks in the fracture direction, *Z* – vertical shift (subsidence or uplift) of one block along the fracture. Besides displacements there is observable and measurable also rotation of blocks, in both – horizontal plane *XY*, resp. vertical plane *XZ*. Measuring by the device TM-71 allows the displacement accuracy 0.01 mm and rotation accuracy 0.01 [π/200]. Concerning the relatively stable microclimatic conditions in the cave (average annual air temperature 5 °C varies in the range +/– 1 °C), the temperature influence on the measuring accuracy is only minimal.

The selection of the space suitable for the location of the extensometer has respected its technical parameters and site accessibility. The apparatus was placed in one of the main passages of the cave, near the place named Crossing, located in the north-eastern Spiš part of the Cave under the Spišská hill (Imrich et al., 2007) on 27. 4. 2007 (Fig. 6). The passage has a character of the subvertical ENE–WSW trending tectonic joint. Up to present altogether 15 visual readings were done with the frequency 3–4 readings per year. The evaluation of the measured data was done by means of the special software MS-Dilat.



Fig. 6. Installation of the TM-71 extensometer inside one of the main passages of the Cave under the Spišská hill (behind the place called Crossing). The NE–SW oriented passage (footwall) has inclination of 12°. Photo by Petro (2007).

Results of measurements and their valuation

More than four years lasting monitoring of the block movements in the Cave under the Spišská hill by the device TM-71 can be regarded as sufficiently long for preliminary interpretation of the results. From the graph of displacements (Fig. 7a) there is evident a progressive trend of widening (opening) of the fracture and a subsidence of the southern, i.e. lower block in comparison with the opposite northern block. Total until registered value of the fracture widening (displacement in the direction of the axis *X*) from April 2007 reached 0.290 mm. The average annual value of the displacement represents 0.0725 mm. Simultaneously with the widening of the fracture the extensometer has confirmed a total subsidence (shift in direction of *Z* axis) of southern block by 0.150 mm, annually representing 0.05 mm per year. The sliding along the monitored fracture (in direction of the axis *Y*) can be evaluated as negligible. Similarly insignificant ($\leq$ 0.05 x π/200) is also a rotation movement of blocks in the planes *XY* and *XZ* (Fig. 7b).

There is interesting also a comparison of measurement results obtained by the extensometer TM-71 and registered

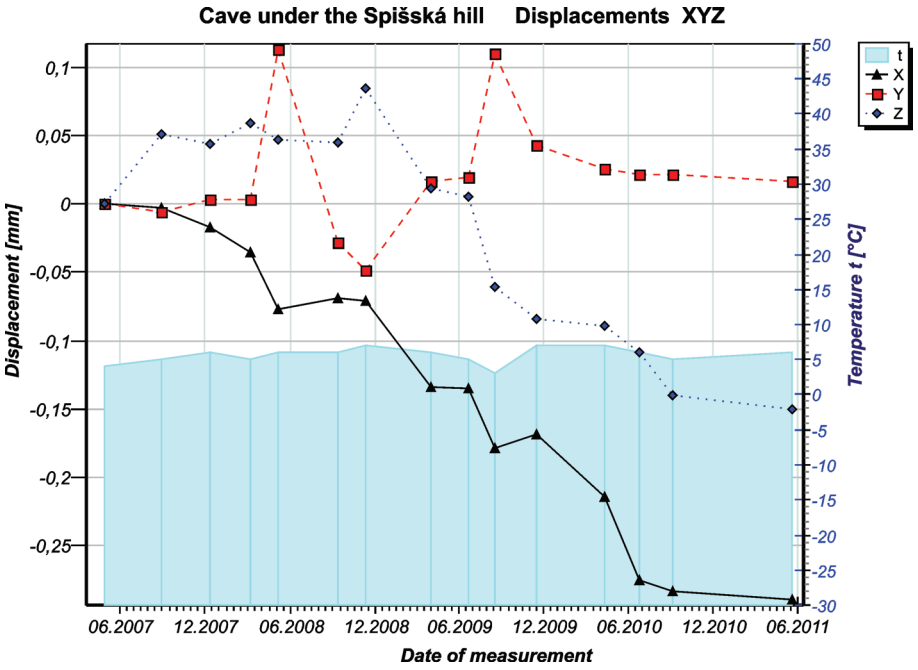


Fig. 7a. Diagram of 3D displacements of sandstone blocks located inside the Cave under the Spišská hill since 27. 4. 2007.

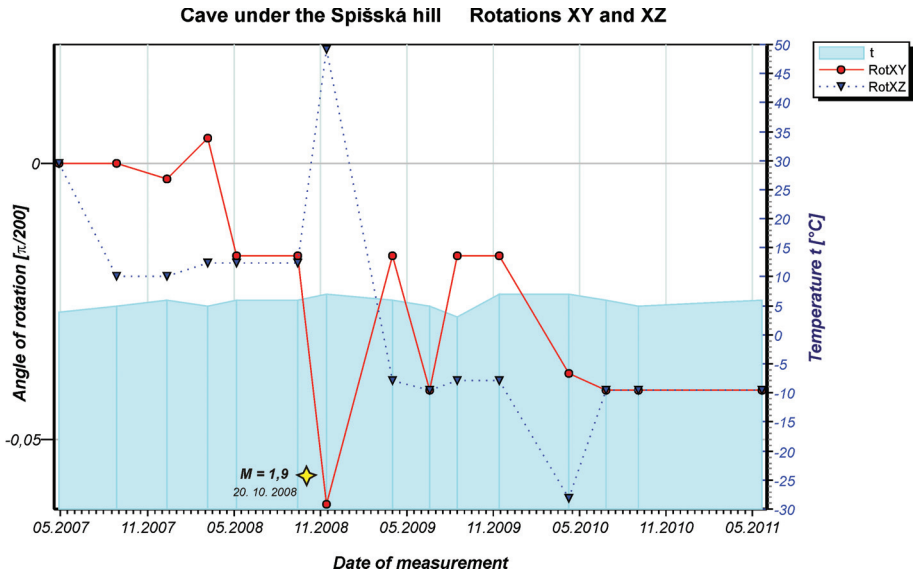


Fig. 7b. Diagram of 3D rotations of sandstone blocks located inside the Cave under the Spišská hill since 27. 4. 2007 with delineation of the M = 1.9 earthquake located at the area of the Vihorlat Mts. on the 20. 10. 2008 (http://dionysos.gssr.sk/cmsgf/select/db_select_seizmika.html).

earthquakes in the Slovak territory in 2007–2009 (http://dionysos.gssr.sk/cmsgf/select/db_select_seizmika.html). In the graph of rotation (Fig. 7b), being very sensitive on seismic events, an anomaly of ca 0.04 x [π/200] in the period October–November 2008 occurs in both planes (horizontal and vertical). It corresponds well to the earthquake with magnitude M = 1.9 localized in the Vihorlat area on 20. 10. 2008 (Fig. 7b).

Conclusions and suggestions

The monitoring of the block movements in the locality Cave under the Spišská hill has demonstrated following facts:

1. More than four years of measuring has revealed a recent movement of the sandstone blocks being expressed by the widening of the monitored fracture and subsidence of the block located in lower position.

2. Found extent of the block displacements reaches tenths of mm per year, confirming very slow movement.

3. The fractures in the area of block failures correspond mainly with the course of the main tectonic elements, especially the systematic joints.

4. The minimum influence of rainfalls on the development of the deep block failures is known (Fussgänger, 2006) and the measurements in this locality confirm it. Neither an extreme rainfalls from May and June 2010 have an influence on the rate and magnitude of the blocks displacements.

5. The origin of some fractures in sandstone beds has probable also an atectonic origin.

6. Block failures and landslides in this locality threaten the only access route to forest cover and agrotechnically used land and pastures, as well as the access to springs of potable water used by the village Brutovce.

7. The measurements of rotations of both monitored blocks have demonstrated the relation with the seismic event from 20. 10. 2008. Because the investigated locality belongs to areas with the intensity of seismicity ≤ 6° EMS 98 (Schenk et al., 2000; Hrašna, 2007), the influence of earthquakes on block stability must be admitted in the future. Similar earthquakes will act not only as triggering factor, but also as a movement accelerator.

Taking into account the above stated facts we suggest the future continuation of the monitoring of the block movements in this locality with the frequency min. four times per year. Only such number of measurements can guarantee the sufficient interpretation of obtained data and effective prognosis of the evolution of the slopes deformations, and by this way also the stability of the accessing road. Such interpreted data will be possibly analogically usable also at evaluation of the territory feasibility for the construction of the water reservoir Tichý Potok in the locality Čierna hora (Židova cave), being known by the extended occurrence of the block failures in the more advanced evolution phase than in the locality Cave under the Spišská hill.

Acknowledgement. Authors of the contribution express their thanks to Section of the Geology and Natural Sources of the Ministry of the Environment of the Slovak Republic, being simultaneously a guarantee as well as orderer of the geological project *Partial monitoring system – Geological factors (Landslides and further slope deformations)*, in which frame the monitoring works were held in the locality Cave under the Spišská hills.

References

Antonická, B. & Fussgänger, E., 1998: Olšavica – vrch Spišská a okolie, svahové poruchy. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 17 s.*

Baliak, F. & Malgot, J., 2008: Hodnotenie vplyvov výstavby VN na hornej Toryse na geologické prostredie. *In: Frankovská, J., Liščák, P. & Ondrášik, M. (eds.): Geológia a životné prostredie. Zbor. ved. prác zo 6. slov. konf. s medz. účasťou. Bratislava, ŠGÚDŠ, 165 – 168.*

Bella, P., 1994: Genetické typy jaskynných priestorov Západných Karpát. *Slov. Kras, 32, 3 – 22.*

Bella, P., 1995: Prehľad registrovaných jaskýň v nekrasových horninách Slovenska. *In: Gaál, Ľ. (ed.): Preserving of pseudokarst caves. Proc. Int. Work. Meet. (Rimavská Sobota – Salgótarián), 17 – 32.*

Boretti-Onyszkiewicz, W., 1968: Cios we fliszu zachodniego Podhala. *Acta geol. pol., 18, 101 – 152.*

Fussgänger, E., 1985: Poznatky z terénneho výskumu plazivých svahových pohybov travertínových blokov na Spišskom hrade. *Miner. Slov. (Bratislava), 17, 15 – 24.*

Fussgänger, E., 2006: Analýza súčasných klimatických podmienok a ich trendy na vývoj gravitačných svahových pohybov a porúch. *In: Wagner, P., Klukanová, A. & Frankovská, J. (eds.): Geológia a životné prostredie. Zbor. abstraktov z 5. slov. konf. s medz. účasťou. Bratislava, ŠGÚDŠ, 7 s.*

Gaál, Ľ., 2003: Genetické typy rozsadlinových jaskýň na Slovensku. *Slov. Kras, 41, 29 – 45.*

Gross, P. (ed.), Buček, S., Ďurkovič, T., Filo, I., Karoli, S., Maglay, J., Nagy, A., Halouzka, R., Spišák, Z., Žec, B., Vozár, J., Borza, V., Lukáčik, E., Mello, J., Polák, M. & Janočko, J., 1999a: Geologická mapa Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov, Spišsko-šarišského medzihoria, Bachurne a Šarišskej vrchoviny 1 : 50 000. *Bratislava, Vyd. GS SR a MŽP SR.*

Gross, P. (ed.), Buček, S., Ďurkovič, T., Filo, I., Maglay, J., Halouzka, R., Karoli, S., Nagy, A., Spišák, Z., Žec, B., Vozár, J., Borza, V., Lukáčik, E., Janočko, J., Jetel, J., Kubeš, P., Kováčik, M., Žáková, E., Mello, J., Polák, M., Siráňová, Z., Samuel, O., Snopková, P., Raková, J., Zlinská, A., Vozárová, A. & Žecová, K., 1999b: Vysvetlivky ku geologickej mape Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov, Spišsko-šarišského medzihoria, Bachurne a Šarišskej vrchoviny 1 : 50 000. *Bratislava, Vyd. GS SR a MŽP SR, 239 s.*

Hrašna, M., 2007: Seizmotektonická mapa Slovenska. *Miner. Slov. (Bratislava), 29, 427 – 430.*

Imrich, P., Kováčik, M., Bóna, J. & Majerníčková, F., 2007: Geological control of the gravitational processes in the Spišská Hill pseudokarst region (Levočské vrchy Mts., Slovakia). *Nature Conservation, 63, 47 – 55.*

Košťák, B., 1969: A new device for in-situ movement detection and measurement. *Experimental Mechanics, 9, 8 (Easton, Pa.), 374 – 379.*

Košťák, B., 1977: Terčové měřidlo TM-71 a jeho užití pro měření pomalých pohybů na poruchách a trhlinách. *Inž. Stavby, 25, 213 – 218.*

Košťák, B., 1991: Combined indicator using moiré technique. *In: Sorum, G. (ed.): Field measurements in geomechanics. Proc. 3rd Int. Symp., Oslo, 9–11. Sept. A. A. Balkema, Rotterdam, Brookfield, 53 – 60.*

Ludwiniak, M., 2010: Multi-stage development of the joint network in the flysch rocks of western Podhale (Inner Western Carpathians, Poland). *Acta geol. pol., 60, 283 – 316.*

Maas, P. & Ondrášik, R., 1998: Svahová deformácia na južnom svahu Ostrého pri Švošove. *In: Wagner, P. & Durmeková, T. (eds.): Geológia a životné prostredie. Zbor. ved. prác z 6. slov. konf. Bratislava, GS SR, 100 – 102.*

Majerníčková, F. & Imrich, P., 2010: Židova jaskyňa a jaskyne Čiernej hory v pseudokrase Levočských vrchov. *Spravodaj Slovenskej speleologickej spoločnosti, 1, XLI, 42 – 47.*

Margielewski, W., 2006: Structural control and types of movements of rock mass in anisotropic rocks: Case studies in the Polish Flysch Carpathians. *Geomorphology, 77, 47 – 68.*

Mastella, L. & Ozimkowski, W., 1979: Budowa tektoniczna południowo-wschodnej częsci Podhala. *Przegl. geol., 27, 387 – 392.*

Nemčok, A., 1982: Zosuvy v slovenských Karpatoch. *Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 319 s.*

Nemčok, A. & Baliak, F., 1977: Gravitational deformations in mesozoic rocks of the Carpathian Mountain. *Bull. IAEG, 16, Krefeld, 109 – 111.*

Pavlarčík, S., 1985: Jaskyňa Zbojnícka diera. *Slov. Kras, 23, 261 – 265.*

Pavlarčík, S. & Vadovský, V., 1994: Pseudokrasová jaskyňa v Kohútovke. *Slov. Kras, 32, 173 – 176.*

Petro, Ľ., Košťák, B., Polaščinová, E. & Spišák, Z., 1999: Monitoring blokových pohybov v Slanských vrchoch. *Miner. Slov. (Bratislava), 31, 549 – 554.*

Petro, Ľ., Vlčko, J., Ondrášik, R. & Polaščinová, E., 2004: Recent tectonics and slope failures in the Western Carpathians. *Engng Geol. (Amsterdam), 74, 103 – 112.*

Plička, M., 1968: Joint zones in the flysch of the Czechoslovak Carpathians and in the Paleozoic of the SE border of the Czech massif. *Geol. Práce, Zpr., 44 – 45, 119 – 127.*

Schenk, V., Schenková, Z., Kottnauer, P., Guterch, B. & Labák, P., 2000: Earthquake Hazard for the Czech Republic, Poland and Slovakia – Contribution to the ILC/IASPEI Global Seismic Hazard Assessment Program. *Natural Hazards, 21, 331 – 345.*

Soták, J., Pereszlényi, M., Marschalko, R., Milička, J. & Starek, D., 2001: Sedimentology and hydrocarbon habitat of the submarine-fan deposits of the Central Carpathian Paleogene Basin (NE Slovakia). *Mar. Petrol. Geol., 18, 87 – 114.*

Vítek, J., 1981: Morfogenetická typizace pseudokrasu v Československu. *Sbor. Čs. geogr. Společ., 81, 153 – 165.*

Vlčko, J., 2004: Extremely slow slope movements influencing the stability of Spiš Castle, UNESCO site. *Landslides, 1, 67 – 71.*

Vlčko, J. & Petro, Ľ., 2002: Monitoring of subgrade movements beneath historic structures. *In: van Roy, J. L. & Jermy, C. A. (eds.): Proc. of 9th Int. Congress IAEG, Durban (16–20 September), South Africa, (CD-ROM), 1 432 – 1 437.*

Vlčko, J., Petro, Ľ., Bašková, L. & Polaščinová, E., 2002: Stabilita horninových masívov pod historickými objektmi. *Geol. Práce, Spr., 106, 89 – 96.*

Manuscript received 7. 6. 2011
Revised form received 12. 7. 2011
Manuscript accepted by Editorial Board 13. 9. 2011

Mineralia Slovaca, 43 (2011), 129 – 136
Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086

Genéza strednojurských brekcií v devínskej jednotke Malých Karpát

JOZEF MICHALÍK[1] a JÁN VLČKO[2]

[1]Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, P. O. Box 106, 841 05 Bratislava
[2]Katedra inžinierskej geológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského, Mlynská dolina G1, 842 15 Bratislava

Genesis of the Middle Jurassic breccias in the Devín Unit of the Malé Karpaty Mts.

Devín castle rock in the Malé Karpaty Mts. mostly consists of the Pleš Breccia Fm. (Michalík, 1984) composed of Triassic and Lower Jurassic carbonate rock debris. Clasts analysis indicates that they were derived from shallow water facies of Triassic carbonate platform. In the contrary, less frequent Rhaetian and Lower Jurassic rocks are of open neritic character. Consequently, the Devín Unit of Tatricum subsided at the end of Norian, prior to deposition of the Rhaetian rocks. The presence of typically "Tethyan" brachiopods found in several Liassic limestones clasts proves the Mediterranean character of this fauna, what contradicts with the character of an isochronous associations from adjacent Kuchyňa Unit of the Tatricum, or from the Vysoká Unit of Fatricum in the Malé Karpaty Mts. The Pleš Breccia accumulated on the foot of synsedimentary active fault escarpment of the Tatric Unit border at the beginning of Middle Jurassic. Both, the destruction of sedimentary sequence in adjacent Tatric zone and creation of depositionary space for breccia were caused by tension at the border of arising Penninic Rift.

Key words: cathode luminiscence, carbonate breccia, Middle Jurassic, Tatric Superunit, Malé Karpaty Mts, Western Carpathians

Geologický úvod

Čelnú časť bratislavského príkrovu tvorí fylitový plášť alochtónneho granitoidového masívu s občasnými prienikmi aplitov a pegmatitových hornín (Kováč et al., 1991; Plašienka et al., 1991; Plašienka, 1999). Najstarším členom mezozoickej pokryvnej sedimentárnej sekvencie sú slabo odkryté *devínske vrstvy*, vychádzajúce blízko východnej brány hradu Devín. Tvorí ich komplex sivozelenkastých zlepencov až brekcií s úlomkami granitov, žilného kremeňa, fylitov, pestrých bridlíc a bázických vulkanitov. Ich vek pokladajú Vozárová a Vozár (1988) za permský.

Spodnotriasový komplex, patriaci *lúžňanskému súvrstviu*, tvorí vrcholovú časť Devínskej Kobyly i pahorku Devínskeho hradu (obr. 1). Skladá sa z kremenných pieskovcov s celistvým až sklovitým tmelom a okruhliakmi bieleho žilného kremeňa, ružovkastého ryolitu a čiernych turmalínových hornín (Mišík a Jablonský, 1978; Mišík, 1986). Na týchto odolných horninách bol postavený Garajovský palác.

Studňa a priekopa, oddeľujúca devínsku citadelu od vlastného hradu, boli vyhĺbené v „kampilských" žltkastosivých ílovitých bridliciach. Pod mostíkom cesty na citadelu v ich nadloží vystupujú *strednotriasové dolomity*. Sú to tenko doskovité sivé až tmavosivé drobivé karbonáty s bituminóznym zápachom a nevýraznými ílovitými medzivrstvičkami. Ich vrchná časť je zmenená na monomiktnú dolomitovú brekciu, tvoriacu východné úpätie hradnej skaly (obr. 2b). Na svahoch Devínskej Kobyly je zachované súvrstvie gutensteinských vápencov. Sú to tmavé bituminózne horniny často laminované (striedajú sa tenké laminky jemno detritických a mikritových vápencov), časté sú gradované brekciovité polohy (obr. 5). Prítomnosť týchto hornín v klastoch plešskej brekcie v devínskom brale indikuje, že gutensteinské súvrstvie malo pôvodne väčšie plošné rozšírenie a do značnej miery podľahlo neskoršej (spodnojurskej) erózii. Erózia postihla komplex karpatského keuperu. Nález klastov vápencov s rétskou faunou, ktorú opísali Kochanová et al. (1967), sa predbežne nepodarilo zopakovať.

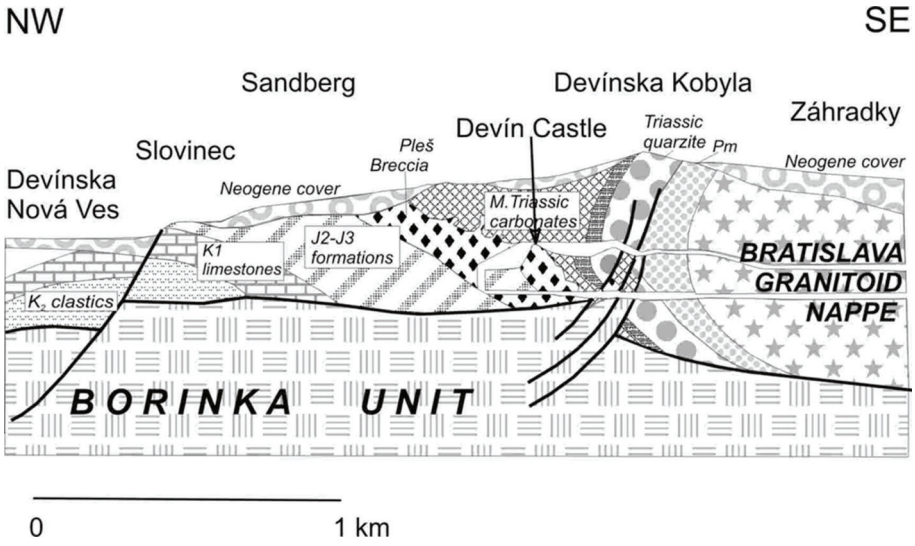
Na dolomitovej brekcii erozívne spočíva polymiktná *plešská brekcia* (Michalík, 1984), pozostávajúca z rozlične veľkých klastov (s rozmermi od niekoľkých centimetrov do piatich – šiestich metrov). Táto brekcia tvorí morfologicky najproduktívnejšiu časť telesa hradného kopca, nesúcu citadelu hradu (obr. 2a; Baliak et al., 1997; Pipík et al., 2004). Pod bázou brekcie možno pozorovať výmole i rozlične hlboko do podložia zasahujúce klastické dajky. Jednotlivé klasty brekcie sú tvorené sivým dolomitom, dolomitovými laminitmi, dolomitizovanými vápencami s pseudomorfami po kryštáloch sadrovca, sivými lumachelovými vápencami, rohovcovými a fosfatizovanými vápencami, zriedkavo dokonca speleotémami (Mišík, 1980). Kochanová et al. (1967) opísali z tejto brekcie nález klastov biomikritového vápenca s rétickou faunou lastúrnikov a foraminifer, Rakús (1996) klasty s fosfatizovanými vrchnoliasovými amonitmi. V klastoch tmavosivého biomikritového vápenca sa našla liasová fauna brachiopódov (Michalík

et al.,1994) mediterránneho typu. Michalík (1984) stotožnil teleso brekcie s plešskou brekciou toarského veku, ktorá vznikala ťahovým namáhaním okraja centrálnokarpatskej mikroplatne pri otváraní penninského riftu na rozhraní spodno- a strednojurského obdobia.

Makroskopické štúdium textúr brekcie naznačuje, že jej materiál sa tvoril počas zložitého, viacnásobného procesu. Na vrchole citadely brekciu roztína niekoľko štrbinovitých rozsadlín, vyplnených miocénnym pieskom. Horninové úlomky v odlišných častiach telesa brekcie majú odlišné zloženie, veľkosť aj opracovanie. Viaceré klasty boli druhotne dolomitizované (menej častá je silicifikácia). Tmel medzi klastmi je obvykle slienitý, karbonátový, zriedkavejšie dolomitizovaný, niekedy pozostávajúci len z drobnej drviny rozrušených klastov. Pozorovanie z odkryvov na svahu Devínskej Kobyly v niektorých prípadoch dokonca poukazuje na „vstrekovanie“ jemného tmelu do dutín medzi klastmi pod hydraulickým tlakom (obr. 3b). Takýto proces nasvedčuje preskupovaniu materiálu vnútri objemnejšieho sklzového telesa. Častejšie však možno nájsť matrix s laminárnym usporiadaním alebo s viac-menej zreteľnou gradáciou drobných klastov, poukazujúcou na postupnú depozíciu zmesi úlomkov a kalu z voľného sedimentačného priestoru.

Štúdium karbonátov v mikroskope s katódovou luminiscenciou

Luminiscencia karbonátov je výhodnou pomôckou v prípadoch, keď rekryštalizácia čistých karbonátov, prípadne ich dolomitizácia do značnej miery zotrela pôvodné štruktúry horniny (Soták a Lintnerová, 1994).



Obr. 1. Geologický rez čelnou časťou devínskej jednotky medzi Devínom a Devínskou Novou Vsou (podľa Plašienku, 1999, upravené).

Fig. 1. Geological cross-section across frontal part of the Devín Unit between Devín and Devínska Nová Ves villages (after Plašienka,1999, adapted).



Obr. 2a. Pohľad od sútoku Dunaja a Moravy na devínske bralo, tvorené plešskou brekciou.

Fig. 2a. View on the Devín castle rock formed by the Pleš Breccia from the confluence of the Danube and Morava rivers.

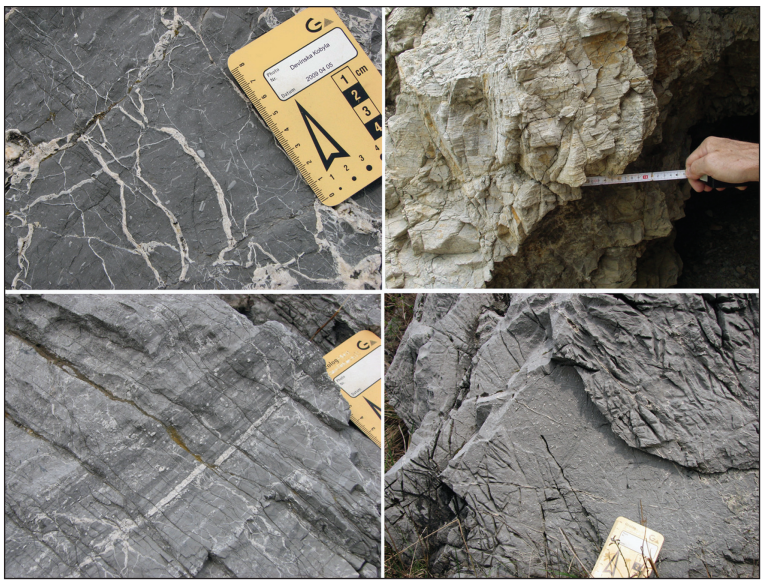


Obr. 2b. Pohľad na citadelu Devínskeho hradu od Garajovského paláca (k východu). Spodnú časť steny brala tvorí dolomitová brekcia, vrchnú plešská brekcia.

Fig. 2b. View on the Citadella of the Devín castle rock from the Garay Palace (eastward). Lower part of the rock wall consists of dolomite breccia, the upper part is of the Pleš Breccia.

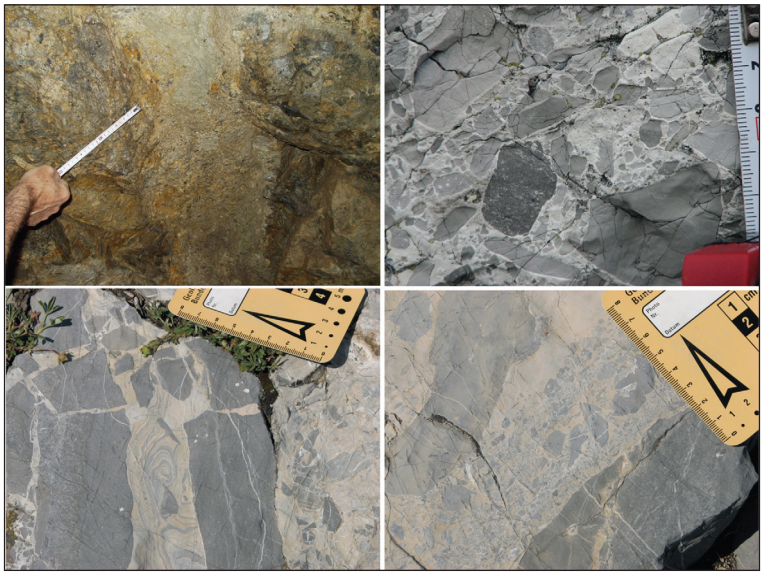
Machel (1986) študoval mikroštruktúry dolomitov a vápencov v indukovanom svetle v luminiscenčnom mikroskope. Čisté karbonáty nesvetielkujú, katódovú luminiscenciu vyvoláva až prímes mangánu, železa a olova v pevnom roztoku. Jednotlivé prímesi pritom zohrávajú buď úlohu vyvolávačov (aktivizátorov), senzitizérov alebo zhášačov (quenchers) luminiscencie. Hoci obsah týchto prímesí nemusí byť vždy primárny (mohli sa do horniny dostať až pri cementácii, ba niekedy až druhotne s hydrotermálnymi fluidmi), ich štúdium môže prispieť k zviditeľneniu nevýrazných primárnych textúr, k interpretácii diagenézy alebo hydrotermálnych procesov. Ten Have a Heijnen v roku 1985 experimentálne zistili, že už 15 ppm prímesi mangánu v karbonáte vyvoláva luminiscenciu.

Soreghan et al. (2000) odlíšili produkty dolomitizácie vznikajúce dvomi odlišnými procesmi. Prvý z nich rešpektuje primárne zloženie, zachováva pseudomorfy pôvodnej stavby a často postihuje najmä peritidálne fácie. Dolomitizácia prebehla v ranej fáze diagenézy, hornina obsahuje veľa Sr, Na a len málo železa a mangánu. Druhý typ prebiehal v neskoršej fáze diagenézy a postihol najmä



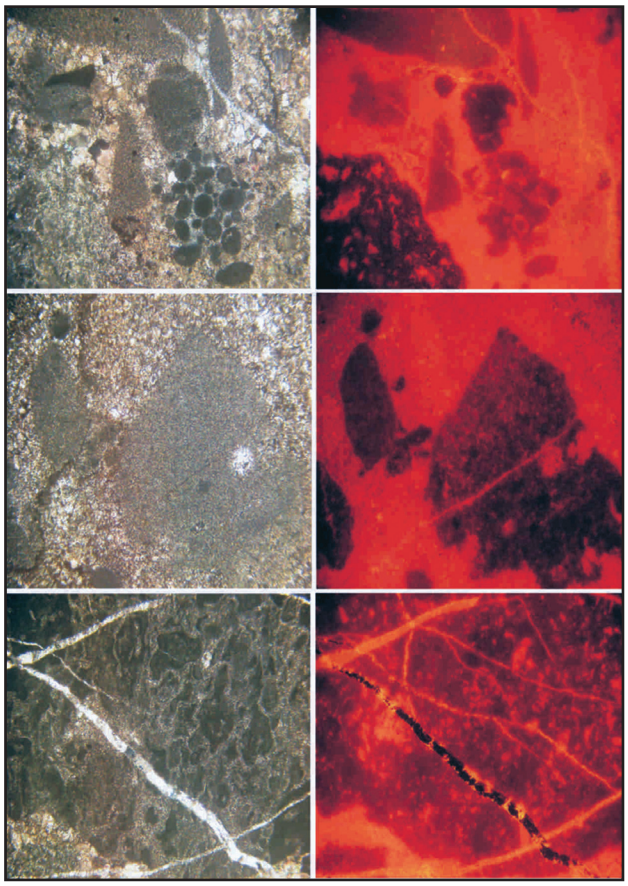
Obr. 3a. Makrofácie triasových vápencov a dolomitov.

Fig. 3a. Macrofacies of Triassic limestones and dolomites.



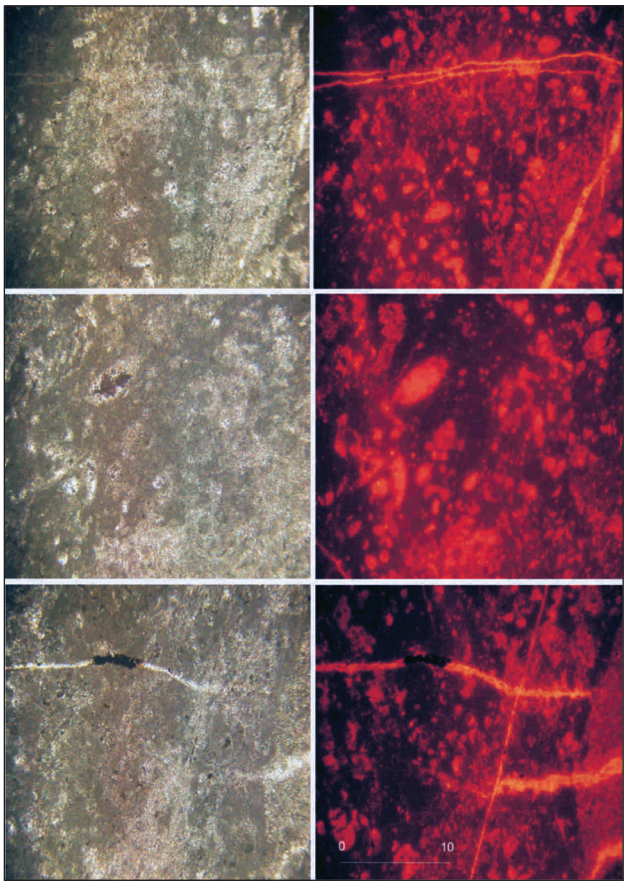
Obr. 3b. Plešská brekcia s „hydraulicky“ nastrekovanou a s gradačne vrstveným matrixom. Obidve snímky: svah Devínskej Kobyly nad záhradkárskou kolóniou.

Fig. 3b. Pleš Breccia with “hydraulically” injected and graded matrix. Both photographs are from the southern slope of the Devínska Kobyla Hill above a gardening colony.



Obr. 4. Mikrofácie plešskej brekcie v optickom (vľavo) a katódovo-luminiscenčnom mikroskope (vpravo). Klasty karbonátov majú zachované primárne oolitické, biogénne a biooklastické textúry. Citadela Devínskeho hradu.

Fig. 4. Microfacies of the Pleš Breccia in optical (left) and in cathode luminiscent microscope (right): carbonate clasts with preserved primary oolitic, biogene and biooclastic textures. The Citadella rock of the Devín Castle.



Obr. 5. Mikrofácie plešskej brekcie v optickom (vľavo) a katódovo-luminiscenčnom mikroskope (vpravo). Citadela Devínskeho hradu.

Fig. 5. Microfacies of the Pleš Breccia in optical (left) and in cathode luminiscent microscope (right). The Citadella rock of the Devín Castle.

časti sekvencie blízko sekvenčných hraníc bez selektivity horninového zloženia. Produktom je zrnitý dolosparit bez zachovaných primárnych textúr, obsahujúci málo Na a Sr a pomerne vysoký obsah železa.

Halden et al. (2004) skúmali pod luminiscenčným mikroskopom rybie otolity z jazera Eden Lake v Manitobe. Zistili, že fosforeskujúce vrstvičky v rezoch ich kalcitovej steny spôsobuje prímes prvkov vylúhovaných z monzonitových telies, vychádzajúcich na dne jazera: samárium spôsobuje červené, stroncium oranžové a mangán žltozelené svetielkovanie kalcitu.

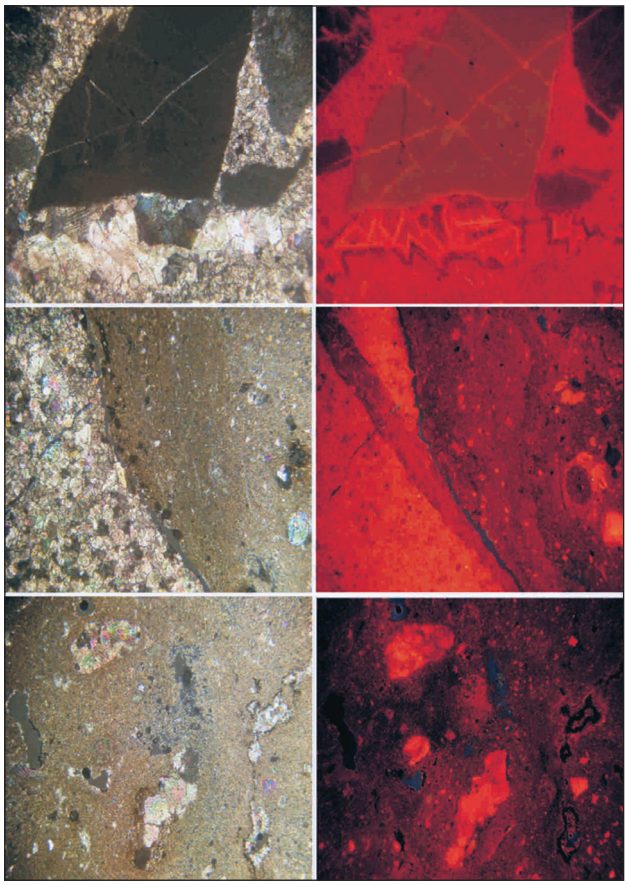
Chocquette a Hiatt (2008) sa zaoberali štádiami tvorby cukrovitých dolomitov. Dolomitizácia bola len krátkodobou udalosťou pórových fluíd, spätou s eustatickou zmenou hladiny mora. Predchádzala vlastnej cementácii okolo zŕn substrátu (coarsening), splývaniu kortexových nárastov (induration), než cement vyplnil celý priestor pórov (occlusion). Mikrocementáciu mohla urýchliť meteorická voda, najmä v miernych zemepisných šírkach.

Pri luminiscenčnom štúdiu spodnokriedového vápencového súvrstvia Chachao v argentínskej panve Neuquén rozlíšili Palma et al. (2008) v ustricových laviciach tri štádiá diagenézy. Ranodiagenetické štádium sprevádzala mikritizácia a subsolúcia alochém. Ranocementačná fáza prebiehala v morsko-freatických podmienkach, mikrit bol zatláčaný izopachyálnym cementom. Koncentrické svetielkujúce pruhy indikujú premenlivosť prínosu Mn a Fe. Kalcitové granuly a finálny syntaxiálny cement vznikali v meteoricko-freatických podmienkach počas neskorodiagenetického štádia.

Rozbor klastov plešskej brekcie

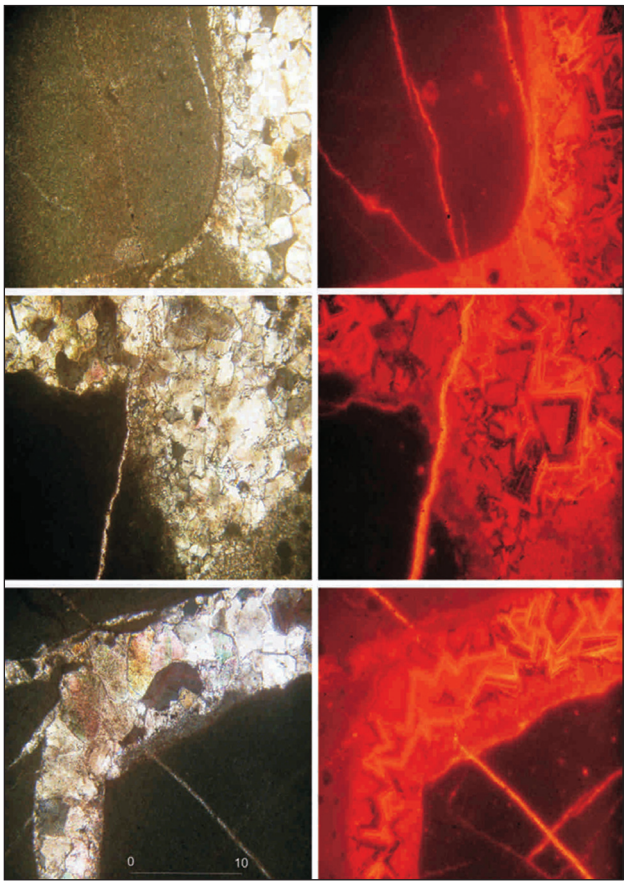
Mikroskopické štúdium klastov plešskej brekcie pod luminiscenčným mikroskopom indikuje viacnásobné postihnutie hornín tlakovými deformáciami a vytváranie sukcesívnych generácií kalcitových výplní.

Významnú skupinu klastov tvoria úlomky karbonátov so zachovanou vnútornou stavbou (obr. 4). Patria sem oolitické vápence (oosparity), bioklastické vápence (biosparity), pelsparity i vápence s hojnými hľuzkami rias. Karbonáty postihla raná selektívna dolomitizácia (facies



Obr. 6. Mikrofácie plešskej brekcie v optickom (vľavo) a katódovo-luminiscenčnom mikroskope (vpravo). Citadela Devínskeho hradu.

Fig. 6. Microfacies of the Pleš Breccia in optical (left) and in cathode luminiscent microscope (right). The Citadella rock of the Devín Castle.



Obr. 7. Mikrofácie plešskej brekcie v optickom (vľavo) a katódovo-luminiscenčnom mikroskope (vpravo). Citadela Devínskeho hradu.

Fig. 7. Microfacies of the Pleš Breccia in optical (left) and in cathode luminiscent microscope (right). The Citadella rock of the Devín Castle.

selective dolomitization, cf. Soreghan et al., 2000), typická pre peritidálne a plytké neritické faciálne zóny. Pôvodná hornina má nízku luminiscenciu, vrstvičky ooidov majú oranžovú farbu. Tmel medzi klastmi však svieti jasne oranžovo až červeno (čo podľa kritérií Haldena et al., 2004, poukazuje na zvýšený obsah Sr).

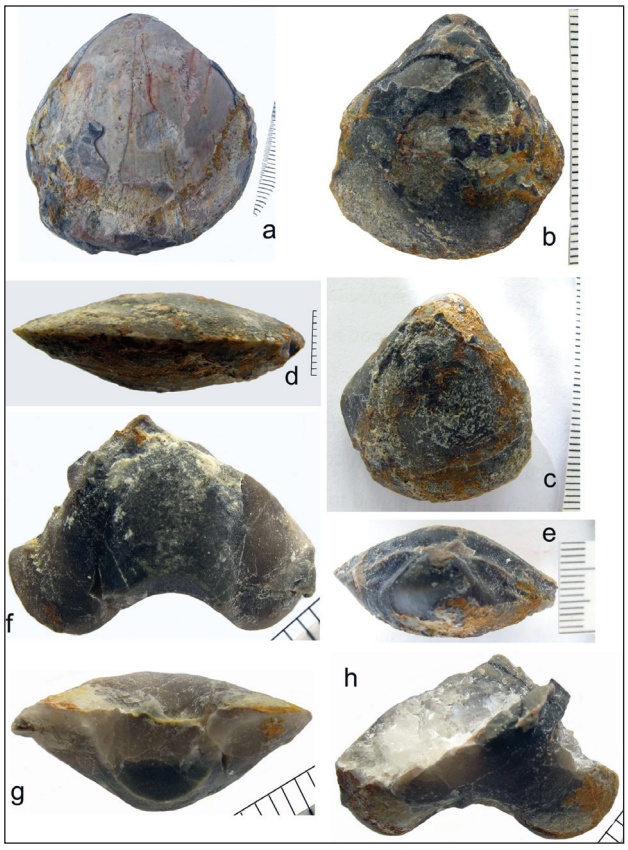
Obrázok 5 ilustruje skupinu hornín postihnutých ranou cementačnou fázou dolomitizácie (sensu Palma et al., 2008). V pôvodnej hornine v podmienkach morského freatického prostredia vznikali dutinky, neskôr postupne vypĺňané izopachovým cementom. Druzy cementačného novovznikajúceho karbonátu i žilky, ktoré ich pretínajú, majú oranžovú luminiscenčnú farbu (Machel, 1986 alebo Granier a Staffelbach, 2009 tvrdia, že v tomto štádiu ju vyvoláva prímes Mn, Fe a Sr).

V pokročilejšom štádiu dolomitizácie (obr. 6, 7) sa kortexové nárasty postupne kombinovali a uzatvárali zvyškové póry (Choquette a Hiatt, 2008). Freatický syntaxiálny cement žiari oranžovo až jasne červeno, zonálne pruhovanie vytvárajúce vzor „psích zubov“ prezrádza spôsob dorastania klencových kryštálov karbonátu do voľného priestoru v dutinách a puklinách horniny.

Brachiopódy z klastov plešskej brekcie

Michalík (in Michalík et al., 1994) opísal nálezy brachiopódov zo štyroch tatridných lokalít (Pleš, Staré Hlavy a Ostrý vrch v kuchynskej jednotke a Devín z devínskej jednotky) Malých Karpát. Dva bloky spadnuté zo západnej steny devínskej hradnej skaly pozostávali z tmavohnedosivého jemno biosparitového vápenca a obsahovali 82 zvyškov schránok druhu *Securithyris adnethensis* (Suess) a dva zvyšky schránky druhu *Linguithyris aspasia* (Meneghini) (obr. 8).

Prítomnosť týchto typicky „tetydných“ foriem (Vörös, 1977, 1982, 1984) vo faune brachiopódov z klastov plešskej brekcie svedčí o jej mediteránnom charaktere. Spomínaný autor radil asociácie z kosteleckého „bradla“ (Siblík, 1966) a z vysockej jednotky krížňanského príkrovu Malých Karpát (Pevný, 1964) k európskej paleobiogeografickej provincii. Je zaujímavé, že aj asociácie z lokalít v kuchynskej jednotke (Michalík et al., 1994) majú podobný „európsky“ charakter, kým brachiopódy z devínskej skaly (asociácia *Securithyris* – *Linguithyris*) sa od nich ostro odlišujú.



Obr. 8. Mediteránne brachiopódy z klastu spodnojurského vápenca plešskej brekcie v západnej stene citadely devínskej skaly. a – e – *Securithyris adnethensis* (Suess); f – h – *Linguithyris aspasia* (Meneghini). Foto V. Šimo.

Fig. 8. Mediterranean brachiopods from the Lower Jurassic limestone clast of the Pleš Breccia from the western rock wall of the Devín Castle Citadella. a – e – *Securithyris adnethensis* (Suess); f – h – *Linguithyris aspasia* (Meneghini). Photo by V. Šimo.

Závery

Rozbor klastov plešskej brekcie poukazuje na ich pôvod zväčša z plytkovodných častí triasovej karbonátovej platformy. Na rozdiel od nich, vzácnejšie rétické a spodnojurské horniny pochádzajú už z otvoreného neritika. V devínskej jednotke tatrika teda prvé prehĺbenie prebehlo koncom nóru, ešte pred sedimentáciou rétskych vápencov.

Teleso plešskej brekcie sa akumulovalo na úpätí synsedimentárne formovaného zlomového zrázu na okraji tatrika začiatkom strednej jury, tesne po toarku. Deštrukciu sedimentárnej sekvencie v priľahlých zónach tatrika a vytvorenie depozičného priestoru pre brekciu vyvolali tenzné napätia na okraji vznikajúceho peninského riftu.

Prítomnosť typicky „tetydných“ foriem vo faune brachiopódov svedčí o jej mediteránnom charaktere, čo je v rozpore s rovnovekou asociáciou z kuchynskej jednotky tatrika, či vysockej jednotky fatrika z Malých Karpát, ktorá by mala byť typicky „európska“.

Poďakovanie. Práca vznikla za podpory grantového projektu VEGA č. 0196. Autor ďakuje dr. Z. Némethovi za cenné pripomienky a dr. V. Šimovi za pomoc pri zabezpečení snímok fauny.

References

Baliak, F., Malgot, J., Pipík, R., Bartók, V., Kopecký, M. & Solčiansky, R., 1997: Engineering geological investigation and correction of the rock massif of the Devín Castle. *Proceedings of 3rd Geotechn. Conference on Soil – Structure Interaction, Slovak Techn. University, Bratislava, 277 – 282.*

Choquette, P. W. & Hiatt, E. E., 2008: Shallow-burial dolomite cement: a major component of many ancient sucrosic dolomites. *Sedimentology, 55, 423 – 460.*

Granier, B. & Staffelbach, C., 2009: Quick look cathodoluminiscence analyses and their impact of carbonate reservoirs. Case study of mid-Jurassic oolitic reservoirs in the Paris Basin. Carnets de Géologie CG2009-A07, 20 p.

Halden, N. M., Mathers, K., Babaluk, J. A. & Mejin, S. R., 2004: Cathodoluminiscence microscopy: A useful tool for assessing incremental chemical variations in otoliths. *Environmental biology of fishes, 71, 53 – 61.*

Kochanová, M., Peržel, M. & Salaj, J., 1967: Vorkommen der Rhaet-Gesteine inmitten der liassischen Kalk-Dolomitbrekzien der tatriden Hüllenserie in den Kleinen Karpathen. *Geol. Práce, Spr., 43, 207 – 208.*

Kováč, M., Michalík, J., Plašienka, D. & Putiš, M. (ed.), 1991: Malé Karpaty Mts.: Geology of the Alpine-Carpathian junction. Excursion Guide. *D. Štúr Institute of Geology, Bratislava, 82 p.*

Machel, H. G., 1986: Cathodoluminiscence in calcite and dolomite and its chemical interpretation. *Geoscience Canada, 12, 4, 139 – 147.*

Michalík, J., 1984: Some remarks and interpretation of geological development and structure of the NW part of the Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 4, 489 – 504.*

Michalík, J., Reháková, D. & Soták, J., 1994: Environments and setting of the Jurassic/Lower Cretaceous successions in the Tatric area, Malé Karpaty Mts. *Geol. Carpath., 45, 1, 45 – 56.*

Mišík, M., 1980: Miocene sinter crusts (speleothems) and calcrete deposits from neptunian dykes, Malé Karpaty Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 4, 495 – 512.*

Mišík, M., 1986: Sedimentologische und fazielles Studium der Trias und Lias der Devín-Entwicklung (Malé Karpaty). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 41, 67 – 91.*

Mišík, M. & Jablonský, J., 1978: Spodnotriasové kremence a zlepence Malých Karpát (rozbor valúnov, smery transportu, genéza). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 33, 5 – 36.*

Palma, R. C., Bressan, G. S. & Kietzmann, D. A., 2008: Diagenesis of a bioclastic oyster deposit from the Lower Cretaceous (Chachao Formation), Neuquén Basin, Mendoza province, Argentina. *Carbonates and Evaporites, 23, 1, 39 – 49.*

Pevný, J., 1964: Brachiopóda severnej časti Malých Karpát. *Geol. Práce, Zpr., 33, 157 – 172.*

Pipík, R., Baliak, F., Malgot, J. & Bartók, J., 2004: Inžiniersko-geologická charakteristika devínskej hradnej skaly a jej vplyv na stabilitu historických objektov. *Miner. Slov. (Bratislava), 36, 1, 29 – 34.*

Plašienka, D., 1999: Tektochronológia a paleotektonický model jursko-kriedového vývoja centrálnych Západných Karpát. *Bratislava, Veda, 125 s.*

Plašienka, D., Michalík, J., Kováč, M., Gross, P. & Putiš, M., 1991: Paleotectonic evolution of the Malé Karpaty Mts. – an overview. *Geol. Carpath., 42, 195 – 208.*

Rakús, M., 1996: Jurassic of the innermost Western Carpathian zones – its importance and influence on the geodynamic evolution of the area. *Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 3 – 4, 311 – 317.*

Siblík, M., 1966: Ramenonožci kosteleckého bradla. *Geol. Práce, Zpr., 38, 137 – 157.*

Soreghan, G. S., Engel, M. H., Furley, R. A. & Giles, K. A., 2000: Glacioeustatic transgressive reflux, stratiform dolomite in Pennsylvanian bioherms of the western Orogrande Basin, New Mexico. *J. sed. Research, 70, 6, 1 315 – 1 332.*

Soták, J. & Lintnerová, O., 1994: Diagenesis of the Veterlín reef complex (Malé Karpaty Mts., Western Carpathians): isotope geochemistry, cathodoluminescence, and fluid inclusion data. *Geol. Carpath., 45, 4, 239 – 254.*

Ten Have, T. & Heijnen, W., 1985: Cathodoluminiscence activation and zonation in carbonate rocks: an experimental approach. *Geologie en Mijnbouw, 64, 297 – 310.*

Vörös, A., 1977: Provinciality of the Mediterranean Lower Jurassic brachiopod fauna: causes and plate-tectonic implications. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. (Amsterdam), 21, 1 – 16.*

Vörös, A., 1982: Mediterranean character of the Lower Jurassic brachiopod fauna of the Bakony Mts. (Hungary) and its paleogeographic importance. *Ann. Univ. Sci. budapestinensis Rolando Eötvös, Sect. geol., 21, 13 – 23.*

Vörös, A., 1984: Lower and Middle Jurassic brachiopod provinces in the Western Tethys. *Ann. Univ. Sci. budapestinensis Rolando Eötvös, Sect. geol., 24, 207 – 233.*

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

Rukopis doručený 11. 4. 2011
Revidovaná verzia doručená 8. 8. 2011
Rukopis akceptovaný red. radou 13. 9. 2011

Genesis of the Middle Jurassic breccias in the Devín Unit of the Malé Karpaty Mts.

Geology

The frontal part of the Bratislava Nappe is build up of the phyllite cover of allochthonous granitoid massif with sporadic dykes of aplites and pegmatites (Kováč et al., 1991; Plašienka et al., 1991; Plašienka, 1999). Imperfectly exposed Devín Formation outliers cropping out near eastern gate of the Devín Castle are the oldest member of the Mesozoic sedimentary cover sequence. They consist of grey-greenish conglomerates and breccias with clasts of granite, vein quartz, phyllite, variegated shales and basic volcanites. Vozárová and Vozár (1988) supposed their Permian age.

The Lower Triassic complex, belonging to the Lúžna Formation, build the summit part of the Devínska Kobyla Hill, and the Devín Castle Hill, as well (Fig. 1). It is composed of quartzose sandstones with fine-grained to glassy quartz matrix which contains pebbles of white vein quartz, rosa rhyolite and black turmalinic rocks (Mišík and Jablonský, 1978; Mišík, 1986). The middle-age Garay Palace was founded on these resistant rocks.

The well and trench, separating majestic Devín Citadella from the proper Castle, have been excavated in "Campilian" yellow-grey claystones. Below the bridge, Middle Triassic Ramsau Dolomite crops out in the trench. It is represented by the thin layered grey to dark grey crumbling carbonates with smell of bitumen and with inexpressive clayey interlayers. The upper part is transformed into monomict dolomite breccia, building eastern slope of the Citadella rock (Fig. 2b). The Gutenstein Limestone Formation crops out on opposite slopes of the Devínska Kobyla Hill. It is represented by the dark bituminous rocks, often with lamination (alternation of thin fine detrital and micritic limestone). Graded fine breccia layers occur frequently (Fig. 3a). The presence of these rocks in clasts of the Pleš Breccia indicates that the Gutenstein Formation had originally much greater extent, being considerable eroded during Early Jurassic. This erosion completely removed the Carpathian Keuper complex strata.

Dolomite breccia is non-conformably covered by the polymict Pleš Breccia (Michalík, 1984), consisting of clasts of various size (several centimetres to five-six meters). This breccia builds up the most morphologically eminent part of the castle hill, occupied by the Citadella (Fig. 2b; Baliak et al., 1997; Pipík et al., 2004). Erosional groves up to variously deep neptunian dykes are observable below the breccia base. Individual clasts are formed by grey dolomite, dolomite laminite, dolomitized limestone with pseudomorphoses after gypsum crystals, grey shelly limestone, cherty and phosphatized limestone, sometimes even by speleothems (Mišík, 1980). Kochanová et al. (1967) described finding of biomicrite clast with remnants of Rhaetian bivalves and foraminifers. Rakús (1996) found clasts with phosphatized Upper Liassic ammonites. Up to now, we failed to duplicate finding of limestone clasts with the Rhaetian fauna, but, instead, we (Michalík et al., 1994) revealed the Lower Jurassic brachiopods of the Mediterranean type (Vörös, 1977, 1982) in clasts of the dark grey biomicrite from the western rock wall. Michalík (1984) identified the breccia body with the Pleš Breccia of Toarcian age, which originated during the Early/Middle Jurassic tensional stress of the Central Carpathian microplate due to opening of the Penninic Rift.

Macroscopic study of the breccia textures indicates, that it was generated by complicated, multiplicated process. The Citadella top is dissected by several crevices filled by Miocene sand. The composition, size and reworking of rock clasts in different parts of the breccia body are different. Several clasts were secondarily dolomitized (silicification is less frequent). The matrix between clasts is usually marly, carbonatized, less frequently dolomitized, sometimes consisting of the fine debris. In few parts of the breccia (on the Devínska Kobyla Hill slope; Fig. 3b), fine matrix was "injected" under hydrostatic pressure into internal cavities between clasts. Such process indicates the re--arranging of material inside more voluminous quickly deposited slumping body. On the other hand, the matrix with laminar structure, or with more-or-less evidently graded little clasts, denoting gradual deposition of fragments and mud mixture from the free sedimentary space, is more obvious.

Study of carbonate clasts in cathode luminiscent microscope

Carbonate luminiscence study is a convenient tool in the cases when recrystallization of pure carbonate, or its dolomitization considerably smoothed the original rock texture (Soták and Lintnerová, 1994).

Machel (1986) studied microstructure of dolomites and limestones under induced light in luminiscent microscope. Pure carbonates are not luminiscent, cathode luminisce is evoked by admixture of manganese, iron and lead in hard solution. Individual admixtures play roles of either activisers, sensitisers, or quenchers of luminiscence. Although these admixtures need not always be of primary nature (they could get into rock composition during cementation, or sometimes even secondarily with hydrothermal fluids), their study can contribute to visualisation of inexpressive primary textures, to interpretation of diagenesis, or of hydrothermal

processes. Ten Have and Heijnen confirmed experimentally already in 1985, that the luminiscence can be evoked by 15 ppm content of Mn in carbonate.

Soreghan et al. (2000) distinguished products of dolomitization, generated by two different processes. The first one respects the primary rock composition, it preserves pseudomorphs of original sediment architecture and frequently affects peritidal facies. Dolomitization was a part of early diagenetic phase, Sr and Na contents is high, while Fe and Mn occur subordinately. The second type ran during later diagenetic phase, affecting parts of the sequence near to sequence boundaries with no selectivity of rock composition. Grainy dolosparite without primary textures was produced, with low Na and Sr and relatively high Fe content.

Halden et al. (2004) investigated fish otolithes from the Eden Lake in Manitoba under cathode luminiscent microscope. They have found that fosforescence in their calcite wall sections was triggered by the admixture of elements leached from monzonite bodies cropping out in the lake bottom: Sm evoked red-, Sr orange- and Mn yellowish green luminiscence of calcite.

Chocquette and Hiatt (2008) dealt with saccharoidal dolomite production. Dolomitization was a short event of pore fluids only, connected with eustatic change of sea level. It was followed by a proper cementation around substrate grains (coarsening), coalescence of cortex growths (induration), and, finally, all pores were filled by the cement (occlusion). The microcementation could have been accelerated by meteoric water, especially in the middle latitudes.

During the luminiscence study of Lower Cretaceous Chachao Formation limestone in the Argentinian Neuquén Basin, Palma et al. (2008) distinguished three diagenetic stages in oyster beds. Early diagenetic stage was accompanied by the micritization and by subsolution of allochems. Early cementation phase happened in marine phreatic conditions, micrite was substituted by isopachyal cement. Concentric luminiscent bands indicate variability in Mn and Fe input. Calcite granules and final syntaxial cement originated in meteoric – phreatic conditions during late diagenetic stage.

Clasts analysis of the Pleš Breccia

Microscopic study of clasts from the Pleš Breccia Fm. under luminiscent microscope indicates multiplicated effect of stress deformation and origin of successive generations of calcite veinlet infillings.

Carbonate clasts with preserved internal structure (Fig. 4) are significantly represented within rocks fragments. They are formed by oolitic limestones (oosparites), bioclastic limestones (biosparites), pelsparites and limestones with abundant algal nodules. Carbonates are affected by an early selective dolomitization (facies selective dolomitization, cf. Soreghan et al., 2000), typical of peritidal and shallow neritic facies zones. The luminiscence of original rock is low, ooid laminae are orange. The matrix between clasts is bright orange red, what indicates raised Sr content (according to criteria of Halden et al., 2004).

Fig. 5 ilustrates group of rocks affected by the early cementation phase of dolomitization (Palma et al., 2008). In marine phreatic environment small cavities formed in original rock, subsequently being filled by isopachyal cement. Aggregates of cementing newly originating carbonate and veinlets cutting it, are of orange luminiscent colour (Machel, 1986, or Granier and Staffelbach, 2009, argued, that this colour is evoked by Mn, Fe and Sr admixture at this stage).

In more advanced stage of dolomitization (Figs. 6 and 7), cortex growth subsequently combined and closed relict pores (Choquette and Hiatt, 2008). Freatic syntaxial cement brights orange to pale red, zonal banding creating “dog teeth” pattern indicates mode of growth of rhomboid crystals of carbonate into free space in cavities and crevices of the rock.

Brachiopods from the Pleš Breccia clasts

Michalík (in Michalík et al., 1994) described brachiopod findings from four Tatric localities (Pleš, Staré Hlavy and Ostrý vrch in the Kuchyňa Unit and Devín from the Devín Unit) of the Malé Karpaty Mts. Two limestone blocks fallen from the western rock wall of the Devín (Citadella) Castle rock consisted of dark brown-grey fine biosparite and contained 82 shell fragments of *Securithyris adnethensis* (Suess) and two specimen of *Linguithyris aspasia* (Meneghini) (Fig. 8).

The presence of these typically “Tethyan” forms (Vörös, 1977, 1982, 1984) in brachiopod fauna of the Pleš Breccia clasts should prove for its Mediterranean character. Mentioned author attributed associations from the Kostelec “klippe” (an olistolithic block in the Strážovské vrchy Mts.; Siblík, 1966) and from the Vysoká Unit (Krížna Nappe in the Malé Karpaty Mts.; Pevný, 1964) to the European paleobiogeographic province. It is worth of mention that brachiopod association from the Kuchyňa Unit (Tatric Unit of the Malé Karpaty Mts.; Michalík et al.,1994) is also of the “European” character, while the brachiopods from the Devín Castle rock (the *Securithyris* – *Linguithyris* association) are considerably different.

Conclusions

Clasts of the Pleš Breccia Formation were derived from the shallow marine facies zone of Triassic carbonate platform. Less frequent Rhaetian and Lower Jurassic rocks came from the open neritic deposits. Thus, subsidence in the Devín Unit of the Tatric started in Latest Norian being followed by sedimentation of Rhaetian limestones.

The Pleš Breccia body accumulated on a foot of synsedimentary formed fault scarp on the Tatric margin after Toarcian. The destruction of sedimentary sequence in adjacent Tatric zones and forming of depositionary space for accumulation of slope debris was enabled by tensional stress on arising Penninic Rift margin.

The presence of typically “Tethyan” forms in brachiopod fauna indicates its Mediterranean character, being contradicting with isochronous association from the Tatric Kuchyňa Unit, or from Fatric Vysoká Unit from the Malé Karpaty Mts., which should be typically of the “European” type.

Mineralia Slovaca, 43 (2011), 137 – 146
Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086

Príspevok k poznaniu ortorúl z kontaktu Kremnických vrchov, Starohorských vrchov a Veľkej Fatry

MICHAL MAJDÁN[1], JOZEF MICHÁLEK[2] and IGOR GALKO[2]

[1]Východoslovenská ťažobná, s. r. o., Nám. SNP 17, 974 01 Banská Bystrica;
michal.majdan@gmail.com
[2]G55, s. r. o., Bakossova 8, 974 01 Banská Bystrica

Contribution to the knowledge of orthogneisses from the contact of the Kremnické vrchy Mts., Starohorské vrchy Mts. and Veľká Fatra Mts. (Western Carpathians, Slovakia)

The contact of crystalline complex of the Starohorské vrchy Mts. and Veľká Fatra Mts. with the volcanic complex of Kremnické vrchy Mts. represents potentional occurrence of gold deposit. Simultaneously with the prospecting of these occurrences, petrological research of this area has been done. It was confirmed that mylonitic foliations of gneisses bodies are NE–SW to NNE–SSW trending with dipping toward NW. The orthogneisses of the crystalline complex originated in the metamorphic conditions probably of amphibolite facies, and the pre-metamorphic protolith of orthogneisses was represented by granitoid rocks. Texture, structure and composition of orthogneisses and their protoliths indicate their syn-collisional evolution. Petrologically, the orthogneisses from Starohorské vrchy Mts. point to S-type granite.

Key words: Kremnické vrchy Mts., Starohorské vrchy Mts., orthogneiss, paragneiss, Western Carpathians

Úvod

Počas realizovaného prieskumu zameraného na predpokladaný výskyt rudného uzla v študovanom území (obr. 1), ktoré tvorí v oblasti Harmanca „stykovú" zónu neovulkanitov Kremnických vrchov a horninových komplexov Starohorských vrchov a Veľkej Fatry, sme sa venovali štúdiu vybraných typov hornín. Lokalita sa nachádza niekoľko kilometrov na S a SZ od Banskej Bystrice. V uvedenej oblasti sa overila pravdepodobnosť výskytu zlatonosného zrudnenia, resp. rudných minerálov so zlatom viazaných na hydrotermálne žily (Michálek et al., 2005).

Cieľom tejto práce je podať základnú štruktúrno-geologickú, petrografickú, mineralogickú a geochemickú charakteristiku vybraných hornín kryštalinika vystupujúcich v stykovej zóne, ako aj obraz o geologickej stavbe širšieho okolia Harmanca.

Geologická charakteristika územia

Študované územie (obr. 1) je zložené z horninových komplexov paleozoika (st. paleozoikum – rulový komplex, permský horninový komplex – starohorská skupina), mezozoických sekvencií a neovulkanitov Kremnických vrchov.

Bazálnu časť tvorí komplex rúl starohorského kryštalinika, ktorý vystupuje na povrch v dvoch častiach, a to na oboch svahoch Starohorského potoka (časť Vozná dolina, Zlatý potok, Malá Medvedia, Andrášova dolina, Malé a Veľké Lelekovo) a v časti Harmanec-papiereň, na oboch stranách potoka Bystrica. Vystupovanie komplexu rúl – pararúl, granáticko-biotitických rúl a – podľa niektorých autorov – aj ortorúl (Polák et al., 2003b; Kohút, 2004) má podobu tektonického okna, ako to pred mnohými rokmi opísal Koutek (1937). Podľa novších poznatkov ho autori Polák et al. (l. c.) priradili ku kryštaliniku veporika. Ortoruly podobného charakteru sa podrobne charakterizovali, okrem iného, aj z južnej časti Ďumbierskych Tatier, kde sa potvrdil ich magmatický pôvod (Adamija et al., 1992; Petrík a Kohút, 1997; Petrík et al., 1998).

Permské horniny budujú takmer polovicu študovaného územia. Vozárová a Vozár (1988) definovali monotónny súbor terestrických hruboklastických sedimentov pozvoľne sa zjemňujúcich smerom do vrchu, vystupujúci v superpozícii medzi kryštalinikom a sedimentmi spodného triasu ako *starohorská skupina*, v rámci ktorej vystupuje špaňodolinské súvrstvie a samostatne vyčlenené harmanecké vrstvy na základe litologických odlišností. *Špaňodolinské súvrstvie* je zložené z pestrých zlepencov, hrubozrnných pieskovcov a piesčitých bridlíc fialovej (fialovo-červenej) farby. *Harmanecké vrstvy* sú tvorené jemnobridličnatými sivými ílovitými pieskovcami s medzivložkami piesčitých bridlíc s obsahom bitúmenu.

Spodný trias je vyvinutý vo forme lúžňanského súvrstvia kremencov a kremenných pieskovcov v podobe nehojných odkryvov. Stanoviť presnú hranicu medzi ním a permským súvrstvím, zvlášť ak je budované sivými, sivozelenými pieskovcami s intenzívnou limonitizáciou, je veľmi náročné. Spôsobuje to aj fakt, že morfoštruktúrne prvky, ako je

vrstevnatosť alebo lavicovitosť, sú vyvinuté sporadicky. Tento styk je komplikovaný aj intenzívnou, relatívne mladou (pravdepodobne popríkrovovou) tektonikou, ktorá má vyslovene deštrukčný charakter hlavne na kremence a pieskovce.

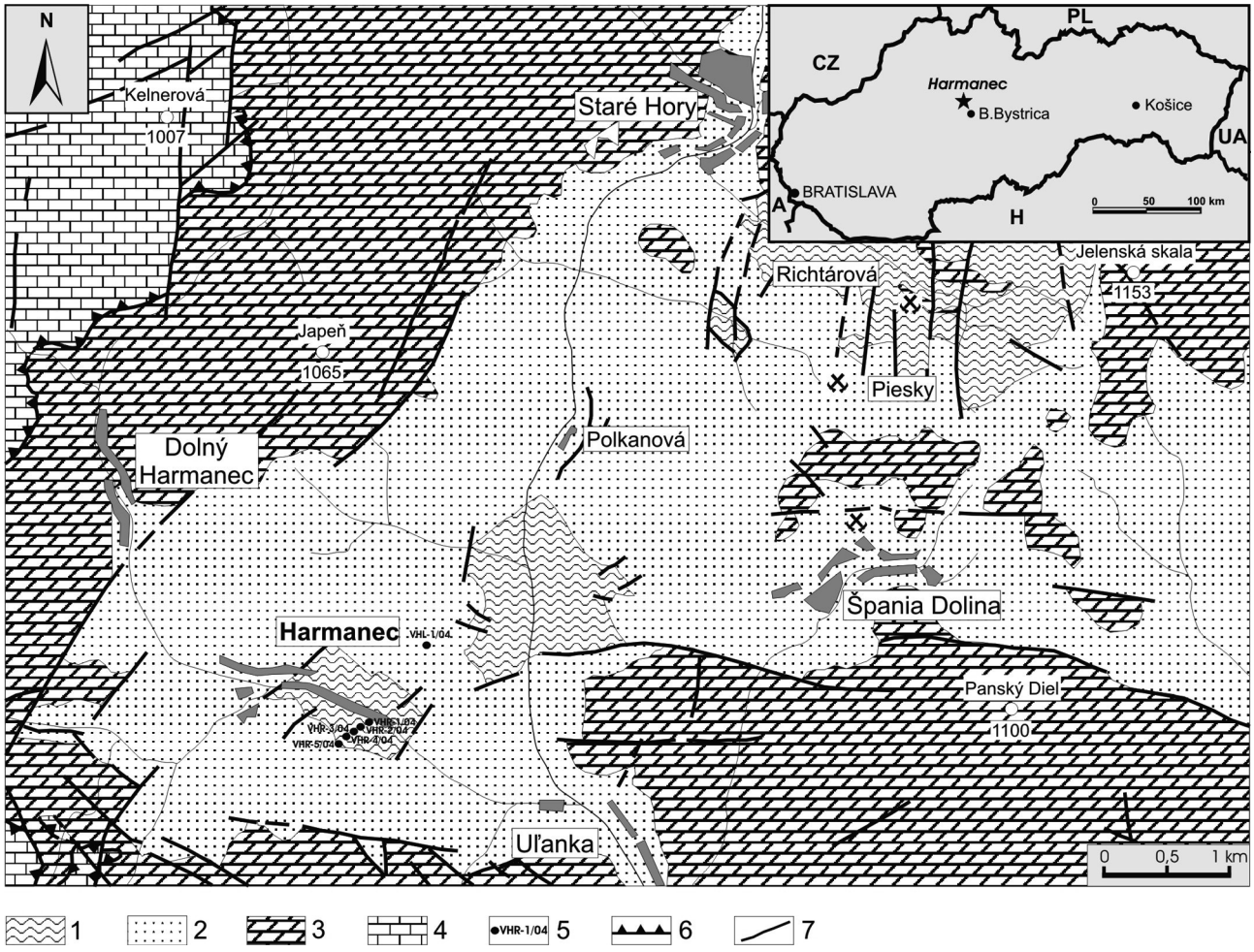
Blízko študovaného územia sú mezozoické sekvencie okrem spomenutého triasu zastúpené aj pestrými bridlicami, telesami gutensteinského vápenca a ramsauského dolomitu. Juru, resp. kriedu zastupuje ždiarske a mraznické súvrstvie. Príkrov hronika na SZ od Harmanca tvoria vrstvy a polohy gutensteinského vápenca a dolomitu, steinalmského vápenca a wettersteinského dolomitu (Polák et al., 2003b).

Vulkanické horniny vystupujú v západnej, severozápadnej časti študovaného územia. Vulkanické horniny patria k Turčeckej formácii, ktorá je zložená z hornín efuzívneho a explozívneho andezitového vulkanizmu. V starohorskom regióne túto formáciu zastupuje len leukokratný andezit v podobe lávového prúdu a niekoľko dajok pyroxenického andezitu.

Štruktúrno-tektonické pomery v širšom okolí Harmanca

V prvom rade je potrebné uviesť, že dominujúcou štruktúrou územia je starohorsko-revúcky zlom ako súčasť centrálnokarpatského zlomového systému. Priamy vplyv zlomu je najlepšie sledovateľný v úseku, kde je vyvinuté kryštalinikum rulového komplexu, špaňodolinské súvrstvie permu a kremence spodného triasu bez sekvencií vyšších súvrství.

Veľmi výrazné maximum foliácie plôch S_1 rulového komplexu je vyvinuté v smere SV – JZ až SSV – JJZ (304/60°, resp. 344/35°) so sklonom plôch 35 – 60°



Obr. 1. Geologická mapa širšieho okolia Harmanca (upravené podľa Poláka et al., 2003a). 1 – starohorské kryštalinikum nerozlíšené (budované hlavne ortorulami, pararulami a grt-bt rulami s páskovanou, príp. očkato-páskovanou textúrou); 2 – pestrý zlepenec, hrubozrnný pieskovec (špaňodolinské súvrstvie, perm); 3 – nečlenené mezozoikum krížňanského príkrovu; 4 – nečlenené mezozoikum hronickej jednotky; 5 – vrty (Michálek et al., 2005); 6 – príkrovové línie; 7 – zlomové systémy.

Fig. 1. Geological map of the vicinity of Harmanec (according to Polák et al., 2003a). 1 – undivided Staré Hory crystalline rock complex (orthogneisses, paragneisses, grt-bt gneisses with banded and augen-banded structures); 2 – Permian Špania dolina Formation: variegated conglomerates, coarse-grained sandstones; 3 – undivided Mesozoic sedimentary cover of the Krížna nappe; 4 – undivided Mesozoic sedimentary cover of Hronic Unit; 5 – boreholes (Michálek et al., 2005); 6 – lines of the main nappes; 7 – faults.

k SZ. Evidujeme aj ďalšie menšie maximum, podobné hodnotám foliácie S_1. Je možné predpokladať vplyv zlomu Starohorského potoka, ktorý podmienil rotáciu čiastkových blokov, čo by vysvetľovalo vznik ďalších maxím.

Foliácia plôch S_1 (307/46°, resp. 305/75°) v tesnej blízkosti Harmaneckých papierní (SHP) vytvára najostrejšie maximum v celom študovanom území.

Najvýraznejším štruktúrnym parametrom je foliácia S_1 plôch kryštalickej bridličnatosti rúl (ortorúl aj pararúl), ktorá je generálne vyvinutá v smere SV – JZ so sklonom 55° k SZ (obr. 2, 3). Tieto zistenia sú v priamej zhode so zisteniami z iných častí tatrického fundamentu a jeho metamorfného plášťa (napr. Putiš et al., 2003; Majdán et al., 2004).

Vzájomný styk kryštalinika a permu (špaňodolinského súvrstvia) je tektonický, čo bolo preukázané aj vrtom VHL-1 (Veľké Lelekovo – 100 m, zvislý – Michálek et al., 2005). V úseku 72 – 75 m je zachytený ultramylonit s úlomkami pieskovcov permu a úlomkami biotitických rúl. Toto zistenie potvrdzuje staršie názory na tektonický vývoj v tejto oblasti postihnuté nižšieteplotnými premenami (Kravjanský, 1979) – diskordantné uloženie permského špaňodolinského súvrstvia starohorskej skupiny na podložnom kryštaliniku.

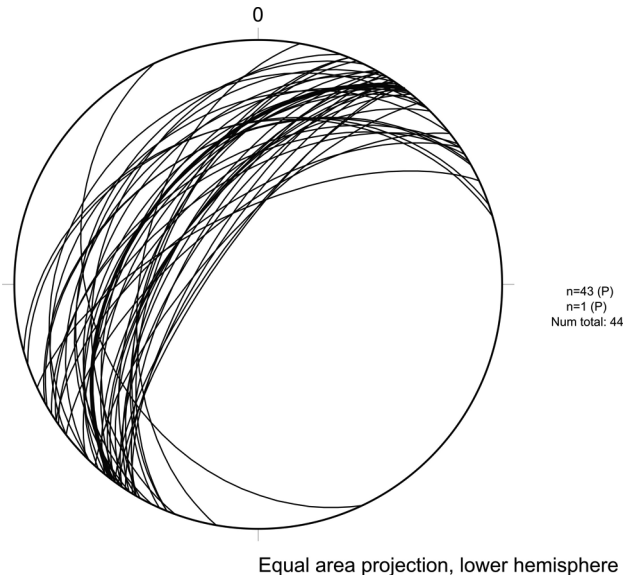
Foliácia biotitických a granáticko-biotitických rúl je cca 30 – 35° k osi vrtu VHR-2 (Harmanec-papiereň – 100 m, zvislý) a tieto hodnoty sa až na malé výnimky udržujú v celom vrte. Vo vrte VHR-4 (Harmanec-papiereň – 67 m, zvislý) foliácia rúl je 45 – 55° k osi vrtu, čo signalizuje prevrásnenie rulového komplexu s líniami ultramylonitu a žilami svetlosivého kremeňa, príp. s obsahom rudných minerálov. Lokalizácia realizovaných vrtov je uvedená v tab. 1.

Petrografia rulového komplexu

Horniny kryštalinika v širšom okolí Harmanca sú tvorené hlavne nezmenenými biotitickými rulami – pararulami a ortorulami (s páskovanou aj očkatou textúrou), v menšej miere granáticko-biotitickými rulami. Výskyt všetkých typov sa potvrdil petrografickým štúdiom povrchových vzoriek, ako aj vzoriek z realizovaných vrtov (Michálek et al., 2005). V okolí hydrotermálnych žíl, na ktoré sa viaže zlatonosné zrudnenie, sú tieto ruly postihnuté nižšieteplotnými premenami.

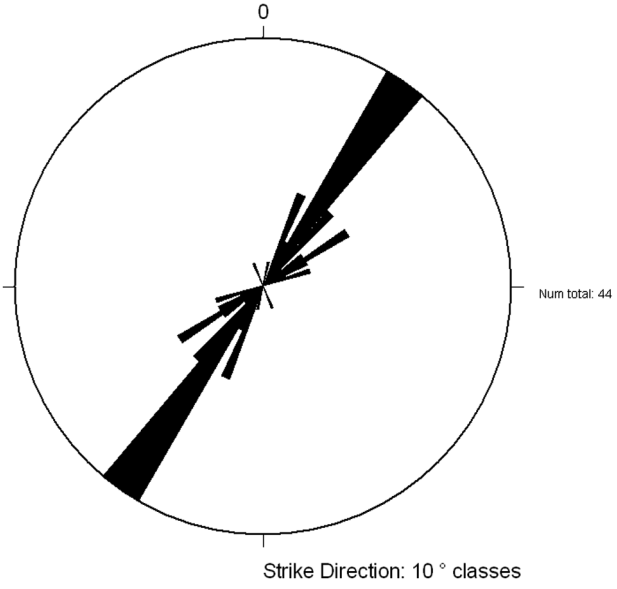
Tab. 1
Lokalizácia ložiskových vrtov z okolia Harmanca (Michálek et al., 2005)
Location of boreholes from the vicinity of Harmanec (Michálek et al., 2005)

Označenie vrtu	Súradnice X	Y	Z	Hĺbka vrtu (m)	Lokalizácia	Poznámka
VHL-1/04	1 221 221,738	421 764,586	640,87	100	Lelekovo	zvislý
VHR-1/04	1 221 830,130	421 913,250	458,50	140	Harmanec	šikmý, 278/-15°
VHR-2/04	1 221 853,160	421 972,280	457,35	100	Harmanec	zvislý
VHR-3/04	1 221 903,760	422 026,940	463,99	73	Harmanec	zvislý
VHR-4/04	1 221 878,680	422 002,600	458,71	67	Harmanec	zvislý
VHR-5/04	1 221 944,680	422 111,470	486,46	120	Harmanec	zvislý



Obr. 2. Tektonogram – oblúkový diagram s plochami foliácie S_1 rulového komplexu starohorského kryštalinika.

Fig. 2. Tectonic diagram of S_1 foliation planes of the Staré Hory crystalline complex (gneisses).



Obr. 3. Tektonogram – ružicový diagram s priebehom plôch foliácie S_1 rulového komplexu starohorského kryštalinika.

Fig. 3. Rose diagram with S_1 foliation planes of the Staré Hory crystalline complex (gneisses).

Ortoruly

Štruktúra ortorúl varíruje od relatívne homogénnej hrubozrnnej až po silne usmernenú lepidogranoblastickú, deformovanú zhlukmi biotitu a fenokrystami K-živca veľkými až niekoľko cm alebo iba deformovanými očkami plagioklasov. Ortoruly sú sivej až svetlosivej farby s usmernenou páskovanou alebo očkato-páskovanou textúrou.

V študovaných vzorkách granitických ortorúl s očkato-páskovanou textúrou (obr. 4a, 4b) sme pozorovali mylonitickú lineáciu viditeľnú v reze XZ (kolmom na foliáciu), reprezentovanú hlavne sľudami (Bt, ±Ms) a kremennými ribónmi, ktoré v tomto reze viditeľne „obtekajú" a uzatvárajú sploštené fenokrysty živcov (K-živcov i plagioklasov), prípadne porfyroblasty granátov. Okrem výrastlíc sa K-živce vyskytujú v podobe subzŕn usporiadaných paralelne s lineáciou. Ribónovité kremenné zrná dosahujú dĺžku až niekoľko cm a hrúbku niekoľko mm.

V reze YZ je viditeľná foliácia a kremenné ribóny tu majú formu veľmi sploštených elíps. Lupene sľúd sa správajú podobne ako v reze XZ, kde tvoria veľmi malé lupienky iba niekoľko mm dlhé, čo sú asi desaťnásobne menšie rozmery ako v pôvodných magmatických stavbách.

Naložené tektonometamorfné procesy v tektonických zónach často viedli až k vzniku mylonitických bridlíc. Polák et al. (2003b) označil tieto typy ako drobnozrnné mylonitizované ortoruly s polohami pararúl a amfibolitov. Základné minerálne zloženie ortorúl tvorí kremeň, plagioklas, K-živec, biotit a muskovit (pribúda so stupňom premeny). Akcesoricky je zastúpený zirkón, apatit, epidot-zoisit, sericit a veľmi sporadicky granát.

Kremeň je silne undulózny, s prejavmi rekryštalizácie a tvorbou tzv. ribónovitých foriem kryštálov (hrúbka 0,5 – 3 mm a dĺžka max. do 2 cm), ktoré sú výsledkom pôsobenia migračnej rekryštalizácie (obr. 5). Ďalej môžeme pozorovať zriedka až centimetrové porfyroklasty K-živcov, menej plagioklasov, ktoré tvoria jadrá tzv. jadrovo-plášťových stavieb, pričom plášť pozostáva z dynamicky rekryštalizovaného agregátu živcov. V dôsledku dynamickej deformácie sú sľudy (najmä biotit, menej prítomný muskovit, prípadne sericit) akumulované v tlakových tieňoch veľkých porfyroklastov živcov a tvoria charakteristickú očkato-páskovanú textúru. Časté sú aj variety bez výrastlíc, ktoré tvoria iba páskovanú textúru. Pozorovaným javom pri porfyroklastoch K-živcov bol výskyt karlovarského zrastu a taktiež obsah uzavrenín plagioklasov a biotitu.

Pôvodné ruly (para- aj orto-) boli vplyvom tektoniky a nízkoteplotnej rekryštalizácie spôsobenej hydrotermálnymi roztokmi zmenené. To bolo spojené so zvýšeným prínosom kremeňa, karbonátov a rudných minerálov s ojedinelými výskytmi zlata v podobe kremenno-karbonátových žíl ako prejavov sekundárnej mineralizácie (chloritizácia, sericitizácia a silicifikácia). Hydrotermálne premenené biotitické ruly sivozelenej farby s veľmi jemnozrnnou textúrou a pravidelným usmernením sú miestami až mylonitového, resp. ultramylonitového charakteru.

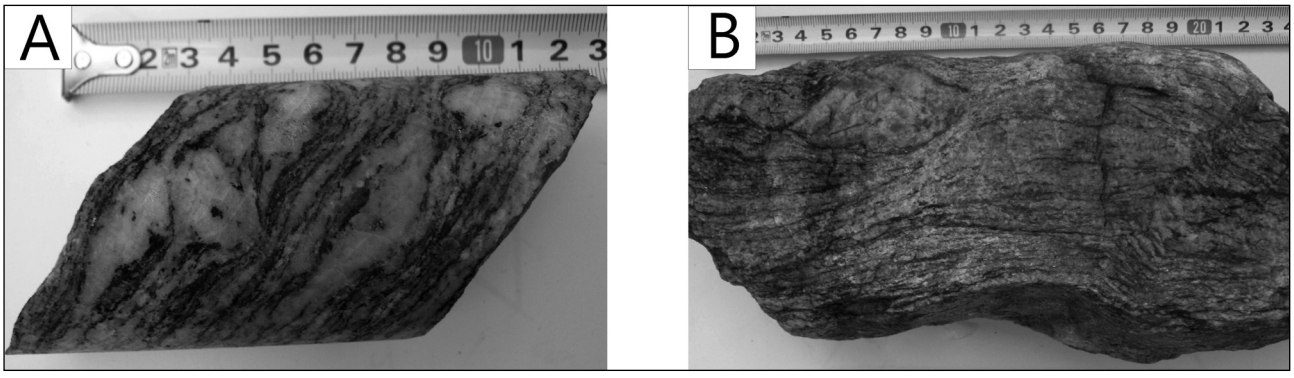
Biotitické ruly, resp. granáticko-biotitické ruly

Biotitické ruly sa vyskytujú prevažne s páskovanou, v menšej miere s očkato-páskovanou textúrou a lepidogranoblastickou štruktúrou. Pre účely tohto článku ich môžeme označiť ako pararuly.

V študovaných vzorkách biotitických pararúl, prípadne granáticko-biotitických pararúl (obr. 6 – VHR-5/6P – 44,05 m), sme často pozorovali mylonitickú lineáciu viditeľnú v reze XZ, reprezentovanú hlavne sľudami (Bt, ±Ms) a kremennými ribónmi, ktoré v tomto reze viditeľne „obtekajú" a uzatvárajú sploštené porfyroblasty živcov (K-živcov i plagioklasov), prípadne granátov podobne, ako je to pri ortorulách. Okrem výrastlíc sa K-živce a plagioklasy vyskytujú v podobe subzŕn usporiadaných paralelne s lineáciou.

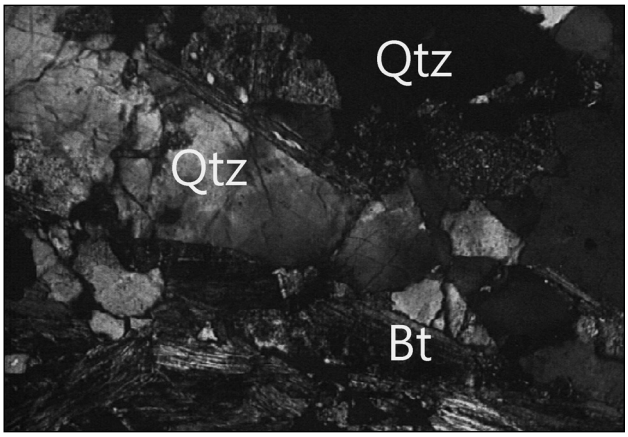
Pararuly sú tvorené hlavne minerálmi kremeňa, plagioklasu, menej K-živca, biotitu a ±muskovitu. Akcesoricky je zastúpený zirkón, apatit, epidot-zoisit, sericit a granát (granátické variety majú zvýšený obsah tohto minerálu). V závislosti od obsahu kremeňa a biotitu sa menil aj charakter horniny podľa toho, či dominovala svetlá alebo tmavá zložka. Zvýšený obsah kremeňa bol zaznamenaný v kremenno-karbonátových (kalcitových) žilách so zrudnením, najmä v stykových zónach hydrotermálnych žíl a kryštalinika.

Hornina je už na prvý pohľad odlišná od predchádzajúcich vzoriek (prevyšuje obsah mafickej zložky). Štruktúra



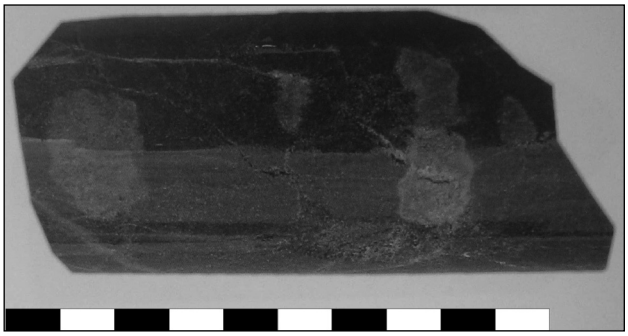
Obr. 4. Starohorské ortoruly s očkato-páskovanou textúrou: **A** – z vrtu VHR-2; **B** – z povrchu (Andrášova dolina).

Fig. 4. Mesofabrics of orthogneisses the with augen-banded structure from the Starohorské vrchy Mts.: **A** – from the borehole VHR-2; **B** – from the surface (Andrášova valley).



Obr. 5. Mikroštruktúry očkato-páskovaných ortorúl zo Starohorských vrchov (vzorka VHR-2/5P), skrížené nikoly, zv. 46x, ribón kremeňa.

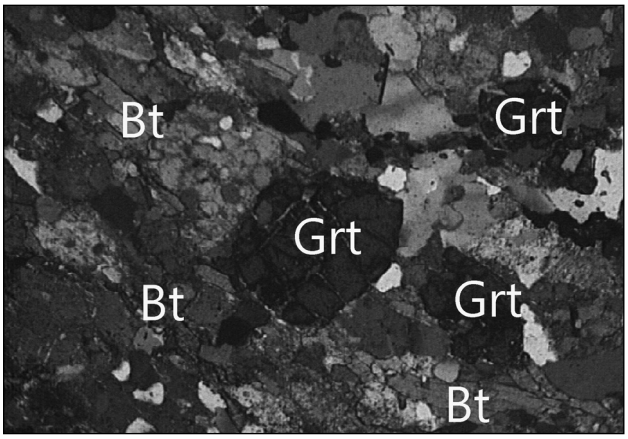
Fig. 5. Microstructure of augen-banded orthogneisses from the Starohorské vrchy Mts. (sample VHR-2/5P), crossed nicols, magn. 46x, quartz ribon.



Obr. 6. Drobnozrnná granáticko-biotitická pararula zo Starohorských vrchov (vrt VHR-5), mierka má 10 cm. Granáty tvoria bledosivé zhluky.

Fig. 6. Fine-grained garnet-biotite paragneisses from the Starohorské vrchy Mts. (borehole VHR-5), scale 10 cm. Garnets form light-grey colour clusters.

je granoblastická, pričom zrná dosahujú veľkosť prevažne okolo 0,2 mm. Vnútorná štruktúra je jasne usmernená v podobe drobnozrnných biotitov pretiahnutých v líniách (priem. 0,1 mm). V rovnakom smere sa tiahne aj drobnozrnný agregát značne sericitizovaných plagioklasov. Ten istý smer natiahnutia kopírujú granáty, ktoré sú výrazne rozložené. Kremeň, vypĺňajúci voľné miesta po rozpade granátov, vytvára pri pootočení mikroskopického stolíka mozaikovú štruktúru (obr. 7). V drobnozrnnej mase



Obr. 7. Mikroštruktúra granáticko-biotitickej pararuly zo Starohorských vrchov (vzorka VHR-5/10P), skrížené nikoly, zv. 46x.

Fig. 7. Microstructure of garnet-biotite paragneisses from the Starohorské vrchy Mts. (sample VHR-5/10P), crossed nicols, magn. 46x.

uprostred granátov sa vyskytujú aj rozložené sericitizované živce, drobnolupeňovité biotity, no aj minerály epidotovo-zoisitovej skupiny. Horninu môžeme pre jej zvýšený obsah biotitov a granátov označiť ako granáticko-biotitickú pararulu s jemnozrnným charakterom. Usmernenie celej vnútornej štruktúry horniny aj rigidných granátov je výsledkom vyššieteplotno-plastickej deformácie.

Obsah kremeňa je v niektorých vzorkách VHR1/3P (42,7 m) a VHR-1/4P (100,7 m) vyšší, pričom vytvára ribónovité kryštály (pásiky) s undulóznym zhášaním. Spolu so sľudami majú rovnaký priebeh a vo výbruse v reze XZ odrážajú priebeh foliačných plôch. Toto usporiadanie (usmernenie) je charakteristické pre starohorské ruly (para- aj orto-).

Petrogenetická klasifikácia ortorúl a ich protolitov z oblasti Harmanca

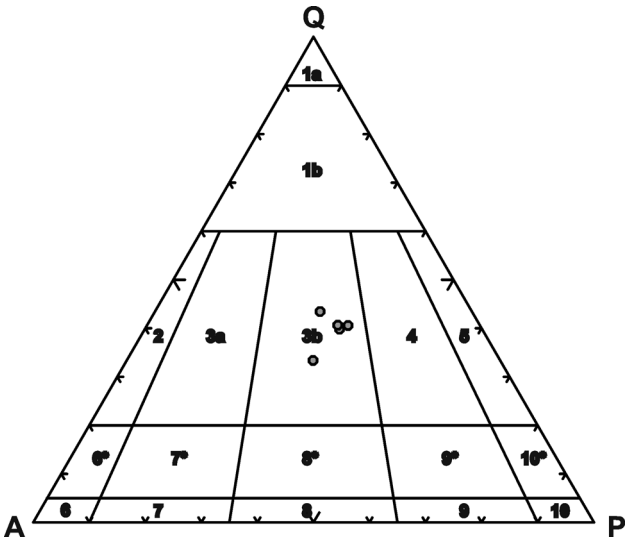
Z vybraných povrchových vzoriek, ktoré boli odobraté pri rekognoskačných mapovacích túrach v širšom okolí Harmanca, sme nechali urobiť celohorninové chemické analýzy. Tieto silikátové analýzy boli vyhotovené v Geo-Ekologických laboratóriách, s. r. o., Turčianske Teplice (tab. 2).

Petrochemický prepočet silikátových analýz vzoriek bol spracovaný v programe „NewPet". Výsledky petrochemického prepočtu boli vynesené do základného

Tab. 2
Chemické zloženie ortorúl z oblasti Starohorských vrchov
Chemical composition of orthogneisses from the Starohorské vrchy Mts.

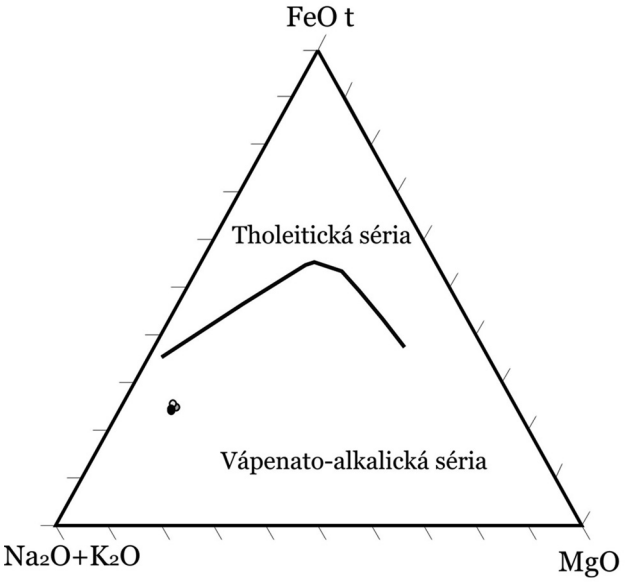
Označ. vz.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-
MH – 72	70,1	0,50	14,24	1,07	2,73	0,05	1,18	1,09	2,37	4,81	0,16	0,08	0,38
MH – 81	70,2	0,58	14,64	0,72	2,87	0,05	1,08	1,17	2,97	4,39	0,15	0,11	0,25
MH – 156	70,1	0,52	14,3	0,91	2,75	0,06	1,12	1,24	2,87	4,62	0,16	1,31	0,23
MH – 56	70,2	0,49	14,41	0,83	2,73	0,05	1,1	1,19	2,83	4,65	0,17	0,18	0,28
MH – 157	74	0,50	14,41	0,86	2,78	0,05	1,12	1,19	2,69	4,81	0,17	1,34	0,27
Priem.	70,93	0,52	14,40	0,88	2,77	0,05	1,12	1,18	2,75	4,66	0,16	0,60	0,28

klasifikačného diagramu QAP (podľa Streckeisen, 1976) a jednoznačne preukázali, že ide o ortoruly, ktorých protolitom boli monzogranity, inklinujúce svojím zložením až ku granodioritom (pozri tab. 2 a obr. 8). Ortoruly zo Starých hôr svojím chemickým zložením poukazujú, okrem spomenutých typov, aj na granodioritovú až tonalitovú povahu s peraluminóznym charakterom (Polák et al., 2003b).



Obr. 8. Klasifikačný diagram QAP podľa Streckeisena (1976) reprezentuje mezonormatívne zloženie študovaných ortorúl. Polia: 3a-syenogranit; 3b-monzogranit, 4-granodiorit.

Fig. 8. Classification diagram QAP according to Streckeisen (1976) represents mesonormative composition of investigated orthogneisses. Fields: 3a-syenogranite; 3b-monzogranite, 4-granodiorite.

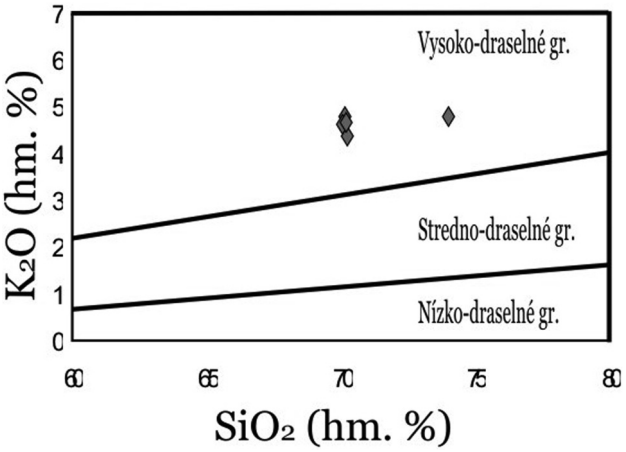


Obr. 9. Ternárny diagram pre pomer FeO : MgO : (Na_2O + K_2O), dokumentujúci príslušnosť starohorských ortorúl k vápenato-alkalickej sérii magmatických hornín (podľa Irvine a Baragar, 1971).

Fig. 9. Ternary diagram for the ratio FeO : MgO : (Na_2O + K_2O), illustrates that orthogneisses from the Starohorské vrchy Mts. were the pre-metamorphic calk-alkaline magmatic rocks (according to Irvine and Baragar, 1971).

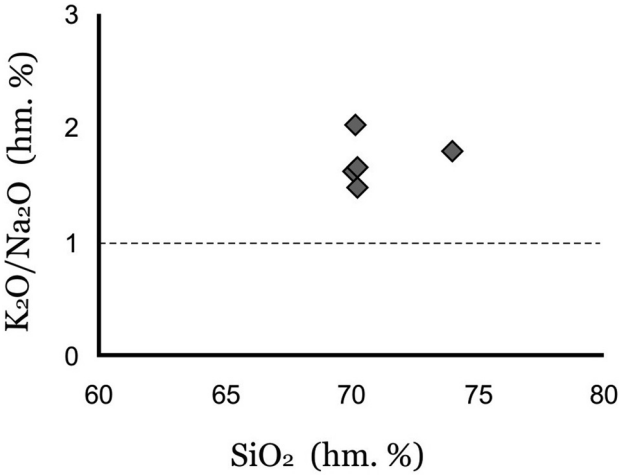
Z ternárneho diagramu (obr. 9) pre pomer FeO : MgO : (Na_2O + K_2O) – (Irvine a Baragar, 1971) – je zrejmé, že pôvodná tavenina, z ktorej vznikli protolity študovaných starohorských ortorúl, patrí do vápenato-alkalickej série magmatických hornín, čo je v súlade s ich minerálnym a petrografickým zložením.

Celkové zmeny v chemizme – okrem SiO_2 – veľmi dobre odráža aj obsah draslíka v hornine. Podľa obsahu K_2O (Peccerillo a Taylor, 1976) možno študované ortoruly zaradiť medzi vysokodraselné granitoidné horniny (pozri tab. 2 a obr. 10). Z diagramu vidieť, že SiO_2 v študovaných ortorulách sa pohybuje okolo 70 hm. % (od 70,06 do 70,24 hm. %, ojedinele 74,01 hm. %) a K_2O medzi



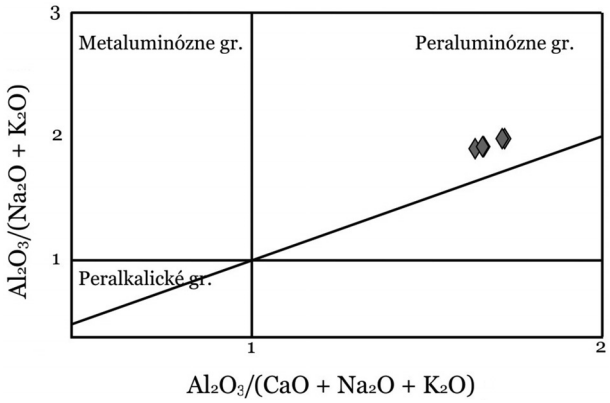
Obr. 10. Diagram K_2O vs. SiO_2 (Peccerillo a Taylor, 1976), dokumentujúci vysokodraselný charakter starohorských ortorúl.

Fig. 10. Diagram K_2O vs. SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976) illustrates the high-potassium character of orthogneisses from the Starohorské vrchy Mts.



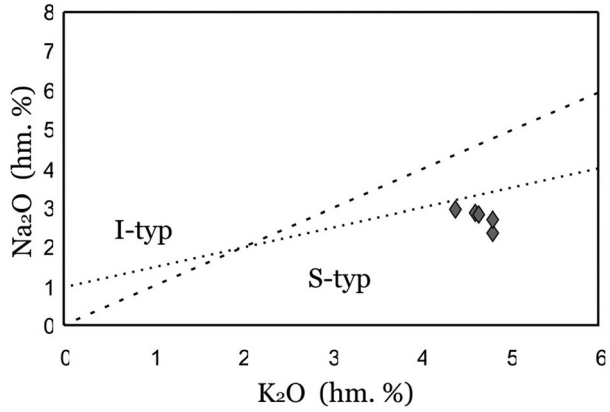
Obr. 11. Diagram K_2O/Na_2O vs. SiO_2, dokumentujúci dominanciu draselných typov študovaných ortorúl, ako aj ich vysokodraselný charakter.

Fig. 11. Diagram K_2O/Na_2O vs. SiO_2 illustrates a dominance of the potassium rich orthogneisses among the studied samples, as well as their high-potassium character.



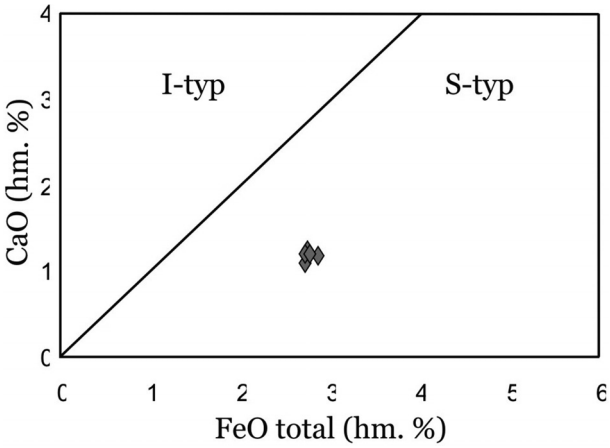
Obr. 12. Diskriminačný diagram A/NK vs. A/CNK (podľa Maniar a Piccoli, 1989) s vyznačenými poliami alkalinity.

Fig. 12. Discrimination diagram A/NK vs. A/CNK (Maniar and Piccoli, 1989) with marked fields of alkalinity.



Obr. 13. Diagram Na_2O vs. K_2O (Chappell a White, 1974), dokumentujúci S-typový charakter pôvodných granitoidných hornín študovaných ortorúl.

Fig. 13. Diagram Na_2O vs. K_2O (Chappell and White, 1974) illustrates the S-type character of granitoid protoliths of studied orthogneisses.



Obr. 14. Diagram CaO vs. FeO celk. (Chappell a White, 1974), dokumentujúci S-typový charakter pôvodných granitoidných hornín starohorských ortorúl.

Fig. 14. Diagram CaO vs. FeO total (Chappell and White, 1974) illustrates the S-type character of granitoid protoliths of orthogneisses from the Starohorské vrchy Mts..

4 – 5 hm. % (od 4,39 do 4,81 hm. %). Vysokodraselný charakter študovaných ortorúl je evidentný, majú vyšší obsah sľudnatých minerálov a K-živca.

Typickým znakom tatrických ortorúl v Západných Karpatoch je prevaha K_2O nad Na_2O. Uvedené platí aj pre porfyrické granitoidy, napr. prašivský typ v Nízkych Tatrách (Kohút, 2004). Pomer K_2O/Na_2O je pri všetkých študovaných vzorkách starohorských ortorúl >1 (s celkovým priemerom 1,71) a pohybuje sa od 1,48 do 2,03 hm. % (obr. 11).

Plagioklasy, K-živce ani sľudy starohorských ortorúl sme nepodrobili špeciálnemu výskumu, no na základe analógie s inými autormi (keďže majú veľmi podobné chemické zloženie) môžeme povedať, že ide o ortoruly podľa klasifikačného diagramu (Debon a Le Fort, 1983) spadajúce do poľa granitov – II. muskoviticko-biotitických (pomer 1 : 1) alebo do poľa I. muskovitických, ojedinele do poľa III. biotitických magmatických hornín (Kohút, l. c.; Majdán, 2003). Podľa An-Ab-Or normatívneho diagramu (Barker, 1979) dokumentuje zloženie živcov zo starohorských ortorúl granitický charakter ich protolitov (Kohút, l. c.).

Na základe výpočtu indexu alkalinity A/CNK (pozri tab. 2) môžeme tvrdiť, že študované ortoruly majú peraluminóznu povahu, čo jasne dokumentuje Shandov index A/CNK s hodnotami od 1,64 do 1,72 (pozri obr. 12), a ich protolity možno priradiť k S-typovým granitom.

Uvedené sme potvrdili na základe typológie granitov (Chappell a White, 1974) pomocou pomeru Na_2O a K_2O (obr. 13), ako aj pomeru CaO a FeO (obr. 14). Z oboch diagramov je zrejmé, že protolity starohorských ortorúl boli S-typové granitické horniny kôrového typu s peraluminóznym charakterom.

Diskusia a závery

Už v minulosti bol vyslovený názor o príslušnosti rulového komplexu Starých hôr ku kryštaliniku tatrika (Kubíny, 1962, 1965) a nie k veporiku, kde by mal podľa iných autorov (Polák et al., 2003b) tvoriť spolu s permom špaňodolinského súvrstvia bazálnu časť krížňanského príkrovu. Podľa Plašienku (2003) toto kryštalinikum patrí do prechodného typu (tzv. fatrický fundament) medzi tatrickým a veporickým kryštalinikom. Pre jeho príslušnosť k tatriku sa však ukazuje niekoľko podporných skutočností:

Rudné asociácie, forma vystupovania, druh a rozsah hydrotermálnej alterácie, štruktúrny vývoj a vzťah k okoliu sú v oblasti Harmanca analógom rudným telesám v ďumbierskom kryštaliniku (Michálek et al., 2005). Táto zhoda vychádza pravdepodobne z jednotnosti vývoja a príslušnosti kryštalinika, ktoré je podľa viacerých indícií pokračovaním rulových komplexov z južnej časti Ďumbierskych Tatier (Adamija et al., 1992; Petrík et al., 1998).

Tatrikum bolo pri alpínskej orogenéze slabo metamorfne prepracované a metamorfóza sa okrem toho väčšinou prejavila iba vznikom mineralizácie s tzv. alpskou paragenézou. Všadeprítomné a dominantné žily kremeňa metamorfného pôvodu známe z veporika vystupujú v tatriku len sporadicky, sú odlišnej povahy a pyrotín sa

v nich vyskytuje iba ojedinele v akcesorickom množstve. Zvýšený výskyt pyrotínu je charakteristický pre sulfidické mineralizácie so zlatom vo veporiku, ako výsledok alpínskeho metamorfného prepracovania variských mineralizácií (Ferenc et al., 2004). V Harmanci a okolí obidve veporské domény úplne chýbajú a mineralizácia má typický tatrický charakter. Harmanecká Au mineralizácia by v prípade príslušnosti starohorského kryštalinika k veporiku bola jedinečná (Bakos et al., 2004b).

Tento názor je podporovaný závermi získanými porovnaním ložísk a indícií veporského a ďumbierskeho kryštalinika, že rudná mineralizácia v oblasti Harmanca (papiereň) je aj v detailoch analógom rudnej mineralizácie s výskytmi a ložiskami so zlatom tatrického typu (Bakos et al., 2004a, 2004b).

Poukázali sme na štruktúrno-geologické pomery v oblasti Starohorských vrchov – foliácia S_1 plôch rulového komplexu, ktorá je generálne vyvinutá v smere SV – JZ so sklonom 55° k SZ. Tieto zistenia sú v priamej zhode s orientáciou foliačných plôch meraných v iných častiach tatrického fundamentu (Putiš et al., 2003), čo môže znamenať, že boli vyvinuté počas rovnakej orogénnej etapy, resp. vzniku a formovania metamorfného plášťa tatrika v čase umiestňovania mladších granitoidných telies.

Petrograficky sú študované starohorské ortoruly porovnateľné s ortorulami z južnej časti Ďumbierskych Tatier, ako aj iných častí tatrika v Západných Karpatoch, napr. Malej Fatry (Majdán et al., 2004). Ich chemické zloženie poukazuje na granitovú – monzogranitovú až granodioritovú povahu protolitov ortorúl, pričom ich môžeme označiť ako S-typové granitické horniny kôrového typu s peraluminóznym charakterom.

Starohorské ortoruly, porovnávané s ortorulami z iných častí tatrika, sú aluminóznou asociáciou kyslých magmatických hornín a ich zdrojom boli drobové alebo drobovo-arkózové recyklované kôrové horniny. Na základe komplexného hodnotenia ich však možno začleniť medzi typické predkolízne, prípadne syn-kolízne kôrové kontinentálne granity, ktoré čiastočne „zdedili“ geochemický charakter zo svojich zdrojových hornín (pozri vyššie), vzniknutých na aktívnom vulkanickom oblúku pri subdukcii oceánskej kôry pod kontinentálnu (Kohút, 2004). Tieto felzické, pôvodne magmatické, granitoidné horniny boli strižne dynamicky metamorfované na ortorulové horniny.

Petrografická charakteristika potvrdila opis hornín realizovaný počas dokumentácie vrtov a počas mapovacích túr. V niekoľkých sporných prípadoch mikroskopická charakteristika upresnila petrologické zaradenie opisovaných hornín. Konkrétne ide o granáticko-biotitické ruly, ktoré boli pôvodne mylne označované ako amfibolity. Výskyt samotných amfibolitov sme v študovanej oblasti širšieho okolia Harmanca nepotvrdili.

Odhliadnuc od geografickej polohy (na základe ktorej inklinujú viac k tatrickému ako veporskému fundamentu) a vychádzajúc z vyššie uvedených poznatkov, sa domnievame, že kryštalinikum budované aj študovanými starohorskými ortorulami v oblasti Špania Dolina – Staré Hory – Harmanec jasne dokumentuje afinitu k tatrickému typu kryštalinika a vznikalo v rovnakom režime a – pravdepodobne – aj čase ako metamorfný plášť iných jadrových pohorí tatrika v Západných Karpatoch.

Poďakovanie. Tento článok vznikol na základe výskumu realizovaného počas riešenia úlohy *Rudné uzly na styku kryštalinika a stredoslovenských neovulkanitov* financovanej z prostriedkov MŽP SR. Ďakujeme za cenné rady a pripomienky recenzentovi Dr. M. Kohútovi, ktoré pomohli skvalitniť predkladaný text.

References

Adamija, S., Abesadze, M., Kekelia, M. & Trimakuridze, G., 1992: Tectonites in the Variscan crystalline assemblages of the Greater Caucasus and Ďumbier Massif of Western Carpathians, Spec. Vol. IGCP 276 Project. *Bratislava, GÚDŠ, 7 – 19.*

Bakos, F., Chovan, M., Bačo, P., Bahna, B., Ferenc, Š., Hvožďara, P., Jeleň, S., Kamhalová, M., Kaňa, R., Knésl, J., Krasnec, Ľ., Križáni, I., Maťo, Ľ., Mikuš, T., Pauditš, P., Sombathy, L. & Šály, J., 2004a: Zlato na Slovensku – Sprievodca zlatou históriou, ťažbou a náleziskami na našom území. *Bratislava, Slovenský skauting, 298 s.*

Bakos, F., Mikuš, T., Biroň, A. & Vavrová, J., 2004b: Hydrotermálna Au mineralizácia v Harmanci (Starohorské vrchy). *Bratislava, Miner. Slov., 36, 3 – 4, 291 – 302.*

Barker, F., 1979: Trondhjemite: Definition, environment and hypotheses of origin. *In: Barker, F. (ed.): Trondhjemites, dacites and related rocks. Elsevier (Amsterdam), 1 – 12.*

Chappell, B. W. & White, A. J. R., 1974: Two contrasting granite types. *Pacif. Geol. (Tokyo), 8, 173 – 174.*

Debon, F. & Le Fort, P., 1983: A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edinburg, Earth Sciences, 73, 135 – 149.*

Ferenc, Š., Bakos, F. & Maťo, Ľ., 2004: Metalogenetický vývoj rudných mineralizácií v severnej a severozápadnej oblasti Sinca, Slovenské rudohorie – veporikum (predbežné výsledky). Mineralógia Západných Karpát a Českého masívu. Zbor. abstraktov. *Bratislava, PF UK, 25 – 29.*

Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A., 1971: A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canad. J. Earth Sci., 8, 523 – 548*

Kohút, M., 2004: Ortoruly Západných Karpát – prehľad poznatkov. *Bratislava, Miner. Slov., 36, 3 – 4, 141 – 155.*

Koutek, J., 1937: O tektonickém okně starohorském u Banské Bystrice. *Sbor. Št. ban. Muz. (Banská Štiavnica), sv. 1.*

Kravjanský, I., 1979: Záverečná správa Špania Dolina – VP, južné pokračovanie, Cu rudy. Stav k 31. 12. 1972. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ.*

Kubíny, D., 1962: Geologická pozícia starohorského kryštalinika. *Geol. Práce, Zoš., 62 s.*

Kubíny, D., 1965: Niektoré poznatky o geológii širšieho okolia Španej Doliny. *Geol. Práce, Spr., 37 s.*

Majdán, M., 2003: Ortoruly metamorfného komplexu Malej Fatry: štruktúrno-petrologická charakteristika. [Diplomová práca.] *Manuskript. Bratislava, archív Katedry min. a petrol. Univ. Komen.*

Majdán, M., Putiš, M. & Ondrejka, M., 2004: Orthogneisses of the Veľká Lúka Massif in the Malá Fatra Mts. *Bratislava, Miner. Slov., 36, 3 – 4, 157 – 168.*

Maniar, P. D. & Piccoli, P. M., 1989: Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull., 101, 5, 635 – 643.*

Michálek, J., Galko, I. & Majdán, M., 2005: Rudné uzly na styku kryštalinika a stredoslovenských neovulkanitov, ZS. Regionálny geologický výskum. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 88 s.*

Peccerillo, A. & Taylor, S. R., 1976: Geochemistry of Eocene calk-alkaline volcanic rocks from the Kostamonu area, northern Turkey. *Contr. Mineral. Petrology, 58, 63 – 81.*

Petrík, I. & Kohút, M., 1997: The evolution of granitoid magmatism during the Hercynian orogen in the Western Carpathians. *In: Grecula, P., Hovorka, D. & Putiš, M. (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. Slov., Monograph., 235 – 252.*

Petrík, I., Siman, P. & Bezák, V., 1998: Granitoidný protolit ortorúl ďumbierskej časti Nízkych Tatier – distribúcia bária v megakrystoch K živca. *Bratislava, Miner. Slov., 30, 4, 265 – 274.*

Plašienka, D., 2003: Development of basement-involved fold and trust structures exemplified by the Tatric-Fatric-Veporic nappe system of the Western Carpathians (Slovakia). *Geodinamica Acta, 16, 21 – 38.*

Polák, M., Filo, I., Havrila, M., Bezák, V., Kohút, M., Kováč, P., Vozár, J., Mello, J., Maglay, J., Elečko, M., Olšavský, M., Pristaš, J., Siman, P., Buček, S., Hók, J., Rakús, M., Lexa, J. & Šimon, L., 2003a: Geologická mapa Starohorských vrchov, Čierťaže a severnej časti Zvolenskej kotliny 1 : 50 000. *Bratislava, ŠGÚDŠ, Vyd. D. Štúra.*

Polák, M., Filo, I., Havrila, M., Bezák, V., Kohút, M., Kováč, P., Vozár, J., Mello, J., Maglay, J., Elečko, M., Vozárová, A., Olšavský, M., Siman, P., Buček, S., Siráňová, Z., Hók, J., Rakús, M., Lexa, J., Šimon, L., Pristaš, J., Kubeš, P., Zakovič, M., Liščák, P., Žáková, E., Boorová, D. & Vaněková, H., 2003b: Vysvetlivky ku geologickej mape Starohorských vrchov, Čierťaže a severnej časti Zvolenskej kotliny 1 : 50 000. *Bratislava, ŠGÚDŠ, Vyd. D. Štúra, 218 s.*

Putiš, M., Kotov, A. B., Petrík, I., Korikovsky, S. P., Madarás, J., Salnikova, E. B., Yakovleva, S. Z., Berezhnaya, N. G., Plotkina, Y. V., Kovach, V. P., Lupták, B. & Majdán, M., 2003: Early-vs. Late orogenic granitoids relationships in the Variscan basement of the Western Carpathians. *Geol. Carpath., 54, 3, 163 – 174.*

Streckeisen, A., 1976: To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev. (Amsterdam), 12, 1 – 33.*

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

Rukopis doručený 9. 5. 2011
Revidovaná verzia doručená 7. 6. 2011
Rukopis akceptovaný red. radou 13. 9. 2011

Contribution to the knowledge of orthogneisses from the contact of the Kremnické vrchy Mts., Starohorské vrchy Mts. and Veľká Fatra Mts. (Western Carpathians, Slovakia)

The studied area is located near the city Harmanec in Slovakia (Western Carpathians), northward or northwestward from the city Banská Bystrica (Fig. 1). It represents the contact area among neovolcanites of the Kremnické vrchy Mts., crystalline complex of the Starohorské vrchy Mts. and sequences of the Veľká Fatra Mts. This paper is based on the results of prospection of potentional occurrence of gold deposit and surrounded rocks in the mentioned area (Michálek et al., 2005).

Our aim is to describe the basic knowledge about tectonic, geological, petrological, mineralogical and geochemical character of gneisses from the Paleozoic crystalline complex of the Starohorské vrchy Mts..

The basement of crystalline complex of the Starohorské vrchy Mts. is built by gneiss complex (orthogneisses, paragneisses and garnet-biotite gneisses) in two parts: the first part is along the Starohorský brook (Vozná valley, Zlatý brook, Malá Medvedia valley, Andrášova valley, Malé a Veľké Lelekovo) and the second part around Harmanec.

The biggest part of the area is built by the Permian rocks the Staré Hory Group: Špania dolina Formation – variegated conglomerates, coarse-grained sandstones, violet sandy shales and of the Harmanec Member – grey argillaceous sandstones and sandy shales with bitumen (Vozárová and Vozár, 1988). The rest of the studied area is built by the Lower Triassic rocks: the Lúžna Formation– quartz sandstones, quartzites. The formations of the Kremnické vrchy Mts. are represented by volcanic rocks: Neogene Turček Formation – dykes of pyroxenic andesites and lava flows of leucocratic andesites (Polák et al., 2003b).

Structural and tectonic setting of the studied area demonstrates the mylonitic foliations of (ortho- and also para-) gneisses bodies of NE–SW to NNE–SSW trends with dipping toward NW. The main trend of foliation planes is 304/60° or 344/35° (Figs. 2 and 3). These results correspond with the results from other parts of Tatric fundament in the Western Carpathians (e.g. Putiš et al., 2003; Majdán et al., 2004).

The contact of the Starohorské vrchy crystalline complex with Permian sequences of Špania dolina Formation is tectonic. It has been confirmed in the borehole VHL-1 (Michálek et al., 2005), where the Permian of Špania dolina Formation is in discordant position on the Lower crystalline complex of the Starohorské vrchy Mts..

The texture of orthogneisses is from coarse-grained to lepidogranoblastic, deformed by bulks of biotite and phenocrysts of potassium feldspar (up to few cm). The colour of studied orthogneisses is grey or lightgrey with mylonitic banded or augen-banded structure (Figs. 4 and 5).

Petrochemical character of orthogneisses from the Starohorské vrchy Mts. is defined in classification QAP diagram (according to Streckeisen, 1976). Obviously, orthogneisses near the city Harmanec (the Starohorské vrchy Mts.) whose protoliths were monzogranites, almost granodiorites (Tab. 1 and Fig. 8) with peraluminous character have higher content of potassium (Figs. 10 and 12). Our geochemical data are in accordance with results from Kohút (2004).

The pre-metamorphic protoliths are classified as calc--alcaline magmatic rocks (Fig. 9), especially S-type granites

– crustal types with peraluminose character (Figs. 13 and 14).

The occurrence of crystalline rocks – the gneiss complex (paragneisses, garnet-biotite gneisses and orthogneisses) is in the possition of tectonic window (Koutek, 1937). We support the statement presented by other authors (Polák et al., 2003b), that Starohorské vrchy crystalline complex is part of the Tatric Unit of the Western Carpathians and not the Veporic Unit – in the foundament of the Krížna nappe. According to Plašienka (2003), this crystalline complex is a part of the Fatric basement, intermediate type between the Tatric and Veporic crystalline complexes.

Following arguments support that crystalline complex (with studied orthogneisses) is a part of the Tatric Unit:

Ore deposits with gold in other parts of the Tatric Unit are geneticaly very similar to occurrences of gold in the Starohorské vrchy Mts., especially near the city Harmanec (Bakos et al., 2004a, 2004b). Mineral composition, form, type of hydrothermal alteration, structural genesis of ore deposits and their relationship to host rocks are analogous to the ore deposits in the Ďumbier crystalline complex (the Nízke Tatry Mts. – the Tatric Unit).

Orthogneisses from the Starohorské vrchy Mts. have very similar character like orthogneisses described from southern part of the Ďumbier massif – Nízke Tatry Mts. (Adamija et al., 1992; Petrík et al., 1998).

The atacked rocks of the Tatric Unit have been weakly changed by the low-grade metamorphism during the Alpine orogenesis. New mineral composition is typical for the Tatric ore deposits, not for the Veporic ones.

Consequently, we support the following interpretation: orthogneisses from the Starohorské vrchy Mts. illustrate the affinity to the Tatric Unit crystalline complex and have originated in the same geological regime and probably in the same time as other Tatric core-mantle structures in the Western Carpathians.

Mineralia Slovaca, 43 (2011), 147 – 156
Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086

Makrochemické zloženie minerálnych vôd východoslovenského úseku flyšového pásma Západných Karpát

NATÁLIA BAČOVÁ

Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Jesenského 8, 040 01 Košice
natalia.bacova@geology.sk

Macrocomposition of mineral waters in the East Slovakian segment of the Flysch Belt of the Western Carpathians

The macrocomposition of the mineral waters in the East Slovakian segment of the Flysch Belt of the Western Carpathians is variegated. In varying degree it is formed by meteoric waters (with petrogenetic mineralization) and sedimentation waters (with petrogenetic and marinogenetic mineralizations). The applied water-forming processes with petrogenetic mineralization are: hydrolytic decomposition of silicates, dissolution of carbonates, oxidation of sulphides, reduction of sulphates and the ion-exchange processes. The ratio of these processes at water forming is highly illustrative represented by the graph of the relation between coefficients Na^+/HCO_3^- and $(Ca^{2+} + Mg^{2+})/HCO_3^-$. Simultaneously this graph depicts also the share of the waters of Na-Cl types on resulting chemical composition of selected localities and the sources of mineral waters of the Flysch Belt in the Eastern Slovakia.

Key words: mineral water, macrocomposition of the water, hydrogencarbonates, chlorides, Flysch Belt of the Western Carpathians

Úvod

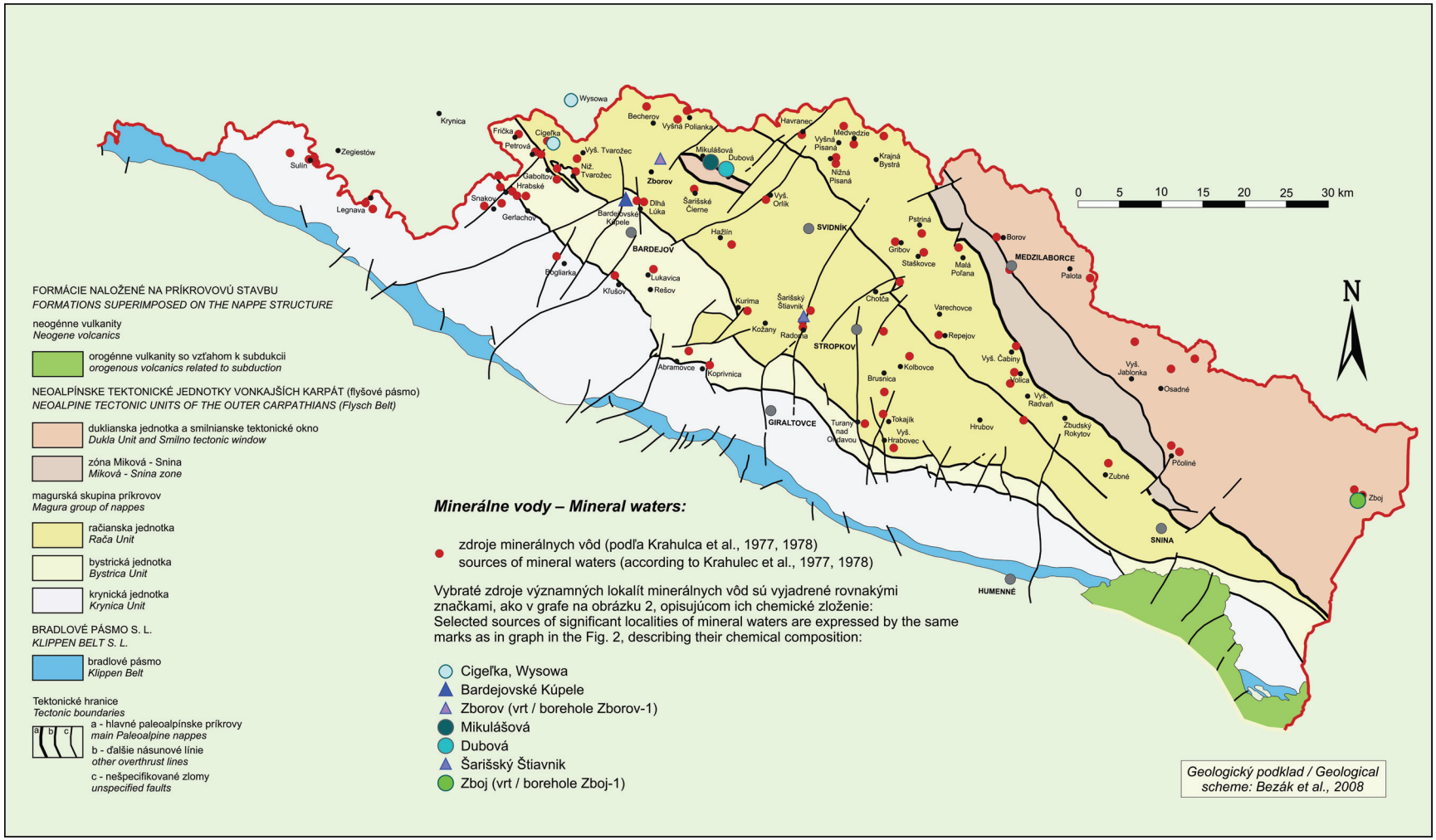
Minerálne vody východoslovenského úseku flyšového pásma a ich chemické zloženie boli predmetom záujmu a skúmania mnohých popredných odborníkov. Najvýznamnejšie lokality – Bardejovské Kúpele a Cigeľka – známe svojimi vzácnymi prírodnými liečivými zdrojmi, majú bohatú históriu a sú využívané už od 18. storočia (pre liečivé účinky vôd predovšetkým pri chorobách tráviaceho ústrojenstva, obehového ústrojenstva, ochorení obličiek a močových ciest). Ďalších vyše 100 známych zdrojov minerálnych vôd (prameňov a vrtov) sa využíva lokálne obyvateľmi blízkych obcí.

V príspevku podávame grafickú syntézu, interpretáciu a hodnotenie prvotných údajov o makrochemickom zložení minerálnych vôd skúmaného územia, získaných z prác: Krahulec et al., 1977 a 1978; Franko a Zakovič, 1980; Ďurkovič et al., 1982; Franko et al., 1983 a 1985; Haluška et al., 1988; Michalko et al., 1991; Bajtoš, 2000; Zakovič et al., 2003 a 2006. Lokality minerálnych vôd východoslovenského úseku flyšového pásma Západných Karpát sú znázornené na obrázku 1. Použitým podkladom pre situovanie zdrojov je Mapa minerálnych a termálnych vôd Slovenska (Krahulec et al., 1977).

Procesy a podmienky formovania makrochemického zloženia minerálnych vôd

Prehľad o geologickej stavbe východoslovenského úseku flyšového pásma Západných Karpát poskytuje obr. 1. Neoalpínske tektonické jednotky vonkajších Západných Karpát celkom na severovýchode Slovenska zastupuje dukliansky príkrov vonkajšej – krosnianskej skupiny príkrovov. Na jeho zložitej vrásovo-šupinovej stavbe sa podieľajú kriedovo-paleogénne, prevažne flyšové súvrstvia. V podloží duklianskeho príkrovu sa vrtmi zistila jednotka Obidowej – Slopníc, ktorá na našom území nevychádza na povrch. Je definovaná predovšetkým na poľskom území. Dukliansky príkrov sa smerom na juh ponára pod vnútornú magurskú skupinu príkrovov, budovanú najmä flyšovými formáciami. Pred čelom magurského príkrovu, na jz. okraji duklianskeho príkrovu, je tektonicky komplikovaná zóna – *tektonická šupinová zóna Miková – Snina* (Bezák et al., 2004). Magurská skupina je podľa litofaciálnych rozdielov vrstvových sledov čiastkových štruktúr členená na čiastkové príkrovy (zo severu na juh) – račiansky, bystrický a krynický. Ako sústava sú nasunuté na sever. Uprostred magurského príkrovu sa vynára smilnianske tektonické okno s brachyantiklinálnou stavbou s odrezaným severným krídlom (predmagurská tektonická jednotka, Bezák et al., 2004; obr. 1).

Chemické zloženie podzemných vôd v sedimentárnych horninách závisí hlavne od rozpúšťania a vymývania ľahko rozpustných horninotvorných minerálov. Rýchlosť zmien chemického zloženia podzemných vôd počas ich obehu závisí najmä od hydraulických vlastností horninového prostredia a reaktívnosti minerálneho materiálu. V zóne aktívnej vodovýmeny, najmä v puklinových kolektoroch, vody väčšinou nedosahujú rovnováhu s horninovým prostredím. Preto aj pestré chemické zloženie minerálnych

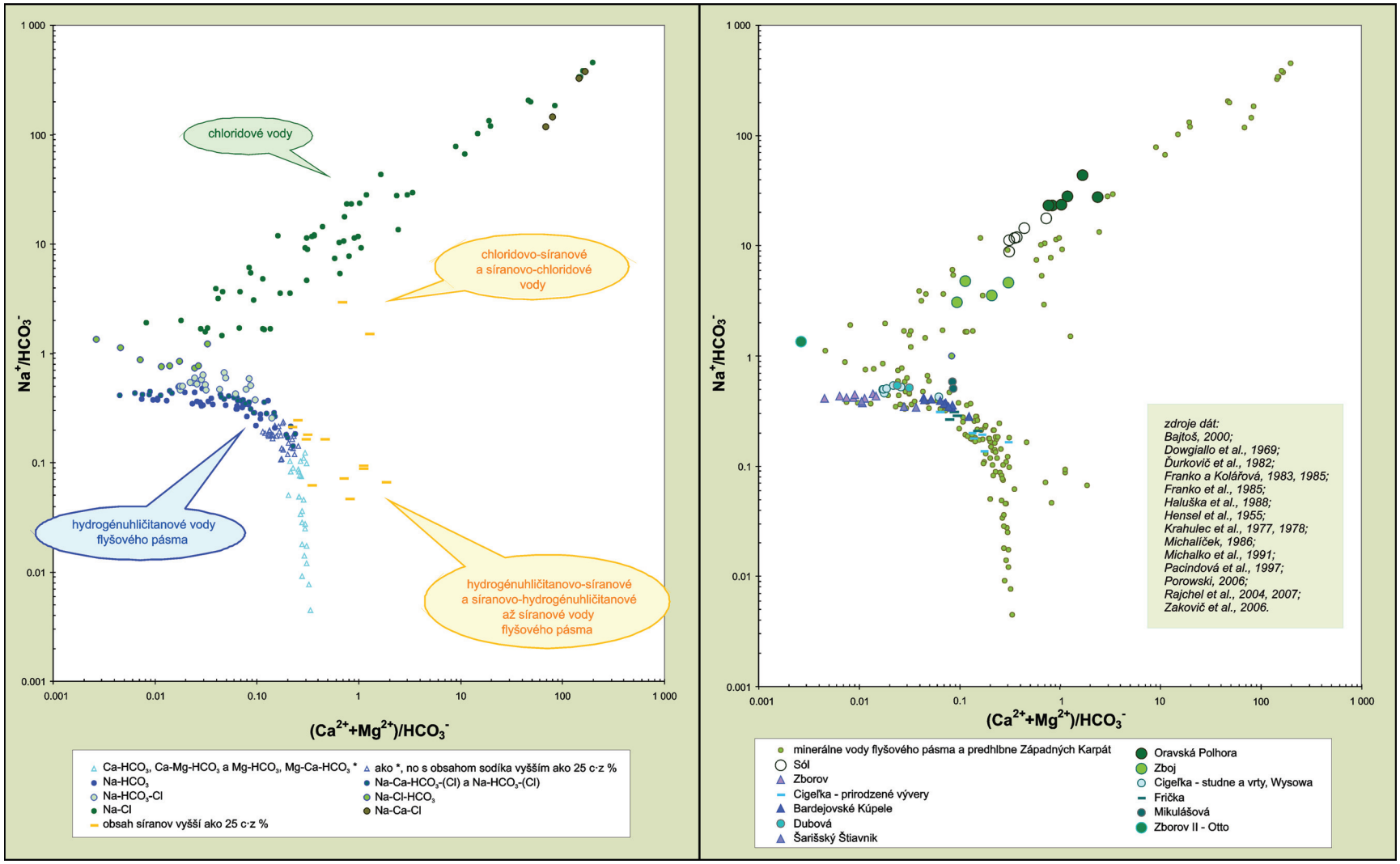


Obr. 1. Lokality minerálnych vôd vo východoslovenskom úseku flyšového pásma Západných Karpát na podklade schémy rozmiestnenia tektonických jednotiek.

Fig. 1. Localities with mineral waters in the East Slovakian segment of the Flysch Belt of the Western Carpathians depicted on the distribution scheme of tectonic units.

Tab. 1
Vybraté charakteristiky opisnej štatistiky výberových súborov údajov o makrochemickom zložení minerálnych vôd prirodzených výverov, studní a vrtov hlbokých do 10 m (východoslovenský úsek flyšového pásma, zdroj analytických dát – Krahulec et al., 1977, 1978; Pacindová et al., 1997; Bajtoš, 2000)
Characteristics of the description statistics of selected macrochemical composition data files of mineral waters of natural outflows, wells and boreholes deep to 10 m (East Slovakian segment of the Flysch Belt, source of analytical data – Krahulec et al., 1977, 1978; Pacindová et al., 1997; Bajtoš, 2000)

opisná štatistika výberových súborov	***krynická jednotka***	***bystrická jednotka***	***račianska jednotka***	***dukliansky príkrov***	***východoslovenský úsek flyšového pásma***
mineralizácia vody (mg.l $^{-1}$)					
aritmetický priemer	1 537	3 258	2 335	1 902	2 400
medián	989	4 098	1 588	906	1 676
smerodajná odchýlka	1 731	1 663	2 011	2 129	1 964
rozdiel max-min	6 544	5 954	8 806	6 372	8 860
minimum	323	516	324	270	270
maximum	6 867	6 470	9 130	6 642	9 130
koeficient variácie	113	51	86	112	82
počet	12	22	55	10	99
Na^{+} (mg.l^{-1})					
aritmetický priemer	154	502	460	370	424
medián	74	554	224	103	183
smerodajná odchýlka	258	428	577	571	520
rozdiel max-min	939	1 531	2 514	1 651	2 514
minimum	15	4	2	14	2
maximum	954	1 535	2 516	1 666	2 516
koeficient variácie	167	85	125	154	123
počet	12	23	55	10	100
Ca^{2+} (mg.l^{-1})					
aritmetický priemer	141	230	120	100	146
medián	146	226	110	73	116
smerodajná odchýlka	88	133	103	89	116
rozdiel max-min	255	432	509	277	509
minimum	24	56	2	8	2
maximum	279	488	511	285	511
koeficient variácie	62	58	86	89	80
počet	12	23	55	10	100
Mg^{2+} (mg.l^{-1})					
aritmetický priemer	61	65	41	26	47
medián	36	43	25	28	32
smerodajná odchýlka	90	56	64	19	64
rozdiel max-min	332	195	448	47	448
minimum	6	12	2	2	2
maximum	338	207	450	49	450
koeficient variácie	147	87	158	74	134
počet	12	23	55	10	100
HCO_3^{-} (mg.l^{-1})					
aritmetický priemer	1 084	2 142	1 452	1 339	1 555
medián	626	2 385	665	592	989
smerodajná odchýlka	1 314	1 134	1 286	1 570	1 312
rozdiel max-min	4 923	3 446	4 820	4 692	4 984
minimum	201	323	159	140	140
maximum	5 124	3 769	4 979	4 832	5 124
koeficient variácie	121	53	89	117	84
počet	12	23	55	10	100
Cl^{-} (mg.l^{-1})					
aritmetický priemer	17	130	122	17	100
medián	11	39	17	11	17
smerodajná odchýlka	19	173	336	16	265
rozdiel max-min	58	655	1 649	49	1 649
minimum	1	2	1	3	1
maximum	59	656	1 650	52	1 650
koeficient variácie	111	133	276	92	264
počet	12	23	55	10	100



Obr. 2. Vzťah koeficientov Na^+/HCO_3^- a $(Ca^{2+} + Mg^{2+})/HCO_3^-$ v minerálnych vodách flyšového pásma a predhlbne Západných Karpát a typ chemického zloženia vôd.

Fig. 2. Relation of the coefficients Na^+/HCO_3^- and $(Ca^{2+} + Mg^{2+})/HCO_3^-$ in mineral waters of the Flysch Belt and Foredeep of the Western Carpathians and the type of chemical composition of the waters.

vôd flyšového pásma východného Slovenska je prejavom zložitých geologických a tektonických podmienok ich formovania a pestrého mineralogicko-petrografického zloženia hornín hydrogeologického masívu s dominujúcou puklinovou priepustnosťou (pieskovcov, zlepencov, ílovcov a vápencov).

V aniónovom zložení minerálnych vôd flyšového pásma najplytšieho obehu, formujúcich sa vo vrchnej časti zóny aktívnej vodovýmeny, s celkovým obsahom rozpustených látok spravidla nižším ako 1 $g \cdot l^{-1}$, dominujú hydrogénuhličitany, ktoré sú bežnou súčasťou podzemných vôd. Kirjuchin (2008) konštatuje, že chemické zloženie obyčajných hydrogénuhličitanovo-vápenatých vôd sa formuje biogénnymi procesmi a až polovica uhlíka sa dostáva do vody z biogénneho CO_2. Druhá polovica pochádza z karbonátových hornín. Aj v minerálnych vodách plytkého obehu východoslovenského úseku flyšového pásma majú hydrogénuhličitany väčšinou pravdepodobne takýto pôvod. V dôsledku prebiehajúcich procesov oxidácie sulfidov (pyritu) v minerálnych vodách stúpa obsah síranov, čo vedie k zmene typu k hydrogénuhličitanovo-síranovým až síranovo-hydrogénuhličitanovým. Procesmi redukcie síranov sa formujú sírovodíkové vody. Ďalším významným procesom formovania chemického zloženia minerálnych vôd je hydrolytický rozklad silikátových minerálov (obohacujúci vody aj o Na^+ a SiO_2).

S rastúcou hĺbkou obehu a dobou zdržania vôd v horninovom prostredí stúpa celkový obsah rozpustených látok a podiel ďalších mineralizačných procesov. Význam nadobúda proces iónovýmeny (v ílovcových súvrstviach), ktorý sa prejavuje zmenou typu vôd z Ca(Mg)-HCO_3 na Na-HCO_3. Vysoký obsah hydrogénuhličitanov v minerálnych vodách je spätý s prítomnosťou CO_2 hlbinného pôvodu.

Na chemickom zložení minerálnych vôd východoslovenského úseku flyšového pásma sa v mnohých zdrojoch prejavuje okrem petrogénnej aj rôzny podiel marinogénnej mineralizácie s významnou Na-Cl zložkou. Chloridovo-sodný typ podzemných vôd sa objavuje vo vertikálnom profile všade ako najhrubšia hydrogeochemická zóna. Stretávame sa s ňou v rôznych hĺbkach, ale nezávisí jednoznačne od druhu horninového prostredia, v ktorom vystupuje. Hlavným zdrojom chloridov v podzemných vodách sú vody morí a lagún, pochované pri formovaní sedimentárnych hornín morského pôvodu.

Akumulačné oblasti chloridovo-sodných sedimentačných vôd východoslovenského úseku flyšového pásma sú dobre izolované od súčasných meteorických vôd (genetické typy vôd – podľa klasifikácie Švarceva, 1996). Dokumentuje to vysoký obsah izotopov ^{18}O a D v minerálnych vodách s významným podielom Na-Cl zložky (zdrojov CH-1 v Cigeľke, Zborov-1). Rôzny podiel sedimentačných vôd na makrochemickom zložení minerálnych vôd východoslovenského úseku flyšového pásma je evidentný už pri vodách s celkovým obsahom rozpustených látok vyšším ako 5 $g \cdot l^{-1}$.

Grafická interpretácia údajov o obsahu vybratých makrozložiek v minerálnych vodách

V tab. 1 sú vybraté charakteristiky makrochemického zloženia minerálnych vôd prirodzených vývervov a studní (hlbokých do 10 m) východoslovenského úseku flyšového pásma. V grafe na obr. 2 sa zobrazujú do ľavého dolného kvadrantu. Vypočítané koeficienty variácie vybratých charakteristík výberových súborov opisujúcich vody jednotlivých tektonických jednotiek poukazujú na veľkú rôznorodosť makrochemického zloženia vôd a nenaznačujú významnú spätosť s mineralogicko-petrografickým zložením prostredia ich obehu (prevažne puklinové prostredie hydrogeologického masívu flyšu).

Obr. 2 opisuje vzťah medzi koeficientmi Na^+/HCO_3^- a $(Ca^{2+} + Mg^{2+})/HCO_3^-$ v minerálnych vodách flyšového pásma a predhlbne Západných Karpát (citácia zdrojov dát je na obrázku). Chloridové, chloridovo-hydrogénuhličitanové a hydrogénuhličitanovo-chloridové vody v grafe na obr. 2 – okrem identifikovaných lokalít východného Slovenska – sú z ďalších významných zdrojov minerálnych vôd flyšového pásma a predhlbne Západných Karpát z územia Moravy, Slovenska a Poľska. Najvýznamnejšie zdroje minerálnych vôd východoslovenského úseku flyšového pásma sú na obr. 1, 2 a 3 znázornené väčšími značkami rovnakej farby a typu.

Body reprezentujúce hydrogénuhličitanové minerálne vody flyšového pásma východného Slovenska sú sústredené v ľavom spodnom kvadrante grafu (obr. 2, modré značky). Zdrojom údajov o obsahu vybratých makrozložiek v týchto vodách je publikácia Krahulca et al. (1977 a 1978) a analýzy vôd boli vykonané v laboratóriu vtedajšieho IGHP, š. p., Žilina. V grafe na obr. 3 sú znázornené približne tie isté vody, no zdrojom údajov je práca Franka a Zakoviča (1980) a vzorky vôd boli analyzované v laboratóriu GP Ostrava približne o 20 rokov neskôr. Pretože boli vykonané podrobnejšie analýzy, namiesto koeficientu Na^+/HCO_3^- je na vertikálnej osi vynesený koeficient $(Na^+ + K^+)/HCO_3^-$. V závislosti od rôznych faktorov a procesov formovania hydrogénuhličitanových vôd (doby zdržania v horninovom prostredí, hĺbky obehu, pôsobenia hlbinného CO_2, iónovýmenných procesov a podobne) sa ich chemické zloženie mení od Ca(Mg)-HCO_3 (pravá spodná časť kvadrantu) k Na-HCO_3 typu (horná časť kvadrantu). Mineralizačný účinok hlbinného CO_2 sa v tomto grafe prejavuje posunom značiek smerom doľava.

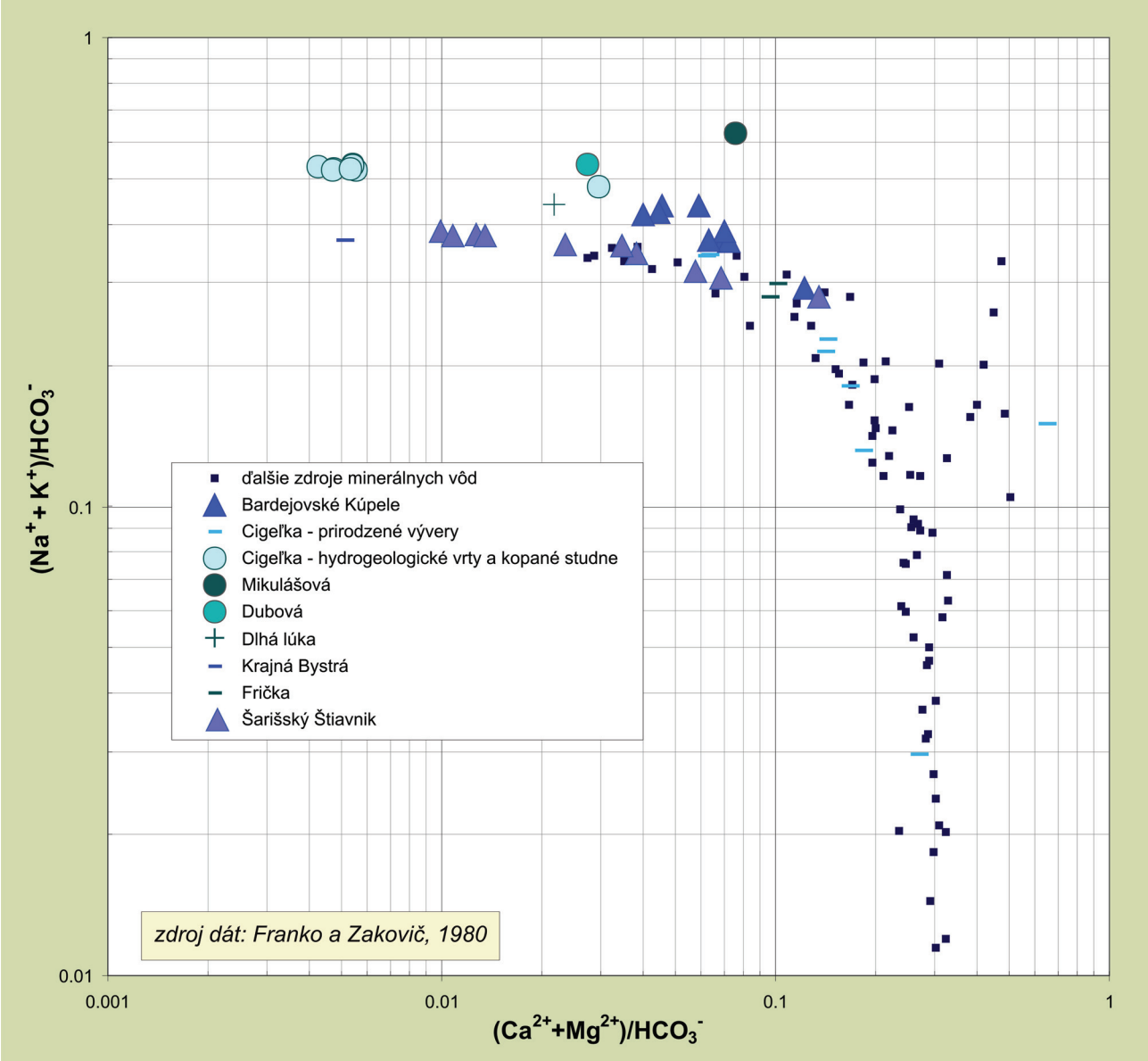
Postupný prechod chemického zloženia vôd od typu Na-HCO_3 cez Na-HCO_3-Cl a Na-Cl-HCO_3 k typu Na-Cl je vyjadrený farbou značiek – hydrogénuhličitanové vody sú znázornené modrými značkami, chloridové zelenými. Rôzny podiel sedimentačných vôd Na-Cl typu na chemickom zložení minerálnych vôd východoslovenského úseku flyšového pásma sa v grafe prejavuje významným posunom značiek v smere nahor (vody typu Na-HCO_3-Cl a Na-Cl-HCO_3). Ide o vody lokalít Mikulášová (Krahulec et al., 1977; Franko a Zakovič, 1980), Dubová (Krahulec et al., 1977 a 1978; Franko a Zakovič, 1980),

Bardejovské Kúpele a Dlhá Lúka (Krahulec et al., 1977 a 1978; Haluška et al., 1988), Cigeľka a Wysowa (Krahulec et al., 1977 a 1978; Malatinský et al., 1984; Pacindová et al., 1997; Dowgiałło et al., 1969), Zborov (vrt Zborov II – Otto; Franko et al., 1985; vrt Zborov-1; Michalko et al., 1991). Takéto vody vystupujú na povrch v prirodzených výveroch na významných tektonicky porušených zónach, alebo boli zistené vrtmi (hydrogeologickými alebo hlbokými štruktúrnymi).

Vybraté údaje o makrochemickom zložení vôd s celkovým obsahom rozpustených látok vyšším ako 5 $g \cdot l^{-1}$ sú v tab. 2. Vysoký obsah hydrogénuhličitanov v nich je odrazom prítomnosti hlbinného CO_2. Vody typu Na-HCO_3 lokalít Šarišský Štiavnik, Šarišské Čierne, Pčoliné, Radoma sú príkladom vôd, ktorých mineralizácia je zvýšená hlavne v dôsledku pôsobenia hlbinného CO_2 a iónovýmenných procesov.

Prírodná liečivá voda Cigeľka (z vrtu CH-1; 202,5 m), voda z vrtu Zborov-1 (5 500 m) a voda z vrtu Zboj-1 (5 002 m) majú najvyššiu mineralizáciu a výrazne sa líšia svojím chemickým zložením. Vyplýva to z rozdielnych geologických, tektonických a hydrogeologických podmienok ich formovania. Najnižší podiel marinogénnej zložky na výslednom chemickom zložení má spomedzi všetkých troch voda z vrtu Zborov-1, čo veľmi názorne ilustruje obr. 2 (pravá časť).

Voda typu Na-Cl z hlbokého štruktúrneho vrtu Zboj-1 (5 002 m; Ďurkovič et al., 1982), overená v horninovom prostredí jednotky Obidowej – Slopníc, sa pravdepodobne formuje miešaním sedimentačných vôd morského



Obr. 3. Vzťah koeficientov Na^+/HCO_3^- a $(Ca^{2+} + Mg^{2+})/HCO_3^-$ v minerálnych vodách východoslovenského úseku flyšového pásma.

Fig. 3. Relation of coefficients Na^+/HCO_3^- and $(Ca^{2+} + Mg^{2+})/HCO_3^-$ in mineral waters of the East Slovakian segment of the Flysch Belt.

Tab. 2
Vybraté údaje o makrochemickom zložení vôd s mineralizáciou vyššou ako 5 g.l^{-1} (východoslovenský úsek flyšového pásma)
Selected data about macrochemical composition of waters with mineralization higher than 5 g·l^{-1} (East Slovakian segment of the Flysch Belt)

lokalita	zdroj minerálnej vody	CMV	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	HCO_3^-	zdroj údajov	typ chemického zloženia vody (použitá klasifikácia založená na princípe prevládajúcich iónov; v názve chemického typu sú ióny s obsahom vyšším ako 25 cz %, v zátvorke s obsahom v rozmedzí 10 – 25 cz %)
		mg.l^{-1}						
Bardejovské Kúpele	Herkules (BV-9), 30 m	9 336	2 300	197	44	5 482	Krahulec et al., 1978	$Na-HCO_3$-(Cl)
	Herkules (vrt S-8, 35 m, 14-35)	9 555	2 300	204	51	5 783	Franko et al., 1975	$Na-HCO_3$-(Cl)
	Lekársky prameň (BV-3), 4,55 m	6 470	1 535	161	37	3 769	Krahulec et al., 1978	$Na-HCO_3$-(Cl)
	Kolonádový prameň (BJ-19; BV-84), 23 m	6 176	1 405	188	41	3 577	Krahulec et al., 1978	$Na-HCO_3$-(Cl)
Cigeľka	Štefan (BV-26G), 29 m	19 145	4 670	109	54	9 484	Krahulec et al., 1978	$Na-HCO_3$-Cl
	Cigeľka, Štefan, kopaná studňa (30 m)	14 348	3 876	84	64	8 357	Franko et al., 1975	$Na-HCO_3$-Cl
	Cigeľka VIII (vrt CH-1; BV-99)	28 976	8 295	208	79	16 658	Krahulec et al., 1978	$Na-HCO_3$-Cl
	Cigeľka, vrt CH-1 (202,5 m)	29 315	8 380	172	122	16 718	Pacindová et al., 1997	$Na-HCO_3$-Cl
	Cigeľka, vrt V-HC-1 (212,6 m)	29 410	8 420	201	110	16 718	Pacindová et al., 1997	$Na-HCO_3$-Cl
Šarišský Štiavnik	Šťava pri kúpeľoch (BV-70)	5 840	1 496	34	8	4 009	Krahulec et al., 1978	$Na-HCO_3$
	Šťava pri kúpeľoch, záchyt (3,0 m)	5 400	1 450	33	7	3 771	Franko et al., 1985	$Na-HCO_3$
Dlhá Lúka	vrt BV-1 (BV-88) – 17,6 m	6 708	1 578	160	40	4 168	Krahulec et al., 1977	$Na-HCO_3$-(Cl)
Dubová	Prameň v kadlube (BV-28)	9 130	2 516	91	19	4 631	Krahulec et al., 1977	$Na-HCO_3$-Cl
Malý Sulín	Sulínka P-1 (Pv-70)	5 198	671	266	240	3 844	Krahulec et al., 1977	$Na-Mg-HCO_3$
	Sulínka P-1 (1,4 m)	6 867	954	279	338	5 124	Franko et al., 1975	$Na-Mg-HCO_3$
	vrt SA-1 (SĽ-2)	5 421	718	273	245	4 009	Krahulec et al., 1977	$Na-Mg-HCO_3$
	vrt SA-2 (SĽ-3)	7 158	1 022	264	342	5 321	Krahulec et al., 1977	$Na-Mg-HCO_3$
Mikulášová	Šťavica (BV-50)	5 284	1 886	236	37	3 234	Krahulec et al., 1977	$Na-HCO_3$-Cl
	Šťavica (BV-50)	5 500	1 340	195	31	2 624	Franko et al., 1985	$Na-HCO_3$-Cl
Pčoliné	Studňa (HN-14)	6 642	1 666	64	48	4 832	Krahulec et al., 1977	$Na-HCO_3$
Radoma	Kyselka na lúke (BV-58)	6 168	1 578	47	8	4 247	Krahulec et al., 1977	$Na-HCO_3$
Šarišské Čierne	Kyslá voda (BV-66)	7 106	1 770	60	77	4 979	Krahulec et al., 1977	$Na-HCO_3$
Smilno	vrt Zborov II-Otto (1120 m)	12 100	4 160	1	7	3 100	Franko et al., 1985	$Na-Cl-HCO_3$
Zborov	vrt Zborov-1 (5 500 m, 4 536 – -4 491)	17 106	4 590	45	5	11 097	Michalko et al., 1991	$Na-HCO_3$-(Cl)
	vrt Zborov-1 (5 500 m, 4 457 – 4 386)	16 696	4 468	75	6	10 670		$Na-HCO_3$-(Cl)
	vrt Zborov-1 (5 500 m, 4 368 – 4 252)	16 422	4 350	118	14	9 617		$Na-HCO_3$-(Cl)
	vrt Zborov-1 (5 500 m, 4 033 – 3 965)	17 072	4 533	57	10	10 542		$Na-HCO_3$-(Cl)
	vrt Zborov-1 (5 500 m, 3 942 – 3 885)	17 056	4 443	137	13	10 242		$Na-HCO_3$-(Cl)
	vrt Zborov-1 (5 500 m, 3 942 – 3 885, 3 867 – 3 820)	16 733	4 422	85	7	10 492		$Na-HCO_3$-(Cl)
	vrt Zborov-1 (5 500 m, 3 771 – 3 718)	16 951	4 512	114	11	11 012		$Na-HCO_3$-(Cl)
	vrt Zborov-1 (5 500 m, 3 415-3 364, 3 325 – 3 246)	15 901	4 134	64	19	9 280		$Na-HCO_3$-(Cl)
Zboj	Zboj-1 (5 002 m, 4 690 – 4 724)	56 146	19 553	910	381	4 209	Zakovič in Ďurkovič, 1982	Na-Cl
	Zboj-1 (5 002 m, 3 964,0 – -3 992,5)	50 528	17 406	860	164	4 880		Na-Cl
	Zboj-1 (5 002 m, 3 887,5 – 3 901,0)	53 477	18 783	488	83	6 124		Na-Cl
	Zboj-1 (5 002 m, 2 900 – 3 824)	43 960	15 939	328	49	3 331		Na-Cl

pôvodu a vôd halogénneho pôvodu (rozpúšťanie halitu). O takomto pôvode soľanky z vrtu Zboj-1 svedčí aj jej pozícia v grafe vzťahu medzi obsahmi chloridov a bromidov v minerálnych vodách flyšového pásma a predhlbne Západných Karpát a minerálnych vôd rôznych lokalít sveta (Bačová, 2009 a 2010).

Zvláštnu pozíciu v grafoch zaujímajú vody s vyšším až prevládajúcim obsahom síranov v aniónovom zložení (obr. 2 vľavo, žlté značky). Vody hydrogénuhličitanovo-síranové alebo síranovo-hydrogénuhličitanové sa zobrazujú v spodnej polovici grafu. Zdrojom zvýšeného obsahu síranov v nich je proces oxidácie sulfidov (pyritu, prítomného v pieskovcových súvrstviach). Vysoké množstvá síranov vo vodách chloridovo-síranových alebo síranovo-chloridových, zobrazených v hornej polovici grafu, pochádzajú z procesov rozpúšťania sadrovca (na obr. 2 sú vynesené vody lokalít Busko a Krakow z oblasti predhlbne Západných Karpát na území Poľska).

Záver

Grafická syntéza a interpretácia hydrogeochemických dát môže byť veľmi užitočná pri skúmaní procesov formovania a pôvodu minerálnych vôd flyšového pásma. Transparentným príkladom je znázornenie vzťahu medzi koeficientmi Na^+/HCO_3^- a $(Ca^{2+} + Mg^{2+})/HCO_3^-$ v grafe s logaritmickou mierkou na obidvoch osiach. Hoci sme spracovali iba údaje o obsahu hlavných katiónov a hydrogénuhličitanov, získavame predstavu o formovaní chemického zloženia nielen hydrogénuhličitanových, ale aj chloridových a síranových vôd. Určitú vymedzenú pozíciu v grafe zaujímajú vody s prevládajúcou meteorickou zložkou, s prevládajúcou marinogénnou zložkou a vody prechodné medzi nimi.

Graf vzťahu medzi koeficientmi Na^+/HCO_3^- a $(Ca^{2+} + Mg^{2+})/HCO_3^-$ v minerálnych vodách flyšového pásma a predhlbne Západných Karpát veľmi významne charakterizuje chemické zloženie vôd a odráža hlavné procesy a podmienky jeho formovania. Podobne aj grafické spracovanie prvotných údajov o obsahu rôznych ďalších makro aj mikrozložiek vo vodách (Fontes a Matray, 1993; Worden, 1996; Bačová, 2009) významným spôsobom prispieva k správnej, prehľadnej a názornej interpretácii údajov.

Poďakovanie. Ďakujeme za cenné pripomienky a za posúdenie práce doc. RNDr. Z. Ženišovej, PhD. a Ing. Z. Némethovi, PhD.

References

Bačová, N., 2009: Význam grafickej interpretácie hydrogeochemických dát pri opise pôvodu minerálnych vôd flyšového pásma a predhlbne Západných Karpát. *Miner. Slov. (Bratislava), 41, 225 – 242.*

Bačová, N., 2010: Chloridy a bromidy v prírodných vodách s celkovým obsahom rozpustených látok vyšším ako 5 $g \cdot l^{-1}$ u nás a vo svete. *In: Slaninka, I., Jurkovič, Ľ. & Ďurža, O. (eds.): Zborník vedeckých príspevkov z konferencie – GEOCHÉMIA 2010, 25 – 26.*

Bajtoš, P., 2000: Šarišský Štiavnik – hydrodynamická skúška prírodného zdroja minerálnej vody Šťavica, podrobný HGP. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 22 s.*

Bezák, V., Broska, I., Elečko, M., Havrila, M., Ivanička, J., Janočko, J., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Plašienka, D., Polák, M., Potfaj, M. & Vass, D., 2004: Vysvetlivky k tektonickej mape Slovenskej Republiky. *Bratislava, ŠGÚDŠ, 71 s.*

Bezák, V. (ed.), Elečko, M., Fordinál, K., Ivanička, J., Kaličiak, M., Konečný, V., Kováčik, M. (Košice), Maglay, J., Mello, J., Nagy, A., Polák, M., Potfaj, M., Biely, A., Bóna, J., Broska, I., Buček, S., Filo, I., Gazdačko, Ľ., Grecula, P., Gross, P., Havrila, M., Hók, J., Hraško, Ľ., Jacko, S. st., Jacko, S. ml., Janočko, J., Kobulský, J., Kohút, M., Kováčik, M. (Bratislava), Lexa, J., Madarás, J., Németh, Z., Olšavský, M., Plašienka, D., Pristaš, J., Rakús, M., Salaj, J., Siman, P., Šimon, L., Teťák, F., Vass, D., Vozárová, A., Vozár, J. & Žec, B., 2008: Prehľadná geologická mapa SR 1 : 200 000. *Bratislava, ŠGÚDŠ.*

Dowgiałło, J., Karski, A. & Potocki, J., 1969: Geologia surowców balneologicznych. *Wydawnictwa geologiczne Warszawa, 296 p.*

Ďurkovič, T., Koráb, T., Rudinec, R., Gašparíková, V., Snopková, P., Köhler, E. & Zakovič, M., 1982: Hlboký štruktúrny vrt ZBOJ-1. Regionálna geológia Západných Karpát. *Bratislava, GÚDŠ, 76 s.*

Fontes, J. Ch. & Matray, J. M., 1993: Geochemistry and origin of formation brines from the Paris Basin, France. *Chem. Geol. (Amsterdam), 109, 149 – 200.*

Franko, O., Gazda, S. & Michalíček, M., 1975: Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát. *Bratislava, GÚDŠ, 230 s.*

Franko, O. & Kolářová, M., 1983: Mapa minerálnych vôd ČSSR 1 : 500 000. *Bratislava, GÚDŠ – Praha, ÚÚG.*

Franko, O. & Kolářová, M., 1985: Vysvetlivky k mape minerálnych vôd ČSSR 1 : 500 000. *Bratislava, GÚDŠ, 24 s.*

Franko, O., Kolářová, M. & Mateovič, L., 1985: Katalóg dokumentačných bodov k mape minerálnych vôd ČSSR 1 : 500 000. *Bratislava, GÚDŠ, 103 s.*

Franko, O. & Zakovič, M., 1980: Rekognoskácia minerálnych prameňov SSR – čiastková záverečná správa, úloha: Základný hydrogeologický výskum minerálnych vôd SSR. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 6 s.*

Haluška, M. & Petrivaldský, P., 1988: Bardejovské Kúpele – ochranné pásma. Záverečná správa z vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ.*

Krahulec, P., Rebro, A., Uhliarik, J. & Zeman, J., 1977: Minerálne vody Slovenska. Balneografia a krenografia. 1. *Martin, Osveta, 456 s.*

Kirjuchin, V. A., 2008: Obščaja gidrogeologija. Sankt-Peterburgskij gornyj institut im. G. V. Plechanova, Sankt Peterburg, 439 s.

Krahulec, P., Rebro, A., Uhliarik, J. & Zeman, J., 1978: Minerálne vody Slovenska. Krenografia. 2. *Martin, Osveta, 1 040 s.*

Malatinský, K., Matejčeková, E. & Frnčo, M., 1984: Hydrogeologický prieskum výverovej štruktúry minerálnej vody Cigeľka – záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 29 s.*

Michalíček, M., 1986: Geochemie hlubinných vod a plynů střední Moravy. *Sbor. geol. Věd, Hydrogeol. inž. Geol., 18, 51 – 147.*

Michalko, J., Bodiš, D. & Fendek, M., 1991: Izotopové, hydrogeochemické a hydrogeologické zhodnotenie vrtu Zborov-1. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 25 s.*

Pacindová, N., Bačo, P., Jetel, J., Michalko, J., Komoň, J., Krotký, A., Staňa, Š., Samuel, O., Žecová, K. & Prokop, M., 1997: Ochranné pásma minerálnej vody Cigeľka. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 146 s.*

Porowski, A., 2006: Origin of mineralized waters in the Central Carpathian Synclinorium, SE Poland. *Stud. geol. pol., 125, 5 – 67.*

Rajchel, L., Zuber, A., Duliński, M. & Rajchel, J., 2004: Występowanie i geneza wód chlorkowych Soli. *Przegl. geol., 52, 12, 1 179 – 1 186.*

Rajchel, L., Śliwa, T. & Waligóra, J., 2007: Uwagi o wodach leczniczych Ustronia. *In: Szczepański, A., Kmiecik, E., Zurek, A.*

(eds.): XIII Sympozjum Wspólczesne problemy hydrogeologii. Kraków, Wydzial Geologii, Geofyziki i Ochrony Środowiska AGH, 969 – 976.

Švarcev, S. L., 1996: Obščaja gidrogeologija. *Moskva, Nedra, 423 s.*

Zakovič, M., Petercová, A., Halečka, J., Blišťan, P., Spišák, Z. & Varga, M., 2003: Podklady pre návrh ochranných pásiem prírodného liečivého zdroja MS-1 s názvom „Johanus" v Sulíne. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 44 s.*

Zakovič, M., Halečka, J., Petercová, A., Spišák, Z. & Varga, M., 2006: Hydrogeologická štruktúra minerálnej vody Malý Sulín. *Podzemná voda, 12, 1, 56 – 64.*

Worden, R. H., 1996: Controls on halogen concentrations in sedimentary formation waters. *Mineral. Mag. (London), 60, 259 – 274.*

Rukopis doručený 11. 8. 2011
Revidovaná verzia doručená 16. 8. 2011
Rukopis akceptovaný red. radou 13. 9. 2011

Macrocomposition of mineral waters in the East Slovakian segment of the Flysch Belt of the Western Carpathians

The contribution presents graphical synthesis, interpretation and evaluation of primary data about macrocomposition of mineral waters in the investigated area, being obtained from the studies by Krahulec et al. (1977, 1978); Franko and Zakovič (1980); Ďurkovič et al. (1982); Franko et al. (1983, 1985); Haluška et al. (1988); Michalko et al. (1991); Bajtoš (2000); Zakovič et al. (2003, 2006). Localities with mineral waters in the East Slovakian segment of the Flysch Belt of the Western Carpathians are depicted in Fig. 1. General information about geological setting of the East Slovakian segment of the Flysch Belt of the Western Carpathians is presented in Fig. 1.

Fig. 2 describes the relation between coefficients Na^+/HCO_3^- and $(Ca^{2+} + Mg^{2+})/HCO_3^-$ in the mineral waters of the Flysch Belt and Foredeep of the Western Carpathians (the sources of data are shown in this figure). The chloride, chloride-bicarbonate and bicarbonate-chloride waters are shown in the graph in Fig. 2 – besides the identified localities of the Eastern Slovakia – there are presented also those from the further known sources of the mineral waters of the Flysch Belt and the Foredeep of the Western Carpathians in the territory of Moravia, Slovakia and Poland. The most important sources of mineral waters of the East Slovakian segment of the Flysch Belt are in Figs. 1–3 depicted by larger marks of the same colour and type.

The points representing the bicarbonate mineral waters from the Flysch Belt of the Eastern Slovakia are concentrated in the left down quadrant of the graph (Fig. 2, blue marks) and in Fig. 3. The bicarbonates dominate in the anion composition of mineral waters of the shallowest circulation with the total content of minerals lower than 1 $g \cdot l^{-1}$ and are a common part of the groundwater. Kirjuchin (2008) states that chemical composition of the common bicarbonate-calcareous waters is formed by the biogenic processes and up to half of the carbon enters into water from the biogenic CO_2. Second half is derived from the carbonate rocks. Also in the case of mineral waters of the shallow circulation in the East Slovakian segment of the Flysch Belt the bicarbonates have probably mainly these sources. As a consequence of sulphides (pyrite) oxidation the sulphates content increases in the mineral waters, leading to the change of the waters type to bicarbonate--sulphated up to sulphated-bicarbonate. The processes of the sulphates reduction form the hydrosulphide waters. Next important process of the forming of chemical composition of the mineral waters is represented by the hydrolytic decomposition of the silicate minerals (enriched waters by Na^+ and SiO_2).

Concerning relation on various factors and processes of the formation of bicarbonate waters (time of restraint in the rock environment, depth of the circulation, activity of the depth CO_2, ion exchange processes, etc.) their chemical composition changes from Ca(Mg)-HCO_3 (right size of quadrant) to Na-HCO_3 type (upper part of quadrant). The mineralization effect of the depth CO_2 in the graph in Fig. 2 is demonstrated by the shift of the marks to the left.

Transition of the chemical waters composition of Na-HCO_3 type through Na-HCO_3-Cl and Na-Cl-HCO_3 towards the type Na-Cl is expressed by the mark colours – bicarbonate waters are depicted by the blue marks, chloride by green marks. In the graph, the ratio changes of sedimentary waters of Na-Cl type on chemical composition of mineral waters of the East Slovakian segment of the Flysch Belt is presented by the significant upward shift of marks (waters of the Na-HCO_3-Cl and Na-Cl-HCO_3 types). This was found on localities Mikulášová (Krahulec et al., 1977; Franko and Zakovič, 1980), Dubová (Krahulec et al., 1977, 1978; Franko and Zakovič, 1980), Bardejovské Kúpele spa and Dlhá Lúka (Krahulec et al., 1977, 1978; Haluška et al., 1988), Cigeľka and Wysowa (Krahulec et al., 1977, 1978; Malatinský et al., 1984; Pacindová et al., 1997; Dowgiałło et al., 1969), Zborov (borehole Zborov II – Otto; Franko et al., 1985; borehole Zborov-1; Michalko et al., 1991). Such waters superficially outcrop in natural outflows on significant tectonic faulted zones, or they were found by boreholes (hydrogeological or deep structural boreholes).

Waters of the Na-HCO_3 type of localities Šarišský Štiavnik, Šarišské Čierne, Pčoliné, Radoma (Tab. 2) represent waters, which mineralization is increased mainly due to the influence of depth CO_2 and the ion exchange processes. The water of the Na-Cl type from the depth

structural borehole Zboj-1 (Tab. 2; Ďurkovič et al., 1982), being verified in the rock environment of the unit Obidowa – Slopníc is probably formed by mixing of sedimentary waters of the sea provenance and water of the halogen origin (halite disintegration). Such provenance of the brine from the borehole Zboj-1 is confirmed by its position in the graph of the relation between the chloride and bromide contents in mineral waters of the Flysch Belt and Foredeep of the Western Carpathians and mineral waters from various world localities (Bačová, 2009, 2010).

Graph of relation between coefficients Na^+/HCO_3^- and $(Ca^{2+} + Mg^{2+})/HCO_3^-$ in mineral waters of the Flysch zone and Foredeep of the Western Carpathians very significantly characterizes the chemical composition of the water and reflects the main processes and conditions of its formation. Similarly, also graphic processing of primary data about the content of various macro and microcomponents in the waters (Fontes and Matray, 1993; Worden, 1996; Bačová, 2009) by the significant ratio contributes to correct, compendious and demonstrative data interpretation.

Mineralia Slovaca, 43 (2011), 157 – 162
Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086

Tektonická interpretácia zemetrasenia v severnom Maďarsku 29. januára 2011

JÁN MADARÁS[1], PETER PAŽÁK[2, 3], PETER FRANEK[2] a LUCIA FOJTÍKOVÁ[2]

[1]Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava;
jan.madaras@geology.sk
[2]Geofyzikálny ústav Slovenskej akadémie vied, Dúbravská cesta 9, 845 28 Bratislava
[3]Aon Benfield Analytics, Šoltésovej 12, 811 08 Bratislava

Tectonic interpretation of the earthquake in Northern Hungary, 29. January 2011

On Saturday, 29. January 2011, at 18h 41m p.m. local time, the Northern Hungary was hit by a moderate earthquake with local magnitude M_L = 4.7, moment magnitude M_w = 4.3, epicentral intensity I_0 = 6 and the epicentre approximately 5 km SW of the city of Tatabánya (47.51°N; 18.38°E). It was the strongest event recorded in the country since August 1985. The earthquake can be characterized as a medium size but very shallow (about 5 km depth) event. No serious injuries were reported, but numerous buildings suffered minor damage, like cracks in plaster and walls or damaged chimneys. The earthquake was felt over a large area including the capital city of Budapest and some parts of southern and south-western Slovakia. The 29. January earthquake occurred in one of the most active seismic zones in Hungary – so-called Transdanubian Central Range. Given by the close distance to Budapest, this zone is considered to be the main source of seismic risk in Hungary.

Key words: earthquake, macroseismic intensity, seismic zone, Pannonian Basin

Úvod

V sobotu 29. 1. 2011 v podvečerných hodinách (18:41:37 hod. stredoeurópskeho času, 17:41:37 hod. svetového času) pocítili obyvatelia severného Maďarska a veľkej časti juhozápadného Slovenska seizmické otrasy. Epicentrum stredne silného zemetrasenia bolo v severnom Maďarsku – Zadunajskom stredohorí, v pohorí Vértes, medzi mestami Oroszlány (19 000 obyvateľov) a Tatabánya (okolo 70 000 obyvateľov), pri obci Vértessomló (1 350 obyvateľov), okolo 30 km juhovýchodne od slovensko-maďarských susediacich hraničných miest Komárno – Komárom (36 000, resp. 20 000 obyvateľov; obr. 1). Januárové zemetrasenie, v Maďarsku najsilnejšie od augusta 1985, spôsobilo v epicentrálnej oblasti menšie materiálne škody, zranenia neboli hlásené. Hlavný seizmický otras bol následne sprevádzaný aj sériou slabých dotrasov (tab. 1).

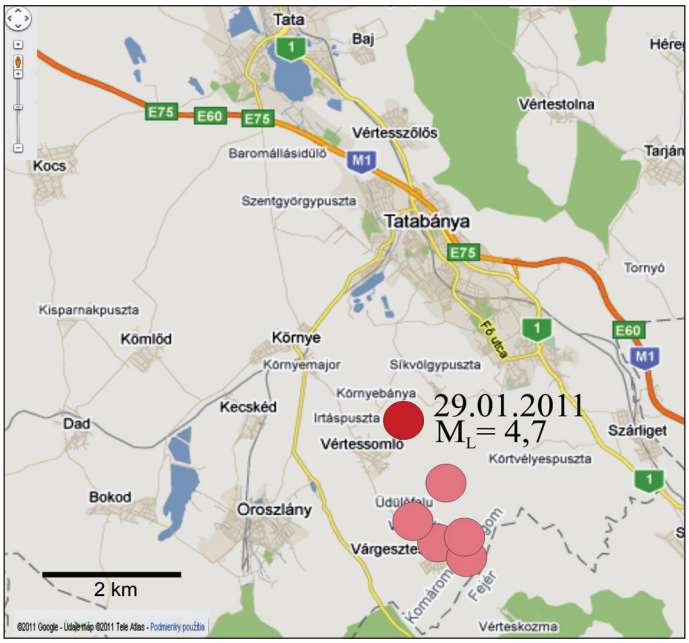
Základné seizmologicko-tektonické údaje

Lokalizácia epicentra bola nezávisle vykonaná Európsko-stredomorským seizmologickým centrom (EMSC) a Geologickou službou USA – Národným informačným centrom zemetrasení (USGS NEIC). Automatické lokalizovanie bolo neskôr manuálne spresnené. Presnejšou sa ukazuje práve lokalizácia EMSC (47,51°N; 18,38°E) s menšou neurčitosťou ako výpočet USGS. Zemetrasenie z 29. 1. 2011 možno charakterizovať ako stredne silné, s lokálnou magnitúdou M_L = 4,7, momentovou magnitúdou M_w = 4,3 a makroseizmickou epicentrálnou intenzitou I_0 = 6 EMS-98 (obr. 2). Hypocentrum plytkého zemetrasenia bolo okolo 4,6 km pod povrchom Zeme. Symetrický diagram určenia orientácie tektonického napätia (ohniskový mechanizmus, obr. 3), umožňuje interpretovať (Martínez et al., 2006) zemetrasenie dvoma spôsobmi: buď vzniklo na ľavostrannom smerne – posuvnom zlome smeru V – Z, alebo na smerne – posuvnom zlome smeru S – J (obr. 4, 5).

Makroseizmické pozorovania a hlásené škody

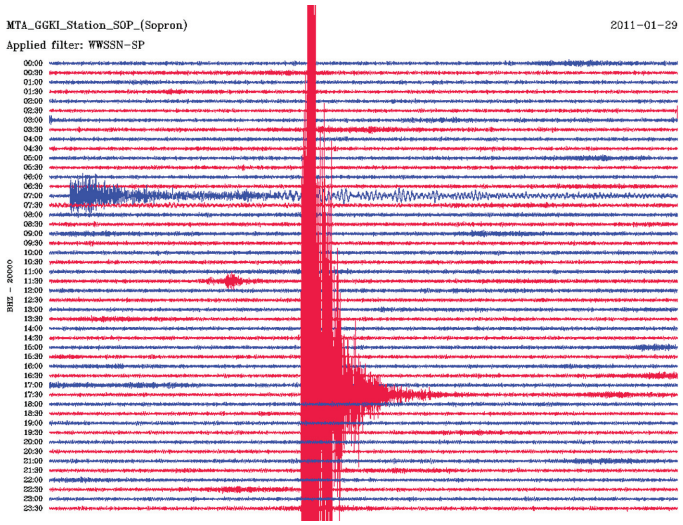
Makroseizmická intenzita podľa 12-stupňovej európskej makroseizmickej stupnice EMS-98 (Grünthal, 1998) dosiahla v okruhu 5 km od epicentra 6. stupeň (mierne ničivé) a vo vzdialenosti takmer 50 km 5. stupeň (silne pocítené). Podľa prvých údajov tesne po zemetrasení vo Vértessomló bolo ľahko poškodených 26 starších rodinných domov (trhliny na múroch, prasknuté okenné výplne) a spadli 3 komíny. V 50 km vzdialenej Budapešti zaznamenali tiež prípady malých škôd a uskutočnila sa bezpečnostná revízia mostov cez Dunaj. Ľudia zemetrasenie cítili, akoby sa kolísali v lodi na vlnách, alebo ako keby v tesnej blízkosti domu prešlo ťažké vozidlo, električka. Niektorí počuli aj dunenie. Zvukový efekt pri plytkých javoch je možný. Otrasy v epicentrálnej oblasti trvali 10 – 15 sekúnd. Zranený nebol nikto, okrem škôd na budovách vznikli aj drobné škody pri páde neupevnených predmetov z políc na zem. Sekundárne efekty zemetrasenia (napr. pohyby pôdy indukované vibračným seizmickým pohybom) neboli potvrdené. Nebolo preukázané, že prepadnutie pôdy

niekoľko dní po zemetrasení v bansky podrúbanej oblasti pri Tatabányi súviselo so zemetrasením. V Maďarsku je pomerne dostatočne zabezpečené aj poistenie nehnuteľností proti škodám pri zemetraseniach. Združenie maďarských poisťovateľov (MABISZ, 2011) k 1. 2. 2011 predpokladalo, že celkový počet poistných udalostí dosiahne zhruba číslo 3 000 a celkovo bude



Obr. 1. Lokalizácia epicentra hlavného zemetrasenia (47,51°N; 18,38°E, červený kruh) a následných dotrasov (ružové kruhy) v severnom Maďarsku. Mapový podklad: Google mapy.

Fig. 1. Location of a major earthquake epicentre (47.51°N, 18.38°E, red circle) and aftershocks (pink circles) in the northern Hungary. Map source: Google maps.



Obr. 2. Seizmogram zemetrasenia z 29. 1. 2011 zo seizmickej stanice pri maďarskom meste Šoproň. Zdroj: MTA GGKI (Seizmologické laboratórium Maďarskej akadémie vied).

Fig. 2. The earthquake seismogram from 29. January 2011, obtained from the seismic station near the Hungarian city of Sopron. Source: MTA GGKI (Seismological observatory of the Hungarian Academy of Sciences).

na poistné udalosti vyplatených asi 1,9 miliónov eur, čo pomôže minimalizovať aj dosah na postihnuté domácnosti. Podľa MABISZ (2011) sa v Maďarsku ročne priemerne zaznamená 100 – 120 zemetrasení s magnitúdou menšou ako 2,5 (nepocítené). 4 – 5 zemetrasení v rozsahu M 2,5 – 3,0 je slabo pocítených. Zemetrasenie, ktoré spôsobí menšie škody, sa vyskytne raz za 15 – 20 rokov, silné zemetrasenie s ničivými účinkami sa v Karpatskej kotline vyskytne štatisticky raz za 40 – 50 rokov.

Chronológia zemetrasenia

Po hlavnom otrase nasledovali takmer tri mesiace trvajúce série slabých sekundárnych otrasov, tzv. dotrasov, ktoré sú bežné pri silnejších zemetraseniach a predstavujú postupnú relaxáciu tektonického napätia v zlomovej zóne. Niektoré z dotrasov boli aj pocítené, najmä tie s magnitúdou okolo 2,5 – 3. Chronológiu hlavného zemetrasenia a následných slabých otrasov v epicentrálnej oblasti Oroszlány – Tatabánya približuje tab. 1.

Tab. 1
Chronológia seizmických pohybov (hlavné zemetrasenie ML = 4,7 a následné dotrasy). Zdroj: MTA GGKI – Seizmologické laboratórium Maďarskej akadémie vied
The chronology of seismic movements (a major earthquake ML = 4.7 and aftershocks). Source: MTA GGKI – Seismological Laboratory, Hungarian Academy of Sciences

Dátum	Miestny čas	Lokálna magnitúda
29. 01. 2011	18:41	M_L = 4,7
29. 01. 2011	19:05	M_L = 2,1
29. 01. 2011	19:18	M_L = 2,2
30. 01. 2011	01:19	M_L = 2,2
30. 01. 2011	14:34	M_L = 2,4
30. 01. 2011	21:59	M_L = 3,0
31. 01. 2011	01:25	M_L = 2,8
05. 02. 2011	12:08	M_L= 1,9
16. 02. 2011	21:29	M_L = 2,0
16. 02. 2011	22:48	M_L = 2,1
16. 02. 2011	23:25	M_L = 2,0
23. 02. 2011	17:50	M_L = 1,9
11. 03. 2011	02:45	M_L = 2,5
23. 04. 2011	06:36	M_L = 2,7

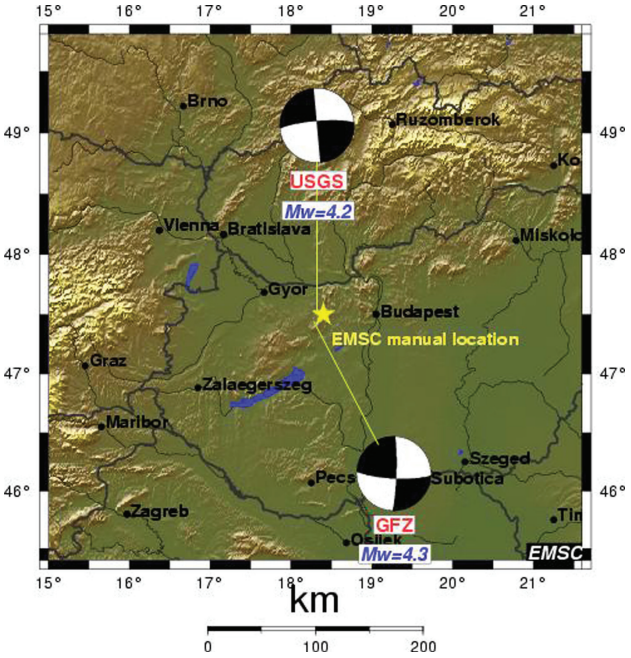
Seizmicita v Maďarsku a jeho blízkom okolí

Územie Maďarska bolo v histórii postihnuté niekoľkými veľmi silnými a deštruktívnymi zemetraseniami. 15. 10. 1834 bolo najsilnejšie zemetrasenie v regióne východne od Debrecínu, s epicentrom pri Érmellék (dnešné rumunské Galospetreu) s magnitúdou M = 6,5 a makroseizmickou epicentrálnou intenzitou I_0 = 9. Najsilnejším zemetrasením, ktoré postihlo dnešnú južnoslovenskú – severomaďarskú oblasť, bolo zemetrasenie z 28. 6. 1763 s epicentrom v okolí Komárna/Komáromu. Podľa maďarských (Bus et al., 2000; Tóth et al., 2011) a európskych seizmologických zdrojov (EMSC)

dosiahlo lokálnu magnitúdu M_L = 6,2 – 6,3, podľa slovenských M_L = 5,8 a epicentrálnu intenzitu okolo I_0 = 8,5 až 9. Aj keď sa predpokladané veľkosti zemetrasenia mierne odlišujú, nič to nemení na skutočnosti, že zničená bola 1/3 mesta, 63 ľudí zahynulo, 102 bolo zranených. Úplne zničených bolo 7 kostolov a 279 domov a poškodených bolo 353 domov (Moczo et al., 2002). Epicentrom zemetrasenia bolo mesto Jászberény (70 km východne od Budapešti) s M = 5,3 a I_0 = 7,5 dňa 21. 6. 1868. V 20. storočí zemetrasenie postihlo okolie Kecskemétu (8. 7. 1911, M = 5,6; I_0 = 7,0), Egeru – obec Ostoros (31. 1. 1925, M = 5,0; I_0 = 7,5) a najmä obec Dunaharaszti, dnes južné predmestie Budapešti, ktorá bola silne poškodená dňa 12. 1. 1956 (M = 5,6; I_0 = 7,5), (Bus et al., 2000; Tóth et al., 2011). Zatiaľ posledným silným zemetrasením predchádzajúcim javu z konca januára 2011 a nachádzajúcim sa v rovnakej seizmickej zóne, je zemetrasenie zo západnej časti krajiny – okolia obce Berhida, okres Veszprém s M_b = 4,8 zo dňa 15. 8. 1985 (Zsíros et al., 1990; MTA GGKI – Seizmologické laboratórium Maďarskej akadémie vied).

Tektonická charakteristika zemetrasných zón v Maďarsku

Rozloženie epicentier zemetrasení na území Maďarska je nehomogénne (obr. 4). V rámci panónskeho bloku sú pomerne výrazné rozdiely v jeho jednotlivých častiach. Seizmicky najaktívnejšia je severná, resp. severovýchodná časť Maďarska, ktorá je súčasťou bloku ALCAPA (AL – Alpy, CA – Karpaty, PA – Panónia, resp. bloku Pelsó – Janik et al., 2011). V Maďarskom stredohorí (Transdanubian Central Range, North Hungarian Range – Bus et al., 2000; Fodor et al., 2005) sa nachádza väčšina epicentier stredne silných a silných zemetrasení. Druhá zóna zemetrasení sa viaže na hlbokú kôrovú depresiu – ľavostranne smerne – posuvnú stredomaďarskú strižnú zónu (Mid-Hungarian sinistral shear zone – Fodor et al., 2005) smeru SV až JZ, ktorá oddeľuje blok ALCAPA od kôrového bloku Tisza (resp. Tisza – Dacia, Janik et al., 2011) na juhu krajiny. V stredomaďarskej strižnej zóne boli epicentrá silných zemetrasení pri Galospetreu a Kecskeméte. Aj v juhovýchodnom bloku Tisza sa vyskytujú zemetrasenia, ale menej často ako na severe alebo v centrálnej časti. Je to pravdepodobne aj dôsledok výrazného kôrového stenšenia (hranica Moho je v severnejšom bloku v hĺbke 32 – 28 km, v južnejšom bloku 22 – 26 km; Janik et al., 2011), čo pri vyššej plasticite spodnej kôry v južnejšom bloku znižuje možnosť častejšieho výskytu zemetrasení. Recentný pohyb oboch kôrových jednotiek (ALCAPA, resp. mikrobloku Pelsó a Tisza) vzhľadom na fixný Český masív je k V až VSV (Fodor et al., 2005; Janik et al., 2011) a potvrdzuje tak pretrvávajúci únik (escape) južnejšej časti západokarpatského bloku z alpskej oblasti.



Obr. 3. Symetrický ohniskový mechanizmus zemetrasenia z 29. 1. 2011 (GFZ a USGS, zdroj EMSC) môže byť interpretovaný (podľa Martínez et al., 2006) ako ľavostranný smerný posun na V – Z orientovanom zlome alebo ako smerný posun na S – J orientovanom zlome.

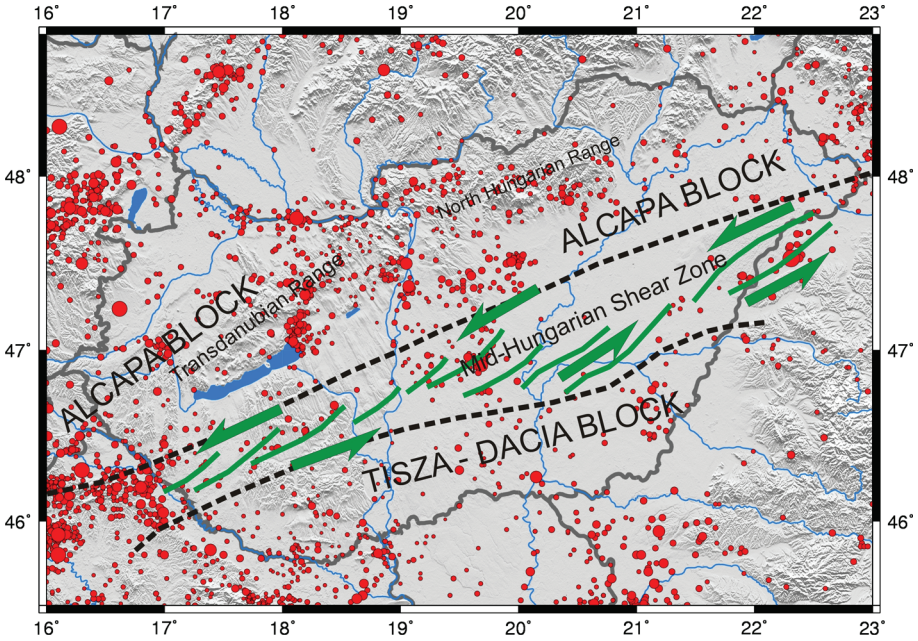
Fig. 3. Symmetrical moment tensor solutions (focal mechanism) of the 29. January 2011 earthquake on a W–E, or N–S strike-slip fault (GFZ and USGS, source: EMSC, interpretation according to Martínez et al., 2006).

Prejav zemetrasenia z 29. 1. 2011 na Slovensku a krátky prehľad historických seizmických udalostí na území Slovenska alebo v jeho blízkom okolí

K 23. 2. 2011 bolo Geofyzikálnym ústavom SAV v Bratislave spracovaných celkovo 1 892 hlásení zo 191 obcí a miest Slovenska (obr. 6). Väčšina hlásení je z juhozápadného Slovenska, ale zaznamenané boli aj pozorovania účinkov zemetrasenia z Martina, Žiliny, Terchovej na severe alebo Revúcej, Rožňavy a Trnavy pri Laborci na východe Slovenska. Najviac hlásení prišlo z Nových Zámkov (286), Komárna (237), Nitry (195), Levíc (122) a Bratislavy (117). Najmä v okolí Nových Zámkov a Komárna bolo zemetrasenie pocítené najviac: v Nových Zámkoch napr. hasiči skontrolovali verejné inžinierske siete. Na slovenskom území dosiahla makroseizmická intenzita 3. – 4. stupeň EMS-98 (slabé až značne pozorované pocítenie). Dosiahnutie hodnoty 5. stupňa EMS-98 (silne pocítené) je v oblasti najbližšej k epicentru veľmi málo pravdepodobné.

Územie Slovenska je súčasťou geologicky mladého, alpínskeho systému pohorí, ktoré sa tiahnu od Álp cez Karpaty, Balkán, Turecko, Irán, Afganistan až do Himalájí. Celá oblasť je charakteristická častými, ojedinele aj ničivými až devastujúcimi zemetraseniami, ktoré majú na svedomí množstvo ľudských životov. Slovensko však leží mimo hlavnej zóny ničivých zemetrasení a možno ho charakterizovať ako oblasť so strednou úrovňou zemetrasnej aktivity (Moczo et al., 2002). Napriek tomu sa na Slovensku v minulosti vyskytlo aj niekoľko ničivých zemetrasení, z ktorých najmenej dve si vyžiadali aj obete na životoch.

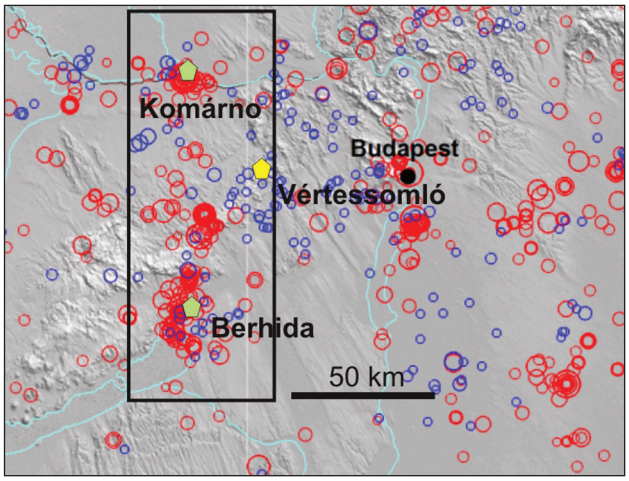
Podľa katalógu zemetrasení (Cipciar et al., 2009) a iných zdrojov (cf. Moczo a Labák, 2000; Moczo



Obr. 4. Zemetrasenia na území Maďarska a v jeho okolí od roku 456 do roku 2007. Symboly sú proporčné Richterovmu magnitúdu. (Zdroj: MTA GGKI – Seizmologické laboratórium Maďarskej akadémie vied). Hlavné tektonické rozhrania – blok ALCAPA, Stredomaďarská strižná zóna, blok Tisza – Dacia sú modifikované autormi článku z citovaných zdrojov. Zelené čiary: aktívne zlomy v strižnej zóne, šípky: ľavostranný zmysel pohybu v strižnej zóne.

Fig. 4. Earthquakes in Hungary in the time interval from 456 to 2007. Symbols are proportional to Richter magnitude. Source: MTA GGKI (Seismological observatory of the Hungarian Academy of Sciences). Major tectonic interfaces – ALCAPA block, Mid-Hungarian shear zone, block Tisza – Dacia are modified by the authors of the article from cited sources. Green lines: active faults in the shear zone, arrows: sinistral sense of movement in the shear zone.

et al., 2002; Kováč et al., 2002; Madarás et al., 2008) najsilnejšie zemetrasenia na Slovensku boli v oblasti stredného Slovenska (5. 6. 1443 v oblasti Banskej Štiavnice a Kremnice – podľa historických prameňov si zemetrasenie vyžiadalo 30 obetí – EMSC), Komárna (vôbec najničivejšie zemetrasenie na našom území 28. 6. 1763 si vyžiadalo 63 obetí, ďalšie silné zemetrasenia boli v oblasti Komárna v rokoch 1783, 1806, 1822 a 1851). Ďalšie ničivé zemetrasenie postihlo okolie Žiliny 15. 1. 1858 (v Žiline boli poškodené takmer všetky domy a mnohé sa stali neobývateľné, straty na životoch však nie sú známe). Zatiaľ posledným silným zemetrasením bola postihnutá



Obr. 5. Lokalizácia S – J orientovanej seizmogénnej zóny v severnom Maďarsku, s vyznačením epicentier zemetrasení spomínaných v texte. Zdroj: Horváth a Bada (2004).

Fig. 5. North–south oriented seismogenic zone in the northern Hungary, indicating earthquakes mentioned in the text. Source: Horváth and Bada (2004).

obec Dobrá Voda na severe Malých Karpát 9. 1. 1906. V oblasti Dobrej Vody bolo silné zemetrasenie s magnitúdou okolo 5 aj v roku 1930. Odvtedy na území Slovenska podobne silné zemetrasenie nebolo zaznamenané, aj keď napr. zemetrasenia v roku 1964 a 1976 v oblasti Malých Karpát spôsobili malé škody, podobne aj zemetrasenie na Zemplíne, na úpätí pohoria Vihorlat dňa 20. 5. 2003 (M_L = 3,7; I_0 = 6 – 7; maďarský bulletin 2003 (Tóth et al., 2004): M_L = 4,3). Zemetrasenia podobnej intenzity ako jav z 29. 1. 2011 v severnom Maďarsku boli na Slovensku pocítené 7. 6. 1989 (Poniky, M_L = 4,1; I_0 = 5 – 6), 15. 11. 1989 (Ľubietová, M_L = 4,0; I_0 = 5 – 6), dňa 28. – 29. 6. 1992 (M_L = 4,2) a 1. 3. 1993 (epicentrum blízko severnej hranice Slovenska, v oblasti poľskej Krynice M_L = 5,0; I_0 = 7), 28. 4. 1998 pri Valaskej Belej (M_L = 4,1; I_0 = 6), 28. 10. 1999 pri Krupine (M_L = 4,2; I_0 = 5 – 6), 30. 11. 2004 (s epicentrom v regióne Zakopaného, severne od Vysokých a Západných Tatier M_L = 4,4; I_0 = 7) alebo 24. 11. 2006 zemetrasenie s epicentrom pri ukrajinskom Beregove, pocítené najmä v Košiciach (M_L = 4,3; Tóth et al., 2007: M_L = 4,5; I_0 = 5 až 6). Bratislavčania mohli pocítiť zemetrasenie s M_w = 4,4 (EMSC) s epicentrom v blízkosti lyžiarskeho strediska Spital am Semmering v Rakúsku dňa 7. 5. 2009.

Diskusia o tektonickej interpretácii zemetrasenia

Zemetrasenie z 29. 1. 2011 s epicentrom pri obci Vértessomló (47,51°N; 18,38°E) s lokálnou magnitúdou M_L = 4,7 a epicentrálnou intenzitou I_0 = 6 stupňov EMS-98 možno charakterizovať ako stredne silné zemetrasenie, ktoré sa vyskytlo v jednej zo seizmicky najaktívnejších zón v severnom Maďarsku – v Maďarskom stredohorí. Symetrický diagram určeného napätia ohniskového mechanizmu (GFZ a USGS, zdroj EMSC; obr. 3) umožňuje dve interpretácie: buď zemetrasenie

vzniklo na V – Z orientovanom ľavostrannom smerne – posuvnom zlome, čo by súviselo s tektonickými líniami smeru hurbanovského zlomu, alebo vzniklo na S – J orientovanom zlome smeru stredoslovenského zlomového pásma. My sa prikláňame skôr k druhej alternatíve. Čiastočne ju podporuje lokalizácia epicentier sekundárnych otrasov, ktoré sa skôr koncentrujú v S – J smere (obr. 1), ale aj orientácia historických a súčasných epicentier zemetrasení v predmetnej oblasti v severo-južnom smere (obr. 5; Horváth a Bada, 2004). Zemetrasenie pri Vértessomló by tak bolo súčasťou sérií zemetrasení v S – J orientovanej seizmogénnej zóne, ktorá sa tiahne od Komárna až po Balaton.

Záver

Príspevok sumarizuje základné údaje o zemetrasení v severnom Maďarsku v januári 2011, ktoré bolo v tomto regióne najsilnejšie za posledných 25 rokov a vzhľadom na blízkosť epicentra k južnej hranici Slovenska bolo intenzívne pocítené aj na našom území. Napriek tomu, že hypocentrum bolo v hĺbke menej ako 5 km, zemetrasenie nespôsobilo vážnejšie škody na majetku a ani obete na ľudských životoch. Z hľadiska bezpečnosti občanov a minimalizácie účinkov zemetrasení na spoločnosť je stále potrebné vyzdvihovať najmä dodržiavanie stavebných noriem prispôsobených lokálnym podmienkam. Stavby, ktoré dokážu odolať aj rádovo silnejším otrasom, ako bolo januárové zemetrasenie v Maďarsku, sú jedinou zárukou minimalizácie strát na ľudských životoch a majetku, pretože predpovedanie zemetrasení zostáva aj naďalej nevyriešeným vedeckým problémom.

Poďakovanie. Príspevok vznikol s podporou Agentúry na podporu výskumu a vývoja na základe zmluvy č. APVV-0158-06 (úloha NEOTACT – Neotektonická aktivita územia Západných Karpát).

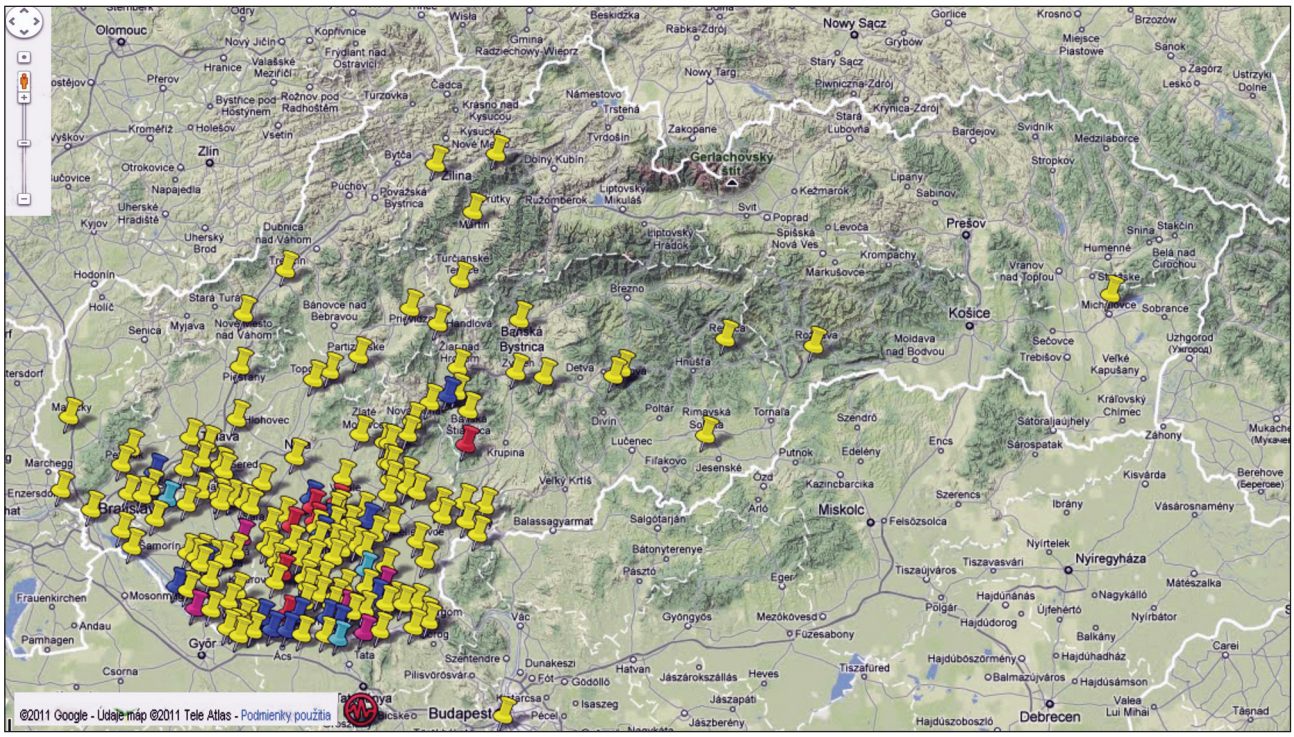
References

Bus, Z., Szeidovitz, G. & Vaccari, F., 2000: Synthetic Seismogram Based Deterministic Seismic Zoning for the Hungarian Part of the Pannonian Basin. *Pure appl. Geophys., 157, 205 – 220.*

Cipciar, A., Fojtíková, L., Bystrický, E., Kristeková, M., Franek, P., Gális, M., Kristek, J., Moczo, P. & Pažák, P., 2009: Slovak Earthquakes Catalogue, Version 2009. Oddelenie seizmológie GFÚ SAV, Bratislava.

Fodor, L., Bada, G., Csillag, G., Horváth, E., Ruszkiczay-Rüdiger, Z., Palota, K., Sikhegyi, F., Timár, G., Cloetingh, S. & Horváth, F., 2005: An outline of neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian Basin. *Tectonophysics, 410, 15 – 41.*

Grünthal, G. (ed.), 1998: European Macroseismic Scale. *Conseil de L´Europe, Luxembourg, 99 pp. ISBN No2-87977-008-4.*



Obr. 6. Mapa epicentra zemetrasenia (červený kruh) a pozorovaní z územia Slovenska. Mestá a obce, odkiaľ boli hlásené makroseizmické pozorovania, sú v mape vyznačené farebnými pinmi, farba závisí od údajov vyplnených v makroseizmickom dotazníku – modrá: pocítené; žltá: I = 3; červená: I = 3 – 4; ružová I = 4 (málo pravdepodobné); tyrkysová: I = 5 (veľmi málo pravdepodobné). Stav k 23. 2. 2011, 11:52 h., 191 miest a obcí, 1 892 hlásení. Zdroj: Oddelenie seizmológie GFÚ SAV, mapový podklad: Google mapy.

Fig. 6. Map of the epicentre (red circle) and observations from the Slovak territory. List of towns and villages where the macroseismic observations were reported is marked on the map with coloured pins, colour depends on the data filled in macroseismic questionnaire – Blue: felt; yellow: I = 3; red: I = 3 – 4; pink I = 4 (low likely); turquoise: I = 5 (very unlikely). Status: 23. 2. 2011, 11:52 am, 191 towns and villages, 1 892 reports. Source: Department of Seismology Geophysical Institute, Slovak Academy of Sciences, map source: Google maps.

Horváth, F. & Bada, G. (eds.), 2004: Atlas of the present-day geodynamics of the Pannonian basin: Euroconform maps with explanatory text. Project No. T034928. *Eötvös Loránd University, Faculty of Science, Institute of Earth Sciences, Department of Geophysics and Space Science.*

Janik, T., Grad, M., Guterch, A., Vozár, J., Bielik, M., Vozárová, A., Hegedüs, E., Kovács, C. A., Kovács, I. & Keller, G. R., CELEBRATION 2000 Working Group, 2011: Crustal structure of the Western Carpathians and Pannonian Basin: Seismic models from CELEBRATION 2000 data and geological implications. *J. Geodynamics, 52, 97 – 113.*

Kováč, M., Bielik, M., Hók, J., Kováč, P., Kronome, B., Labák, P., Moczo, P., Plašienka, D., Šefara, J. & Šujan, M., 2002: Seismic activity and neotectonic evolution of the Western Carpathians (Slovakia). *EGU Stephan Mueller Special Publication Series, 3, 167 – 184.*

Mabisz, 2011: A földrengés okozta károk meghaladhatják a fél milliárd forintot. Magyar bisztosítok szövetsége. (Association of Hungarian Insurance Companies). Report from 1. 2. 2011. 1–2. www.mabisz.hu.

Madarás, J., Pažák, P., Kristeková, M., Fojtíková, L., Labák, P. & Cipciar, A., 2008: Zemetrasenia na Slovensku. *Enviromagazín, MŽP SR a SAŽP, Banská Bystrica, 13, 5, 4 – 7, príloha 5 – 7. ISSN 1335-1877.*

Martínez, J. M., Booth-Rea, G., Azañón, J. M. & Torcal, F., 2006: Active transfer fault zone linking a segmented extensional system (Betics, southern Spain): Insight into heterogeneous extension driven by edge delamination. *Tectonophysics, 422, 159 – 173.*

Moczo, P. & Labák, P., 2000: Zemetrasenia a seizmické ohrozenie. *Manuskript. Bratislava, Geofyzikálny ústav SAV, 24 s.* (http://www.nuquake.sk/Earthquakes/Moczo_Labak_2000.pdf).

Moczo, P., Labák, P., Cipciar, A., Kristek, J., Kristeková, M., Bielik, M., Šajgalíková, J. & Režuchová, D., 2002: 100 rokov seizmológie na Slovensku. *Bratislava, Geofyzikálny ústav SAV a Fakulta matematiky, fyziky a informatiky UK.*

Tóth, L., Mónus, P., Zsíros, T., Kiszely, M. & Czifra, T., 2004: Magyarországi földrengések évkönyve. Hungarian Earthquake Bulletin 2003. *GeoRisk, MTA GGKI, Budapest, 1 – 136.*

Tóth, L., Mónus, P., Zsíros, T., Bus, Z., Kiszely, M. & Czifra, T., 2007: Magyarországi földrengések évkönyve. Hungarian Earthquake Bulletin 2006. *GeoRisk, MTA GGKI, Budapest, 1 – 80.*

Tóth, L., Mónus, P., Zsíros, T., Bus, Z., Kiszely, M. & Czifra, T., 2011: Magyarországi földrengések évkönyve. Hungarian Earthquake Bulletin 2010. *GeoRisk, MTA GGKI, Budapest, 1 – 140.*

Zsíros, T., Mónus, P. & Tóth, L., 1990: Computer estimation of intensities: The 1985 Berhida, Hungary, earthquake. *Pure appl. Geophys., 132, 3, 533 – 543.*

Rukopis doručený 14. 3. 2011
Revidovaná verzia doručená 21. 6. 2011
Rukopis akceptovaný red. radou 13. 9. 2011

Tectonic interpretation of the earthquake in Northern Hungary, 29. January 2011

On Saturday, 29. January 2011, at 18h 41m p.m. local time, Northern Hungary was hit by an earthquake with magnitude M_w = 4.3 and an epicentre approximately 5 km SW of the city of Tatabánya (population 70 000, Figs. 1 and 2). It was the strongest event recorded in the country since 1985. The earthquake can be characterized as a medium size but very shallow event. No serious injuries were reported, but numerous buildings suffered minor damage, like cracks in plaster and walls or damaged chimneys. The earthquake was felt over a large area including the capital city of Budapest and some parts of southern and south--western Slovakia (Fig. 6).

The January 29. earthquake occurred in the most active seismic zone in Hungary – so-called Transdanubian Central Range (Figs. 4 and 5). Located in the close distance to Budapest, this zone is considered to be the main source of seismic risk in Hungary. The strongest earthquake ever observed here was the June 28th, 1763 event with estimated magnitude M_w = 6.2. This event was responsible for severe damage in the town of Komarom and it is supposed to be one of the strongest earthquakes in Hungarian history. The location of 29. January 2011 event was independently determined by the European – Mediterranean Seismological Centre (EMSC) and the U. S. Geological Survey, National Earthquake Information Center (USGS NEIC) and manually relocated afterwards. More accurate seems to be the EMSC location 47.51°N; 18.38°E with smaller uncertainty. The determined depth of the earthquake is about 4.6 km. Symmetrical moment tensor solutions (focal mechanism) of the earthquake is on a W–E sinistral strike-slip fault, or more probably N–S oriented strike-slip fault (Figs. 3 and 5). The local magnitude of the earthquake was M_L = 4.7; epicentral intensity I_0 = 6 degrees EMS-98 (as determined from the recordings of EMSC and USGC NEIC). The several aftershocks were observed in the epicentral area (Tab. 1). The association of Hungarian Insurers (MABISZ) assumes that the overall insured loss will be about EUR 1.9 million and the total number of claims about 3 000.

Mineralia Slovaca, 43 (2011), 163 – 170
Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086

Deformačné zmeny kaustobiolitov v procese diagenézy v terciérnych uhoľných ložiskách Hornonitrianskej kotliny

JOZEF FAZEKAŠ

HBP, a. s., 972 71 Baňa Nováky
fazekas@hbp.sk, fazekasj@centrum.sk

Deformation overprint of caustobioliths during the diagenetic process in the Hornonitrianska kotlina Tertiary coal basin (Slovakia)

The research of deformation characteristics of the coal seams in the mining environment in situ offered a new information about the evolutionary phases of the caustobioliths. The study of the caustobioliths compressibility is a basically unique method which provides the compression parameters during the diagenesis and the knowledge about the sedimentary conditions during the coal seams genesis in the Tertiary.

Key words: coal mass origin, caustobioliths compressibility, coal properties

Úvod

Ložiská kaustobiolitov – hnedého uhlia a lignitu – v Hornonitrianskej kotline v okrese Prievidza predstavujú významný surovinový potenciál Slovenskej republiky. Hnedé uhlie sa nachádza v handlovskom ložisku a lignit v nováckom ložisku. V danom regióne sú zaregistrované tri dobývacie priestory – Baňa Cigeľ (BC), Baňa Handlová (BH) a Baňa Nováky (BN). Dobývací priestor (DP) Cigeľ zaberá západnú časť handlovského uhoľného ložiska s ťažobnými prácami v Bani Cigeľ (obr. 1).

Exploatácia uhoľného ložiska umožňuje študovať štruktúrnu stavbu uhoľného súvrstvia a textúry uhoľných slojov. V hnedouhoľných slojoch sa v mnohých prípadoch zachovali rôzne úlomky uhľotvornej flóry. Fosílne zvyšky drevín sú rôzne deformované relikvie v samotnej uhoľnej hmote. Jedným z cieľov danej práce bola inventarizácia a geometrizácia fosílnych uhľotvorných častí, a na základe zistených výsledkov určenie diagenetických procesov vzniku uhoľných slojov. Ďalším cieľom bolo zistenie koeficientu stlačenia fosílnych drevín, ktoré vypovedajú o priebehu diagenézy uhľotvornej flóry, ako aj o ďalších kvalitatívnych parametroch uhoľného sloja a interakcii v preuhoľňovacom procese.

Stručná geologicko-štruktúrna charakteristika dobývacieho priestoru Cigeľ

Širší región Hornonitrianskej panvy je budovaný komplexom kryštalinika a mladšími horninami paleozoika, mezozoika, paleogénu, neogénnymi sedimentmi a vulkanitmi, ako aj kvartérnymi usadeninami (Šimon, 1995, 1999). Hornonitrianska kotlina je vnútrohorská depresia vyplnená paleogénnymi a neogénnymi morskými, sladkovodnými a vulkanickými sedimentmi, kvartérnymi riečnymi terasami a periglaciálnymi náplavovými kuželmi na svahoch Vtáčnika (Nemčok, 1982).

Priame podložie produktívnych uhoľných vrstiev na ložisku tvorí vo veľkej miere kamenské súvrstvie (eggenburg a spodný báden). Ide o komplex tufitických a klastických hornín, ktoré vznikli rozrušením starších vulkanických hornín. Priaznivé klimatické podmienky umožnili akumulovanie rozsiahlej rastlinnej hmoty, ktorá vytvorila základ pre vznik uhoľných slojov. Sedimentácia rastlinnej hmoty, hlušinových preplástkov a tzv. nadložných ílov košianskeho súvrstvia prebiehala v celej kotline. V dôsledku variabilného preuhoľňovacieho a tektonicko-vulkanického procesu vznikli rozsiahle sloje, ktoré vytvorili dve samostatné ložiská – handlovské a novácke uhoľné ložisko.

Handlovská uhoľná panva pozostáva z dvoch bilančných uhoľných slojov. V severovýchodnej časti ložiska sú sloje vzdialené od seba vo vertikálnom smere max. 25 – 30 m a lokálne sa medzi nimi objavujú ďalšie tenšie uhoľné slojky. V strednej časti ložiska je oblasť spájania slojov a v južnej oblasti sa nachádza jeden spojený sloj s hrúbkou 7 – 11 m (Dzudzík et al., 1983; Fazekaš, 1994, 2000, 2009; Kotulová et al., 2010).

Po petrografickej stránke ide o hnedouhoľné humity zastúpené detritmi a xylitmi. Z hľadiska preuhoľnenia ide o hnedouhoľnú hemi- až ortofázu. Slojové vrstvy sú prestúpené tufitickými a ílovitými preplástkami.

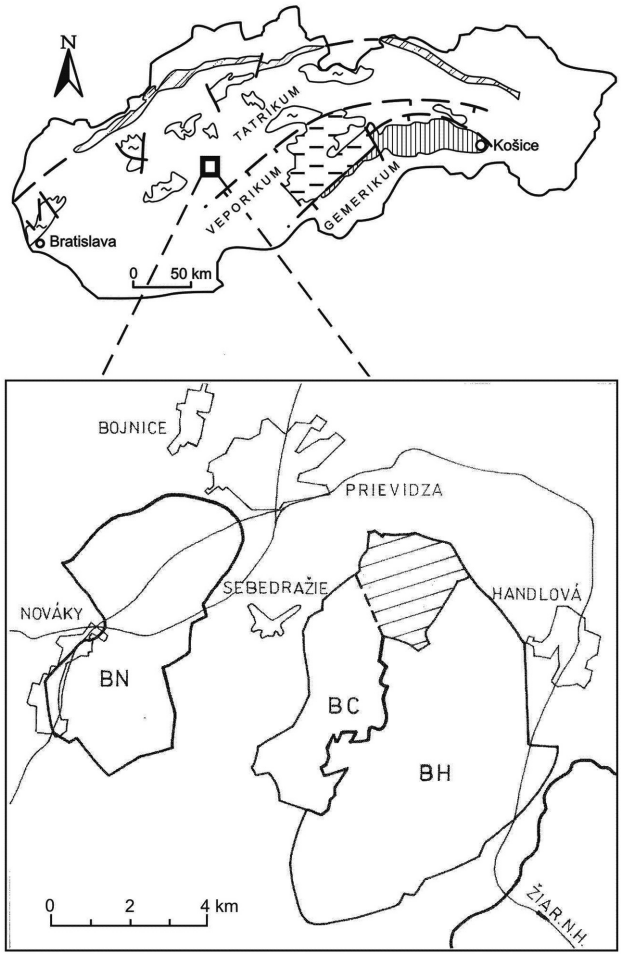
Bezprostredným nadložím uhoľného sloja sú sivé až svetlosivé košianske íly (vrchný báden) premenlivej hrúbky od 0,0 do 250 m. Vyznačujú sa lavicovitou odlučnosťou a šošovkovitou stavbou jednotlivých vrstiev. Zväčša ide o illitické íly s variabilným obsahom pelitických vložiek. V niektorých oblastiach dobývacieho priestoru sú priamym nadložím uhoľných slojov vrstvy vulkanicko-detritickej formácie, tzv. lehotské súvrstvie.

Medzislojovými horninami produktívneho súvrstvia sú sivé až sivočierne piesčité íly, ílovce a piesky. Ide o horniny obsahujúce hlavne illit, montmorillonit, kaolinit a kremeň.

Produktívne uhoľné vrstvy v oblasti Bane Cigeľ – VII. ťažobný úsek – pozostávajú z dvoch bilančných slojov nachádzajúcich sa v severnej a v strednej časti dobývacieho priestoru.

Horný uhoľný sloj (h_1) je hrubý 3 – 5 m s priemernou výhrevnosťou 13 MJ/kg a s pevnosťou v tlaku 17 – 22 MPa. V podloží horného sloja sa nachádzajú tzv. medzislojové psamitické íly s hrúbkou 0,4 – 25 m.

Spodný uhoľný sloj (h_2) je hrubý 3 – 5,5 m s výhrevnosťou okolo 12 MJ/kg. Pevnosť v tlaku sa pohybuje okolo 14 – 18 MPa. V spodnej časti sloja sa nachádzajú menej únosné vrstvy ílového uhlia s hrúbkou 1,8 – 2,2 m. Často obsahujú vrstvy montmorillonitu.



Obr. 1. Situačná mapa záujmovej lokality v Hornonitrianskej panve. BN – dobývací priestor Bane Nováky; BC – dobývací priestor Bane Cigeľ; BH – dobývací priestor Bane Handlová. Šikmým šrafovaním je vyznačená severná časť dobývacieho priestoru bane Cigeľ, kde bol realizovaný zber deformačných dát.

Fig. 1. Situation map of the interest locality in the Hornonitrianska panva coal basin. BN – mining claim of Nováky Mine; BC – mining claim of Cigeľ Mine; BH – mining claim of Handlová Mine. Hatched area indicates the northern part of the Cigeľ Mine mining clain, where the deformation data were collected.

Morfológia povrchu je svahovo-kopcovitého charakteru so sklonom od východu na západ. Uhoľné súvrstvie v danej lokalite sa nachádza v hĺbke od 190 – 430 m.

Výsledkom *terciérneho tektonického vývoja* je vznik hrastí a prepadlín, ktoré rozdelili uhoľné sloje na tektonické kryhy variabilných rozmerov. V Hornonitrianskej kotline rozlišujeme rôzne systémy zlomov s generálnymi smermi od SV – JZ, SZ – JV a S – J. V horninovom prostredí DP Cigeľ definujeme tri etapy tektonického vývoja: preduhoľného, uhoľného a pouhoľného tektonického porušenia ložiskového územia. Zaregistrované sú dva typy dislokácií v uhoľnom sloji – poklesy a prešmyky.

Metodický postup

Vznik uhoľného sloja je výsledkom časovo obmedzenej sedimentácie rastlinnej hmoty za priaznivých geologických podmienok. Výskum pozostával zo získavania primárnych poznatkov vo forme fosílnych úlomkov uhľotvorných častí flóry v uhoľnom sloji. Vzorky – úlomky fosílií – mali väčšinou eliptický tvar (obr. 2).

Na vzorkách fosílií eliptického tvaru sme odmerali dĺžky jednotlivých osí – dlhšia os *a*, kratšia os *c* (obr. 3).

Podľa empirického vzťahu (1) sme stanovili *koeficient stlačenia uhoľnej fosílie*:

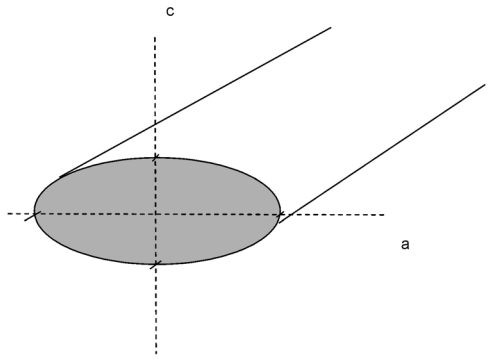
$$K_{St} = \frac{a}{c} \qquad (1)$$

Počas úlohy bolo spracovaných približne 680 vzoriek z horného a spodného uhoľného sloja zo severovýchodnej časti dobývacieho priestoru Bane Cigeľ (BC; obr. 1). Na základe získaných parametrov stlačenia uhoľných fosílií sme zhodnotili parciálne procesy diagenézy fytogénnych materiálov, ako aj sedimentačných procesov na terciérnom uhoľnom ložisku. Namerané údaje sme zobrazili v tabuľkách a v grafoch, ktoré vytvorili databázu informácií na zhodnotenie kvalitatívnych a geotechnologických závislostí jednotlivých parametrov.



Obr. 2. Vzorka fosílneho konára (dlhšia os *a* = 12,5 cm, kratšia os *c* = 3,5 cm).

Fig. 2. Sample of the fossil branch (longer axis *a* = 12.5 cm, shorter axis *c* = 3.5 cm).



$$K_{St} = \frac{a}{c}$$

Obr. 3. Schéma stlačenia konára s meranými parametrami pre koeficient stlačenia.

Fig. 3. Scheme of the branch compression with measured parameters for compressibility index.

Predpokladané druhy drevín, ktoré tvorili uhľotvornú flóru

Fosilizované pozostatky drevín, ktoré rástli na danom území pred uhľotvornými procesmi, nachádzame *in situ* v horninách počas banských prác. Na základe peľových analýz vykonaných Pacltovou (1958) zo vzoriek z bane Handlová možno konštatovať, že najrozšírenejšie rastlinné prvky, ktoré mohli tvoriť bázu pre uhoľnú fytomasu, sú z čeľade Taxodiaceae (tisovec) a Cupressaceae (cypruštek s vysokým obsahom živice). Rastlinné spoločenstvá vo väčšej miere vytvárali vždy zelené stromy a kry, ktoré tvorili rozsiahle lesné plochy (Planderová a Snopková, 1968).

Na základe interných analýz vzoriek rastlinných fosílií z lokality Bane Cigeľ sa najčastejšie vyskytujú dreviny nasledujúcich druhov: *typha latissima* (pálka širokolistá), *byttneriophyllum tiliaefolium, glyptostrobus europeaus* (patisovec – ihličnatá drevina), *acer* sp. (javor), *fagus* (buk), *quercus* sp. (dub), *ginkgo adiantoides* (ginko dvojlaločné), *myrica lignitum* (myrika voskovitá), *olnus* (jelša), *taxodium* (tisovec – ihličnan). Vzorky fosílií boli vysledované v nadložných a v medzislojových ílových horninách výskumom *in situ* zodpovednými pracovníkmi na Bani Cigeľ.

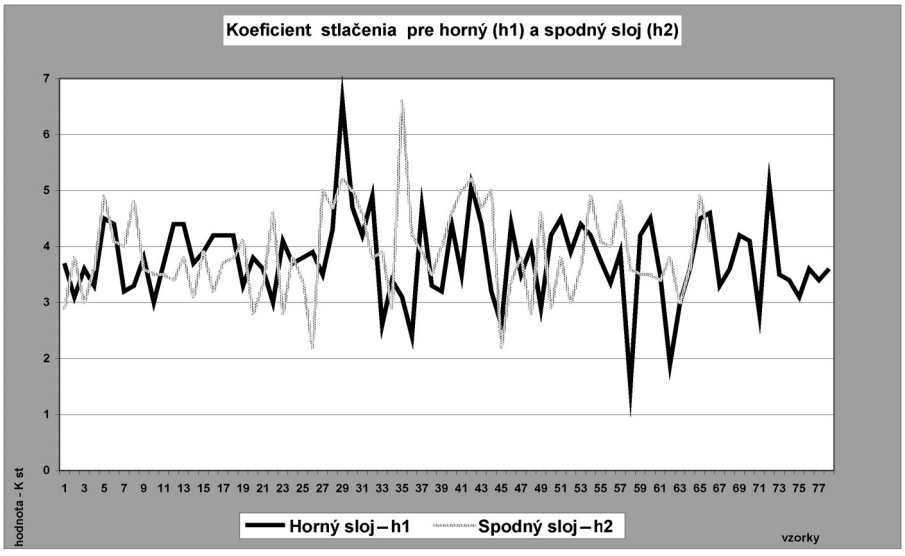
Geotechnické parametre uhoľného sloja

Preuhoľnenie fytomasy je ovplyvnené nielen tlakovou zložkou (hrúbka nadložných hornín), ale aj vulkanickou aktivitou, tepelným tokom, petrografickým charakterom a chemickým zložením okolitých hornín, ako aj tektonickými pomermi v danej lokalite. Kolísanie vodnej hladiny a nepokojné prostredie spôsobovali vytváranie plôch nespojitosti, a tiež prínos tufitických a ílovitých materiálov. Tieto pohyby zapríčinili časté kvalitatívne zmeny v uhlí vo vertikálnom a v menšej miere aj v horizontálnom smere (Čechovič, 1959; Čech et al., 1969).

Kvalitu uhoľných slojov určujú aj parametre výhrevnosti, obsah popola a vody. Z hľadiska analýzy uhoľných slojov sú dôležité aj geomechanické parametre, ako pevnosť tlaku a tvrdosť. Pre účely nášho výskumu sme stanovili koeficient stlačenia.

Hlavné výsledky práce

Stlačenie flóry je možné pozorovať hlavne v uhoľných slojoch s vyšším stupňom preuhoľnenia (hemifáza).



Obr. 4. Koeficient stlačenia pre horný sloj (h_1) a pre spodný sloj (h_2).

Fig. 4. Compression ratio for upper seam (h_1) and lower seam (h_2).

Tab. 1

Oblasť	Koeficient stlačenia – K_{St}	Hĺbka (m)	Popolnatosť A_S (%)	Výhrevnosť Q_{nk} (MJ · kg^{-1})
Horný sloj – h_1	3,8	285	12,2	14,3
Spodný sloj – h_2	3,9	300	16,9	12,6

V oblastiach s kvalitnejším preuhoľnením dochádza k vyššiemu stupňu diagenézy uhoľných slojov a vzniku celistvejšej štruktúry bez zachovania fosílnych znakov.

Priebežnou registráciou a vyhodnocovaním získaných vzoriek fosílií flóry sme získali poznatky o ich rozmerových pomeroch z rôznych častí DP Cigeľ. Nosnou lokalitou odberu vzoriek bola severovýchodná časť DP Bane Cigeľ v hornom a spodnom sloji. Čiastkové vzorkovania sa realizovali aj v iných častiach handlovského ložiska.

Na obr. 4 je časť priemetu vzoriek koeficientu stlačenia v hornom a spodnom sloji (h_1 a h_2). Celkovo sme preskúmali viac ako 680 kusov vzoriek. Tento počet vzoriek štatisticky dostatočne postačuje pre daný druh experimentu.

Zistené poznatky poukazujú na to, že diagenéza uhoľných slojov prebiehala hlavne počas sedimentácie košianskeho a lehotského súvrstvia (vrchný báden a čiastočne sarmat).

V oblastiach blízkeho výskytu alebo kontaktu vulkanitov (pyroxenický andezit) s uhoľným slojom dochádzalo k vyššej úrovni preuhoľnenia fosílnej masy a k zvýšenej úrovni diagenézy (stredná, južná a juhovýchodná oblasť handlovského ložiska). V týchto častiach ložiska bol výskyt vzoriek nižší.

V záujmovej lokalite bol na základe uloženia vzoriek v uhoľnom sloji vysledovaný hlavný azimut sedimentovania fosílnych zvyškov stlačených drevín, a to smer SV – JZ. Táto skutočnosť môže evokovať aj hlavný smer komunikácie v uhoľnej panve v čase ukladania fytomasy.

Priemerná hodnota koeficientu stlačenia fosílií z jednotlivých slojov a lokalít zo severovýchodnej časti handlovského ložiska z DP Cigeľ (tab. 1) je ***3,8 pre horný sloj (h_1)*** a ***3,9 pre spodný sloj (h_2)***. V tabuľke sú zobrazené parciálne parametre charakterizujúce uhoľný sloj. Hodnoty koeficientov stlačenia sa pohybovali v intervaloch 2,5 – 5,5.

Podľa nameraných hodnôt koeficientu stlačenia hypoteticky predpokladáme, že pevné časti fytomasy v procesoch preuhoľnenia a diagenézy zmenšili svoj rozmer cca 3,9-násobne. Priebeh diagenézy fytomasy v uhľotvornom prostredí bol pomerne variabilný – vyplýva to z variácie hodnôt koeficientov stlačenia (±40 %) od priemernej hodnoty. Preto je nutné vyhodnotenie z jednotlivých oblastí riešiť štatistickým počtom vzoriek.

Koncentráciou fytomasy v určitej lokalite môže vzniknúť uhoľné ložisko. Medzi hrúbkou pôvodnej rastlinnej hmoty a súčasnou hrúbkou uhoľného sloja sme zistili závislosť. Podľa empirického vzťahu (2) je možné stanoviť pôvodnú hrúbku uhľotvorného súvrstvia:

$$\frac{m_1}{m_2} = K_{St} \qquad (2)$$

m_1 = pôvodná hrúbka fytomasy (m)
m_2 = recentná hrúbka uhoľného sloja (m)
K_{St} = koeficient stlačenia

Predpokladáme, že táto zmena sa týka celej hrúbky fytomasy, t. j. pôvodná hrúbka rastlinnej hmoty sa v procese preuhoľnenia stlačila 3,9-násobne a výsledkom je recentná hrúbka uhoľného sloja. Na základe uvedených poznatkov možno predpokladať, že na handlovskom uhoľnom ložisku (časť Cigeľ) bola pôvodná hrúbka fytomasy cca 27 – 43 m.

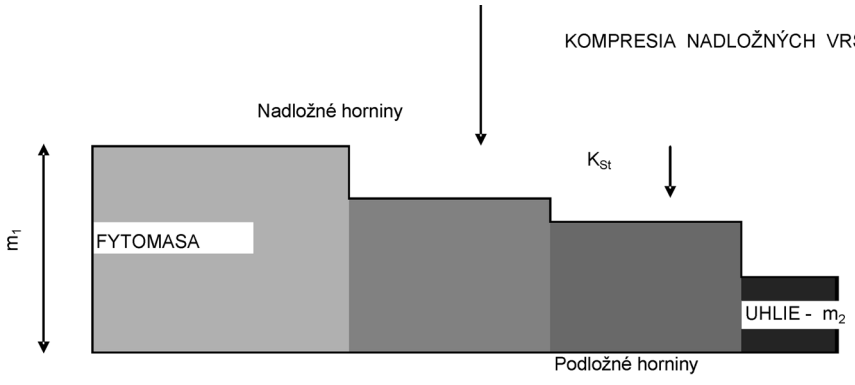
Akumulácia rastlinnej hmoty s vypočítanou hrúbkou bola podmienená špecifickými prírodnými podmienkami, ako aj ich následným vývojom. Vynára sa otázka, prečo v danej lokalite nastala akumulácia biogénneho materiálu práve v tak koncentrovanej podobe za relatívne krátke časové obdobie. Prikláňame sa k názorom o vzniku ložísk náhlymi regionálno-morfologickými zmenami a kataklizmami lokálnych rozmerov. Na obr. 5 je schéma diagenézy fytomasy na recentnú hrúbku uhoľných slojov.

Závislosti geotechnických parametrov uhoľného sloja od diagenézy

V sledovaných lokalitách sme pri vyhodnotení koeficientu stlačenia zhodnocovali aj niektoré geotechnické parametre, čím sa dosiahla komplexnejšia charakteristika uhoľného ložiska v danej oblasti.

1. Závislosť koeficientu stlačenia a obsahu popola A^d % v spodnom sloji – h_2

Priebeh hodnôt popolnatosti a koeficientu stlačenia je v danej lokalite konformný, t. j. so zmenou jedného faktora sa mení aj druhý. To znamená, že obsah popola a stlačenie fytomasy má kladný korelačný vzťah. Menší koeficient stlačenia signalizuje nižšiu popolnatosť. Nižšie hodnoty



m_1 pôvodná hrúbka uhľotvornej fytomasy
m_2 súčasná hrúbka uhoľného sloja
K_{St} koeficient stlačenia

Obr. 5. Schéma diagenézy fytomasy a vznik uhoľného sloja v Horno-nitrianskej panve.

Fig. 5. Scheme of the phyto-mass diagenesis and the coal seam genesis – Hornonitrianska panva coal basin.

koeficientu stlačenia môžu znamenať aj nižší horninový tlak v danej oblasti (obr. 6). Pri čiastkových hodnoteniach priebehov daných parametrov sa často objavujú lokálne anomálie, ktoré vyplývajú z nepravidelného priebehu diagenézy alebo nepokojného sedimentačného prostredia.

2. Závislosť koeficientu stlačenia a obsahu popola A^d % v hornom sloji h_1

Faktor obsahu popola (A^d %) a koeficientu stlačenia vykazuje sinusoidný priebeh, t. j. ak stúpa parameter popolnatosti, tak stúpa aj hodnota koeficientu stlačenia a naopak.

Na stlačenie uhľotvornej hmoty nemá rozdielna poloha uhoľných slojov v prípade horného a spodného sloja výraznejší vplyv.

3. Koeficient stlačenia a výhrevnosť uhoľného sloja v dolnom sloji h_2

Jednotlivé parametre vykazujú pomerne rovnobežný priebeh, t. j. ak klesá jedna veličina, tak klesá aj druhá a naopak.

4. Koeficient stlačenia a výhrevnosť uhoľného sloja v h_1

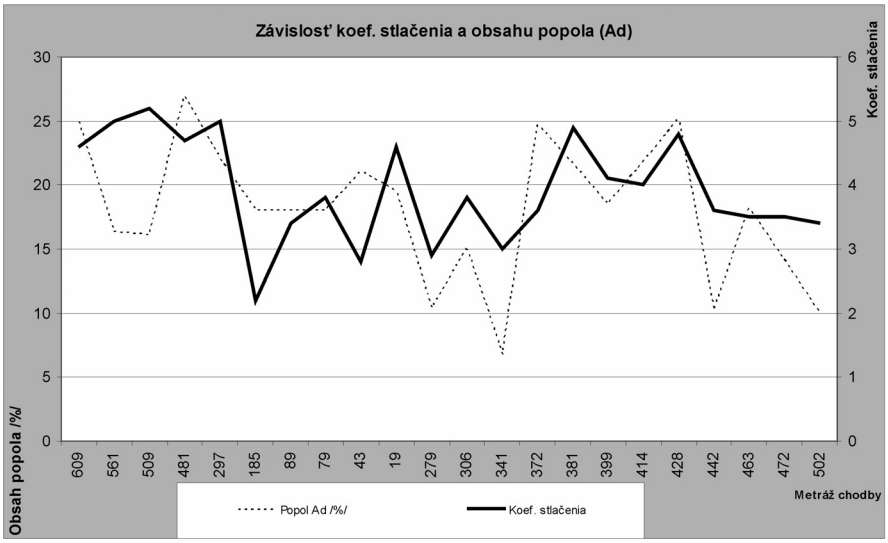
Sledované parametre vykazujú variabilný priebeh. V prípade stúpajúcej výhrevnosti klesá koeficient stlačenia. Hodnota výhrevnosti vykazuje väčšiu stálosť ako koeficient stlačenia, ktorý vykazuje určitú variabilitu – obr. 7. Vzájomný vzťah týchto parametrov podlieha samostatnému vývoju ovplyvnenému lokálnymi polohami uhoľných slojov.

5. Závislosť výhrevnosti a obsahu popola

Priebeh týchto parametrov je až na lokálne anomálie nesúhlasný. So zvyšovaním sa hodnoty výhrevnosti klesá obsah popola a naopak. Závislosť platí pre horný aj spodný sloj – h_1 aj h_2.

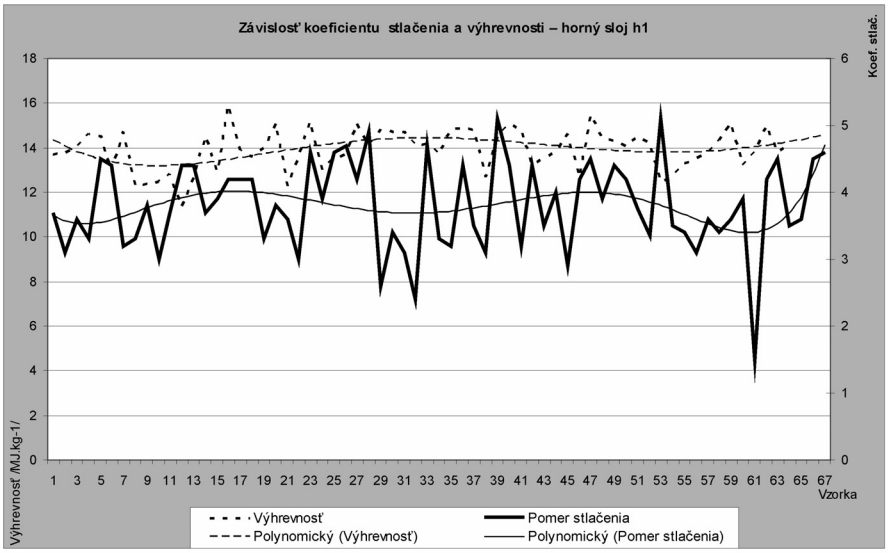
6. Zhodnotenie geotechnologických parametrov

Vývoj jednotlivých geotechnologických a kvalitatívnych parametrov uhoľného súvrstvia má v mnohých oblastiach anomálny priebeh ovplyvnený aj tektonicko-úložnými podmienkami. Tieto skutočnosti do určitej miery vplývali aj na preuhoľňovací proces fytomasy, ako aj na diagenetické pochody celého slojového pásma. V oblastiach so



Obr. 6. Závislosť koeficientu stlačenia a obsahu popola na chodbách 71 143-0, 72 145-0.

Fig. 6. Relation of the compression ratio to ash content along corridors 71 143-0, 72 145-0.



Obr. 7. Závislosť koeficientu stlačenia a výhrevnosti – horný sloj (h_1).

Fig. 7. Relativity of compression ratio to heating capacity – upper seam (h_1).

zložitejšími tektonicko-úložnými pomermi – s prípadným výskytom prešmykových dislokácií – sú závislosti výhrevnosti oproti koeficientu stlačiteľnosti, a tiež oproti popolnatosti, v nesúhlasnom priebehu. Tektonické procesy ovplyvnili proces preuhoľňovania aj diagenézu danej časti uhoľného súvrstvia. Tieto poznatky potvrdzujú etapovitý tektonický vývoj na danom uhoľnom ložisku.

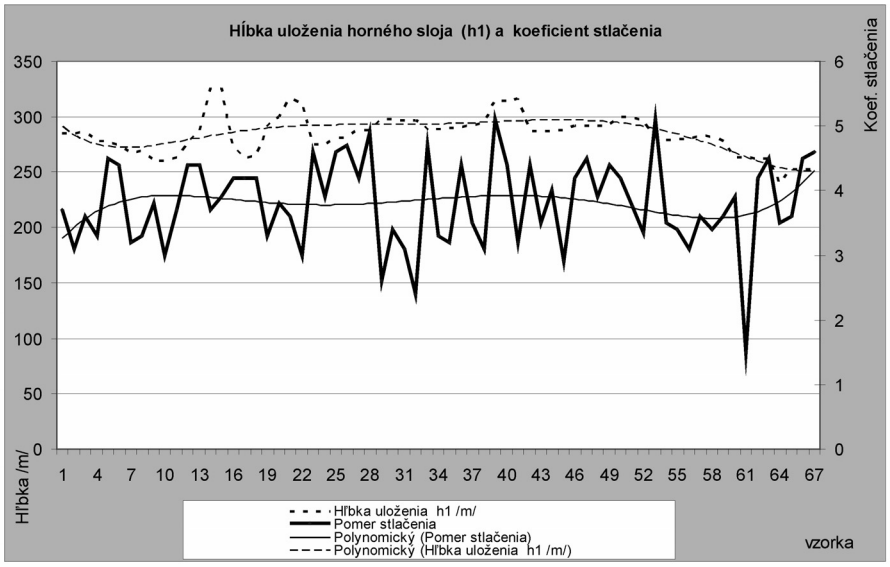
Naproti tomu v oblasti s pokojnejším priebehom sedimentácie, a zrejme aj preuhoľňovania, sú závislosti jednotlivých parametrov v súlade so všeobecne zisteným vývojom. Ak stúpa výhrevnosť, tak stúpa aj koeficient stlačenia; pri stúpaní parametra výhrevnosti klesá hodnota popola a stúpa parameter stlačiteľnosti, pričom klesá priebeh obsahu popola.

7. Závislosť recentnej hĺbky uloženia uhoľného sloja a koeficientu stlačenia v spodnom sloji – h_2

Uhoľný sloj v záujmovej lokalite vykazuje úklon od SV k JZ. Priemerná hĺbka uloženia podľa súčasnej morfológie terénu je cca od 270 – 340 m. Jednotlivé hodnotiace parametre poukazujú na anomálny priebeh. Hodnoty koeficientu stlačenia nekorešpondujú s parametrami kót povrchu, čo naznačuje, že vývoj morfológie nad záujmovým územím bol veľmi premenlivý, postihnutý denudáciami, zosuvmi a sedimentáciami hornín rôznych frakcií. Horniny nad spodným slojom boli vystavené rôznym endogénnym vplyvom počas sedimentácie medzislojových hornín a následne počas ukladania fytomasy z horného sloja.

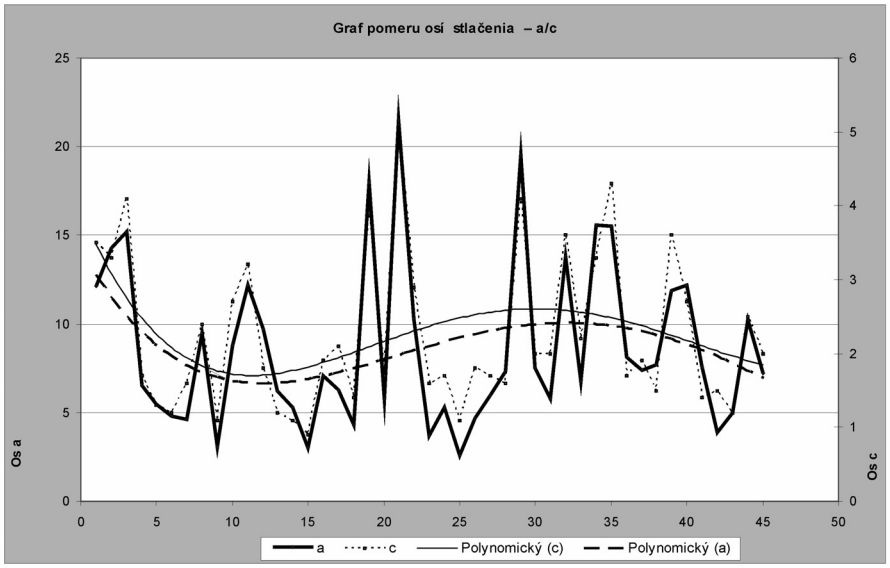
8. Závislosť koeficientu stlačenia a hĺbky uloženia pre horný sloj h_1

Skúmané parametre vyjadrujú lokálne súhlasné priebehy (obr. 8). Z grafov je možné vyčítať ich variabilný priebeh, ktorý súvisí s meniacou sa hĺbkou, respektíve s meniacou sa hodnotou hrúbky nadložných hornín nad uhoľným slojom. Táto skutočnosť poukazuje na mobilitu sedimentácie nadložných hornín. Podľa priebehu koe-



Obr. 8. Závislosť hĺbky uloženia horného sloja (h_1) a koeficientu stlačenia.

Fig. 8. Relation of the upper seam (h_1) deposit depth to compression ratio.



Obr. 9. Graf pomeru osí stlačenia – a/c.

Fig. 9. Graph of the compression axes rates – a/c.

ficientu stlačenia je teoreticky možné modelovanie hrúbky hornín nad uhoľným slojom v čase formovania sa ložiska.

Hrúbka nadložných hornín je variabilná. Finálna etapa sedimentácie nadložných košianskych ílov prebiehala v jazernom prostredí vo vrchnom bádene. Následná sedimentácia a denudácia hornín vyššieho nadložia bola pomerne dynamická a všesmerná. V neskoršom období vývoja hornonitrianskej panvy (vrchný báden, sarmat) sa prejavili dôsledky druhej etapy nadložného vulkanizmu s výraznými zmenami morfológie terénu nad uhoľným ložiskom.

9. Pomer osí stlačenia

Interakciou zložiek koeficientu stlačenia je možné konštatovať, že diagenéza fytomasy pravdepodobne prebiehala v rovnovážnom, vyrovnanom sedimentačnom prostredí bez výrazných napäťových anomálií (obr. 9). Pomery hodnôt osí stlačenia vykazujú priamoúmerný vzťah, čo dokazuje vyrovnané uhľotvorné prostredie.

Tektonická porušenosť uhoľného súvrstvia nastáva po ukončení sedimentácie fytomasy. Diagenetické pochody začali výraznejšie pôsobiť súhlasne so sedimentáciou nadložných košianskych ílov a počas vulkanických aktivít.

Záver

Uhoľné sloje vznikli fosilizáciou fytomasy uloženej pod nánosmi sedimentárnych hornín. O vzniku uhoľných slojov z fytomasy rezonuje v teoretickej rovine aj predstava o veľkých pohyboch zemskej kôry – kataklizmách, ktoré mohli byť príčinou enormnej koncentrácie rastlinnej hmoty na relatívne malej ploche, následne zaplavenej vodou.

Spomalenie subsidenčného režimu zapríčinilo, že fytogénnu uhľotvornú sedimentáciu vystriedala sedimentácia pelitická a v celej oblasti Hornonitrianskej kotliny vzniklo sladkovodné jazero, v ktorom sa vo vrchnom bádene usadil komplex nadložných košianskych ílov. V prípade hnedého uhlia nastali štruktúrne zmeny, pričom sa zachovali zreteľné stopy pôvodných drevín (Dopita et al., 1953; Dušák, 1999). Vzorky fosílií reprezentujú úlomky konárov, kmeňov a listov. Pri komplikovaných a dlhodobých chemických a fyzikálnych zmenách bola premena pôvodnej rastlinnej hmoty spojená s diagenetickými pochodmi. Stratou vody a kyslíka sa zvyšoval obsah uhlíka, čo malo za následok aj zmenšovanie objemu rastlinnej hmoty. Tieto zmeny prebiehali aj v dôsledku tlaku nadložných hornín. Všetky procesy sú vzájomne proporcionálne závislé a vplývajú na kvalitu uhoľného sloja (Dopita et al., 1953; Dušák, 1999).

Výskumom stlačenia časti flóry v terciérnych uhoľných slojoch sme získali dôležité poznatky o vývoji uhľotvornej hmoty. Hodnoty koeficientov stlačenia charakterizujú priebeh uhľotvorného procesu pri autochtónnych uhoľných ložiskách. Koeficient stlačenia poukazuje na podmienky vývoja uhľotvornej hmoty, a tiež na variabilné zmeny v okolitých vrstvách.

Na handlovskom ložisku v časti Cigeľ sme zistili variantné hodnoty koeficientov stlačenia v závislosti od vývoja geostatického tlaku nadložných vrstiev, geotechnologických zmien v uhoľných slojoch alebo od erózie nadložných vrstiev. V oblastiach s pomerne vyrovnanými koeficientmi stlačenia sú aj geologicko-úložné pomery stabilnejšie a ucelenejšie ako v lokalitách s variabilnými parametrami stlačenia fosilizovanej flóry. Na základe hodnoty koeficientu stlačenia vzniká možnosť modelového vyjadrenia pôvodnej hrúbky uhľotvornej hmoty z močiarno-jazerného obdobia vývoja uhoľnej panvy a pôvodného reliéfu terénu.

Výsledky závislostí koeficientov stlačenia a jednotlivých kvalitatívnych parametrov poskytujú konštrukčné možnosti riešenia bansko-geologických podmienok racionálnej exploatácie uhoľných ložísk. Tieto parametre v závislosti od koeficientov stlačenia poskytujú reálne možnosti posúdenia kvalitatívno-kvantitatívnych vlastností uhoľných slojov, napr. v prípade parametra obsahu popola a koeficientu stlačenia je možnosť získania prehľadu o priebehu výhrevnosti uhoľného sloja. Pomer jednotlivých osí stlačenia charakterizuje aj tlakovo-deformačný priebeh záujmovej oblasti. Napríklad v miestach s vyššími koeficientmi stlačenia sa neskôr zistila aj intenzívnejšia tektonická a deformačná aktivita v uhoľnom súvrství alebo výrazná anomálna erózia nadložných hornín.

References

Čech, F., Kraus, I., Petrík, F. & Mechaček, E., 1969: Handlovsko-novácka uhoľná panva. *Bratislava, GÚ UK, 277 s.*

Čechovič, V., 1959: Geológia treťohorných vrstiev severného okraja Handlovskej uhoľnej panvy. *Geol. Práce, Zoš., 53, 5 – 58.*

Dopita, M., Havlena, V. & Pešek, J., 1953: Ložiská fosílnych palív. *Praha, SNTL/Alfa.*

Dušák, V., 1999: Původ uhlí a jeho metamorfózy. *Časopis Energetika.*

Dzudzík, J., Uličný, B. & Vondračeк, Ľ., 1983: Malý Grič – surovina: hnedé uhlie, ZS DP, stav k 31. 3. 1983. *Spišská Nová Ves, Geol. Priesk., 31 s.*

Fazekaš, J., 1994: Výpočet zásob v DP Cigeľ, 1994. Hornonitrianske bane Prievidza.

Fazekaš, J., 2000: Effects of volcanism on coal beds in the Upper Nitra Basin. *Miner. Slov. (Bratislava), 32, 243 – 245.*

Fazekaš, J., 2009: Plynonosnosť uhoľných slojov v Hornonitrianskej panve – dobývací priestor – Cigeľ. *Acta Montan. Slov., 14, 1, 57 – 65.*

Kotulová, J. et al., 2010: ZS – Hornonitrianska kotlina – trojrozmerné geologické modelovanie exponovaného územia. *Bratislava, MŽP SR – ŠGÚDŠ.*

Pacltová, B., 1958: Palynologiký výskum terciéru v oblasti Handlová na Slovensku. *Čas. Mineral. Geol., 3 s.*

Planderová, E. & Snopková, P., 1968: Palynologické zhodnotenie paleogénnych a neogénnych sedimentov z oblasti Bojníc. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond, 112 s.*

Šimon, L., 1995: Prehľad názorov na geologickú stavbu vtáčnických vulkanitov. *Manuskript. Bratislava, archív KG PriF UK.*

Šimon, L., 1999: Geologická stavba vulkanitov Vtáčnika v neovulkanitoch stredného Slovenska. GS SR. *Zem. Plyn Nafta, 44, 1 – 2, 11 – 65.*

Takáč, M., 1978: Treťohorná flóra na hornej Nitre. Horná Nitra, *Vlastivedný zborník, VIII, Vyd. Osveta, 229 – 275.*

Rukopis doručený 12. 1. 2011
Revidovaná verzia doručená 2. 5. 2011
Rukopis akceptovaný red. radou 16. 3. 2011

Deformation overprint of caustobioliths during the diagenetic process in the Hornonitrianska kotlina Tertiary coal basin (Slovakia)

The deposits of caustobioliths – brown coal and lignite – in the Hornonitrianska kotlina Basin represent a significant raw material potential of the Slovak Republic.

Our study concerned the northern part of the exploitation area of the Cigeľ Mine, located at the western part of the Handlová coal deposit (Fig. 1). The deformed wood species remnants frequently occur there (Figs. 2 and 3). The research encompassing their inventarization and geometrization aimed to learn more about the diagenetic processes producing the coal-bearing seams. The compression of the flora remnants was observed preferably in the coal seams with the higher coalification grade (hemiphasis). The calculated compressibility index documents the diagenetic process of the coal-bearing seam, and also further qualitative parameters can be related to it.

The Hornonitrianska kotlina Basin represents an intra-montane basin filled mainly with Paleogene and Neogene marine and limnic, as well as volcanic sediments. The observed north-eastern part, and specially the 7th mining segment of the Cigeľ Mine consist of two economic seams, located in the northern and middle parts of the exploitation area. The *Upper Coal Seam (h_1)* is thick 3–5 m with the average heating capacity 13 MJ/kg and compression strength 17–22 MPa. The *Lower Coal Seam (h_2)* is thick 3–5 m with the average heating capacity 13 MJ/kg and compression strength 14–18 MPa.

The coalification of the phytomass was affected not only by the pressure (thickness of the overlying rocks), but also by the Neogene volcanic activity, heat flow, petrographic and chemical compositions of surrounding rocks, as well as by the tectonic overprint of the studied locality. The quality of the coal seams is determined by the parameter of the heating capacity, as well as the ash and water contents. Concerning the analyses of the coal seams, there are important the geomechanical parameters, like the compression strength and hardness. We have calculated that during coalification the original thickness of the plant bed was compressed with the coefficient 3.9, resulting in the recent thickness of the coal seams.

Our study has brought more comprehensive characterization of the coal deposit by the assessment of further geotechnical parameters:

Relation of the compression coefficient to the ash content A^d % in the lower (h_2) as well as the upper (h_1) seams. The lower compression coefficient indicates the lower ash content (Fig. 6).

Relation of the compression coefficient and the heating capacity in the lower (h_2) and the upper (h_1) seams (Fig. 7).

Relation of the heating capacity and the ash content.

Relation of the upper seam (h_1) deposition depth to compression ratio (Fig. 8).

Ratio of the compression axes indicates that the phytomass diagenesis probably occurred in the equilibrium and well-balanced sedimentation environment without more distinct stress anomalies (Fig. 8).

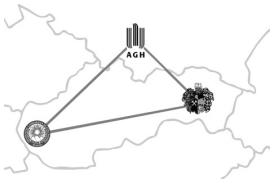
The research confirmed that in the parts of the deposit with the relatively equal compression coefficients also the geological-deposit parameters are more stable. The revealing of the relation of the compression coefficient to the qualitative parameters of the deposit contributes to the effective and rational exploitation of the coal deposit.

GeoVestník

Informačný spravodajca pre geológiu, baníctvo, úpravníctvo a životné prostredie

Príloha časopisu Mineralia Slovaca, roč. 43, č. 2

Herlandia 2011



12th International Conference of Young Geologists

Medzinárodná konferencia mladých geológov, 12. ročník

Kamienica, Poland; 28.–30. April 2011

M. Dwornik, M. Kováčová, B. Zahradníková, J. Majka, L. Zahradník, M. Gregáňová, J. Kondela, Ľ. Štrba, L. Vizi, J. Bazarnik, M. Drzymała, A. Duś-Picheta and M. Maruta

Abstract: *The 12th International Conference of Young Geologists was held in Kamienica (Poland) on 28–30 April 2011. About 70 young scientists from Poland, Slovakia and Czech Republic presented 50 lectures divided into thematic blocks, dealing with tectonics, sedimentology, paleontology, biomineralogy, mineralogy, petrology, geophysics, geochemistry, geoengineering, geoinformatics and hydrogeology. The fieldtrip presented the geology of the Magura nappe between localities Czorsztyn and Mszana Dolna (Outer Western Carpathians).*

Key words: *geological conference, contribution to geosciences*



The 12th International Conference of Young Geologists was held in Kamienica (Poland) on 28–30 April 2011. The Conference was held in the Polish Outer Carpathians, in Kamienica, located between the Gorce Mts. and the Beskid Sądecki Mts. All participants were hosted in the newly renovated Dworek-Gorce complex. The conference had been organized under the guarantee of the Slovak Geological Society (SGS), AGH University of Sciences and Technology (AGH), Cracow (PL), FaNS Comenius University (CU), Bratislava (SK), the FaBERG of Technical University (TUKE), Košice (SK). For several years the members of the scientific committee have been Prof. Dušan Plašienka (CU), Prof. Tibor Sasvári (TUKE) and Prof. Anna Świerczewska (AGH). The conference was organized by Ph.D. students from AGH and the members of the Geological Club from Bratislava.

About 70 young scientists from Poland, Slovakia and the Czech Republic presented almost 50 lectures, which were grouped into thematic blocks of tectonics, sedimentology, paleontology, biomineralogy, mineralogy, petrology,

geophysics, geochemistry, geoengineering, geoinformatics and hydrogeology. A possibility of the use of native Slavic languages has contributed to a friendly atmosphere during this conference and helped to stimulate international scientific collaboration.

The representative of the Galicia Tectonic Group (GTG) Prof. Witold Zuchiewicz has awarded as the best student presentation in English language the lecture by Marzena Kohut (AGH), presenting the new research results on Icelandic volcanic activity.

Important parts of the meeting were two "evening dinner discussions". The first evening, Maciek Dwornik (AGH) presented slides from his expeditions to Spitsbergen. The next evening, Aneta Anczkiewicz (Polish Academy of Sciences – PAS) introduced participants to the fission track method and showed the results of this dating method being applied to the area where the post-conference fieldtrip took place.

The fieldtrip guided by Nestor Oszczypko (Jagiellonian University of Cracow), Witold Zuchiewicz (AGH) and Aneta Anczkiewicz (PAS) has aimed to present the geology of the Magura nappe between Czorsztyn and Mszana Dolna. Several interesting outcrops were visited.

The next conference will be held on 26–28 April 2012 back in Herľany near Košice, Slovakia.

mineralia slovaca

D. AXMANN: **Badenian microborings from Southern Moravia area and their value for paleoecologic interpretation**

Department of Geology, Masaryk University, Brno, Czech Republic

Miocene (Lower Badenian) clays in the eastern Bohemian locality Česká Třebová provided finds of a microboring *Planobola macrogota* which is significant for shallow marine settings (few dozens of metres of depth as the maximum). In comparison, South Moravian localities of the same age and rock composition provided different assemblages of microborings that are significant for depths of hundreds of metres.

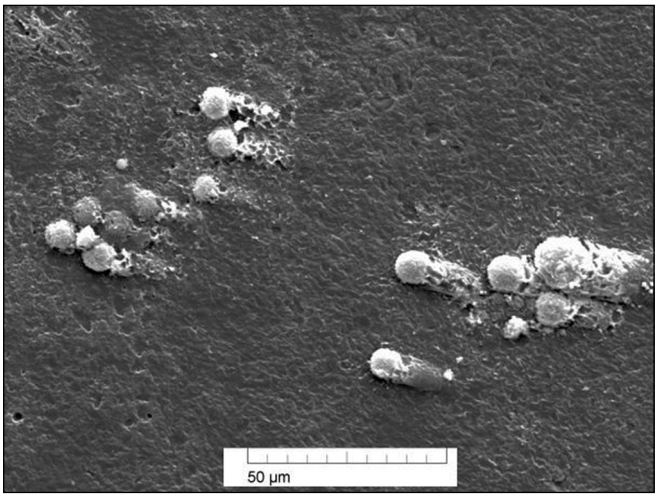


Fig. 1. Microborings *Planobola macrogota* from locality Česká Třebová-cihelna. SEM image, Erlangen University.

A. BIENIEK[1], M. PAWLIKOWSKI[1] and T. NIEDŹWIEDZKI[2]: **The extent of the mineralization and the destruction of the trabecular bone: The results of the analysis of the head of femur**

[1]Department of Mineralogy, Petrography and Geochemistry, AGH-UST, Cracow, Poland
[2]Department of Traumatic Surgery, Orthopedics and Rehabilitation, UJ Collegium Medicum, Orthopedic Surgery Department of the L. Rydygier's Hospital, Cracow, Poland

In the presented interdisciplinary project, the mineralogical knowledge and analyses were used to describe the processes and the pathologic states occurred in the human skeleton system. The material for the investigation was retrieved from the patients who had implanted a hip joint endoprosthesis. During the macroscopic observation the avascular necrosis was identified in some of the femoral heads.

As a part of the research, the Dual Energy X-ray Absorptiometry (DEXA) was carried out on the 1 cm thick pieces of a human femoral head. The analyses were performed to examine the mineral density (BMD) and the bone mineral content (BMC) of the samples. The densitometry is found as a very precise method which allows determining even the minor changes in the amount of a mass of the bone. The Dual Energy X-ray Absorptiometry analyses allowed also to define the T-score and the Z-score indicators (the T-score is the number of the standard deviations below the average for a young adult at peak bone density; the Z-score is the number of the standard deviations below an average person of the same age). The measurement of the bone mineral density was performed for each sample separately and the BMD was determined in the places for which the T-score indicator was the lowest and the highest in a particular piece of the femoral head. The DEXA analyses allowed creating a three-dimensional model of the distribution of the diminution in the bone apatite in the samples.

The microscope observations were conducted using the polarizing microscope. This allowed determining the density and the extent of the mineralization of the trabecular bone of the femoral head. The destruction of the mineral structure of the calcium phosphate was observed and the places with the greatest decrease of the bone mineral density due to the breakup of the structure of hydroxylapatite were described.

In this study, the results of the mineralogical (optical microscopy) and the medical (DEXA) analyses of the extent of the mineralization and the destruction of the femoral head were compared.

It appeared that in some cases the results of the Dual Energy X-ray Absorptiometry analysis do not reflect the actual density and the apatite – based mineralization of the trabecular bone. The cause of these observations is an objective of further examinations.

P. BOŻĘCKI, M. KOTULSKA and G. RZEPA: **Variability of water composition in the AMD-type environment: The Łęknica region case study**

Department of Geology, Geophysics and Environmental Protection; AGH – UST, Cracow, Poland

Acid mine drainage (AMD) environments are generated as an effect of the oxidation of sulphide minerals (often pyrite) exposed to an oxidant (usually atmospheric oxygen) and water. Due to complexity of the process, involving variety of biochemical reactions as well as different primary reactants, the water chemistry of AMD--type environments can vary significantly. The objective of this work

was to characterize that variability on the example of the Łęknica region (western Poland), where the 20th century excavation of pyrite--containing lignite caused formation of such an acidic environment. Water samples were collected at 11 sites (lakes and water outflows) in the one-month interval between October 2009 and September 2010. Selected physicochemical parameters (temperature, pH, Eh, EC, colour, turbidity) and chemical composition of the waters (main cations and anions, trace elements) were determined each time.

The analysed waters are highly mineralized (EC up to 2 920 μS/cm), acidic (average pH 3.56) and rich in iron and sulphate (up to 523 mg/L and 3 082 mg/L respectively). On the other hand, concentrations of sodium, potassium and chloride are relatively low (usually few mg/dm^3) and bicarbonate is absent. However, a quite wide range of chemical composition as well as physical parameters in different sampling sites is noteworthy. For instance, the average iron concentrations range from 2.92 to 375 mg/L, those of sulphate and calcium, from 294 to 1 733 mg/L and from 50 to 345 mg/L, respectively. Similarly, average pH value extends from 2.66 to 5.33 and electrolytic conductivity from 796 to 2 673 μS/cm. Such variability may be related to different water sources, but seems to be a result of the reservoirs' dimensions as well – the smaller ones usually exhibit higher mineralization and acidity than the larger. Seasonal changes in the composition and properties of the studied water have been observed also. For example, greater part of sampling points exhibited lower electrolytic conductivity values in April, June and August 2010, thus during or just after periods of thaws or floods. A distinct negative correlation between EC and pH values has also been found in many lakes. Periodical changes in iron concentrations are probably an effect of variable sulphide oxidation rate due to weather conditions and also activity of microorganisms (mainly *Acidothiobacillus ferrooxidans* and *Galionella ferruginea*). Lower amounts of that element in lakes' water found in April and August 2010 seem to be connected with the water dilution by spring thaws and intensive rainfalls. Surprisingly, iron and sulphate concentrations are often negatively correlated. On the other hand, sulphate and calcium activities are correlated positively. Abundant gypsum precipitation was observed in dry months while this mineral appears to dissolve during humid periods. It is therefore highly probable that sulphate concentration in water is not only controlled by pyrite oxidation but by gypsum precipitation-dissolution reactions as well.

Results of this work indicate that the water composition varies, both spatially and seasonally, despite quite limited studied area, similar origin of the reservoirs and general environmental conditions (low pH, high Eh, high mineralization). These phenomena may be influenced by geological and geomorphological factors (different water source, rock type and/or lake size). Ambient conditions such as temperature, atmospheric precipitation, and microbiological activity also play an important role. However, these processes are not fully understood, so advanced research in this area, comprising longer period of time and involving biogeochemical and microbiological analyses should be done in the future.

This work was supported by MNiSW: (Project No. 0700/B/P01/2009/37) and AGH-UST (Project No. 11.11.140.158).

K. BRUDECKI[1], E. GOLEC[2, 3, 5], E. TOMANKIEWICZ[1], J. GOLEC[3, 4], S. NOWAK[2, 3], E. SZCZYGIEL[4] and J. W. MIETELSKI[1]: **Plutonium, Americium and ^{90}Sr in human bones obtained from routine joint replacement surgery: Material and methods**

[1]The Henryk Niewodniczański Institute of Nuclear Physics, PAS, Cracow, Poland
[2]Traumatology and Orthopaedic Clinic, 5th Military Clinical Hospital and Polyclinic, Independent Public Healthcare Facility, Cracow, Poland
[3]Orthopaedic Rehabilitation Department, Chair of Clinical Rehabilitation, Faculty of Motor of the Bronislaw Czech University School of Physical Education, Cracow, Poland
[4]Physical Therapy Department, Institute of Physical Therapy, Faculty of Heath Science, Jagiellonian University, Medical College, Cracow, Poland
[5]Department of Physical Therapy Basics, Faculty of Physical Therapy, Administration College, Bielsko-Biała, Poland

Studied isotopes are present in investigated samples mainly as a result of nuclear weapons tests in the last century. In the case of plutonium and americium the main exposure pathway was inhalation, in the case of strontium it was ingestion. In human body radionuclides are accumulated in majority in liver and bones (Pu, Am) or only bones (Sr).

Bone tissue samples were obtained during routine surgeries – the replacement of knee or hip joints by implants. Patients belong to general population, not exposed in any special way to radioactive contamination. Surgeries were conducted in the V Military Hospital in Cracow. Studies got an approval of council for ethics in medical research. Samples were ashen in 600 °C for two days (this removed most of carbon). The ashes were gently soaked in a glass beaker with 100 ml of 6M HCl. Two subsequent precipitations of calcium oxalates were completed to obtain two fractions: 1) transuranic (Pu+Am) and 2) strontium at pH 3 and 6, respectively. Transuranic fraction was dissolved in 100 ml of 1M HNO_3. The oxidation state of Pu was adjusted to +4 using hydrazine and $NaNO_2$ and after conversion into 8M HNO_3, the fractions were passed through Dowex-1x8. Am passes the column without retention. Thorium, together with Pu remains in the column, was eluted with 12M HCl and then Pu was eluted using 50 ml of 0.1M HF – 0.1M HCl. Alpha spectrometric Pu sources were prepared directly in the solutions using NdF3 method. Am was co--precipitated with $Fe(OH)_3$ at pH 9, dissolved in 4M HNO_3 and passed through conditioned TEVA column (this step was required to remove thorium traces). Next, Am was separated from any traces of the matrix, especially from the rare-earth elements, using methanol-acid solutions. Alpha spectrometric Am sources were prepared by the same method like Pu sources. Both Pu and Am sources were measured using alpha spectrometer. Each Sr fraction was dissolved in 100 ml of 4M HNO_3, and then directly passed through the conditioned Sr--Resin column. Strontium was eluted using 30 ml of deionized water, evaporated and purified from traces of ^{210}Pb. Finally, each of the solutions was mixed with 15 ml of HiSafe3 liquid scintillation cocktail and measured using beta spectrometer.

Altogether 23 samples were yet analysed. The global fallout seems to be the main source of observed yet radioactive contamination of human bones from Southern Poland. Since there is no local sources of Pu, Am or ^{90}Sr (no nuclear industry at all in the whole country scale) this data can be used as background level for temperate zone populations of the Northern Hemisphere. We are intending also to introduce ICP-MS to more careful study on Pu isotopes ratios and thus Pu origin.

B. BUDZYŃ[1] and D. E. HARLOV[2]: **The experimental alteration of xenotime in the presence of fluids and aluminosilicate minerals**

[1]Institute of Geological Sciences, PAS, Cracow, Poland
[2]GeoForschungsZentrum Potsdam, Telegrafenberg, Potsdam, Germany

The experiments on xenotime alteration in the presence of fluids and aluminosilicate mineral assemblage have been performed using the hydrothermal apparatus. The starting materials included inclusion--free crystals of xenotime, albite, K-feldspar, biotite, muscovite, SiO_2 and CaF_2. Fluids included 2M KOH, 2M NaOH, 2M $Ca(OH)_2$, and $Na_2Si_2O_5$ + doubly distilled H_2O. Minerals (25 mg) and fluids (5–10 mg) were loaded into 3 mm wide, 15 mm long Au capsules and arc welded shut while the capsule was partially immersed in an ice-water bath. The temperature and pressure conditions were 450 °C and 590 MPa decreasing to 540 MPa at the end of the run over 16 days. The experimental products were analysed using scanning electron

microscope equipped with an electron dispersive spectrometer at the Institute of Geological Sciences of the Jagiellonian University in Cracow.

The xenotime alteration was observed in all runs. The experimental products include the Y-rich britholite, fluorapatite, and a mineral with a composition similar to the sodic clinoamphibole. The preliminary experimental data are partially consistent with observations in nature. The low to medium grade metamorphic alteration of xenotime in granites lead to formation of the secondary Y-rich apatite and Y-rich epidote (Broska et al., 2005), which was not observed in the experimental products. Future work will expand these experiments on xenotime stability to include garnet in the above mineral assemblage as well as expand the P-T range.

A. CHMURZYŃSKA: **Preliminary results of mineralogical and chemical analysis of lacustrine chalk from the Szczerców Pit (Bełchatów Lignite Mine)**

Department of Geology, Geophysics and Environmental Protection, Department of Mineralogy, Petrography and Geochemistry, AGH-UST, Cracow, Poland

One of the associated mineral raw material from Bełchatów Lignite Mine is the lacustrine chalk. Over the years the mineral and chemical composition, deposition conditions and resources of Miocene calcareous deposits in the Bełchatów Pit was repeatedly studied, and it turned out that the mineral is characterized by significant resources, and favourable technological parameters. Similar properties are characteristic to the calcareous deposits from the Szczerców Pit, where the presence of the two continuous horizons of lacustrine chalk was discovered. The older level, a part of the Lower Miocene, occurs in the western part of the lignite deposit, mainly in the lower part of the coal complex. The younger level, is a part of the Middle Miocene. It is known from the upper part of the coal complex, mainly from central and eastern part of the lignite deposit.

The calcareous deposits are lithologically diversed and for practical reasons two main varieties of chalk were distinguished. The first one is white, that represents lacustrine limestones. The second one is dark grey, coal-bearing – calcareous gyttja. It was also known the presence of silicificated type.

Samples taken for this research, mainly belong to the calcareous gyttja. Only one sample represents the white variety – lacustrine limestone. All of the samples was detailed analysis. Chemical analysis was based on the wet sample mineralization (using HF, $HClO_4$ and HCl acids). In this solutions the contents of major and trace elements (Ca, Mg, Fe, Al, Si, Na, K) were determined by Atomic Absorption Spectroscopy (AAS) using a Philips 9100X spectrometer. In addition, other chemical properties were determined: moisture, loss on ignition. Mineral composition was performed using powder X-ray Diffraction Method on Philips APD X'pert Diffractometer. Identification of mineral phases was based on ICDD data base whit using the computer program XRAYAN.

Quantitatively the most abundant element in the limestone is calcium – a major component of minerals such as calcite or aragonite. In tested samples content of this element in the oxide form is 53.30 wt.% for a white type and av. 50.82 wt.% for the dark type. There is no significant differences in concentration levels of other measured elements in lacustrine limestone and in calcareous gyttja. The content of magnesium oxide is between 0.07–0.13 wt.%. Low concentration of magnesium is due to the fact that calcite in tested limestone has a land origin. It is well known that this type is characterized by a low-magnesium content. The content of silica oxide (SiO_2) and aluminium oxide (Al_2O_3) is relatively low – 0.23 wt.% (SiO_2) and 0.04 wt.% (Al_2O_3). The iron content, in the form of the Fe_2O_3 is 0.08 wt.% The studied limestone rocks are characterized by a low concentration of alkalies in oxides form – 0.12 wt.% for Na_2O and 0.06 wt.% for K_2O. The content of manganese and titanium oxides is 0.02 wt.%, for MnO and 0.05 wt.% for TiO_2. The results of chemical analysis were confirmed by X-ray powder diffraction research which showed the presence of all main diffraction lines of calcite (3.861, 3.040, 2.494, 2.283, 2.096 Å).

To sum up, the preliminary results of chemical and mineralogical analyses of lacustrine chalk have confirmed that the studied rocks are almost monomineral, built predominantly of calcite.

M. CHUCHRO: **Sum of biogas production on wastewater treatment plant analysis**

Department of Geoinformatics and Applied Computer Science, AGH-UST, Cracow, Poland

The extraction of meaningful information from the environmental time series data could be an effortless and long-lasting process. Various methods of analysis and comparison of results using statistical measure errors for noisy environmental time series will be presented in this paper.

For analysis there were used the sum of biogas production on wastewater treatment plant time series, with daily resolution and eight years duration. Analysed data are stationary with distinct seasonal component and strong irregular component. During analysis there were used the weather data, especially amount of precipitation, mean and maximum temperature, humidity and wind speed. Some analysis also included fundamental parameters of wastewater treatment, inter alia: inflow, BOD, COD, SS, nitrogen and phosphorous compounds.

Accomplished time series analyses included the standard and alternative methods of trend, seasonal component recognition, modelling and prediction on standardized, normalized and filtrated data. As a standard methods of analyses there where used: the correlation matrix, ACF, PACF, multiple regression, seasonal auto--regressive integrated moving average (SARIMA), mononomial trend, Census I, Census II variant x11, smoothing, Fourier analysis, nonlinear estimation using sine function.

As alternative methods there were used the data from mining methods with artificial neural network, trees, independent component analysis, principal component analysis, MARS. Also as an alternative method for the time series analysis there were proposed a graphical analysis of the time series grouped into a table with adjusted colour scale for numerical values. The proposed method is flexible, especially for noisy environmental data. Standard methods of pattern recognition and verification could be easily implemented to this graphical analysis. Results of modelling and predictions were tested using statistical and economical coefficients and ex-ante, ex-post tracking errors.

Knowledge about the time series structure helped to determine important components of prediction models. An ex-ante and ex-post errors were estimated for assessment model quality. The best prediction results were received for multiple regression, SARIMA and neural network prediction models. Mean absolute percentage errors (MAPE) computed for those models were lower than ten. Calculated Janus coefficients showed that predictions were accurate. Predicted values could be used separately as a three possible options with confidence range or as an average of those values with confidence range.

This paper was written as part of the research Project No. 18.18.140.942 of the Department of Geoinformatics and Applied Computer Science, Faculty of Geology, Geophysics and Environmental Protection, AGH University of Science and Technology.

M. DAMRAT[1] and A. ŚWIERCZEWSKA[2]: **Modelling of Załęcze gas field (W Poland) and paleogeographical interpretation of the hydrocarbon trap**

[1]Institute of Geological Sciences, Jagiellonian University, Cracow, Poland
[2]Department of Geology, Geophysics and Environment Protection, AGH-UST, Cracow, Poland

The aim of this study was the construction of complex model for the Załęcze gas field (western Poland) using Petrel 2010.2 software

by Schlumberger Logelco Inc. Gas occurs there in Rotliegende eolian sandstones. Hydrocarbons become trapped by impermeable Zechstein evaporitic sealing.

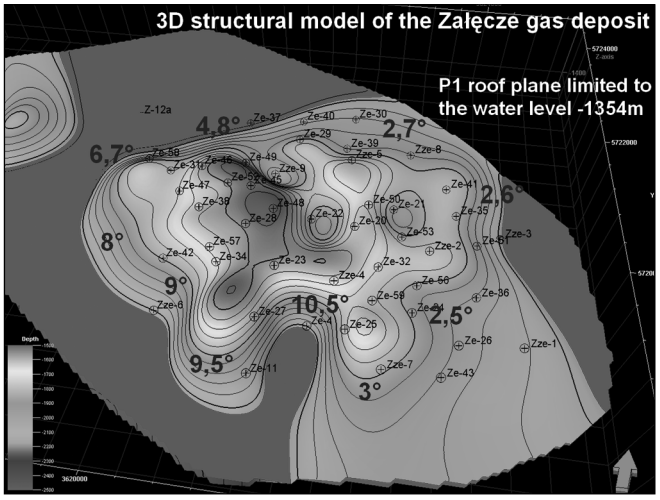
Modelling was carried out in two steps. At first, the depth and thickness of the deposit and morphology of the gas horizon roof were done. Thickness of impermeable Zechstein caprocks was also estimated. During the first step, the data from more than 50 drill holes were used and deterministic algorithms (Kriging) were applied for modelling evaluation.

In the next step of processing, structural model was obtained. This model was geometrical framework to estimate effective porosity and effective permeability distribution in the gas field. Because of sparse laboratory data, conditional stochastic algorithms (Sequential Gaussian Simulation) had to be used for estimation of effective porosity and effective permeability. Unfortunately, final models showing porosity and permeability distribution are disappointing.

Paleogeographical position of the Załęcze gas field in Polish Rotliegende basin and interpretation of the obtained model (Fig.) allow inferring that discussed structure is fossil dune. The differentiated compaction and reworking of the top of eolian sands by Zechstein sea resulted in shape distortions of the dune. Main elevation is located in the western part of the dune. Flanks in the western part of the dune are steeper than flanks in the eastern side. Shape of the dune is probably strongly modified and, therefore, is difficult to interpret.

Two solutions of the dune classification can be considered. According to observed denivelations and steepness of slopes, discussed dune could be either a star-shaped dune or a large-scale parabolic dune. In the first case, it is not possible to indicate main wind direction. In the second case, predominant direction of dune movement was from west to east.

Computer software was provided by Faculty of Geology, Geophysics and Environment Protection, AGH University of Science and Technology.



P. DUDA: **Preliminary results of mineral composition of marble from Sławniowice regarding regional metamorphism**

Department of Mineralogy, Petrography and Geochemistry, AGH-UST, Cracow, Poland

Quarry of crystalline limestone of Sławniowice is one of the largest marbles deposits in Poland. It is located in the north of Nysa, near to Polish-Czech Republic border in the East Sudetes (Kodym, Fusán and Matějka, 1967). In the quarry, besides Precambrian marble, the micaschists, dolomites, pegmatites, rocks of granite type, aplites and secondary quartz veins occur (Bereś, Dumicz and Kozłowski, 1966). Deposit consists of six crystalline limestones seams, mica schists, gneisses and sometimes amphibolite schists and amphibolite layered (Lewicki and Wyszomirski, 2005).

Mineralogical study of the crystalline limestone from Sławniowice showed that they are mainly composed of calcite, as well as none-carbonate minerals such as quartz, biotite, muscovite, chlorite, apatite, zircon, monazite, titanium minerals, iron oxides and hydroxides and Mn-Ba minerals.

In the crystalline limestones, quartz is in the form of xenomorphic crystals, generally as small, elongate inclusions in calcite or in the form of bigger, sometimes deformed blasts, often with a mosaic structure and wavy extinction filling the spaces between the carbonate blasts. Therefore, in the studied rocks two generations of quartz are present – primary quartz occurring as inclusions in calcite and metamorphic quartz crystallizing in the space between the blasts.

Dominant mineral among micas is biotite, which is characterized by a pale yellow colour and usually undergoes the process of chloritization. Muscovite is rare and generally occurs in the form of small and often deformed lamellae.

Chlorites usually form differently oriented lamellae and scales aggregates. They are represented by different varieties of chlorites showing both – normal grey and subnormal blue and brown-grey interference colours. Chlorites are secondary minerals. They were probably the product of biotite and/or other aluminosilicates transformation.

Among the accessory minerals, apatite and titanium minerals are frequently occurring minerals. Apatites form the hexagonal prisms properly crystallized. Titanium minerals in the rocks are represented by rutile and probably anatase. They are characterized by yellow and red-brown colour, weak pleochroism and a very strong relief. They occur as a small needles and prisms crystals. Occasionally, in the limestone can also be found zircon, monazite, iron oxides and hydroxides and Mn-Ba minerals.

These observations suggest that in the studied rocks stable is following group of minerals: calcite + quartz + chlorite + muscovite + biotite. They indicate the conditions of greenschist facies regional metamorphism.

M. DUNČKO: **Stability assessment of Gôtovany – Važec area for high-voltage wireway**

Department of Engineering Geology, Comenius University, Bratislava, Slovak Republic

The article presents landslide vulnerability assessment of high-voltage wireway in the Liptovská kotlina Basin, between Gôtovany and Važec villages. Reactivated slope deformations affect agricultural land, forests, and energy infrastructure in a form of high-voltage poles disruption causing the direct and indirect costs.

From the geological point of view, the largest area of the Liptovská kotlina Basin is built of Paleogene rocks and Quaternary sediments, mostly fluvial, glacifluvial and glacial sediments. Mesozoic rocks of the Choč and Krížna nappes are present here only marginally.

Landslides in the area of interest are frequent, being are developed in the Tertiary rhythmic flysch rocks (claystones and sandstones) and slope sediments.

The elements at risk calculation are generally based on a simple statistical calculation by the key attributes (relevant factors) that are decisive for the stability assessment.

Here-in logical trees method is used for vulnerability assessment and risk analysis. Another term frequently used for this procedure is a tree diagram or branched graph. It is a graphical representation of events in time. Logic trees determine what effect stems from an event or cause which leads to an event. Using a logic tree there can estimate the probability of a phenomenon which can be analysed adverse to the event occurrence (Pate-Comell, 1984).

Construction of each logical tree begins with preparing a scenario of relevant factors, in our case: slope, groundwater level, depth of high-voltage pole foundation and its relationship to the estimated shear surface and position of high-voltage pole to the slope deformation.

The factors are arranged in a logical tree in the form of a graduated effect on activation of slope deformation (landslide) expressed in % (probability of activation). Probability is expressed in the interval between 0 to 1, corresponding percentages of 0 to 100 %. The result is the probability of which will be used to mobilize slope deformations with their potential negative impact on high-voltage poles. The rational position of individual elements of the logical tree indicates the probability of the movement of the landslide, damaging the building environment (pole and high-voltage wireway). It is indicated by the negative probabilities of factors.

The result is presented in a form of engineering geological map, showing areas vulnerable to landsliding. This procedure is also a proposal of remediation measures by which to minimize the negative impact of landslide processes on objects (wireway poles) in the study area.

This work was supported by the grant MŠSR VEGA 1/0499/08.

M. DWORNIK and A. PIĘTA: **Stochastic inversion of seismic tomography data in VTI geological medium**

Department of Geoinformatics and Applied Computer Science, AGH-UST, Cracow, Poland

Anisotropy of seismic wave propagation is a commonly observed phenomenon. There are several causes of this, i.e. the fine layering, systems of cracks and faults, orientation of crystallographic axes. Reconstruction of anisotropy parameters is one of the modern problems, which can be solved by the seismic tomography.

Several models are introduced to describe seismic anisotropy. This work is focused on vertical transverse isotropy (VTI) model which represents almost horizontal plane-parallel finely layered media. Five independent coefficients of stiffness tensor are necessary to describe VTI model. In an isotropic case, number of independent coefficient of such model reduces to two.

Nonlinear relationship between travel time of seismic waves and model parameters eliminated traditional methods of inversion, like matrix decompositions or algebraic reconstruction methods. Stochastic algorithms represent method that can be used to obtain stiffness tensor coefficients values in a geological medium. In this work Monte Carlo methods with and without local searching and genetic algorithms have been tested. Both methods require a huge number of iterations, which increase significantly computational time. Another disadvantage of these methods is a fact that they do not guarantee obtaining a correct solution in assumed time.

Monte Carlo methods and genetic algorithms have been tested on typical velocity models of geological medium. For these geological media seismic wave propagation has been modeled. Finite difference method with staggered grid was used to obtain the real values of velocity and stress vector components. This data was used to create synthetics seismograms, which were next used to obtain theoretical travel times.

Stochastic seismic tomography inversion was done in two stages. In the first step of computation, randomly chosen velocity model was set. Then seismic wave travel times were calculated to evaluate the accuracy of obtained values. Demand of stability for the random velocity distribution models and short calculation time caused that the shortest path method was chosen to solve a forward problem. A disadvantage of this method is a less precision of estimated travel times than in the case of full wave field modelling.

Results of an inversion show problems of non-uniqueness of obtained solution. Moreover, necessity of huge number of iterations caused huge calculation time, which can be overcome by parallelization of these stochastic algorithms.

This work has been financially supported by Faculty of Geology, Geophysics and Environmental Protection, AGH University of Science and Technology, Project No. 11.11.140.561.

M. FRIEDMANOVÁ: **Analysis of Sarmatian deposits within the East Slovakian Neogene Basin**

Department of Geosciences, Technical University, Košice, Slovak Republic

Currently, petroleum is a main source of energy for recent civilization, and it is also one of the most important raw materials for chemical industry. In these days, the main interesting areas include some types of sedimentary basins and areas within delta type sediments. In the past, the territories filled with the delta type sediments, belonged among the most productive areas, and today also represent the most productive areas in the production of hydrocarbons. For this reason, it is necessary to know and study the evolution of these sediments in this type of sedimentary basins.

Evolution of the East Slovakian Neogene Basin was still controlled by the character of subduction between the Carpathian Orogene and the North–European Platform.

Based on the surface and subsurface studies, there was defined and interpreted the evolution of Sarmatian deposits in the East Slovakian Neogene Basin as well as the depositional environment in this Neogene basin. The Early Sarmatian deposits in the East Slovakian Neogene Basin are built of the Stretava Formation. The surface analysis consists of the sedimentological profiling, logging and determination of depositional facies including their facial associations. Subsurface analysis aims at the interpretative correlation of drill cores, well logs and seismic profiles. After subsequent analysis of all information there was defined the sedimentological facies associations.

Final correlation and analysis based on all data and information obtained from surface and subsurface sediments research of the Stretava Formation support the assumption of the delta environment at the margin of Neogene basin that southeastwards passed to a shallow sea.

A. GŁUSZYŃSKI: **Structural interpretation of 3D seismic data from the Carpathian front at Pilzno (SE Poland): Preliminary results**

Institute of Geological Sciences, Wroclaw University, Wroclaw, Poland

3D seismic data recently acquired by the Polskie Górnictwo Naftowe i Gazownictwo S.A. (Polish Oil and Gas Company) near Pilzno allow an accurate recognition and description of the deep geological structure of the studied area. The aim of this paper is to present the geometry of the contact zone between the Carpathian orogen and the foredeep and within its Permo-Mesozoic substratum. The interpretation was facilitated using Kingdom (™SeismicMicro) and Petrel (™Schlumberger) software packages, relying on, among others, seismic attributes.

It appears from the interpretation of the seismics that the folded and overthrust Miocene strata of the Zgłobice Unit above the triangle zone's frontal backthrust were displaced toward the northeast along an oblique ramp in the west and were thrust upon a frontal ramp of E–W strike in the north. Fault-bend frontal anticlines developed above both the ramps. A SW-plunging syncline was also formed parallel to the oblique ramp in the west. Its SE limb overlies the triangle zone's frontal backthrust. Below the frontal backthrust the tectonically thickened and folded Miocene evaporites occur, attaining as much as ca 700 m in thickness. The Mesozoic basement of the Carpathian foredeep in Pilzno area is dissected by the SW--throwing normal faults together with accompanying subordinate lower-order events. The throws on those faults reach up to several tens of metres.

The study was financed by the Project No. 5281/B/P01/2010/38 of the Polish Ministry of Science and Higher Education.

E. GÓRSKA-MRUK: **The different velocity models for time to depth conversion of Zechstein complex in the southwest part of the Polish Lowlands**

Department of Fossil Fuels, AGH-UST, Cracow, Poland

The main aim of seismic survey is to locate the reflectors correctly in the depth domain. Effective time to depth conversion of salt diapirs requires accurate modelling of velocity data. The author is presenting an overview of different velocity models for the conversion of time to depth using the set of seismic section from Murowana Goślina – Kłecko survey (the southwest part of the Polish Lowlands) and 22 wells with full set of borehole geophysical data and stratigraphic data.

The velocity model for the time to depth conversion of 2D seismic data (9 profiles) was constructed in several steps. They included preparation of a structural framework within which procedures of loading and editing stacking velocity data, building the 3D interval velocity model from stacking velocities and the final calibration were subsequently implemented. The structural framework was created on the basis of the time maps of the interpreted 10 horizons (using software: GeoGraphix Discovery and SMT Kingdom). Provided seismic velocities were interpolated in the structural frame and were smoothed by a wide bell shaped filter and were calibrated by the use of formation tops. It was first velocity model, which was created using the DepthTeamExpress and Promax software. In the next versions of the velocity models there was modelled interval velocity only in Zechstein complex by using the constant interval velocity and the function two-way traveltime isochores vs. interval velocity on the base time – depth table (using Petrel software).

The results of conversion using the different velocity models are presented on several graphs (e.g. Fig. 1) for comparison the precision of solutions.

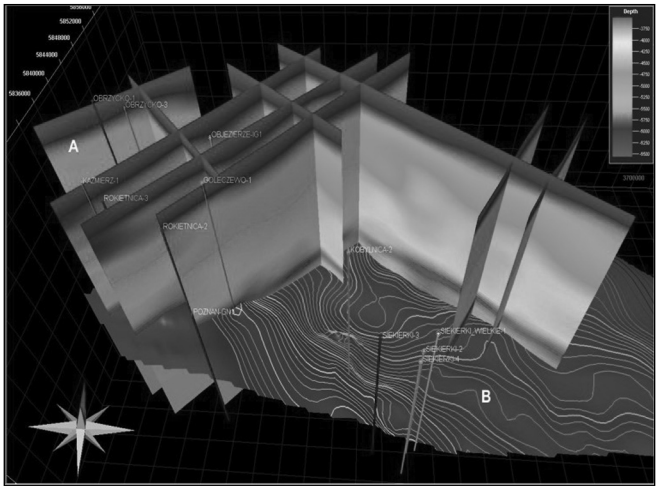


Fig. 1. One of the discussed models of velocity distribution. A – one of the seismic sections presenting the created velocity field, B – shape of the bottom of the Zechstein.

W. GRZYWACZ and J. MATUSIK: **Methanol complexes with kaolin minerals of low structural order: IR study**

Department of Mineralogy, Petrography and Geochemistry, AGH-UST, Cracow, Poland

Kaolinite is a 1 : 1 layered dioctahedral aluminum silicate – $Al_2Si_2O_5(OH)_4$. The layers are held together by hydrogen bonds. Inner surface OH groups are prone to reactions with guest molecules and therefore it is possible to obtain organo-mineral complexes with interesting properties. As kaolinite world production exceeds 20 million tons/year, hybrid nanomaterials based on this mineral are more often synthesized and may have great potential in scientific and industrial applications. Kaolinite-methanol intercalate is an important precursor which increases mineral reactivity towards the intercalation processes with e.g. amines and polymers. Therefore the purpose of the study was to examine the efficiency of kaolinite-methanol intercalate formation with kaolins of low structural order.

For the experiments "Jaroszów" kaolinite (J) and "Dunino" halloysite (H) (AGFI index: H = 0.63; J = 0.37) from Polish deposits were used. Minerals intercalated with dimethyl sulfoxide (DMSO) were used as precursors. The J and H samples (~2 g) were mixed with 30 ml of 3 % H_2O/DMSO solution at 70 °C for 2 h. Formed JDS and HDS samples were centrifuged and dried at 60 °C. Afterwards, JDS and HDS were stirred with 40 ml of CH_3OH for 10 days. Samples were collected every 24 h (JM1-10 and HM1-10). After each sample collection the suspension was centrifuged and dispersed in a fresh portion of methanol. Samples were characterized using XRD and IR analyses. The CHNS elemental analysis was also performed.

The presence of d_{001} = 11.26 Å peak in the XRD patterns confirmed the formation of JDS and HDS complexes. The presence of 3 540 cm^{-1} and 3 505 cm^{-1} bands and a decrease in intensity of a band at 3 700 cm^{-1} confirmed the formation of hydrogen bonds between mineral OH groups and DMSO. Intercalation degree reached: 82 % for HDS and 75 % for JDS. Intercalation of methanol was confirmed by the appearance of four bands at 2 960 cm^{-1}, 2 926 cm^{-1}, 2 876 cm^{-1} and 2 840 cm^{-1} attributed to C-H stretching vibrations of methanol molecules (JM and HM samples). The increase of intensity of these bands (in normalized IR spectra) throughout the experiments suggested that the amount of methanol molecules in the interlayer space increased in the ab plane as the d_{001} value of dried samples was constant ~8.6 Å. DMSO was completely removed after 96 h for JDS and 144 h for HDS which was confirmed by the disappearance of DMSO characteristic IR bands. On the basis of CHNS analyses chemical formulas of the final JM10 and HM10 complexes were calculated to: $Al_2Si_2O_5(OH)_{2.84}(OCH_3)_{1.45}$ and $Al_2Si_2O_5(OH)_{2.55}(OCH_3)_{1.16}$, respectively. It is suggested that about one third of inner surface OH groups was grafted forming methoxyl OCH_3 groups which is sterically acceptable (Fig. 1). The rate of grafting was higher for the H sample with higher structural order.

This research was supported by the Ministry of Science and Higher Education under "Iuventus Plus" research Project No. IP2010 025070 (2010/2011).

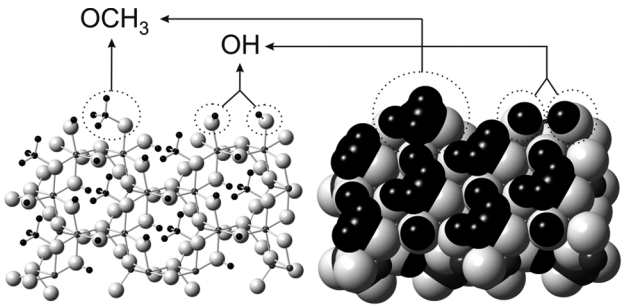


Fig. 1. Methoxyl OCH_3 groups.

H. Q. MAN: **Deltaic facies classification using Log data**

Department of Geophysics, AGH-UST, Cracow, Poland

Rock type model is an important input for reservoir modelling because it provides information about the vertical and lateral variations between reservoir and non-reservoir rocks, ultimately constraining the distribution of their petrophysical properties. Each sedimentological facies has a certain set of features, like dominant directions, geometrical pattern of material distribution, and petrophysical properties within the framework of the reservoir,

field or basin that must be considered. Rock types derived from core description are discontinuous and do not guarantee a geometrical distribution pattern that can be understood in geological terms. Thus, well log data could be useful for interpretation the rock type patterns.

In the Z gas deposit of the Miocene formation of the Carpathian Foredeep in SE Poland, many rock types are recognized on the basis of core description and responding to depositional facies such as large mouth bars, distribution channels, lagoon, shallow marine and others clastic sediments that are deposited in deltaic environment. In that horizon sandstone layers with gas are difficult to be identified because of low contrast of parameters between sandstone and shale.

Unsupervised learning method offers the possibility of exploring the structure in the well log data without guidance in the form of class information from core data. It can often reveal features not previously expected or known. It includes the division of data into a number of smaller groups, each with separate identifiable properties. In the study, basic on well log data the 6 rock types (Fig. 1) were classified by using K-mean clustering method. The derived results will be imported to the facies modelling.

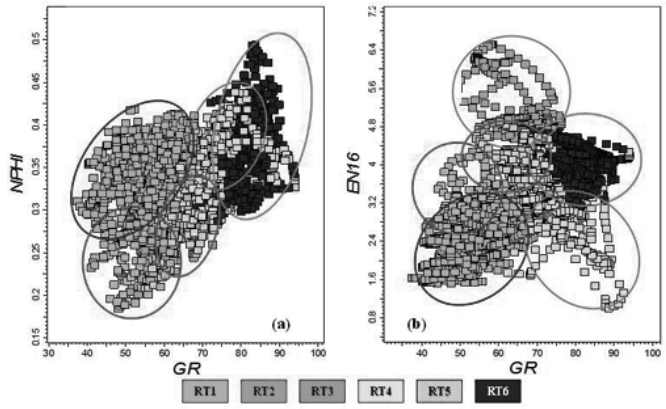


Fig. 1. The cross plots in well Z76 shows result of 6 rock types (RT). a – GR/NPHI, b – GR/EN16.

E. HAŁAJ: **Prospects for direct–use application of geothermal water and energy in chosen areas of Mogilno-Łódź Trough**

Department of Fossil Fuels, AGH-UST, Cracow, Poland

The Mogilno-Łódź Trough is located in the central Poland. It is placed between the main structural units as follow: Fore-Sudetic Region, Szczecin Trough, Pomeranian Swell, Kujawy Swell, Miechów Trough. The Mogilno-Łódź Trough formations have good geothermal conditions.

Geothermal energy is one of the sources of renewable energy. Geothermal water and energy could be used indirectly and directly. Electricity generation in a proper cycle is an indirect application of geothermal energy. Direct–use application is when hot geothermal water or other fluid heated by the geothermal energy is provided. The geothermal water and energy could be used for the space heating, mostly systems for a greater number of consumers, deicing of roads and pavements or in other industrial and agricultural processes where hot water or heat is needed. Water with proper mineral composition could be utilized in balneotheraphy and recreation in swimming pools, also after decreasing its temperature in a heating system. There are many applications possible. Some elements from the geothermal water could be also recovered. Direct–use applications is connected with chemical and physical properties of geothermal water, mostly its temperature, TDS, chemical composition and content of trace elements.

The geothermal water and energy in the Mogilno-Łódź Trough are mostly connected with Mesozoic, Jurassic and Cretaceous aquifers. These aquifers have the best conditions for the occurrence of such water. The temperature of the geothermal water could vary between 70–80 °C. In chosen areas there are shown general geological conditions of the occurrence of geothermal water as well as water properties. A possibility of its direct–use application for some purposes depends also on social–economic conditions existing in these areas. This possibility is assessed.

M. JAMRICH: **Preliminary results of calcareous nannofossil assemblage study from Dubová (Danube Basin) in correlation with foraminifers**

Department of Geology and Paleontology, Comenius University, Bratislava, Slovak Republic

During Miocene times the Danube Basin was a part of the Central Paratethys. From the Late Badenian to Early Sarmatian the sea level dropped rapidly in the whole Paratethys and the area lost connection with the open sea (Rögl and Steininger, 1983). This isolation resulted in reduction of salinity, causing extinction of stenohaline organisms, corals, radiolarians and many species of molluscs, foraminifers, ostracods and calcareous nannoplankton. New paleoecological and isotopic studies (Látal et al., 2004; Pilier and Harzhauser, 2005) indicate that the isolation of the basin did not result in a decrease of salinity everywhere. A new transgression started at the beginning of the Sarmatian and formed a large epicontinental basin situated between the Alps in the west and the Aral Sea in the east (Paramonova, 1994). The basin was characterized by high alkaline waters oversaturated with carbonate (Pisera, 1996), by uniform environmental conditions (Rögl, 1998), and by episodic connections with the Mediterranean (Paramonova, 1994). During Early Sarmatian transgression, the sedimentation started with shallow water deposits (Kováč, 2000) characterized by the occurrence of large foraminifers of the *Elphidium reginum* Biozone in the sense of Grill (1941). Late Badenian sediments of Báhoň and Pozba Fms. of Bulimina/Bolivina Zone are known from the whole area of Danube Basin. They were deposited in the lower to upper neritic environment. Sedimentary infill of the northwestern part of the basin is represented by the grey calcareous clays, mudstone and siltstone with sands and sandstone layers. Sarmatian sediments of the Vráble Fm. are deposited in brackish shallow neritic environment. Sedimentary infill is composed of the green-grey calcareous clays, siltstones and sands. Basinal margins are composed of conglomerates, organodetritic limestones, coquinas, sandstones, acidic tuffs, coal clays and coal beds (Kováč, 2000). In order to obtain new data from the Danube Basin on the basis of calcareous nannofossils a recent research has been performed. The aim of the research was to distinguish the transition between the Late Badenian and Early Sarmatian according to the presence of calcareous nannofossils. Typical association of calcareous nannofossils in Dubová is composed of *Coccolithus pelagicus*, *Reticulofenestrids*, *Helicosphaerids* and *Braarudosphaerids*. We can define the association as Late Badenian because there are no marker species for Sarmatian such as the large *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Calcidiscus macintyrei* and *Perforocalcinella fusiformis*. The assemblage contains NN6 Zone species. There are many reworked species of Cretaceous and Paleogene in the studied samples. Also foraminifera proved the Late Badenian age of Bulimina/Bolivina Zone by the presence of typical zonal markers such as *Elphidium macellum*, *E.* cf. *margaritaceum*, *Globigerina bulloides*, *Globulina gibba*, *Guttulina austriaca* and *Reussela spinulosa*. There is no evidence of Sarmatian nannofossils until now. The results prove the Upper Badenian age of the sediments until now. The Upper Badenian layers from Dubová (Danube Basin) reflects proper conditions for marine organisms such as molluscs, ostracods, bentic foraminifers, echinoids spicules, fish teeth and otolithes.

This contribution was supported by research grant APVV 0280-07.

M. JAMRICHOVÁ: **Microfacial study of the particular sections of the Czorsztyn Unit (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians)**

Department of Geology and Paleontology, Comenius University, Bratislava, Slovak Republic

The Czorsztyn Unit represents a shallow-water Pienidic Unit. Its sedimentary record reflects the evolution of the Czorsztyn Swell (Birkenmajer, 1977; Mišík, 1994) on which it was deposited. A classical scheme of this evolution, introduced by Birkenmajer (1963, 1977) was mostly inferred from the Polish part of the Pieniny Klippen Belt. In the last time, new data mainly from the Slovak part was obtained and complemented previous knowledge. Selected new sections in the western (Hrebeň, Štepnická skala II, Čertova skala--Dohňany, Červený Kameň and Erdúdsky Kostol) and eastern parts of the Pieniny Klippen Belt (Pod Gregoriánkou, Čertova skala and Lom Jarabina) were studied in order to obtain more precise lithological, microfacial and stratigraphical data. In the majority of studied sections, alterating grey to pink-red crinoidal limestones were formed by the crinoidal microfacies with abundant clastic admixture. This alterating complex of the crinoidal limestones occurs instead of Krupianka and Smolegowa Limestone. Higher up they pass into micritic crinoidal limestones, in some cases partly nodular, with crinoidal-filamentous microfacies. In this formation a condensed sedimentation was registered. After the interruption of the sedimentation, the Czorsztyn Nodular Limestones sedimented. These limestones consist predominantly of the filamentous microfacies, which were replaced by *Globuligerina* microfacies (Oxfordian-earliest Kimmeridgian) and these are followed by *Saccocoma* microfacies (Kimmeridgian--Early Tithonian). The Czorsztyn Limestones continued by Tithonian--Early Cretaceous Dursztyn Formation with *Saccocoma* microfacies in the lower part and *Globochaete*, radiolarian and calpionellid microfacies in the upper part. In this formation calcareous dinocyst zones (Parvula, Moluccana, Pulla, Tithonica, Malmica, Semiradiata and Tenuis) a calpionellid zones (Chitinoidella Zone with Dobeni and Boneti Subzones, Crassicolaria Zone with Intermedia, Brevis and Colomi Subzones, Calpionella Zone with Alpina and Ferasini Subzones) were recognized. In the Dursztyn Formation, Malmica Zone precedes Tithonica Zone and synchroneous FO event of *Colomisphaera pulla* (Borza) and *Carpistomiosphaera tithonica* (Nowak) were registered. The youngest observed members were grey and red limestones of Aptian up to Albian age with *Hedbergella* sp. (Erdúdsky Kostol).

This contribution was supported by the Projects APVV-0280-07, APVV-0248-07, APVV-0644-10 and VEGA 2/0068/11.

M. KLÚZ: **Mathematical model of the groundwater flow at the SE part of the East Slovakian Basin**

Department of Hydrogeology, Comenius University, Bratislava, Slovak Republic

Mathematical models of the groundwater flow became the important tools for understanding the hydraulic properties of the hydrogeological units during the changing conditions. Well designed and calibrated models enable to plan, predict and exploit groundwater resources with appropriate quantity and desired quality. Aim of this short article is to introduce the mathematical model of the groundwater flow of the Quaternary fluvial sediments of the SE part of the East Slovakian Basin. Model has been designed and calibrated for the steady-state flow in commercial program VModflow 2010.1. Conceptual model is based on the site investigation, data obtaining from archives of Geofond, as well as meteorological and climate data from SHMÚ. A requirements for model consist: a) physical framework – geological map of the Neogene and Quaternary sediments, topographical map, GIS data, isopach maps and hydrological maps; b) hydrogeological framework – water table, potentiometric maps, hydrographs of the groundwater heads and surface water levels, discharge rates, maps and cross sections through the hydraulic parameters, storage properties of the aquifers and spatial and temporal distribution of rates of evapotranspiration, groundwater recharge, surface–groundwater interaction, groundwater pumping and discharge. Basemap of the model is in the scale – 1 : 25 000, and occupy 67 km^2 of surface. Site is artificially bounded by the Hungarian border on the south, Ukrainian border on the east and on the west by imaginary line between villages Pribenik and Leles. On the north, the natural boundaries are made by the river Latorica and partly on the south-east by the river Tisa. Grid domain contains 8 272 center meshed cells from which 1 482 are inactive. Modeled upper layer is considered as homogeneous of the Quaternary sediments with unconfined aquifer (fluvial sands) and the Neogene sediments are concerned as aquitard (Neogene clay). Pumping tests determined basic hydraulic parameters that have been modified during calibration. Initial heads have been set by the long term groundwater level investigation and have been interpolated by the Surfer software. Deposition of the Neogene sediments was interpreted from archive well logs. Hydraulic parameters of the model were calibrated using error analyses of predicted and observed groundwater level. Designed and calibrated model showed variation of the groundwater divide based during the rain and dry seasons of the year. We have found that the nearby Botany waterworks do not influence the large surrounding groundwater body. Waterworks therefore depend on the flow of the Latorica river. A question to the discussion is how there could be improved an accuracy of the model by extending modeled area behind the state borders – eastward to Ukraine and southward to Hungary? Could we extend modeled area without exact data just with extrapolation method of known properties?

M. KOHUT: **Eruption of Eyjafjallajökull volcano as a manifestation of increasing volcanic activity in Iceland**

Department of Mineralogy, Petrography and Geochemistry, AGH--UST, Cracow, Poland

Eyjafjallajökull is a subglacial volcano in the southern Iceland. Its eruption on 20 March 2010, after 187 years of silence, released huge amounts of volcanic dust, pyroclastic material and lava. From historical data it is known that in 1 821 the volcano manifested periodic volcanic activity for about two years, and then in 1 823 an explosion of adjacent much more dangerous Katla volcano took place. Nowadays, disturbing signs of increased volcanic activity of southern Iceland are observed also.

During geological expedition to Iceland in August 2010 the samples of rocks and volcanic ash were collected from this recent volcanic eruption of Eyjafjallajökull volcano. The study was focussed on mineralogical and petrographic characterization of the recent eruption products. Samples were analysed using petrographic microscope and X-ray diffraction. Additionally, a petrologic interpretation based on the results of chemical analysis (from the University of Iceland) was carried out. Based on the historical data and obtained results of mineralogical and geochemical analysis (e.g. TAS diagram, AFM plot, geochemical discriminant diagrams and spider diagrams) the conclusions about the origin of lava and volcanic ash were drawn in the context of the geology of Iceland.

Eyjafjallajökull eruption is a classical manifestation of Icelandic volcanic activity. It represents the basaltic type of magma. The origin seems to be more complicated and ambiguous, combining elements of both – an active oceanic ridge and the impact of hot spots whose presence is confirmed by the geophysical surveys. In connection with continued seismic activity an analysis of the number and strength of shocks on Iceland, being registered by the Department of Geophysics and Icelandic Meteorological Office, was made. After the period time of volcanic eruption, there were observed periodic, highly active shocks, located in southern island which could be another evidence of the approaching period of increased volcanic activity.

P. KOLARZ: **Secondary mineral paragenesis from the Ni--Co-As Khovu-Aksy ore deposit (Tuva Republic, Russia): Preliminary studies**

Department of Economic and Mining Geology, AGH-UST, Cracow, Poland

The Ni-Co-As Khovu-Aksy ore deposit is a part of the Uvs-Nuur--Khovu-Aksy cobalt bearing zone and it is situated close to Kyzyl, the capital of Tuva Republic in Russia. Samples were taken during the geological expedition in 2010 from the Severnyi and Yuzhnyi districts of the ore field.

There are two main hydrothermal-metasomatic stages forming the Khovu-Aksy ore system: the skarn and hydrothermal stages. The hydrothermal mineralization is hosted by skarns of two main types: pyroxene and garnet-pyroxene.

The ore stages are divided into: early arsenide, main arsenide, late arsenide and post-arsenide (sulphide-sulphoarsenide-fahlore). The formation of primary mineral paragenesis is mainly connected with the early, main and late arsenide steps. The Ni, Co and Fe arsenides and sulphoarsenides form the main ore minerals in the deposit. Nickeline, rammelsbergite, loellingite, safflorite and skutterudite were identified.

Paragenesis of secondary minerals occurs usually together with minerals of "so-called" post-arsenide stage and they are mainly produced by the weathering of Cu sulphides as chalcopyrite, bornite, covellite, tennantite and tetrahedrite and less by weathering of Co and Ni arsenides. Mainly cobalt and copper arsenates were formed. Erythrites, tyrolite, in less amounts of azurite were indentified macroscopically and conichalcite and cornwallite have been recognized by the X-ray powder diffraction studies.

Z. KOMPANÍKOVÁ and I. ŠIMKOVÁ: **The thermal degradation of rocks with increased temporal temperature**

Department of Engineering Geology, Comenius University, Bratislava, Slovak Republic

This research is oriented into evaluation of the high temperature into the thermal degradation of stones. Two types of travertines and sandstones were tested in the laboratory to evaluate the change of petrophysical properties after heating at 200, 400, 600 and 800 °C. The rate of sample heating or cooling was set at 6 °C/min and 3 h dwelling. The changes of the physical properties, such as coefficient of the linear thermal expansion were examined by ultrasonic velocity, water absorption, spectrophotometry, optical surface analyses and thermodilatometer. Non-destructive testing (NDT) was used to evaluate a quantitative measure of pores and cracks within a rock volume before and after heating. Water absorption was performed to determine the real density, apparent density, open porosity and saturation in evacuation vessel. Spectrophotometry was used to measure the chromatic parameters on the surface of the stone specimens before and after heating. Optical surface analyses were used to obtain 3D-topography maps (25 mm^2) and the average R_a, R_q and R_z roughness parameters and surface roughness profiles measured on the top and bottom surface of the stone specimens. To characterize the linear thermal expansion behaviour of the rocks two parameters were chosen: thermal expansion coefficient α and residual strain ε. Five short-term temperature cycles (+20 °C to +70 °C) were carried out during the tests with the thermodilatometer. The thermally induced fracturing appeared mainly in the boundaries of mineral grains of stones at the lower temperatures due to the different thermal expansion of different minerals while heating the stones. At low temperatures (200–300 °C) a damage was limited to colour changes. At high temperatures (500–600 °C) the strength of most stones was seriously affected. Our results show a major episode of cracking in the 500–600 °C when the quartz α-β transition is reached, to the extent that at 800 °C some of the stones types disintegrated. The research in thermal decay may lead to improved determination of natural building stones that have been damaged by fire.

This work was supported by the grants VEGA 1/0413/09, 1/0331/09, APPV-0641-10 and GEOMATERIALES P2009/MAT-1629.

G. KOZUB and J. PRŠEK: **Hydrothermal carbonate – Cu rich vein type mineralization in "Jóremeny" gallery, Dobšiná, Slovak Republic**

Department of Economic Geology, AGH-UST, Cracow, Poland

The hydrothermal carbonate–quartz–sulphide veins in the area of Dobšiná, Slovak Republic are hosted by phyllites, acid metavolcanic and metasedimentary rocks of the Gemeric Superunit. The samples of ore from "Jóremeny" gallery have been studied in order to identify and describe the ore mineral assemblage occurring within the carbonate veins. The minerals have been identified using the optical microscope with reflected light. The chemical compositions of minerals have been determined using a FEI QUANTA 200 Field Emission Gun Scanning Electron Microscope equipped with an energy dispersive spectrometer.

The ore mineral assemblage includes tennantite, enargite, luzonite, chalcopyrite, bornite, rarely digenite, pyrite, gersdorffite, arsenopyrite, Bi sulphosalts, galena and Se-, Pb-bearing minerals. Ore minerals form small veinlets occurring outside of carbonate veins, and form contact between carbonates and host rocks. Occasionally, enargite and luzonite form individual pristine crystals in the carbonate veins.

The textural features indicate a presence of two populations of chalcopyrite. The first type forms cracked grains associated with bornite and digenite and is partially replaced by tennantite. The second type forms tiny inclusions and small veinlets in former enargite-luzonite crystals, which are enclosed in tennantite. Tennantite fills cracks in luzonite-enargite crystals or replaces both minerals, which indicate the earlier crystallization of the minerals from enargite-luzonite join. The tennantite crystals occasionally show zoning in the BSE images. These zoned crystals and veinlets are concentrated in the areas where Bi, Se, and Pb minerals occur. The zonal crystals of tennantite are enriched in Bi (up to 11 wt.%), whereas the zonal veinlets are enriched in Pb, Bi and Se. Small crystals (<5 μm) of mineral with composition similar to clausthalite (PbSe) and crystals of wittichenite (Cu_3BiS_3) occur in these veinlets. Additionally, the wittichenite forms individual crystals with small mineral inclusions (<50 μm), reflecting composition similar to bohdanowiczite ($AgBiSe_2$), with elevated contents of S and Cu. The inclusions of galena are observed in tennantite, enargite and luzonite.

P. KRAKOWSKA and M. NIEPSUJ: **Influence of pore space saturation on P- and S-wave velocities using a *fluid substitution* option**

Department of Geophysics, AGH-UST, Cracow, Poland

P- and S-wave velocities are the key parameters in seismic and well logging interpretation. In the case of perspective zones interpretation they are the essential indicators of hydrocarbons saturation in the pore space. The saturation degree in pore space influences the P- and S-wave velocities in different way. One of the methods to analyse this behaviour is the *fluid substitution* option.

Analysed data come from A well which is located in Tunezja. It drills pelagic chalk (Upper Cretaceous) which is built by foraminiferal nannofossils. Selected interval, which is saturated by gas, equals 4 800–4 900 m. All calculations were carried out in *GeoGraphix Discovery* software *fluid substitution* tool (Landmark_AGH UST University Grant).

Fluid substitution is an option used to analyse the variation of saturation based on different methods e.g. Greenberg-Castagna.

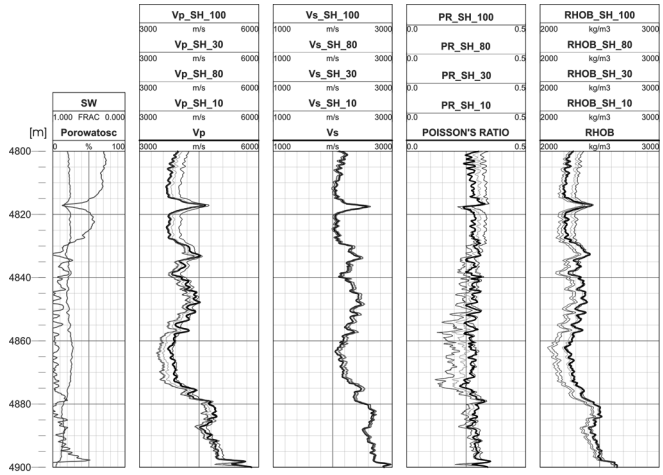


Fig. 1. Fluid substitution results for measured P- and S-wave velocities (symbols: ***SW*** – input water saturation; K_P – porosity; V_P – measured P-wave velocity; V_P***_SH_10,30,80,100*** – estimated P-wave velocity at water saturation: 10 %, 30 %, 80 % and 100 %; V_S – measured S-wave velocity; V_S***_SH_10,30,80,100*** – estimated S-wave velocity at water saturation: 10 %, 30 %, 80 %, 100 %; ***POISSON'S RATIO*** – Poisson's ratio; ***PR_SH_10,30,80,100*** – estimated Poisson's ratio at water saturation: 10 %, 30 %, 80 %, 100 %; ***RHOB*** – density; ***RHOB_SH10,30,80,100*** – estimated density at water saturation: 10 %, 30 %, 80 %, 100 %.

Fig. 1 shows the results of *fluid substitution* carried for different saturation S_w: 10 %, 30 %, 80 % and 100 %. Input curves (black) are the measured P- and S-wave velocities, estimated density and Poisson's ratio. Gas saturation in pore space of reservoir rocks causes the changes of petrophysical parameters such as waves velocities and density, which are so important in seismic and well logging. P-wave velocity decreases suddenly even at low gas saturation. S-wave velocity does not change considerably for the different saturations. It is caused by a fact that S-wave velocity depends on rock stiffness and density. Rock stiffness equals zero for the fluid and gas (shear modules equal zero), so S-wave velocity changes slightly with the saturation change (as a result of density changes). Analysis, of only velocity curve, to determine the gas saturation degree is difficult. *Fluid substitution* method was made in this purpose to analyse the trend change of the measured velocity curve depends on saturation. Observing P-wave velocity curve and comparing to estimated P-wave velocity for the different saturations allow determining of the zonation of reservoir rock. In the upper section of the analysed interval, the measured P-wave velocity is located near the estimated P-wave velocity for S_w = 10 and 30 %. In the further part of the section gas saturation decreases and it is observed that measured P-wave velocity approximates to curves calculated for S_w = 80 and 100 %. Remaining curves behaves similarly.

P- and S-wave velocities, P- and S-wave velocity ratio and Poisson's ratio are the essential indicators of hydrocarbon zones. From all analyses there is concluded that there is possibility of qualitative interpretation of reservoir parameters with saturation zonation determination of reservoir rock.

Authors would like to thank BG Group plc. (Reading, Great Britain) for data as well as to our professors J. Jarzyna and K. Pietsch for care and help.

K. KRONOME: **Preliminary correlation of the Upper Triassic limestones of the Silica nappe in the Drienčany and Slovak Karst areas on the base of microfacies analysis**

Department of Geology and Paleontology, Comenius University, Bratislava, Slovak Republic

The Drienčany and the Slovak Karst areas belong to the tectonic unit of the Inner Western Carpathians and are built dominantly by the complexes of the Silica nappe. This study is mainly focused on the microfacies analysis of Tuvalian-Sevatian pelagic Hallstatt Limestones. The outcrops selected for this study in the Slovak Karst are: *SB – Trench:* section 1 km west of the village Silická Brezová, *outcrop "PNLL"* located in the woods below the "Nový Lom" quarry and *locality BO* – Bohúňovo. In the Drienčany Karst area the studied locations were: *DP* – Drienocká pustatina, *KA-A*; *KJ-B* – Kamenný jarok gorge in the vicinity of village Slizké and *BUD* – Budikovany village.

Based on microfacies analysis the individual limestone facies types were classified according to schemes of Facies Zones by Wilson (1975) and Standard Microfacies Types – SMF by Flügel (1982). From this point of view the most complicated is the SB-Trench outcrop. Despite that on the base of the outcrop the Tisovec–Waxenec Limestones are present, the bulk of the section is built by the Hallstatt Limestones in various facies types and the top of the section is built by the Dachstein Limestones. The assumed sedimentary area of the Tisovec–Waxenec Limestones is an agitating environment FZ 4, SMF 5, or environment of open lagoon near channels connecting the lagoon area with open marine environment FZ 7, SMF 9 indicated by presence of open marine faunistic elements, ammonoids and thin--shell bivalvias. The Hallstatt Limestones in this outcrop belong to several facies types. Since the first type shows that the sedimentation area started to deepen, we propose an open shelf to margin of the deep water basin environment – SMF 3, FZ 1. The second type can by assumed to SMF 3, FZ 3 – toe of the slope. Limestones of the next facies type can by ranged into SMF 3, FZ 3, or SMF 9, FZ 2 – deep shelf, inasmuch as that SMF 9 representing slope facies. Limestones of the peloidal grainstones beds belong to SMF 2, FZ 2 to 3. The Dachstein Limestone represents SMF 17 – environment of shallow water sedimentation on the platform. The outcrops PNLL, BO, KJ-B, BUD and upper part of section KJ-A can be classified as SMF 3 – pelagic mudstone/wackestone, FZ 1 – environment of the deep sea. The limestones of the lower part of KJ-A section are falling into SMF 2 – microbioclastic peloidal calcisiltit, FZ 3. The limestones of the locality DP can be ranged to SMF 9 – burrowed bioclastic wackestone, FZ 2.

Based on the interpretation of microfacies in these outcrops we can preliminarily conclude, that the Hallstatt Limestones occurring in the Slovak and Drienčany Karst areas were deposited mainly in the deep water environment. While during the deposition of sediments outcropped in the SB – Trench locality an event of temporary shallowing had taken place to the toe of slope environment, the limestones on the locality DP sedimented entirely in the environment of the deep shelf. More detailed correlations of the sections will be done after completion of detailed stratigraphic evaluation on the base of conodont study.

This work was supported by the Slovak Research and Development Agency with the contracts No. APVV-0280-07, SK-AT-0005-08 and VEGA 1/0388/10.

K. KULICKI, G. SKROBOT and A. ŚWIERCZEWSKA: **Relics of pre-folding illite-smectite diagenesis in the Magura nappe, Outer Carpathians (Poland)**

Department of Geology, Geophysics and Environment Protection, AGH-UST, Cracow, Poland

The X-ray diffraction studies of illite-smectite mixed layer minerals can be used for reconstruction of burial and thermal history of the rocks involved as well as for dating of tectonic deformation in relation to degree of smectite to illite transformation. Composition of illite--smectite minerals provides information on maximum paleo-temperature to which involved rocks were submitted. This method can be used for temperatures 75–200 °C.

In present studies the correlation between the age of rocks and the degree of smectite to illite transformation was applied for each unit of the Magura nappe along profiles running parallel to fold axes. These detailed studies represent a continuation of a previous complex investigation on thermal evolution of the Magura nappe. The aim of the recent study was to indicate these portions of the Magura nappe where it would be possible evidently to distinguish between pre- and postfolding transformations of smectite to illite. The situation, when older rocks are affected by the higher paleotemperatures then younger rocks, presents an evidence that transformation of smectite to illite took place before folding. On the other hand, the reverse situation, or complete lack of correlation between the age of rocks and their thermal alteration indicates that diagenesis occurred after folding.

In the present studies, such correlation analyses were carried out in small segments of parallel fold axes profiles in Krynica, Bystrica, Rača and Siary units. At first, studied profiles were subdivided into 2 parts: northern and southern, and later they were analysed in smaller portions depending of samples abundance. Each portion was analysed in terms of variation of paleotemperature in relation to age.

Analyses of correlation between the age and maximum paleotemperatures in the Krynica Unit show that thermal structure of the unit relates to maximum thermal alteration which took place after folding. Only in one part of Bystrica Unit profiles, the observed thermal structure may result from the maximum diagenesis which took place before folding. More portions where such diagenesis took place before folding were recognized in Rača and Siary units.

M. KWAŚNIAK-KOMINEK, M. MANECKI and G. RZEPA: **Mechanisms of alternations of rock-forming minerals in the foreland of retreating glacier, Werenskioldbreen, SW Spitsbergen**

Department of Mineralogy, Petrography and Geochemistry, AGH-UST, Cracow, Poland

The area of this study is a foreland of the Werenskiold glacier (SW Spitsbergen). This glacier has been continuously retreating during the last century by several meters a year. It was established elsewhere that carbonate dissolution and sulphate oxidation dominate in the youngest glacial sediments, while silicate weathering is dominative reaction in the older sediments.

The objective of this study is an identification of inorganic mechanisms of weathering of minerals in the foreland of retreating glacier. Retreating glacier uncovers fresh regolith, evolution of which is dominated by few relatively simple processes: dissolution/precipitation and oxidation/reduction. Chemical weathering and soil forming processes contribute to high chemical denudation observed in this region. Micro-scale characterization of mineral skeleton associated with chemical characteristics of pore waters is necessary for fully understanding the mechanisms of weathering.

The samples of soils and waters were collected at three localizations: 20 m, 950 and 1 700 m from the front of the glacier. The sediment closest to the glacier was uncovered from underneath the glacier within the last 10 years while the furthermost – nearly 100 years ago. Samples of percolating waters, collected from 30 cm deep trenches, were analysed in the field for temperature, conductivity, pH, Eh, O_2 content and HCO_3 (alkalinity titration). Mineral composition of the sediments was determined using petrographic microscopy in polarized light, X-Ray diffraction and scanning electron microscopy. PHREEQC calculations were used to explain mechanism of minerals dissolution.

The soils are almost entirely composed of primary minerals: rock-forming minerals coming from amphibolites, quartz-mica schists, carbonate schist, phyllites, etc. Secondary minerals resulting from weathering include kaolinite, vermiculite, illite, smectite and goethite. Secondary clays were identified only in the oldest soil sample. The correlation between the composition of the waters and the distance of the glacier front was also observed. Maturity of analysed soils increases with the distance from the glacier. Dissolution of carbonate minerals (mainly calcite, dolomite, ankerite and siderite) is a dominating weathering process which explains the vast majority of HCO_3^-, Ca^{2+} and Mg^{2+} contents. Some Ca^{2+} and Mg^{2+} results from weathering of rock-forming aluminosilicates as well. The oxidation of pyrite (and possibly other sulphates) is a major source of SO_4^{2-}. The waters evolve from carbonate-dominated to sulphate-dominated. This might indicate that pore waters in more matured soil reach the equilibrium with carbonate minerals while being continuously supplied with SO_4^{2-} from oxidation of sulphates.

The research is supported by research fund of AGH 11.11.140.158.

W. MACHOWSKI: **Base case to dynamic simulation of CSEGR – Carbon sequestration and enhanced gas recovery – for depleted Wilków gas field**

Department of Fossil Fuels, AGH-UST, Cracow, Poland

Within the framework of the Polish National Program "Assessment of formations and structures for safe CO_2 geological storage, including monitoring plans", semi-detailed analysis of the Wilków-Szlichtyngowa anticline was carried out. This depleted gas-bearing formation is considered optional for CO_2 storage with double goals: CO_2 sequestration and enhanced gas recovery at the same time.

Undertaken analyses suggest that carbon dioxide can be injected into Wilków-Szlichtyngowa depleted gas reservoirs to enhance methane (CH_4) recovery for periods on the order of 10 years, while simultaneously sequestering large amounts of CO_2.

Although the idea of injecting CO_2 into depleted natural gas reservoirs for carbon sequestration with enhanced gas recovery (CSEGR) has been challenging for more than ten years. The analysis of the physical processes involved in CSEGR has suggested that mixing would be limited because of the high density and viscosity of CO_2 relative to CH_4. Furthermore, simulations suggested that CSEGR could enhance gas production by a factor of five relative to continued primary recovery over the same period for Wilków gas field.

Gas-water contact was calculated on –1 507 [m] for Wilków and –1 472.5 [m] for Szlichtyngowa. Complicated contours situation and different natural gas compositions (60 % N_2, 37 % C1 and 0.25 % of He) brings a lot of difficulties during dynamic modelling. Based on static 3D model, constructed by in Department of Fossil Fuels author made simulation of CO_2 injection using simulator Eclipse 2009.

At the present state of recognition of the configuration and size of the structure, without history of exploitation, physically possible quantity of injected CO_2 is hard to calculate. Presented results can be assumed as the idea or one of the dynamic scenario for gas sequestration in the depleted Wilków gas field.

G. MADEJA and P. MROWCZYK: **Issues of sandstone tors morphology in the Silesian Beskid**

General Geology, Environment Protection and Geotourism, AGH-UST, Cracow, Poland

Natural sandstones and conglomeratic tors as well as rocky walls are rarely found in the flysch Carpathians; however, their accumulation is relatively greater in the Silesian Beskid. They are located both in open area and woods, mainly on mountain ridges or hogbacks but also on hill tops. They are found in groups or individually. They adopt a great variety of morphological forms; most common are: walls, mushrooms or pulpits.

The Silesian Beskid is mainly composed of flysch units of the Silesian nappe, and slightly folded layers in the area are monoclinal and dip southwards. Tors found within this block occur among thick-bedded sandstones and conglomerates belonging mainly to middle and upper Godula Beds, lower and upper Istebna Beds, but also to Ciezkowice Beds.

The morphological form is strictly related to strike and dip of beds, and the place of their localization as well as their relation to dorsal direction. Microrelief is principally connected to lithological, structural and textural characteristics of deposits which built the tors, but also to joint cracks which are responsible for ultimate shape a tors takes. Main erosion processes affecting the tors surface include: insolation, congelifraction, ablation, dissolution and leaching.

Tors are built of sandstone layers, conglomeratic sandstones, and more rarely of conglomerates, whose common feature is high thickness – around 1 m, sometimes reaching even few meters. Sandstones exhibit a diverse granulometric composition – usually coarse-grained and uneven grain-sized, fine-grained are sometimes found in hanging layers. Quartz grains compaction of sandstones plays an important role in erosion resistance, just as volumetric density and water absorption by weight. Furthermore, sandstones which have clay-carbonate binders undergo weathering more quickly than sandstones with clay and silica binders. The binder in specific layers can differ and be distributed to different degree, which additionally favours selective weathering. Fractional graining occurs in layers of conglomeratic sandstones and conglomerates, and it can be incomplete, with an unevenly separated fraction.

The lithological diversity of individual layers in tors affects significantly their morphology. The layers of conglomeratic sandstones and conglomeratic ones have usually negative relief, whereas sandstones positive. In layers which have uniform lithology the walls are usually flat.

The issues related to mechanic weathering of tors surface, and the relation of tors surface relief to petrographic composition of specific lithological layers were shown in presentation. A special attention was also paid to relation between microrelief and content variability of binders in tors. A preliminary research methodology, relevant to such objects in terms of their morphology and variety of geological conditions, was also indicated.

M. MARUTA and E. MIREK-JONKISZ: **The "Rock oil" at your fingertips: Hydrocarbons' signs at the surface in the Polish Carpathians Area**

Department of Fossil Fuels, AGH-UST, Cracow, Poland

The fact that hydrocarbons exist in the Carpathians has been known for centuries. The Polish geologist, Stanisław Staszic in his book "About Earthborn of the Carpathians and other mountains and Polish plains" (1815) mentioned about a black smudge of oil from the rocks. Local people have learned soon how to take advantages of using a crude oil in a daily life. They used it as a wood preservative, a lubricant and for many other applications, including the use of the oil refined products. It is said, that the crude oil from village Klęczany, which is a colourless liquid, also had benefits for health.

Hydrocarbon seepages, as a naturally oil and gas basins spontaneous manifestation on the surface, for the long time have been the main indicator for starting exploration of oil in the Carpathians since the mid-nineteenth century. Basing on the hydrocarbon seepages, dozens of oil and gas fields had been discovered. However, nowadays their resources are largely exhausted.

In this work authors describe 6 examples of present locations of oil and natural gas surface symptoms located at Brzegi Dolne, Łopienka, Płowce, Stebnik, Uherce Mineralne and Zahutyń.

There is also shown relationship between location of hydrocarbon seepage and the background of a complex geological structure of the Carpathians, where seepages occur. Range of this study covered an area of the Carpathians located east of Ropa river valley to the Polish-Ukrainian Border at the Magura, Dukla, Silesian and Skola nappes.

Analysed seepages are grouped primarily on the outcrops of the Inoceramian Beds of the Magura nappe and the Krosno Beds of the Silesian nappe at the Upper Cretaceous-Paleocene and Oligocene ages. They are connected with primary and secondary migration as well as remigration of hydrocarbons.

Documented seepages of hydrocarbons occur almost in the valleys of the rivers and their tributaries, mostly within the outcropping eroded anticline folds and joints on their flank, and less frequently along the tectonic dislocations zones. A considerable number of them was also found in the Quaternary river sediments and waste covers mostly in the form of mining pits and hand-dug well located close to revealing seepages in the beds of watercourses water.

Intensity of oil seepages is also associated with the problem of assessing their potential impact on the environment. In the case of exploitation of oil fields, there must be assessed an effect of the exploitation process. This is a subject of understandable concerns of environmental organizations and local authorities. An impact of the presence of hydrocarbons seepages on the daily live of local people and to the environment are presented in the contribution as well.

This research was supported by the Polish Oil and Gas Exploration and Production Company – PGNiG S.A. Project No. V-21/2006.

M. MICHNA: **Difficulties associated with 3D modelling of the Nowy Targ – Cracow cross-section (Outer Carpathian, Poland)**

Department of Fossil Fuels, AGH-UST, Cracow, Poland

The goal of 3D static modelling is to show a spatial variation in reservoir properties. Proper designation of the structural framework is very important and can significantly affect the distribution of petrophysical parameters. The study presents difficulties associated with the construction of such a model. A complicated tectonic heterogeneity of the Outer Carpathians requires application of such advanced techniques and tools in 3D modelling as Petrel software.

Three-dimensional reservoir modelling was based on the Nowy Targ – Cracow cross-section cutting all major structural units of the Outer Carpathians. It was prepared for the geothermal potential evaluation of the studied area. Structural geological interpretation performed by Tomasz Malata had to be simplified. A GRID-based software was used for this modelling. Two separate 3D models were created. Upper model was composed of 4 zones consisting of thee uppermost Eocene-Oligocene, Eocene, Upper Cretaceous--Paleocene and Lower Cretaceous rocks. The lower model was represented by the Lower Cretaceous rocks, Krosno Beds, Menilite Beds, Hieroglyphic Beds and Inoceramian Beds. The total amount of 3D cells was set on over 10 000 000.

Structural framework was populated with petrophysical parameters using stochastic and deterministic methods. The petrophysical models reflect the distributions of the clay content (VCL), porosity (PHI; Fig. 1), saturation with water (SW) and permeability (K), determined on the basis of interpretation of the well-log curves. The permeability model was formed applying the method of Zawisza (1993) that is based on the well-log curves and describes the relationship between the porosity and the clay content of rocks.

The best reservoir properties within this cross-section occur in the Upper Cretaceous-Paleocene rocks of the Magura nappe. The results of modelling also show that potential, though poor geothermal reservoirs are related with the Krosno Beds. In the area between Skomielna Biała and Obidowa (southern part of the cross-section)

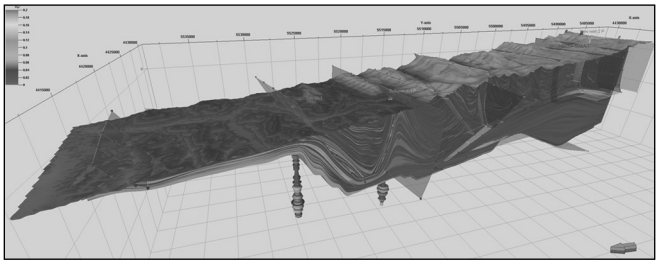


Fig. 1. Distribution of porosity in the petrophysical model.

they reveal porosity about 10 %, permeability of 5 mD and clay content 45 %.

For construction of 3D models the Petrel 2009.2 program was used. The program was delivered by SIS Schlumberger for the Faculty of Geology, Geophysics and Environment Protection, under the agreement about supporting the educational and scientific activities.

L. PETRÝDESOVÁ[1], P. LIŠČÁK[2] and R. PUTIŠKA[3]: **Geophysics measurements and stability analyses of selected landslides**

[1]Department of Engineering Geology, Comenius University, Bratislava, Slovak Republic
[2]State Geological Institute of Dionýz Štúr, Bratislava, Slovak Republic
[3]Department of Applied and Environmental Geophysics, Comenius University, Bratislava, Slovak Republic

Recently increased attention is paid to the question of slope deformations (mainly landslides). In the Slovak Republic they represent one of the most common and most dangerous exogenous geodynamic phenomena, which often create a barrier for rational land use. The inventory of slope deformations in Slovakia was completed in 2007 reaching a total of 21 190 slope failures (5.25 % of total land area). Every year, landslides are the cause of damage to roads, existing settlements, and destruction of cultivated land, wooded areas etc.

One of the basic engineering problems in the estimation of the slope stability is the determination of the causes of slope movement. Without knowing the cause it is not possible to predict the subsequent progress of slope movement and also to design effective remediation methods. For the determination of the cause it is vital to know the conditions under which landslides have occurred and the triggering factors.

For stability calculations a thorough knowledge of engineering geological and hydrogeological conditions of the landslide areas is important. In compiling of the slope geotechnical model it is necessary to know the details of territory geology and shear parameters of all lithological complexes making up the slope. As the model sites two landslides from the landslide areas on the left side of the river Váh between the towns of Hlohovec and Sereď were selected, having in mind a concept of waterwork construction in the future. Slope deformations are very heterogeneous and the interpretation of geology based only on the engineering geological boreholes would be subjective, so we performed there geophysical measurements using electric resistivity tomography (multicable method). The resulting model of the resistivity was adjusted according to the lithology from boreholes especially within the transformation part of the landslide, where no boreholes were at hand, and completed. The clay and sand strata were clearly distinguished in the final resistivity model. Although the individual layers were relatively exactly determined, the slope had to be generalized because the stability program which was applied (Geo5 slope stability) could not calculate with the lens--like objects (e.g. small sand lenses). Stability analyses were carried out using Sarm's method on polygonal slip surfaces identified by the survey and calculated for 3 levels of the ground water table levels (for a ground water level met, as well as for the maximum and minimum levels). In one of the selected landslides the geophysics identified a basal slip surface depth of more than 40 m probably crossing underneath the river Váh bed up to its other side. The resulting degrees of stability for both landslides were negative even at the minimum height of ground water table level. Since the sections are considering with the construction of the waterwork an improper intervention may lead to activation of landslides with consequent negative impacts. This can be avoided by the appropriate remedial actions.

This work was supported by the grants VEGA 1/0331/09 and 1/0910/11.

D. PIETRUCIN and D. SALA: **Chemical composition of waters and bottom sediments from lakes in the Osielsko region**

Department of Hydrogeology and Engineering Geology, AGH-UST, Cracow, Poland

The aim of this study is the estimation of contamination level of water reservoirs in Osielsko region, located about 10 km north–east from Bydgoszcz. In terms of hydrography this area belongs to drainage basin of Vistula and Brda rivers. Discussed area was covered by ice during the last glacial period, what brings geomorphological, hydrographic and soil consequences, visible in the landscape types.

In order to determine pollution level of the water reservoirs, five water and bottom sediment samples were collected during the field works. The electrolytic conductivity (EC), reduction potential (Eh), pH and temperature of the water were measured *in situ*. The chemical analyses of the water included: determinations of main cations and anions by the titration and AAS methods and marks of the trace metal levels by the ICP–MS method. In addition, selected physico--chemical parameters, such BOD (biological oxygen demand) and COD (chemical oxygen demand) were performed. In the sediments, the concentrations of trace elements (As, Cd, Cu, Cr, Ni, Pb, Zn) were estimated in fraction <0.063 mm using AAS and ICP–MS methods. Moreover, in the sediments to determine the content of fine particles – the sand ratio test was done in accordance with the Polish Standard (PN–EN 933–8:2001).

As a result of analysis it was derived that the waters from lakes are neutral (pH 7.01–7.74) with variable conductivity (values range from 318 to 987 μS/cm) and reduction potential (226–252 mV). The waters of study area show very low ion concentrations with the prevalent HCO_3–Cl–Ca–Mg–Na and HCO_3–SO_4–Cl–Ca–Mg–Na water types (according to Altowski–Szwiec classification) with predominant calcium and bicarbonate. In the case of physico-chemical parameters, the quite high BOD and COD values reaching 3.17 O_2/L and 51.65 O_2/L were found in the lakes which have in the substrate large amount of organic matter.

The trace metal concentrations in the bottom sediment are relatively low and depend on the location of the lakes. Accumulation ranges are as follows: 0.13 to 0.15 mg/kg for arsenic, 0.04 to 0.18 mg/kg for cadmium, 2.89 to 11.10 mg/kg for copper, 2.79 to 9.38 mg/kg for chromium, 1.65 to 6.72 mg/kg for nickel, 2.48 to 7.06 mg/kg for lead and 20.00 to 48.53 for zinc. Moreover, comparison of the heavy metal contents with the LAWA classification indicate that the bottom sediment samples may be classified to the first purity class as uncontaminated.

Therefore, the field observations and laboratory results suggest that the water and bottom sediment samples from the lakes are not polluted. Only the highest content of phosphate (up to 12.40 mgPO_4/L) was recorded in lakes, which clearly demonstrates the continuing processes of eutrophication for the studied lakes in the Osielko commune.

M. PSYKAŁA and J. MATUSIK: **Intercalation of dodecylamine into kaolinites of high structural order**

Department of Mineralogy, Petrography and Geochemistry, AGH--UST, Cracow, Poland

Kaolinite is a dioctahedral 1 : 1 layered mineral. It is the most abundant mineral among clay minerals. New hybrid materials based on kaolinite are synthesized and more often used for industrial and environmental purposes. There is an increasing demand for hydrophobic mineral nanoparticles which can be used as fillers for production of e.g. polymer nanocomposites. Therefore the goal of this study was to prepare and compare intercalates of highly ordered kaolinites with dodecylamine. Amine intercalation changes the surface character of mineral to strongly hydrophobic and significantly

increases the interlayer space thus enabling better dispersion of mineral particles in the polymer matrix.

For the experiments kaolinites of high structural order were chosen: Maria III (M) from the Polish deposit (Hinckley index HI = 1.57), Capim (C) from Imerys® company (HI = 1.33) and kaolinite from Carter® products (N) (HI = 1.33). Kaolinite-dimethyl sulfoxide (DMSO) complex was used as a precursor. For this purpose 2 g of kaolinite reacted with 27 ml of DMSO/3 ml of H_2O at 70 °C for 2 hours. The samples were centrifuged and dried at 60 °C for 24 hours (KDS). Secondly KDS (500 mg) was stirred at room temperature with CH_3OH (7 ml) for 24 hours. The process was repeated 7 times (KM). Finally, wet KM was mixed with saturated dodecylamine (C12N) solution for 24 hours. This step was repeated 2 times (KDA). The samples were examined by XRD, IR and elemental analyses (CHNS) were carried out.

The formation of KDS complexes for all samples was confirmed by the presence of d_{001} = 11.2 Å peak in the XRD patterns. IR bands related to hydrogen bonds between DMSO and kaolinite OH groups were observed at 3 540 cm^{-1} and 3 504 cm^{-1}. The formation of KM was confirmed by the disappearance of peaks characteristic for the KDS and change in intensity and positions of peaks in the 19-23°2Θ range. IR spectra revealed the presence of bands related to C-H stretching vibrations at 2 960 cm^{-1}, 2 924 cm^{-1} and 2 840 cm^{-1}. Disappearance of bands at 3 540 cm^{-1} and 3 504 cm^{-1} confirmed the removal of DMSO. Insertion of C12N into structure of NM and MM samples was confirmed by the presence of d_{001} = ~42 Å peak. The intercalation did not occur for the CM sample. The natural M sample showed highest susceptibility towards intercalation in contrast to industrially modified N and C samples. IR bands at 2 958 cm^{-1}, 2 926 cm^{-1} and 2 854 cm^{-1} (C-H stretching) were observed for the new complexes in positions similar to these for pure C12N. This confirmed bilayer, all-trans conformation of amine chains. The model of MDA intercalate with chemical formula: $[Al_2Si_2O_5(OH)_{2.96}(OCH_3)_{1.04}](C_{12}H_{27}N)_{0.73}$ was proposed on the basis of XRD and IR data taking into consideration the size of the C12N molecule (Fig. 1).

This research was supported by the Ministry of Science and Higher Education under "Iuventus Plus" research Project No. IP2010 025070 (2010/2011).

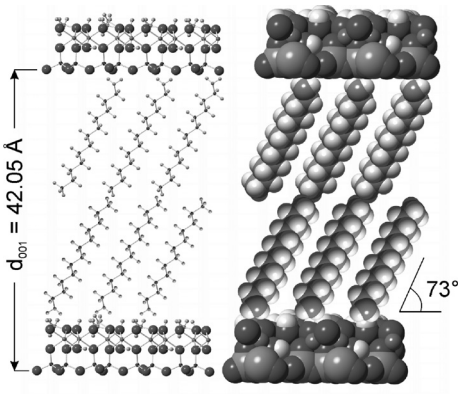


Fig. 1. Dodecylamine C12N molecule.

L. RYŠAVÁ: **Correlation of the Upper Jurassic to Lower Cretaceous sequences of the Hrušové section (Čachtické Karpaty Mts., Western Carpathians) with coeval deposits derived from the borehole Borský Jur 15 (the basement of the Vienna Basin)**

Department of Geology and Paleontology, Comenius University, Bratislava, Slovak Republic

The Mesozoic basement of the Slovak part of the Vienna Basin partially consists of the nappes of the Northern Calcareous Alp, which continue towards NE and they appear on the surface as Veterlín, Havran, Jablonica and Nedzov nappes in the Malé Karpaty Mts. (Hamilton et al., 1990). The Hrušové section comprises the complex of Jurassic and Lower Cretaceous sediments, which Hanáček (in Salaj et al., 1987) classified as the Hrušové Group of the Nedzov nappe. The borehole Borský Jur No. 15 revealed various Upper Jurassic to Lower Cretaceous facies uncovered under the Neogene fill of the Vienna Basin in the Borský Jur area. It can be supposed that the sediments of the Hrušové section and the Borský Jur area developed in the adjacent area. The sediments studied were divided as follows:

Callovian–Oxfordian

The limestones with the cherts belong to packstones to grainstones of the filament microfacies passing locally to wackestones to packstones of the radiolaria-filament microfacies and sponge-radiolarian microfacies. They contain cysts of calcareous dinoflagellates – *Cadosina parvula* Nagy, *Colomisphaera fibrata* (Nagy), *Schizosphaerella minutissima* (Colom), *Colomisphaera pieniniensis* (Borza), rare globochaetes, fragments of hyaline and agglutinated foraminifers, *Lenticulina* sp., crinoids, aptychi, ostracods and bivalves. Radiolarians, sponge and filaments are locally silicified. Studied limestones contain the biomarkers of the Late Oxfordian Fibrata Zone (sensu Reháková, 2000).

Samples from the core 3 (3 103–3 107 m) contain calcified radiolarians, globochaetes, fragments of crinoids, ostracods and foraminifers.

Kimmeridgian–Lower Tithonian

Wackestones to packstones with radiolaria-sponge and sponge--radiolaria microfacies. They contain saccocomas, filaments, bivalves, ostracods, crinoids and cysts of calcareous dinoflagellates – *Stomiosphaera moluccana* Wanner, *Schizosphaerella minutissima* (Colom), *Cadosina parvula* Nagy, *Colomisphaera pulla* (Borza), *Carpistomiosphaera borzai* (Nagy), *Parastomiospahera malmica* (Borza) indicating the Upper Kimmeridgian Borzai Zone and Lower Tithonian Malmica Zone (sensu Reháková, 2000).

Samples from the core 8 (3 526–3 530 m) contains wackestone of radiolaria-saccocoma microfacies with calcified radiolarians, saccocomas and fragments of aptychi and filaments.

Upper Tithonian–Lower Berriasian

Wackestones of radiolaria-calpionella and calpionella--globochaete microfacies with crinoids, bivalves, sporadically saccocomas, sponge spicules, ostracods, aptychi, foraminifers and calpionellids – *Crassicollaria parvula* Remane, *Crassicollaria colomi* Doben, *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella elliptica* Cadisch, *Tintinopsella carpathica* (Murg. et Filip.), *Remaniella ferasini* (Catalano), *Remaniella borzai* Pop, *Remaniella catalanoi* Pop. *Calpionellids indicate* Late Tithonian Crassicollaria Zone (Colomi Subzone) and the Berriasan Calpionella Zone (Elliptica Subzone, sensu Reháková, 1995).

Samples from the core 6 (3 394–3 398 m) are built with wackestone of radiolaria-calpionella microfacies with *Calpionella alpina* Lorenz, *Tintinopsella carpathica* (Murg. et Filip.). Sediments are tectonically reworked. Samples from the core 5 (3 321–3 325 m) and 7 (3 497 to 3 497.7 m) are built with wackestone of radiolarian-calpionella microfacies with *Calpionella* sp., *Crasicollaria* sp., *Tintinopsella* sp., *Calpionella alpina* Lorenz.

Thus, in the Borský Jur area the Jurassic and Lower Cretaceous sediments are standing and folding into slices.

This work was supported by the grant APVV-0280-07.

V. ŠIMONOVÁ: **Paleostress reconstruction based on kinematic analysis of multiple fault structures of selected localities in the Manín Unit (western Slovakia)**

Department of Geology and Paleontology, Comenius University, Bratislava, Slovak Republic

This study reconstructs the chronology of paleostress evolution and faulting in the western part of the Pieniny Klippen Belt. The Manín Unit experienced polyphase deformation at the boundary

between the Tertiary accretionary wedge of the External and the Cretaceous nappe systems of the Central Western Carpathians. It was incorporated into the PKB and attained its tectonic style after its nappe emplacement during mid-Cretaceous times. It represents a frontal nappe element of the Fatric nappe system (Plašienka, 1995) and is composed of Jurassic–Cretaceous sedimentary succession dominated by bedded limestones, which were subjected to structural analysis. Based on kinematic analyses of meso--scale faults (slickensides), several brittle deformation stages characterized by certain properties of the reconstructed stress field have been discerned. We have employed the program Win_Tensor for the computation of stresses and the separation of the faults into homogeneous groups. Relative superposition of individual paleostress states was derived from the field structural relationships; their tentative stratigraphic age was estimated mainly by the comparison with other published data.

This study presents the paleostress analysis of three localities in the Manín Unit: Butkov quarry, Tunežice quarry and Mojtín quarry. Paleostress analysis revealed the existence of six different stress fields in the period from Early Eocene to Quaternary.

During the Eocene, E–W compression and perpendicular tension affected the area. This stage was accompanied by the formation of strike-slip faults (NE–SW trending dextral faults). During the earliest Miocene, the deformation was characterized by the transpression. Orientation of the compressional stress axis was in the NW–SE direction. The evolution between Ottnangian – Early Badenian was influenced by the compression regime. The middle Miocene to Pliocene was characterized by a progressive rotation of the paleostress fields from NW–SE to the NE–SW direction of the maximum principal compressional stress axis (σ_1). The younger fault population was activated under NNW–SSE oriented extension. Gradual reorientation of the stress field resulted in the development of variable, often reactivated fault structures. This general clockwise rotation of the Eocene to Quaternary paleostress field could be explained by both – the effect of the counter-clockwise rotation of the ALCAPA microplate and by the regional stress field changes.

This work was supported by the Slovak Research and Development Agency under the contract No. APVV-0465-06 and VEGA 1/0388/10.

P. SKIBOVÁ: **Characteristics of the Neogene stratigraphic structures suitable for underground gas storages in the Košice Depression, Eastern Slovakia**

Department of Geosciences, Technical University, Košice, Slovak Republic

Efforts for improving environment and for having back-ups for an abrupt cut off of gas import, thus for the economic independence, motivated wide range of works aimed at prospection of structures suitable for the underground gas storage (UGS) constructions and their economic evaluation. There are several types of UGS of which the most effective are storages using mined-out former hydrocarbon traps. Such storages are formed by the stratigraphic, structural and structural-stratigraphic traps.

One of the first steps in the UGS evaluation process is estimation of their suitability from the point of view of lithology, petrophysical parameters, geometry, tectonic distortion and pressure-temperature conditions. The first evaluation of perspectiveness of the Košice Depression for the occurrence of UGS is mostly done on the basis of seismic and well analysis. This work was concentrated on stratigraphic type of UGS. Analysis of 2D seismic sections revealed possible occurrence of such traps built up by the sandstone and conglomerate bodies of fluvial channels and deltaic interdistributary channels. Another type of stratigraphic UGS, which occurrence may be assumed in the Košice Depression, is unconformity type represented by the Late Badenian sediments overlapping older surfaces.

Based on seismic profiles, it is assumed that potential stratigraphic type of UGS is represented by the low-volume storages that are more suitable for a short-time gas delivery during possible interruption of its normal supply (Janočko and Skibová, 2011).

This publication is the result of the project New detection methods and technologies for obtaining unconventional energetic Earth resources. ITMS: 2622022003, activity 1.2 supported by the Research & Development Operational Programme funded by the ERDF.

T. ŚLIWA[1] and E. PAŃCZYK[2]: **Nuclear techniques for the protection of alabaster sculpture from the chapel of the Purification of the Holy Virgin Mary and chapel of SS Mathias and Matthew (Wawel Cathedral)**

[1]Department of General Geology and Environment Protection, AGH--UST, Cracow, Poland
[2]Department of Nuclear Methods of Material Engineering, Institute of Nuclear Chemistry and Technology, Warsaw, Poland

Alabaster gypsum ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) has been used for artworks throughout history due to its fine-grained texture, pure white colours and its softness making it easy to work. Like other types of artefacts, it may be crucial for art historians or museum conservators to assign correctly the provenance of the raw material on order to validate or invalidate hypotheses based on iconographic or stylistic comparisons.

European sources of alabaster exploited for decoration since Middle Ages are present in England (S. Derbys and Staffs), France (Paris), Spain (e.g. Mérida) and Italy (Volterra and Castellina), while German deposits have given material since the 18th century. In Poland, alabaster gained particular popularity in the Renaissance and Baroque period, when its decorative value (e.g. transparency) could be utilized best by contrasting with other rocks as compact limestone, especially black limestone from Dębnik (Poland).

This forgotten today beautiful stone was also mined in the Ukrainian part of the Carpathian Foredeep. There are a number of quarries exploiting Badenian (middle Miocene) alabaster gypsum (in particular Tyras suite) are known since the 16th century (e.g. Zhuravno, Vasiuchyn). Its applications in Cracow date back to the period before the World War Two.

The main aim of this work is to compare the content of the trace elements in alabaster obtained from many gypsum exposures occur along the Dnister River in eastern Galicia, Podolia, Bukovina (West Ukraine) and tombs of Bishop Filip Padniewski and Cardinal Jan Aleksander Lipski. The analysis of the samples was carried out by INAA using standards of the elements to be determined. Major components of alabaster have a low (n, γ) reaction cross section which is of advantage for carrying out the analysis. The irradiation was carried out in the MARIA reactor at Świerk near Warsaw, at a neutron influx of $8 \cdot 10^{13} n/cm^2 s$. The samples were irradiated for 24 h and cooled for 12 h.

Nuclear techniques can play an important role for the study, restoration and conservation of cultural heritage, helping to determine to age and origin and production these objects. Such techniques can also verify authenticity and provide information on the composition of original materials.

M. SMREČKOVÁ: **Radiolarians from the Cretaceous formations of selected units of the Western Carpathians and their paleoecological implications**

Faculty of Natural Sciences, Matej Bel University, Banská Bystrica, Slovak Republic

The paper focused on radiolaria-bearing sediments from the Lower, Middle and Upper Cretaceous formations of the western part of the Pieniny Klippen Belt and Manín Unit.

The Lower Cretaceous microfauna of radiolarians has been studied in locality Horné Srnie – Samášky. Radiolarians society in

this location came from the chert inserts in the Pieniny Limestone Formation – succession in the Kysuce Klippen Belt. Radiolarians microfauna from this locality presents stratigraphic interval of Upper Valanginian – Hauterivian.

The rate of diversity S/N obtained from samples indicates relative sea-level lowstand in the given period and following transgression.

The Middle Cretaceous radiolarian microfauna has been studied in Červená Skala and Vršatec localities. Variegated marlstones of Czorsztyn Succession of Pieniny Klippen Belt (Jaworki Marl Formation) were evaluated biostratigraphically. They correspond to stratigraphic range from the Middle Cenomanian to the Turonian in locality Červená Skala and to the stratigraphic range from the Turonian to the Coniacian in locatity Vršatec. Based on the proportion of diversity as well as composition of foraminiferal microfauna in the samples from localities Červená Skala and Vršatec it may be stated that the biosilicite productivity and the concentration of radiolarians are an unambiguous evidence of eutrophication of underground water segments. In both locations radiolarians are dominated by the forms indicative of unstable environmental conditions, which correspond to the Ocean Anoxic Event 2 from the Late Cenomanian to the Early Turonian.

The youngest radiolarian microfauna from the Late Cretaceous is represented by the radiolarian horizons in the Hrabové Formation at the Praznov locality. It is a part of the Manín or Podháj units, which attribution has not been solved yet. These occurrences of radiolarians represent the first findings of this microfauna in the Slovak territory. Radiolarian associations correspond to the stratigraphic interval from Coniacian to Campanian.

From the obtained proportion of S/N we can assume that attendant assemblage show likely deterioration of environmental conditions responding to previous significant biotic event during Santonian – Campanian.

Summing up, it may be assumed that radiolarians horizons in the Cretaceous formations from given localities of the Pieniny Klippen Belt and the Manín Succession were arising in common environmental conditions. The main evidence was the eutrophication of surface water layer affected by a great input of nutrients into the pelagial part of the ocean as a result of relative fall of the sea level and following transgression. Stress conditions for microfauna are the reason of a high production of forms tolerating eutrophic conditions.

The paper is a contribution to APVV LPP 0120-09, VEGA 2/0140/09, VEGA 1/0744/11 and UGA 09-000-28 projects.

P. SZATAN, A. PIÓRKOWSKI, T. DANEK and A. PIĘTA: **Client side web-based simulations of geophysical phenomena**

Department of Geoinformatics and Applied Computer Science, AGH--UST, Cracow, Poland

The model of a client side processing becomes very popular in the last decade. Thin clients are equipped with a high performance hardware; therefore a client side processing is available. The scope of this work is to select an adequate technology to create a web-based application that simulates some of geophysical phenomena.

The authors implemented two models for important geophysical phenomena – seismic wave field and geothermal field. In the first case the acoustic wave equation solving is needed. Classic Alford's finite different solution was used. In the second case the heat-conductive equation was solved for two-dimensional isotropic medium. Both simulations are very time consuming, therefore the choosing of an adequate web technology for computing and visualization is pivotal.

There are several popular technologies to present client-side visualization. The most popular is Adobe Flash. Worth mentioning are haXe and Adobe Alchemy. The component environments provide own platform for a client-side processing. The Sun Java platform offers an applet technology that enables to run smart code portions of a bytecode in the client's browser. The equivalent technology for Microsoft.NET is Silverlight. The Silverlight executables can be run also under Linux in Moonlight (Mono) environment.

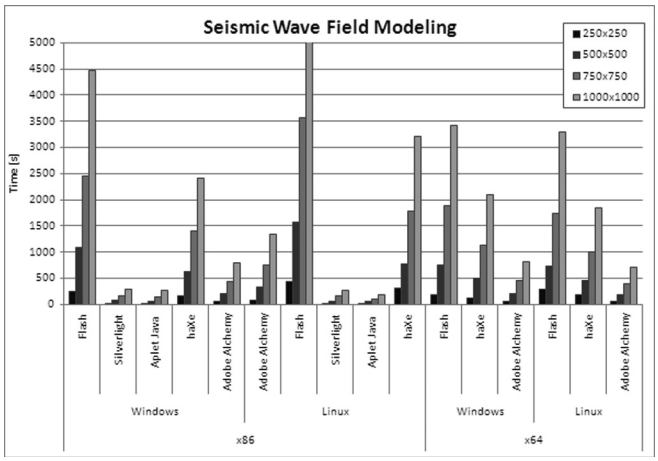


Fig. 1. Selected efficiency analysis results obtained using different internet technologies.

The authors tested the performance of simulation code executions in presented technologies. There were four dimensions of input data selected: 250 x 250, 500 x 500, 750 x 750 and 1 000 x 1 000 points. The results are presented on the figure placed below the text. Tests show that the Java Applet and MS Silverlight technologies provide the fastest code execution. The slowest is Flash. Unfortunately, the results show that smooth animation is only possible for small (educational) models.

This work was financed by the AGH – University of Science and Technology, Faculty of Geology, Geophysics and Environmental Protection as a part of statutory project.

M. VĎAČNÝ: **Rare earth element geochemistry of Late Paleozoic sandstones from the Malužiná Formation in the Malé Karpaty Mts.: Provenance and tectonic control**

Department of Mineralogy and Petrology, Comenius University, Bratislava, Slovak Republic

The rare earth elements (REE) are generally considered to be immobile, exhibiting only minor changes during sedimentary processes. Their abundance in source rocks and weathering conditions in the provenance region have been considered as the major factors controlling the REE in sediments. Syn- and post--depositional processes such as exchange reactions during transport, deposition and diagenesis are insignificant in altering the REE content of sediments. The main goal of this study is to show the relationship between REE characteristics, provenance type and the tectonic setting of the source area for the Malužiná Formation sandstones (a part of the Ipoltica Group) in the Malé Karpaty Mts.

The Malužiná Formation is a clastic sedimentary formation with sporadical chemogenic sediment interbeds of variable thickness. Synsedimentary andesite-basalt volcanics with the tholeiite magmatic trend are the most significant component of the formation. The Malužiná Formation ranges from the Lower to Upper Permian in age.

Sandstones are the most frequent sediments in the Malužiná Formation. Examined sandstones mainly represent a group of arkosic sediments. These sandstones contain variable admixtures of acid and basic volcanic material of intraformational origin. Quartz (~57 %) and feldspars (orthoclase, microcline, microperthite, plagioclases; ~24.5 %) are the main components of the sandstones. They are associated with clastic micas and rock fragments (~15.8 %), mostly of synsedimentary volcanics, but also metamorphic lithic fragments were identified (e.g., sericite- and quartzose phyllites). The matrix

of the sandstones (~2.7 %) is slightly recrystallized and changed into an illite-sericite aggregate with quartz, carbonate, and chlorite. Quartzose, carbonate, illite, and ferruginous cements are preserved.

The REE characteristics of terrigenous sedimentary rocks reflect the tectonic setting of the sedimentary basin. Generally, in sandstones there is an increase in the total abundance of REE (ΣREE), a light to heavy REE ratio (ΣLREE/ΣHREE) and a decrease in the chondrite normalized Eu anomaly (Eu/Eu*) with the increase in SiO_2/Al_2O_3 and K_2O/Na_2O ratios. This is due to the change in the dominant source rocks from andesite to dacite, granite-gneiss and sedimentary rocks. On the plots of SiO_2/Al_2O_3 and K_2O/Na_2O versus REE parameters, the Malužiná Formation sandstones follow a general trend consistent with their derivation from the dacitic, granite-gneiss, and sedimentary source rocks. The chondrite-normalized REE distribution patterns are about the same for all studied sandstones and are similar to that of the average Post-Archean Australian Shale (PAAS). The predominantly felsic composition of the sandstones from the Malužiná Formation is supported by the REE plots which show enriched light REE, negative Eu anomaly and flat or uniform heavy REE. The abundances of La (~25.02 ppm), Ce (~48.57 ppm), ΣREE (~113.77 ppm) and the Eu/Eu* (~0.78) ratio of the Malužiná Formation sandstones are similar to those of continental island-arc sandstones. These features signalize a mixed provenance from a dissected magmatic arc-recycled orogen and a continental island-arc type of tectonic setting for the Malužiná Formation sandstones. Contrary to this general tendency, the La/Yb (~19.19), LaN/YbN (~12.97), and ΣLREE/ΣHREE (~11.61) ratios of the Malužiná Formation sandstones indicate their derivation dominantly from a rifted continental crust in the back-arc position.

This study was realized with the support of Grants No. UK/236/2010 and UK/416/2011 provided by the Comenius University in Bratislava.

P. VRŠANSKÝ: **Pterosaur ectoparasites**

Geological Institute, SAS, Bratislava, Slovak Republic
Paleontological Institute, RAS, Moscow, Russia

In 14th century, when flea–borne plague killed a third of all Europeans, we catch lapidarous evidence for the importance of ectoparasites. They represent as much as 10 % of all species of organisms and often control whole ecosystems. The oldest ectoparasites have been recently described by us from the Middle Jurassic of Daohugou in China. Paragliders were parasitizing extinct flying reptiles – pterosaurs and now are housed within a separate (43rd, 12th exclusively extinct) insect order Nakridletia, characterized with a sucking beak, "nippers" for attaching to host, gill-like appendages with ctenidia-like function, and unsclerotized body serving as blood reservoir. They are extremely similar to unrelated pediculid lice infesting humans and thus are expected to live on "warm-blooded" hosts. Diversity of this wingless order with complete metamorphosis was rather high – five specimens belong to four species, two genera and two families (figured is *Vosila sinensis*).

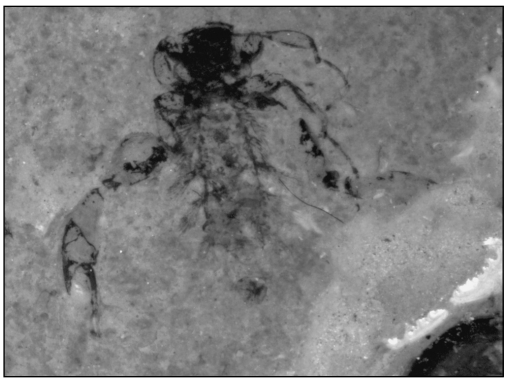


Fig. 1. Ectoparasite *Vosila sinensis*.

M. WALICZEK and M. BAŁA: **Calculation of radiogenic heat of Zechstein and Carboniferous strata based on well--logging data from the Brońsko reef area (SW Poland)**

Department of Fossil Fuels, AGH-UST, Cracow, Poland

The goal of this paper was to evaluate the radiogenic heat (A). The calculations were performed for boreholes B-2, B-3, B-4, and B-8 that were located in the central part of the Brońsko reef. The reservoir is built of reef sediments, which have been dated of Zechstein Limestone. Well measurements were done in five lithostratigraphic units: Basic Anhydrite, Upper and Lower Anhydrite, Main Dolomite, Zechstein Limestone (Zechstein, Permian) and Carboniferous rocks.

Three elements ***potassium, thorium*** and ***uranium*** during ratio decay generate ***radiogenic heat*** in rocks. According to oil geology the most significant element is uranium due to the fact that an occurring of uranium is associated with presence of an organic matter.

Based on spectral gamma ray and Litho-Density Logs measurements the quantitative concentration of radioactive elements including uranium, thorium and radioactive isotope of potassium (^{40}K) was evaluated which, together with bulk density, were used to calculate the radioactive heat. To compute radiogenic heat GeoWin Program and Rybach's equation was used.

The measurement was shown as a:

- Combination of GRS (API), NPHI (%), RHOB(g/cm^3), DT(us/m), and components of potassium C_K (%), thorium C_{Th} (ppm) and uranium C_U (ppm) and calculated radiogenic heat A (μW/m^2) at a depth interval 2 160.0 – 2 245.0 m of borehole B-4
- Crossplot Pe – RHOB – A for Zechstein and Carboniferous deposits in borehole B-8.
- Crossplot U – Pe for Zechstein and Carboniferous deposits in borehole B-8.
- Histogram of radiogenic heat A for Zechstein and Carboniferous deposits in borehole, B-8 (Fig. 1).

Increased values of A were characteristic of Main Dolomite, Zechstein Limestone. The highest Radiogenic Heat Production Rates occurred in Carboniferous sediments. Due to the present of clay and potassium salt intercalations RHP is higher. Sediments of Basic Anhydrite and Upper and Lower Anhydrite are characterized the lowest RHP rates.

The mean value of radiogenic heat production rates for Zechstein and Carboniferous deposits contains between 0.255 (μW/m^3) for salt deposits and 1.79 (μW/m^3) for Carboniferous mudstone and sandstone.

Rocks with higher kerogene transformation ratio, which is an important to petroleum prospecting indicator of hydrocarbon generation, generate more radiogenic heat.

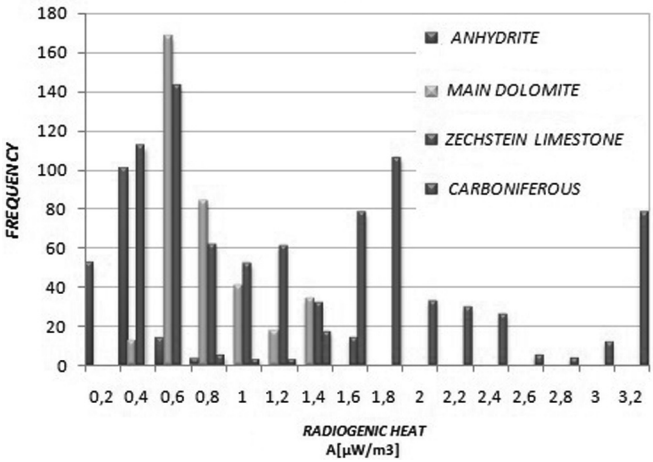


Fig. 1. Histogram of radiogenic heat A calculated in borehole B-8.

According to higher RHP rates in Carboniferous mudstone and sandstone it can be claimed that those rock could be the source rocks for Brońsko deposit.

K. WĄTOR: **Assessment of chemical composition of therapeutic water from Busko Zdrój using principal component analysis**

Department of Hydrogeology and Geology Engineering, AGH-UST, Cracow, Poland

Techniques of multivariate data analysis might be effectively used to classify and analyse similarity between objects. These methods are often applied during analysis of spatial variation of water chemical composition. They let us educe objects (samples, monitoring points) which are similar in terms of analysed qualities (e.g. concentrations of physical and/or chemical indicators of the water). The most common method is principal component analysis (PCA).

Principal component analysis is one of the factor analysis techniques. These methods let us reduce number of variables or indicate relevant correlations between variables described multivariate effects. Methodology of principal component analysis is described in literature (e.g. Mazerski, 2009; Rószkiewicz, 2010; Marengo et al., 2008).

In this paper principal component analysis is used to appraise similarity between therapeutic water samples collected in the region of Busko Zdrój Spa (seven intakes: 8b Michał, 13 Anna, 16A Wiesława, 17 Ignacy, B-4b Aleksander, 15 Henryk oraz B-19 Małgorzata). These are specific mineral waters (Dz.U. z 2006 r., Nr 80, Poz. 565) because mineralization is higher than 1 000 mg/L and they contain specific components: (1) *sulphides and other sulphur (II) compounds*, (2) *fluorides*, (3) *iodides* and (4) *iron* (II).

Physicochemical results of analysis performed between 2005 to 2010 by certified Hydrogeochemical Laboratory of Hydrogeology and Geology Engineering Department of the University of Science and Technology in Cracow (Polish Centre for Accreditation certificate number AB 1050) were used. All samples were collected by certified sampler according to PN-ISO 5667-11:2004 standard (one sample per year for each intakes) and analysed using ICP-MS (PN-EN ISO 17294:12007 and PN-EN ISO 17294-2:2006) and ICP-OES (PN-EN ISO 11885:2009) methods. Concentrations of major ions and several specific components (Na, K, Mg, Ca, Cl, SO_4, HCO_3, F, J, Fe) were used to principal component analysis.

In analysis IBM SPSS Statistics v. 19.0 software was used.

All data were normalized and Kaiser-Mayer-Olkin and Bartlett's tests were done to appraise correlations between data and adequacy of input data to PCA idea.

The next step was a choice of principal component numbers. On the basis of three criterions: (1) *total variance explained*, (2) *eigenvalue* and (3) *scree plot* two principal components were extracted. This let us to chart a correlation between two extracted principal components and assess similarity of analysed intakes. Objects which are nearest center of the graph are the most similar to each other.

This work was partially supported by founds from the National Science Center.

F. ZALEWSKI: **Application of gypsum ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) for production of blocks of Abu Roasz pyramid**

Faculty of Earth Sciences, University of Silesia, Sosnowiec, Poland

On Abu Roasz hill, there are the ruins of pyramid. Until recent the entrance to the ruins has been forbidden, because of the proximity of a military area. One of the first teams of archeologist, which received a permission to do excavation work, was a French team.

By the results of their research, the Abu Roasz pyramid was built by the king Dzedefre, ruler of IV dynasty. They also observed that for filling up the space between monument's blocks, the gypsum was used as a binder. This is the oldest example of the gypsum use as a binding material in building, being proved by the science.

In 2006, the ruins of pyramid have been examined by the geologists from Academy of Mining and Metallurgy in Cracow. The scientists also have observed crystals of gypsum in the blocks of the pyramid. To eliminate possibility of secondary re-crystallization of gypsum, the samples have been taken for further examination. Thin sections were prepared and petrographic examination ruled out the possibility of re-crystallized gypsum. Also some bubbles of air with some none-transparent material inside have been observed. This allowed setting a hypothesis about the artificial origin of the blocks.

A laboratory experiment has been done. The same ingredients of rock samples that were observed in samples from Abu Roasz pyramid were used. Crystalline gypsum, sand from Sahara desert and cuttings of limestone rocks from the Giza plateau were used for the experiment. Crystalline gypsum has been crushed, milled, and parched in 130 deg of Celcius. Then all ingredients were mixed using water and poured in the molds for the implementation of mini-blocks. After hardening (24 hours) a microscope samples have been made for observation under polarization microscope. Petrologic studies show complete coincidence of samples from blocks of Abu Roasz pyramid with the samples made in laboratory. For a final conviction the petrographic thin sections of touches of modern concrete and the Middle Ages ceramics have been made. The petrographic picture of air bubbles, expressly confirms that both materials have artificial origin. Research confirms and establishes a hypothesis about technological production of blocks for the pyramid building using the gypsum. It is the world's first scientifically and experimentally validated example of the use of gypsum for the manufacture of blocks during the Old Egyptian Country.

R. ZUBAJ: **Minerals of crichtonite group: Product of alteration of monazite in metagranitic rocks of the Western Tatras area**

Department of Mineralogy and Petrology, Comenius University, Bratislava, Slovak Republic

Minerals of crichtonite group were identified in the mylonitized Hercynic metagranites of the Ostrý Roháč massif in the Western Tatras area. Members of crichtonite group minerals are complex oxides with general formula $^{XII}A^{VI}B^{VI}C_{18}{}^{IV}T_2O_{38}$ (Orlandi et al., 1997), where the main cations are: *A* = Sr, Pb, Ca, Na, K, REE, Ba, U; *B* = Mn, Y, REE, U, Zr; *C* = Ti, Fe^{3+}, Cr; and *T* = Fe^{3+}, Mg. From the studied rocks there were described crichtonite, dessauite-(Y), phase composition corresponding with crichtonite, but important is a dominant content of Fe^{2+} at position B ("Fe-crichtonite") and a phase composition identical with loveringite, but with a dominant content of Mn ("Mn-loveringite"). Crichtonite occurs in the form of irregularly shaped grains or inclusions (size up to 120 μm) in muscovite, biotite, clinochlore along with other members of crichtonite minerals group, monazite, apatite, rutile, allanite-(Ce), zircon and ilmenite. Chemical composition is dominated by TiO_2 50–59 wt.%, content of $FeO+Fe_2O_3$ is 25–28 wt.%, content of ΣREE oxides is 2–5 wt.% and content of SrO is 2–3 wt.%. Dessauite-(Y) forms irregular grains in muscovite max. 50 μm large along with other minerals of crichtonite group, biotite, allanite-(Ce) and apatite in sericitized albite. "Fe-crichtonite" was described from chloritic biotite, where it forms grains max. 60 μm high. Along with this mineral also rutile, apatite, zircon, monazite and sericitized albite are present. Mineral phase named "Mn-loveringite" made irregular grains max. 50 μm large in muscovites with titanite, rutile, monazite, chlorite, other crichtonites and sericitized plagioclase. Origin of crichtonites is bound to postmagmatic process of monazite alteration and breakdown. Other products of monazite alteration along crichtonites are epidote minerals group enriched of REE, apatite and yttrocrazite-(Y). Genesis of crichtonite group minerals can be expressed by the following equation: biotite (Ti) + plagioclase (Sr, Ca) + monazite (REE) → crichtonite + chlorite + REE-epidote + rutile (± titanite, ilmenite). This is a new type postmagmatic alteration of monazite in an environment rich in Ti (chloritized biotite) and Sr (sericitized plagioclase).

Skáčuci šváb *„Skok svaba“* – svetový úspech slovenského paleontológa z Geologického ústavu SAV

The jumping cockroach *“Skok svaba”* – worldwide success of the Slovak paleontologist from the Geological Institute SAS

Silvia Ozdínová
Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 15 Bratislava

Abstract: *The Top 10 New Species for the year 2010 encompassed a jumping cockroach (Saltoblattella montistabularis) from the Table Mountain, Cape Town, South Africa. Prior to its discovery the jumping cockroaches were known only from the Late Jurassic and supposed to be extinct. The predecessor of this recent cockroach from the Upper Jurassic Karabastau Formation in Kazakhstan, being named Skok svaba gen. et sp. n., was firstly described by the Slovak scientist Peter Vršanský from the Geological Institute of SAS. It is great succes of the Slovak paleontology.*

Key words: *fossil insects, jumping cockroach, new family, new genus, new species, Upper Jurassic*

Dňa 23. 5. 2011 uverejnil Medzinárodný ústav pre prieskum biologických druhov a výbor najvýznamnejších taxonómov z celého sveta rebríček desiatich najpozoruhodnejších organizmov, ktoré boli opísané počas roka 2010.

Rebríček je tvorený nasledujúcimi druhmi: pijavica prisatá k ľudskej sliznici, baktéria konzumujúca oxid železa – pochádzajúca z vraku Titaniku, ryba z Mexického zálivu pohybujúca sa na plutvách pripomínajúcich končatiny, svetielkujúca huba vegetujúca na konároch stromov v pralesoch, takmer dvojmetrový jašter žijúci na stromoch na Filipínach, antilopa zo západnej Afriky, svrček, ktorý je jediným opeľovačom vzácnej orchidey z ostrova Reunion, huba žijúca v tečúcej vode na rieke Oregon, pavúk z Madagaskaru, ktorý pletie 25 m rozsiahle siete, a skáčuci šváb zo Stolovej hory v JAR, ktorého predok bol známy z konca druhohorného útvaru jura a bol považovaný za vyhynutý druh.

A práve objaviteľom predchodcu tohto druhohorného „skáčuceho“ švába je vedecký pracovník Geologického ústavu SAV Peter Vršanský.

Peter Vršanský je celosvetovo uznávaný vedecký pracovník, milovník a ochranca prírody, ktorý sa okrem vedeckej práce venuje i vedecko-popularizačnej činnosti a publikuje tiež články vo vedecko-populárnych periodikách, ako sú napr. Quark (Vršanský, 2009a, b) a Príroda (Vršanský, 2010b). Vo svojej vedeckej práci sa venuje najmä štúdiu a evolúcii fosílnych švábov z obdobia druhohôr z rôznych regiónov sveta, ako sú napr. Čína (Vršanský in Liang et al., 2009), Rusko (Vršanský 2010a), Izrael (Vršanský in Ansyutkin et al., 2008), a je tiež autorom jednej kapitoly doteraz najvýznamnejšej monografie o histórii hmyzu z vydavateľstva Kluwer (Vršanský, 2002).

V roku 2007 opísal v článku „Jumping cockroaches (Blattaria, Skokidae fam. n.) from the Late Jurassic of Karatau in Kazakhstan“ skáčuceho švába z vrchnojurskej formácie Karatau v Kazachstane a nazval ho slovenským druhovým menom *„Skok svaba“*. Na jeho základe stanovil novú čeľaď *„Skokidae“* a rod *„Skok“*, čím zviditeľnil slovenský jazyk.

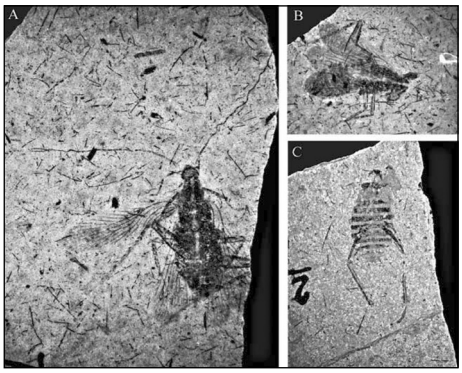
Ide o maličké šváby s veľkosťou asi 1 cm, s polopriehľadnými vrchnými krídlami a priehľadnými zadnými krídlami. Majú oválnu hlavu so zreteľným vonkajším sfarbením a veľkými očami. Majú redukované predné a stredné nohy a zadné nohy sú nadmerne vyvinuté – 1,5 násobne dlhšie ako je dĺžka tela. Zadné nohy sú uložené pod telom, a tak prispôsobené na skákanie. Adaptácia na skákanie bola potrebná ako stratégia úniku a chytania koristi. Zaujímavosťou je rozmnožovacia sústava a ústny aparát, a ich zaradenie do skupiny opeľovačov.

I keď boli nájdené len 4 jedince – 3 dospelé a jedno mláďa, z množstva asi 3 000 exemplárov nájdených v lokalite, boli pravdepodobne dosť rozšírené, pretože nález nedospelého jedinca je pomerne zriedkavý a to poukazuje na veľkú početnosť druhu. V roku 2010 opísal významný objav žijúceho skáčuceho švába zo Stolovej hory v Juhoafrickej republike vo svojom článku Horst Bohn so svojimi spolupracovníkmi (Bohn et al., 2010). Nazval ho *Saltoblattella montistabularis* a zaradil ho do čeľade Blattellidae. Zadné nohy má prispôsobené na skákanie, predĺžené a zosilnené. Má výrazné veľké oči a rozdielny tvar tela u samcov a samičiek.

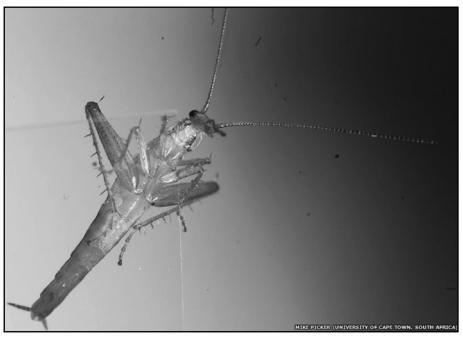
Autor porovnáva súčasne žijúce skáčuce šváby s opísanými fosílnymi švábmi z článku Vršanského (2007) a konštatuje podobnosť oboch druhov, avšak nie ich zhodnosť. Adaptácia na skákanie sa však vyvinula špeciálne len u týchto dvoch druhov švábov.

Rozdiely boli najmä v hrúbke svalu na zadnej „skákacej“ nohe, v jej dĺžke, vo veľkosti medzi skákajúcimi nohami a ostatnými nohami a tiež vo forme upevnenia „bedrového kĺbu“.

Význam opísaného druhohorného skáčuceho švába je nesporný pre pochopenie vývinových stratégií hmyzu, pri vytváraní nových stratégií úniku a chytania koristi.



Obr. 1/Fig. 1. *Skok svaba*, gen. et sp. n. (Vršanský, 2007).



Obr. 2/Fig. 2. *Saltoblattella montistabularis*, gen. nov., spec. nov. (Bohn et al., 2010).

References

ANISYUTKIN, L. N., GRACHEV, V. G., PONOMARENKO, A. G., RASNITSYN, A. P. & VRŠANSKÝ, P., 2008: PART II: Fossil Insects in the Cretaceous Mangrove Facies of Southern Negev, Israel. *In: Plant – Arthropod Interactions in the Early Angiosperm History: Evidence from the Cretaceous of Israel. Sofia, Pensoft, 189 – 223.*

BOHN, H., PICKER, M., KLASS, K. D. & COLVILLE, J., 2010: A Jumping Cockroach from South Africa, Saltoblattella montistabularis, gen. nov., spec. nov. (Blattodea: Blattellidae). *Antrhotpog systematics and Phylogeny, 68, 53 – 69.*

LIANG, J. H., VRŠANSKÝ, P. & REN, D. S., 2009: Chungkun. A new Jurassic carnivorous cockroach (Insecta, Blattaria, Raphidiomimidae) from the Inner Mongolia in China 2009. *ZOOTAXA, 1974, 17 – 30.*

VRŠANSKÝ, P., VISHNIAKOVA, V. N. & RASNITSYN, A. P., 2002: Order Blattida Latreille, 1810. *In: Rasnitsyn, A. P. & Quicke, D. L. J. (eds.): History of Insects. Dodrecht etc. Kluwer Academic Publishers, 263 – 270.*

VRŠANSKÝ, P., 2007: Jumping cockroaches (Blattaria, Skokidae fam. n.) from the Late Jurassic of Karatau in Kazakhstan. *Biológia, 62, 5, 588 – 592.*

VRŠANSKÝ, P., 2009a: Tajomný tuleň bajkalský. *Quark, 15, 12, 24 – 25.*

VRŠANSKÝ, P., 2009b: Život čajky. *Quark, 15, 9, 2, 26 – 27.*

VRŠANSKÝ, P., 2010a: A new genus and species of cockroach (Blattida: Phyloblattidae) from the Permian/Triassic boundary beds of Tunguska Basin in eastern Siberia, Russia. *ZOOTAXA, 2 353, 55 – 61.*

VRŠANSKÝ, P., 2010b: Dravec nejhlubšího jezera. *Příroda, 6, 20 – 25.*

Trojrozmerné zobrazenie máp paleogeografickej rekonštrukcie ryolitového vulkanizmu obdržalo prestížnu celosvetovú cenu

Three-dimensional visualization of the maps of paleogeographic reconstruction of the rhyolite volcanism has received a prestigious global prize

PAVOL ŠESTÁK

Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Markušovská cesta 1, 052 40 Spišská Nová Ves

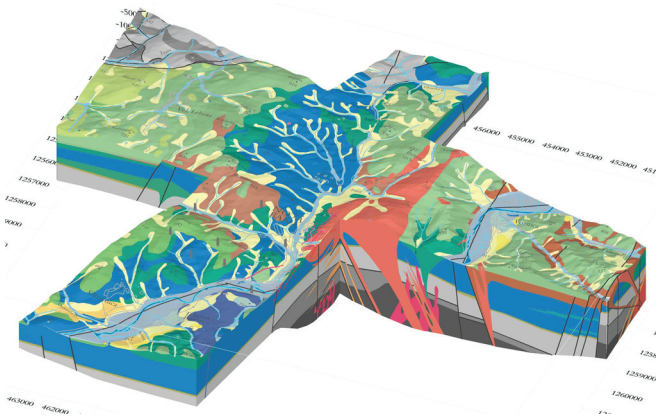
Abstract: *The project solved by the State Geological Institute of Dionýz Štúr (2006–2010) has reconstructed the geological and the time-spatial evolution of the rhyolite volcanism and the causes of the rhyolite magma generating in the territory of Slovakia. The research based on the field and laboratory investigation was supported by the IT technologies and 3D modelling. The 3D visualization of reconstructed Tertiary rhyolite volcanism obtained the First Prize in the Category of Innovation and Geotechnical Engineering for 2010, being awarded to 3D maps makers and solving institution by the Bentley.*

Key words: *rhyolite volcanism, 3D model, 2010 Be Inspired Winner, Bentley Systems*

Cieľom projektu paleogeografickej rekonštrukcie ryolitového vulkanizmu, ktorého riešiteľom bol Štátny geologický ústav Dionýza Štúra (2006 – 2010), bolo rekonštruovať geologický a časovo-priestorový vývoj ryolitového vulkanizmu a príčiny generovania ryolitových magiem na území Slovenska. Riešenie projektu, založené na terénnom a laboratórnom výskume, bolo podporované IT technológiami s využitím 3D modelovania. Práce na zostavení 3D modelu vychádzali z rozsiahlej databázy z množstva predchádzajúcich prieskumných vrtných prác, geologického mapovania povrchu, konštrukcie geologických rezov v hĺbke, výsledkov geofyzikálneho prieskumu a ložiskového prieskumu. Syntézu týchto údajov bolo možné zrekonštruovať vrchnú časť zemskej kôry v oblasti stredoslovenských vulkanických pohorí a 3D distribúciu produktov ryolitového vulkanizmu. Na spracovanie 3D modelov geologických blokov na území s mimoriadne zložitou geologickou stavbou bol v takomto veľkom rozsahu prvýkrát na Slovensku použitý produkt spoločnosti Bentley – MicroStation V8.

Dosiahnuté výsledky projektu sú prínosom pre problematiku genézy ložísk rudných a nerudných surovín viazaných na ryolitový vulkanizmus v období mladších treťohôr. Výsledné 3D modely geologickej stavby územia majú všestranné použitie ako podklad výpočtov prognóznych zdrojov nerastných surovín, pre hydrogeologické a hydrogeotermálne modelovanie, inžinierskogeologické podklady pre trasovanie produktovodov, mapovanie a hľadanie potenciálnych zosuvných telies. Modely nájdu uplatnenie v edukačnej oblasti, environmentálnej výchove, krajinno-ekologickom plánovaní a ako názorný a demonštračný materiál poslúžia na modernú propagáciu geológie a spievodných činností. Pri všetkých spomenutých okruhoch činností modelové produkty predstavujú výraznú časovú úsporu a niekoľkonásobné použitie ako východiskový materiál pri príprave ďalších projektov.

Zostavené trojrozmerné geologické mapy ryolitového vulkanizmu získali prestížnu prvú cenu v problematike inovácií a geotechniky za rok 2010, ktorú udelila spoločnosť Bentley tvorcom 3D modelu a riešiteľskej inštitúcii.



Obr. 1. Trojrozmerná mapa rekonštruovaných vulkanických telies poskytuje užívateľovi veľké množstvo rôznych pohľadov a geologických rezov s mnohostranným využitím.

Fig. 1. Three-dimensional map of reconstructed volcanic bodies gives users a large number of different views and geological cross-sections for multiple uses.

Teranológia pre 3. tisícročie

Recenzia publikácie Variscan and Alpine terranes of the Circum-Pannonian Region redaktorov J. Vozár, F. Ebner, A. Vozárová, J. Haas, S. Kovács, M. Sudar, M. Bielik a Cs. Péró

Terranology for the 3rd millennium

Review of the publication Variscan and Alpine terranes of the Circum-Pannonian Region; edited by J. Vozár, F. Ebner, A. Vozárová, J. Haas, S. Kovács, M. Sudar, M. Bielik and Cs. Péró

Zoltán NÉMETH
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Jesenského 8, Košice

Abstract: *The reviewed publication contains contributions from 39 authors (incl. contribution from editors) and represents a summary of the recent knowledge about the Variscan and Alpine tectonostratigraphic terranes in the Circum-Pannonian Region, covering the area of Austria, Hungary, Slovakia, Slovenia, Croatia, Serbia, Romania, and partially Italia and Bulgaria. Five megaterranes – ALCAPA, TISIA, DACIA, VARDAR, ADRIA-DINARIA, as well as smaller terranes and units – are characterized in their Devonian-Lower Carboniferous, Upper Carboniferous--Permian, Triassic and Jurassic evolution phases. Terranology represents a modern extension of the plate tectonics, based on postulates of convergence, and mainly the lateral shifts on the deep-crustal shear zones. It provides an explanation of recently neighbouring position of often mutually exotic lithospheric blocks, unexplainable by the principles of the plate tectonics.*

Key words: *terrane, terranology, plate tectonics, tectonostratigraphy, Circum-Pannonian Region*

Publikácia s príspevkami od 39 autorov (vrátane príspevkov redaktorov), ktorú zostavili Jozef Vozár zo SAV (hlavný redaktor) a ďalších sedem redaktorov, predstavuje sumarizáciu súčasných poznatkov o variských a alpínskych tektonostratigrafických teranoch v cirkum-panónskej oblasti, zahrňujúcej územie Rakúska, Maďarska, Slovenska, Slovinska, Chorvátska, Srbska, Rumunska a čiastočne Talianska a Bulharska. Monografia je výsledkom mnohoročnej spolupráce geológov na platforme Karpatsko-balkánskej geologickej asociácie (CBGA). Zostavenie a publikovanie máp tektonostratigrafických teranov cirkum-panónskej oblasti a textových vysvetliviek k týmto mapám v podobe monografie iniciovali Sándor Kovács, Stevan Karamata a Fritz Ebner počas 16. kongresu CBGA vo Viedni v roku 1998, vychádzajúc zo značne rozpracovaných materiálov teranovej analýzy v rámci projektu UNESCO-IGCP č. 276.

Celofarebná publikácia v esteticky veľmi kvalitnom vyhotovení na 230 stranách a štyroch veľkoformátových prílohách prezentuje paleotektonický vývoj cirkum--panónskej oblasti v rámci štyroch evolučných štádií – **devónsko-spodnokarbónskeho** (variské predorogénne a predflyšové štádium), **vrchnokarbónsko-permského** (štádium neskorovariskej molasy), **stredno a vrchnotriasového** (iniciálne štádium riftingu Neotetýdy) a **strednojurského** – štádium maximálneho rozšírenia Neotetýdy. Päť megatektonických jednotiek (megateranov) – ALCAPA, TISIA, DACIA, VARDAR, ADRIA--DINARIA – je charakterizovaných v rámci uvedených evolučných štádií pomocou typových profilov a lokalít, s použitím tektonických a litostratigrafických jednotiek (skupín, formácií a členov). Redaktori uprednostnili alternatívu členiť publikáciu podľa evolučných štádií a v rámci každého štádia charakterizovať jednotlivé megaterany či menšie terany a jednotky osobitne pred alternatívou členiť publikáciu podľa megateranov a charakteristiku každého megateranu prezentovať sukcesívne v rámci jeho evolúcie. V každom prípade si v súčasnej podobe publikácie môže čitateľ nájsť potrebné informácie o oblasti svojho záujmu, pričom sa pri sledovaní jej evolúcie musí chronologicky posúvať po jednotlivých kapitolách.

Publikáciu pred vydaním posudzovalo päť recenzentov: Jan Golonka (Poľsko), Jindřich Hladil (Česko), Gyorgy Less (Maďarsko), Jozef Michalík (Slovensko) a Stefan Schmid (Švajčiarsko).

Monografia pozostáva zo šiestich kapitol. Jednotlivé kapitoly (okrem predslovu a úvodnej kapitoly) obsahujú aj abstrakty, ktoré umožňujú čitateľovi ľahšiu orientáciu. Každá kapitola má samostatné číslovanie obrázkov a je ukončená rozsiahlym zoznamom citovanej literatúry. Jednotlivé kapitoly vytvárajú uzavreté celky, občas s pozorovateľným rukopisom ich zostavovateľa, a mierne sa odlišujú aj v grafickom stvárnení (v niektorých kapitolách obrázky obsahujú len číslo bez sprievodného popisu, prípadne sa nevyskytuje číslovanie tabuliek). Veľkým prínosom je 223 litostratigrafických kolónok. Ich pozícia v popisovaných teranoch je v rámci každej kapitoly osobitne znázornená bodom v schematickej mapke cirkum-panónskej oblasti. Litostratigrafické kolónky tak predstavujú základný faktografický materiál, o ktorý sa opiera predkladaná teranová analýza (popri bohatých skúsenostiach a erudícii kolektívu autorov a zostavovateľov).

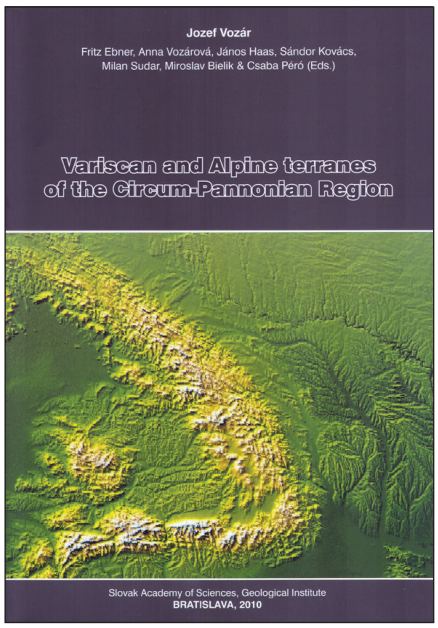
Prvá kapitola – **Filozofia teranov a aplikácia teranovej koncepcie v cirkum--panónskom regióne** – oboznamuje čitateľa s históriou teranovej koncepcie. Teran je v monografii definovaný v zmysle pôvodnej práce autorov Keppie a Dallmeyer (1990) ako územie charakterizované internou kontinuitou geologickej stavby (vrátane jeho stratigrafie, fauny, štruktúrnej stavby, metamorfnej evolúcie, petrológie vyvrelých hornín, metalogenézy, geofyzikálnych vlastností a paleomagnetických záznamov). Teran je ohraničený zlomami alebo zónami melanží, reprezentujúcimi trenčové komplexy alebo suturné zóny, za ktorými môžu mať susediace terany rozdielny geologický záznam, ktorý nie je vysvetliteľný faciálnymi zmenami (napr. exotické terany), alebo môžu mať podobný geologický záznam (napr. proximálne terany), ale takéto terany sa líšia prítomnosťou oddeľujúcej hranice v podobe pochovanej oceánskej litosféry. Teran vo všeobecnosti reprezentuje blok zemskej kôry, ktorý je ohraničený zlomami (resp. diskontinuitami) a ktorého rozdielny charakter v porovnaní so susednými blokmi zemskej kôry nie je vysvetliteľný laterálnymi prechodmi sedimentárnych fácií či metamorfnej histórie, alebo tektonických štruktúr a pod.. Teran vzniká tektonickou separáciou kôrových blokov z ich pôvodnej geologickej pozície v dôsledku riftingu alebo posuvmi na strižných zónach (v oboch prípadoch sa popri translačnom pohybe môže uplatniť aj rotácia). Premiestňovanie takého bloku končí jeho amalgamáciou alebo akréciou k inej časti kontinentálnej kôry v novej geologickej pozícii. Vysvetľujúci text o teranovej koncepcii pre slovenského čitateľa publikoval dávnejšie Grecula (1992), pričom sa opieral aj o vyššie uvedenú definíciu.

Teranová koncepcia vznikla pri západnom pobreží Severnej Ameriky, kde nebolo možné vysvetliť nejednotnú priestorovú distribúciu exhumovaných zvyškov oceánskej kôry klasickou platňovo-tektonickou koncepciou (jednoduchým otváraním a zatváraním bazénov s oceánskou kôrou). Podobná situácia – rôzna distribúcia reliktov oceánskej kôry z pôvodného severozápadného ukončenia Neotetýdy – bola v cirkum-panónskom

priestore zistená v susedstve dinaricko-vardarskej (bosniansko-srbskej) zóny.

Druhá kapitola – **Devónsko-karbónske predflyšové a flyšové prostredia v cirkum-panónskom regióne** – pozostáva z troch podkapitol. V prvej podkapitole – *Devónsko-karbónske sedimentárne sekvencie v cirkum-panónskej oblasti* – autori popisujú jednotlivé terany megateranu ALCAPA (Východné Alpy a Západné Karpaty – ZK), Pelsónsky kompozitný teran (terany pohorí Szendrő, Bükk a Uppony, Transdanubský a Zagorje-Strednodanubský teran), megaterany TISSIA a DACIA vo Východných Karpatoch a Karpato-Balkanidy východného Srbska a Bulharska, megaterany VARDAR a ADRIA-DINARIA (Dinaridy a východné Južné Alpy). V druhej podkapitole – *Rekonštrukcia a vzťahy medzi oblasťami s devónsko-karbónskymi fáciami* – sa pri hodnotení oblastí konštatuje značné rozšírenie variských stredno a vysokostupňových metamorfitov, často prestupovaných syn- a post-orogénnymi granitoidmi typu I a S. Povaha protolitov týchto metamorfitov a ich príslušnosť k jednotlivým geotektonickým cyklom v súčasnosti ešte nie sú spoľahlivo vysvetlené. Takéto jednotky boli zaradené do Mediteránnej kryštalinickej zóny a čiastočne do Moldanubickej a Mediánnej kryštalinickej zóny. Nemetamorfované alebo nízkostupňovo metamorfované paleozoické jednotky vo všeobecnosti začínajú v ordoviku a ich pôvodné podložie nie je známe. Pre interregionálne korelácie autori publikácie považujú za dôležité neskoroordovické porfyroidy, silúrske morské klastiká a vulkanoklastiká, bázické alkalické vulkanity, čierne bridlice, lydity a vápence, ktoré začali prevládať vo vrchnom silúre. Iné stratigrafické alternatívy autori publikácie neuvádzajú, aj keď v podaní iných (v monografii autorsky nezahrnutých) bádateľov boli prezentované. Devónsko-karbónska predflyšová sedimentácia je tvorená hlavne karbonatickými a klastickými sekvenciami šelfu a pasívneho kontinentálneho okraja. Podkapitola charakterizuje jednotlivé paleoprostredia: devónsko-spodnokarbónske predflyšové prostredia, devónsko-karbónske siliciklastické turbiditické prostredia, karbónske predhlbne a zvyškové bazény (zóna Veitsch-Nötsch-Szabadbattyán-Ochtiná). Tretia časť – *Paleogeografická rekonštrukcia, diskusia a závery* – prezentuje paleogeografickú zonáciu na základe stratigrafických, sedimentárnych, orogenických a metamorfných kritérií. Pri hodnotení orogénnych udalostí sa popri „klasických" orogénnych fázach (bretónskej, sudetskej a astúrskej) zdôrazňuje aj zavedenie carnskej fázy medzi neskorým serpuchovom a spodným moskovianom. Vznik teranov sa vysvetľuje dvoma koncepciami: V prvom prípade sa časti teranov derivovali zo strednopaleozoickej oceánskej domény medzi Laurusiou a Gondwanou a zo severného okraja Gondwany. Akretovanie týchto teranov k aktívnemu okraju Laurusie počas devónu/spodného karbónu je počiatkom variskej orogenézy, ktorá pokračovala kolíziou typu kontinent/kontinent v dôsledku nepretržitého pohybu Gondwany na sever. Ďalší v monografii uvádzaný model predpokladá počas spodného paleozoika relatívne stabilné epikontinentálne more, ktoré bolo neskôr porušené šikmým pravostranným prienikom riftu. Vytvorením novej vetvy Paleotetýdy sa od Gondwany odseparovala karnicko-dinarická litosférická platňa, ktorá neskôr skolidovala s centrálnou Európou. Po kulminácii variských tektonometamorfných udalostí v pensylvaniane sa cirkum-panónsky región stal súčasťou megakontinentu Pangea, a bol situovaný na sever a západ od zálivu Paleotetýdy, ktorá bola v tom čase ešte stále otvorená smerom na východ.

Z pohľadu Západných Karpát sa kapitola orientuje na región gemerika, kde uvádza oceánsku kôru klátovského teranu a ensimatický ostrovný oblúk, situovaný na zaoblúkovej oceánskej kôre v prípade rakoveckého teranu. Juhogemerická gelnická skupina a štóske súvrstvie sa interpretujú dlhotrvajúcim flyšovým predoblúkovým bazénom, spojeným s aktívnym kontinentálnym okrajom. Časť Mediteránnej kryštalinickej zóny v Západných Karpatoch bola tvorená



vrchnodevónsko-spodnokarbónskymi tektonitmi v kolíznej zóne so suturou medzi západokarpatskou kryštalinickou zónou a severogemerickou zónou amalgamáciou klátovského a rakoveckého teranu v spišskom kompozitnom terane (Vozárová a Vozár, 1996). Po tejto amalgamácii začala sedimentácia ochtinskej skupiny (hrádocké, črmeľské a lubenícke súvrstvie). Iné západokarpatské spodnopaleozoické sekvencie (napr. z Malých Karpát) v tejto kapitole nie sú uvádzané.

Tretia kapitola – **Neskorovariské (karbónske a permské) paleoprostredia v cirkum-panónskej oblasti** – popisuje pensylvaniansko-cisuralianske neskoro- a post-orogénne prostredia, ktoré sa vyvinuli z vrchnobaškirsko-moskovianskeho ranomolasového štádia a prechádzali do guadalupiansko-lopingianskeho post-orogénneho štádia s postupným prepojením na počiatok alpínskeho (neotetýdneho) sedimentačného cyklu. Plytkomorské siliciklastické a karbonaticko-siliciklastické sekvencie boli uložené vo vnútorných pásmach variskej orogénnej zóny, prekrývajúc buď metamorfity variského fundamentu, alebo slabo deformované a metamorfované predhlbňové a synorogénne flyšové sedimenty mississipienskeho a spodnopensylvanienskeho veku. Variská litosféra bola reaktivovaná novým riftingom. Podľa súčasnej konfigurácie sa usudzuje, že alpínska neotetýdna transgresia progradovala počas guadalupianu/lopingianu v južnej časti regiónu a počas spodného triasu v jeho severnej časti.

Štruktúrne fragmenty novovytvorenej variskej kôry boli zakomponované aj do jednotiek paleoalpínskych Západných Karpát. V publikácii je aplikované členenie alpínskeho západokarpatského fundamentu v zmysle Vozárovej (1998): *kryštalinická zóna centrálnych Západných Karpát, severogemerická zóna a kryštalinická zóna vnútorných Západných Karpát*. Relikty týchto variských kôrových fragmentov sú zachované v hlavných alpínskych kôrových príkrovoch vrátane ich povariských obalových sekvencií. Časti kryštalinického fundamentu obsiahnuté v *kryštalinickej zóne centrálnych Západných Karpát* sú prítomné v tatriku, severnom a južnom veporiku, zempliniku a hroniku. V publikácii sú podrobne charakterizované a im je venovaná časť litostratigrafických profilov. V *severogemerickej zóne* ležia bazálne polymiktné zlepence na rôznych litologických členoch mississipienskej syn-orogénnej sekvencie a predkarbónskych teranov – klátovského a rakoveckého *(spišský kompozitný teran)*. V rámci *kryštalinickej zóny vnútorných Západných Karpát* sú neskorovariské paleoprostredia charakterizované vo fundamente južného gemerika (gelnický teran; rožňavské súvrstvie), v príkrove Bôrky (meliatiku) a v turnaiku (príkrov Slovenskej skaly).

Podkapitola *Depozičné a geodynamické domény v cirkum-panónskej oblasti v období pennsylvanien-perm* uvádza uzavretie variského subdukčného systému a následnú dezintegráciu variského vrásového pásma, ktoré boli pravdepodobne dôsledkom kombinácie pravostranného strihu, gravitačného kolapsu zhrubnutej kôry a možnej zaoblúkovej extenzie súvisiacej so zostrmením k severu upadajúcej paleotetýdnej subdukčnej zóny. Pravdepodobným mechanizmom týchto pochodov bol pravostranný posun okraja Gondwany voči Laurusii. Počas intenzívnej kôrovej reekvilibrácie a reorganizácie v povariskom období v transtenznom a transpresnom režime dochádzalo k subsidencii medzihorských bazénov. Hlbokokôrová frakturácia iniciovala intruzívnu a extruzívnu magmatickú aktivitu s variabilným chemickým zložením – kontinentálne tholeiitické andezity a bazalty, vápenato-alkalické a alkalické kyslé a intermediárne vulkanity a ich vulkanoklastiká.

Štvrtá kapitola – **Triasové paleoprostredia v cirkum-panónskom regióne vo vzťahu k iniciálnemu riftingu neotetýdy** – prináša pre čitateľa veľmi užitočný prehľad tektonostratigrafických teranov a jednotiek v cirkum-panónskom regióne vo vzťahu k triasovému a jurskému obdobiu. Je tu preukazné, že terany sa podstatne ľahšie definujú smerom do recentu, kým pri popise teranov zo starších období vznikajú problémy pre zastretie litotektonických vzťahov mladšími prepismi, či relokáciou. Kapitola prináša učebnicový príklad *premiestnených/exotických teranov* v popisovanej cirkum-panónskej oblasti – podobných, aké boli dôvodom zavedenia teranovej koncepcie na západnom pobreží Severnej Ameriky. Ide o vystupovanie dinarickej zóny Zagorje-Bükk v pozícii na sever od zagrebsko-zemplínskej línie, pričom zóna Mecseka európskej proveniencie vystupuje v súčasnosti na juh od línie.

V kapitole je následne zaradená podkapitola o evolučnej histórii. V závere variskej orogenézy a po vytvorení superkontinentu Pangea bola západná časť prototetýdnej domény uzavretá. Napriek tomu na východ od súčasných dinarických jednotiek bol prítomný záliv oceánu Panthalassa, ktorého indikácie boli zistené vo vardarskej zóne. Postupný rifting tejto oceánskej domény smerom na SZ dosiahol v strednom triase dinaricko-karpatsko-alpskú oblasť. Južný (adriaticko-apulský) okraj novovytvoreného bazénu tvorila pôvodná variská carnicko-dinarická mikroplatňa a severný (európsky) okraj vytvárali moldanubická zóna a mediteránna kryštalinická zóna. Na počiatku stredného triasu boli priľahlé peritetýdne kontinentálne zóny zaplavené progradujúcim neotetýdnym morom, pričom podľa zachovanej polarity fácií sú v cirkum-panónskej oblasti identifikovateľné viaceré premiestnené terany.

V rámci tejto podkapitoly prezentovaná tabuľka objasňuje teranové vzťahy, ktoré v predchádzajúcich kapitolách (2 – 3) mohli uniknúť hlbšiemu pochopeniu, alebo interteranové vzťahy boli zastrené neskoršou evolúciou. V každom prípade je náročnosť problematiky zvýraznená veľkým množstvom teranov a jednotiek uvedených v zozname:

Megateran ALCAPA: Vyčlenené sú ***penninický teran*** (pre jurské a kriedové obdobie), ***austroalpínsko-západokarpatský kompozitný teran,*** pozostávajúci z 9 jednotiek, pričom v rámci jednej z nich – pásma hallstattských fácií – boli vyčlenené 3 zóny, a tiež tatro-veporický kompozitný teran, pozostávajúci zo šiestich jednotiek – pieninské bradlové pásmo (pre jursko-kriedové obdobie), tatrikum, veporikum, zemplinikum, hronikum, silicikum. Ďalej bol v megaterane ALCAPA vyčlenený *kompozitný teran Pelso*, pozostávajúci z teranu Bakonyia a kompozitného teranu Gemer-Bükk-Zagorje (tento pozostáva z ďalších 26 jednotiek). Podobne prehľadné je členenie ďalších megateranov: **ADRIA-DINARIA** pozostáva z juhoalpínskych, adriatických a dinarických jednotiek (posledné dve menované sú detailnejšie členené na ďalšie tri jednotky nižšieho rádu). **Megateran VARDAR** je členený na šesť jednotiek, **megateran TISSIA** na ďalších desať jednotiek a **megateran DACIA** je detailne členený na 4 terany a 19 jednotiek vo východných a južných Karpatoch. Terany TISSIA a DACIA sú v textoch publikácie detailne rozčlenené, ale pri grafickom vyjadrení v obrázkoch sú spočiatku uvádzané spolu (prvé grafické odčlenenie týchto teranov v publikácii je na obr. 4 na str. 92). V opisovanej kapitole je veľkým prínosom 81 litostratigrafických kolónok.

Kompozitný teran Gemer-Bükk-Zagorje je zaradený do kompozitného teranu Pelso (Pelsonia), t. j. mimo západokarpatského tatro-veporického kompozitného teranu.

Piata kapitola – **Jurské prostredia v cirkum-panónskej oblasti** – popisuje terany vzniknuté pri súčasnom uzavretí najzápadnejšej časti neotetýdneho oceánu a otvorení piedmontsko-penninického oceánu ako východného pokračovania raného Atlantického oceánu v západnej mediteránnej oblasti. Následným uzatvorením oboch oceánskych domén od vrchnej kriedy a bočným premiestnením platňových fragmentov boli jurské sekvencie transportované mimo ich pôvodných sedimentačných oblastí, čo viedlo k značným paleogeografickým zmenám.

Gravitačné a seizmické modelovanie v karpatsko-panónskej oblasti (šiesta kapitola) je popri litotektonickej analýze príspevkom pri určovaní priestorovej distribúcie jednotlivých teranov a poskytuje tretí (vertikálny) parameter kôrovo-plášťových rozhraní. Gravitačné anomálie boli interpretované v severnej časti cirkum-panónskej oblasti s využitím unifikovanej databázy participujúcich štátov. Teplotná štruktúra litosféry bola študovaná pozdĺž deviatich transektov cez Západné a Východné Karpaty, Panónsky bazén a Európsku platformu. Na báze nových seizmických meraní bol vytvorený 3D hustotný model. Teplotné a hustotné parametre najvrchnejšieho plášťa boli určené za pomoci kombinácie petrologických, mineralogických a geofyzikálnych dát. Kapitola poskytuje tiež informácie o bouguerových gravitačných anomáliách z projektu CELEBRATION 2000, modely litosféry pozdĺž piatich profilov, mapu hrúbok litosféry v cirkum-panónskej oblasti, hĺbku spodných častí sedimentačných bazénov a Moho diskontinuity, pozíciu reziduálnych litosférických anomálií a tiež dvojrozmerné seizmické modely s geologickou interpretáciou.

Výsledkom komplexného geofyzikálneho modelovania bolo zistenie menších rozdielov medzi hrúbkou litosféry pod Európskou platformou a Panónskym bazénom. Naopak, veľké rozdiely v hrúbke litosféry boli zistené pozdĺž Západných Karpát. Pod centrálnou a východnou časťou Západných Karpát hrúbka litosféry dosahuje 140 – 150 km. Hrubnutie litosféry sa interpretuje ako dôsledok prítomnosti reliktu subdukčného kanála. Plocho ležiaca vysokorýchlostná anomália v spodnej časti vrchného plášťa je intepretovaná ako relikt subdukovanej litosféry, ktorý sa ponára do hlbšieho plášťa pozdĺž karpatského oblúka. Hrubnutie litosféry, zistené v centrálnej a východnej časti Západných Karpát, nebolo pozorované v ich západnej časti, čo sa vysvetľuje rozdielnou geodynamickou evolúciou tejto oblasti (frontálna kolízia sa smerom na západ menila na transpresiu a ľavostranný strižný posun). Petrologická analýza vrchnoplášťových xenolitov potvrdzuje v prostredí Panónskeho bazéna výrazný výzdvih plášťa (50 – 60 km).

Keďže aplikované metodiky sú orientované viac na regionálne kôrovo-plášťové vzťahy než na vertikálne rozhrania, z pochopiteľných dôvodov sa v kapitole používa skôr platňovo-tektonická terminológia, než teranová. Autori kapitoly zdôrazňujú exaktné doloženie treťohorného násunu flyšových sekvencií na karpatskú predhlbeň a Európsku platformu. Hrúbka nasunutej flyšovej zóny Západných Karpát spolu s paleozoickým platformným pokryvom je extrémna (23 až 25 km). Kolízna zóna medzi Európskou platformou a mikroplatňou ALCAPA obsahuje špecifický typ kôry, označený ako pieninská kôra. Pieninské bradlové pásmo popri tom, že oddeľuje Vnútorné a Vonkajšie Západné Karpaty, reprezentuje hlboko zakorenené rozhranie medzi skolidovanou mikroplatňou ALCAPA a Európskou platňou.

Záverom je potrebné skonštatovať, že hodnotená monografia predstavuje dielo, ktoré patrí do knižnice každého regionálne, tektonicky a sedimentologicky profilovaného geológa. Teranológia je modernou nadstavbou platňovej tektoniky. Vychádza z postulátov konvergentnosti, a predovšetkým z laterálnych posunov na hlbokokôrových strižných zónach. Poskytuje vysvetlenie pre recentne susediacu pozíciu často vzájomne exotických litosférických blokov. Hodnotená publikácia si bez nadsadenia zaslúži prívlastok *regionálna geológia cirkum-panónskej oblasti pre 3. tisícročie*.

References

Grecula, P., 1992: Teran, akrečný teran, teranový koncept. *Miner. Slov. (Bratislava), 24, 329 – 331.*

Keppie, J. D. & Dallmeyer, R. D., 1990: Introduction to terrane analysis and the tectonic map of pre-Mesozoic terranes in Circum-Atlantic Phanerozoic orogens. Abstract, IGCP Meeting 233, Göttingen, 1 – 24.

Vozár, J., Ebner, F., Vozárová, A., Haas, J., Kovács, S., Sudar, M., Bielik, M. & Péró, Cs., 2010: Variscan and Alpine terranes of the Circum-Pannonian Region. 1. vyd. Bratislava: Slovak Academy of Sciences, Geological Institute, 2010. 233 p. ISBN 978-80-970578-5-5.

Vozárová, A., 1998: Late Carboniferous to Early Permian time interval in the Western Carpathians: Northern Tethys margin. *Geodiversitas, 20, 4, 621 – 641.*

Vozárová, A. & Vozár, J., 1996: Terranes of West Carpathians – North Pannonian domain. *Slovak Geol. Mag., 1, 96, 61 – 83.*

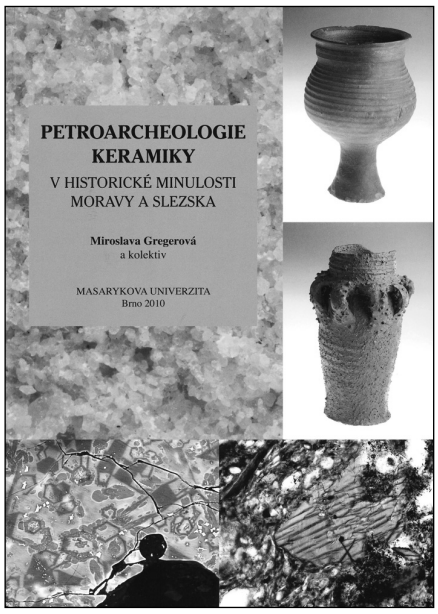
GREGEROVÁ, M. a kolektív: **Petroarcheologie keramiky v historické minulosti Moravy a Slezska.** Masarykova univerzita, 2010.

Review of the publication M. GREGEROVÁ et al.: **Petroarcheology of the ceramics in the historical past of Moravia and Silesia.** Masaryk University, 2010.

Abstract: *Contribution reviews the monograph, which, applying the results of petrographic and petrological methods, presents the mineral and chemical composition as well as the microstructure of archeological ceramics from selected localities of Moravia and Silesia.*

Key words: *petroarcheology, technology, ceramics, Moravia, Silesia*

Monografia bola vydaná v rámci projektu zameraného na výskum sociálnych štruktúr praveku až stredoveku s interdisciplinárnym prístupom spájajúcim v sebe poznatky archeológie a geológie. Kniha je určená pre odborníkov pôsobiacich v oblasti materiálových vied, ako aj pre širšiu čitateľskú obec, ktorá sa zaujíma o vnútorný svet archeologických keramických materiálov. Publikácia je zostavená tak, aby v zrozumiteľnej forme sprístupnila základné údaje o horninovej podstate, t. j. podáva informácie o mikrostavbe, minerálnom a chemickom zložení archeologickej keramiky na základe aplikovaných petrologických identifikačných metód. Osnova knihy pozostáva z troch kľúčových častí. V úvode sú definované základné poznatky o petroarcheologickom výskume keramiky, rozdiely medzi petro- a geoarcheológiou, vrátane stručného opisu aplikovaných analytických metód štúdia keramiky. Samostatná kapitola je venovaná historickej keramografii, ktorá je považovaná za všeobecnú disciplínu štúdia keramiky. Autori uvádzajú, že podľa Ottovej encyklopédie je význam pojmu keramografia, resp. keramografika definovaný ako maľba na povrchu hlinených nádob, vrátane porcelánu. Obsahom tejto kapitoly je definovanie hlavných keramických surovín, ich rozdelenie na plastické zeminy a neplastické ostrivá, spolu s pomocnými surovinami (plastifikátory, materiály zľahčujúce keramiku, keramické pigmenty, povrchové materiály – engoby a glazúry). Podrobne je opísaná technológia výroby keramiky. Nasledujúca kapitola je venovaná petroarcheológii keramiky z pohľadu charakteristiky metód štúdia – od polarizačnej mikroskopie, cez SEM, elektrónovú mikroanalýzu, rtg. difraktometriu, rtg.



fluorescenčnú a termickú analýzu, metódy založené na luminiscencii a rádioaktivite minerálov, po moderné analytické metódy, ako sú inštrumentálna neutrónová aktivačná analýza, laserová ablácia, infračervená a ramanova spektroskopia, atómová emisná a absorpčná spektroskopia, hmotnostná a mössbauerova spektroskopia. Metodiku dopĺňa využitie separačných metód a magnetickej susceptibility minerálov. Samostatná podkapitola je venovaná princípom mikroskopického štúdia keramiky (petrografický opis). Autori uviedli základné optické a fyzikálne vlastnosti minerálov z plastických a neplastických surovín, vrátane ostriva tvoreného úlomkami technolitov (trosky z vysokých pecí a produkty spaľovania pevných palív). Nosnú kapitolu tvoria opisy archeologickej keramiky z vybraných lokalít Moravy a Sliezska. Z petroarcheologického hľadiska sú analyzované keramické artefakty z Mikulčic a Pohanska, grafitová a sľudová, brnenská, loštická a habánska keramika.

Textovú časť monografie dopĺňajú fotografické prílohy so základnými druhmi mikrostavieb archeologickej keramiky. Súčasťou príloh sú aj fotografie hlavných typov keramiky podľa prevládajúceho ostriva (piesčitá, sľudová, grafitová keramika) spolu s fotodokumentáciou ílových minerálov tvoriacich základ plastických surovín a minerálov podieľajúcich sa na tvorbe ostriva (kremeň, živce, sľudy, chlority, olivín, minerály serpentínovej skupiny, amfiboly, pyroxény, granáty, turmalíny, alumosilikáty, zirkón, rutil, titanit a i.). Autori uviedli aj fotografie, na ktorých ostrivo reprezentujú klasty hornín (granitoidy, syenity, andezity, pieskovce, silicity, vápence, fylity, ruly, amfibolity a i.). Oceňujem precízne vytvorené fotografické prílohy spolu s obrazovou analýzou pórovitosti piesčitých keramických artefaktov z Pohanska a Mikulčic. Efektne pôsobia farebné vysokoteplotné rtg. difrakčné 3D záznamy.

Záverom konštatujem, že 14-členný autorský kolektív podieľajúci sa na tvorbe monografie pod vedením doc. Gregerovej vytvoril textovo a graficky precízne prepracované vedecké dielo, ktoré svojím komplexným spracovaním problematiky petroarcheológie keramiky je prvé svojho druhu v Českej republike. Dúfam, že si nájde svoju čitateľskú skupinu, ktorá rovnako ako ja ocení vynaložené úsilie autorov, odrážajúce sa vo vysokej kvalite knižného diela. Publikáciu je možné objednať cez internet v obchodnom centre Masarykovej univerzity (http://is.muni.cz/obchod/baleni/36800).

P. Ružička

Na 70. narodeniny RNDr. Jána Mella, CSc.

Greetings to 70th birthday of RNDr. Ján Mello, CSc.



Náš kolega a priateľ J. Mello oslávil 16. 4. 2011 sedemdesiate narodeniny. Ani sa nechce veriť, že aj tento geológ už prestupuje do úctyhodného stavu seniorov. Jubilant sa narodil v obci Veľká Lehôtka, v dedinke podľa mena veľkej, ale v skutočnosti malej. Veď na geologickej mape Vtáčnika a Hornej Nitry už jej meno nie je zaznamenané. Táto dedinka, dnes časť Prievidze, sa nachádza v oblasti čulej banskej činnosti. Toto prostredie asi pôsobilo motivačne a inšpiratívne, keď sa Janko stal študentom geológie na Strednej priemyselnej škole geologickej a baníckej v Spišskej Novej Vsi a potom na Prírodovedeckej fakulte UK v Bratislave v odbore užitá geológia. Poznatky v odbore, ktorý vyštudoval, v praxi mimoriadne využil, lebo od začiatku až do konca odbornej kariéry sa venoval najmä geologickému mapovaniu a regionálnej geológii, predovšetkým vnútorných Západných Karpát. Od začiatku som mal príležitosť sledovať, povedané moderne monitorovať, kde a čo robil a z času na čas s ním aj spolupracovať, pretože objekty nášho záujmu boli niekedy teritoriálne alebo tematicky blízke.

S jubilantom som sa zoznámil ako oponent jeho diplomovej práce týkajúcej sa geologickej stavby východnej časti Chočských vrchov. Ako adept geológie už vtedy preukázal grif pri geologickom mapovaní. Mapa, ktorú vtedy zostavil, sčasti aktualizovaná, je súčasťou *Geologickej mapy južnej a východnej Oravy 1 : 50 000*.

Po nástupe do služieb GÚDŠ (1965) bol J. Mello poverený geologickým výskumom a mapovaním Slovenského krasu, regiónu, ku ktorému sa vracal až do konca aktívnej kariéry. Úloha, ktorou bol poverený, nebola jednoduchá. Vtedy ešte len začínajúci geológ nešiel do „panenského“ terénu, v ktorom všetko, čo uvidí, je objavné, ale do takého, ktorý pred ním všestranne skúmali mnohí maďarskí a česko-slovenskí odborníci.

Z mezozoika tohto terénu postupne zostavil moderné geologické mapy v mierke 1 : 25 000. Mapované litostratigrafické jednotky dôsledne dokladal biostratigrafickými údajmi. Tým preukázal schopnosť zapojiť do výskumu okruh špecialistov, bez čoho moderný výskum nemôže byť úspešný.

Výsledky dlhoročného geologického mapovania a iných špecializovaných výskumov sú obsiahnuté v množstve jeho publikovaných článkov, ale aj prác iných autorov rôzneho zamerania. Okrem iného boli uverejnené aj vo forme tlačenej *Geologickej mapy Slovenského krasu 1 : 50 000*. Jej redaktorom, ale aj spoluautorom je J. Mello. Na mape okrem gemerika figurujú ešte hlavné tektonické jednotky, ktoré sa do r. 1973 považovali za jeden vrstvový sled, obal paleozoika gemeríd. Jedna z nich, meliatikum, má hlbokovodný oceánsky pôvod, ostatné v priliehajúcich bazénoch, viac alebo menej plytkovodných. Silický príkrov je reprezentantom sedimentácie karbonatickej platformy. Superpozícia zmapovaných tektonických jednotiek, demonštrovaných aj v geologických rezoch, je nesporná. Protirečivá je interpretácia palinspastického usporiadania bazénov zo sedimentov, z ktorých existujúce tektonické jednotky vznikli. Tieto rozdielne názory vôbec nezmenšujú význam 30-ročného obdobia výskumov zavŕšených vydaním geologickej mapy a vysvetliviek. Táto etapa vyústila do netušeného poznania, že zo sedimentárnych bazénov v priestore budúcich vnútorných Západných Karpát vznikla rozsiahla vrchnojursko-spodnokriedová kimerská tektonická sústava. Geologická stavba Slovenského krasu je iba reliktom z nej. Samozrejme, takýto výsledok je dielom celej plejády rôznych odborníkov, ale je nesporné, že náš jubilant bol jeho hlavným architektom.

Vieme, že pôvodne kimerská vrásovo-príkrovová sústava Slovenského krasu sa nekončí na hraniciach Slovenska, ale je súčasťou tektonického systému na východe vnútorných Karpát. Z iniciatívy J. Mella a G. Lessa vznikol kolektív slovenských a maďarských geológov, ktorý pod ich vedením zostavil *Geologickú mapu gemersko-bükkskej oblasti (Geological map of the Gemer-Bükk area) v mierke 1 : 100 000*, doplnenú viacerými geologickými rezmi. Túto mapu vydal Maďarský geologický ústav (2004) a na publikovanie sa pripravujú aj vysvetlivky k nej. Mapa predstavuje skvelé moderné dielo sumarizujúce výsledky geologických výskumov viacerých generácií. Nepochybne bude v budúcnosti dlho slúžiť ako báza pri úvahách či špekuláciách o geológii tohto zložitého tektonického uzla. Nášmu jubilantovi blahoželáme k tomu, že je medzi zostavovateľmi tohto diela a jedným z jeho iniciátorov a hlavných redaktorov.

Geologická mapa Slovenského raja, Galmusu a Hornádskej kotliny je ďalšia mapa z radu regionálnych máp 1 : 50 000, ktorej redaktorom bol J. Mello. Aj tento región patrí do skupiny tých zložitých. Veď sú to reprezentanti veporika, gemerika, meliatika, hronika a silicika a tzv. popríkrovových sedimentov – gosauská, a najmä podtatranská skupina. Na tejto mape nie sú také údaje, ktoré by protirečili kartografickým poznatkom nazhromaždeným za posledných zhruba 50 rokov. Niektoré z nich však treba aktualizovať. Hlavný redaktor mapy pri vymedzovaní príkrovov silicika to nemal jednoduché. Vyplýva to aj z nasledujúceho textu z vysvetliviek k mape (J. Mello et al., 2000, s. 188): *„Vyčlenenie tejto tektonickej jednotky... môže byť pre zástancov odvodzovania geologickej stavby z kvalitnej geologickej mapy provokáciou, pre zástancov metódy, že do terénu treba ísť už s jasnou predstavou, ktorú treba len potvrdiť, satisfakciou. Faktom je, že vyčlenenie stratenského príkrovu silicika v tomto území, najmä jeho oddelenie od jednotky gemerika, nevyplynulo z geologického mapovania, ale z hypotézy, že tak to musí byť.“* Nemám úmysel spochybniť existenciu tektonickej jednotky silicika v území zobrazenom na tejto mape. Jeho hranica s gemerikom, vedená medzi Novoveskou Hutou a Tepličkou alebo na východnom svahu Galmusu, t. j. medzi gemerikom a príkrovom Galmusu, však nie je akceptovateľná. Veď je vedená

v kontinuitnom vrstvovom slede spodného triasu, zhruba medzi bodvasilašskými a szinskými vrstvami. Geologická mapa a vysvetlivky k nej sú cenným materiálom, ktorý sa dá využiť tak pri riešení regionálnej geológie vnútorných Západných Karpát, ako aj v problematike lokálnej geológie.

Geologická mapa Stredného Považia (2005) je posledná z radu regionálnych máp 1 : 50 000, ktorej hlavným redaktorom bol J. Mello. Pravdepodobne ide o plošne najrozsiahlejšiu mapu. Vyskytujú sa na nej najmä tie tektonické jednotky, ktorým sa hlavný redaktor predtým nevenoval. Napriek tomu zosúladil a usmernil 12 zostavovateľov a publikovaná mapa dosiahla úroveň ostatných máp. Zaznamenáva stav poznatkov v čase jej zostavovania. Pokiaľ ide o flyšové pásmo a vnútorné Karpaty, tie sú spracované tak, že ich syntéza odolá času. Iná situácia je v pásme, ktoré sa tradične označuje ako bradlové, a zrejme to tak bude aj v budúcnosti. Z úrovne syntézy sa ako zraniteľná môže ukázať tektonická príslušnosť jednotiek, ktoré sú označené ako skupina s centrálnokarpatskou afinitou – klapská, drietomská a manínska jednotka. To však vôbec neznižuje hodnotu diela, lebo litostratigrafické súbory týchto jednotiek sú zmapované hodnoverne. Sporná je a aj v budúcnosti môže byť len predstava o ich palinspastickej pozícii v predgosauskom období a ich začlenení do bradlového pásma. Aj k tejto mape môžeme redaktorovi zablahoželať. Vysvetlivky k tejto mape sa pripravujú na vydanie.

Okrem spomenutých máp je jubilant spoluautorom viacerých regionálnych máp v mierke 1 : 50 000, napr. Slovenského rudohoria – východ, Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát, Rimavskej kotliny či Vysokých Tatier.

Na prehľadných geologických mapách mierky 1 : 200 000, ktoré vyšli tlačou v r. 2008, je jubilant spoluredaktorom na liste Košice (37) a spoluautorom na listoch Banská Bystrica (36), Žilina (26) a Trnava (35).

Moje skúsenosti a spolupráca s jubilantom sú veľmi pestré. S potešením spomínam na zaujímavú atmosféru pri príprave litofaciálnych a paleogeografických máp Slovenska (1975), na zostavovanie geologickej mapy Slovenska 1 : 500 000 a vysvetliviek (1996), ale najmä na zjazd Slovenskej geologickej spoločnosti v Trnave v r. 1980. Pri tejto príležitosti sme s naším priateľom J. Bystrickým písali o problematike hronika a gemerika v Malých Karpatoch a vo Viedenskej panve. Na túto tému sú do dnešného dňa protichodné názory. V jednej veci sa však ukázal vtedajší názor J. Mella neomylný – v tom, že západne od poludníka Kršlenice je medzi „melafýrovou sériou“ a paleogénom bukovskej brázdy sled karbonatických litostratigrafických jednotiek nie troch, ale len jednej tektonickej jednotky. Môžeme ju nazývať akokoľvek a považovať za hronickú alebo gemerickú (silickú). V našom publikovanom reze vápence označené ako raminské sú v normálnom, a nie v tektonickom nadloží reiflinských vápencov. Vtedy sme pre absenciu nespochybniteľných biostratigrafických údajov verziu J. Mella nepresadzovali, ale neskôr sa ukázala nezvratná. Aj vtedajší postoj jubilanta svedčí jednak o jeho skúsenostiach s identifikáciou triasových platformových a panvových sedimentov a ich paleogeografických vzťahov, jednak o znalosti stavby vnútorných Západných Karpát od Slovenského krasu po Malé Karpaty.

J. Mello nadobudol na základe vlastných skúseností poznatky aj o geologickej stavbe mimo karpatských oblastí. V r. 1982 – 1985 sa podieľal na realizácii rozsiahleho mapovacieho projektu v Tunisku. Zhodou okolností ho vedúci projektu poveril mapovaním saharskej platformy, kde v pahorkatine Dj. Rehach pod Veľkou Daharskou falézou na veľkej ploche sú obnažené sedimenty triasu. Pravdaže, nie také, aké mapoval doma, ale sedimenty germánskeho triasu. Tento trias od r. 1912 skúmali mnohí významní geológovia a jeho vrstvový sled bol veľmi dobre stanovený. Na území južného Tuniska boli vyčlenené 2 triasové sektory – severný a centrálny. V prvom je triasový karbonatický vývoj veľmi tenký a leží diskordantne na triasových vápencoch Kirchau. V druhom je vrstvový sled od spodnotriasových pieskovcov až po lias hrubý a kontinuitný. Nezvyčajná diskordancia v severnom sektore sa od konca prvej polovice nášho storočia nazýva diskordancia Sidi Stout. Tak, ako je v týchto končinách zvykom, aj J. Mello preskúmal kontúry litostratigrafických jednotiek najprv na fotografických snímkach. Pri mapovaní v teréne zistil, že tzv. spodná evaporitová sekvencia vrchnotriasového až liasového veku v skutočnosti pozostáva z 3 litostratigrafických jednotiek nižšej tektonickej úrovne. Spodnú jednotku vrchnokarnsko-norického veku nazval íly a evapority Mhrira, strednú jednotku rétskeho veku nazval dolomity Mesaudi a vrchnú, liasovú jednotku pomenoval evapority Behir. Veľmi dôležité bolo zistenie šošoviek zlepencov na báze dolomitov Mesaudi. Ďalej smerom do severnej provincie dolomity už neležia na evaparitoch Mhrira, ale postupne diskordantne na starších a starších členoch karbonátového triasového vrstvového sledu a až v severnej provincii priamo nad pieskovcami Kirchau (najmä T_1). To bol dôkaz, že diskordanciu Sidi Stout v oboch provinciách materializujú dolomity Mesaudi, že diskordancia spadá zhruba na hranicu medzi norik a rét a neprerušene pokračuje z jednej provincie do druhej. Bol to, nepochybne, najvýznamnejší poznatok celej mapovacej kampane.

Rád na túto etapu spomínam, lebo som mal príležitosť sprevádzať J. Mella v teréne, a tak sa náležite oboznámiť s tematikou triasu saharskej platformy, ale aj bližšie spoznať zvláštny a pozoruhodný život berberského a arabského obyvateľstva týchto odľahlých končín Tuniska.

Milý priateľ, dúfam, že aj Ty si spomenieš na leto 1982 a 1983, keď sme občas kempovali takmer v ľudoprázdnom teréne, prežívali teploty vyše 40 °C a trávili dosť dlhé siesty v skalných štrbinách kvesty Rehach, jedinom útočisku pred pálivým slnkom, a o studenom nápoji sme iba snívali. Pravdaže, ináč to bolo cez víkendy, keď sme sa s rodinami a priateľmi rekreovali na nádherných plážach Gabeského zálivu.

Od času, čo som sa s jubilantom zoznámil, ubehlo takmer polstoročie. Veľa sme spolu videli, počuli aj zažili. Je potešujúce, že náš jubilant vstupuje do stavu seniorov vo výbornej, závideniahodnej fyzickej aj psychickej forme. Blahoželám mu k tomu a, samozrejme, aj do budúcich rokov úprimne prajem aj v mene geologickej spoločnosti pevné zdravie, veľa šťastia a dlhý a príjemný život v kruhu rodiny a priateľov. Verím, že jeho diela sú a budú trvalým zdrojom cenných informácií a poučenia pre milovníkov našej profesie, najmä regionálnej geológie.

Živio mnoga leta!

Anton Biely

Za RNDr. Ing. Jánom Burianom, CSc.

The remembrance of RNDr. Ján Burian, CSc.



Neuveriteľne krátko po tom, ako plný plánov a predsavzatí do ďalších rokov oslávil v kruhu rodiny osemdesiate výročie svojich narodenín, nás v ranných hodinách 4. apríla 2011 navždy opustil priateľ, dobrý a vzácny človek, výborný znalec metalogenézy neovulkanitov Karpatsko-balkánskej sústavy a popredný slovenský geológ v oblasti geológie rudných ložísk, RNDr. Ing. Ján Burian, CSc..

Narodil sa 23. februára 1931 vo Vrútkach. Po ukončení štúdií na Gymnáziu v Martine – s vyznamenaním – v roku 1950 začal študovať odbor geológie, vyhľadávania a prieskumu rudných ložísk na Vysokej škole banskej vo Sverdlovsku (dnešný Jeakterinburg) v Rusku. Vysokoškolské štúdiá ukončil v roku 1955 úspešnými štátnymi záverečnými skúškami a obhajobou diplomovej práce na tému Geologická stavba a projekt podrobného prieskumu polymetalického ložiska Banská Štiavnica.

Kandidátsku dizertačnú prácu obhájil na Prírodovedeckej fakulte UK v Bratislave v roku 1968 a v roku 1969 mu bol po úspešných rigoróznych skúškach udelený titul doktora prírodovedy.

Po ukončení vysokoškolských štúdií začal v marci 1955 pracovať v národnom podniku Západoslovenský rudný prieskum Turčianske Teplice ako hlavný inžinier podniku. V rokoch 1957 – 1959 pôsobil na Úrade Predsedníctva Zboru povereníkov v Bratislave ako starší inžinier pre geologický prieskum v útvare národohospodárskeho odboru, odkiaľ na vlastnú žiadosť prešiel pracovať do Geologického ústavu D. Štúra v Bratislave, kde pôsobil až do roku 1969. V rokoch 1959 – 1964 vykonával funkciu námestníka riaditeľa ústavu a následne do roku 1966 pracoval ako expert na svetoznámom kubánskom ložisku medi v Matahambre. Po návrate do vlasti bol do roku 1969 vedúcim oddelenia ložísk nerastných surovín v Geologickom ústave D. Štúra.

V roku 1969 sa stal zamestnancom národného podniku Geologický prieskum Spišská Nová Ves, kde až do roku 1989 pracoval najprv ako vedúci špeciálnej geologickej skupiny, neskôr ako vedúci novozaloženého geologického úseku v Banskej Štiavnici.

Jeho odborné znalosti, výborné organizačné schopnosti, predovšetkým však jeho ľudské charakterové vlastnosti sa plne prejavili v období rokov 1990 – 1992, keď stál na čele slovenskej geológie vo funkcii predsedu Slovenského geologického úradu. Počas jeho pôsobenia sa na úrade vytvorila pozitívna tvorivá atmosféra a pre prácu ústredného geologického orgánu na Slovensku pod jeho vedením bola charakteristická koncepčnosť, vysoká odbornosť a úcta k slovenskej geologickej a baníckej pospolitosti. Uplynulé roky potvrdili, že jeho odchod z tejto funkcie do starobného dôchodku bol predčasný a negatívne ovplyvnil nasledujúci vývoj slovenskej geológie.

RNDr. Ing. Ján Burian, CSc. bol v rokoch 1959 – 1964 členom vedeckej rady Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave, v rokoch 1990 až 1992 členom vedeckej rady Univerzity Komenského v Bratislave. V rokoch 1963 – 1988 bol členom celoštátnej Komisie pre klasifikáciu zásob ložísk nerastných surovín pri Úrade vlády Československej federatívnej socialistickej republiky.

Podstatnú časť svojho celoživotného úsilia venoval prehĺbeniu geologického poznania širšej oblasti Štiavnických vrchov a zhodnocovaniu jej rudného potenciálu. Pod jeho vedením bol v roku 1968 ukončený projekt geologického výskumu zameraný na oblasť Banskej Štiavnice, kde boli po prvý raz použité štruktúrne vrty do hĺbky 1 500 m. Výsledky tohto výskumu sa stali základom pre následný rozsiahly geologicko-prieskumný program v oblasti stredoslovenských neovulkanitov. V rokoch 1970 – 1980 zostavil so svojimi spolupracovníkmi rad projektov na realizáciu vyhľadávania nových zdrojov rúd, z ktorých je potrebné spomenúť aspoň porfýrové rudy Zlatno, Šementlov a Rudno – Brehy – Pukanec, projekt komplexného zhodnotenia Štiavnicko-hodrušského rudného obvodu – s použitím v tom čase dostupných najmodernejších metód geofyziky a geochémie, či projekty zamerané na rozšírenie zásob rúd na ťažených žilách v Banskej Štiavnici a v oblasti Banskej Hodruše, z ktorých sa viaceré realizovali až do začiatku útlmu rudného baníctva na Slovensku v rokoch 1990 – 1991. K nim patril aj projekt razenia Novej odvodňovacej štôlne, ktorá odstránila jeden z limitov prípadného budúceho rozvoja baníctva v celej oblasti. Na jej príprave, projektovaní, realizovaní a zhodnocovaní výsledkov sa podieľal RNDr. Ing. Ján Burian, CSc. výraznou mierou. Mnoho rokov sa veľmi aktívne zúčastňoval na práci komisií RVHP, zameraných na problematiku metalogenézy, zhodnocovania zdrojov rudných nerastných surovín a na ich prognózy.

Výsledky jeho celoživotnej činnosti sú zahrnuté v mnohých nepublikovaných záverečných správach, výpočtoch zásob a expertíznych posudkoch a v minimálne päťdesiatich odborných a vedeckých prácach z oblasti metalogenézy vulkanitov a rudnej problematiky. O význame týchto výsledkov svedčia podnikové, rezortné a štátne vyznamenania, ktorými bol RNDr. Ing. Ján Burian, CSc., ocenený počas svojho života, vrátane medaily Jána Slávika za rozvoj geológie Slovenska, ktorú mu v roku 1987 udelila Slovenská geologická spoločnosť.

Slovenská geologická a banícka pospolitosť stratila v osobe RNDr. Ing. Jána Buriana, CSc., vzácneho človeka a vynikajúceho odborníka, ktorý sa natrvalo zapísal do histórie slovenskej geológie a zvlášť do histórie geologického výskumu a geologického prieskumu stredoslovenských neovulkanitov.

Svoj večný sen sníva na miestnom cintoríne vo svojom rodnom meste.

Česť Tvojej pamiatke, Jano.

Juraj Tözsér

Za RNDr. Jozefom Salajom, DrSc.

The remembrance of RNDr. Jozef Salaj, DrSc.



Z kruhu rodiny, priateľov a známych odišiel do nenávratna nestor slovenskej stratigrafie a mikropaleontológie a jeden zo svetovo uznávaných odborníkov na foraminiferovú mikrofaunu RNDr. Jozef Salaj, DrSc.. Táto správa hlboko zasiahla aj našu geologickú pospolitosť, pretože z nej odišiel zanietený bádateľ, nezištný spolupracovník, uznanlivý učiteľ a pozitívne ladený človek. Narodil sa 11. januára 1932 v Želovciach. Po skončení Geologicko-geografickej fakulty Karlovej univerzity v Prahe, kde pod vedením vynikajúcich pedagógov, akými boli prof. J. Augusta, prof. J. Špinar a akademici V. Pokorný, R. Kettner a O. Kodym, dostal okrem geológie solídne základy aj z paleontológie a biostratigrafie. V auguste 1956 nastúpil do služieb Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave. Hneď od nástupu sa venoval geologickému mapovaniu a mikrobiostratigrafickému výskumu Myjavskej pahorkatiny. Ako prvý kartograficky vymedzil a stratigraficky datoval základné litostratigrafické jednotky senónu a paleogénu označovaného ako gosauský vývoj. Vytvoril prvú koncepciu biostratigrafického členenia kriedy a paleogénu, ktorá bola akceptovaná pre celú mediteránnu oblasť.

Súbežne sa venoval aj výskumu slienitých a flyšových sekvencií kriedy tatrika a fatrika. Preukázal ich barém-aptský, albský a cenomanský vek.

V rokoch 1961 – 1965 bolo ťažisko jeho výskumov v kriedových a paleogénnych sedimentoch na strednom Považí, hlavne manínskej a klapskej jednotky. Osobitnú pozornosť venoval predovšetkým kriedovým súvrstviam, ktoré boli dovtedy datované len na ojedinelých nálezoch makrofauny.

Dr. Salaj svoju sféru výskumu postupne rozšíril prakticky na celé bradlové pásmo, čím sa rozhodujúcou mierou pričinil o stratigrafické spresnenie jednotlivých litostratigrafických jednotiek, ale aj o nový pohľad na paleogeografický vývoj tejto tektonicky najzložitejšej jednotky Západných Karpát. Spolu s okruhom svojich najbližších spolupracovníkov preukázal plynulú sedimentáciu medzi strednou a vrchnou kriedou a diachronický vek upohlavských zlepencov. Dokumentoval prítomnosť senónskych uložení v manínskej jednotke, paleocénny a spodnomiocénny vek sedimentov „pribradlového“ pásma. V dôsledku týchto faktov sa zásadne zmenila aj interpretácia tektonického vývoja bradlového pásma, paleogénnej transgresie do centrálnokarpatských paniev, ako aj paleogeografickej pozície manínskej jednotky.

Začiatkom šesťdesiatych rokov sa vo svete začali intenzívne študovať triasové foraminifery. V súlade s týmto trendom, v spolupráci s ďalšími autormi, sústredil pozornosť na túto aktuálnu problematiku, na ktorej s rôznou intenzitou pracoval aj v ďalších rokoch, čím sa zaradil medzi popredných znalcov skupiny fosílnych mikroorganizmov a veľkou mierou sa ako prvý pričinil o členenie triasových komplexov Západných Karpát na základe foraminifer, o vytvorenie biozonácie a interregionálnej korelácie tohto útvaru. Výsledky z tejto problematiky publikoval v početných článkoch a v spolupráci s K. Borzom a O. Samuelom v r. 1993 v monografickej práci *Triassic Foraminifers of the West Carpathians.* Publikované práce o triase vzbudili veľký medzinárodný ohlas.

V rokoch 1967 – 1974 sa ťažisko jeho výskumnej práce presunulo do severnej Afriky, kde pracoval v službách *Service Géologique de Tunisie* v Tunise. Nové poznatky, ktoré dosiahol, prezentoval na VI. africkom mikropaleontologickom kolokviu (1974), pričom bol jeho generálnym sekretárom. Pri tejto príležitosti predložil širokej odbornej verejnosti návrh na hypostratotypy jednotlivých stupňov vrchnej kriedy a paleogénu pre mediteránnu oblasť. V spolupráci s K. Pozaryskou a J. Szczechurovou (1976) navrhli paleocénne vývoje v oblasti El Kefu za stratotyp paleocénu v morskom vývoji. Na Medzinárodnom geologickom kongrese vo Washingtone bol schválený stratotyp hranice medzi kriedou a paleocénom práve v tejto oblasti. Dr. Salaj navrhol, aby stratotypy pre stredný (Harien) a vrchný (Mellégien) paleocén boli tiež v tejto oblasti.

Výsledky výskumu činnosti v Tunise publikoval v početných článkoch a komplexne v monografii *Microbiostratigraphie du créta cé et d u paléogéne de la Tunisie septentrionale et orientale (hypostratotypes Tunisiens)*. Na základe tejto práce mu bol v r. 1976 v Paríži (Université de Paris VI.) udelený titul *Docteur d´État* (Dr es SC.). V r. 1982 obhájil prácou o triasových foraminiferách ZK a mediteránnej oblasti veľký doktorát aj na Prezídiu Čs. akadémie vied v Prahe.

Po návrate z Tuniska a dvojročnom pracovnom pobyte v Líbyi a v Iraku sa aktívne zapojil do terénneho mikrobiostratigrafického výskumu na listoch 1 : 25 000 v oblasti stredného Považia a pracoval na zostavení regionálnej geologickej mapy 1 : 50 000 Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát s vysvetlivkami v spolupráci s ďalšími geológmi. Tu, rovnako ako aj v manínskej oblasti, ako prvý upozornil na možnosť výskytu uhľovodíkov na základe priaznivej geologickej stavby (Salaj, 1966).

Pomerne dlhé obdobie pracoval na monografii o geológii bradlového a pribradlového pásma stredného Považia, ktorá spolu s geologickou mapou v mierke 1 : 50 000 bola publikovaná v r. 1995.

Bohaté skúsenosti uplatnil aj pri organizovaní 18. európskeho mikropaleontologického kolokvia v Československu, ktorému bol generálnym sekretárom, ako aj v medzinárodnom mikrobiostratigrafickom výskume v rámci rôznych projektov IGCP. Významný je aj jeho podiel na spolupráci niektorých špeciálnych biostratigrafických výskumov na Kolumbijskej univerzite (ESRI) a v Amoco Co v Tunise.



Obr. 1. RNDr. Jozef Salaj, DrSc., pri preberaní ceny „Významná osobnosť SAV v r. 2007“, ktorú mu odovzdáva predseda Slovenskej akadémie vied Dr. h. c. prof. Ing. Štefan Luby, DrSc..
Fig. 1. RNDr. Jozef Salaj, DrSc., receiving the prize “Significant personality of Slovak Academy of Sciences in 2007” from the President of SAS Dr. h. c. prof. Ing. Štefan Luby, DrSc.

V rámci rôznych bilaterálnych dohôd GÚDŠ sa na medzinárodnej spolupráci aktívne podieľal na výskume mezozoických, hlavne triasových útvarov. Ako koordinátor sa v spolupráci s E. Trifonovou, D. Gheorghian a V. Coroneou podieľal na vypracovaní interregionálnej mikrobiostratigrafickej schémy triasu Západných Karpát, Balkánu a Helenid na základe foraminifer.

Od r. 1994 RNDr. J. Salaj, DrSc., pôsobil na Geologickom ústave SAV. Prostredie Akadémie mu poskytovalo tvorivý priestor na dokončovanie rozpracovaných tém z kriedy a paleogénu Tuniska i Slovenska, ktoré sa mu podarilo vypublikovať v sérii článkov i rozsiahlejších kompendií v edícii časopisu Zemný Plyn a Nafta Hodonín (1997a, b; 1998a, b, c; 1999, etc.). Významne sa podieľal na vedeckej výchove mladých domácich i zahraničných pracovníkov, hlavne v odbore mikropaleontológie. V posledných rokoch sa na Prír. fakulte KU v Prahe venoval aj výchove doktorandov zo Severnej Afriky.

V r. 2000 mu pri príležitosti osláv 60. výročia založenia Štátneho geologického ústavu bola udelená zlatá Pamätná medaila za rozvoj geológie a propagáciu Slovenska v zahraničí. Zásadnejšie práce o stratigrafii súľovského paleogénu, taxonomických revíziách foraminifer i paleoklimatických výskumoch zverejnil aj v časopisoch Geologica Carpathica (1997, etc.), Mineralia Slovaca (2001) a pod. Zapájal sa aj do riešenia nových projektov VEGA a APVV zameraných hlavne na mikrobiostratigrafický výskum vrchnokriedových a paleogénnych súvrství bradlového pásma, klapskej jednotky a manínskej jednotky. Okrem výskumu sa podieľal na organizovaní významných medzinárodných podujatí na Slovensku, akým bolo Medzinárodné sympózium o kriede vo Viedni r. 2000, 17. Kongres karpatsko-balkánskej geologickej asociácie v Bratislave v r. 2002, pracovné stretnutia projektov IGCP, výskumný program Kolumbijskej Univerzity (ESRI) a i.

V r. 2005 Prezídium nadácie pre foraminiferový výskum pri Smitsonian Institut vo Washingtone nominovalo RNDr. J. Salaja, DrSc., na udelenie jednej z najvýznamnejších svetových cien v odbore mikropaleontológie „Cushman award", ktorej nositeľom je len niekoľko európskych vedcov.

Predsedníctvo SAV ocenilo vedecký prínos diela RNDr. Jozefa Salaja, DrSc., keď ho v r. 2007 poctilo cenou „Významná osobnosť SAV v r. 2007". Za rozvoj mikropaleontológie na Slovensku mu v tom istom roku pri príležitosti konania sa 8. československej a poľskej konferencie na ŠGÚDŠ bol odovzdaný Ďakovný list.

Počas svojho nesmierne plodného profesného života publikoval RNDr. J. Salaj, DrSc., vyše 300 vedeckých publikácií s najvyšším vedeckým kreditom a veľkým medzinárodným ohlasom. Bol predstaviteľom generácie povojnového obdobia, ktorej zásluhou sa mikropaleontológia a stratigrafia aj v stredoeurópskych krajinách vypracovala na vysokú vedeckú úroveň. Jeho výskumy však presiahli úroveň lokálnej vedy a priniesli progres pre mikropaleontológiu a biostratigrafiu v celej Tetýdnej oblasti.

Po odchode na zaslúžený dôchodok na vedu nezanevrel, často nás navštevoval a pri kávičke alebo obľúbenom čajíku živo debatoval o problémoch biostratigrafie a mikropaleontológie. Až v poslednom roku boli jeho návštevy zriedkavejšie, nohy už nevládali, síl ubúdalo. Budeš nám chýbať, Jozef.

Česť Tvojej pamiatke!

A. Zlinská a *J. Soták*

Publikačná činnosť RNDr. Jozefa Salaja, DrSc.

Salaj, J., 1960: Bericht zur Mikrobiostratigraphie der gossauer Kreide im Gebirge Brezovské pohorie und des Paläogene des Hügellandes Myjavská pahorkatina. *Geol. Práce, Spr., 18, 119 – 130.*

Salaj, J., 1961: Einige Neuen stratigraphischen Kenntnise aus der Kreide des Inneren Klippenzone von Westkarpaten. *Geol. Práce, Spr., 22, 83 – 97.*

Salaj, J., 1961: Gosauská krieda. XII. sjazd čs. spol. pre min. a geol. Sjazdový sprievodca. *Bratislava, GÚDŠ, 68 – 70.*

Began, A. & Salaj, J., 1961: Microfaune de la zone, Leymeriella tardefurcata Leym. de la zone des Klippes au N de Nové Mesto nad Váhom. *Geol. Práce, Spr., 22, 97 – 98.*

Samuel, O. & Salaj, J., 1961: Einige Bemerkungen zur Mikrobiostratigraphie der "Dan" – Paläozän Sedimente in den Tschechoslovakischen Westkarpaten. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 12, 2, 165 – 174.*

Salaj, J., 1962: Mikrobiostratigrafia dánu gosauskej kriedy a centrálneho paleogénu Myjavskej pahorkatiny. *Geol. Práce, Spr., 24, 199 – 204.*

Salaj, J., 1962: Mikrobiostratigraphische studien der Kreide in der Krížna und Manín – Einheit. *Geol. Práce, Zoš., 62, 245 – 259.*

Salaj, J., 1962: Niekoľko profilov strednokriedovým súvrstvím manínskej série. *In: Maheľ M. et al. (ed.): Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Žilina. Bratislava, GÚDŠ, 79 – 81.*

Jendrejáková, O. & Salaj, J., 1962: Über des Vorkommen der Unteren Kreide der Czorsztyner Serie in der Klippenzone. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 13, 2, 183 – 186.*

Samuel, O. & Salaj, J., 1962: Einige Neue Foraminiferenarten aus der Kreide und dem Paläogen von Westkarpaten. *Geol. Práce, Zoš., 62, 313 – 320.*

Salaj, J., 1963: Mezozoikum brezovské deprese. *In: Buday, T. et al., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Gottwaldov. Praha, Ústř. Úst. geol., 557 – 563.*

Salaj, J., 1963: Paleogén centrálnych Karpát. *In: Buday, T. et al. (ed.): Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Gottwaldov. Praha, Ústř. Úst. geol., 91 – 97.*

Salaj, J. & Began, A., 1963: Zur Faziellen und Mikrobiostratigraphischen Entwicklung der Oberkreide in der Klippen-zone. *Geol. Práce, Spr., 30, 113 – 120.*

Salaj, J. & Samuel, O., 1963: Contribution to stratigraphy of Cretaceous of the Klippen belt and Central West Carpathians. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 14, 1, 109 – 125.*

Leško, B., Salaj, J. & Samuel, O., 1963: Paleogene of Slovak Carpathians Klippen Belt. Carpato-Balkan. *Geol. Assoc., VI. Congr., Warszawa, 87 – 89.*

Samuel, O. & Salaj, J., 1963: Contribution to Paleogene of Myjavská pahorkatina vicinity of Považská Bystrica, Žilina and Eastern Slovakia. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 149 – 163.*

Samuel, O. & Salaj, J., 1963: Zur Mikrobiostratigraphie der Mittel- und Oberkreide im Ostteil der Klippen zone. *Geol. Práce, Spr., 30, 93 – 112.*

Salaj, J., 1964: Mikrobiostratigrafický výskum spodnej a strednej kriedy centrálnych Karpát. *Zpr. geol. Výsk. v Roku 1963. Bratislava, GÚDŠ, 78 s.*

Salaj, J. & Samuel, O., 1964: Review on the work W. Simon, H. Bartenstein et al. 1962: Leitfossilen der Mikropaläontologie in Arbeitshreis Deutscher Mikropaläontologen. *Geol. Práce, Spr., 31, 216.*

Began, A. & Salaj, J., 1964: Výskum bradlového pásma na liste Myjava (1 : 50 000). *Zpr. geol. Výsk. v Roku 1963, 70 s.*

Began, A., Salaj, J. & Samuel, O., 1964: Einige Bemerkungen zur Arbeit von V. Scheibnerová: Some new informations on the Cretaceous of the klippen belt of West Carpathians. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 15, 2, 319 – 324.*

Leško, B., Salaj, J. & Samuel, O., 1964: Paleogén bradlového pásma slovenských Karpát. *Geol. Práce, Spr., 31, 95 – 102.*

Samuel, O., Salaj, J. & Vaňová, M., 1964: Formational Biostratigraphy of Central Carpathians. Report of the Twenty-second sess. *Int. geol. congr. India, New Delhi, 241 – 252.*

Salaj, J., 1965: Správa o geologickom výskume na liste Myjava. *Zpr. geol. Výsk. v Roku 1964, 56 s.*

Began, A., Borza, K., Salaj, J. & Samuel, O., 1965: On the age Upohlava Conglomerates. *Geol. Práce, Spr., 36, 123 – 138.*

Srnánek, J. & Salaj, J., 1965: Remarks to the geology of the Pieniny part of Klippen belt in the vider vicinity of Stará Ľubovňa. *Geol. Práce, Spr., 35, 61 – 72.*

Salaj, J., 1966: Possibilité du trouvaille de petrole dans le Mésozoique des Carpates occidentales. *Geol. Průzk., 12, 414 – 416.*

Salaj, J., 1966: 9. európske mikropaleontologické kolokvium. *Geol. Práce, Spr., 40, 185 – 186.*

Salaj, J. & Samuel, O., 1966: Foraminifera der Westkarpaten-Kreide (Slowakei). *Bratislava, GÚDŠ, Vyd. D. Štúra, 292 p.*

Began, A., Borza, K. & Salaj, J., 1966: Zum Auftreten der Manín-Serie Westlich von Trenčín. *Geol. Práce, Spr., 40, 168 – 170.*

Biely, A. & Salaj, J., 1966: Zum Frage der Oberkreide-Sedimente im oberen Hron-Tal. *Geol. Práce, Spr., 40, 172 – 174.*

Salaj, J., Biely, A. & Bystrický, J., 1967: Die Foraminiferen in der Trias der Westkarpaten. *Arch. Sci. phys. natur. Genève, 19, 2, 211 – 218.*

Salaj, J., Biely, A. & Bystrický, J., 1967: Trias – Foraminiferen in den Westkarpaten. *Geol. Práce, Spr., 42, 119 – 136.*

Salaj, J. & Jendrejáková, O., 1967: Die Foraminiferen aus der oberen Trias der Westkarpaten. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 18, 2, 311 – 313.*

Kochanová, M., Peržel, M. & Salaj, J., 1967: Vorkommen der Rhaet--Gesteine immitten der liassischen Kalk-Dolomitbrekzien in den Kleinen Karpaten. *Geol. Práce, Spr., 43, 207 – 208.*

Samuel, O., Salaj, J., Köhler, E. & Borza, K., 1967: Relation of the Cretaceous to the Paleogene in the Klippen Belt of the Váh riverside (West Carpathians). *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 18, 1, 125 – 132.*

Salaj, J. & Samuel, O., 1968: Einige Bemerkungen zum Diskusionbeitrag von Dr. E. Hanzlíková. *Geol. Práce, Spr., 51, 245 – 253.*

Pesl, V., Salaj, J. & Vass, D., 1968: The Flysch and Klippen Belts, Neogene Basins of West Carpathians. *XXIII. Inter. Geol. Congr., Praha, Guide to Excurs. 6 AC, 3 – 40.*

Biely, A., Bystrický, J., Bajaník, Š., Began, A., Borza, K., Kamenický, J., Kochanová, M., Kullmanová, A., Salaj, J., Snopko, L. & Vozár, J., 1968: Geology of the Inner West-Carpathians. *XXIII. Int. Geol. Congr., Praha, Guide to Excurs. 45 AC, 3 – 44.*

Samuel, O. & Salaj, J., 1968: Microbiostratigraphy and Foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. *Bratislava, GÚDŠ, Vyd. D. Štúra, 232 s.*

Salaj, J., 1969: Zones planctoniques du Crétacé et du Paléogène de Tunisie. *Proc. Planct. Confer. Genève 1967, II, 588 – 593.*

Salaj, J., 1969: Quelques remarques sur les problèmes microbiostratigraphiques du Trias. *Not. Serv. géol. (Tunis), 31, 5 – 23.*

Salaj, J., 1969: Essai de Zonation dans le Trias des Carpathes occidentales d´après les Foraminifères. *Geol. Práce, Spr., 48, 123 – 128.*

Salaj, J., 1969: Zones planctiques du Crétacé et du Paléogène de Tunisie. *Not. Serv. géol. (Tunis), 30, 32 – 37.*

Salaj, J., 1969: Meandrospiranella nov. gen., a new mid-Triassic foraminifer from the West Carpathians, Czechoslovakia. *J. Paleont., 43, 5, Part I of II, 1 294 – 1 295.*

Ilavský, J. & Salaj, J., 1969: Mikrobiostratigraphie du Crétacé de la région de Kasserine (Tunisie centrale). *Not. Serv. géol. (Tunis), 30, 17 – 31.*

Ilavský, J. & Salaj, J., 1969: Microbiostratigraphie du Crétacé de la région de Kasserine (Tunisie centrale). *III. Conf. panafricaine de Mipropal. Cairo 1968, Nidoc, 255 – 259.*

Pini, S. & Salaj, J., 1969: Découverte de Jurassique, l´Ouest de Medjez El Bab (Tunisie septentrionale). *Not. Serv. géol. (Tunis), 31, 25 – 35.*

Salaj, J., 1970: Quelques remarques sur les problèmes de microbiostratigraphie du Crétacé supérieur et du Paléogène. IVe Coll. Afr. Micropal., Abidjan, 357 – 374.

Salaj, J. & Stráník, Z., 1970: Découverte du Rhétien dans l´Atlas tunisien oriental. *C. R. Acad. Sci., 271, 2 087 – 2 089.*

Massin, J. M. & Salaj, J., 1970: Contribution l´étude de la région Nebeur (Tunisie septentrionale). *Bull. Soc. géol. France, 7, 12, 818 – 825.*

Salaj, J. & Maamouri, A. L., 1971: Remarques biostratigraphiques sur le Sénonien supérieur de l´anticlinal de l´Oued Bazina région de Béja, Tunisie septentrionale. *Not. Serv. géol. (Tunis), 32, 65 – 78.*

Salaj, J. & Stráník, Z., 1971: Rhétien dans l´Atlas tunisien oriental. *Not. Serv. géol. (Tunis), 32, 37 – 44.*

Salaj, J. & Stráník, Z., 1971: Contribution l´étude stratigraphique du Miocène du Synclinal de Saouaf (Région du Dj. Fkirine, Tunisie orientale). *Not. Serv. géol. (Tunis), 32, 79 – 82.*

Bajaník, Š. & Salaj, J., 1971: Données nouvelles sur la zone de cicatrice de la région d´Oued Zarga, Tunisie septentrionale). *Not. Serv. géol. (Tunis), 32, 3 – 23.*

Biely, A. & Salaj, J., 1971: L´Oligo-Miocène du Béjaoua oriental (Tunisie septentrionale). *Not. Serv. géol. (Tunis), 34, 71 – 107.*

Bajaník, Š. & Salaj, J., 1971: Oligo-Miocène du Djebel Chitana (Tunisie septentrionale). *Not. Serv. géol. (Tunis), 34, 109 – 114.*

Salaj, J. & Bajaník, Š., 1972: Essai de subdivision lithostratigraphique du Trias de la Tunisie septentrionale. *Not. Serv. géol. (Tunis), 38, 27 – 33.*

Salaj, J. & Bajaník, Š., 1972: Contribution la stratigraphie du Crétacé et du Paléogène de la région de l´Oued Zarga. *Not. Serv. géol. (Tunis), 38, 63 – 71.*

Biely, A., Rakus, M., Robinson, P. & Salaj, J., 1972: Essai de correlation des formations miocènes au Sud de la Dorsale tunisienne. *Not. Serv. géol. (Tunis), 38, 73 – 92.*

Batík, P., Maamouri, A. L. & Salaj, J., 1972: Le Tortonien dans la zone des ecailles, feuille de Béja au 1 : 50 000. *Not. Serv. géol. (Tunis), 39, 115 – 119.*

Bajaník, Š. & Salaj, J., 1972: Néogène sous faciès Bous Sefra entre Téboursouk et Medjez el Bab (Tunisie septentrionale). *Not. Serv. géol. (Tunis), 39, 121 – 135.*

Salaj, J., 1972: Remarques sur Helvetoglobotruncana Reiss, 1957, emend. *Not. Serv. géol. (Tunis), 40, 71 – 74.*

Bajaník, Š. & Salaj, J., 1972: Lithostratigraphie de l´Oligocène dans la région de Bizerte. *Not. Serv. géol. (Tunis), 40, 75 – 77.*

Bellier, J. P. & Salaj, J., 1972: A propos du genre Rotundina Subbotina, 1953, emend. Salaj 1962 (Globotruncanidae). *Not. Serv. géol. (Tunis), 40, 109 – 112.*

Salaj, J., 1972: Remarques microbiostratigraphiques du Miocène de Penedès dans la depression prélitorale Catalane. *Not. Serv. géol. (Tunis), 40, 113 – 116.*

Stráník, Z., Memmi, L., Menčík, E. & Salaj, J., 1972: Biostratigraphie du Crétacé inférieur de l´Atlas tunisien oriental. *Conf. Afr. Geol. Ibadam 1970, 529 – 546.*

Bajaník, Š. & Salaj, J., 1973: Quelques remarques sur la tectonique du Néogène entre Téboursouk et Medjez el Bab. Livre Jubilaire M. Solignac. *Ann. Mines Géol. (Tunis), 26, 121 – 124.*

Biely, A., Memmi, L. & Salaj, J., 1973: La Crétacé inférieur de la région d´Enfidaville. Découverte d´Aptien condensé. Livre Jubilaire M. Solignac. *Ann. Mines Géol. (Tunis), 26, 169 – 178.*

Salaj, J., 1973: Proposition pour les Néostratotypes du Crétacé supérieur (en vue de la zonation des régions de la Téthys). Livre Jubilaire M. Solignac. *Ann. Mines Géol. (Tunis), 26, 219 – 222.*

Salaj, J., Bajaník, Š., Menčík, E. & Stráník, Z., 1973: Quelques problèmes relatifs au Paléocène du Sillon tunisien et de l´Atlas oriental. Livre Jubilaire M. Solignac. *Ann. Mines Géol. (Tunis), 26, 223 – 231.*

Bajaník, Š., Biely, A. & Salaj, J., 1973: Notice explicative, feuille 1/50 000 d´Oued Zarga. Tunis. Archiv du Service Géologique de Tunisie.

Bellier, J. P. & Salaj, J., 1973: Observation sur deux espèces du genre Rotundina Subbotina, 953, emend. Salaj, 1962. *Rev. Micropaléont. (Paris), 16, 1, 7 – 13.*

Salaj, J., 1974: Microbiostratigraphie du Crétacé supérieur de la région de Pont du Fahs. Livret-guide des excurs. du VI[e] Coll. Afr. Micropal., 41 – 49.

Salaj, J., 1974: Microbiostratigraphie du Sénonien supérieur du Danien et du Paléocène de la région du Kef. Livret-guide des excurs. du VI[e] Coll. Afr. Micropal., 51 – 57.

Salaj, J., 1974: Proposition pour des hypostratotypes du Danien et du Paléocène (localité type de la formation El Haria: le Kef, Tunisie septentrionale). *Not. Serv. géol. (Tunis), 41, 91 – 100.*

Salaj, J., 1974: A propos de Globotruncana calcarata Cushman, 1927. *Not. Serv. géol. (Tunis), 41, 105 – 108.*

Salaj, J., 1974: Contribution a la microbiostratigraphie des Hypostratotypes tunisiens du Crétacé supérieur, du Danien et Paléocène. VI[e] Coll. Afr. Micropal., Rémusés, 1 p.

Salaj, J., 1974: Les problèmes microbiostratigraphiques du Trias des Carpates Occidentales tchécoslovaques. VIe Coll. Afr. Micropal., Rémusés, 1 p.

Salaj, J., Batík, P., Mameri, N. & Maamouri, A. L., 1974: Le Sénonien supérieur et le Paléogène de la région des Hédil. Livret-guide des excurs. VIe Coll. Afr. Micropal., 59 – 66.

Bajaník, Š. & Salaj, J., 1974: L´Oligo-Miocène entre Téboursouk et Medjez el Bab. Livret-guide des excurs. VIe Coll. Afr. Micropal., 73 – 80.

Bellier, J. P. & Salaj, J., 1974: Les Rotundinae, un nouveau taxon de la famille des Globotruncanidae Brotzen, 1942. Résumés des Communications. Serv. géol.Tunisie et Dept. de géol. Fac. Sc. Tunis, 1 p.

Maamouri, A. L. & Salaj, J., 1974: Les Ventilabrellinae et les Pseudotextulariinae, nouveaux taxons de la famille des Heterohelicidae Cushman 1927, emend. VIe Coll. Afr. Micopal., Résumés, Serv. géol. Tunisie et Dept. géol. Fac. Sci., 1 p.

Maamouri, A. L. & Salaj, J., 1974: Subdivision microbiostratigraphiques du Crétacé inférieur du Djebel Oust (Tunisie septentrionale). Résumés des Communications, 1, VIe Coll. Afr. Micropal., 1 p.

Rutsch, R. F. & Salaj, J., 1974: Eine Foraminiferen-Fauna aus dem Stratotyp des Helvetien (Mayer-Eymar 1958). *Eclogae geol. Helv., 67,2, 431 – 434.*

Rutsch, R. F. & Salaj, J., 1974: Validité du stratotype de l´Helvetien d´Imuhübel. VIe Coll. Afr. Micropal., Résumés, 1 p.

Stráník, Z., Menčík, E., Memmi, L. & Salaj, J., 1974: Biostratigraphie du Crétacé inférieur de l´Atlas oriental. *Not. Serv. géol. (Tunis), 41, 65 – 85.*

Salaj, J., 1975: Contribution a la microbiostratigraphie du Mésozoique et du Tertiaire de la Tunisie septentrionale. Ve Coll. Afr. Micropal., Adis Abeba, 703 – 783.

Salaj, J., 1975: Quelques remarques sur le Miocène sous faciès de Bou Sefra de Tunisie septentrionale. *Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh.; Mh., 7,412 – 423.*

Began, A. & Salaj, J., 1975: Review on the monography of O. Samuel – K. Borza – E. Köhler, 1972: Microfauna and Lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh Valley (West Carpathians). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. (Amsterdam), 483, 5, 2.*

Memmi, L. & Salaj, J., 1975: Le Berriasien de Tunisie. Succession de faunes d´Ammonites, de Foraminifères et de Tintinoides. Coll. sur la limite Jurassique-Crétacé, Lyon-Neuchatel 1973. Mémoire B. R. G. M., Paris, 86, 58 – 67.

Salaj, J., 1976: Benthic zonation of the Lower Cretaceous in the Djebel Zaghouan region. Maritime Sediments, Spec. Publ., 1, Part B, 501 – 507.

Salaj, J., 1976: Contribution la microbiostratigraphie du Mésozoique et du Tertiaire de Tunisie septentrionale. *Not. Serv. géol. (Tunis), 42, 29 – 69.*

Salaj, J., 1976: Microbiostratigraphie du Crétacé et du Paléogène de la Tunisie septentrionale et orientale. Thèse de Doctorat d´Etat. Univ. de Paris VI, Labor. de Micropal., 1 – 375.

Salaj, J., 1976: On the phylogeny of Ammodiscidae Rhumbler, 1895, Fischerinidae Millet, 1898 and Involutinidae Buetschli, 1880, emend. Salaj, Biely and Bystrický, 1967 from the Central-Carpathian Triassic of Slovakia. First Int. Symp. on Benthic Foram. of Cont. Margins. Part B: Paleoecol. and Biostratigr. Maritime Sediments, Spec. Publ., 1, 529 – 536.

Salaj, J., Pozaryska, K. & Szczechura, J., 1976: Foraminifera zonation and subdivision of the Paleocene hypostratotypes of Tunisia. *Acta palaeont. pol., 21, 2, 27 – 190.*

Salaj, J., 1977: Contribution a la microbiostratigraphie du Trias des Carpates occidentales tchécoslovaques. Actes du VIe Coll. Afr. Micropal., Tunis 1974. *Ann. Mines Géol. (Tunis), 28, 1, 103 – 127.*

Salaj, J. & Began, A., 1977: Svjaz verchnego mela Zapadnych Karpat s tetydnoj i borealnoj oblastjami. Proc. XI Congr. Carpathian-Balcan Geol. Assoc. *Naukova duma, Kyjev, 68 p.*

Salaj, J. & Samuel, O., 1977: A propos du Cénomanien supérieur – Turonien de la zone des Klippes des Carpates occidentales slovaques. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont., 2 – 3, 71 – 86.*

Bajaník, Š., Biely, A., Menčík, E., Salaj, J. & Stráník, Z., 1977: Carte géologique de la Tunisie 1/50 000, feuille No. 35, Dj. Zaghouan et notice explicative. Ed. Serv. géol. Tunisie, 1 – 70.

Martin, D. L., Memmi, L., Nairn, A. E. M., Salaj, J. & Schmitt, T. J., 1977: Cretaceous magnetic stratigraphy Summary of Progress. *Not. Serv. géol. (Tunis), 43, 55 – 61.*

Bellier, J. P. & Salaj, J., 1977: Les Rotundinae, un nouveau taxon de la famile des Globotruncanidae Brotzen, 1942. Les Actes du VIe Coll. Afr. de Micropal., Tunis 1974. *Ann. Mines Géol. (Tunis), 28, 2, 319 – 320.*

Maamouri, A. L. & Salaj, J., 1977: Les Ventilabrelinae et les Pseudotextulariinae, deux nouveaux taxons de la famile des Heterohelicidae Cushman, 1927, emend. Les Actes du VIe Coll. Afr. Micropal., Tunis 1974. *Ann. Mines Géol. (Tunis), 28, 2, 103 – 109.*

Maamouri, A. L. & Salaj, J., 1977: Subdivision microbiostratigraphiques du Crétacé inférieur du Djebel Oust (Tunisie septentrionale). Les Actes du VIe Coll. Afr. Micropal., Tunis 1974. *Ann. Mines Géol. (Tunis), 28, 2, 91 – 101.*

Salaj, J., 1978: Contribution la microbiostratigraphie des Hypostratotypes tunisiens du Crétacé supérieur, du Danien et du Paléocène. Les Actes du VIe Coll. Afr. Micropal. Tunis 1974. *Ann. Mines Géol. (Tunis), 28, 2, 119 – 145.*

Salaj, J., 1978: Geology of the Pelagian Block; The eastern Tunisian platform. *In: Nairn, A. E. M., Stehli, F. G. & Kanes, W. (eds.): The Ocean Basins and Margins, IV, B. New York, London, Washington, Boston, 361 – 416.*

Salaj, J., 1978: Krieda a paleogén severného a východného Tuniska. *Miner. Slov. (Bratislava), 10, 1, 35 – 36.*

Salaj, J., 1978: The type section of the Cretaceous and Paleogene of Tunisia proposed for the hypostratotypes and their applications for correlation with planktonic zones of Libya. *Second. Symp. on the Geology of Libya, Tripoli, 51 – 52.*

Salaj, J., 1978: Tuniské vrchnokriedové a paleocénne hypostratotypy. *Miner. Slov. (Bratislava), 10, 2, 112.*

Salaj, J. & Bellier, J. P., 1978: Une coupe de reference pour la zonation de l´Albien du Cénomanien et du Turonien de Tunisie septentrionale. *Ann. Mus. Hist. natur. Nice, I-XXI.*

Salaj, J., Kysela, J., Gašpariková, V. & Began, A., 1978: Le Danien de la série de Manín de l´Ouest de Žilina et la question de plissement laramique. *Geol. Práce, Spr., 70, 57 – 81.*

Salaj, J. & Polák, M., 1978: Meandrospira deformata Salaj, as indicator of the change of ecological and paleogeographical conditions. *Konf., Symp., Sem., Bratislava, ŠGÚDŠ, 213 – 216.*

Bajaník, Š., Biely, A. & Salaj, J., 1978: Carte géologique de la Tunisie 1/50 000, feuille No 43, Enfidaville et notice explicative. *Serv. géol. Tunisie, 1 – 41.*

Began, A., Haško, J., Salaj, J. & Samuel, O., 1978: Standard profiles for Microbiostratigraphical division of the Middle Cretaceous on the West Carpathians in Czechoslovakia. *Ann. Mus. Hist. natur. Nice, 4, X.1-X.10.*

Began, A. & Salaj, J., 1978: New paleogeographical knowledge in the Upper Cretaceous and Paleogene of Western and Central Slovakia. *Konf., Symp., Sem., Bratislava, ŠGÚDŠ, 161 – 174.*

Menčík, E., Salaj, J. & Stráník, Z., 1978: Notice explicative de la feuille géologique 1/50 000 du Dj. Fkirine. *Serv. géol. Tunisie, 53 p.*

Salaj, J., 1979: Cretaceous-Tertiary boundary events in Tunisia and Libya. Cretaceous-Tertiary boundary events. Symp. Copenhagen 1979. II. Proceedings, Copenhagen, 244 – 245.

Salaj, J., 1979: Geological map of Libya 1 : 250 000, Shaet: Al Quaryat al Gharbíyah NH 33-5. Explanatory Booklet, Tripoli, 9 – 74.

Salaj, J., 1979: Mikrobiostratigrafia triasu Západných Karpát Slovenska na základe foraminifer vo vzťahu k triasu tetýdnej oblasti. Autoreferát dokt. diz. práce, 1 – 33. Bratislava.

Salaj, J., 1979: Two-layered wall structure in Triassic foraminifers of the family Involutinidae. *Paleont. Conf. 1977. Univ. Karlova, Praha, 183 – 188.*

Salaj, J. & Gašpariková, V., 1979: Microbiostratigraphy of the Upper Cretaceous of the West Carpathians on the basis of foraminifers and nannofossils and the question of relation and migration of Boreal and Tethyan elements. Aspecte der Kreide Europas, IUGS, Series A, Stuttgart, 6, 279 – 292.

Salaj, J. & Samuel, O., 1979: Chronostratigrafia vrchnej kriedy a jej aplikácia na Západné Karpaty. *Geol. Práce, Spr., 73, 111 – 160.*

Gašpariková, V. & Salaj, J., 1979: The Cretaceous – Paleogene boundary in the West Carpathians (foraminifera, nannofossils). Cretaceous-Tertiary boundary events. *Symp. Copenhagen 1979. II. Proceedings, 117 – 118.*

Salaj, J., 1980: Microbiostratigraphie du Crétacé et du Paléogène de la Tunisie septentrionale et orientale (hypostratotypes tunisiens). *Bratislava, GÚDŠ, Vyd. D. Štúra, 238 s.*

Salaj, J. & Megerisi, F. M., 1980: Microbiostratigraphy of Upper Senonian and Paleocene of Al Qaryat al Gharbíyah area (Hammada al Hamra, Libya). 5th Iraqi Geol. Congr. Baghdad 1978, Mosul, 387 – 397.

Rutsch, R. F. & Salaj, J., 1980: Validité du Stratotype de l´Helvetien d´Imuhübel. Actes du VIe Coll. Afr. Micropal. Tunis 1974. *Ann. Mines Géol. (Tunis), 28, 3, 397 – 407.*

Samuel, O., Salaj, J. & Began, A., 1980: Lithostratigraphical classification of Upper Cretaceous and Paleogene sedimentary rocks of the Myjavská pahorkatina. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 6, 81 – 111.*

Maheľ, M., Kahan, Š., Gross, P., Vaškovský, I. & Salaj, J., 1981: Geologická mapa Strážovských vrchov 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ, Vyd. D. Štúra.*

Samuel, O., Salaj, J. & Borza, K., 1981: Bispiranella nov. gen. (Foraminifera) from Upper Triassic of West Carpathians. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont., 6, 87 – 91.*

Salaj, J., 1982: Paleogeographic development of the NW part of the West Carpathians of Slovakia. Symp. Mid-cretaceous events Uppsala 1981. Palaeogeogr. *Palaeoclimatol. Palaeoecol. (Amsterdam), 39, 3 – 4, 203 – 229.*

Salaj, J. & Began, A., 1982: Paleogeographical and tectonic development of the Senonian and Paleogene to Myjavská pahorkatina upland. 2. Symp. kreide, Abstract, München, 2, 71.

Salaj, J. & Gašpariková, V., 1982: Turonian and Coniacian Microbiostratigraphy of the Tethys regions on the basis of foraminifera and nannofossils. 2. Symp. kreide, Abstract, München, 2, 72.

Salaj, J. & Maamouri, A. L., 1982: Rugotruncana kefiana n. sp. du Senonien supérieur d´El Kef. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 33, 4, 463 – 479.*

Mello, J. & Salaj, J., 1982: Trouvaille des calcaires du Crétacé dévelopées sous faciès de Gossau dans la vallée de Miglinc (Karst de Slovaquie). *Geol. Práce, Spr., 77, 49 – 54.*

Salaj, J., 1983: Foraminifera and detailed Microbiostratigraphy of boundary beds of Lower Cretaceous stages in the Tunisian Atlas. Symp. on Cretaceous Stage Boundaries, Abstracts, Copenhagen, 175 – 177.

Salaj, J., 1983: Quelques problèmes taxonomiques concernant les foraminifères planctiques et la zonation du Sénonien supérieur d´El Kef. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 2, 187 – 212.*

Salaj, J. & Began, A., 1983: Senonian to Paleogene paleogeographic and tectonic development of the Myjavská pahorkatina Upland (West Carpathians, Czechoslovakia). *Zitteliana (München), 10, 173 – 181.*

Salaj, J., Began, A. & Hanáček, J., 1983: Geological structures of Myjavská pahorkatina (upland) and Čachtické Karpaty Mts. Excursion Guide-Book of the XVIIIth Europ. Micropal. Coll. *Konf., Symp., Sem., Bratislava, GÚDŠ, 31 – 58.*

Began, A. & Salaj, J., 1983a: Loc. 1 – Baranec. Excursion Guide-Book of the XVIIIth Europ. Micropal. Coll. *Konf., Symp., Sem., Bratislava, GÚDŠ, 46 p.*

Began, A., Gašpariková, V. & Salaj, J., 1983b: Loc. 2 – Bradlo. Excursion Guide-Book of the XVIIIth Europ. Micropal. Coll. *Konf., Symp., Sem., Bratislava, GÚDŠ, 50 – 51.*

Began, A., Gašpariková, V. & Salaj, J., 1983c: Loc. 4 – Dedkov vrch. Excursion Guide-Book of the XVIIIth Europ. Micropal. Coll. *Konf., Symp., Sem., Bratislava, GÚDŠ, 51 – 52.*

Began, A. & Salaj, J., 1983d: Loc. 5 – Myjava brick-kiln. Excursion Guide-Book of the XVIIIth Europ. Micropal. Coll. *Konf., Symp., Sem., Bratislava, GÚDŠ, 53 p.*

Began, A. & Salaj, J., 1983e: Loc. 6 – Hodulov vrch. Excursion Guide-Book of the XVIIIth Europ. Micropal. Coll. *Konf., Symp., Sem., Bratislava, GÚDŠ, 54 p.*

Salaj, J., Borza, K. & Samuel, O., 1983: Triassic Foraminifers of the West Carpathians. *Bratislava, GÚDŠ, Vyd. D. Štúra, 1 – 213.*

Salaj, J. & Gašpariková, V., 1983: Turonian and Coniacian microbiostratigraphy of the Tethys regions on the basis of foraminifera and nannofossils. *Zitelliana (München), 10, 595 – 607.*

Borza, K., Gašpariková, V., Michalík, J., Salaj, J. & Vašíček, Z., 1983: A detailed macro- and microbiostratigraphy of the Hauterivian--Barremian boundary beds in Krížna Nappe of Strážovské vrchy Mts., West Carpathians. Symp. on Cretaceous Stage Boundaries, Abstracts, Copenhagen, 30 – 31.

Salaj, J. & Maamouri, A. L., 1983: Campanian – Maastrichtian Boundary in the Tethyan region, based on Planktic foraminifera (Ket ez Zerblia – El Haria and Dj. Fguira Salah, Tunisia). Symp. on Cretaceous Boundaries Abstracts, Copenhagen, 178 – 181.

Began, A., Haško, J., Kysela, J., Salaj, J. & Samuel, O., 1983: Basical features of structure of the Klippen Belt. Excursion Guide-Book of the XVIIIth Europ. Micropal. Coll. *Konf., Symp., Sem., Bratislava, GÚDŠ, 59 – 67.*

Began, A., Gašpariková, V. & Salaj, J., 1983a: Loc. 8 – Vršatec. Excursion Guide-Book of the XVIIIth Europ. Micropal. Coll. *Konf., Symp., Sem., Bratislava, GÚDŠ, 68 – 71.*

Bystrická, H., Gašpariková, V., Köhler, E., Kysela, J. & Salaj, J., 1983b: Loc. 9 – Hradisko. Excursion Guide-Book of the XVIIIth Europ. Micropal. Coll. *Konf., Symp., Sem., Bratislava, GÚDŠ, 71 – 79.*

Bellier, J. P., Caron, M., Donze, P., Herm, D., Maamouri, A. L. & Salaj, J., 1983: Le Campanien sommital et le Maastrichtien de la coupe du Kef (Tunisie septentrionale) zonation sur la base des Foraminifères planctoniques. *Zitteliana (München), 10, 609 – 611.*

Salaj, J., 1984: Boundaries of Upper Cretaceous hypostratotypes at the profile Djebel Fguira Salah. *Bull. Soc. geol. Denmark, 33, 1 – 2, 199 – 201.*

Salaj, J., 1984: Cretaceous/Tertiary boundary events in Tunisia and Libya. *J. Geol. Soc. Iraq, 16 – 17, 107 – 125.*

Salaj, J., 1984: Foraminifers and detailed microbiostratigraphy of the boundary beds of the Lower Cretaceous stages in the Tunisian Atlas. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 5, 583 – 599.*

Salaj, J., 1984: In: Robaszynski, F., Caron, M., Gonzáles Donoso, J. M., Wonders, A. H. & E. W. G. P. F. (eds.): Atlas of Late Cretaceous Globotruncanids. *Rev. Micropaléont. (Paris), 26, 3 – 4, 145 – 305.*

Salaj, J., Borza, K. & Samuel, O., 1984: Foraminifera and biostratigraphy of the Trias of the West Carpathians. XXVII. Intern. Geol. Congr. Moskva, Abstracts, 1, 71 p.

Salaj, J. & Jendrejáková, O., 1984: Ecology and facial relation of some groups of Triassic foraminifers and ostracods of stratigraphic importance. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 2, 231 – 240.*

Salaj, J. & Maamouri, A. L., 1984: Campanian/Maastrichtian boundary in Tunisia. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 1, 551 – 558.*

Salaj, J. & Megerisi, M., 1984: Upper Senonian and Paleogene biostratigraphy and palaeographic development of Al Qaryat al Gharbíyah area (Hammada al Hamra) Libya. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 2, 205 – 222.*

Salaj, J. & Samuel, O., 1984: Microbiostratigraphic division of West Carpathians Mesozoic and Paleogene. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont., 9, 1 – 73.*

Salaj, J. & Solakius, N., 1984: The genus Kassabiana Salaj, 1983, from the uppermost Maastrichtian on northeastern Tunisia. *Canad. J. Earth Sci., 21, 1 199 – 1 204.*

Began, A., Hanáček, J., Mello, J. & Salaj, J., 1984: Geologická mapa Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát, 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ, Vyd. D. Štúra.*

Gašpariková, V. & Salaj, J., 1984: Albian to Cenomanian microbiostratigraphy of the Manín Belt on the basis of foraminifers and nannofossils in the Belušské Slatiny – Slopná area. *Schr. Erdwiss. Komm., 7, 43 – 65.*

Salaj, J. & Began, A., 1985: Contribution to tectonics of the Klippen belt and Klape zone of the Middle Váh valley. Správy o geol. výsk. *Region. Geol. Západ. Karpát, 21, 101 – 104.*

Solakius, N. & Salaj, J., 1985: Foraminiferids from Maastrichtian of Enfidaville northeastern Tunisia. *J. N. Geol. Paläont. Abh., 170, 2, 220 – 241.*

Salaj, J., 1986: Benthic foraminifers of the Archaeoglobitruncana kefiana zone from the basal Maastrichtian in the area of El Kef (Tunisia). Bentos´86, Abstracts, Genève, 54 p.

Salaj, J., 1986: L´Harien et le Mellégien, les nouveaux étages proposés pour le stratotype du Paléocène marin près d´El Kef (Tunisie septentrionale). Les Actes, Ier Congr. nat. Sc. de Terre, Tunis 1981, 1, 263 – 270.

Salaj, J., 1986: Proposition of Turonian boundaries of the tethyan Realm on the basis of foraminifers. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 4, 483 – 499.*

Salaj, J., 1986: The Cretaceous and Paleocene sections of Tunisia proposed as the hypostratotypes and their correlation with planktic zones of Libya. *J. Geol. Soc. Iraq, 19, 2.*

Salaj, J., 1986: The new Postrugoglobigerina praedaubjergensis zone at the of the stratotype of the marine Paleocene. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 1, 35 – 58.*

Salaj, J., Trifonova, E. & Gheorghian, D., 1986: Problems of Triassic microbiostratigraphy (Foraminifers) of the Carpathian-Balkan realm. Benthos´86, Abstracts, Genève, 54 p.

Bystrický, J., Rakús, M., Houša, V., Vašíček, Z. & Salaj, J., 1986: Současný stav chronostratigrafického dělení mesozoika. Zpráva čsl. stratigrafické komise. *Věst. Ústř. Úst. geol., 61, 311 – 316.*

Solakius, N. & Salaj, J., 1986: A new Kassabiana species from the Uppermost Maastrichtian of northeastern Tunisia. *Rev. esp. Micropaleont., 18, 1, 71 – 77.*

Salaj, J., 1987: Integrated microbiostratigraphy of the Albian to basal Santonian and its problems. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 38, 3, 357 – 370.*

Salaj, J., 1987: Problems of the Miocene Bou Sefra facies and the age of rodents from Testour (N. Tunisia). 3rd Symp. Geol. of Libya, Abstracts, Tripoli, 706 p.

Salaj, J., 1987: Rét, jeho postavenie v mezozoiku a predpokladané rozmiestnenie jednotlivých sedimentačných zón Západných Karpát. Miscellanea micropal. II, Hodonín, 1, 123 – 152.

Salaj, J., 1987: Súčasné trendy v stratigrafii vrchnokriedových stupňov a ich aplikácia pre Západné Karpaty. *Geol. Práce, Spr., 86, 197 – 209.*

Salaj, J., 1987: The probleme of planktic foraminifers of the family Globotruncanidae. Paleont. konf. Praha 1985. *In: Pokorný, V. (ed.): Contribution of Czechoslovak Palaeontology to Evolutionary Science 1945 – 1985, Praha, 23 – 38.*

Salaj, J., Began, A., Hanáček, J., Mello, J., Kullman, E., Čechová, A. & Šucha, P., 1987: Vysvetlivky k regionálnej mape 1 : 50 000 Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát. *Bratislava, GÚDŠ, Vyd. D. Štúra, 181 s.*

Salaj, J. & Maamouri, A. L., 1987: Archaeoglobitruncana kefiana foraminiferal Zone of the basal Tethyan Maastrichtian. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 38, 6, 677 – 689.*

Salaj, J. & Nairn, A. E. M., 1987: Age and depositional environment of the Lower Tár "Member" of the Zimám Formation (Upper Senonian) in the northern Hammada al Hamra, Libya. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. (Amsterdam), 63, 3, 121 – 143.*

Salaj, J. & Priechodská, Z., 1987: Porovnanie gosauských vývojov senónu a paleogénu Myjavskej pahorkatiny a Severných Vápencových Álp. *Miner. Slov. (Bratislava), 19, 6, 499 – 521.*

Salaj, J. & Wiedmann, J., 1987: The Campanian Maastrichtian boundary in the El Kef section, Tunisia. 3rd Cretaceous Symp., Abstracts, Tübingen, 53 p.

Mahel, M. & Salaj, J., 1987: Upper Cretaceous-Paleogene sequens in the Myjavská pahorkatina Upland. Quide to excursions Intern. Conf. Structural Development of the Carpathian-Balkan orogenetic Belt, Bratislava, 1 – 82.

Nairn, A. E. M. & Salaj, J., 1987: Lower Tár Formation (Upper Campanian – Upper Maastrichtian). 3rd Symp. on the Geol. Libya, Abstracts, Tripoli, 85 p.

Solakius, N. & Salaj, J., 1987: Remarks of the morphology and the phylogenetic development of Rotalipora turonica Brotzen, 1942 and Thalmanninella cushmani (Morrow, 1934). *Geol Zbor. Geol. carpath., 38, 3, 295 – 304.*

Salaj, J., 1988: Benthic foraminifers of the Archaeoglobitruncana kefiana Zone from the basal Maastrichtian in the area of El Kef (Tunisia). *Rev. Paléobiol., Spéc., 2, 3, 333 – 338.*

Salaj, J., 1988: Návrh na stratotypovú hranicu krieda-paleogén. *In: Samuel, O. (ed.): Súčasné problémy chronostratigrafie paleogénu. Správa zo zasadania čsl. stratigrafickej komisie. Čas. Mineral. Geol., 33, 4, 349 – 355.*

Salaj, J., Trifonova, E. & Gheorghian, D., 1988: A biostratigraphical zonation based on benthic Foraminifera in the Triassic deposits of the Carpatho-Balkan realm. *Rev. Paléobiol., Spéc., 2, 153 – 159.*

Salaj, J., Trifonova, E., Gheorghian, D. & Coroneou, V., 1988: The Triassic foraminifera microbiostratigraphy of the Carpathian-Balkan and Hellenic Realm. *Miner. Slov. (Bratislava), 20, 5, 387 – 415.*

Salaj, J. & Van Houten, F. B., 1988: Cenozoic Palaeogeographic development of Northern Tunisia, with special reference to stratigraphic record in the miocene through. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. (Amsterdam), 64, 43 – 57.*

Salaj, J., 1989: Planktic biostratigraphy of the Cretaceous pelagic facies of Tunisia. IGCP, Project No. 262. Working group 2 – Pelagic Facies, I[st] Meeting, Abstracts, Urbino, 142 – 152.

Salaj, J. & Wiedmann, J., 1989: Campanian-Maastrichtian boundary in the El Kef area (Northern Tunisia). *In: Wiedmann, J. (ed.): Cretaceous of the Western Tethys. Proceedings of the 3rd International Cretaceous Symposium, Tübingen 1987. Stuttgart, 299 – 315.*

Cirekidze, L. R. & Salaj, J., 1989: Biostratigrafičeskaja korreljacija nižnemelovych otloženij Gruzii i Zapadnych Karpat po foraminiferam. Sravniteľnaja geologija Kavkaza i Zapadnych Karpat. *Konf., Symp., Sem., Bratislava, GÚDŠ, 39 – 53.*

Salaj, J., 1990: Biostratigrafická korelácia a ekostratigrafia flyšových súvrství kriedy bradlovej a pribradlovej zóny a jej paleogeograficko-tektonický vývoj. V. celoslovenská geol. konf. 1990. Bratislava, 34 s.

Salaj, J., 1990: Geologická stavba bradlovej a pribradlovej zóny stredného Považia a litologická klasifikácia sedimentov novovymedzených skupín. *Miner. Slov., 22, 2, 155 – 174.*

Salaj, J., 1990: L´Harien (Paléocène moyen) et ses limites. Deuxième Congr. Nat. Sc. Terre, Tunis 1990. Abstracts, 236 p.

Salaj, J., 1990: Les problèmes de la microbiostratigraphie Crétacé des Carpates occidentales (Slovaquie). Sur la base des foraminifères planctoniques. IGCP Project No. 262, Meeting 22, Kraków 1990. Abstracts, Kraków, 43 – 44.

Salaj, J., 1990: Microbiostratigraphie de l´Albien de la région Zaghouan – El Fahs, Tunisie. Deuxième Congrès National des Sciences de la Terre. Tunis 1990. Abstract, Tunis, 237 p.

Salaj, J., 1990: Nové poznatky o geológii a paleogeograficko-tektonickom vývoji bradlového a pribradlového pásma stredného Považia a jeho problematika. *In: Řehánek, J. (ed.): Biostratigrafické a sedimentologické studie v mezozoiku Českého masívu a Západních Karpát. Zem. Plyn Nafta, 9a, 93 – 168.*

Salaj, J., 1990: Problematic age of Lower-Cretaceous foraminiferal zone Leupoldina cabri. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont., 14, 21 – 25.*

Salaj, J., 1990: Remarques sur la microbiostratigraphie du Crétacé de la Tunisie. IGCP Project No. 262. Meeting 1990 Kraków. Abstract, Kraków, 42 p.

Salaj, J., 1990: Supplements to the proposed stratotype Albian-Cenomanian boundary (Dj. Fguira Salah, Tunisia). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 41, 1, 15 – 22.*

Dlala, M., Donze, P., Maamouri, A. L., M´Rabet, A., Salaj, J. & Turki, D., 1990: Stratigraphie et dynamique sedimetaire des sequences du Crétacé supérieur des bassins de Semana – Douleb – Tiouacha, Tunisie centrale. Deuxième Congrès National des Sciences de la Terre, Tunis 1990. Abstract, 115 p.

Matmati, M. F., Maamouri, A. L., Ben Haj, M., Salaj, J. & Donze, P., 1990: Le Crétacé supérieur et le Paléocène de la chaine Faid-Chaabet et Attaris (Axe Nord-Sud, Tunisie Centre-Est). Biostratigraphie – Corrélations stratigraphiques. Dexième Congrès National des Sciences de la Terre, Tunis 1990. Abstract, 192 p.

Ondra, P., Hanák, J. & Salaj, J., 1990: Petrofyzikální korelace

mesozoických a paleogénních souvrství některých vrtů v Západních Karpatech. *Miner. Slov. (Bratislava), 22, 5, 437 – 442.*

Chihi, L., Donze, P., Maamouri, A. L., M´Rabet, A. & Salaj, J., 1990: Les sequences du Crétacé moyen du Jebel Selloum: nouvelles données stratigraphiques et géodynamiques. Deuxième Congrès National des Sciences de la Terre, Tunis 1990. Abstract, 101 p.

Salaj, J., 1991: Horizonty sladkovodných vápencov v súľovských zlepencoch pružinskej oblasti a ich význam pre paleogeografický vývoj územia. *Miner. Slov. (Bratislava), 23, 3, 215 – 222.*

Salaj, J., 1991: Biostratigrafická korelácia flyšových súvrství bradlovej a pribradlovej zóny stredného Slovenska a jej paleogeograficko--tektonický vývoj. *Miner. Slov. (Bratislava), 23, 5, 295 – 313.*

Salaj, J., 1991: L´Harien (= Paléocène moyen) sous faciès marin (El Kef, Tunisie). Abstract. Celoštátna paleontologická konf. k 75. nar. prof. Špinara. Marec 1991. Praha, 24 s.

Salaj, J., 1991: Problems of West Carpathian Cretaceous biostratigraphy on the basis distribution of planktonic foraminifers. *Ceol. Carpath., 42, 3, 163 – 168.*

Salaj, J. & Zlinská, A., 1991: Early-Miocene Planktonic foraminifers of marly facies at Považská Teplá (West Carpathians). Abstract. Celoštátna paleontol. konf. k 75. nar. prof. Špinara. Marec 1991. Praha, 24 s.

Salaj, J. & Zlinská, A., 1991: Early Miocene Sediments of marly facies from Považská Teplá. *Miner. Slov. (Bratislava), 23, 2, 173 – 178.*

Batík, P., Hoyberghs, O., Bismuth, H. & Salaj, J., 1991: L´age Langhien de la formation Ain Grab et de la formation Mahmoud dans le synclinal Saouaf (Tunisie orientale). *Not. Serv. géol. (Tunis), 57, 15 – 34.*

Katsavrias, N., Solakius, N. & Salaj, J., 1991: Age determination of the Agios Konstantinos limestone at Lavrion southeastern Attica, Greece, by means of Foraminifera. *Geol. Carpath., 41, 5, 303 – 309.*

Maamouri, A. L., Salaj, J. & Matmati, M. F., 1991: Le passage Cénomano-Turonien en Tunisie. Evénements biostratigraphiques et sédimentaires. *Géol. alp. (Grenoble), 17, 77 – 78.*

Matmati, M. F., Maamouri, A. L., Haj Ali M., Salaj, J. & Donze, P., 1991: Etude stratigraphique et micropaléontologique dans le Crétacé supérieur et la Paléocène de la chaine Faid-Chaabet El Attaris (Axe Nord-Sud, Tunisie Centre Est). 2e Congrès National des Sciences de la Terre, Tunis 1990. *Not. Serv. géol. (Tunis), 57, 35 – 69.*

Skourtis-Coroneou, V., Salaj, J. & Papadeas, G., 1991: Contribution la microbiostratigraphie du Trias moyen de l´Eubie centrale (Greece). *Geol. Carpath., 41, 5, 365 – 371.*

Plöchinger, B., Salaj, J., Egger, H. & Stradner, H., 1991: Der Nordrandbereich der Nördlichen Kalkalpen zwischen Kaumberg und Altenmarkt an der Triesting (Niederösterreich) und der Mikrofossilinhalt seines kreide-Paläogen-Anteils. *Jb. Geol. B.-A. (Wien), 135, 2, 783 – 808.*

Salaj, J., 1992: The Foredeep Miocene of Bou Sefra in Northern Tunisia. *Geol. Carpath., 42, 5, 295 – 304.*

Boorová, D. & Salaj, J., 1992: Remarks on the biostratigraphy on the Butkov Formation on the base of the planktic foraminifers. *Geol. Carpath., 42, 123 – 126.*

Katsavrias, N., Fytrolakis, N., Tsaila, S. & Salaj, J., 1992: Tectonic event in the Upper Jurassic at the Gevrovo-Tripolis Zone in NE-Psiloritis MNT Central Creta. *Ann. Geol. Greece (Athens), 451 – 458.*

Maamouri, A. L., Salaj, J., Maamouri, M. & Matmati, F., 1992: Cretaceous microbiostratigraphy of Djebel Oust on the basis of benthonic and planktonic foraminifers (Tunisia). IGCP 262, 6th Congres of the Geol. Soc. Greece, Mai 1992. Abstracts. Athens, 12 – 13.

Salaj, J., 1992: Foraminifera and Nannoplankton biozonation of the proposed Tethyan Campanian-Maastrichtian Standard Section at El Kef. IGCP 262 (Tethyan Cretaceous platform correlation). 6th Congres of the Geol. Soc. Geece, Mai 1992. Abstracts. Athens, 22 – 23.

Maamouri, A. L., Matmati, M. F., Salaj, J., Chikhaoui, M. & Zaghbib--Turki, D., 1992: Bahloul Formation in Tunisia: Biostratigraphical and sedimentological characteristics. Platform – Margins, International Symposium, Chichilianne, Mai 1992, Abstracts, p. 1.

Matmati, M. F., Maamouri, A. L., Ben Haj Ali, M., Salaj, J. & Donze, P., 1992: Le Crétacé supérieur et le Paléocène de la cainne Faid – Chabet et Attaris (Axe Nord-Sud, Tunisie Centre-Est): Biostratigraphie, Corrélations stratigraphiques. In: Curnelle, R.: Géologie Africaine, Colloques de géologie de Libreville, Mai 1991. Elf Aquitaine. Mémoire 13, 285 – 315. Bussens.

Nairn, A. E. M. & Salaj, J., 1992: The Al Gharbíyah Formation (Upper Campanian – Upper Maastrichtian). 3rd Symposium on the Geology of Libya, Sept. 1987. Proceedings, Elsevier. In: Salem. Geology of Libya, IV, 1 619 – 1 633.

Salaj, J., 1993: The Súľov Paleogene of the Domaniža Basin in the light of new findings. *Geol. Carpath., 44, 2, 95 – 104.*

Haško, J., Samuel, O. & Salaj, J., 1993: Bradlové pásmo. *In: Gross, P., Köhler, E., Haško, J., Halouzka, R., Mello, J., Nagy, A. et al. (eds.), 1993: Geológia južnej a východnej Oravy. Bratislava, GÚDŠ. Vyd. D. Štúra, 49 – 67.*

Köhler, E., Salaj, J. & Buček, S., 1993: Paleogeographical development of the Myjava sedimentary area (Western Slovakia) during the existence of the Paleocene Reef Complex. *Geol. Carpath., 44, 6, 373 – 380.*

Röhlich, P., Salaj, J. & Tröger, K. A., 1993: Paleontological dating of the prae-Campanian unconformity in the Ghawt Sas area. Ist Symposium on the Geology of Sirt Basin. October 1993, Tripoli. Abstracts, 32 p.

Maamouri, A. L., Salaj, J., Maamouri, M. & Matmati, F., 1994: Cretaceous microbiostratigraphy of Jabal Oust on the basis of Foraminifers (Tunisia) Comunication on the 2nd World Arab Conference. Proceedings. Cairo.

Maamouri, A. L., Salaj, J., Maamouri, M., Matmati, F. & Zargouni, F., 1994: Le Crétacé inférieur du Jebel Oust Tunisie Nord Orientale). Microbiostratigraphie – Biozonation – Apercu Sédimentologique. 12e Coll. Afr. Micropal., 2e Coll. Stratigr., Paléogéogr., de l´Atlantique Sud. Abstracts, 93 p.

Salaj, J., 1994: Contribution a la l´étude microbiostratigraphiques du Paléocène moyen (= l´Harien) de la région du Kef (Tunisie septentrionale). *Zem. Plyn Nafta, 38, 4, 261 – 289.*

Maamouri, A. L., Salaj, J., Maamouri, M., Matmati, F. & Zargouni, F., 1994: Le Crétacé inférieur du Jebel Oust Tunisie Orientale. Microbiostratigraphie – Biozonation – Apercu sédimentologique. *Zem. Plyn Nafta, 39, 1, 73 – 105.*

Fejdiová, O. & Salaj, J., 1994: Litostratigrafická a biostratigrafická charakteristika spodného triasu silicika na profile v Rakovnici. *Zem. Plyn Nafta, 39, 1, 3 – 17.*

Salaj, J. & Maamouri, A. L., 1994: Systematic position of the Genus Archaeoglobitruncana Salaj and Maamouri, 1984 (Foraminiferida). *Zem. Plyn Nafta, 39, 2, 125 – 128.*

Maamouri, A. L., Zaghbib-Turki, D., Matmati, M. F., Chikhaoui, M. & Salaj, J., 1994: La Formation Bahloul en Tunisie centro--septentrionale: variation latérales, nouvelle datation et nouvelle interpretation en terme de stratigraphie séquentielle. J. Afr. Earth Sci., 18, 1, Pergamon, Elsevier Science Ltd.

Salaj, J., 1994: Classification and biostratigraphy of the Klippen and Periklippen Belt Paleogene in the Middle Váh Valley (Púchov – Žilina area). Paleont. konf. k nedožitým 70. nar. akad. Pokorného, jún 1992, Praha. Univ. Carolina, Geologica, 141 – 144.

Stránik, Z., Biely, A. & Salaj, J., 1994: Notice explicative de la carte géologique de la Tunisie a 1 : 50 000, Oued Zarga, Feuille No 26. Office National des Mines, Tunis, 1 – 34.

Michalík, J., Reháková, D., Aubrecht, R., Borza, V., Houša, V., Marschalko, R., Mišík, M., Salaj, J. & Vašíček, Z., 1994: Field trip guide: Stratigraphy, sedimentology and paleogeography of Cretaceous sequences in western part of the Western Carpathians. Ann. anssebly IGCP. Proj. 362 Tethyan and Boreal Cretaceous. Smolenice, 81 p.

Maamouri, A. L., Salaj, J., Maamouri, M., Matmati, M. & Zargouni, F., 1994: Lower Cretaceous Microbiostreatigraphy of Jabal Oust on the basis of Benthonic and Planktonic Foraminifers (Tunisia). The Second International Conference on Geology of the Arab World, Cairo. In: Proceedings of this Conference. Cairo.

Salaj, J., 1995: Geológia stredného Považia (Bradlové a pribradlové

pásmo so súľovským paleogénom a mezozoikom severnej časti Strážovských vrchov). I. časť. *Zem. Plyn Nafta, 39, 3, 195 – 294.*

Salaj, J., 1995: Geológia stredného Považia (Bradlové a pribradlové pásmo so súľovským paleogénom a mezozoikom severnej časti Strážovských vrchov. 2. časť. *Zem. Plyn Nafta, 39, 4, 297 – 395.*

Salaj, J., 1995: Geológia stredného Považia (Bradlové a pribradlové pásmo so súľovským paleogénom a mezozoikom severnej časti Strážovských vrchov) a geologická mapa 1 : 50 000. 3. časť. *Zem. Plyn Nafta, 40, 1, 3 – 51.*

Maniez-Jannin, F., Banner, F. T., Bartenstein, H., Frieg, C., Ion, J., Peryt, D., Robaszynski, F., Salaj, J. & Weiss, W., 1995: Cretaceous stratigraphic scales based on benthic foraminifera in West European basin (biochronohorizons). *Bull. Soc. géol. France, 166, 5, 565 – 572.*

Borza, V. & Salaj, J., 1995: Remarks to the microbiostratigraphy and paleobathymetrie of the Berriasian and Valanginian pelagic deposits (Western Carpathians, Southern France, Northern Tunisia). Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries, Brussels. Abstracts, 110 p.

Salaj, J. & Maamouri, A. L., 1995: Cretaceous stage boundaries in Tunisia, based on Foraminifera. Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries, Brussels. Abstracts, 111 p.

Borza, V., Salaj, J. & Ondrejičková, A., 1995: Microbiostratigraphy of Pelagic Berriasian and Valanginian Sediments in the West Carpathians in Relation to the Western Mediterranean Region (Tunisia, France). *Slov. Geol. Mag., 2, 115 – 126.*

Köhler, E. & Salaj, J., 1995: Môžu byť paleogénne rífové komplexy Západných Karpát rezervoármi zemného plynu a ropy? *Zem. Plyn Nafta, 40, 1, 53 – 67.*

Maamouri, A. L. & Salaj, J., 1995: New species of the genus Globuligerina Bignot and Guyader, 1971 and Archaeokassabella n. gen., n. sp. from the Uppermost Valanginian of Tunisia. *Zem. Plyn Nafta, 40, 2, 131 – 145.*

Salaj, J., Maamouri, A. L. & Zargouni, F., 1995: Biozonal division (Foraminifers) of the Campanian – Maastrichtian of the El Kef profile proposed as Standard for the Tethyan Realm. *Not. Serv. géol. (Tunis), 35, 75 – 101.*

Salaj, J. & Zargouni, F., 1995: L´Harien (Paléocène moyen) et ses limites stratotypiques (El Kef, Tunisie septentrionale). *Not. Serv. géol. (Tunis), 35, 161 – 185.*

Boorová, D. & Salaj, J., 1996: Príspevok k poznaniu litofaciálneho vývoja sedimentov barém-aptu manínskej jednotky s. s. *Zem. Plyn Nafta, 40, 3, 177 – 193.*

Salaj, J., 1996: Tunisian Upper Cretaceous Hypostratotypes as potential candidates of tethyan Stratotypes, including the boundaries. *Zem. Plyn Nafta, 40, 4, 245 – 307.*

Salaj, J.,1996: Contribution a la microbiostratigraphie de l´Eocène des regions de Zaghouan et du Dj. Fkirine (Tunisie nord-orientale). *Zem. Plyn Nafta, 41, 1 – 2, 3 – 71.*

Salaj, J., 1996: Vývoj kontinentálnych jazerných sedimentov v podloží súľovského paleogénu. *Zem. Plyn Nafta, 41, 1 – 2, 117 – 123.*

Salaj, J., 1996: Paleocene/Eocene boundary in the pelagic facies of Tunisia. Symposium on the Paleocene/Eocene and Ypresian/ Lutetian Boundaries. Zaragosa, 1996. Abstracts, 1 p.

Salaj, J., 1996: Ypresian/Lutetian boundary on the pelagic facies of Tunisia. Symposium on the Paleocene/Eocene and Ypresian/ Lutetian Boundaries. Zaragosa, 1996. Abstracts, 1 p.

Salaj, J. & Köhler, E., 1996: The Paleocene-Eocene boundary in the West Carpathians (Slovakia). Symposium on the Paleocene/Eocene and Ypresian/Lutetian Boundaries. Zaragosa, 1996. Abstracts, 1 p.

Röhlich, P., Salaj, J. & Tröger, K. A., 1996: Palaeontological Dating of the Pre-Campanian Unconformity in the Gawt Sas Area. *In: Salem, M. J. (ed.): The Geology of the Sirt Basin (Ist Symposium on the Sirt Basin, October 1993, Tripoli), 265 – 285.*

Maamouri, A. L., Salaj, J., Maamouri, M., Matmati, F. & Zargouni, F., 1996: Le Crétacé inférieur du Jebel Oust (Tunisie nord-orientale). Microbiostratigraphie – Biozonation – Apercu Sédimentologique. Abstracts, p. 720. 12e Coll. Stratigr. et paléogeogr. de l´Atlantique Sud (eds.: S. Jardiné, I. De Klasz et J. P. Debenay). Elf Aquitaine édition, Mémoire 16. Pau.

Maamouri, A. L., Zaghib-Turki, D., Matmati, M. F., Chikhaoui, M. & Salaj, J., 1996: La Formation Bahloul en Tunisie: caractéristiques biostratigraphiques sédimentologiques. Abstracts, p. 721. Elf Aquitaine, Mémoire 16. Pau.

Řehánek, J., Leereveld, H. M. C. H., Verreussel, R. M. C. H. & Salaj, J., 1996: Biostratigraphy and Lithofacies Pattern of the Gresten Formation (Dogger) in South Moravia (Czech Republic), with Emphasis on Reworked Triassic Material. *Jb. Geol. B.-A. (Wien), 139, 4, 505 – 521.*

Salaj, J., 1997: Výsledky biostratigrafické studie miocénu z vrtů v rašovické depresi (oblast Ždánického lesa). *Zem. Plyn Nafta, 41, 3, 127 – 159.*

Köhler, E. & Salaj, J., 1997: Paleocene-Eocene Boundary – its present day conception. *Zem. Plyn Nafta, 41, 3, 161 – 175.*

Köhler, E. & Salaj, J., 1997: Časové zaradenie a rozsah významných paleogénnych eventov v Centrálnych Západných Karpatoch. *Zem. Plyn Nafta, 41, 4, 199 – 206.*

Salaj, J., 1997: Medzinárodné konferencie o geológii arabského sveta. *Zem. Plyn Nafta, 41, 4, 227 – 237.*

Michalík, J., Baráth, I., Boorová, D., Halásová, E., Mišík, M., Ožvoldová, L., Rakús, M., Reháková, D., Salaj, J. & Soták, J., 1997: Stratigrafické národné referenčné profily na Slovensku. *Miner. Slov. (Bratislava), 29, 3, 159 – 163.*

Salaj, J., 1997: Biostratigraphical division of the Turonian to Santonian in Tunisia (El Kef area). *Geol. Carpath., 48, 3, 171 – 178.*

Salaj, J. & M´Zoughi, M., 1997: Nouvelles données sur la microbiostratigraphie 3 (foraminifères) et paléogeographie du Trias de Tunisie. *Zem. Plyn Nafta, 42, 1, 3 – 29.*

Salaj, J., 1997: Information on the New IGCP/UNESCO Project 393- -neritic events at the Middle-Upper Eocene boundary and its first meeting. *Zem. Plyn Nafta, 42, 1, 45 – 46.*

Salaj, J., 1997: Nový IGCP/UNESCO project. *Správy SAV, 33, 13 – 14, 10.*

Salaj, J., 1997: Survey of Upper Cretaceous and Paleogene biostratigraphy of the Klippen and Peri-klippen Belts in the Middle Považie. Konf. k 100 nar. D. Andrusova. *In: Plašienka, D., Hók, J., Vozár, J. & Elečko, M. (eds.): Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas. Abstracts and Introductory articles to the excursions. Bratislava, September 1997. Bratislava, GSSR, 99 – 117.*

Salaj, J., 1997: Turonian planktonic biozonation- the problems of taxonomy and synonymy of index species. IGCP Project 262. October 1997. Stará Lesná.

Pevný, J. & Salaj, J., 1997: The Anisian-Ladinian boundary at Zakazané (Slovak Karst, Western Carpathians). *Zem. Plyn Nafta, 42, 2, 97 – 142.*

Salaj, J., 1998: On the significance of Middle Cimmerian tectonic activity at the Liassic-Dogger boundary in the Klippen and Peri- -Klippen Belts of the West Carpathians. *Zem. Plyn Nafta, 42, 3, 227 – 245.*

Salaj, J., 1998: Reflection of Paleoclimate in Paleogene sediments of the Middle Váh river valley. *Zem. Plyn Nafta, 42, 3, 171 – 187.*

Salaj, J., 1998: Microbiostratigraphie de l´Albien de la région Zaghouan – El Fahs (Tunisie). *Zem. Plyn Nafta, 42, 4, 251 – 267.*

Salaj, J. & Pevný, J., 1998: Fassanian ichthyoliths from the locality Zakazané in the Slovak Karst of the Western Carpathians. *Zem. Plyn, Nafta, 42, 4, 269 – 281.*

Salaj, J., Maamouri, A. L. & Zarbout, M., 1998: Permo-Triassic and Jurassic microbiofacies of Tunisia (1rst part). *In: Salaj, J. & Maamouri, A. L. (eds.): Atlas of Tunisian microbiofacies and its relation to some Circum-Tethydian types. Zem. Plyn Nafta, 43, 1, 3 – 110.*

Buček, S., Salaj, J., Köhler, E. & Gross, S., 1998: A Sudden deepening of the Central Western Carpathian area in the Upper Eocene. *Zem. Plyn Nafta, 43, 1, 173 – 177.*

Salaj, J., Maamouri, A. L. & Fakraoui, M., 1998: Lower Cretaceous microbiofacies of Tunisia (2nd part). *In: Salaj, J. & Maamouri, A. L. (eds.): Atlas of Tunisian microbiofacies and its relation to some Circum-Tethydian types. Zem. Plyn Nafta, 43, 2, 187 – 260.*

Repčok, I. & Salaj, J., 1998: Distribúcia stabilných izotopov O a C v sladkovodných malenických karbonátoch. *Zem. Plyn Nafta, 43, 2, 261 – 263.*

Chikhaoui, M., Maamouri, A. L., Saadi, Ben Jousef, M., Hanmi, Salaj, J., Turki & Zarboud, M., 1998: Blocks basculés au Crétacé inférieur dans la région du Kef (Tunisie nord-occidentale). *C. R. Acad. Sci., Paris, Sciences de la terre et des planétes, 327, 265 – 270.*

Salaj, J. & Maamouri, A. L., 1999: Upper Cretaceous microbiofacies of Tunisia (3nd part). *In: Salaj, J. & Maamouri, A. L. (eds.): Atlas of Tunisian microbiofacies and its relation to some Circum-Tethydian types. Zem. Plyn Nafta, 43, 3, 339 – 433.*

Salaj, J. & Röhlich, P., 1999: Larger foraminifera from the Late Campanian-Early Maastrichtian of Al Jabal Al Akhdar. *Zem. Plyn Nafta, 43, 3, 459 – 463.*

Salaj, J., 1999: Recenzia na prácu P. Gross, E. Köhler, J. Mello, J. Hraško, R. Halouzka, A. Nagy a kol.: Geológia južnej a východnej Oravy. *Zem. Plyn Nafta, 43, 3, 458.*

Salaj, J. & Maamouri, A. L. et al., 1999: Cainozoic microbiofacies of Tunisia. *In: Salaj, J. & Maamouri, A. L. (eds.): Atlas of Tunisian microbiofacies and its relation to some Circum-Tethydian types. Zem. Plyn Nafta, 43, 4.*

Salaj, J. & Michalík, J., 2000: Upper Cretaceous sequence in the westernmost part of the Central Western Carpathians. *In: Michalík, J. et al. (ed.): 6th Intern. Cretaceous Symp., Sept. 2000. Excursion into the westernmost central Carpathians (Slovakia), 12 – 16.*

Michalík, J., Soták, J., Reháková, D., Salaj, J. & Činčura, J., 2000: Localities of the 6th Intern. Cretaceous Symp., Sept. 2000. Excursion into the westernmost Central Carpathians (Slovakia), 18 – 39.

Salaj, J., 2000: Southern development of larger Foraminifers: Palaeogene palaeobiofacies in Tunisia and Libya. 2nd Symp. on the Geology of the NW Libya, November 2000. Abstracts. Tripoli, 81 – 82.

Salaj, J., 2001: Nové poznatky o paleogeografickom vývoji súľovského paleogénu. *Miner. Slov. (Bratislava), 33, 2, 81 – 90.*

Salaj, J. & Köhler, E., 2001: Rod Praesiderolites zo západokarpatského paleogénu. *Miner. Slov. (Bratislava), 33, 4, 351 – 360.*

Salaj, J., 2001: Agglutinated foraminifers from the Upper Senonian to Paleogene flysch of the Middle Váh valley (Súľov, Javorníky, Biele Karpaty Mts.), Slovakia. 6th International workshop on Agglutinated Foraminifera. Prague, September 1 – 7, 2001. Abstracts, 49 – 51.

Mello, J., Filo, I., Havrila, M., Maglay, J., Nagy, A., Potfaj, M., Rakús, M., Salaj, J., Buček, S. & Siráňová, Z., 2001: Geologická mapa stredného Považia 1 : 50 000 s textovými vysvetlivkami. *Bratislava, ŠGÚDŠ, 127 s.*

Salaj, J., 2002: The Cenomanian-Turonian boundary defined on microfaune in Western Carpathians. ESSEWECA International Conference, 5–7 Juni 2002. Bratislava, 36 – 38.

Salaj, J., 2002: Remarks to differentiation of Tethys in the Cretaceous and Paleogene on the basis of Paleoclimate and Microbiostratigraphy (North Africa, Western Carpathians). *Geol. Carpath., 53, special issue, 4 p.*

Salaj, J., 2002: Remarks on problems of Mesozoic microbiostratigraphy of the Western Carpathians. *Geol. Carpath., 53, special issue, 59 – 61.*

Salaj, J., Ševula, L., Magdolen, P., Puškelová, Ľ. & Holický, I., 2002: Primarily deposited solid hydrocarbons in the Hauptdolomit of the Čachtické Karpaty Mts. (Slovakia). *Geol. Carpath., special issue, 2 p.*

Salaj, J., Puškelová, Ľ. & Holický, I., 2002: Fe horizons in Carnian and Eocene sediments of West Carpathians in Slovakia. *Miner. Slov. (Bratislava), 34, 5 – 6, 343 – 346.*

Salaj, J., Ševula, L., Macdolen, P., Puškelová, Ľ. & Holický, I., 2002: Solid hydrocarbons in the Hauptdolomit of the Čachtické Karpaty Mts. (Slovakia). *Miner. Slov. (Bratislava), 34, 3 – 4, 211 – 218.*

Michalík, J., Soták, J. & Salaj, J., 2002: Cretaceous Oceanic Red Beds in the Westernmost Carpathians in Slovakia. *In: IGCP Project 463: Cretaceous Oceannic Red Beds (CORB) in an Apennines – Alps – Carpathians Transect. Firld Guidebook. Inaugural Meeteng Field Excursion, September 23–29, 2002. Vienna.*

Salaj, J., 2002: Reflection of Paleoclimate in Paleogene sediments of Súľov, Biele Karpaty and Javorníky areas (Slovakia). *Miner. Slov. (Bratislava), 34, 3 – 4, 147 – 158.*

Salaj, J. & Štemproková, D., 2003: Significance of Praeglobotruncana ex. gr. turona (Olbertz) in the Bohemian Cretaceous Basin and Carpathian Cretaceous for the biostratigraphy of the Turonian. *Miner. Slov. (Bratislava), 35, 1, 107 – 110.*

Salaj, J. & Maamouri, A. L., 2003: Paleogeographic significance of the oceanic genera of the superfamily Globotruncanacaa Brotzen 1942. *Miner. Slov. (Bratislava), 35, 2,111 – 116.*

Salaj, J. & Štemproková-Jírová, D., 2004: Remarks on Coniacian microbiostratigraphy in the Tethyan and Boreal realms. *Miner. Slov. (Bratislava), 36, 2, 61 – 70.*

Salaj, J., Lipka, J., Ševula, L. & Puškelová, Ľ., 2004: Glauconites as climatic indicators of sedimentary rock formation. *Miner. Slov. (Bratislava), 36, 2, 71 – 76.*

Salaj, J., 2004: Campanian palaeoclimatic events in Jardas Al Ahrar (Cyrenaica, Libya). Sedimentary Basins of Libya, Geology of East Libya, 3rd Symposium, Nov. 21 – 23, 2004. Abstracts, 1 p.

Salaj, J., 2004: Senón-paleogénne sedimenty gosauskej fácie klapského pásma. *In: Zlinská, A. (ed.): 5. česko-slovenská a poľská paleontologická konferencia, 17. – 18. júna 2004. Bratislava, 3 s.*

Salaj, J., 2004: New knowledge on the Helvetian stratotype (Mayer – Eymar) sensu Rutsch 1958. *In: Zlinská, A. (ed.): 5. česko-slovenská a poľská paleontologická konferencia, 17. – 18. júna 2004. Bratislava, 3 s.*

Salaj, J., 2003, 2004: Southern Tethyan Development of Larger Foraminifers: Palaeogene Palaeobiofacies in Tunisia and Libya. *In: Salem, M. J. & Khaled Oun, M. (eds.): The Geology of Northwest Libya, I. 2nd Symposium on the Sedimentary Basin of Libya, Tripoli 2000, Gutenberg Press, Malta, 313 – 336.*

Salaj, J., Lipka, J., Ševula, L. & Puškelová, L., 2004: Glauconites as climatic indicators of Sedimentary rock Formation. *Miner. Slov. (Bratislava), 36, 2, 71 – 76.*

Salaj, J. & Štemproková-Jírová, D., 2004: Remarks on Coniacian microbiostratigraphy in the Tethyan and Boreal realms, *Miner. Slov. (Bratislava), 36, 2, 71 – 76.*

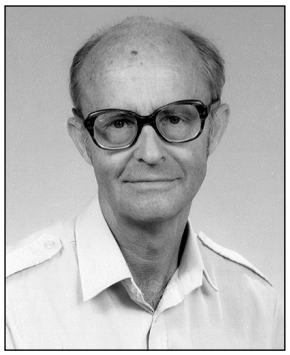
Salaj, J., 2004: Campanian palaeoclimatic events in the Jardas al Ahrar (Cyrenaica, Libya). Sedimentary Basins of Libya, 3rd Symposium on the Geology of Libya, Binghazi – November 2004. Abstracts, 1 p.

Salaj, J. & Štemproková-Jírová, D., 2004: Systematic problems of some genera of the Superfamily Globotruncanacea Brotzen 1942. *Acta Univ. Carol., Geol.; Geogr., 47, 1 – 4, 143 – 149.*

Salaj, J. & Štemproková-Jírová, D., 2004: Remarks on Turonian microbiostratigraphy in the Tethyan and Boreal realms. *Acta Univ. Carol., Geol.; Geogr., 47, 1 – 4, 143 – 149.*

Za významným pedagógom, vedcom a propagátorom geológie – profesorom Milanom Mišíkom

The remembrance of Professor M. Mišík – significant pedagogue, scientist and propagator of geology



Dňa 7. mája 2011 vo veku 82 rokov zomrel jeden z najvýznamnejších geológov Slovenska. Univerzita Komenského stratila v osobe prof. RNDr. Milana Mišíka, DrSc., výnimočného človeka, pedagóga, vedca a propagátora vedy. Celý svoj profesijný život spojil so svojou alma mater, kde aktívne pôsobil na Katedre geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty od r. 1951 až do r. 2009. S jeho osobou sa spája nielen široká škála nových vedeckých poznatkov v karpatskej geológii, ale aj výchova niekoľkých generácií slovenských a zahraničných geológov a kvalifikovaných vedecko-výskumných pracovníkov. Časť seba nezištne odovzdal svojim nástupcom, zanechal po sebe obrovský kapitál poznatkov zhrnutých do množstva cenných publikácií.

Narodil sa 3. 11. 1928 v Skalici, okres Senica. Stredoškolské štúdium ukončil maturitou na Cvičnom gymnáziu v Bratislave v roku 1947. Vysokoškolské štúdium absolvoval na Prírodovedeckej fakulte UK v Bratislave v rokoch 1947 – 1951 a súčasne získal titul RNDr. V roku 1956 obhájil kandidátsku dizertačnú prácu na tému *Použitie ťažkých minerálov v paleogeografických a stratigrafických výskumoch so zreteľom na neogén a kvartér Slovenska* a získal titul kandidáta geologických vied (CSc.). Habilitačnou prácou *Litológia a mikrofácie jury a spodnej kriedy Centrálnych Západných Karpát* získal vedecko-pedagogický titul docent (1960). V roku 1970 na základe monografickej publikácie *Mikrofácie mezozoika a terciéru Západných Karpát* a obhajoby doktorskej dizertačnej práce *Litologická a faciálna analýza stredného triasu jadrových pohorí* získal titul doktor vied (DrSc.). V tom istom roku bol menovaný univerzitným profesorom. V rokoch 1951 – 1960 pôsobil na Katedre geológie a paleontológie ako asistent a odborný asistent, 1960 – 1970 ako docent a od r. 1970 ako profesor. V rokoch 1966 – 1978 bol vedúcim Katedry geológie a paleontológie. Od r. 2002 do 2009 pôsobil na katedre ako emeritný profesor.

Prof. Milan Mišík patril medzi významných odborníkov v oblasti stratigrafie, sedimentológie, mikrofaciálnej analýzy, paleogeografie a ďalších geologických disciplín spätých najmä so štúdiom sedimentárnych hornín. Jeho vynikajúce pedagogické a vedecké schopnosti ocenili aj študenti na zahraničných univerzitách. Ako pedagóg pôsobil v rokoch 1963 – 1965 na Kube – Universidad de la Habana, 1981 – 1983 v Alžírsku – Université de Constantine. Aktívne sa zúčastňoval na kongresoch a sympóziách: Montreál, Reading-Edinburg, Liverpool, Zürich, Paríž, na kongresoch KBGA Rumunsko, Maďarsko, Poľsko, Ukrajina, Bulharsko. Absolvoval krátkodobé prednáškové pobyty (Szeged, Krakov, Toulouse, Madrid), bol vedúcim exkurzie učiteľov geológie vo Francúzsku a Nemecku, zorganizoval expedíciu na Malý Kaukaz.

Zapájal sa do práce vedeckých spoločností a vykonával v nich rad funkcií (tajomník bratislavskej pobočky Čs. spoločnosti pre mineralógiu a geológiu, predseda bratislavskej pobočky SGS, tajomník SGS, tajomník Národného geologického komitétu, tajomník sedimentologickej komisie KBGA, korešpondent za ČSSR v Medzinárodnej asociácii sedimentológov). Aktívne sa zúčastňoval na početných medzinárodných vedeckých podujatiach, zapojil sa do riešenia viacerých medzinárodných vedeckých projektov. V jeho osobe a v jeho celoživotnom diele sa snúbila vysoká odborná erudovanosť tvorivého vedca a organizátora vedeckého výskumu, nezištná obetavá práca svedomitého univerzitného pedagóga, ale aj nadšeného popularizátora prírodných, a najmä geologických vied. Skĺbenie a prepojenie uvedených činností a ich výsledkov zaraďuje prof. M. Mišíka medzi významné osobnosti celej slovenskej vedy.

Odborný záber prof. Milana Mišíka bol veľmi široký. Svedčí o tom jeho bohatá a rôznorodá publikačná činnosť, ktorá obsahuje viac ako dvesto vedeckých štúdií, monografických prác, učebných textov i populárno-vedeckých príspevkov. Najčastejším objektom jeho bádania boli sedimentárne horniny. Venoval sa ich genéze, ale aj ich využitiu na modelovanie paleogeografických, paleotektonických, paleoklimatických a paleooceánografických podmienok, ktoré ich vývoj ovplyvňovali. Na takýto komplexný prístup k ich štúdiu ho predurčovali jeho hlboké teoretické vedomosti a praktické poznatky zo sedimentárnej petrografie a sedimentológie, stratigrafickej geológie, a tiež z mikropaleontológie. Rekonštrukcie prostredí opierajúce sa o faciálnu analýzu obliakov kriedových a terciérnych zlepencov predstavovali prínos do poznania paleogeografie a paleotektoniky Západných Karpát. Získané poznatky výrazne posunuli paleogeografické a palinspastické úvahy o postavení Západných Karpát v rámci alpínskeho vývoja tetýdnej oblasti a korelácie s priľahlými segmentmi alpsko-karpatského orogénneho pásma. Významný je osobný prínos profesora Mišíka pri tvorbe vysokoškolských učebníc.

Medzi jeho najvýznamnejšie diela patrí monografia *Mikrofácie mezozoika a terciéru vápencov Západných Karpát*, ktorá položila základy modernej mikrofaciálnej analýzy na Slovensku. Je autorom príručky *Geologické exkurzie po Slovensku*, bol editorom učebnice *Stratigrafická a historická geológia*, autorom textu o geológii Slovenska v anglickej encyklopédii *Encyclopedia of European and Asian regional geology*. Bol tiež autorom populárno-náučnej knihy *Štafeta vedy*, približujúcej vedecký výskum a prácu vedcov širšej verejnosti. V pozícii emeritného profesora (takmer 80-ročný) zostavil v rokoch 2004 – 2009 ucelené kompendium o sedimentárnych horninách Slovenska, ktoré vyšlo vo vydavateľstve VEDA. Vedecké výsledky zaraďujú prof. Mišíka k osobnostiam medzinárodného významu, keďže významne ovplyvnili rozvoj vedeckých smerov európskej geológie.

Prof. M. Mišík bol bezpochyby významným organizátorom vedy a vedeckého geologického výskumu. Viedol početné výskumné úlohy zamerané na aktuálne otázky stratigrafie a paleogeografie mezozoika a kenozoika Západných Karpát. Bol členom vedeckých rád viacerých geologických inštitúcií (Prírodovedeckej fakulty UK, GÚDŠ, GÚ SAV a i.), členom vedeckých kolégií a atestačných komisií. Aktívne pracoval v redakčných radách významných geologických časopisov (Geologica Carpathica, Mineralia Slovaca a i.).

Výrazne sa zapájal do výchovy niekoľkých generácií slovenských, ale aj zahraničných geológov. Zoznam mladých geológov, ktorých vedecky formoval či už ako školiteľ, konzultant, oponent kandidátskych a doktorských dizertačných prác, je veľmi rozsiahly. Vychoval celý rad odborníkov hrdo sa hlásiacich ku slovenskej sedimentologickej, mikrofaciálnej a stratigrafickej škole vybudovanej a zveľaďovanej prof. M. Mišíkom, škole, ktorá výsledkami vedeckého bádania získala medzinárodné uznanie.

Nezanedbateľná je aj jeho vedecko-popularizačná práca. Okrem už spomenutých kníh *Štafeta vedy* a *Geologické exkurzie po Slovensku*, publikoval desiatky článkov v dennej tlači i v populárnych časopisoch, vystupoval v rozhlasových reláciách, prednášal pre rôznorodý okruh záujemcov. Jeho zásluhou sa z mnohých neodborníkov stali nadšenci geológie a aktívni ochrancovia krásy mnohých geologických výtvorov, ktoré vznikli počas zložitej geologickej histórie nášho územia.

Výrazom verejného uznania celoživotného vedeckého a spoločenského prínosu prof. RNDr. Milana Mišíka, DrSc., bol rad ocenení, ktoré získal pri rozličných príležitostiach. Bol čestným členom SGS, Rakúskej a Poľskej geologickej spoločnosti, držiteľom Medaily Jána Slávika SGS, Medaily Dimitrija Andrusova, nositeľom Zlatej medaily Univerzity Komenského a Prírodovedeckej fakulty UK, držiteľom cien SGS a LF za publikované monografické práce a i.

Odchod pána profesora Milana Mišíka vníma bolestivo nielen geologická obec Slovenska, ale aj geológovia Českej republiky, Poľska, Rakúska a Maďarska. Jeho bývalí kolegovia, žiaci a priatelia sa s ním rozlúčili 11. mája 2011. Zostáva tu spomienka na jeho milý a vlúdny úsmev, ktorým šíril radosť, pohodu a optimizmus vo svojom okolí. Profesor Mišík, osobnosť mimoriadne ľudská a láskavá, zostane navždy v našich srdciach. Česť jeho pamiatke.

Daniela Reháková
Roman Aubrecht
a kolektív Katedry geológie a paleontológie PriF UK

Prof. RNDr. Milan Mišík, DrSc. – kompletný zoznam publikácií

Monografické práce

Mišík, M., 1966: Mikrofacies of the Mesozoic and Tertiary limestones of the West Carpathians. *Bratislava, Vyd. SAV, 269 s.*

Fusán, O., Gorek, G. & Mišík, M., 1968: Geológia československých Karpát v diele Československá vlastivěda. Díl I., sv. 1. Praha, 155 – 242.

Mišík, M., Gulička, J. & Urvichárová, E., 1974: Devínska Kobyla. Geologické pomery, kvetena a fauna. *Bratislava, Vyd. Obzor, 103 s.*

Mišík, M., 1976: Geologické exkurzie po Slovensku. *Bratislava, Vyd. SPN, 359 s.*

Mišík, M. in Pauk, F. et al., 1979: Didaktika geologických věd. *Praha, Vyd. SPN, 253 s.*

Mišík, M., 1997: Slovakia. *In: E. M. Moores and R. W. Fairbridge (eds.): Encyclopedia of European and Asian regional geology. London, Vyd. Chapman et Hall, 656 – 664.*

Mišík, M., Chlupáč, I. & Cicha, I., 1985: Stratigrafická a historická geológia. *Bratislava, Vyd. SPN, 570 s.*

Mišík, M. & Marschalko, R., 1988: Exotic conglomerates in flysch sequences: Examples from the West Carpathians. *In: M. Rakús, J. Dercourt and A. R. M. Nairn (eds.): Evolution of the Northern margin of Tethys. Vol. 1. Mém. Soc. géol. France, 154, 95 – 113.*

Mišík, M., 1990: Štafeta vedy. *Bratislava, Vyd. Obzor, 376 s.*

Mišík, M., 1997: Geologická stavba Devínskej Kobyly. *In: V. Feráková et al. (ed.): Flóra, geológia a paleontológia Devínskej Kobyly. Bratislava, Vyd. APOP, 11 – 18.*

Mišík, M. & Reháková, D., 2004: Psefitické horniny (štrky, brekcie, zlepence) Západných Karpát. *Bratislava, Vyd. Veda, 132 s.*

Mišík, M. & Reháková, D., 2007: Dolomity, dolomitizácia a dedolomitizácia v horninách Západných Karpát. *Bratislava, Vyd. Veda, 84 s.*

Mišík, M. & Reháková, D., 2009: Vápence Slovenska – I. časť (biohermné, krinoidové, sladkovodné, ooidové a onkoidové vápence). *Bratislava, Vyd. Veda, 186 s.*

Práce v domácich a zahraničných periodikách a zborníkoch

Mišík, M., 1953: Rozvoj a súčasný stav sedimentárnej petrografie SSSR. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 4, 3 – 4, 519 – 524.*

Mišík, M., 1953: Geologické pomery územia medzi Jelšavou a Štítnikom. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 4, 3 – 4, 557 – 587.*

Mišík, M., 1954: Správa o sedimentárno-petrografickom výskume neogénu úpätia Prešovsko-tokajských hôr. *Geol. Práce, Spr., 1, 104.*

Mišík, M., 1954: Sedimentárno-petrografický výskum neogénu východného Slovenska. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 5, 1 – 4, 235 – 254.*

Mišík, M., 1955: Akcesorické minerály malokarpatských žulových masívov. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 6, 3 – 4, 161 – 174.*

Mišík, M., 1955: Štrkové súvrstvia neogénu Košickej kotliny. *Geol. Práce, Zpr., 4, 121 – 133.*

Mišík, M., 1956: Použitie ťažkých minerálov pre stratigrafiu a paleogeografiu Malej dunajskej nížiny. *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 7, 1 – 2, 91 – 96.*

Matherny, M. & Mišík, M., 1956: Predbežná správa o rozboroch dunajských pieskovcov. *Geol. Práce, Spr., 5, 139 – 142.*

Mišík, M., 1956: I. Použitie ťažkých minerálov pre stratigrafiu a paleogeografický výskum so zreteľom na neogén a kvartér Slovenska. II. Sedimentárno-petrografické štúdium poltárskej formácie. *Geol. Práce, Zoš., 43, 92 – 125.*

Mišík, M., 1957: Litologický profil manínskou sériou. *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 242 – 258.*

Mišík, M., 1957: Tridymit, kristobalit a kaolinit „Bacillaritového" typu v neovulkanitoch stredného Slovenska. *Čas. Mineral. Geol., 4, 390 – 393.*

Mišík, M., Číčel, B. & Marková, M., 1958: Mineralogicko-petrografický rozbor a genéza pukaneckých ílov. *Geol. Práce, Zoš., 49, 123 – 148.*

Mišík, M., 1958: Výskyt rodu Nannoconus Kamptner v Západných Karpatoch. *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 9, 2, 195 – 202.*

Mišík, M., 1959: „Lombardiová" mikrofácia – vodčí horizont v malme Západných Karpát. *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 10, 1, 171 – 182.*

Mišík, M., 1959: Návrh na jednotnú klasifikáciu a terminológiu zmiešaných karbonatických hornín. *Geol. Práce, Zpr., 16, 61 – 78.*

Mišík, M., 1959: Litologický profil súvrstvím vyššieho liasu („Fleckenmergel") Belianskych Tatier. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 10, 1, 183 – 187.*

Mišík, M., 1959: Stratigrafické rozpätie Globochaete alpina Lombard. *Geol Zbor. Slov. Akad. Vied, 10, 2, 309 – 316.*

Mišík, M. & Zelman, J., 1959: Príslušnosť koralovo-riasových rifov Myjavskej pahorkatiny (Brezovské pohorie) k eocénu. *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 10, 2, 301 – 308.*

Mišík, M., Číčel, B. & Marková, M., 1959: Mineralogicko-petrografický rozbor a genéza ílov pukaneckej lignitovej panvičky. *Acta Univ. Carol., Geol., 1 – 2, 101 – 109.*

Andrusov, D., Mišík, M., Scheibner, E. & Scheibnerová, V., 1960: Stratigraphie, micropaleontologie et microfacies des formations jurassiques et crétacées des Carpathes de la Slovaquie. *International Geological Congress. XXI Session, Norden (Copenhagen). Part VI, 106 – 113.*

Mišík, M., Kúšik, R. & Borza, K., 1960: Horniny so silikátovými oolitmi v réte a spodnom liase Belianskych Tatier a masívu Širokej. *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 11, 2, 179 – 212.*

Mišík, M., 1961: Mikrofácia s Involutina liassica (Jones), 1853 z liasu Veľkej Fatry (Západné Karpaty). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 5, 177 – 191.*

Mišík, M., 1962: Príspevok k petrografii sadrovcovo-anhydritových hornín verfénu gemeríd. *Geol. Zbor., 13, 1, 149 – 160.*

Mišík, M., 1962: Litofaciálny výskum liasu Veľkej Fatry a západnej časti Nízkych Tatier. *Geol. Práce, Zoš., 62, 229 – 232.*

Mišík, M., 1963: Facies du Lias de Veľká Fatra (Carpates Occidentales). Association Géologique Carpato-Balkanique. V-éme Congrés Communications scientifiques (Bucuresti), II-éme section: Stratigraphie, 19 – 22.

Mišík, M., 1963: Authigenic quartzs and authigenic feldspars in mesozoic limestones of West Carpathians. *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 16, 2, 295 – 300.*

Mišík, M., 1964: Lithofazielles Studium des Lias der Grossen Fatra und des Westteils der Niederen Tatra. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 1, 8 – 92.*

Mišík, M. & Pospíšil, A., 1964: On the occurrence of phosphoritic rocks from the Liassic of Malá Fatra. *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 15, 2, 311 – 317.*

Mišík, M. & Rakús, M., 1964: Bemerkungen zu räumlichen

Beziehungen des Lias und zur Paläogeographie des Mesozoikum in der Grossen Fatra. Poznámky k priestorovým vzťahom liasu a k paleogeografii mezozoika Veľkej Fatry. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 1, 159 – 199.*

Králik, J. & Mišík, M., 1966: Authigenic feldspar from the baryte concretions from the Tertiary of Cuba. *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 17, 1, 105 – 116.*

Mišík, M., 1966: Tentative microscopical classification of veinlets in limestones. *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 17, 2, 337 – 344.*

Mišík, M., 1968: Traces of submarine slumping and evidences of hypersaline environment in the Middle Triassic of the West Carpathian core mountains. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 19, 1, 205 – 224.*

Mišík, M., 1968: Some aspects of diagenetic recrystallization in limestones. Int. Geol. Congress. Report of the XXIII. session. Czechoslovakia, Praha, Proc. of section 8, 129 – 136.

Mišík, M., 1968: Summary of the Geology of Czechoslovakia – West Carpathians. Atlas, News Supplement to the Earth-Science Review, 4, 1, 21 – 23.

Mišík, M., Fejdiová, O. & Köhler, E., 1968: Parakonglomeráty s exotickým materiálom z vyšších súvrství podhalského paleogénu Oravy. *Geol. Práce, Spr., 46, 161 – 171.*

Mišík, M., 1969: Petrografická príslušnosť silicitov z paleolitických a neolitických artefaktov Slovenska. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 18, 117 – 135.*

Gorek, A. & Mišík, M., 1969: K sedemdesiatinám akademika Dimitrija Andrusova. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 18, 5 – 8.*

Mišík, M., 1970: Facial interpretation of the Middle Triassic of the West Carpathians Core Mountains. *Acta geol. Acad. Sci. hung., 14, 437 – 444.*

Mišík, M., 1970: Štruktúrna klasifikácia a terminológia vápencov. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 19, 225 – 234.*

Mišík, M., 1970: Verwischung der ursprünglichen Merkmale in kalkigen Sedimenten und Kalken bei der Dolomitisierung. *Verh. Geol. B.–A. (Wien), 4, 673 – 688.*

Mišík, M., 1971: Aeolisaccus tintinniformis n. sp. from the Triassic of the West Carpathian Mts. *Geol Zbor. Geol. carpath., 22, 1, 169 – 172.*

Mišík, M., 1971: Observations concerning calcite veinlets in carbonate rocks. *J. sed. Petrology, 41, 2, 450 – 460.*

Gerthofferová, H. & Mišík, M., 1971: Štúdium niektorých vápencov a dolomitov Karpát v elektrónovom mikroskope. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 21, 163 – 186.*

Mišík, M., 1972: Otázka zvratnosti a nezvratnosti geologických procesov. *Miner. Slov. (Bratislava), 4, 13, 111 – 115.*

Mišík, M., 1972: Lithologische und fazielle Analyse der Mittleren Trias der Kerngebirge der Westkarpaten. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 22, 5 – 154.*

Mišík, M., 1973: Structures of the chert concretions from the limestones of Tithonian and Neocomian. West Carpathian Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 24, 1, 141 – 162.*

Mišík, M., 1973: Campanulina carpatica n. gen., n. sp. – ein Mikroproblemalikum aus Oberjura und Unterkreide der Karpaten. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 26, 203 – 209.*

Mišík, M., 1974: Paleogeographic outline or the Tithonian in the Czechoslovakian Carpathians. *Acta geol. pol., 24, 3, 485 – 503.*

Borza, K. & Mišík, M., 1975: Gemeridella minuta n. gen., n. sp. aus der Oberen Trias der Westkarpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 26, 1, 77 – 81.*

Dragastan, O. & Mišík, M., 1975: Verlicillodosmis cluvaeformis nov. gen. nov. sp. in the Upper Jurassic of Czorsztyn Series-Klippen Belt (Czechoslovakia). *Rev. esp. Micropaleont., 7, 2, 215 – 220.*

Mišík, M., 1976: Bradlové pásmo a globálna tektonika. *In: M. Maheľ (ed.): Československá geológia a globálna tektonika. Zborník referátov z vedeckej konferencie, Smolenice, 28 – 36.*

Borza, K. & Mišík, M., 1976: Pieninia oblonga n. gen., n. sp. aus Kretazischen und Paläogenen Kalken der Westkarpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 27, 1, 65 – 77.*

Mišík, M., 1975: Petrograficko-mikropaleontologické kritériá pre zisťovanie proveniencie silicitových nástrojov na Slovensku. *Folia přírodověd. Fak. Univ. J. E. Purkyně v Brně, Geol., 16, 10, 27, 89 – 107.*

Marschalko, R., Mišík, M. & Kamenický, L., 1976: Petrographie der Flysch-Konglomerate und Rekonstruktion ihrer Ursprungazonen (Paläogen der Klippenzone und der angrenzenden tektonischen Einheiten der Slowakei). *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 1, 7 – 124.*

Mišík, M. & Borza, K., 1976: Obere Trias bei Silická Brezová. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 30, 5 – 49.*

Mišík, M., Mock, R. & Sýkora, M., 1977: Die Trias der Klippenzone der Karpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 28, 1, 27 – 69.*

Mišík, M., 1977: Dimitrij Andrusov (1897 – 1976) – nekrológ. *Rocz. Pol. Tow. geol., 47, 4, 635 – 638.*

Mišík, M., 1978: Kontinentálne, brakické a hypersalinné fácie v mezozoiku Centrálnych Západných Karpát a otázka vynorených oblastí. *In: J. Vozár (ed.): Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ, 35 – 48.*

Mišík, M., 1978: Niektoré paleogeografické problémy bradlového pásma. *In: J. Vozár (ed.): Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ, 147 – 159.*

Mišík, M. & Jablonský, J., 1978: Spodnotriasové kremence a zlepence Malých Karpát (rozbor valúnov, smery transportu, genéza). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 33, 5 – 36.*

Mišík, M. & Borza, K., 1978: Gemeridella, Didemmides, Didemnum und Körperchen öhnlicher Gestalt aus dem Mesozoikum der Westkarpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 29, 2, 307 – 326.*

Mišík, M., 1979: Pieniny Klippen Belt and the global tectonics model. *In: M. Maheľ & P. Reichwalder (eds.): Czechoslovak geology and global tectonics. Bratislava, Veda, 89 – 101.*

Mišík, M., 1979. Sedimentologické a mikrofaciálne štúdium jury bradla vršateckého hradu (neptunické dajky, biohermný vývoj oxfordu). *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 5, 7 – 56.*

Mišík, M., 1979: Jurassic and Cretaceous algae (Dasycladales excepted) from the West Carpathians. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, 3, 2, 705 – 712.*

Marschalko, R., Mišík, M. & Samuel, O., 1980: Postavenie bradlového pásma vo vývoji Západných Karpát. Materiály z XXIII. celoštátnej konferencie Slovenskej geologickej spoločnosti. *Bratislava, GÚDŠ, 97 – 111.*

Marschalko, R., Mišík, M., Samuel, O. & Kysela, J., 1980: Sprievodca po bradlovom pásme stredného Považia. Materiály z XXIII. celoštátnej konferencie Slovenskej geologickej spoločnosti. *Bratislava, GÚDŠ, 113 – 137.*

Mišík, M., 1980: Súčasné problémy bradlového pásma. *In: M. Maheľ (ed.): Vážnejšie problémy geologického vývoja a stavby Československa: kľúčové územia a metódy riešenia. Zbor. prednášok z konferencie v Smoleniciach. III. časť, 229 – 240.*

Mišík, M., 1980: Miocene sinter crust (speleothems) and calcrete deposits from neptunian dykes, Malé Karpaty Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 4, 495 – 512.*

Mišík, M. & Sýkora, M., 1980: Jura der Silica-Einheit, rekonstruiert aus Geröllen und Oberkretazische Süsswasserkalke des Gemerikums. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 3, 239 – 261.*

Mišík, M., Jablonský, J., Fejdi, P. & Sýkora, M., 1980: Chromian and ferrian spinels from Cretaceous sediments of the West Carpathians. *Miner. Slov. (Bratislava), 12, 3, 209 – 228.*

Mišík, M., 1980: A szilicei egység jura és kréta idöszaki ösföldrajza. *Földt. Kutatás, 23, 3, 29 – 30.*

Mišík, M., 1980: Evidences or strong Albian tectonic phase and new interpretation of the Pienines cordillera in the Carpathian Klippen Bell. Materiály XI. Kongressa Karpato-Balkanskoj geologičeskoj associacii. Tektonika. *Naukova Dumka, Kijev, 147 – 153.*

Mišík, M. & Sýkora, M., 1981: Pieninský exotický chrbát rekonštruovaný z valúnov karbonatických hornín kriedových zlepencov bradlového pásma a manínskej jednotky. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 7, 7 – 111.*

Mišík, M., Jablonský, J., Mock, R. & Sýkora, M., 1981: Konglomerate mit exotischen material in dem Alb der Zentralen Westkarpaten – paläogeographische und tektonische Interpretation. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 37, 5 – 55.*

Mišík, M., Jablonský, J., Fejdi, P. & Sýkora, M., 1981: Spinely

z kriedových sedimentov Západných Karpát. *Folia Univ. Purkyn. brun., Geol., 22, 3, 3, 95 – 99.*

Mišík, M., 1982: Recentné onkolity (riasové hľuzky) z potokov Malých Karpát. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont., 8, 135 – 144.*

Mišík, M. & Sýkora, M., 1982: Allodapische Barmsteinkalke im Malm des Gebirges Čachtické Karpaty. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 33, 1, 51 – 78.*

Mišík, M. & Locquin, M. V., 1983: Acrasiales fossiles dans les concrétions siliceuses du Barrémien des Carpathes Occidentales (Tchécoslovaquie). Comptes Rendus du 108e Congr. Nation. Soc. Savants Grenoble, sect. Sci. Sci. terre 1, 2, 167 – 173.

Mišík, M., 1984: Novšie názory na stavbu Tellského Atlasu. *Miner. Slov. (Bratislava), 16, 5, 493 – 502.*

Mišík, M., 1985: Dévelopement structural des Carpathes Occidenlales Internes, basé sur l'analyse paléogéographique et facial du Mésozoique. *Rocz. Pol. Tow. geol., 55, 1 – 2, 45 – 54.*

Mišík, M., 1986: Petrographic-microfacial analysis of pebbles and interpretation of sources areas of the Jablonica conglomerates (Lower Miocene of the NW margin of the Malé Karpaty Mts.). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 4, 405 – 448.*

Mišík, M., 1986: Fluorit a celestín z karbonatických hornín z triasu podložia viedenskej panvy. *Miner. Slov. (Bratislava), 18, 3, 259 – 268.*

Mišík, M., 1986: Sedimentologisches und fazielles Studium der Trias und Lias der Devín – Entwicklung (Malé Karpaty). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 41, 67 – 91.*

Mišík, M., 1987: Stratigrafické a priestorové rozmiestnenie vápencov s kalcitovými, chamositovými, hematitovými a illitovými ooidmi v Západných Karpatoch. *Miner. Slov. (Bratislava), 29, 83 – 112.*

Mišík, M., 1987: The Alga *Halicoryne carpatica* n. sp. from Upper Triassic of Western Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 38, 4, 285 – 293.*

Mišík, M., 1987: About the relation of Central West Carpathians and Northern Apuseny Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 38, 63, 643 – 650.*

Michalík, J. & Mišík, M., 1987: Mezozoická paleogeografia a faciálny vývoj sedimentácie v Západných Karpatoch z hľadiska možnosti výskytu fosfátov a bauxitu. *In: P. Grecula, K. Egüyd & I. Varga (eds.): Geologická stavba Západných Karpát vo vzťahu k prognózam nerastných surovín (Konferencia: II. Geologické dni Jána Slávika) Košice, 367 – 384.*

Mišík, M., 1988: Pebble dedolomitization in conglomerates of the Pieniny exotic ridge and in other West Carpathian conglomerates. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 3, 267 – 284.*

Mišík, M. & Marschalko, R., 1988: Exotic conglomerates in Flysch sequences: examples from the West Carpathians. *In: M. Rakús, J. Dercourt & A. E. M. Nairn (eds.): Evolution of the northern margin of Tethys. Vol. 1. Mém. Soc. géol. France, 154, 95 – 113.*

Mišík, M., Mock, R., Rakús, M. & Biely, A., 1989: The area of Mesozoic sedimentation of the Mecsek and Northern Apuseni Mts. was not situated in the West Carpathians. *In: M. Rakús, J. Dercourt & A. E. M. Nairn (eds.): Evolution of the Northern margin of Tethys. Mém. Soc. géol. France, 154/II, 69 – 79.*

Mišík, M., Mock, R., Rakús, M. & Biely, A., 1989: The sedimentation area of the Mecsek was not in the West Carpathians. *Geol. Práce, Spr., 90, 7 – 22.*

Soták, J., Houša, V. & Mišík, M., 1988: West Carpathians algae of the Genus *Triploporella* Steinmann, 1880 – application to Barrattollo´s classification. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 3, 323 – 352.*

Mišík, M., 1990: Urgonian facies in the West Carpathians. *Knih. Zem. Plyn Nafta, 9a, 25 – 54.*

Mišík, M., 1990: Substratum of the Flysch and the Klippen Belt of the West Carpathians. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 45, 21 – 30.*

Mišík, M., Rakús, M., Michalík, J., Mock, R., Ďurkovič, T., Koráb, T., Marschalko, R., Mello, J., Polák, M. & Jablonský, J., 1990: Paleogeographic development of the West Carpathians: Anisian to Oligocene. *In: M. Rakús, J. Dercourt & A. E. M. Nairn (eds.): Evolution of the Northern margin of Tethys. Mém. Soc. géol. France, 154/III, 39 – 62.*

Mišík, M., 1991: Pebble composition and source of Senonian Valchov Conglomerates (Brezovské and Čachtické Karpaty Mts.). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 47, 5 – 35.*

Mišík, M., Sýkora, M. & Jablonský, J., 1991: Strihovské zlepence a juhomagurská kordiliera. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 14, 7 – 72.*

Mišík, M., Sýkora, M., Mock, R. & Jablonský, J., 1991: Paleogene Proč Conglomerates of the Klippen Belt in the West Carpathians, material from Neopieninic Exotic Ridge. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 46, 9 – 101.*

Řehánek, J. & Mišík, M., 1991: New Upper Cretaceous cyst *Pithonella siniformis* n. sp. (Calciodinellaceae) from Eastern Algeria. *Geol. Carpath., 42, 2, 111 – 116.*

Mišík, M., Jablonský, J., Ožvoldová, L. & Halásová, E., 1991: Distal turbidities with pyroclastic material in Malmian radiolarites of the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians). *Geol. Carpath., 42, 6, 341 – 360.*

Mišík, M. & Jablonský, J., 1991: Podklady k paleogeografickej mapke albu Západných Karpát. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 15, 7 – 23.*

Mišík, M., 1992: Pieniny Klippen Belt in relationship with Mesozoic and Tertiary volcanism. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 16, 47 – 64.*

Kantor, J. & Mišík, M., 1992: Isotopic composition of oxygen and carbon in selected Mesozoic and Tertiary limestones and dolomites in Slovakia. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen., 15, 7 – 27.*

Mišík, M., 1993: Carbonate rhombohedra in nodular cherts: Mesozoic of the West Carpathians. *J. sed. Petrology, 63, 2, 275 – 281.*

Mišík, M., 1993: Vývoj čorštýnskej submarinnej elevácie (pieninské bradlové pásmo) počas strednej jury až spodnej kriedy. *In: M. Rakús & J. Vozár (eds.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Konf., Symp., Sem., Bratislava, GÚDŠ, 87 – 93.*

Mišík, M. & Sýkora, M., 1993: Jurassic submarine scarp breccia and neptunian dykes from the Kyjov – Pusté Pole klippen (Czorsztyn Unit). *Miner. Slov. (Bratislava), 25, 411 – 427.*

Soták, J. & Mišík, M., 1993: Jurassic and Lower Cretaceous dasycladacean algae from the West Carpathians. *Boll. Soc. paleont. ital., Spec. Vol. 1, 383 – 404.*

Mišík, M., 1994: Senonian continental sediments with marine intercalation (Gosau complex) in the basement of Slovakian part of Vienna basin (borehole Gajary Ga-125). *Miner. Slov. (Bratislava), 26, 297 – 310.*

Mišík, M., 1994: Authigenic feldspars in carbonate rocks of the Western Carpathians. *Geol. Carpath., 45, 2, 103 – 111.*

Mišík, M., 1994: Senonian paleogeography of the Central Western Carpathians. *Abstract Book, IGCP 362 Project, Annual Meeting, Smolenice 1994, 53 – 56.*

Mišík, M. & Aubrecht, R., 1994: The source of rock fragments in the Jurassic crinoidal limestones of the Pieninicum (Klippen Belt, Western Carpathians). *Geol. Carpath., 45, 3, 159 – 170.*

Mišík, M. & Soták, J., 1994: Fresh-water Upper Turonian-Coniacian limestones. *Abstract Book in the IGCP 362 Project Annual meeting, Smolenice, 121 – 123.*

Mišík, M., Sýkora, M. & Aubrecht, R., 1994: Middle Jurassic scarp breccia with clefts filled by Oxfordian and Valanginian – Hauterivian sediments, Krasin near Dolná Súča (Pieniny Klippen Belt, Slovakia). *Geol. Carpath., 45, 6, 343 – 356.*

Mišík, M., Siblík, M., Sýkora, M. & Aubrecht, R., 1994: Jurassic brachiopods and sedimentological study of the Babiná klippe near Bohunice (Czorsztyn Unit, Pieniny Klippen Belt). *Miner. Slov. (Bratislava), 26, 225 – 266.*

Mišík, M., Sýkora, M., Ožvoldová, L. & Aubrecht, R., 1994: Horná Lysá (Vršatec) a new variety of the Kysuca Succession in the Pieniny Klippen Belt. *Miner. Slov. (Bratislava), 26, 7 – 19.*

Mišík, M., 1995: Selective silicification of calcitic fossils and bioclasts in the West-Carpathian limestones. *Geol. Carpath., 46, 3, 151 – 159.*

Mišík, M., 1995: Authigenic quartz crystals in the Mesozoic and Paleogene carbonate rocks of the Western Carpathians. *Geol. Carpath., 46, 4, 227 – 239.*

Mišík, M., Sýkora, M., Siblík, M. & Aubrecht, R., 1995: Sedimentology and brachiopods of the Lower Jurassic Lúty Potok Limestone

(Slovakia, West Carpathian Klippen Belt). *Geol. Carpath., 46, 1, 41 – 51.*

Mišík, M., 1996: O sedimentačnom priestore klapskej jednotky. *Miner. Slov. (Bratislava), 28, 73 – 75.*

Mišík, M., 1996: Silica spherulites and fossil silcretes in carbonate rocks in the Western Carpathians. *Geol. Carpath., 47, 2, 81 – 105.*

Mišík, M., Aubrecht, R., Sýkora, M. & Ožvoldová, L., 1996: New lithostratigraphic units in the Klippen Belt. *Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 1, 17 – 19.*

Mišík, M., 1997: Stratigrafické a priestorové rozmiestnenie vápencov s kalcitovými, chamositovými, hematitovými a illitovými ooidmi v Západných Karpatoch. *Miner. Slov. (Bratislava), 29, 2, 83 – 112.*

Mišík, M., 1997: Slovak part of the Pieniny Klippen Belt after the pioneer works of D. Andrusov. *Geol. Carpath., 48, 209 – 220.*

Mišík, M. & Šucha, V., 1997: Chlorite and chlorite-hematite oncoids from the Jurassic limestones of the Western Carpathians, Slovakia. *Geol. Carpath., 48, 2, 85 – 98.*

Faupl, P., Császár, G. & Mišík, M., 1997: Cretaceous and Paleogene sedimentary evolution in the Eastern Alps, Western Carpathians and the North Panonian region: An overview. *Acta geol. hung., 40, 3, 273 – 305.*

Aubrecht, R., Mišík, M. & Sýkora, M., 1997: Jurassic synrift sedimentation on the Czorsztyn Swell of the Pieniny Klippen Belt in Western Slovakia. *In: D. Plašienka, J. Hók, J. Vozár & M. Elečko (eds.): Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas. Internat. conf., Sept. 1997, Introduct. articles to the excursion. Bratislava, GS SR, 53 – 64.*

Michalík, J., Baráth, I., Boorová, D., Halásová, E., Mišík, M., Ožvoldová, L., Rakús, M., Reháková, D., Salaj, J. & Soták, J., 1997: Stratigrafické národné referenčné profily na Slovensku. *Miner. Slov. (Bratislava), 29, 159 – 163.*

Mišík, M., 1998: Pieninia oblonga – skeletal parts or endoparasites of Keratosa sponges? *Geol. Carpath., 48, 6, 401 – 407.*

Mišík, M., 1998: Stratigrafické horizonty a fácie s vápnitými onkoidmi, mikroonkoidmi a pizoidmi v Západných Karpatoch. *Miner. Slov. (Bratislava), 30, 3, 195 – 216.*

Mišík, M., 1998: Peculiar types of thin veins in the Mesozoic carbonates and silicites of the Western Carpathians. *Geol. Carpath., 29, 4, 271 – 278.*

Mišík, M. & Soták, J., 1998: "Microforaminifers" – a special fauna of organic-walled foraminifera from the Callovian Oxfordian limestones of the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians). *Geol. Carpath., 49, 2, 109 – 123.*

Aubrecht, R., Mišík, M., Sýkora, M. & Šamajová, E., 1998: Kontroverzné bradlo čorštýnskej jednotky v Bolešovskej doline medzi Nemšovou a Pruským. *Miner. Slov. (Bratislava), 30, 431 – 442.*

Mišík, M., 1999 Príspevok k litológii a paleogeografii rádiolaritov zo Západných Karpát. *Miner. Slov. (Bratislava), 31, 5 – 6, 491 – 506.*

Mišík, M., Adamcová, R. & Sobotková, P., 1999: Geology and engineering geological problems of the Trenčín castle rock. *Acta geol. Univ. Comen., 54, 53 – 63.*

Mišík, M., Soták, J. & Ziegler, V., 1999: Serpulid worms *Mercierella* Fauvel, *Durandella* Dragastan and *Carpathiella* nov. gen. from the Jurassic, Cretaceous and Paleogene of the Western Carpathians. *Geol. Carpath., 50, 4, 305 – 312.*

Mišík, M. & Jablonský, J., 2000: Lower Triassic quartzites of the Western Carpathians: transport directions, source of clastics. *Geol. Carpath., 51, 4, 251 – 264.*

Repčok, I., Mišík, M., Eliáš, K., Ferenčíková, E., Harčová, E., Jablonský, J. & Rúčka, I., 2000: Extremely isotopically heavy sulphur in baryte concretions from Slovakia. *Geol. Carpath., 51, 5, 301 – 308.*

Mišík, M., 2001: Anatomy of chert nodules in Mesozoic limestones (Western Carpathians). *Miner. Slov. (Bratislava), 33, 313 – 342.*

Mišík, M. & Rojkovič, I., 2002: Mangánová mineralizácia v Lednici a Mikušovciach – pieninské bradlové pásmo. *Miner. Slov. (Bratislava), 34, 5 – 6, 303 – 320.*

Mamet, B. & Mišík, M., 2003: Marine carboniferous algae from metacarbonates of the Ochtina Formation (Gemeric Unit, Western Carpathians). *Geol. Carpath., 54, 1, 3 – 8.*

Mišík, M. & Aubrecht, R., 2004: Some notes concerning mineralized hardgrounds (Jurassic and Cretaceous, Western Carpathians). Were all hardgrounds always hard from the beginning? *Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 10, 3, 182 – 202.*

Mišík, M. & Morycowa, E., 2004: Sklearktinie z oksfordu sukcesji czorsztyńskiej ze skałki zamku Vršatec v zachodniej Slovacji (Karpaty zachodnie, Pieninski Pas Skalkowy). 5. Paleont. Konferencia – Zborník abstraktov. *Bratislava, ŠGÚDŠ, 75 – 76.*

Mišík, M. & Morycowa, E., 2004: Upper Jurassic and Lower Cretaceous scleractinian corals from the exotic pebbles – Pieniny Klippen Belt, Slovakian West Carpathians. *Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 10, 4, 313 – 321.*

Rojkovič, I., Aubrecht, R. & Mišík, M., 2004: Mineral and chemical composition of manganese hardgrounds in Jurassic limestones of the Western Carpathians. *Geol. Carpath., 54, 5, 317 – 329.*

Aubrecht, R., Krobicki, M., Sýkora, M., Mišík, M., Boorová, D., Schlögl, J., Šamajová, E. & Golonka, J., 2006: Early Cretaceous hiatus in the Czorsztyn succession (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians): submarine erosion or emersion. *Ann. Soc. geol. Pol., 76, 161 – 196.*

Mišík, M., Reháková, D. & Soták, J., 2006: Microbial boring activity in the Jurassic, Cretaceous and Tertiary limestones of the Western Carpathians. *Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 12, 2, 123 – 137.*

Odborné a popularizačné práce

Mišík, M., 1952: Dekoračné kamene Bratislavy. *Prír. a Spoloč.*

Mišík, M., 1952: Po stopách pravekov. *Prír. a Spoloč., 1, 6.*

Mišík, M., 1952: O vzniku spraše. *Prír. a Spoloč.*

Mišík, M., 1953: Čo vieme o zrodení horstiev. *Prír. a Spoloč., 2, 10.*

Mišík, M., 1954: Vzácne kovy kedysi a dnes. *Prír. a Spoloč., 3, 10, 473 – 474.*

Mišík, M., 1956: Zlato v dunajských náplavoch. *Prír. a Spoloč., 5, 6, 276 – 277.*

Mišík, M. & Švagrovský, J., 1960: Ako sa vyvíjal život? *Život, 10, 8, 6.*

Mišík, M., 1960: Ako vznikli Vysoké Tatry. *Prír. a Spoloč.*

Mišík, M., 1960: Slovensko – morské dno? *Prír. a Spoloč., 9, 18, 3.*

Mišík, M., 1961: V okolí Bratislavy pred 10 miliónmi rokov. *Prír. a Spoloč., 10, 15, 6 – 8.*

Mišík, M., 1961: Tenger Szlovákia területén? *Természet és társadalom, 7, 7, 18 – 20.*

Mišík, M., 1961: Svedkovia dávnych dôb. *Smena.*

Mišík, M., 1961: Nové formy a metódy výuky. *In: Zbor. Za dôsledné spojenie vysokej školy so životom.*

Mišík, M., 1965: Korálové útesy. *Svet socializmu, 15, 34.*

Mišík, M., 1965: Ostrov slnka Kuba (10 pokračovaní). *Ľud,* júl až august.

Mišík, M., 1966: Kedy vznikol život. *Prír. a Spoloč., 15, 9, 11.*

Mišík, M., 1966: Náhoda a objavy. *Prúd, 1, 8, 16 – 19.*

Mišík, M., 1966: Priorita a etika vo vedeckej práci. *Svet vedy, 5, 304 – 307.*

Mišík, M., 1966: Kontinenty cestujú. *Prír. a Spoloč., 15, 24, 49 – 52.*

Lukáč, R., Krist, E. & Mišík, M., 1969: Metodické poznámky k vyučovaniu geológie v 2. ročníku gymnázia. *Bratislava, SPN, 34 – 56.*

Mišík, M., 1971: Poznámky k príprave a vedeniu geologických exkurzií. *Přír. Vědy Šk., 22, 8, 210 – 211.*

Mišík, M., 1972: Ako možno objaviť nový minerál? *Nedeľná Pravda.*

Mišík, M., 1972: Kontinenty v pohybe. *Nové Slovo (Tribúna materialistickej vedy), 14, 10* (9. 3. 1972).

Mišík, M., 1972: Klimatické zmeny v minulosti Zeme. *Nové Slovo (Tribúna materialistickej vedy), 14, 28* (13. 7. 1972).

Mišík, M., 1972: Science fiction a vyučovanie geológie. *Přír. Vědy Šk., 24, 1, 15 – 16.*

Mišík, M., 1973: Človek ako geologický činiteľ. *Prír. a Spoloč., 22, 14, 2 – 6.*

Mišík, M., 1974: Otázka tvorby a ochrany životného prostredia aj do škôl. *Učiteľské noviny, 24, 2, 3.*

Mišík, M., 1974: Vznik pohorí a pohyb kontinentov v zmysle koncepcie tzv. globálnej tektoniky. *In: Geológia a vedecký svetový názor. Bratislava, ÚV Socialistickej akadémie SSR, 117 – 125.*
Mišík, M., 1976: Objavy v obrátenom poradí. *Prír. a Spoloč., 25, 10, 26 – 27.*
Mišík, M., 1978: Je zemetrasenie hrozbou ľudstvu? *Prír. a Spoloč., 27, 1, 18 – 23.*
Mišík, M., 1979: Poznávajme stavebné a dekoračné kamene Bratislavy (súťaž). *Elektrón, 7, 6, 52 – 53.*
Mišík, M., 1980: K najbližším sopkám. *Prír. a Spoloč., 29, 3, 52 – 57.*
Mišík, M., 1988: Katastrofy v dejinách Země. *Prír. a Spoloč., 21, 50 – 51.*
Mišík, M., Samuel, O. & Mesároš, Š., 1990: Potopa sveta a potupa vedy. *Národná obroda, 3, 11, 7.*
Mišík, M., 1991: O horoskopoch a aj o inom. *Smena na nedeľu (27. 12. 1991), s. 5.*
Mišík, M., 1993: Potopa sveta. *Literárny týždenník, 33, 13.*
Mišík, M., 1994: Vysoké školy po eufórii. *Tvorba, T 4, 13, 25.*
Mišík, M., 1995: Také malé počudovanie. *Literárny týždenník, 15, 5.*
Mišík, M., 1995: Geologické koníčky. *Miner. Slov., 27, 5, Geovest., 8 – 9.*
Mišík, M., 1995: Vzťah prírody a človeka v diele P. Teilharda de Chardin. Viera, veda, spoločnosť. *In: Zbor. prednášok na tému Človek. 5. Bratislava, Alfa-konti, 103 – 106.*
Mišík, M., 1996: Slovenské vína a vinohrady z hľadiska geológie. *Miner. Slov., 28, 6, Geovest., s. 14.*
Mišík, M., 1996: Šarapatili u nás ufóni? (Polemika). *Slovenská Republika – Víkend, 3, 5/27. 7.*
Mišík, M., 1996: Tatranský šarkan nelietal. *Slovenská Republika – Víkend, 3, 11 (15. 3. 1996), s. 18.*
Mišík, M. & Aubrecht, R., 1996: Pamiatke Doc. RNDr. Rudolfa Mocka, CSc. *Miner. Slov., 28, 6, Geovest., 15 – 16.*
Mišík, M. & Vlčko, J., 1997: Z čoho sú postavené a na čom stoja slovenské hrady. 1. časť. *Geografia – čas. Pre zákl. stredné a vysoké školy, 5, 2, 54 – 57.*
Mišík, M. & Vlčko, J., 1997: Z čoho sú postavené a na čom stoja slovenské hrady. 2 časť. *Geografia – čas. Pre zákl. stredné a vysoké školy, 5, 3, 96 – 98.*
Mišík, M. & Vlčko, J., 1997: Z čoho sú postavené a na čom stoja slovenské hrady. 3. časť. *Geografia – čas. Pre zákl. stredné a vysoké školy, 5, 4, 140 – 142.*
Mišík, M., 1998: Milionročný svedkovia – čo prezrádzajú dekoračné a stavebné kamene Bratislavy. *Quark, 4, 1, 22 – 25.*
Mišík, M., 1998: O tzv. geopatogénnych zónach a geopatogénnom strese. *Miner. Slov., 31, Geovest., 1 – 2.*
Mišík, M., 1998: O čom premýšľajú učitelia geológie. *Miner. Slov., 35, Geovest., s. 13.*
Mišík, M., 1998: V hlbinách vôd a času. Ponáranie na dno slovenských morí a oceánov. *Quark, 3, s. 28.*
Mišík, M., 2000: Pseudoveda – podpora vpádu iracionality do našej súčasnosti. *OS Forum občianskej spoločnosti, 5, 38 – 40.*
Mišík, M., 2000: Usvedčujúca geológia (geológia v službách kriminalistiky). *Quark, 12, 18 – 19.*
Mišík, M., 2001: Konkrécie – hračky prírody. *Quark, 7, 18 – 19.*
Mišík, M., 2002: Kde vznikol život? *Quark, 3, 20 – 21.*
Mišík, M., 2002: K najstarším dejinám nášho územia. Tvrdá kôrka na morskom dne. *Quark, 6, 21 – 22.*
Mišík, M. & Hornáčková, A., 2003: Skameneliny v bájach a mýtoch – poučenie z omylov. Biológia, ekológia, chémia. *Časopis pre školy, 8, 4, 25 – 29.*

Za RNDr. Zuzanou Siráňovou, PhD.

(11. 11. 1960 – 27. 8. 2011)

The remembrance of RNDr. Zuzana Siráňová, PhD.



V posledných augustových dňoch nás prekvapila správa o náhlom a nečakanom úmrtí našej kolegyne a kamarátky Zuzky Siráňovej.

Zuzka Siráňová sa narodila 11. novembra 1960 v Handlovej. Základnú školu ukončila v r. 1975 a v r. 1980 zmaturovala na gymnáziu Ladislava Sáru v Bratislave. V rokoch 1981 až 1985 študovala na Prírodovedeckej fakulte UK v Bratislave, odbor geochémia, základná a ložisková geológia. V r. 1986 získala titul *doktor prírodných vied* (RNDr.) a v r. 2007 obhajobou dizertačnej práce s názvom *Petrologická charakteristika terestrických a plytkomorských sedimentov vnútrokarpatského paleogénu Hornádskej kotliny* na Prírodovedeckej fakulte UK vedeckoakademický titul Philosophiae Doctor (PhD.).

Doktorka Siráňová nastúpila do pracovného pomeru na Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave v r. 1986. Spočiatku pracovala na oddelení hlbinnej stavby, kde sa venovala petrografii sedimentov flyšového pásma a petrografii sedimentov hlbinných vrtov východného Slovenska. Od r. 1990 pracovala na oddelení mezozoika a paleogénu a od r. 2011 na oddelení predterciérnych útvarov a paleogénu, kde riešila problematiku spojenú s petrológiou a petrografiou paleogénnych sedimentov podtatranskej skupiny a vonkajšieho flyšového pásma a neogénnych sedimentov vnútrohorských paniev. Doktorka Siráňová študovala sedimenty vo flyšovom pásme v račianskej a bystrickej jednotke Oravských Beskýd a Javorníkov, Nízkych Beskýd a Bielych Karpát. V Spišskej Magure, Hornádskej kotline, Levočských vrchoch, Žilinskej kotline, Turčianskej kotline, Horehronskom podolí a na Orave študovala sedimenty vnútrokarpatského paleogénu. Petrograficky vyhodnocovala sedimenty mezozoika a paleogénu Starohorských vrchov, paleogénu a neogénu Považského Inovca, Malých Karpát, Záhorskej nížiny a Hornonitrianskej kotliny a kvartérne obliaky z Trnavskej pahorkatiny. Jej pracovné výsledky sú súčasťou základných geologických máp 1 : 25 000, regionálnych geologických máp 1 : 50 000 a Vysvetliviek ku geologickým mapám 1 : 50 000, ako aj monografie Geológia južnej a východnej Oravy.

Doktorka Siráňová vydala niekoľko vedeckých článkov, v ktorých riešila najmä problematiku paleogénnych sedimentov oblasti Levočských vrchov, čo bola z profesionálneho hľadiska jej najobľúbenejšia oblasť.

Doktorka Siráňová bola sedimentologička. Jej odchodom strácame aj jej bohaté profesionálne skúseností, vedomosti a zmysel pre trpezlivý detailný výskum. Zuzka, budeš nám chýbať.

Česť Tvojej pamiatke!

A. Zlinská a *I. Filo*

Za Ondrejom Frankom – nestorom hydrogeotermálneho výskumu na Slovensku

The remembrance of Ondrej Franko – Nestor of the hydrogeothermal research in Slovakia



RNDr. Ondrej Franko, DrSc., sa narodil 24. mája 1931 v Párnici, okres Dolný Kubín. V roku 1951 zmaturoval na žilinskom Pedagogickom gymnáziu a v roku 1956 absolvoval vedný odbor hydrogeológia na Geologicko-geografickej fakulte Karlovej univerzity v Prahe. V roku 1964 získal titul RNDr., v roku 1968 vedeckú hodnosť CSc. a v roku 1991 DrSc. Po krátkom pôsobení na Ústave stavebnej geológie v Žiline prešiel v roku 1958 do Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave, kde pôsobil až do odchodu do dôchodku v roku 1995.

Jeho cieľavedomá, húževnatá a pracovitá povaha našla svoj odraz v celoživotnej práci v oblasti hydrogeológie a geotermálnej energie na Slovensku. Počas celého života získaval bohaté skúsenosti nielen v oblasti hydrogeologického výskumu podzemných, minerálnych a termálnych vôd mnohých regiónov Slovenska, ale aj v metodicko-teoretickej, odborno-organizačnej a informačno-popularizačnej činnosti. Počas svojho pôsobenia vychoval niekoľko generácií svojich pokračovateľov, ktorí ďalej tvorivo rozvíjajú problematiku využívania geotermálnej energie na Slovensku.

V roku 1960 vypracoval projekt „Základný hydrogeologický výskum Juhoslovenskej uhoľnej panvy vo vzťahu k CO_2“ a autorsky sa podieľal na práci „Minerálne vody Juhoslovenskej uhoľnej panvy“. V rokoch 1962 – 1968 bol hlavným riešiteľom projektu „Základný hydrogeologický výskum bojnických termálnych vôd vo vzťahu k ťažbe uhlia na nováckom ložisku“. Problematiku bojnických termálnych vôd zhrnul vo svojej kandidátskej dizertačnej práci „Bojnické termálne vody“, ktorú v roku 1968 úspešne obhájil. Poznatky o bojnických termálnych vodách zosumarizoval v monografii vydanej v roku 1970. V rokoch 1969 – 1970 získal medzinárodné skúsenosti spoluprácou na projekte OSN v Salvadore a v roku 1981 sa zúčastnil expertnej misie v Alžírsku. Od 70. do polovice 80. rokov minulého storočia sa venoval projektu základného výskumu priestorového rozloženia zemského tepla a vyhľadávaniu geotermálnych zdrojov v Západných Karpatoch. V rámci tohto projektu boli v komárňanskej kryhe realizované 3 geotermálne vrty, v centrálnej depresii Podunajskej panvy 12 geotermálnych vrtov a v Liptovskej kotline 2 geotermálne vrty, pričom všetky uvedené vrty boli úspešné. Počas riešenia tohto projektu sa venoval širokému spektru problémov – príprave a realizácii projektov geotermálnych vrtov, praktickému štúdiu štruktúr geotermálnych vôd a výpočtu zásob termálnych vôd, vymedzeniu perspektívnych hydrogeotermálnych oblastí Slovenska, ako aj metodicko-teoretickým otázkam – genéze termálnych vôd vo vzťahu k ich exploatácii, metodike hodnotenia tepelno-energetického potenciálu, metodike zostavovania geotermálnych máp, objasneniu pôvodu CO_2, zisťovaniu pôvodu a absolútneho veku geotermálnych vôd pomocou izotopov či vymedzeniu podmienok využitia tepla suchých hornín.

Za 20 rokov (1970 – 1990) skúmania geotermálnych pomerov Slovenska boli získané cenné údaje o geologicko-tektonických, hydrogeotermálnych a hydrogeochemických pomeroch Slovenska umožňujúcich zostavenie úrovňových máp. Ako jeden z hlavných autorov zosumarizoval tieto poznatky v roku 1995 v jedinečnom súbornom diele – Atlase geotermálnej energie Slovenska. Atlas je doteraz odbornou verejnosťou považovaný za kľúčový zdroj informácií v tejto problematike.

V rámci svojho aktívneho pôsobenia, ktoré trvalo až do posledných dní jeho života, bol RNDr. Ondrej Franko, DrSc., autorom alebo spoluautorom viac ako 140 pôvodných vedeckých publikácií, viac ako 160 záverečných správ výskumných úloh a štúdií, pričom bol zodpovedným riešiteľom desiatich geologických úloh celoštátneho významu, bol autorom a spoluautorom mnohých metodických a teoretických prác. Za všetky azda treba menovite uviesť aspoň jednu, významnú a nadčasovú – je ňou „Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát“ z roku 1975, kde možno nájsť nielen regionálny prehľad, ale aj detailné spracovanie vtedajších poznatkov, ktoré však majú stále čo povedať aj dnešnému čitateľovi.

Za bohatú odbornú činnosť získal mnohé vyznamenania – Zlatú plaketu Dionýza Štúra za zásluhy v prírodných vedách, udelenú SAV v roku 1991, a v tom istom roku mu predsedníctvo SNR udelilo Národnú cenu Slovenskej republiky za poznanie zákonitostí rozšírenia geotermálnej energie. Pri príležitosti 60. výročia založenia ŠGÚDŠ mu bola v roku 2000 udelená zlatá medaila za rozvoj geológie na Slovensku a propagácie Slovenska vo svete a v roku 2010 pri príležitosti 70. výročia založenia Ústavu mu bola udelená pamätná medaila za prínos pre rozvoj ústavu.

Dňa 10. septembra 2011 nás RNDr. Ondrej Franko, DrSc., navždy opustil. Ťažko je uviesť všetky práce a činnosti, na ktorých sa počas svojho mimoriadne plodného pracovného pôsobenia podieľal, a do ktorých priniesol svoj neoceniteľný vstup. Možno len konštatovať, že mu ako priekopníkovi hydrogeotermie na Slovensku za jeho prínos patrí obdiv a vďaka jeho kolegov, spolupracovníkov i nasledovníkov.

Chceme veriť, že dielo RNDr. Ondrej Franka, DrSc., ostane prítomné v každodennej hydrogeotermálnej i hydrogeologickej praxi, kde tvorilo a naďalej bude tvoriť míľnik na ceste k poznaniu tohto nevšedného a na Slovensku stále veľmi zaujímavého bohatstva.

Česť jeho pamiatke!

Peter Malík

PÔVODNÉ ČLÁNKY – ORIGINAL PAPERS

Tuček, Ľ., Radvanec, M., Derco, J., Čechovská, K., Németh, Z. & Šťastný, P.
Stabilization of the fly ash emission after the combustion of black coal by the reaction with H_2O and CO_2: The temperature and pressure conditions and time duration of artificial carbonatization in the experimental study
Stabilizácia emisií popolčeka po spaľovaní čierneho uhlia jeho reakciou s H_2O a CO_2: Optimalizácia teplotno-tlakových parametrov a dĺžky trvania umelej karbonatizácie 83

Lintnerová, O., Mangová, K., Líška, L. & Špánek, P.
Geochemická charakteristika vývoja pôd na povrchu rekultivovaného odkaliska pri Smolníckej Hute
Geochemical characteristics of the soil evolution on the top of reclaimed tailing impoundment near Smolnícka Huta village (Slovakia) 95

Ondrejka, P., Liščák, P., Pauditš, P. & Papčo, J.
Use of GNSS Technology in Engineering Geology in Slovakia
Aplikácia technológie GNSS v inžinierskej geológii na Slovensku 111

Petro, Ľ., Bóna, J., Kováčik, M., Fussgänger, E., Antonická, B. & Imrich, P.
The Cave under the Spišská hill: Preliminary monitoring results of the block movements
Jaskyňa pod Spišskou – predbežné výsledky monitorovania blokových pohybov 121

Michalík, J. & Vlčko, J.
Genéza strednojurských brekcií v devínskej jednotke Malých Karpát
Genesis of the Middle Jurassic breccias in the Devín Unit of the Malé Karpaty Mts. 129

Majdán, M., Michálek, J. & Galko, I.
Príspevok k poznaniu ortorúl z kontaktu Kremnických vrchov, Starohorských vrchov a Veľkej Fatry
Contribution to the knowledge of orthogneisses from the contact of the Kremnické vrchy Mts., Starohorské vrchy Mts. and Veľká Fatra Mts. (Western Carpathians, Slovakia) 137

Bačová, N.
Makrochemické zloženie minerálnych vôd východoslovenského úseku flyšového pásma Západných Karpát
Macrocomposition of mineral waters in the East Slovakian segment of the Flysch Belt of the Western Carpathians . . 147

Madarás, J., Pažák, P., Franek, P. & Fojtíková, L.
Tektonická interpretácia zemetrasenia v severnom Maďarsku 29. januára 2011
Tectonic interpretation of the earthquake in Northern Hungary, 29. January 2011 157

Fazekaš, J.
Deformačné zmeny kaustobiolitov v procese diagenézy v terciérnych uhoľných ložiskách Hornonitrianskej kotliny
Deformation overprint of caustobioliths during the diagenetic process in the Hornonitrianska kotlina Tertiary coal basin (Slovakia) 163

GEOvestník

Dwornik, M., Kováčová, M., Zahradníková, B., Majka, J., Zahradník, L., Gregáňová, M., Kondela, J., Štrba, Ľ., Vizi, L., Bazarnik, J., Drzymała, M., Duš-Picheta, A. & Maruta, M.
Herlandia 2011. 12th International Conference of Young Geologists. Kamienica, Poland; 28. – 30. April 2011
Herlandia 2011. Medzinárodná konferencia mladých geológov, 12. ročník. Kamienica, Poľská republika; 28. – 30. apríla 2011 171

Ozdínová, S.
Skáčuci šváb *„Skok svaba“* – svetový úspech slovenského paleontológa z Geologického ústavu SAV
The jumping cockroach “Skok svaba” – worldwide succes of the Slovak paleontologist from the Geological Institute SAS 190

Obsah pokračuje na strane „iv“ v úvode čísla/for continuation see p. “iv” at the beginning of the number.