

1 B 19 b



GEOLOGICKÉ PRÁCE

ISSN 0433-4795

SPRÁVY

112

Ústredná geologická knižnica SR
ŠGÚDŠ



3902001016642

**GEOLOGICKÉ
PRÁCE
SPRÁVY 112**

Vedecký redaktor

RNDr. Ladislav Šimon, PhD.

Členovia redakčnej rady

RNDr. F. Bakoš, PhD., RNDr. K. Fordinál, PhD., RNDr. A. Klukanová, CSc., RNDr. M. Kohút, CSc., RNDr. J. Maglay, RNDr. P. Malík, CSc., RNDr. M. Ondrášik, PhD., RNDr. A. Nagy, CSc., RNDr. P. Šiman, PhD.

ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 2006



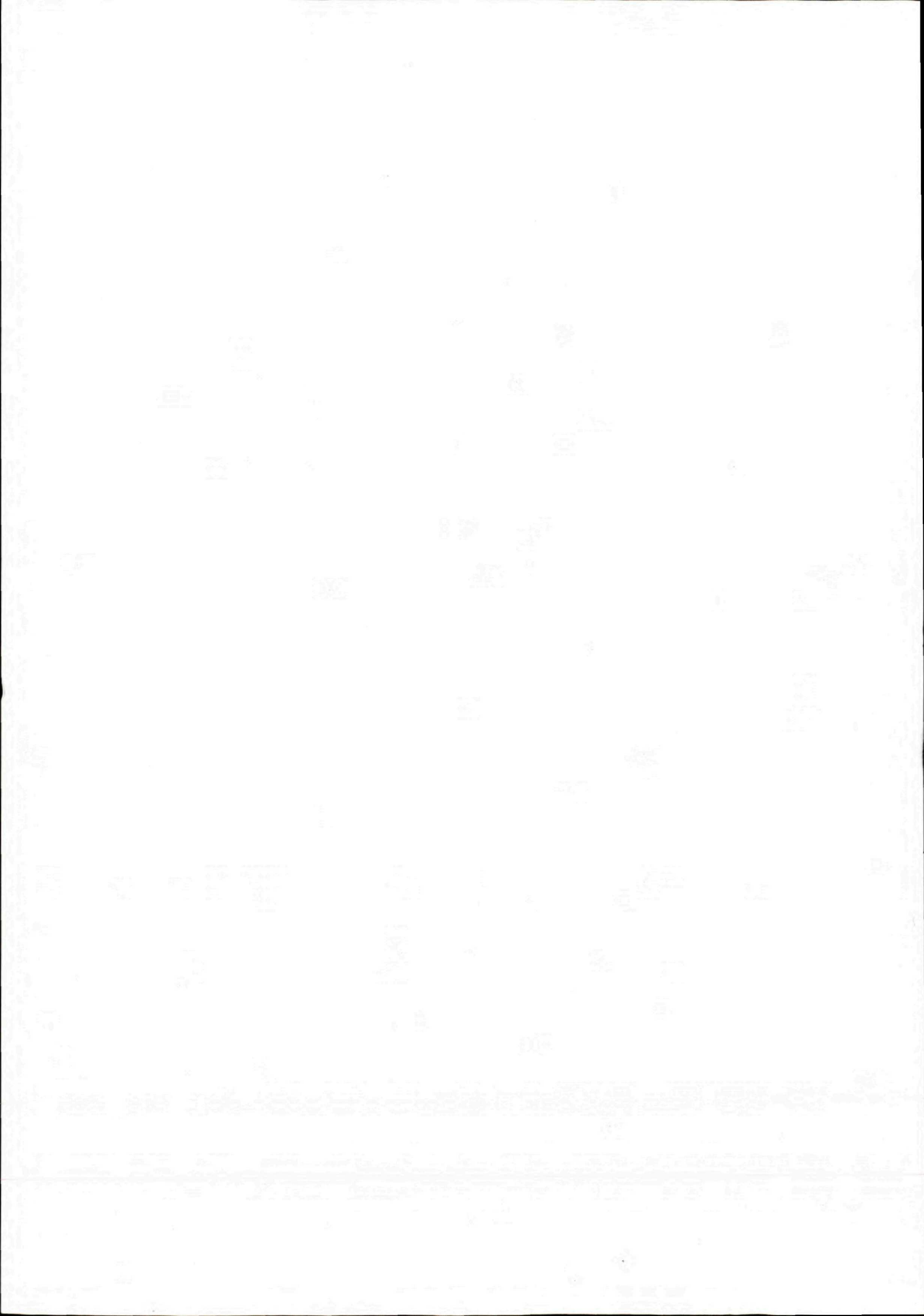
GEOLOGICKÉ PRÁCE

SPRÁVY

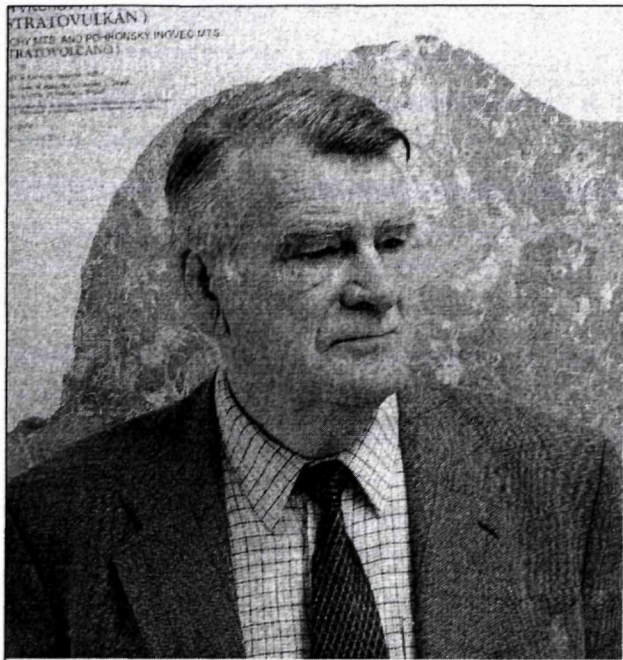
112

Obsah

<i>Elečko, M. a L. Šimon: Na sedemdesiatiny RNDr. Vlastimila Konečného, CSc.</i>	7
<i>Elečko, M.: Životné jubileum RNDr. Milana Poláka, CSc.</i>	15
<i>Kordík J.: Využitie štatistických a grafických metód pri hodnotení charakteristiky a časového vývoja distribúcie dusičnanov v podzemných vodách Slovenska</i>	21
<i>Paudiš, P.: Hodnotenie náchylnosti územia na zosúvanie s využitím štatistických metód v prostredí GIS</i>	41
<i>Marcin, D.: Hydrogeologické štruktúry minerálnych vôd vo flyšovom pásme východnej časti Slovenska</i>	59
<i>Ondrášik, M.: Vplyv štruktúry pórov a vlastností vody uzavretej v nich na rozpad hornín</i>	79



Na sedemdesiatiny RNDr. Vlastimila Konečného, CSc.



RNDr. Vlastimil Konečný, CSc., sa narodil 25. 5. 1935 v Luhačoviciach (okres Zlín) v rodine roľníka. Po skončení základnej školy (1945) a strednej školy (1950) prešiel študovať na Gymnázium Komenského v Uherskom Brode, ktoré skončil v roku 1953. V štúdiu pokračoval na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského v Bratislave v odbore geológia so špecializáciou geológia ložísk, ktoré skončil v roku 1959. Po skončení štúdia nastúpil v roku 1959 do zamestnania v Geologickom ústave D. Štúra v Bratislave v oddelení neovulkanitov. Po vykonaní základnej vojenskej služby (1959 – 1961) nepretržite pracoval v oddelení neovulkanitov. V následníckej Geologickej službe SR a Štátnom geologickom ústave D. Štúra pracoval až do odchodu do dôchodku v roku 2006 v oddelení neogénu a neovulkanitov, resp. neogénu a kvartéru. Titul doktora prírodných vied (RNDr.) získal v roku 1968. V roku 1970 obhájil kandidátsku dizertačnú prácu na tému *Litofaciálna analýza stavby vulkanosedimentárnych foriem južnej periférie neovulkanitov* (školiťel prof. RNDr. M. Kuthan, CSc.). V uvedenej práci nadviazal na moderné faciálne analýzy vulkanických hornín, ktoré ďalej rozpracoval, a s jej využitím urobil rekonštrukciu vulkanických foriem v oblasti južných okrajov Krupinskej vrchoviny. Vymedzil a charakterizoval dovtedy neznáme vulkanické štruktúry neogénneho veku (raný báden), ktoré sa vyvíjali v plytkom morskem prostredí, resp. v oblasti litorálu (vinická, čelovská a lysecká formácia). Definoval ich vulkanické centrá a mechanizmus vulkanických procesov a urobil rekonštrukciu vývojových štádií vulkanických

štruktúr. Výsledky sú zhrnuté v monografickej práci *Geológia Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny* (Vass, Konečný, Šefara et al., 1979).

Metodiku litofaciálnej analýzy uplatnil pri mapovaní a rekonštrukcii stavby a vývoja neogénnych stratovulkánov v oblasti stredného Slovenska, najmä v oblasti stratovulkánu Javoria a štiavnického stratovulkánu, pri mapovaní a zostavovaní geologických máp v mierke 1 : 25 000 a 1 : 50 000. Predložil novú koncepciu stavby štiavnického stratovulkánu, pričom jeho vývoj rozčlenil na niekoľko etáp, definoval kalderu a vulkanotektonickú hrasť sformovanú v záverečnom období. Výsledky publikoval v domácich aj zahraničných odborných časopisoch. V rámci metalogenetických projektov v spolupráci s ložiskovými geológmi zostavil geologické mapy centrálnych vulkanických zón stratovulkánu Javoria (Konečný et al., 1983) a štiavnického stratovulkánu (Konečný, Lexa et al., 1993) v mierke 1 : 10 000. Prispel tým k vyriešeniu metalogenetických procesov týchto pohorí.

V rámci pracovného tímu sa zúčastnil na riešení projektu stavby a štruktúr hlbokého podložja neovulkanitov. Situoval a vyhodnotil celý rad štruktúrnych vrtv (vrty GK-3, GK-4, GK-7, KON-1 a ďalšie). V spolupráci s geofyzikmi predložil analýzu morfológicko-tektonických štruktúr podložja hrasťovo-grabenového typu v súvislosti s riešením ich vzťahu k vývoju vulkanického areálu stredného Slovenska (Konečný, Šefara a Zbořil, 1977; Konečný, Šefara a Lexa, 1978).

Na základe výsledkov rádiometrického datovania neovulkanických hornín (v spolupráci s laboratóriom Dr. Bagdasarjana, Arménsko) vypracoval novú koncepciu časového vývoja a migrácie vulkanickej aktivity v oblasti neogénneho vulkanizmu stredného Slovenska (Bagdasarjan, Konečný a Vass 1969; Konečný et al., 1970). S využitím výsledkov biostratigrafického a rádiometrického datovania so spoluautormi navrhol členenie neovulkanických hornín na formácie a komplexy. Tieto návrhy publikoval v monografickej práci *Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska* (Konečný, Lexa a Planderová, 1983). Toto členenie sa použilo pri zostavovaní geologickej mapy stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1 : 100 000 (Konečný a Lexa, 1984), ktorá predstavuje novú syntézu stavby a vývoja stredoslovenských neovulkanitov v období po zostavení generálnych geologických máp 1 : 200 000 (Kuthan et al., 1963). Princípy litostratigrafického členenia využil Dr. Konečný a jeho spolupracovníci pri zostavovaní základných geologických máp v mierke 1 : 25 000 a regionálnych geologických máp v mierke 1 : 50 000 regiónov Krupinská planina a Ipeľská kotlina (Konečný et al., 1978), Javorie (Konečný et al., 1998), Štiavnické vrchy (Konečný et al., 1998) a v oblasti vulkanického pohoria Vihorlat (Kaličiak, Konečný a Lexa, 1995; Žec, Kaličiak, Konečný et al., 1997). Ako spoluautor

sa podieľal na zostavení geologickej mapy Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny v mierke 1 : 50 000 (Vass et al., 1992), kde riešil problematiku bazaltového vulkanizmu. V oblasti bazaltového vulkanizmu južného Slovenska so spolupracovníkmi definoval typy vulkanických štruktúr (maary a diatrémy) a s využitím údajov rádiometrických údajov vypracoval koncepciu časového vývoja vulkanickej aktivity. V rámci pracovného tímu sa podieľal na objavení ložísk alginitu (severne od Lučenca – lokalita Pinciná) a diatomitu (lokalita Jelšovec) v maarach podrečianskej bazaltovej formácie.

RNDr. V. Konečný, CSc., bol v období 1972 – 1989 činný v rámci pracovnej skupiny 3.4. IX. mnohostrannej spolupráce akademií vied socialistických krajín pri riešení problematiky vzťahu magmatizmu a molás (výsledky sú zhrnuté v spoluautorských publikáciách). Zúčastnil sa na riešení programov Karpatsko-balkánskej geologickej asociácie (KBGA). V rokoch 1973 – 1994 bol predsedom národnej komisie pre magmatizmus. Bol členom redakčnej rady časopisu *Geologický průzkum*, je členom redakčnej rady *Mineralia Slovaca*, redakčnej rady *Vysvetlivky k regionálnym mapám 1 : 50 000* a redakčnej rady edície *Regionálna geológia Západných Karpát*. V období 1989 – 1995 bol vedúcim oddelenia neovulkanitov v Geologickom ústave D. Štúra. V rámci medzinárodných korelačných projektov sa zúčastňoval na riešení problematiky stavby neogénneho vulkanizmu karpatského oblúka a panónskeho bazénu (Maďarsko, Rumunsko, Ukrajina a Bulharsko). Absolvoval študijné cesty do Arménska, Gruzínska a pracoval ako expert na riešení problémov vulkanizmu Francúzska v oblasti Central Plateau (1977). Ako expert riešil v roku 1988 v oblasti Sýrie stavbu vulkanických objektov z hľadiska ich diamantonosnosti. Zúčastnil sa na niekoľkých zahraničných expedíciách do oblasti aktívneho vulkanizmu Talianska (Vezuv, Etna a Stromboli), Grécka (vulkány Egejského mora), Kamčatky a Islandu.

Riešil problematiku vulkanizmu v rámci projektov geodynamického modelu vývoja Západných Karpát, tektonogenézy sedimentárnych panví a projektu genézy ložísk. Prednáša výberové kapitoly regionálnej geológie o stavbe neovulkanitov Západných Karpát pre vyššie ročníky štúdia geológie na PriF UK v Bratislave. Je autorom a spoluautorom väčšieho počtu publikovaných prác v domácich aj zahraničných odborných časopisoch (okolo 150) a veľkého počtu nepublikovaných výskumných a záverečných správ uložených v archíve Štátneho geologického ústavu D. Štúra (Geofonde) v Bratislave. Je autorom a spoluautorom vyše 70 geologických máp v mierke 1 : 25 000 a siedmich regionálnych geologických máp v mierke 1 : 50 000. Je spoluautorom *Geologickej mapy stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1 : 100 000* (Konečný a Lexa, 1984) a spoluautorom *Geologickej mapy Slovenska v mierke 1 : 500 000 a 1 : 1 000 000*. Výsledky svojej práce predniesol na viacerých medzinárodných vulkanologických kongresoch (Oxford, Neapol, Ankara, Mexiko) a kongresoch KBGA (Krakov, Sofia, Bukurešť, Viedeň).

Dr. V. Konečný ako vedúci vedecký pracovník patrila medzi popredných pracovníkov v oblasti regionálnej geológie a významne sa zaslúžil o pokrok v poznaní stavby a vývoja vulkanizmu Západných Karpát.

V rokoch 2002 – 2006 ako jeden z hlavných autorov širšieho pracovného kolektívu sa aktívne zúčastnil na vypracovaní textových scenárov a náučno-informačných tabúl v rámci projektu *Geopark Banská Štiavnica* pre expozíciu *Geologická stavba Slovenska* (expozícia v areáli skanzenu v Banskej Štiavnici) a na zostavení náučného chodníka *Paradajs* s náučno-informačnými tabuľami v prírodnom prostredí. Táto expozícia približuje návštevníkom stavbu a vývoj štiavnického stratovulkánu. Riešeniu tejto problematiky Dr. Konečný venoval prevažnú časť svojej odbornej kariéry a životnej energie. Súčasťou tohto projektu je aj zostavenie náučno-geologickej mapy v mierke 1 : 50 000 a väčšieho počtu náučno-informačných tabúl, ktoré budú inštalované na náučných chodníkoch v oblasti Štiavnických vrchov. Výsledky tejto práce priblížia našej širokej verejnosti, ako aj zahraničným návštevníkom pozoruhodné prírodné objekty Štiavnických vrchov a monumentálnu stavbu štiavnického stratovulkánu. Jej úspešné vyriešenie je súčasne aj dobrou prezentáciou vysokej odbornej úrovne slovenskej geológie.

Dr. Konečný má nesporne nárok na zaslúžený odpočinok v penzii a na čas venovať sa svojim záľubám (najmä maľovaniu prírodných scenérií). Napriek tomu s neutíchajúcou energiou sa zúčastňuje na zostavovaní geologickej mapy Slovenska v mierke 1 : 200 000 a textových vysvetliviek – na listoch Banská Bystrica a Lučenec ako spoluredaktor a na listoch Trnava a Podunajská nížina ako spoluautor.

Ako vidieť z predchádzajúcich riadkov, Dr. V. Konečný, CSc., zanechal, resp. ešte stále zanecháva hlboký „vryp“ na poli vyhodnocovania geologickej stavby Západných Karpát. Je odborníkom so širokým prehľadom v riešenej problematike. Je však aj človekom s vyhraneným ľudským postojom a širokým prehľadom, zápalistým diskutérom k rôznorodým témam. Jeho citlivý ľudský prístup, skúsenosti a ochota pomôcť spôsobujú, že sa ľudia v jeho spoločnosti cítia veľmi dobre.

V minulom roku pri jeho 70. narodeninách sme my spolupracovníci, priatelia a známi priali dobré zdravie, pracovnú a životnú pohodu. Aj teraz po oficiálnom odchode do dôchodku mu popri dobrom zdraví a pohode v rodine prajeme aj príjemné chvíle so štetcom a paletou pri umeleckom stvárňovaní krajiny, najmä obrazov z milovaného banskoštiavnického regiónu. Pravdaže, to všetko ešte popri dokončovaní rozpracovaných odborných geologických tém, ktoré si predsvazal uzavrieť. Nie je ich málo, pretože stále má čo odborne odovzdať spoločnosti a ústavu, v ktorom prežil celý doterajší odborný život.

Michal Elečko a Ladislav Šimon

Zoznam publikovaných prác

- Konečný, V. a Mihaliková, A., 1966: K problémom subakválneho vulkanizmu v oblasti pohoria Javoria (angl. resumé). In: *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), s. 99 – 110.
- Konečný, V., 1967: Genetic types of Hyaloclastite rocks in Javorie Mts. In: *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), č. 42, s. 93 – 102.
- Konečný, V., 1966: O mechanizme transportu pyroklastických hornín v subakválnych podmienkach. In: *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), č. 40, s. 111 – 125.

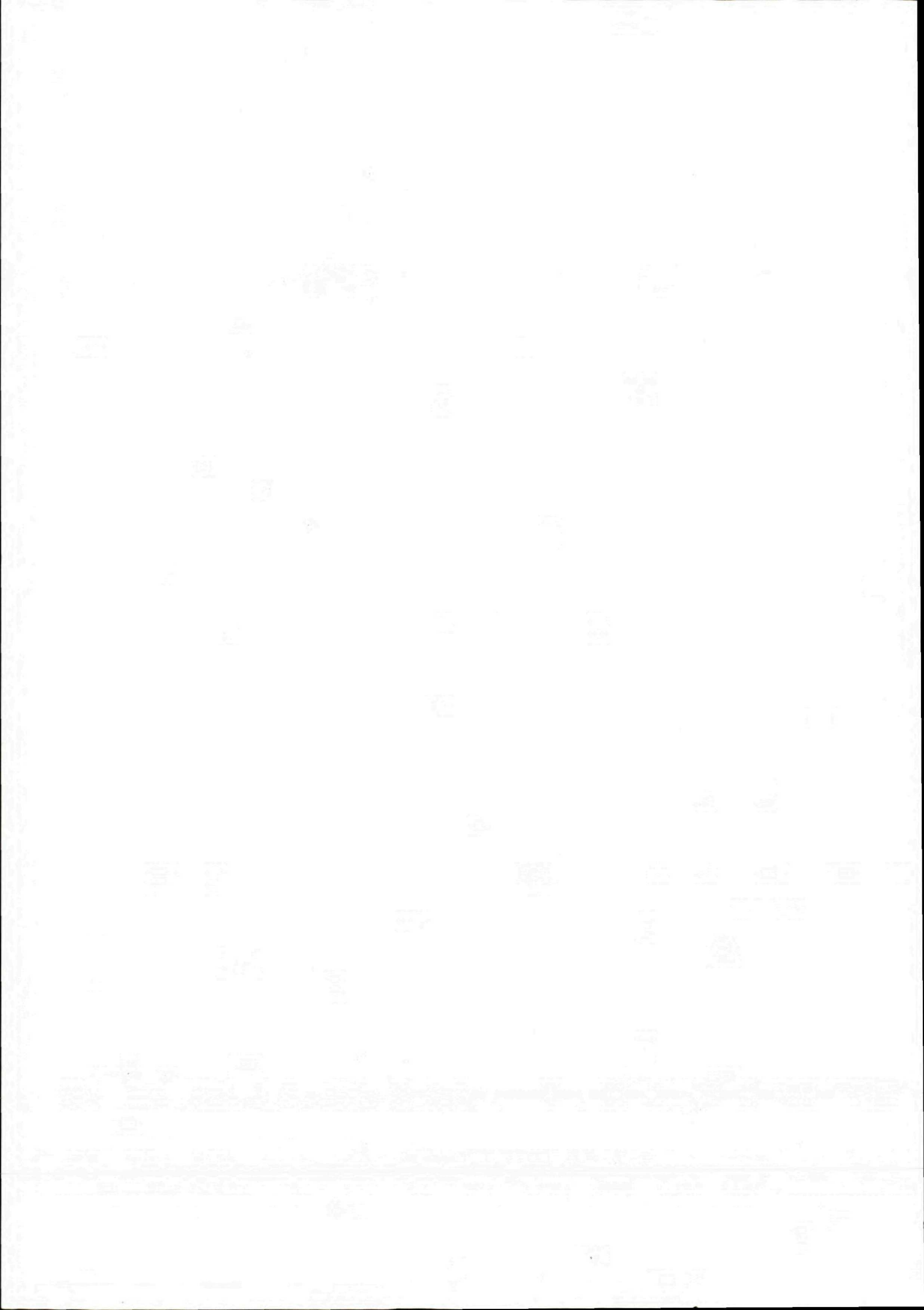
- Konečný, V. a Kuthan, M., 1968: Volcanic forms and types of eruptions of Neogene Volcanism in Central Slovakia. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 45, s. 163 – 198.
- Bagdasarjan, G. P., Vass, D. a Konečný, V., 1968: Results of Absolute Age determination of rocks in Central and Eastern Slovakia. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. XIX, č. 2, s. 419 – 425.
- Karolus, K., Forgáč, J. a Konečný, V., 1968: Neovolcanics of the West Carpathians. In: International geological congress XXIII. session, Prague 1968. Guide to Excursions, 18 AC.
- Konečný, V. a Dublan, L., 1969: The Analysis of cumulodome forms of acid andesite volcanism in the area of Banská Štiavnica. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 48, s. 5 – 27.
- Konečný, V., Bagdasarjan, G. P. a Vass, D., 1969: Evolution of Neogene volcanism in Central Slovakia and its Confrontation with Absolute Ages. In: Acta geol. Acad. Sci. hung. (Budapest), 13, s. 245 – 258.
- Konečný, V., Lehotaiová, R., Marková, M. a Vass, D., 1969: Relation between Tectonic Mobility of Sedimentary Basins and Subsequent Volcanism. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 48.
- Konečný, V., 1970: Príspevok ku metodike tektonickej analýzy neovulkanických komplexov (so zreteľom na širšiu oblasť B. Štiavnice). In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 1, č. 3 – 4.
- Konečný, V., 1970: Vývoj neogénneho vulkanického komplexu Štiavnického pohoria. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 51, s. 5 – 43.
- Vass, D., Bagdasarjan, G. P. a Konečný, V., 1971: Determination of the Absolute Age of the West Carpathian Mioocene. In: Földt. Közl., Bull. Hung. Geol. Soc. (Budapest), s. 321 – 327.
- Zbořil, L., Konečný, V. a Filo, M., 1971: Príspevok geofyziky k riešeniu vzťahu medzi tektonikou a vulkanizmom v centrálnej časti Západných Karpát. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 57, s. 239 – 264.
- Konečný, V., 1971: Evolutionary stages of the Banská Štiavnica Caldera and its postvolcanic structures. In: Bull. Volcan Tome (Napoli, Italy), XXXV-1, s. 95 – 116.
- Slávik, J. a Konečný, V., 1972: Vzťahy tektoniky a subsekvantného vulkanizmu Západných Karpát. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 59, s. 9 – 38.
- Konečný, V., Šefara, J. a Zbořil, L., 1973: Investigation of deep structures in the basement of Central Slovakian young volcanic region and their classification with Neogene volcanism. In: Proceedings of the X-th Congress of Carpathian-Balkan Geol. Assoc. Section III. Tectonics. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 209 – 227.
- Lexa, J. a Konečný, V., 1974: The Carpathian Volcanic Arcs: a Discussion. In: Acta geol. Acad. Sci. hung. (Budapest), 18, s. 279 – 293.
- Konečný, V. a Slávik J., 1974: Tectonic background of Mioocene volcanism in the West Carpathians. In: Tectonic of the Carpathian Balkan Regions (Explanations to the tectonic map of the Carpathian-Balkan Regions and their Foreland. Mahel, M., ed.). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Burian, J., Konečný, V. a Štohl, J., 1974: Banská Štiavnica Ore deposit and its Position within Caldera (Czechoslovakia). Problems of Ore deposition. In: Fourth IAGOD Symp., Varna, Vol. I, s. 233 – 240.
- Kuthan, M., Konečný, V. a Lexa, J., 1975: Vývoj, súčasný stav a perspektívy výskumu stredoslovenských neovulkanitov. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 64, s. 135 – 150.
- Bagdasarjan, G. P., Dublan, L., Konečný, V. a Planderová, E., 1977: Príspevok ku stratigrafickej pozícii stratovulkánov Javoria a Poľany. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 68, s. 141 – 151.
- Konečný, V., 1977: Mechanizmus erupčných procesov submarinného vulkanizmu južných okrajov Krupinskej vrchoviny. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 68, s. 113 – 140.
- Mihaliková, A. a Konečný, V., 1977: Petrografia a petrológia intruzívneho komplexu kremito-dioritových porfýrov v hodruško-štiavnickej oblasti. In: Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), č. 3, s. 57 – 86.
- Lordkipanidze, M. B., Nadarejšvili, G. Š., Forgáč, J., Karolus, K., Konečný, V. a Lexa, J., 1978: Cenozoic volcanism of the Caucas and West Carpathians. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 69, s. 305 – 342.
- Vass, D., Konečný, V. a Šefara, J., 1979: Geologická stavba Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny. Monografia. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 277.
- Konečný, V. a Lexa, J., 1979: Relationship of the Carpathian volcanic arc to the Geodynamic evolution of the Pannonian basin. In: Geodynamic investigations in Czechoslovakia. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, s. 231 – 235.
- Konečný, V. a Mihaliková, A., 1981: Intrusive complex of the Javorie Mts. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 32, s. 247 – 268.
- Konečný, V., Mihaliková, A. a Štohl, J., 1982: Intruzívny komplex Javoria a jeho zrudňovací proces. In: Zbor. zo seminára Vplyv geologického prostredia na zrudnenie. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Konečný, V., Lexa, J. a Planderová, E., 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. Monografia. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 203.
- Konečný, V., 1984: Neogene volcanism of southern part of Central Slovakia. In: Proceedings of assoc. Magmatism and metallogenesis during molasse formation. Working group 3.4. of Geosynclinal process and evolution of the Earth, s crust, (Borcos, M., ed.). Bucuresti, Romania, s. 81 – 92.
- Kononova, V. A., Yanev, J., Konečný, V., Peltz, S., Nagy, B. a Mihaliková, A., 1985: Neogene Quaternary subalkaline and alkaline basaltoids of Alpine folded system. In: Ser. Geol. (Moscow), Akad. Nauk USSR, 1, s. 23 – 34.
- Vass, D., Kováč, M., Konečný, V. a Lexa, J., 1988: Molasse basins and volcanic activity in West Carpathian Neogene, its Evolution and Geodynamic character. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 39, č. 5, s. 539 – 561.
- Kaličiak, M., Konečný, V. a Lexa, J., 1989: Štruktúry a vývoj neogénnych vulkanitov Slovenska vo vzťahu k blokovej tektonike. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 88, s. 79 – 103.
- Kononova, V. A., Dziedzic, K., Konečný, V., Peltz, S. a Andreyeva, E. D., 1991: Regional variations in Composition of the Neogene-Quaternary alkaline basalts in Central Europe. In: Geol. Carpath. (Bratislava), roč. 42, č. 5, s. 251 – 258.
- Konečný, V. a Lexa, J., 1991: Structure and evolution of a Caldera – related subvolcanic intrusive complex of the Štiavnica stratovolcano (Central Slovakia). Abstract. In: International Conference on Active Volcanoes and Risk Mitigation (IAVCEI), Napoli (Italy) 1991.
- Konečný, V. a Štohl, J., 1991: Magmaticko-hydrotermálne a hydrotermálne-explozívne brekcie centrálnej zóny stratovulkánu Javoria. In: Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), č. 14, s. 61 – 91.
- Kaličiak, M., Konečný, V. a Lexa, J., 1991: Internal structure of the Neogene stratovolcano in Western Carpathians. Abstract. In: International Conference on Active Volcanoes and Risk Mitigation (IAVCEI), Napoli (Italy) 1991.
- Lexa, J., Konečný, V., Kaličiak, M. a Hojstričová, V., 1993: Distribution of Neogene volcanism in Carpatho-Pannonian region in space and time. In: Geodynamický vývoj a hlbinná stavba Západných Karpát. (Rakús, M. a Vozár, J., eds.). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 57 – 69.
- Šucha, V., Konečný, V., Lexa, J. a Gerthoferová, H., 1993: Syngenetic alteration of andesite volcanoclastic rocks of the Neresnica Formation in an aquatic environment (Javorie, Western Carpathians). In: Geol. Carpath., Ser. Clays (Bratislava), roč. 44, č. 1, s. 43 – 48.

- Konečný, V. a Lexa, J., 1994: Processes and products of shallow submarine andesite volcanic activity. Abstract. In: International Volcanological Congress IAVCEI Ankara 1994.
- Konečný, V. a Lexa, J., 1994: Maars and diatremes of Alkali basalt volcanism in Southern Slovakia: A model of their evolution. Abstract. In: International vulcanological congress IAVCEI Ankara 1994.
- Franko, O. et al. (Konečný, V. – spoluautor), 1995: Atlas geomorfologickej energie Slovenska. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Konečný, V. a Lexa, J., 1995: Structure of the Neogene stratovolcanoes in Central Slovakia. In: Geol. Soc. Greece, Spec. Publ., No 4. 1995, Proceedings of the XV. Congress of the CBGA – Athenes.
- Konečný, V., Balogh, K., Orlický, O., Lexa, J. a Vass, D., 1995: Evolution of the Neogene-Quaternary alkali basalt volcanism in Central and Southern Slovakia (West Carpathians). In: Geol. Soc. Greece., Sp. Publ. No 4, 1995, Proceedings of the XV. Congr. CBGA – Athenes, s. 533 – 538.
- Lexa, J., Konečný, V., Kováč, M. a Nemčok, M., 1995: Relationship Among Convergence, back-arc extension and volcanism in the Western Carpathians during Neogene. In: Abstract of paper. Europrobe workshop – PANCARDI Slovakia, October 1995.
- Konečný, V., Lexa, J., Kaličiak, M., Hojstričová, V., Konečný, P. a Žec, B., 1995: Neogene Volcanism of Slovakia. Structures, evolution, essential petrographic and geochemical features. Abstract of paper. In: Europrobe – workshop PANCARDI Slovakia, October 1995.
- Konečný, P., Konečný, V., Lexa, J. a Huraiová, M., 1995: Mantle xenoliths in alkali basalts of Southern Slovakia. In: Acta Vulcanologica (Pisa – Roma), č. 7 (2), s. 241 – 247.
- Konečný, V., Lexa, J., Balogh, K. a Konečný, P., 1995: Alkali basalt volcanism in Southern Slovakia: Volcanic forms and Time evolution. In: Acta Vulcanologica. (Pisa – Roma), č. 7 (2), s. 167 – 171.
- Pécskay, Z., Kaličiak, M., Konečný, V. a Lexa, J., 1995: Geochronology of the Neogene volcanism in the Vihorlat volcanic range (Eastern Slovakia). Abstract. In: Congress IUGS (Regional Committee on Mediterranean Neogene stratigraphy), č. 2, Bucuresti.
- Pécskay, Z., Lexa, J., Szakács, A., Balogh, K., Seghedi, I., Konečný, V. et al., 1995: Space and time distribution of Neogene – Quaternary volcanism in the Carpatho-Pannonian Region. In: Acta Vulcanologica (Pisa – Roma), č. (2), s. 15 – 28.
- Konečný, V., Lexa, J. a Hojstričová, V., 1995: The Central Slovakia Neogene volcanic field: a review. In: Acta Vulcanologica (Pisa – Roma), č. 7 (2), s. 63 – 78.
- Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J. a Konečný, P., 1995: Geologická stavba Vihorlatských vrchov. In: Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), č. 18 (Monogr.), Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 98.
- Yanev, Y., Konečný, V., Charkovská, A., Peltz, S. a Gyarmaty, P., 1995: Petrochemical characterization of the Late Alpine orogenic acid volcanism of the Carpathian-Balkan area. In: Geol. Balcan. (Sofia), 25, s. 3 – 12.
- Orlický, O., Balogh, K., Konečný, V., Lexa, J., Tunyi, I. a Vass, D., 1996: Paleomagnetism and radiometric ages of basalts of Central and Southern Slovakia (Western Carpathians). In: Geol. Carpath. (Bratislava), roč. 47, č. 1, s. 21 – 30.
- Huraiová, M., Konečný, P., Konečný, V., Šimon, L. a Hurai, V., 1996: Mafic and salic igneous xenoliths in late Tertiary alkaline basalts: Fluid inclusion and mineralogical evidence for a deep crustal magmatic reservoir in the Western Carpathians. In: European Journal of Mineralogy, 8, s. 901 – 916.
- Vass, D., Milička, J., Konečný, V. a Elečko, M., 1997: Alginite a rich oil prone source rock in volcanic province. Poster 3rd Intern. Conf. New trends in exploration and production of hydrocarbons. Conference contribution. MND Hodonín – Czech gas and Oil assoc., s. 255.
- Konečný, V. a Lexa, J., 1997: Lahar emplacement and reworking in a shallow marine environment: The case of the Neogene Štiavnica stratovolcano Slovakia. In: IAVCI Conference Mexico Volcanic activity and the environment. Abstracts, s. 95.
- Konečný, V. a Lexa, J., 1997: Evolution of eruptive processes in alkali basalt diatremes and maars in Southern Slovakia. In: IAVCI Conference Mexico Volcanic activity and the environment. Abstracts, s. 151.
- Vass, D., Konečný, V., Elečko, M., Milička, J., Snopková, P., Šucha, V., Kozač, J. a Škrabana, R., 1997: Alginit – nový zdroj Slovenského nerudného surovínového potenciálu (ložisko Pinciná). In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 29, č. 1, s. 1 – 38.
- Vass, D., Elečko, M. a Konečný, V., 1997: Alginite a raw material for environmental control. In: Geology Today, July – August, s. 155 – 159.
- Vass, D., Konečný, V. a Elečko, M., 1998: Alginit – oil shale in basalt maars. In: 8th Coal Geology Conference, Prague 1998, Abstract, Prague, s. 67.
- Konečný, V. a Lexa, J., 1998: Paleovolcanic reconstruction and Evolution of the Central Slovakia Neogene volcanic field. Abstract. In: XVI. Congress Carpathian-Balkan geol. Assoc., Viena, s. 283.
- Lexa, J., Konečný, P., Hojstričová, V., Konečný, V. a Köhlerová, M., 1998: Petrologic model of the Štiavnica stratovolcano. Central Slovakia neogene volcanic field. Abstract. In: XXI. Congress Carpathian-Balkan geol. Assoc., Vienna, s. 340.
- Vass, D., Konečný, V., Kozač, J., Molnár, A., Elečko, M. a Zakovič, M., 1998: Ložisko diatomitu v bazaltovom maaře pri Jeľšovci a možnosti jeho využitia. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 30, č. 5, s. 333 – 356.
- Vass, D., Konečný, V. a Elečko, M., 1998: Alginit – nová ekologická surovina vhodná na využitie v lesnom hospodárstve. In: Lesníctví – Forestry (Praha), roč. 44, č. 8, s. 348 – 358.
- Elečko, M., Konečný, V. a Vass, D., 1998: Alginit – nová surovina v nerudnom ložiskovom inventári Slovenska (maar Pinciná). In: Zem. Plyn Nafta (Hodonín), roč. 43, č. 2, s. 325 – 332.
- Gaal, L. a Konečný, V., 1998: Geologická stavba Steblovej skaly v Cerovej vrchovine s dôrazom na jej prírodné hodnoty. In: Naturae, č. 3, Zbor. Slov. múzea, odv. Prírody a jaskyniarstva v Liptovskom Mikuláši.
- Lexa, J. a Konečný, V., 1998: Geodynamic aspects of the Neogene to Quaternary volcanism. In: Geodynamic development of the Western Carpathians. Ed. by Rakús, M. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, s. 219 – 240.
- Czászár, G. (ed.), Pistotnik, J., Császár, G., Scharek, P., Kaiser, M., Darida-Tichý, M., Nagy, E., Szurkas, G., Síkhegyi, F., Budai, T., Margi, I., Gyalog, L., Ivancsics, I., Pristaš, J., Horniš, J., Halouzka, R., Elečko, M., Konečný, V., Lexa, J., Nagy, A., Vass, D. a Vozár, J., 1998: Danube region Vienna – Bratislava – Budapest. Surface geological map 1 : 100 000. DANREG (Danube region Environmental Geology Programme). Magy. All. Földt. Intez. (Geological Institute of Hungary).
- Vass, D., Konečný, V. a Elečko, M., 1999: Alginite an oil shale in basalt maars. In: Věst. Čes. geol. Úst. (Praha), roč. 74, č. 2, s. 127 – 130.
- Konečný, V., Lexa, J. a Balogh, K., 1999: Neogene-Quaternary alkali basalt volcanism of Slovakia: Review of volcanic forms and evolution. In: Geol. Carpath. (Bratislava), roč. 50, špec. vyd., s. 112 – 115.
- Konečný, V. a Lexa, J., 1999: Paleovolcanic reconstruction of Neogene volcanoes in the Central Slovakia volcanic field. In: Geol. Carpath. (Bratislava), roč. 50, špec. vyd., s. 109 – 112.

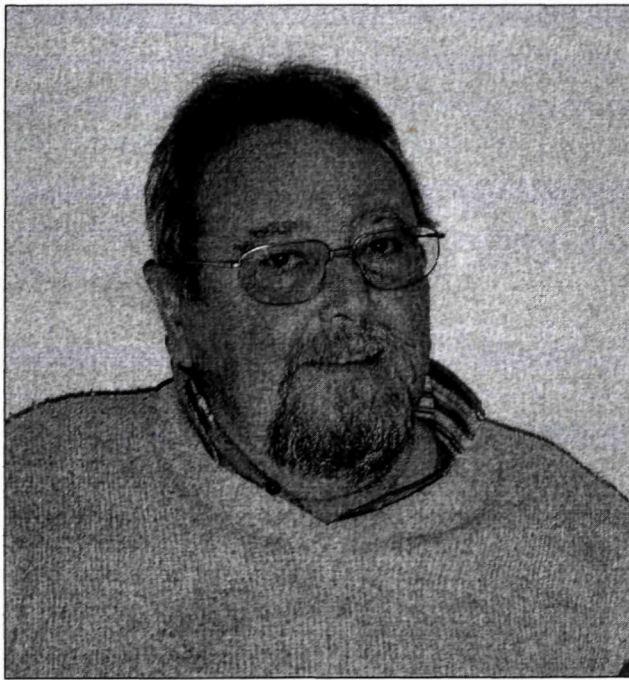
- Konečný, V., Lexa, J. a Balogh, K., 1999: Neogene-Quaternary alkali basalt volcanism in Central and Southern Slovakia (Western Carpathians). In: *Geolines. Paper in Earth Sciences. Inst. Of Geol. Acad. Sci of Czech Republic (Praha), Spec. vol. Magmatism and rift evolution*, s. 67 – 75.
- Vass, D., Konečný, V., Túnyi, I., Dolinský, P., Balogh, K., Hudačková, N., Kováčová-Slamková, M. a Beláček, B., 2000: Origin of the Pliocene Vertebrate bone Accumulation at Hajňačka. Southern Slovakia. In: *Geol. Carpath. (Bratislava)*, roč. 51, č. 2, s. 69 – 82.
- Konečný, V. a Lexa, J., 2000: Structure and evolution of the Neogene Štiavnica stratovolcano (Central Slovakia). In: *Miner. slov. (Bratislava)*, roč. 32, s. 217 – 220.
- Konečný, V., Kubeš, P. a Zuberec, J., 2000: Geologicko-geofyzikálny prieskum maarových štruktúr na Slovensku 2000. In: *Zborník z konferencie V. Čechovič, Liptovský Ján*, 8. – 9. november 2000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 50 – 52.
- Konečný, V. a Lexa, J., 2000: Pliocene to Pleistocene alkali basalt diatremes and maars of Southern Slovakia: a Common model of their evolution. In: *Terra Nostra 2000/6: International Maar Conference Dann (Vulkaneifel)*, NSR, s. 220 – 232.
- Konečný, V., Elečko, M. a Vass, D., 2000: Sedimentary processes and paleoenvironmental conditions in Late Miocene and Pliocene maars of Southern Slovakia. In: *Terra Nostra 2000/6: International Maar Conference, Dann (Vulkaneifel)*, NSR, s. 211 – 219.
- Konečný, V. a Lexa, J., 2001: Evolution of the Horst-Graben structure in the Central Slovakia Volcanic Field. In: *Proceeding of the 6th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group. Donovaly – N. Tatry 3. – 6. mája 2001. Geolines*, 13, Praha, s. 78 – 80.
- Konečný, V., Balogh, K., Orlický, O., Vass, D. a Lexa, J., 2001: Time evolution of Neogene-Quaternary alkali basalt volcanism in the Western Carpathians (Slovakia). In: *Abstracts. PANCARDI Conference, Sopron 2001/8, Hungary*.
- Konečný, P., Lexa, J. a Konečný, V., 2001: Magma chamber under Štiavnica Stratovolcano, Central Slovakia. In: *Abstracts. PANCARDI Conference, Sopron 2001/8, Hungary*.
- Lexa, J., Konečný, V. a Konečný, P., 2001: Evolution of the Štiavnica Stratovolcano, Central Slovakia Neogene volcanic field. In: *Abstracts. PANCARDI Conference, Sopron 2001/8, Hungary*.
- Konečný, V., Lexa, J., Šimon, L. a Dublan L., 2001: Neogénny vulkanizmus stredného Slovenska. Materiály zo zjazdu Slovenskej geologickej spoločnosti (SGS), B. Štiavnica, 27. – 29. 6. 2001. In: *Miner. slov. (Bratislava)*, roč. 33, č. 3, s. 159 – 178.
- Konečný, V. a Lexa, J., 2001: Stavba a vývoj Štiavnického stratovulkánu. Materiály zo zjazdu SGS, B. Štiavnica, 27. – 29. 6. 2001. In: *Miner. slov. (Bratislava)*, roč. 33, č. 3, s. 179 – 196.
- Konečný, V. a Smolka, J., 2001: História výskumných a prieskumných prác v Banskštiavnickom regióne. Materiály zo zjazdu SGS, B. Štiavnica 2001, 27. – 29. 6. 2001. In: *Miner. slov. (Bratislava)*, roč. 33, č. 3, s. 229 – 234.
- Remšík, A., Maďar, D., Konečný, V., Král, M., Šefara, J. a Grand, T., 2001: Geotermálne vody Banskštiavnického regiónu a možnosti ich získavania. Materiály zo zjazdu SGS, B. Štiavnica 2001, 27. – 29. 6. 2001. In: *Miner. slov. (Bratislava)*, roč. 33, č. 3, s. 243 – 251.
- Konečný, V., Lexa, J. a Šimon, L., 2001: Sprievodca exkurzie zjazdu SGS 2001. Materiály zo zjazdu SGS B. Štiavnica 2001, 27. – 29. 6. 2001. In: *Miner. slov. (Bratislava)*, roč. 33, č. 3, s. 253 – 278.
- Konečný, V., Lexa, J. a Baráth, I., 2001: Laháry na južnom svahu Štiavnického stratovulkánu v sublitorálnej zóne bádenského mora. Abstrakt. Materiály zo zjazdu SGS B. Štiavnica 2001, 27. – 29. 6. 2001. In: *Miner. slov. (Bratislava)*, roč. 33, č. 3, s. 289 – 291.
- Konečný, V., Lexa, J., Halouzka, R., Dublan L., Šimon, L., Stolár, M., Nagy, A., Polák, M., Vozár, J., Havrila, M. a Pristaš, J., 2001: Geologická mapa Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca, štiavnický stratovulkán. Abstrakt. Materiály zo zjazdu SGS B. Štiavnica 2001, 27. – 29. 6. 2001. In: *Miner. slov. (Bratislava)*, roč. 33, č. 3, s. 289 – 291.
- Konečný, V., Bezák, V., Halouzka, R., Stolár, M. a Dublan, L., 2001: Geologická mapa Javoria. Abstrakt. Materiály zo zjazdu SGS B. Štiavnica 2001, 27. – 29. 6. 2001. In: *Miner. slov. (Bratislava)*, roč. 33, č. 3, s. 291 – 293.
- Ivanička, J., Polák, M., Hók, J., Határ, J., Greguš, J., Vozár, J., Nagy, A., Fordinál, K., Pristaš, J., Konečný, V. a Šimon, L., 2001: Geologická mapa Tribeča. Abstrakt. Materiály zo zjazdu SGS 2001, B. Štiavnica, 27. – 29. 6. 2001. In: *Miner. slov.*, roč. 33, č. 3, s. 303.
- Bezák, V., Dublan, L., Hraško, E., Konečný, V., Kováčik, M., Madarás, J., Plašienka, D. a Pristaš, J., 2001: Geologická mapa Slovenského rudohoria – západná časť. Abstrakt. Materiály zo zjazdu SGS, B. Štiavnica 2001, 27. – 29. 6. 2001. In: *Miner. slov. (Bratislava)*, roč. 33, č. 3, s. 304 – 305.
- Šimon, L., Elečko, M., Lexa, J., Konečný, V., Kohút, M., Gross, P., Halouzka, R., Pristaš, J., Mello, J., Polák, M., Havrila, M. a Vozár, J., 2001: Geologická mapa Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny. Abstrakt. Materiály zo zjazdu SGS, B. Štiavnica 2001, 27. – 29. 6. 2001. In: *Miner. slov. (Bratislava)*, roč. 33, č. 3, s. 294 – 295.
- Nagy, A., Halouzka, R., Konečný, V., Dublan, L., Havrila, M., Lexa, J. a Pristaš, J., 2001: Geologická mapa Podunajskej nížiny – východná časť. Abstrakt. Materiály zo zjazdu SGS, B. Štiavnica 2001, 27. – 29. 6. 2001. In: *Miner. slov.*, roč. 33, č. 3, s. 296 – 297.
- Kubeš, P., FiFo, M., Šimon, L. a Konečný, V., 2001: Zdroje magnetických anomálií terciérneho vulkanizmu. Abstrakt. Materiály zo zjazdu SGS, B. Štiavnica 2001, 27. – 29. 6. 2001. In: *Miner. slov. (Bratislava)*, roč. 33, č. 3, s. 306.
- Vass, D., Milička, J., Konečný, V. a Elečko, M., 2001: Alginite a rich oil prone source rock in volcanic province. In: *Proceeding of the 2nd International Symposium on the Petroleum and Hydrocarbon Potential of the Black Sea Area*, 22 – 24 sept. 1966, Sile – Istanbul – Turkey, s. 245 – 251.
- Šimon, L., Lexa, J. a Konečný, V., 2002: Pannonian basalt volcano Šibeničný vrch, Central Slovakia. In: *Abstracts to HYBSCH Symposium, Praha 2002*, s. 107.
- Peckay, Z., Konečný, V., Lexa, J. a Přichystal, A., 2002: K/Ar dating of Neogene volcanic rocks in Surroundings of Uherský Brod. In: *Abstracts to HYBSCH Symposium, Czech Geol. Survey Praha 2002*, s. 100.
- Konečný, V. a Lexa, J., 2002: Evolution of the phreatomagmatic/extrusive complex of the Bulhary maar in Southern Slovakia. In: *Abstracts to HYBSCH Symposium, Geol. Survey Praha 2002*, s. 82.
- Konečný, P., Lexa, J. a Konečný, V., 2002: Evolution of the Banská Štiavnica stratovolcano and corresponding magma character. In: *Abstracts to HYBSCH Symposium, Czech Geol. Survey Praha 2002*, s. 81.
- Konečný, V., Balogh, K., Orlický, O., Vass, D. a Lexa, J., 2002: Timing of the Neogene-Quaternary Alkali basalt volcanism in Central and Southern Slovakia (Western Carp.). In: *Geol. carpath. (Bratislava)* roč. 53, CD.
- Peckay, Z., Lexa, J., Szakacs, A., Seghedi, I., Balogh, K., Konečný, V., Zelenka, T., Kovacs, M., Póka, T., Fülöp, A., Márton, E., Panaiobu, C. a Cvetkovic, V., 2004: Evolution of Neogene-Quaternary Magmatism in the Carpathian Arc and Intra-Carpathian Area: Geodynamic Implications. In: *Proceeding of the 2nd Meeting of Central European Tectonic Group, Geolines*, 17, s. 77 – 79.

- Kubeš, P., Fiľo, M., Kudravič, L., Bezák, V. a Konečný, V., 2002: Sources of magnetic anomalies of Slovakia Krystalinikum. In: Contributions to the Geology and Petrology of Crystalline Complexes (Brno), 22, s. 109 – 127.
- Konečný, P., Lexa, J. a Konečný, V., 2002: Evolution of the Banská Štiavnica Stratovolcano and corresponding magma chamber (Central Slovakia). In: Proceeding of the XVIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Geol. carpath. (Bratislava), roč. 53, s. 173 – 175.
- Konečný, V., Kubeš, P. a Elečko, M., 2002: Geological-geophysical exploration of maar structures in Slovakia. In: Abstracts to the VIIIth International Alginite Symposium Salgótarján – Lučenec 19. – 22. September 2002, Alginite Foundation, Budapest, s. 66.
- Konečný, V., Elečko, M. a Vass, D., 2002: Sedimentary processes and paleoenvironmental conditions in Late Miocene and Pliocene maars of Southern Slovakia. In: Abstracts to the VIIIth International Alginite Symposium Salgótarján – Lučenec 19. – 22. September 2002, Alginite Foundation, Budapest, s. 37 – 40.
- Vass, D. a Konečný, V., 2002: Outline of Lučenská kotlina Depression and Cerová vrchovina Upland. In: Abstracts to the VIIIth International Alginite Symposium Salgótarján – Lučenec 19. – 22. September 2002, Alginite Foundation, Budapest, s. 62 – 63.
- Fiľo, M., Konečný, V., Kubeš, P., Šimon, L., Dublan, L., Kaličiak, M., Lexa, J. a Gluch, A., 2003: Zdroje magnetických anomálií v neovulkanitoch Slovenska. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 107 (Monogr.), Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 47 – 172.
- Kováč, M., Lexa, J., Konečný, V. a Šefara, J., 2002: Geodynamic evolution of the Carpatho-Pannonian region during the Neogene. In: Michalík, J., Šimon, L. a Vozár, J. (eds.): Proceedings of the XVIIth Congress CBGA, Geol. carpath. (Bratislava), špec. vyd., s. 1 – 2.
- Konečný, V., Kováč, M., Lexa, J. a Šefara, J., 2002: Neogene evolution of the Carpatho-Pannonian region: An interplay of subduction and back-arc diapiric uprise in the mantle. In: EGS Stephan Mueller. Spec. Publ., Ser. 1, s. 105 – 123.
- Konečný, V., Lexa, J. a Šimon, L., 2003: IV. Geologic structure and Evolution of Intravolcanic depression in the area of neogene volcanism in Central Slovakia. In: Tectono-sedimentary Evolution of Western Carpathian Tertiary Basins. Eds.: Janočko, J. a Elečko, M. Miner. slov. (Bratislava), roč. 35, č. 3 – 4, s. 225 – 290.
- Janočko, J., Vass, D., Kováč, M., Konečný, V. a Lexa, J., 2003: Tectonosedimentary evolution of Western Carpathian Tertiary basin. An overview. In: Tectono-Sedimentary Evolution of Western Carpathian Tertiary Basins. Eds.: Janočko, J. a Elečko, M. Miner. slov. (Bratislava), roč. 35, č. 3 – 4, s. 161 – 168.
- Janočko, J., Elečko, M., Karoli, S., Konečný, V., Kováč, M., Nagy, A., Vass, D., Jacko, S. a Kaličiak, M., 2003: Sedimentary evolution of the Tertiary basins of the Western Carpathian. In: Tectono-Sedimentary Evolution of Western Carpathian Tertiary Basins. Eds.: Janočko, J. a Elečko, M. Miner. slov. (Bratislava), roč. 35, č. 3 – 4, s. 181 – 254.
- Orlický, O., Dublan, L., Funaki, M., Konečný, V., Lexa, J. a Šimon, L., 2003: The Fe-Ti magnetic phases in young volcanics from various places of the Globe (Part IX.). In: Contributions to Geophysics and Geodesy (Bratislava), 33, s. 267 – 282.
- Konečný, V. a Lexa, J., 2003: Evolution of the phreatomagmatic (extrusive) intrusive complex of the Bulhary diatreme volcano in Southern Slovakia. In: Geolines (Praha), 15, s. 47 – 51.
- Tunýi, I., Vass, D. a Konečný, V., 2003: Anomalous paleomagnetic declinations of Karpatian and Badenian rocks, Southern Slovakia. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), roč. 9, č. 1, s. 41 – 49.
- Konečný, V., Lexa, J., Konečný, P., Balogh, K., Elečko, M., Hurai, V., Huraiová, M., Pristaš, J., Sabol, M. a Vass, D., 2004: Guide book to the Southern Slovakia Alkali basalt Volcanic Field of the 2nd International Maar Conference, Hungary – Slovakia – Germany. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 4 – 143.
- Kubeš, P., Konečný, V., Syčev, V. a Zuberec, J., 2004: Geological-geophysical exploration of maar in Slovakia. Abstract. In: Volume of the 2nd International Maar Conference, Hungary – Slovakia – Germany, Budapest 2004, s. 68.
- Konečný, V. a Lexa, J., 2004: Maars and diatremes of the Southern Slovakia Alkali basalt volcanic field. Abstract. In: Volume of the 2nd International Maar Conference, Hungary – Slovakia – Germany. Budapest 2004, s. 66.
- Konečný, V. a Lexa, J., 2004: A complex evolution of the Bulhary maar, Southern Slovakia. Abstract. In: Volume of the 2nd International Maar Conference, Hungary – Slovakia – Germany. Budapest 2004, s. 67.
- Konečný, V., Balogh, K., Vass, D. a Lexa, J., 2004: Evolution of volcanic activity in the Southern Slovakia alkali basalt volcanic field. Abstract. In: Volume of the 2nd International Maar Conference, Hungary – Slovakia – Germany. Budapest 2004, s. 67.
- Vass, D., Ogujanova-Rumenova, N. a Konečný, V., 2004: Sedimentology and paleoecology of Southern Slovakia basalt maar lakes. Abstract. In: Volume of the 2nd International Maar Conference, Hungary – Slovakia – Germany. Budapest 2004, s. 100.
- Konečný, V., Konečný, P. a Lexa, J., 2004: Štiavnica Stratovolcano, the Largest Volcanoplutonic structure in the Western Carpathians: magmatic Evolution and Metalogenesis. Abstract. In: Part 2, 32nd International geological Congress, Florence – Italy, August 2004, s. 1 242.
- Lexa, J., Ebner, F., Konečný, V., Kovacs, M., Mackiv, B., Pecs-kay, Z., Saghedi, J., Szakacs, A., Rosu, E., Zelenka, Z. et al., 2004: Map of Neogene to Quaternary volcanic Formations in the Carpathian-Pannonian Region. Abstract. In: Part 2, 32nd International geological Congress, Florence – Italy, August 2004, s. 1 245.
- Pecskay, Z., Lexa, J., Szakacs, A., Seghedi, I., Balogh, K., Konečný, V., Zelenka, T., Kovacs, M., Poka, T., Fulop, A. et al., 2004: Geochronology of Neogene-Quaternary Magmatism in the Carpathian-Pannonian Region: A review. Abstract. In: Part 2, 32nd International geological Congress, Florence – Italy, August 2004, s. 1 245.
- Balogh, K., Konečný, V., Vass, D., Lexa, J. a Nemeth, K., 2004: Methodical results of K/Ar dating of post-Sarmatian alkali basalts in the Carpathian Basin. Abstract. In: Part 2, 32nd International geological Congress, Florence – Italy, August 2004, s. 41.
- Gaal, L., Gaalová, K., Ganovský, J. a Konečný, V., 2004: Natur protection and tourism propagation in the Cerová vrchovina Highland. Abstract. In: Part 2, 32nd International geological Congress, Florence – Italy, August 2004, s. 56.
- Konečný, V., Vass, D., Elečko, M., Konečný, P., Kadosa, K. a Tunyi, I., 2004: Geology and evolution of the Bone Gorge maar. In: Sabol, M.: Early Villanyian Site of Hajnačka I. Southern Slovakia. Monogr. Rimavská Sobota, Museum Slovakia, s. 9 – 38.
- Vass, D., Elečko, M., Konečný, V., Milička, J. a Pereszlenyi, M., 2004: 14th Conference on Upper Tertiary. September 23 – 24 Brno. In: Scripta Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk. Brunensis, Vol. 31 – 32 (2001 – 2002). Geology.
- Konečný, V., Lexa, J., Smolka, J., Hurtík, Š., Šínsky, M. a Tončík, M., 2005: Banskoštiavnický geopark. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 37, č. 3, s. 444 – 447.

- Sabol, M., Konečný, V., Kováčová, M., Ďurišová A. a Tunyi, I., 2006: Early Late Pliocene site of Hajnačka (Southern Slovakia) – Geology, paleovolcanic evolution, fossil assemblages and paleoenvironment. In: Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg (Frankfurt), 256, s. 261 – 274.
- Konečný, V. a Kaličiak, M., 2006: História neovulkanitov na Slovensku. In: Grecula, P. et al.: História geológie na Slovensku. Monogr. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 693 – 736.
- Konečný, V. in Elečko, M., Janočko, J. et al., (v tlači): Tektogéneza sedimentárnych panví Západných Karpát. Monografia. Bratislava, Miner. Slov., Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Vass, D., Konečný, V. et al., (v tlači): Geológia severného svahu šahanskej antiformy. Monografia. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 113.
- Vass, D., Elečko, M., Konečný, V. (eds.) et al., (v tlači): Geológia Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny. Geology of Lučenská kotlina depression and Cerová vrchovina Upland. Monografia. Bratislava. Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Geologické mapy a vysvetlivky:**
- Konečný, V., Pristaš, J. a Vass, D., 1979: Geologická mapa Ipeľskej kotliny a južnej časti Krupinskej planiny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Vass, D., Konečný, V. a Šefara, J., 1979: Paleogeografická a tektonická mapa Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Mahel, M., Kodym, O., Malkovský, M., in cooperation Beneš, K., Konečný, V., et al., 1984: Tectonic map of Czechoslovakia. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra – Praha, Ústř. Úst. geol.
- Vass, D. (ed.), Bezák, V., Elečko, M., Konečný, V. et al., 1992: Geologická mapa Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Konečný, V. a Lexa, J., 1984: Geologická mapa stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1 : 100 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Franko, O., Remšík, A., Fendek, M. (ed.), Elečko, M., Konečný, V., et al., 1995: Atlas geotermálnej energie Slovenska. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Biely, A. (ed.), Konečný, V. et al., 1996: Geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000. Bratislava, GS SR.
- Kaličiak, M., Konečný, V. a Lexa, J., 1995: Štruktúrno-geologická mapa Vihorlatských vrchov. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Žec, B. (ed.), Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Jacko, S., Karoli, S., Baňacký, V., Potfaj, M., Rakús, M., Petro, L. a Spišák, Z., 1997: Geologická mapa Vihorlatských a Humenských vrchov 1 : 50 000. Bratislava, GS SR.
- Žec, B. (ed.), Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Jacko, S., Karoli, S., Baňacký, V., Potfaj, M., Rakús, M., Petro, L., Spišák, Z., Bodnár, J., Jetel, J., Boorová, D. a Zlinská, A., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Vihorlatských vrchov a Humenských vrchov 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, s. 1 – 254.
- Šimon, L. (ed.), Elečko, M., Lexa, J., Pristaš, J., Halouzka, R., Konečný, V., Gross, P., Kohút, M., Mello, J., Polák, M., Havrila, M. a Vozár, J., 1997: Geologická mapa Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, GS SR.
- Šimon, L., Elečko, M., Lexa, J., Kohút, M., Halouzka, R., Gross, P., Pristaš, J., Konečný, V., Mello, J., Polák, M., Vozárová, A., Vozár, J., Havrila, M., Köhlerová, M., Stolár, M., Jánová, V., Marcin, D. a Szalaiová, V., 1977: Vysvetlivky ku geologickej mape Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, s. 1 – 281.
- Ivanička, J. (ed.), Polák, M., Hók, J., Határ, J., Greguš, J., Vozár, J., Nagy, A., Fordinál, K., Pristaš, J., Konečný, V. a Šimon, L., 1998: Geologická mapa Tribeča 1 : 50 000. Bratislava, GS SR.
- Ivanička, J., Hók, J., Polák, M., Határ, J., Vozár, J., Nagy, A., Fordinál, K., Pristaš, J., Konečný, V., Šimon, L., Kováčik, M., Vozárová, A., Fejdiová, O., Marcin, D., Liščák, P., Macko, A., Lanc, J., Šantavý, J. a Szalaiová, V., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Tribeča 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, s. 1 – 246.
- Konečný, V. (ed.), Bezák, V., Halouzka, R., Stolár, M. a Dublan, L., 1998: Geologická mapa Javoria 1 : 50 000. Bratislava, GS SR.
- Konečný, V., Bezák, V., Halouzka, R., Konečný, P., Mihaliková, A., Marcin, D., Iglárová, L., Panáček, A., Štohl, J., Žáková, E., Galko, I., Rojkovičová, L. a Onačila, D., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Javoria 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, s. 1 – 304.
- Konečný, V. (ed.), Lexa, J., Halouzka, R., Dublan, L., Šimon, L., Stolár, M., Nagy, A., Polák, M., Vozár, J., Havrila, M. a Pristaš, J., 1998: Geologická mapa regiónu Štiavnických vrchov a Pohronskeho Inovca (Štiavnický stratovulkán) 1 : 50 000. Bratislava, GS SR.
- Konečný, V. (ed.), Lexa, J., Halouzka, R., Hók, J., Dublan, L., Nagy, A., Šimon, L., Havrila, M., Ivanička, J., Hojstričová, V., Mihaliková, A., Vozárová, A., Konečný, P., Kováčiková, M., Fiľo, M., Marcin, D., Klukanová, A., Liščák, P. a Žáková, E., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Štiavnických vrchov a Pohronskeho Inovca (Štiavnický stratovulkán). I. a II. diel. Bratislava, GS SR, s. 1 – 473.
- Nagy, A. (ed.), Halouzka, R., Konečný, V., Dublan, L., Havrila, R., Lexa, J. a Pristaš, J., 1998: Geologická mapa Podunajskej nížiny – východná časť. Bratislava, GS SR.
- Nagy, A., Halouzka, R., Konečný, V., Lexa, J., Fordinál, K., Havrila, M., Vozár, J., Liščák, P., Stolár, M., Benková, K. a Kubeš, P., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny – východná časť. Bratislava, GS SR.
- Bezák, V. (ed.), Dublan, L., Hraško, L., Konečný, V., Kováčik, M., Madarás, J., Plašienka, D. a Pristaš, J., 1999: Geologická mapa Slovenského rudohoria – západná časť 1 : 50 000. Bratislava, GS SR.
- Bezák, V., Hraško, L., Kováčik, M., Madarás, J., Šimon, P., Pristaš, J., Dublan, L., Konečný, V., Plašienka, D., Vozárová, A., Kubeš, P., Švasta, J., Slavkay, M. a Liščák, P., 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria – západná časť 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, s. 1 – 178.
- Lexa, J., Bezák, V., Elečko, M., Mello, J., Polák, M., Potfaj, M., Vozár, J. (ed.), Konečný, V. et al., 2000: Geological map of Western Carpathians and adjacent areas 1 : 500 000. Bratislava, MŽP SR – GS SR.
- Elečko, M., Vass, D., Konečný, V., Gaálová, K. a Gaál, L., 2001: Cerová vrchovina: Geologicko-náučná mapa. Cerová vrchovina Upland: Geological-Educational Map 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Bezák, V. (ed.), Broska, I., Ivanička, J., Reichwalder, P., Vozár, J. – kryštalinikum; Polák, M., Havrila, M., Mello, J., Biely, A., Plašienka, D. – mezozoikum; Potfaj, M. – flyš: bradlové pásmo; Konečný, V., Lexa, J., Kaličiak, M., Žec, B. – neovulkanity; Elečko, M., Janočko, J., Pereszlenyi, M., Marko, F., Maglay, J. a Pristaš, J., 2004: Tektonická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000. Tectonic map of Slovak Republic 1 : 500 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- 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. a Vass, D., 2004: Vysvetlivky k tektonickej mape Slovenskej republiky 1 : 500 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 71 s.



Životné jubileum RNDr. Milana Poláka, CSc.



Začiatkom novembra, 6. 11. 2006, sa významný slovenský geológ RNDr. Milan Polák, CSc., zaradil do radov jubilentov šesťdesiatnikov.

Jubilant sa narodil v Kežmarku. Základnú školu absolvoval v Poprade. Maturoval v roku 1964 na Štátnej všeobecno-vzdelávacej škole v Poprade. Po maturite začal študovať základnú geológiu na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského v Bratislave. Štúdium úspešne skončil v roku 1969. Už v priebehu štúdia sa prejavil ako „zdatný elév“, ktorého aktivitu si všimli pedagógovia a vybrali si ho ako pomocnú vedeckú silu na Katedre geológie a paleontológie.

Po skončení štúdia od roku 1969 nastúpil do zamestnania do Geologického ústavu D. Štúra (GÚDŠ) v Bratislave. V jeho službách ostal až doteraz. S plnou vervou začal pracovať v oddelení mezozoika, ktoré sa v tých rokoch označovalo ako „kráľovské“ oddelenie GÚDŠ. V tom čase ešte ani netušil, že raz a na dlhé obdobie sa stane jeho vedúcim.

Od začiatku svojej profesionálnej kariéry pracoval na problematike mezozoických sekvencií v jadrových pohoriach vnútorných Západných Karpát. Ako mapujúci geológ riešil problematiku litostratigrafie a geologickej stavby v Krivánskej Malej Fatre. Intenzívne sa venoval štúdiu litostratigrafie, sedimentológie a paleogeografie mezozoických sekvencií tatrika v celom rozsahu Západných Karpát. To vyústilo do komplexnej analýzy týchto sedimentačných bazénov a definície niekoľkých nových formálnych litostratigrafických jednotiek. Tieto jednotky

prispeli k doplneniu a rozlíšeniu poznatkov a k spresneniu litostratigrafickej klasifikácie v mezozoických doménach Západných Karpát.

Jubilant z riešenej problematiky predložil rigoróznú prácu *Geologická mapa centrálnej časti Krivánskej Malej Fatry*, ktorú obhájil na Katedre geológie PriF UK v roku 1973 a získal titul RNDr. Vypracoval kandidátsku dizertačnú prácu s názvom *Litologicko-faciálna a paleogeografická analýza mezozoika tatrídnych obalových sérií Malej Magury, Malej a Veľkej Fatry* a po jej obhájení získal v roku 1976 hodnosť kandidáta geologických vied (CSc.). Jeho školiteľmi boli významní geológovia – akademik D. Andrusov a akademik M. Maheľ.

Jubilant sa zapojil do študovania geologickej stavby Západných Karpát, najmä geologického mapovania regiónov v mierke 1 : 50 000. Mapy regiónov sa začali zostavovať z celého územia Slovenska od roku 1972. Bol členom riešiteľských kolektívov a redaktorom máp a editorom vysvetliviek k nim. Do roku 2005 sa vydalo tlačou celkovo 45 regionálnych máp. Jubilant bol redaktorom regiónov Braniska a Čiernej hory (1996), Veľkej Fatry (1997), Starohorských vrchov, Čierťáže a severnej časti Zvolenskej kotliny (2003) a spoluredaktorom regiónu Kysuckých vrchov a Krivánskej Malej Fatry (1980). Pracoval na zostavení mezozoika geologických máp regiónov Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny (1997), Tribeča (1998), Štiavnických vrchov (1998), Slovenského raja, Galmusu a Hornádskej kotliny (2000), Spišskej Magury (2000) a Podunajskej nížiny – Nitrianskej pahorkatiny (2000). V poslednom období mapoval mezozoikum tatrika v regióne Považského Inovca (tlač v roku 2006) a v súčasnosti je zodpovedným riešiteľom (redaktorom) regiónu Malé Karpaty.

Dr. Polák sa podieľal aj na zhodnotení geologickej stavby mezozoika pri spracúvaní viacerých listov z edície hydrogeologických máp mierky 1 : 200 000. Pracoval na zostavovaní Geologickej mapy Západných Karpát v mierke 1 : 500 000 (Biely et al., 1996; Lexa et al., 2000), Geologickej mapy Slovenska v mierke 1 : 1 000 000 (Vozár a Káčer et al., 1996) a Tektonickej mapy Slovenska v mierke 1 : 500 000 (Bezák et al., 2004). V poslednom období sa intenzívne zaoberá zostavovaním prehľadnej geologickej mapy Slovenska v mierke 1 : 200 000. Generálne geologické mapy tejto mierky sa zostavujú po vyše 40 rokoch od zostavenia prvých „generálových“ geologických máp vydaných v rokoch 1963 a 1964. Na nových mapách sa zhmotňujú výsledky zostavovania regionálnych geologických máp mierky 1 : 50 000, ktoré rozhodujúcim spôsobom pomáhal zostavovať aj náš jubilant. Je redaktorom listov máp Žilina a Poprad a ako člen autorského kolektívu sa podieľal na zostavovaní listov máp Banská Bystrica, Košice a Trnava.

Príčinil sa aj o využitie geologických poznatkov v praktickom živote. V súvislosti s prípravou výstavby diaľničného tunela Branisko sa výraznou mierou podieľal na geologickom prieskume, tvorbe detailnej geologickej mapy, a predovšetkým na vypracovaní podrobného ideového profilu pre potreby reálnych banských prác na prieskumnej štólňi a následne aj plného profilu tunelového telesa.

Popri iných výskumoch sa venoval systematickému štúdiu jurských panvových sedimentov rádiolaritov v celom regióne Západných Karpát. S jeho príspevom sa získali mnohé priame paleontologické definície veku tohto charakteristického súvrstvia a bola definovaná nová litostratigrafická jednotka – ždiarske súvrstvie.

Dr. Polák sa zapájal aj do práce medzinárodných geologických organizácií. Podieľal sa na projektoch IGCP a na bilaterálnej spolupráci s rakúskymi geológmi v rámci problematiky korelácie mezozoických sekvencií Východných Álp a Západných Karpát. Spolupracoval s poľskými a francúzskymi geológmi na riešení problematiky vrchnojurských sekvencií. Zásadný bol projekt *Vývoj severného okraja Tetídy*. V rámci kongresov KBGA pracoval v stratigrafickej komisii, predovšetkým v problematike litostratigrafie. Bol zástupcom slovenskej skupiny v komisii pre geologickú mapu KBGA.

V súčasnosti spolupracuje na medzinárodnom projekte *Tectonostratigraphic Terrane and Paleoenvironment Maps of the Circum – Pannonian Region*, ktorý koordinujú MAFI Budapešť a SAV Bratislava. Veľkú časť svojho profesionálneho života venoval aj spolupráci s pracovníkmi Poľského geologického ústavu – karpatského oddielu v Krakove. Aj jeho zásluhou sa s nimi vytvorili dobré medziľudské vzťahy.

Jubilant ako expert Polytechny pracoval päť rokov (1979 – 1983) na Office National de Mines v Tuniskej republike. Venoval sa prevažne aplikovanej geológii. Boli to práce spojené so spracúvaním podkladov pre ložisko karbonátov pre VI. tuniskú cementáreň v Djebel Ouste. Podstatná časť jeho činnosti súvisela s prípravou geologických máp pre prieskum lignitových ložísk v centrálnej časti Tuniska. Jej súčasťou bolo aj profesionálne formovanie niekoľkých absolventov tuniských univerzít. V tom období bol aj aktívnym členom Tuniskej geologickej spoločnosti.

Počas zamestnania bol a stále je aktívne zapojený do riadiacich, odborných a spoločenských funkcií organizácie. V rokoch 1990 – 2000 bol vedúcim oddelenia mezozoika a paleogénu. V rokoch 2000 – 2005 vo funkcii vedúceho riadil odbor geologického výskumu a mapovania Geologickej služby SR, resp. ŠGÚDŠ. Pôsobil aj ako vedecký tajomník GÚDŠ a je dlhoročným členom vedeckej rady, predtým aj spoločnej vedeckej rady GÚDŠ Bratislava – ÚÚG Praha. V roku 2006 ho zvolili za predsedu vedeckej rady. Od roku 1990 je predsedom aprobačnej komisie pre geologické mapy s celoslovenskou pôsobnosťou. Je redaktorom edície *Vysvetlivky ku geologickým mapám*, členom vydavateľskej rady a ďalších edičných, redakčných a odborných komisii. Okrem toho je členom Slovenskej geologickej spoločnosti a Asociácie geológov Slovenska.

Bohatá je aj jubilantova publikačná činnosť. Samostatne a v spolupráci s inými autormi publikoval doma aj v zahraničí vyše 110 článkov a podieľal sa na takmer 130 manuskriptoch.

RNDr. Milan Polák, CSc., bol za svoju cieľavedomú prácu a spoločenské postoje ocenený viacerými vyznamenaniami. Okrem iných mu udelili čestný titul *Zaslúžilý pracovník rezortu Slovenského geologického úradu a Vzorový pracovník GÚDŠ*. Pri príležitosti 40., 50. a 60. výročia založenia ústavu mu udelili pamätné medaily za dlhoročnú úspešnú spoluprácu pri geologickom výskume Slovenska, za rozvoj geológie a ústavu. V tomto jubilejnom roku mu pri príležitosti celoštátnej oslavy Dňa baníkov, geológov a pracovníkov naftového priemyslu udelili *Čestné uznanie MŽP SR*.

Pri príležitosti jeho životného jubilea nielen my, jeho spolupracovníci, oceňujeme jeho odbornú aj spoločenskú angažovanosť, ale aj priatelia doma a v zahraničí. Do ďalších rokov mu prajeme dobré zdravie a elán do práce pre ďalší rozvoj ústavu, na ktorého budovaní sa doteraz tak významne podieľal.

RNDr. Michal Elečko, CSc.

Zoznam publikovaných prác

1. Marková, M., Planderová, E. a Polák, M., 1972: Oligocene evaporites in central West Carpathians. In: *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), roč. 23, č. 2, s. 263 – 280.
2. Polák, M. a Jablonský, E., 1973: Biohermné dolomity chočského príkrovu Malej Fatry. In: *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), č. 61, s. 233 – 237.
3. Polák, M. a Rakús, M., 1973: Le Lias de la nappe de la Krížna dans la Malá Fatra (Carpatés occidentales). In: *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), roč. 24, č. 2, s. 449 – 452.
4. Polák, M., 1975: Poznámky k tektonickej stavbe horskej skupiny Veľkého Rozsutca Malej Fatry. In: *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), č. 63, s. 85 – 89.
5. Polák, M., 1975: Kremité fleckenmergel obalovej série Malej Fatry. In: *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), č. 63, s. 221 – 226.
6. Polák, M., 1976: Litológia, mikrofácia a dolomitizácia stredného triasu obalovej série Malej Fatry. In: *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), č. 65, s. 163 – 169.
7. Planderová, E. a Polák, M., 1976: O veku triasových dolomiticko-bridličnatých vrstiev z obalovej série Veľkej Fatry. In: *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), č. 65, s. 75 – 79.
8. Polák, M., 1976: In Slaczka, A. et al., 1976: Atlas transportu osadow detriticznych w luku Karpatsko-Balkanskim. Czesz Tyton i kreda dolna. (Atlas of paleotransport of detrital sediments in the Carpat-Balkanian Mts. system.) Part I, Tithonian – Lower Cretaceous, 1 : 200 000. Warszawa, Institut Geologiczny.
9. Polák, M., 1977: Litofácie aptu obalovej série Malej Fatry. In: *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), č. 68, s. 153 – 156.
10. Polák, M., 1977: Transport direction of Lower Triassic clastics in Tatríde Mantle groups in the central part of the Western Carpathians. In: *11 Congr. Carp. Balk. Geol. Ass., Reports, Kijev*, 326 s.
11. Polák, M., 1978: Jura tatríd Malej Magury, Malej a Veľkej Fatry (litológia a paleogeografia). In: *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), č. 70, s. 91 – 114.
12. Polák, M., 1978: Litofaciálna a paleogeografická analýza mezozoika v podloží stredoslovenských neovulkanitov. In: *Miner. slov.* (Bratislava), roč. 10, č. 2, s. 113 – 123.
13. Karolus, K., Karolusová, E., Gross, P. a Polák, M., 1978: In: Biela, A., 1978: Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát. 4. Východná časť stredo-

- slovenských neovulkanitov. Ostrá Lúka (GK-8). Region. Geol. Západ. Karpát (Bratislava), č. 11, s. 108 – 110.
14. Mello, J. a Polák, M., 1978: Facial and paleogeographical outline of the West Carpathians Middle Triassic (Illyrian – Langobardian). In: Konf. Symp. Sem., Paleogeografický vývoj Západných Karpát – Paleogeographical evolution of the West Carpathians (Ed. Vozár, J.). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 301 – 314.
 15. Salaj, J. a Polák, M., 1978: *Meandrospira deformata* Salaj ako indikátor zmeny ekologických a paleogeografických podmienok. *Meandrospira deformata* Salaj as indicator of the change of ecological and paleogeographical conditions. In: Konf. Symp. Sem., Paleogeografický vývoj Západných Karpát – Paleogeographical evolution of the West Carpathians (Ed. Vozár, J.). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 213 – 220.
 16. Polák, M., 1979: Geologické profily Krivánskou Malou Fatrou. In: Konf. Symp. Sem., Tektonické profily Západných Karpát (Ed. Maheľ, M.). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 77 – 84.
 17. Polák, M. a Bujnovský, A., 1979: The Lučivná formation. (New designation of a formal lithostratigraphical unit of the Lower Cretaceous of envelope groups in the West Carpathians.) In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 73, s. 61 – 70.
 18. Bujnovský, A. a Polák, M., 1979: Korelácia mezozoických litostratigrafických jednotiek Malej Fatry, Veľkej Fatry a sz. časti Nízkych Tatier. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 72, s. 77 – 96.
 19. Forgáč, J., Pulec, M., Polák, M., Priehodská, Z., Planderová, E., Lehotayová, R., Škvarka, L. a Mitkulčík, E., 1979: Štruktúrny vrt FŽB-1 Železná Breznica. Region. Geol. Západ. Karpát (Bratislava), č. 12 – 13, s. 79 – 131.
 20. Haško, J. a Polák, M., 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape Kysuckých vrchov a Krivánskej Malej Fatry 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 148 s.
 21. Polák, M., 1980: Mezozoikum západnej časti Veľkej Fatry. In: Výskum anorganického prírody Gaderskej doliny a Blatnickej doliny v Chránenej krajinskej oblasti Veľká Fatra. In: Ochr. Prír., Výsk. Práce Ochr. Prír. (Bratislava), Vyd. Príroda, 3A, s. 13 – 38.
 22. Haško, J. a Polák, M., 1980: Geologická mapa Kysuckých vrchov a Krivánskej Malej Fatry 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
 23. Polák, M., 1981: Geologická stavba centrálnej časti Malej Fatry so zreteľom na Štátnu prírodnú rezerváciu Rozsutec. In: Janík, M., Štollmann, A. (Eds.) et al., 1981: Rozsutec, štátna prírodná rezervácia. Monografia. 1. vyd. Martin, Osveta, s. 53 – 79.
 24. Abbes, A. a Polák, M., 1981: La formation Saouaf dans les synclinaux de la Dakhla (Cap Bon) et de Saouaf (Tunisie nord-orientale). In: Not. Serv. géol. (Tunis), 46, s. 99 – 117.
 25. Hanzel, V. a Polák, M., 1982: Niekoľko geologických a hydrogeologických poznatkov o mezozoiku v predpolí Vysokých Tatier. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 77, s. 141 – 154.
 26. Polák, M., 1983: 2. Geologická stavba. In: Pagáč, J., Vološčuk, I. et al., 1983: Malá Fatra. Chránená krajinná oblasť. Monografia, 1. vyd. Bratislava, Príroda, s. 14 – 23.
 27. Polák, M., 1984: In: Suk, M., Fusán, O. et al., 1984: Guide to geological excursion in Czechoslovakia. Excursion 107 A: The West Carpathians Mts., 27 Internat. geol. Congress Moskva. Praha. Academia, s. 104 – 111.
 28. Rakús, M. (Ed.), Biely, A., Bujnovský, A., Fusán, O., Kyselá, J., Nemček, J., Polák, M., Samuel, O. a Vozár, J., 1984: Guide to geological excursion in the West Carpathians Mts. IGCP Project 198 – The evolution of the northern margin of Tethys. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 50 – 63.
 29. Polák, M., 1985: Výskyt lignitu v Tunisku. In: Geol. Průzk. (Praha), roč. 27, č. 1, s. 27 – 28.
 30. Polák, M. a Rakús, M., 1985: Mezozoikum. In: Hovorka, D., Lexa, J., Marschalko, R., Polák, M., Rakús, M., Samuel, O. a Vozár, J., 1985: Vývoj poznatkov a hlavné výsledky geologického výskumu Západných Karpát. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 17, č. 3, s. 212 – 214.
 31. Bujnovský, A. a Polák, M., 1985: Mesozoic lithostratigraphical units of the Veľká Fatra Mts. In: 13 Congr. Carp. Balk. Geol. Ass., Reports. Kraków, Instytut Geologiczny, 1, s. 23 – 28.
 32. Bujnovský, A. a Polák, M., 1986: 2. Geologická stavba a tektonika (Veľkej Fatry). In: Vestenický, K., Vološčuk, I. et al., 1986: Veľká Fatra, chránená krajinná oblasť. Monografia, 1. vyd. Bratislava, Príroda, s. 13 – 29.
 33. Polák, M., 1987: Mezozoikum severnej časti Braniska. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 87, s. 7 – 18.
 34. Polák, M., 1987: Litofaciálna charakteristika jury Braniska a západnej časti Čiernej hory. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 87, s. 137 – 152.
 35. Polák, M. a Planderová, E., 1987: Príspevok k litostratigrafii vrchného triasu Braniska. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 86, s. 133 – 142.
 36. Biely, A., Bouaziz, S., Mello, J. a Polák, M., 1987: Remarks to the lithofacial content and lateral changes of Triassic and Jurassic evaporite formations from Southern Tunisia. In: Proc. 8th Reg. Meet. sedimentology IAS, Tunis.
 37. Polák, M., Molák, B. a Širáňová, V., 1988: Manifestation of Manganese mineralisation in Liassic bituminous carbonates of the Branisko Mts. In: Abstracts of the symp. Metalif. block shales progr. IGCP-254, 1. Nat. works groups, Pezinská Baba, s. 26 – 27.
 38. Polák, M., 1989: Lithofacial characterization of dynamic-metamorphosed Mesozoic carbonates complexes in the West Carpathians. (Branisko – Čierna Hora and Nízke Tatry Mts.). In: 14 Congr. Carp. Balk. Ass., Reports (Tezisy dokladov). Sofija, s. 927 – 930.
 39. Buser, S. a Polák, M., 1989: Comparative investigation of the Fleckenmergel formation (Allgäu beds) in the Slovenian basin (Dinarides) and West Carpathians. Geologija (Ljubljana).
 40. Polák, M., 1990: Tektonické okná obalovej sekvencie Veľkej Fatry. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 22, č. 6, s. 527 – 532.
 41. Polák, M., 1990: In: Zakovič, M., Hanzel, V., Kullman, E., Jetel, J., Franko, O., Bodiš, D., Polák, M., Gross, P., Potfaj, M., Gašparik, J., Vaškovský, I., Klinec, A. a Haško, J., 1990: Vysvetlivky k základnej hydrogeologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list 26 Žilina. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 19 – 33.
 42. Polák, M. a Kohút, M., 1990: Problémy geologickej stavby východnej časti Veľkej Fatry. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 91, s. 27 – 32.
 43. Rakús, M., Mišík, M., Michalík, J., Mock, R., Ďurkovič, T., Koráb, T., Marschalko, R., Mello, J., Polák, M. a Jablonský, J., 1990: Paleogeographic development of the West Carpathians: Anisian to Oligocene. In: Evolution of the Northern Margin of Tethys. The Results of IGCP Project 198, Vol. III (Eds. Rakús, M., Dercourt, J., Nairn, A. E. M.). Mém. Soc. géol. France, Nouvelle Série (Paris), 154, 3, s. 39 – 62.
 44. Polák, M. a Ondrejčíková, A., 1993: Lithology, microfacies and biostratigraphy of radiolarian limestones, radiolarites in the Krížna nappe of the Western Carpathians. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 25, č. 6, s. 391 – 410.
 45. Polák, M. a Ondrejčíková, A., 1993: Litostratigrafia rádiolárových vápencov a rádiolaritov krížňanského príkrovu Strážovských vrchov. In: Rakús, M. a Vozár, J. (Eds.), 1993: Geodynamický model a hlbinná stavba Západných

- Karpát. Zborník referátov zo seminára (17. – 18. 12. 1992). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 95 – 101.
46. Polák, M. a Širáňová, V., 1993: Mangánová mineralizácia v liasových karbonátových sedimentoch Braniska. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 97, s. 47 – 51.
 47. Gašparík, J. (ed.), Halouzka, R. (Ed.), Bujnovský, A., Fojtík, I., Gorek, J., Haško, J., Lexa, J., Miko, O., Polák, M. a Rakús, M., 1993: Geologická mapa Turčianskej kotliny 1 : 50 000. 1. vyd. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
 48. Häusler, H., Plašienka, D. a Polák, M., 1993: Comparison of Mesozoic succesions of the Central Eastern Alps and the Central Western Carpathians. In: Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), roč. 136, č. 4, s. 715 – 739.
 49. Polák, M., 1994: Geologická stavba štátnej prírodnej rezervácie Borišov. In: Ochr. Prír., Výsk. Práce Ochr. Prír. (Bratislava), Príroda.
 50. Polák, M., 1994: Mezozoikum južnej časti Braniska. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 26, s. 267 – 271.
 51. Polák, M. a Ondrejčková, A., 1995: Lithostratigraphy of Radiolarian Limestones and Radiolarites of the Envelope Sequence in the Veľká Fatra Mts. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), roč. 2, s. 153 – 158.
 52. Polák, M., Vozár, J. a Malík, P., 1995: Geologická stavba Braniska a výstavba diaľničného tunela. In: Zbor. prisp. Proc. Int. conf. Constr. Tunels. Env., Poprad.
 53. Jacko, S., Vozár, J. a Polák, M., 1995: Nové poznatky o geologickej stavbe Braniska a Čiernej hory. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 27, s. 417 – 418.
 54. Mello, J., Polák, M. a Ondrejčková, A., 1995: Mesozoic radiolarites of central and inner part of the West Carpathians. In: 15 Congr. Carp. Balk. Ass., Reports, Geol. Soc. Greece, Athens, roč. 4, č. 1, s. 232 – 236.
 55. Polák, M., Havrila, M., Filo, I. a Pevný, J., 1996: Gader Limestones – a new lithostratigraphic unit of the Hronicum in the Veľká Fatra Mts. and its extension in the Western Carpathians. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), č. 3 – 4, s. 293 – 310.
 56. Polák, M. (ed.), Jacko, S. (Ed.), Vozár, J., Vozárová, A., Gross, P., Harčár, J., Sasvári, T., Zacharov, M., Baláž, B., Kaličiak, M., Karoli, S., Nagy, A., Buček, S., Maglay, J., Spišák, Z., Žec, B., Filo, I. a Janočko, J., 1996: Geologická mapa Braniska a Čiernej hory 1 : 50 000. 1. vyd., Bratislava, GS SR.
 57. Polák, M., Ondrejčková, A., Martinský, L. a Žáková, E., 1996: Lithology, microfacies and biostratigraphy of radiolarian limestones and radiolarites of the Krížna nappe, Western Carpathians. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 101 (Special Volume, Abstracts of Scientific Reports), s. 23.
 58. Polák, M., 1996: In: Hanzel, V. (ed.), Zakovič, M., Vrana, K., Elečko, M., Klinec, A., Polák, M., Pristaš, J. a Vaškovský, I., 1996: Vysvetlivky k základnej hydrogeologickej mape SR 1 : 200 000, list 27 Poprad. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra (v tlači).
 59. Molák, B., Began, A., Bujnovský, A., Ďurkovič, T., Elečko, M., Gargulák, M., Grecula, P., Hók, J., Khun, M., Knésl, J., Miko, O., Polák, M., Pulec, M., Radvanec, M., Rojkovič, I., Siráňová, Z., Slavkay, M., Snopko, L., Snopková, P., Širáňová, V., Turan, J., Turanová, L. a Vozárová, A., 1996: Raw material potential of carbonaceous formations of Slovakia. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 101 (Special Volume, Abstracts of Scientific Reports), s. 72.
 60. Vozár, J. (ed.), Juhász, E., Bezák, V., Elečko, M., Gross, P., Konečný, V., Mello, J., Molák, B., Polák, M., Vozárová, A., Haás, J. a Müller, P., 1996: Guide to Excursion, FOREGS Western Carpathians, Northern Hungary – Central Slovakia. Bratislava, GS SR, 41 s.
 61. Polák, M., Filo, I., Kohút, M., Vozár, J. a Wagner, P., 1996: Geologická stavba Braniska a jej vplyv na výstavbu diaľničného tunela. In: Zborník príspevkov Tunely pre tretie tisícročie (konferencia s medzinárodnou účasťou, Prievidza 18. – 20. 11. 1996). Prievidza, Banské stavby, s. 6 – 13.
 62. Polák, M. (ed.), Bujnovský, A. (ed.), Kohút, M. (ed.), Pristaš, J., Filo, I., Havrila, M., Vozárová, A., Vozár, J., Kováč, P., Lexa, J., Rakús, M., Malík, P., Liščák, P., Hojstričová, V., Žáková, E., Siráňová, Z., Boorová, D. a Fejdiová, O., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Veľkej Fatry 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 206 s.
 63. Polák, M. (ed.), Jacko, S., Vozárová, A., Vozár, J., Gross, P., Harčár, J., Zacharov, M., Baláž, B., Liščák, P., Malík, P., Zakovič, M., Karoli, S., Kaličiak, M. a Sasvári, T., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Braniska a Čiernej hory 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 202 s.
 64. Polák, M. (ed.), Bujnovský, A. (ed.), Kohút, M. (ed.), Filo, I., Pristaš, J., Havrila, M., Vozár, J., Mello, J., Rakús, M., Buček, S. a Lexa, J., 1997: Geologická mapa Veľkej Fatry 1 : 50 000. 1. vyd. Bratislava, Mln. Živ. Prostr. Slov. Rep., GS SR.
 65. Liščák, P., Ondrášik, R. a Polák, M., 1997: Veľká Fatra Mts. – care mountain range with remarkable cumulation of unique geologic features. In: Proc. of Abstracts, Progeo, Kraków, s. 8.
 66. Mello, J. a Polák, M., 1997: West Carpathians Triassic – Jurassic radiolarites influenced by turbidites and debris flow. 18th IAS Reg. Europ. Meeting of Sedimentology, 2. – 4. Sept. 1997, Abstracts, GAEA heidelbergensis, 3, Heidelberg, s. 263.
 67. Mello, J. a Polák, M., 1997: West Carpathians Triassic – Jurassic radiolarian sediments influenced by turbidites and debris flows. Poster. 18th IAS Reg. Europ. Meeting of Sedimentology, 2. – 4. Sept. 1997, Heidelberg.
 68. Šimon, L. (ed.), Elečko, M., Lexa, J., Kohút, M., Halouzka, R., Gross, P., Pristaš, J., Konečný, V., Mello, J., Polák, M., Vozárová, A., Vozár, J., Havrila, M., Köhlerová, M., Stolár, M., Jánová, V., Marcin, D. a Szalaiová, V., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 282 s.
 69. Šimon, L. (ed.), Elečko, M., Lexa, J., Pristaš, J., Halouzka, R., Konečný, V., Gross, P., Kohút, M., Mello, J., Polák, M., Havrila, M. a Vozár, J., 1997: Geologická mapa Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny 1 : 50 000. 1. vyd. Bratislava, Mln. Živ. Prostr. Slov. Rep., GS SR.
 70. Ivanička, J., Polák, M., Hók, J., Határ, J., Greguš, J., Vozár, J., Nagy, A., Fordinál, K., Pristaš, J., Konečný, V. a Šimon, L., 1998: Geologická mapa Tribeča 1 : 50 000. Bratislava, Mln. Živ. Prostr. Slov. Rep., GS SR.
 71. Ivanička, J., Hók, J., Polák, M., Határ, J., Vozár, J., Nagy, A., Fordinál, K., Pristaš, J., Konečný, V., Šimon, L., Kováčik, M., Vozárová, A., Fejdiová, O., Marcin, D., Liščák, P., Macko, A., Lanc, J., Šantavý, J. a Szalaiová, V., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Tribeča 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra.
 72. Polák, M., Ondrejčková, A. a Wiczorek, J., 1998: Litho-biostratigraphy of the Ždiar Formation of the Krížna nappe (Tatry Mts.). In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), roč. 4, č. 1, s. 35 – 52.
 73. Konečný, V. (ed.), Lexa, J., Halouzka, R., Dublan, L., Šimon, L., Stolár, M., Nagy, A., Polák, M., Vozár, J., Havrila, M. a Pristaš, J., 1998: Geologická mapa Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca (Štiavnický stratovulkán)/ Geological map of Štiavnické vrchy Mts. and Pohronský Inovca Mts. (Štiavnicka stratovolcano) 1 : 50 000. 1. vyd. Bratislava, Mln. Život. Prostr. Slov. Rep. – GS SR.
 74. Hók, J., Ivanička, J. a Polák, M., 1998: Tectonic position of Veporicum and Hronicum Tribeč Mts. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), roč. 4, č. 3, s. 177 – 184.

75. Ivanička, J., Hók, J., Határ, J. a Polák, M., 1998: The nappe contact of the contrast tectonic unit – new results from geological mapping of the Tribeč Mts. In: Abstracts. (Ed.: Janoschek, Werner R.). Carpathian-Balkan Geological Association, XVI Congress. August 30th to September 2nd, 1998. Geocenter, University of Vienna, Austria. Vienna, Geological Survey of Austria – Austrian National Committee of Geology – Geological Society of Austria – Austrian Academy of Sciences, s. 234.
76. Gross, P., Buček, S., Ďurkovič, T., Filo, I., Maglay, J., Halouzka, R., Karolí, 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. a Žecová, K., 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov, Spišsko-šarišského medzihoria, Bachurne a Šarišskej vrchoviny 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra.
77. Gross, P. (ed.), Buček, S., Ďurkovič, T., Filo, I., Karolí, S., Maglay, J., Nagy, A., Halouzka, R., Spišák, Z., Žec, B., Vozár, J., Borza, V., Lukáčik, E., Mello, J., Polák, M. a Janočko, J., 1999: Geologická mapa Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov, Spišsko-šarišského medzihoria, Bachurne a Šarišskej vrchoviny / Geological map of Popradská kotlina basin, Levočské vrchy Mts., Spišsko-šarišské medzihorie depression, Bachureň Mts. and Šarišská vrchovina Highland 1 : 50 000. Bratislava, Min. Živ. Prostr. Slov. Rep. – GS SR.
78. Mello J. a Polák, M., 2000: Regional geological cartography of Slovak Republic. In: Third Congress on Regional Geological Cartography and Information Systems. (Geological cartography and information systems for land and environmental planning in European Regions – Contributions to a Sustainable Development). Proceedings. 24. – 27.10. 2000, Munich, Bavaria – Germany, s. 207 – 208.
79. Lexa, J., Bezák, V., Elečko, M., Eliáš, M., Konečný, V., Less, Gy., Mandl, G. W., Mello, J., Pálenký, P., Pelikán, P., Polák, M., Potfaj, M., Radócz, Gy., Rytko, W., Schnabel, G. W., Stráňík, Z., Vass, D., Vozár, J., Zelenka, T. et al., 2000: Geological Map of Western Carpathians and adjacent areas 1 : 500 000 / Geologická mapa Západných Karpát a príľahlých území 1 : 500 000. Legend to Geological Map of Western Carpathians and adjacent areas / Legenda ku geologickej mape Západných Karpát a príľahlých území. Correlation tables of lithostratigraphic units / Korelačné tabuľky litostratigrafických jednotiek. (Eds.: Lexa, J., Bezák, V., Elečko, M., Mello, J., Polák, M., Potfaj, M. a Vozár, J. et al.). 1. vyd. Bratislava, Min. Živ. Prostr. Slov. Rep. – Št. Geol. Úst. D. Štúra.
80. Mello, J. (ed.), Filo, I., Havrila, M., Ivanička, J., Madarás, J., Németh, Z., Polák, M., Pristaš, J., Vozár, J., Koša, E. a Jacko ml., S., 2000: Geologická mapa Slovenského raja, Galmusu a Hornádskej kotliny / Geological map of the Slovenský raj, Galmus Mts. and Hornád depression 1 : 50 000. 1. vyd. Bratislava, Min. Živ. Prostr. Slov. Rep. – Št. Geol. Úst. D. Štúra.
81. Mello, J. (ed.), Filo, I., Havrila, M., Ivan, P., Ivanička, J., Madarás, J., Németh, Z., Polák, M., Pristaš, J., Vozár, J., Vozárová, A., Liščák, P., Kubeš, P., Scherer, S., Siráňová, Z., Szalaiová, V. a Žáková, E., 2000: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského raja, Galmusu a Hornádskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, Vyd. D. Štúra, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 304 s.
82. Janočko, J. (ed.), Gross, P., Jacko ml., S., Buček, S., Karolí, S., Žec, B., Polák, M., Rakús, M., Potfaj, M. a Halouzka, R., 2000: Geologická mapa Spišskej Magury / Geological map of the Spišská Magura region 1 : 50 000. 1. vyd. Bratislava, Min. Živ. Prostr. Slov. Rep. – Št. Geol. Úst. D. Štúra.
83. Janočko, J. (ed.), Gross, P., Polák, M., Potfaj, M., Jacko, S. ml., Rakús, M., Halouzka, R., Jetel, J., Petro, L., Kubeš, P., Buček, S., Köhler, E., Siráňová, Z., Zlinská, A., Halásová, E., Hamršíd, B., Karolí, S., Žec, B., Fejdiová, E., Milička, J., Boorová, D. a Žecová, K., 2000: Vysvetlivky ku geologickej mape Spišskej Magury 1 : 50 000. 1. vyd. Bratislava, Vyd. D. Štúra, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 176 s.
84. Janočko, J., Polák, M., Jacko, S., Gross, P., Köhler, E., Halásová, E., Hamršíd, B., Siráňová, Z., Zlinská, A., Buček, S., Karolí, S. a Žec, B., 2001: Nové poznatky o geologickej stavbe regiónu Spišskej Magury. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 105, s. 49 – 54.
85. Polák, M. et al., 2001: Geologická mapa Braniska a Čiernej hory. Abstrakty. In: Materiály zo zjazdu Slovenskej geologickej spoločnosti, Banská Štiavnica 2001. Miner. slov. (Bratislava), roč. 33, č. 3.
86. Polák, M., Bujnovský, A., Kohút, M., Filo, I., Pristaš, J., Havrila, M., Vozár, J., Mello, J., Rakús, M., Buček, S. a Lexa, J., 2001: Geologická mapa Veľkej Fatry. Abstrakty. In: Materiály zo zjazdu Slovenskej geologickej spoločnosti, Banská Štiavnica 2001. Miner. slov. (Bratislava), roč. 33, č. 3, s. 300.
87. Polák, M., Jacko, S., Vozár, J., Vozárová, A., Gross, P., Harčár, J., Sasvári, T., Zacharov, M., Baláž, B., Kaličiak, M., Karolí, S., Nagy, A., Buček, S., Maglay, J., Spišák, Z., Žec, B., Filo, I. a Janočko, J., 2001: Geologická mapa Braniska a Čiernej hory. Abstrakty. In: Materiály zo zjazdu Slovenskej geologickej spoločnosti, Banská Štiavnica 2001. Miner. slov. (Bratislava), roč. 33, č. 3, s. 299 – 300.
88. Pristaš, J. (ed.), Elečko, M., Maglay, J., Fordinál, K., Šimon, L., Gross, P., Polák, M., Havrila, M., Ivanička, J., Határ, J., Vozár, J., Mello, J. a Nagy, A., 2001: Geologická mapa Podunajskej nížiny – Nitrianskej pahorkatiny. Abstrakty. In: Materiály zo zjazdu Slovenskej geologickej spoločnosti, Banská Štiavnica 2001. Miner. slov. (Bratislava), roč. 33, č. 3, s. 295 – 296.
89. Pristaš, J., Elečko, M., Fordinál, K., Šimon, L., Polák, M., Ivanička, J., Vozár, J., Töröková, I., Žecová, K., Zlinská, A., Slamková, M., Boorová, D. a Kernátová, J., 2001: Geologická stavba a vývoj Bánovskej kotliny, listy 1 : 25 000: 35-231 (Trenčianska Turná, časť), 35-232 (Motešice, časť), 35-233 (Dubodiel, časť), 35-243 (Uhrovec, časť) a 35-234 (Bánovce nad Bebravou). In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 105, s. 39 – 41.
90. Pristaš, J., Elečko, M., Maglay, J., Fordinál, K., Šimon, L., Gross, P., Polák, M., Havrila, M., Ivanička, J., Határ, J., Vozár, J. a Töröková, I., 2001: Geologická stavba a neotektonika Nitrianskej pahorkatiny. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 105, s. 43 – 47.
91. Šimon, L. (ed.), Elečko, M., Lexa, J., Konečný, V., Kohút, M., Gross, P., Halouzka, R., Pristaš, J., Polák, M., Havrila, M. a Vozár, J., 2001: Geologická mapa Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny. Abstrakt. In: Materiály zo zjazdu Slovenskej geologickej spoločnosti, Banská Štiavnica 2001. Miner. slov. (Bratislava), roč. 33, č. 3, s. 294 – 295.
92. Gross, P., Buček, S., Ďurkovič, T., Filo, I., Karolí, S., Maglay, J., Nagy, A., Halouzka, R., Spišák, Z., Žec, B., Vozár, J., Borza, V., Lukáčik, E., Mello, J., Polák, M. a Janočko, J., 2001: Geologická mapa Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov, Spišsko-šarišského medzihoria, Bachurne a Šarišskej vrchoviny. Abstrakt. In: Materiály zo zjazdu Slovenskej geologickej spoločnosti, Banská Štiavnica 2001. Miner. slov. (Bratislava), roč. 33, č. 3, s. 298.
93. Ivanička, J., Polák, M., Hók, J., Határ, J., Greguš, J., Vozár, J., Nagy, A., Fordinál, K., Pristaš, J., Konečný, V. a Šimon, L., 2001: Geologická mapa Tribeča. Abstrakty.

- In: Materiály zo zjazdu Slovenskej geologickej spoločnosti, Banská Štiavnica 2001. Miner. slov. (Bratislava), roč. 33, č. 3, s. 303 – 304.
94. Konečný, V. (ed.), Lexa, J., Halouzka, R., Dublan, L., Šimon, L., Stolár, M., Nagy, A., Polák, M., Vozár, J., Havrila, M. a Pristaš, J., 1998: Geologická mapa Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca (Štiavnický stratovulkán) / Geological map of Štiavnické vrchy Mts. and Pohronský Inovca Mts. (Štiavnický stratovolcano) 1 : 50 000. 1. vyd. Bratislava, Min. Živ. Prostr. Slov. Rep. – GS SR.
 95. Pristaš, J. (ed.), Elečko, M., Maglay, J., Fordinál, K., Šimon, L., Gross, P., Polák, M., Havrila, M., Ivanička, J., Határ, J., Vozár, J., Mello, J. a Nagy, A., 2000: Geologická mapa Podunajskej nížiny – Nitrianskej pahorkatiny / Geological map of the Danube lowland – Nitrianska pahorkatina upland 1 : 50 000. 1. vyd. Bratislava, Min. Živ. Prostr. Slov. Rep. – Št. Geol. Úst. D. Štúra.
 96. Pristaš, J. (ed.), Elečko, M., Maglay, J., Fordinál, K., Šimon, L., Gross, P., Polák, M., Havrila, M., Ivanička, J., Határ, J., Vozár, J., Tkáčová, H., Tkáč, J., Liščák, P., Jánová, V., Švasta, J., Remšík, A., Žáková, E. a Töröková, I., 2000: Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny – Nitrianskej pahorkatiny 1 : 50 000. 1. vyd. Bratislava, Vyd. D. Štúra, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 250 s.
 97. Polák, M. a Ožvoldová, L., 2001: Lithostratigraphy of radiolarian limestones and radiolarites of the Hronicum in the Strážovské vrchy Mts. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), roč. 7, č. 1, s. 85 – 89.
 98. Liščák, P. a Polák, M., 2001: Proposals for the national ProGEO list of Geological Heritage. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), roč. 7, č. 1, s. 95 – 99.
 99. Polák, M., 2003: Regional geological cartography of Slovak Republic. In: 17. Congress of the Carpathian-Balkan Association. Bratislava, 1. – 4. 9. 2002. Post-congress proceedings. Miner. slov. (Bratislava), roč. 35, č. 1, s. 72 – 73.
 100. Polák, M. (ed.), Filo, I., Havrila, M., Bezák, V., Kohút, M., Kováč, P., Vozár, J., Mello, J., Maglay, J., Elečko, M., Olšavský, M., Pristaš, J., Šiman, P., Buček, S., Hók, J., Rakús, M., Lexa, J. a Šimon, L., 2003: Geologická mapa Starohorských vrchov, Čierťaže a severnej časti Zvolenskej kotliny / Geological map of the Starohorské vrchy Mts., Čierťaž Mts. and northern part of the Zvolenská kotlina depression 1 : 50 000. 1. vyd. Bratislava, Min. Živ. Prostr. Slov. Rep. a Št. Geol. Úst. D. Štúra.
 101. Polák, M. (ed.), Filo, I., Havrila, M., Bezák, V., Kohút, M., Kováč, P., Vozár, J., Maglay, J., Elečko, M., Vozárová, A., Olšavský, M., Šiman, P., Buček, S., Siraňová, Z., Hók, J., Rakús, M., Lexa, J., Šimon, L., Pristaš, J., Kubeš, P., Zakovič, M., Liščák, P., Žáková, E., Boorová, D. a Vaněková, H., 2003: Vysvetlivky ku geologickej mape Starohorských vrchov, Čierťaže a severnej časti Zvolenskej kotliny 1 : 50 000. 1. vyd. Bratislava, Vyd. D. Štúra, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 220 s.
 102. Bezák, V., Mello, J. a Polák, M., 2003: Geological mapping in the Slovak republic. In: 4. European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information. Geoscientific Information for Spatial Planning. Bologna (Italy), 17. – 20. 6. 2003. Session 1, Poster. Proceedings, Vol. 1, s. 25 – 27.
 103. Polák, M., Bezák, V., Elečko, M. a Mello, J., 2004: Geologické mapy regiónov Slovenska. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 110, s. 11 – 16.
 104. Bezák, V. (ed.), Broska, I., Ivanička, J., Reichwalder, P., Vozár, J., Polák, M., Havrila, M., Mello, J., Biely, A., Plašienka, D., Potfaj, M., Konečný, V., Lexa, J., Kaličiak, M., Žec, B., Vass, D., Elečko, M., Janočko, J., Pereszlenyi, M., Marko, F., Maglay, J. a Pristaš, J., 2004: Tektonická mapa Slovenskej republiky / Tectonic map of Slovak Republic 1 : 500 000. 1. vyd. Bratislava, Min. Živ. Prostr. Slov. Rep. – Št. Geol. Úst. D. Štúra.
 105. Bezák, V. (ed.), Broska, I., Elečko, M., Havrila, M., Ivanička, J., Janočko, J., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Plašienka, D., Polák, M., Potfaj, M. a Vass, D., 2004: Vysvetlivky k tektonickej mape Slovenskej republiky / Explanations to the tectonic map of Slovak Republic 1 : 500 000. 1. vyd. Bratislava, Min. Živ. Prostr. Slov. Rep. – Št. Geol. Úst. D. Štúra, 72 s.
 106. Polák, M., Bezák, V., Elečko a Mello, J., 2004: Geologické mapy regiónov Slovenska. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 110, s. 11 – 16.
 107. Ebner, F., Gawlick, H. J., Pamic, J., Kovács, S., Haas, J., Gaetani, M., Kräutner, H. G., Karamata, S., Krstic, B., Sudar, M., Mello, J., Polák, M. a Mioč, P., 2004: Tectonostratigraphic Terrane and Paleoenvironment Maps of the Circum – Pannonian Region, Initial Neothethyan Rifting (Middle – Late Triassic Environments 1 : 2 500 000). In: Pub. Geol. Institut of Hungary, Budapest.
 108. Ebner, F., Gawlick, H. J., Pamic, J., Kovács, S., Haas, J., Gaetani, M., Castellarin, A., Kräutner, H. G., Karamata, S., Krstic, B., Sudar, M., Mello, J., Polák, M., Mioč, P., 2004: Tectonostratigraphic Terrane and Paleoenvironment Maps of the Circum – Pannonian Region, Maximum Neothethyan Spreading (Middle-Jurassic Environments 1 : 2 500 000). Pub. Geol. Inst. of Hungary, Budapest.
 109. Bezák, V., Broska, I., Ivanička, J., Reichwalder, P., Vozár, J., Polák, M., Havrila, M., Mello, J., Biely, A., Plašienka, D., Potfaj, M., Konečný, V., Lexa, J., Kaličiak, M., Žec, B., Vass, D., Elečko, M., Janočko, J., Pereszlenyi, M., Marko, F., Maglay, J. a Pristaš, J., 2005: Tektonická mapa Slovenskej republiky. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 37, č. 3, s. 467.
 110. Polák, M., Bezák, V., Filo, I., Havrila, M., Kohút, M., Kováč, P., Vozár, J., Mello, J., Maglay, J., Elečko, M., Olšavský, M., Pristaš, J., Šiman, P., Buček, S., Hók, J., Rakús, M., Lexa, M. a Šimon, L., 2005: Geologická mapa Starohorských vrchov, Čierťaže a severnej časti Zvolenskej kotliny. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 37, č. 3, s. 473 – 474.
 111. Bezák, V., Elečko, M., Fordinál, K., Ivanička, J., Janočko, J., Kaličiak, M., Konečný, V., Maglay, J., Nagy, A., Polák, M., Potfaj, J., Šimon, L. a Žec, B., 2005: Príprava Prehľadnej geologickej mapy Slovenskej republiky 1 : 200 000. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 111.
 112. Janočko, J., Pereszlenyi, M., Vass, D., Bezák, V., Jacko, S., Kohút, M., Polák, M. a Mello, J., 2006: Geology and Hydrocarbon Resources of the Inner West Carpathians, Slovakia and Poland. In: The Carpathians and Their Foreland. Geology and hydrocarbons Resources. (Eds.: Golonka a Picha, F.) 84, Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol. (Tulsa).
 113. Sudar, M., Kovács, S., Karamata, S., Gaetani, M., Gawlick, H., Gradinaru, E., Pero, Cs., Mello, J., Polák, M., Tomljenovič, B., Ogorelec, B. a Kolar-Jurkovšek, T., 2006: Triassic Environments in Circum – Pannonian Region related to the initial Neothethian Rifting stage. In: Proceedings XVIIIth Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association, Belgrad, Serbia, s. 609 – 614.
 114. Haas, J., Kovács, S., Karamata, S., Sudar, M., Gawlick, H., Gradinaru, E., Mello, J., Polák, M., Halamič, J., Tomljenovič, B. a Ogorelec, B., 2006: Jurassic Environments in the Circum-Pannonian Region. In: Proceedings XVIIIth Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association, Belgrad, Serbia, s. 201 – 204.

Využitie štatistických a grafických metód pri hodnotení charakteristiky a časového vývoja distribúcie dusičnanov v podzemných vodách Slovenska

JOZEF KORDÍK

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, e-mail: kordik@gssr.sk

Abstract. A statistical model based on descriptive statistics, regression analysis and visualization is discussed to give information on distribution pattern of nitrates in the Slovak groundwaters. The model tries to estimate and assume the current and natural – pre-industrial background distribution of nitrates in groundwaters. Furthermore, a spatial and statistical assessment of the vulnerability of Slovak groundwaters to nitrate contamination is given. Finally, characteristics of temporal pattern of the nitrate distribution in selected regions are presented. Nitrate concentration in the source water and consequently biochemical processes in the soils predominantly control the natural nitrate distribution in groundwaters. Average nitrate concentration in Slovak groundwaters reaches the value $35,43 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ which partly point to a man-made origin of the nitrate content. In the most contaminated areas, the total growth of nitrate concentration was calculated from tenths to locally hundreds of $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Increase of the nitrate contents in groundwaters in selected mountainous areas has not been proved. Gradual increase of the nitrate contents in time and the most contaminated groundwaters are situated in the lowland regions of Slovakia.

Kľúčové slová: dusičnany, podzemné vody, štatistické metódy, koncentrácia prírodného pozadia, časové trendy, Slovenská republika

Key words: Nitrates, Groundwater, Statistical methods, Background concentration, Temporal trends, Slovak Republic

Úvod

Dusičnany spolu s amoniakálnym a dusitanovým dusíkom patria medzi najznámejšie formy dusíka v prírodných vodách (Hem, 1985). Na jednej strane patrí dusík k esenciálnym prvkom potrebným pre všetky formy života, na druhej strane má jeho antropogénny prínos do prírodného prostredia mnohé negatívne účinky, akými sú eutrofizácia, acidifikácia, ochorenie nazývané dusičnanová alimentárna methemoglobínémia a iné (Pitter, 1990; Sattelmacher, 1962; Shuval a Gruener, 1972; Kross et al., 1993).

Štúdiom distribúcie dusičnanov patrí v posledných rokoch k dôležitým faktorom hodnotenia antropogénneho vplyvu (najmä poľnohospodárskej činnosti) na kvalitu prírodných systémov životného prostredia človeka. Jednu z významných zložiek životného prostredia predstavujú podzemné vody, ktoré môžu veľmi citlivo odrážať antropogénne pôsobenie v oblasti obehu podzemnej vody. Pretože podzemné vody Slovenska tvoria viac ako 80-percentný podiel pitných vôd na zásobovaní obyvateľstva (Hanzel et al., 1999), veľmi aktuálna je ich náležitá ochrana a správne využitie.

Koncentrácia dusičnanov v prírodných neovplyvnených vodách sa pohybuje v jednotkách $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1} \text{NO}_3^-$, v znečistených vodách ich obsah vzrastá na desiatky, v extrémnych prípadoch až na stovky $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1} \text{NO}_3^-$. Vysoká koncentrácia dusičnanov v podzemných vodách Slovenska aj vo svete je typická pre poľnohospodársky využívané oblasti (Thalman et al., 1989; Lahermo et al., 1990; Lis a Pasiieczna, 1995; Kadúnas et al., 1999; Rapant et al., 1996; Kordík, 1998). Maximálny obsah dusičnanov možno v podzemných vodách očakávať v zimnom, t. j. mimovegetačnom období (v pôdnom sorpčnom komplexe sa zadržiavajú len obmedzene). Naopak, v letnom období sa z vody odčerpávajú vegetáciu včítane lesných porastov (Pitter, 1990).

V rámci environmentálno-geochemického mapovania Slovenska realizovaného Štátnym geologickým ústavom Dionýza Štúra (Rapant et al., 1996; Vrana, 1991; Malík, 1999) sa v 90. rokoch minulého storočia zhromaždilo veľké množstvo analytických údajov o podzemných vodách Slovenska (viac ako 17 000 vzoriek). Na základe týchto informácií sa v rokoch 1998 – 2003 riešila dizertačná práca so zameraním na distribúciu dusičnanov v podzemných vodách Slovenska (Kordík, 2003). Hlavné ciele práce boli:

- detailné zhodnotenie distribúcie dusičnanov v podzemných vodách Slovenska;
- formulácia štatistického modelu schopného prezentovať a posúdiť súčasnú, resp. predindustriálnu distribúciu prírodného pozadia dusičnanov v podzemných vodách Slovenska;
- hodnotenie pravdepodobnosti (rizika) prekročenia hydrogeochemicky významných prahových koncentrácií dusičnanov a aplikácia modelu na identifikáciu pravdepodobnej koncentrácie NO_3^- v krajine ako celku;
- charakteristika časového vývoja distribúcie dusičnanov vo vybraných horských oblastiach Slovenska.

Výsledky dizertačnej práce prezentované v tomto príspevku je možné uplatniť v rôznych oblastiach výskumu, napr. pri štúdiu kolobehu dusíka v prírodnom prostredí, posúdení dynamického prejavu záťaže dusičnanmi v podzemných vodách a pod. Výsledky dizertačnej práce môžu nájsť uplatnenie pri implementácii rôznych metódik, postupov a legislatívy do praxe. Najznámejšie z tohto pohľadu sú tzv. *Dusičnanová smernica 91/676/EEC* týkajúca sa ochrany vodných zdrojov pred znečistením spô-

sobeným dusičnanmi z poľnohospodárskej činnosti a *Rámčová smernica o vodách 200/60/ES* zjednocujúca legislatívu vo vodnom hospodárstve v rámci Európskej únie (Anonym, 1991; Anonym, 2000).

Metodika práce

Riešenie problematiky bolo rozdelené na niekoľko častí. V úvodnej fáze sa realizoval zber vstupných údajov (kompletizácia databázy a jej spracovanie a rozdelenie podľa stanovených kritérií). Databáza použitých údajov predstavuje súbor 17 168 analýz podzemných vôd z rokov 1991 – 2000 a 1 628 analýz podzemných vôd z obdobia pred rokom 1985. Hlavnú časť dátového súboru (16 359 analýz) tvoria vzorky odobrané a analyzované v rámci úlohy *Geochemický Atlas SR – časť Podzemné vody* (Rapant et al., 1996). Databázu dopĺňa 809 vzoriek odobraných a analyzovaných Štátnym geologickým ústavom Dionýza Štúra v rámci základného hydrogeologického a hydrogeochemického mapovania v mierke 1 : 50 000 (Malík, 1999; Kordík et al., 2000) a 1 628 analýz prevzatých z archívu ŠGÚDŠ. Dusičnany sa analyzovali v laboratóriách INGEO Žilina (izotachoforézou) a ŠGÚDŠ Bratislava (spektrofotometricky). Citlivosť analytických metód sa pohybovala prevažne na úrovni $0,5 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ s intervalom spoľahlivosti $0,4 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$.

Vzhľadom na veľké množstvo údajov v rámci celého Slovenska a zložitosť prírodných pomerov sa pred štatistickým spracovaním databáza rozdelila, resp. k jednotlivým analýzám sa prideliť indexy v zmysle členenia na základné horninové celky Slovenska, podľa nadmorskej výšky miesta odberu vzorky, katastrálneho členenia, geomorfológie a rôznych typov zdroja podzemnej vody (prameň, drenáž, studňa, štôlna, vrt). Databáza je finalizovaná v programe MS Access a v rámci spracovania výsledkov sa zostavil jednoduchý geografický informačný systém.

V rámci základného štatistického spracovania je charakter distribúcie dusičnanov v podzemných vodách Slovenska prezentovaný formou histogramu rozdelenia početností a uvedené sú štandardné štatistické ukazovatele určujúce charakteristiku a verifikáciu údajového súboru (priemer, medián a štandardná odchýlka). Za odľahlé hodnoty sa v časti výpočtov považovali hodnoty koncentrácie dusičnanov vyššie ako 1,5-násobok medzikvartilového rozpätia reprezentovaného rozdielom medzi hodnotami 75. percentilu a 25. percentilu.

Model súčasnej a predindustriálnej distribúcie dusičnanov v podzemných vodách Slovenska bol zostavený na základe regresnej analýzy. Hlavným cieľom regresnej štatistiky bol popis vzájomného vzťahu dvoch premenných, resp. predpoveď hodnoty vysvetľovanej (závislej) premennej na základe vysvetľujúcej (nezávislej) premennej. Na základe štatistického spracovania a znalostí procesov súvisiacich s kolobehom dusíka v podzemných vodách sa regresne sledovala koncentrácia dusičnanov v závislosti od nadmorskej výšky miesta odberu vzorky podzemnej vody. Výsledky sú prezentované graficky, regresnou rovnicou a determináčnym koeficientom R^2 , resp. indexom korelácie R a overené F testom na hladine významnosti $p = 0,05$. Regresia sa riešila využitím lineárnej a logaritmickéj funkcie. Teória regresnej analýzy je

bližšie opísaná napr. v prácach Satran a Soukup (1973), Helsel a Hirsch (1992) a iných. Na základe výsledkov regresnej analýzy (využitím regresných rovníc) boli zostavené mapy predindustriálnej prírodnej distribúcie (prírodného pozadia) dusičnanov v podzemných vodách.

Pravdepodobnosť kontaminácie podzemných vôd dusičnanmi sa rieši formou hodnotenia pravdepodobnosti prekročenia zvolenej prahovej koncentrácie kontaminantu. Ak poznáme hodnoty koncentrácie v určitej oblasti a $P(C_i)$ je pravdepodobnosť, že koncentrácia v náhodne vybranej lokalite je menšia alebo rovná prahovej koncentrácii C_i , potom:

$$P(C_i) = N_e / (N_i + N_e), \quad \text{alebo}$$

$$P(C_i) = \frac{N_e / N_i}{1 + N_e / N_i},$$

kde

N_i = počet vzoriek, v ktorých sa sledovala koncentrácia menšia alebo rovná prahovej koncentrácii,

N_e = počet vzoriek, v ktorých sa sledovala koncentrácia prekračujúca prahovú koncentráciu.

Prezentovaná metóda vyžaduje splnenie kritéria maximálneho rozdielu medzi hornou a dolnou hranicou intervalu pravdepodobnosti (menej ako $\pm 25\%$ pri 90% intervale spoľahlivosti). Na základe tohto kritéria sa v analyzovanom plošnom celku vyžaduje minimálne 12 vzoriek podzemnej vody (Anonym, 1955; Abramowitz a Stegun, 1965).

Hydrogeochemicky významné hodnoty prahovej koncentrácie dusičnanov sa určili na základe detailného štatistického spracovania distribúcie dusičnanov a legislatívnych kritérií:

- $0,5 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ – predstavuje oblasť najnižšej koncentrácie NO_3^- na hranici detekcie,
- $5 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ – koncentrácia dusičnanov, pod ktorou sa na základe štatistického spracovania predpokladá takmer výlučne prírodná koncentrácia dusičnanov v podzemných vodách,
- $10 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ – koncentrácia, nad ktorou sa na základe štatistického spracovania predpokladá určitý antropogénny prínos dusičnanov do podzemných vôd,
- $15 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ – predstavuje prahovú koncentráciu zhodnú s maximálnou prípustnou koncentráciou dusičnanov povolenou pre dočernskú vodu podľa STN 50 7858 (Anonym, 1993),
- $50 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ – predstavuje prahovú koncentráciu zhodnú s maximálnou prípustnou hodnotou koncentrácie dusičnanov podľa vyhlášky MZ č. 151/2004 o požiadavkách na pitnú vodu (Anonym, 2004).

Pri riešení časového vývoja distribúcie dusičnanov vo vybraných regiónoch Slovenska veľmi dôležitým krokom bolo zhromaždenie a výber reprezentatívnych údajov. Výber regiónov sa urobil na základe dostupnosti údajov, ktoré spĺňajú tieto kritériá alebo sa k nim približujú:

- dostatočná hustota údajov umožňujúca hodnotenie výsledkov na úrovni hustoty údajov 1 vzorka/3 km^2 ,
- minimálne 2 súbory údajov v jednom hodnotenom regióne s časovým rozdielom jednotlivých odberov a analýz aspoň 10 rokov,

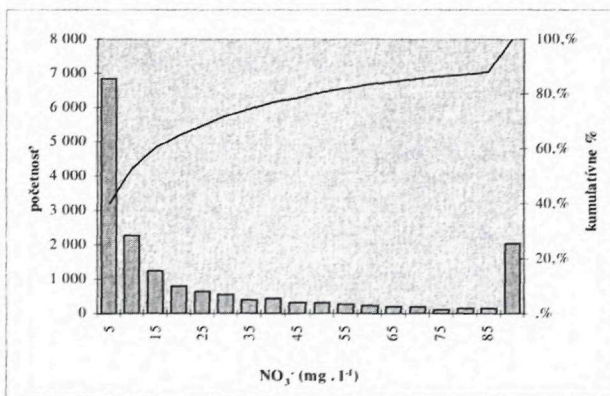
- porovnateľný plošný dizajn vzorkovania podzemných vôd v regióne,
- hodnotia sa len analýzy prameňov, geologické pomery a charakter pôdneho pokryvu sa nezohľadňujú.

Po rešeršných prácach v archíve ŠGÚDŠ sa riešili regióny: Čierna hora, Chočské vrchy, Javorie, Liptovská kotlina – jv. a v. časť, Lúčanská Malá Fatra – s. časť, Nízke Tatry (oblasť Korytnice a severná časť), Poľana, Popradská kotlina s predpolím Vysokých Tatier, Slovenský raj, Šarišská vrchovina, Veľká Fatra – z. časť, Východné Tatry a Zvolenská kotlina – v. časť.

Štatistická charakteristika a hodnotenie súčasnej a predindustriálnej distribúcie dusičnanov

Základné štatistické spracovanie

Charakter distribúcie NO_3^- (obr. 1) poukazuje na vysokú variabilitu obsahu dusičnanov v podzemných vodách Slovenska. Najväčší počet vzoriek je možné zaradiť do intervalu najnižších hodnôt koncentrácie NO_3^- , do $5 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, tvoriacich takmer 40 % z celkového počtu analýz. V ďalšom priebehu početnosť v jednotlivých intervaloch postupne klesá, s výnimkou posledného intervalu najvyšších hodnôt koncentrácie NO_3^- , viac ako $85 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ (2 055 prípadov, t. j. takmer 12 % analýz). Vzhľadom na hodnotenie analýz podzemných vôd vo vzťahu k vyhláske MZ SR č. 151/2004 o požiadavkách na pitnú vodu (Anonym, 2004) až 19,5 % vzoriek (3 347 prípadov) prekračuje limitnú koncentráciu $50 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1} \text{NO}_3^-$ vo vodách. Ďalší negatívny fakt je to, že takmer 40 % vzoriek vôd nespĺňa kritériá na dojčenskú vodu, ktorá limituje obsah NO_3^- hodnotou $15 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ (Anonym, 1993).



Obr. 1 Histogram distribúcie dusičnanov v podzemných vodách Slovenska.

Priemerná koncentrácia dusičnanov všetkých vzoriek $35,43 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ (tab. 1) naznačuje výrazné ovplyvnenie značnej časti podzemných vôd Slovenska antropogénnym znečistením. Najmä priemerný obsah NO_3^- vo vzorkách odoberaných zo studní, drenáží a vrtov odráža vysokú mieru antropogénneho zaťaženia podzemných vôd dusičnanmi v oblastiach sídelných, resp. poľnohospodárskych aglomerácií. Nízky a najmenej antropogénne podmienený obsah NO_3^- bol dokumentovaný vo vzorkách podzemných vôd odoberaných zo štôlní a prameňov.

Tab. 1 Štatistické parametre distribúcie dusičnanov podľa typu zdroja podzemnej vody.

Zdroj	n	Aritmetický priemer ($\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$)	Medián ($\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$)	Štandardná odchýlka
všetky vzorky	17 168	35,43	8,7	70,15
drenáž	201	32,08	13,10	57,80
prameň	9 268	9,15	4,20	17,89
studňa	5 808	77,03	43,90	97,67
štôlnia	130	3,48	1,50	6,70
vrt	1 761	39,24	12,40	70,83

Vzhľadom na litologické členenie Západných Karpát (Marsina et al., 1999) najviac ovplyvnené vysokým obsahom dusičnanov sú podzemné vody sedimentov kvartéru a neogénu s priemernou koncentráciou NO_3^- jednotlivých litologických členov takmer výlučne viac ako $50 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1} \text{NO}_3^-$ (Kordík, 2003). Najvyššia priemerná koncentrácia sa zaznamenala v podzemných vodách vápnicových ílovcov, pieskocov a štrkov sedimentárneho neogénu, a to s hodnotou až $88,74 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. V ostatných litologických celkoch sa sledovali výrazne nižšie priemerné hodnoty koncentrácie NO_3^- v podzemných vodách pohybujúce sa od $7,9 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ (metasedimenty a metavulkanity) do $28,88 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ (alkalické bazalty, bazalty a bazaltické andezity).

Zaujímavé štatistické výsledky prinieslo hodnotenie distribúcie dusičnanov podľa nadmorskej výšky miesta odberu vzorky podzemnej vody (Kordík, 2002a, b, 2003). Zaznamenal sa celkom evidentný nárast priemernej koncentrácie dusičnanov s klesajúcou nadmorskou výškou, a to od hodnoty $3,95 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ (vzorky odoberané nad 1 000 m n. m.) až po veľmi vysokú koncentráciu $81,53 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ (vzorky odoberané do 150 m n. m.). Najmä v celej nížinnej oblasti Slovenska (do 250 m n. m.) je evidentná výrazne vyššia priemerná koncentrácia dusičnanov v porovnaní s ostatnými štatistickými súborami. Od nadmorskej výšky nad 250 m už nie je pokles priemerného obsahu dusičnanov taký výrazný, no napriek tomu je evidentný. Uvedenú závislosť detailnejšie prezentujú regresné grafy na obr. 2.

Medzi okresy so zaznamenaným najvyšším dusičnanovým znečistením podzemných vôd patria: Nitra ($\bar{x} = 117,98 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$), Nové Zámky ($112,71 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$), Hlohovec ($108,29 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) a Trebišov ($107,43 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$). Najnižšia priemerná koncentrácia NO_3^- sa zaznamenala v okresoch: Námestovo ($5,18 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$), Medzilaborce ($6,43 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$), Dolný Kubín ($6,05 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) a Čadca ($5,18 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$). Z hlavných geomorfologických celkov Slovenska sú dusičnanmi najviac kontaminované podzemné vody Podunajskej, Východoslovenskej, Záhorskej, Južnoslovenskej a Košickej nížiny s priemernou koncentráciou NO_3^- vyššou ako povolený limit $50 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ pre pitnú vodu (Kordík, 2003).

Regresná analýza

Z výsledkov štatistického spracovania je evidentná výrazná nehomogenita štatistických súborov podmienená zložitou prírodnou výskytom dusičnanov v podzem-

ných vodách, ale najmä výrazným antropogénnym ovplyvnením. Zastúpenie odľahlých, resp. extrémnych hodnôt v štatistických súborech je takmer vždy viac alebo menej podmienené antropogénne a výrazne sťažuje interpretáciu výsledkov. Pretože jedným z cieľov práce bolo stanovenie prírodného predindustriálneho obsahu dusičnanov v podzemných vodách, v časti štatistických výpočtov sa uvažujú len vzorky prameňov, ktoré reprezentujú relatívne najmenej antropogénne ovplyvnené vzorky podzemných vôd (Kordík, 2003). Dôležitou súčasťou práce v časti výpočtu bola aj eliminácia odľahlých hodnôt (hodnoty vyššie ako 1,5-násobok medzikvartilového rozptatia reprezentovaného rozdielom medzi hodnotou 75. percentilu a 25. percentilu).

Pri hľadaní vzťahu distribúcie dusičnanov k prírodným procesom sa vychádzalo z informácií o kolobehu dusičnanov v prírodnom prostredí, ako aj z výsledkov štatistického spracovania. Prírodný obsah dusičnanov v podzemných vodách je kontrolovaný najmä koncentraciou dusíkatých látok v zdrojových (zrážkových, resp. povrchových) vodách, resp. následnými biochemickými procesmi v pôdnom substráte. Zdá sa, že limitujúcim faktorom obsahu NO_3^- v podzemných vodách je prírodná charakteristika prostredia ovplyvňujúca najmä aktivitu mikroorganizmov v pôde. Všeobecne platí, že činnosť mikroorganizmov je intenzívnejšia v nižších polohách v dôsledku vyššej priemernej teploty a naopak, t. j. v nižších polohách môžeme očakávať vyšší obsah NO_3^- a naopak. Zistený všeobecný pokles priemerných hodnôt koncentrácie NO_3^- v podzemných vodách so stúpajúcou nadmorskou výškou miesta odberu vzorky podzemnej vody bol využitý pri zostavení regresného modelu (Kordík, 2002a, b).

Ako nezávislá (vysvetľujúca) premenná sa v regresnom modeli uvažuje priemerná nadmorská výška miesta odberu vzorky podzemnej vody vo zvolenom výškovom intervale. Ako závislá premenná sa v modeli uvažuje priemerná koncentrácia NO_3^- v príslušnom intervale nadmorskej výšky zdroja podzemnej vody. Hlavným cieľom regresnej analýzy bolo potvrdiť vzájomnú závislosť premenných a odhadnúť, resp. predpovedať hodnoty koncentrácie NO_3^- na základe nadmorskej výšky zdroja podzemnej vody. Regresný model (realizoval sa jednoduchý lineárny a logaritmický spôsob výpočtu) nezohľadňuje ďalšie nezávislé premenné, ktoré by mohli potenciálne ovplyvňovať výsledky regresnej analýzy (napr. využitie krajiny, obsah dusíkatých látok v pôdach, aplikácia hnojív, sezónne zmeny a pod.). Významnosť výsledkov regresnej analýzy uvedených na obr. 2 – 4 a v tab. 2 sa overila F testom na hladine významnosti $\alpha = 0,05$. Vo všetkých prípadoch sa vypočítali štatisticky významné výsledky (Kordík, 2003). Regresná analýza sa riešila pre tri čiastkové modely, v ktorých sa zvlášť hodnotí vzťah všetkých dosadených regresných párov, resp. vzťah po vyradení odľahlých regresných párov. Model 1 (obr. 2) hodnotí distribúciu dusičnanov pre všetky typy zdroja podzemnej vody (drenáž, prameň, štôlna, vrt, studňa), model 2 (obr. 3) len pre podzemné vody odoberané z prameňov a model 3 (obr. 4) len pre podzemné vody odoberané z prameňov po zanedbaní odľahlých hodnôt.

Z regresnej analýzy je zrejмый výrazný odskok hodnôt priemernej koncentrácie NO_3^- odberových miest pod-

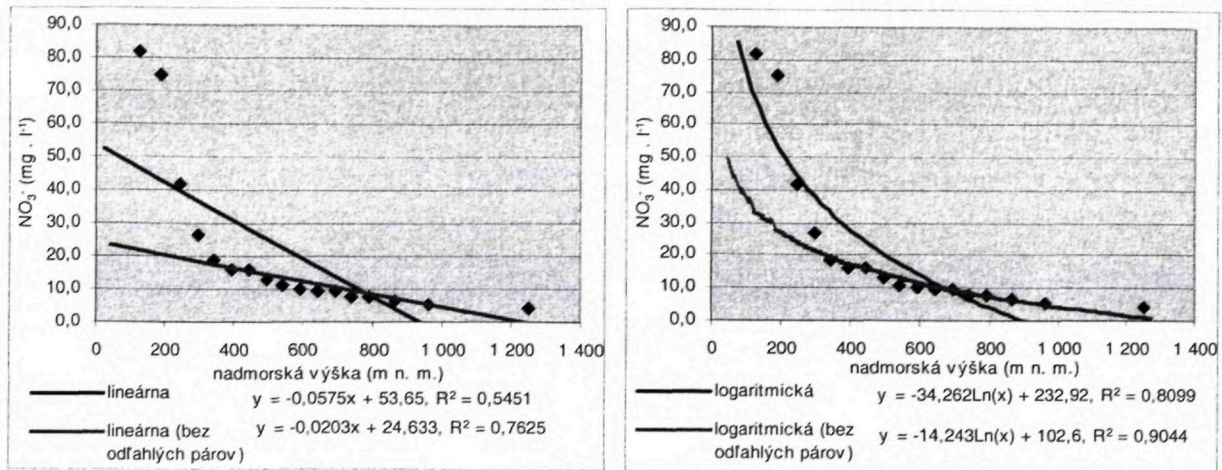
zemnej vody do 250 m n. m (obr. 2 – 4). Tento fakt spôsobuje predovšetkým značné poľnohospodárske využitie krajiny v nížinnej časti Slovenska. Od nadmorskej výšky 250 m a viac priebeh regresnej čiar je charakterizovaný miernym znižovaním priemernej koncentrácie dusičnanov so stúpajúcou nadmorskou výškou miesta odberu vzorky. V prípadoch, ak sa z teoretickej regresnej funkcie vypočítali záporné, a teda nereálne, teoretické hodnoty koncentrácie NO_3^- (pre vysokohorskú oblasť), v skutočnosti môžeme uvažovať s obsahom NO_3^- blízky 0 (tab. 2).

Z výsledkov regresnej analýzy je možné v akejkoľvek oblasti Slovenska predpokladať teoretickú koncentráciu NO_3^- s možnosťou porovnania s reálnymi empirickými hodnotami koncentrácie NO_3^- (tab. 2). Najmä výsledky tretieho regresného modelu sa pravdepodobne najviac približujú prírodným, predindustriálnym hodnotám koncentrácie prírodného pozadia dusičnanov v podzemných vodách Slovenska. V oblastiach s distribúciou dusičnanov výrazne ovplyvnenou antropogénnou, najmä poľnohospodárskou činnosťou by bolo vhodné na dosiahnutie lepšej kvality výsledkov sledovať aj iné nezávislé (vysvetľujúce) premenné riešením multiparametrickej regresnej analýzy skúmajúcej napr. vplyv aplikácie hnojív, využitia krajiny, sezónnych zmien a pod. V podzemných vodách s nízkym antropogénnym zaťažením NO_3^- sa zdá, že distribúcia NO_3^- je najvýraznejšie kontrolovaná koncentraciou NO_3^- v zdrojových zrážkových vodách a následnými biochemickými reakciami v pôdach (Kordík, 2002a, b, 2003).

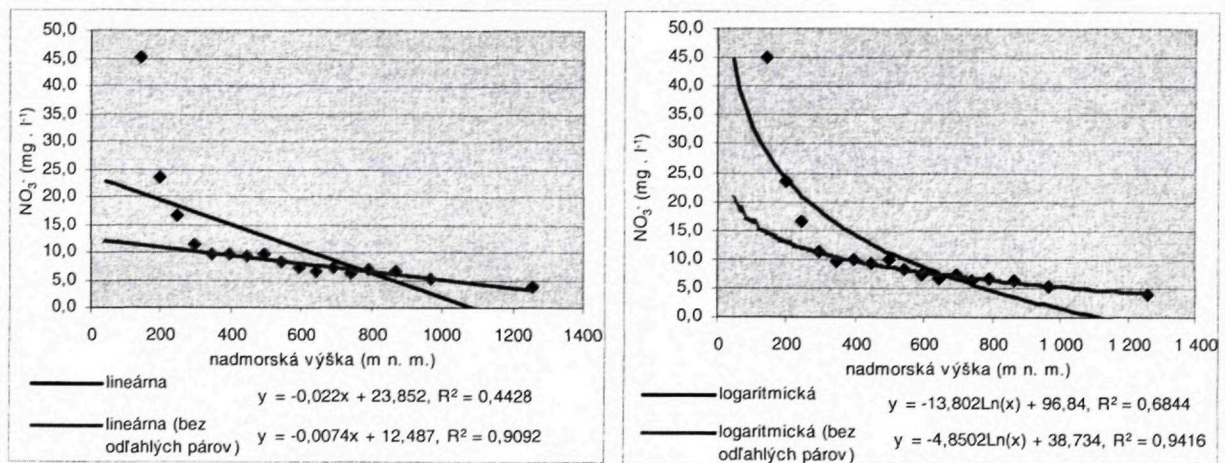
Charakteristika reálnej a prírodnej – predindustriálnej – distribúcie dusičnanov

Mapa reálnej distribúcie NO_3^- (obr. 5) bola zostavená interpoláciou nameraných hodnôt koncentrácie NO_3^- do plošnej siete 1 x 1 km (metóda inverzných vzdialeností s polomerom vyhľadávania 10 km). Intervaly distribúcie NO_3^- na mape sú rozdelené podľa prepočítaných hodnôt percentilov koncentrácie NO_3^- v štatistickom súbore (1., 5., 10., 20., 30., 40., 50., 60., 70., 80., 90., 95. a 99. percentil). Z obrázka 5 je zrejмый, že prakticky tretinu územia Slovenska silne ovplyvňuje vysoká koncentrácia NO_3^- v podzemných vodách. Vysoká záťaž dusičnanmi sa takmer výlučne viaže na nížinné oblasti, prípadne medzihorské kotliny Slovenska. Výnimkou je výrazne lepší stav kvality podzemnej vody v oblasti Žitného ostrova, vysvetľovaný najmä kvalitou a rýchlym postupom zdrojovej vody pochádzajúcej z Dunaja. Horské oblasti Slovenska sa vyznačujú podstatne nižšou koncentraciou NO_3^- v podzemných vodách najmä v dôsledku absencie sekundárnych zdrojov dusíka v týchto územiach.

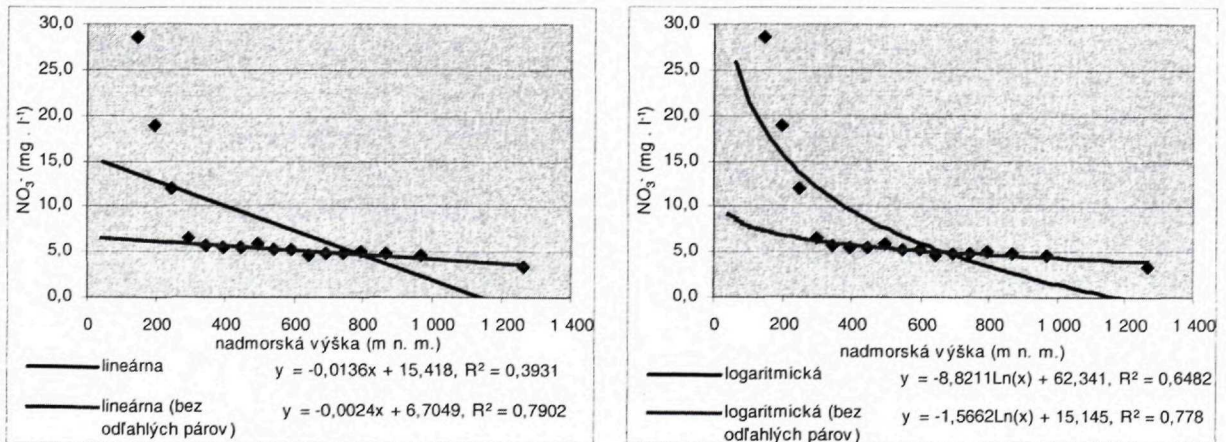
Hodnoty teoretickej predindustriálnej koncentrácie NO_3^- pochádzajú z regresnej analýzy, kde ako závislá premenná vystupuje koncentrácia NO_3^- a nezávislá premenná nadmorská výška miesta odberu vzorky podzemnej vody. Z vypočítaných regresných modelov (pre vzorky podzemných vôd odoberaných len z prameňov) sa na prezentáciu výsledkov zvolil princíp krajných variantov. Všeobecne najvyššie teoretické hodnoty koncentrácie NO_3^- sa vypočítali pre vzorky odoberané z prameňov po vyradení odľahlých regresných párov z logaritmickej



Obr. 2 Regresná analýza podzemných vôd odoberaných zo všetkých typov zdroja.



Obr. 3 Regresná analýza podzemných vôd odoberaných z prameňov.



Obr. 4 Regresná analýza podzemných vôd odoberaných z prameňov po zanedbaní odľahlých hodnôt.

funkcie: $y = -4,8502 \ln(x) + 38,734$ (obr. 3). Najnižšie teoretické hodnoty koncentrácie NO₃⁻ sa vypočítali zo vzoriek odoberaných z prameňov po zanedbaní odľahlých hodnôt a po vyradení odľahlých regresných párov z lineárnej funkcie: $y = -0,0024x + 6,7049$ (obr. 4).

Prezentácia prírodnej, predindustriálnej distribúcie NO₃⁻ v podzemných vodách Slovenska je uvedená na mapách na obr. 6 a 7. Kvôli lepšiemu porovnaniu výsledkov je rozdelenie distribučných intervalov NO₃⁻ rovnaké

ako na mape reálnej distribúcie na obr. 5. Na mape vypočítanej z lineárnej regresie (obr. 6) sú prezentované hodnoty všeobecne veľmi nízkej koncentrácie (viac ako 84 % plošných celkov má vypočítanú koncentráciu NO₃⁻ v intervale 4,88 – 7,2 mg · l⁻¹). Všeobecne vyššie teoretické hodnoty koncentrácie sú prepočítané z logaritmickej regresie (obr. 7), kde je zastúpených 7 distribučných intervalov a takmer polovicu plošných celkov charakterizuje koncentrácia NO₃⁻ v intervale 10,53 – 25,19 mg · l⁻¹.



Tab. 2 Reálna a teoretická koncentrácia NO_3^- vypočítaná v jednotlivých regresných modeloch (*po zanedbaní odľahlých regresných párov).

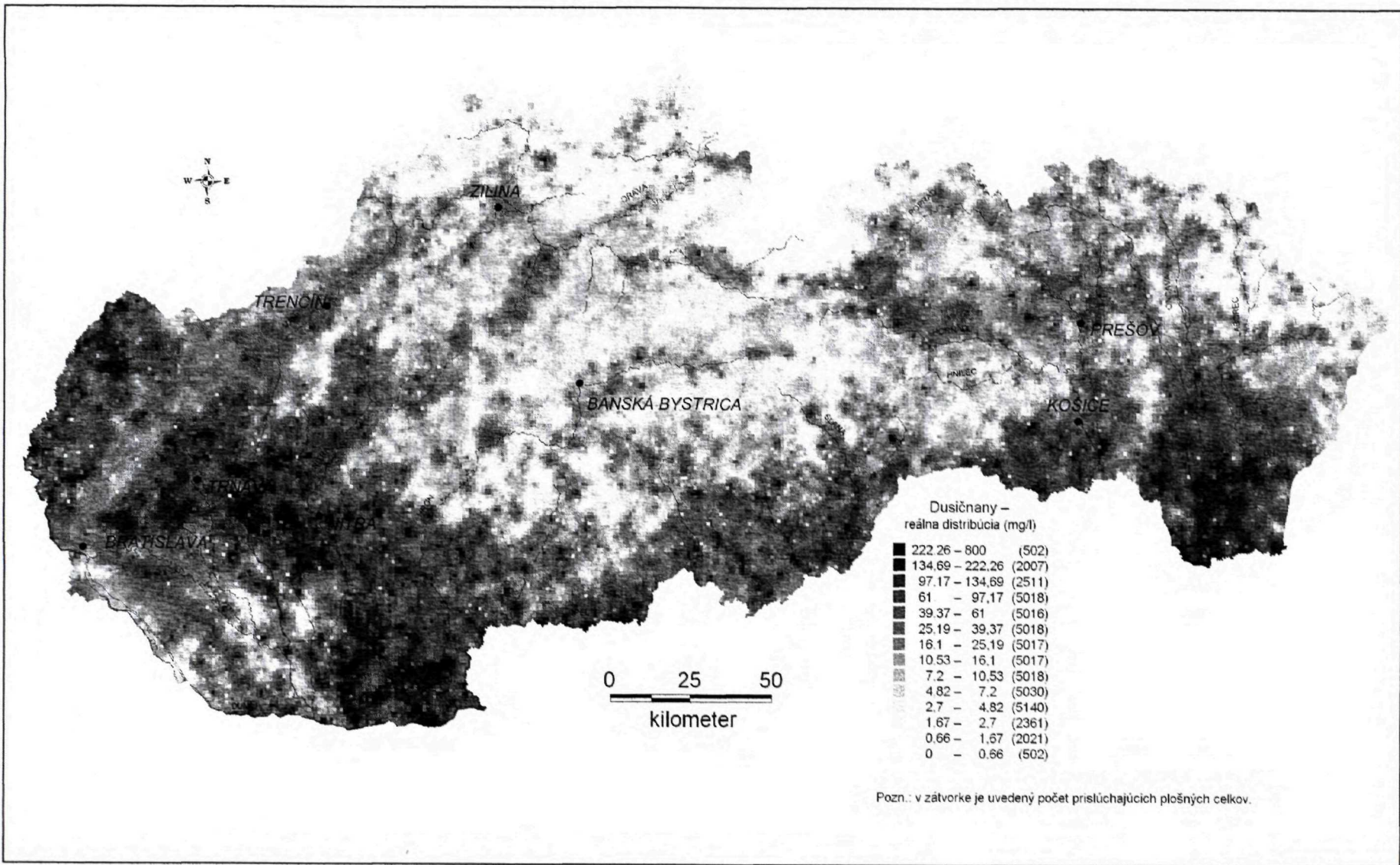
	Nadmorská výška (m n. m.)	Skutočná priemerná koncentrácia NO_3^- ($\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$)	Lineárna funkcia		Logaritmická funkcia	
			teoretická hodnota NO_3^- ($\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$)	teoretická hodnota NO_3^- ($\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$)	teoretická hodnota NO_3^- ($\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$)	teoretická hodnota NO_3^- ($\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$)
Submodel 1 – vzorky všetkých typov zdroja podzemnej vody	124,29	81,53	46,50	22,11	67,69	33,91
	150,00	–	45,03	21,59	61,25	31,23
	242,12	41,57	39,72	19,72	44,84	24,41
	343,73	18,74	33,88	17,66	32,83	19,42
	443,92	15,95	28,12	15,63	24,07	15,78
	500,00	–	24,90	14,48	20,00	14,09
	593,55	10,09	19,51	12,59	14,12	11,64
	691,80	9,24	13,86	10,60	8,87	9,46
	791,50	7,67	8,12	8,57	4,26	7,54
	864,57	6,47	3,92	7,09	1,23	6,29
	1 000,00	–	–3,85		–3,75	
			(blízka 0)	4,33	(blízka 0)	4,21
	1 254,33	3,95	–18,5		–11,51	
			(blízka 0)	–0,83	(blízka 0)	0,99
Submodel 2 – vzorky prameňov	143,27	45,14	20,70	11,43	28,32	14,65
	150,00	–	20,55	11,38	27,68	14,43
	245,04	16,42	18,46	10,67	20,91	12,05
	344,06	9,65	16,28	9,95	16,23	10,40
	444,14	9,18	14,07	9,21	12,70	9,17
	500,00	–	12,85	8,79	11,07	8,59
	594,63	7,35	10,76	8,10	8,67	7,75
	692,17	7,24	8,61	7,38	6,58	7,01
	791,81	6,75	6,42	6,65	4,72	6,36
	865,23	6,40	4,80	6,10	3,50	5,93
	1 000,00	–	1,85	5,09	1,50	5,23
	1 256,93	3,95	–3,82	3,21	–1,63	4,12
			(blízka 0)		(blízka 0)	
Submodel 3 – vzorky prameňov po zane- dbaní odľahlých hodnôt	143,67	28,43	13,47	6,36	18,52	7,36
	150,00	–	13,38	6,34	18,14	7,30
	245,40	11,90	12,08	6,12	13,80	6,53
	344,34	5,57	10,74	5,87	10,81	6,00
	444,25	5,47	9,38	5,62	8,56	5,60
	500,00	–	8,62	5,50	7,52	5,41
	593,47	5,26	7,36	5,26	6,01	5,14
	692,34	4,92	6,01	5,02	4,65	4,90
	792,10	4,99	4,66	4,77	3,46	4,69
	865,48	4,86	3,66	4,60	2,68	4,55
	1 000,00	–	1,82	4,30	1,41	4,33
	1 262,53	3,44	–1,73	3,67	–0,65	3,96
			(blízka 0)		(blízka 0)	

Koncentrácia NO_3^- do $10 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ sa prevažne viaže na vyššie horské oblasti. Koncentrácia NO_3^- vyššia ako $15 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ pravdepodobne indikuje aj antropogénny prínos NO_3^- do podzemných vôd, no exaktné definovanie tohto podielu je zložité a diskutabilné.

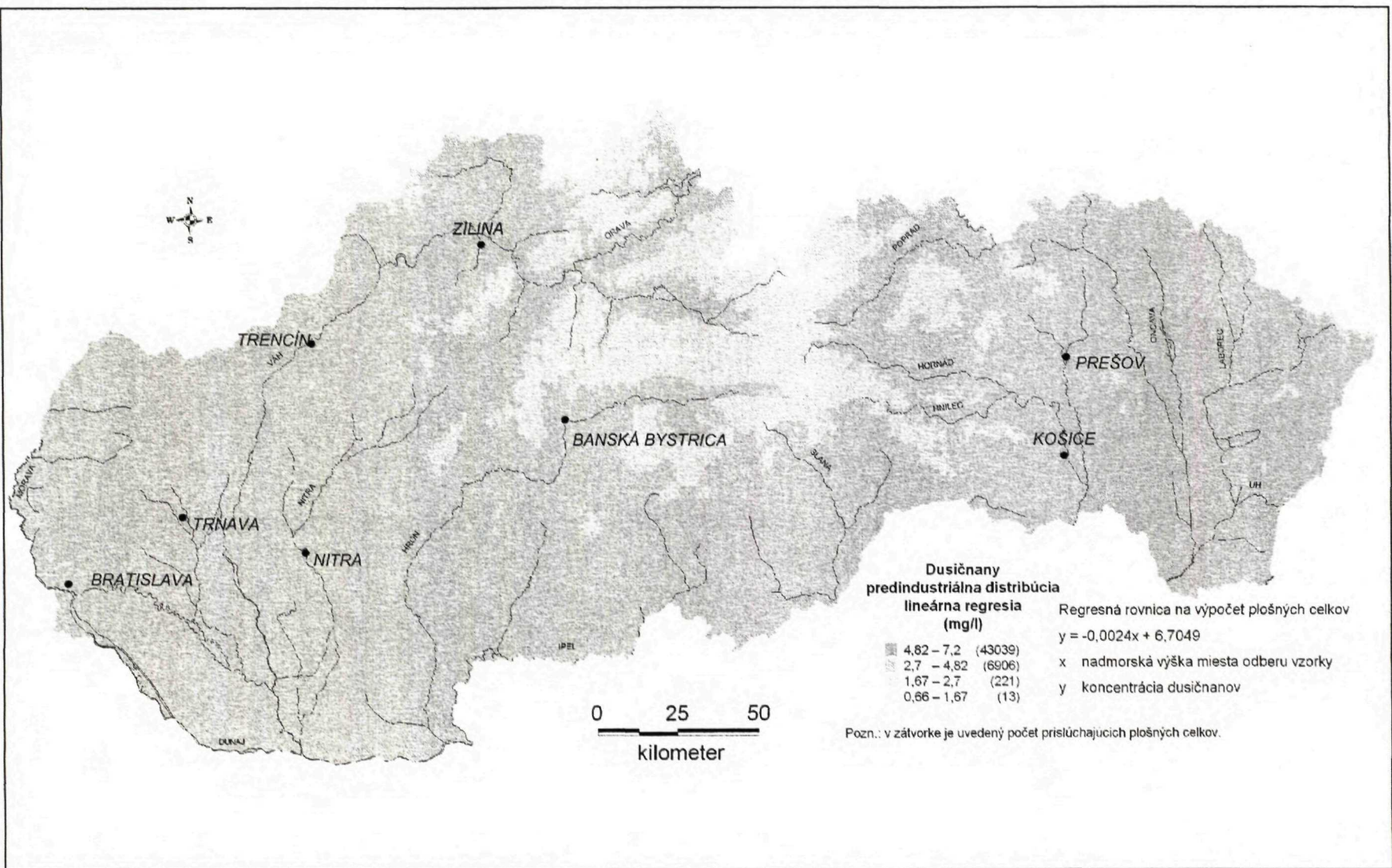
Pri prepočte prínosu dusičnanov do podzemnej vody (rozdiel medzi predindustriálnou a reálnou distribúciou) je možné konštatovať, že v nížinnej časti Slovenska, najviac znečistenej dusičnanmi, je možné predpokladať sekundárny nárast koncentrácie dusičnanov rádo vo v desiatkach a lokálne až v stovkách $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$.

Hodnotenie pravdepodobnosti prekročenia hydro-geochemicky významnej prahovej koncentrácie dusičnanov

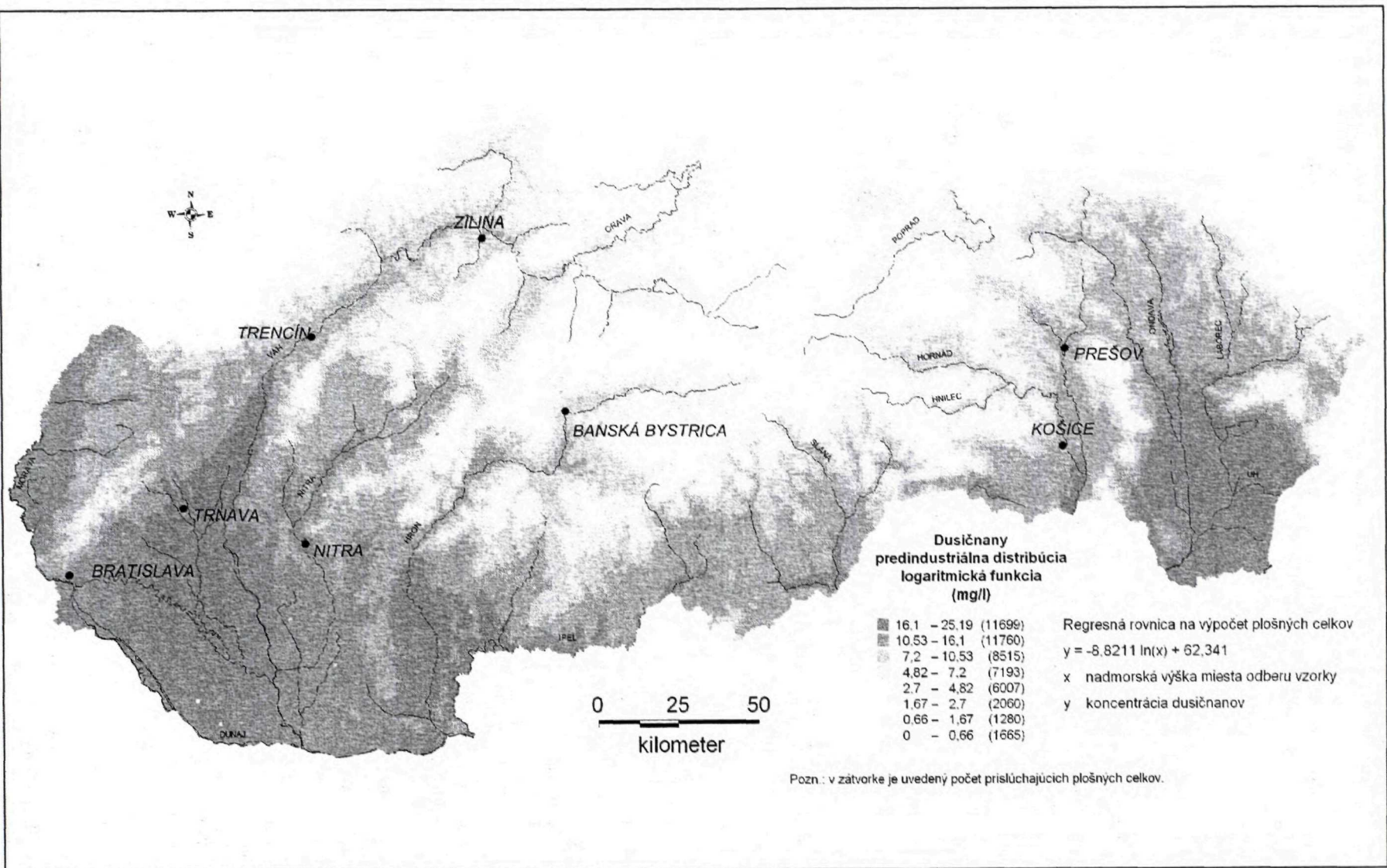
Hodnotenie územia z hľadiska negatívneho obsahu kontaminantu (dusičnany) v podzemných vodách využíva štatistický prístup spracovania údajov z existujúcej plošnej distribúcie NO_3^- . Charakterizuje kontaminačný potenciál (pravdepodobnosť prekročenia) pre špecifický plošný celok a určené významné prahové hodnoty koncentrácie NO_3^- .



Obr. 5 Súčasná distribúcia dusičnanov v podzemných vodách Slovenska.



Obr. 6 Prírodná, predindustriálna distribúcia prírodného pozadia dusičnanov v podzemných vodách Slovenska (vy-
 počítané z lineárneho modelu).



Obr. 7 Prírodná, predindustriálna distribúcia prírodného pozadia dusičnanov v podzemných vodách Slovenska (vypočítané z logaritmickej funkcie).

Kvôli dosiahnutiu požadovanej štatistickej významnosti výsledkov (minimálne 12 meraní) sa územie Slovenska diskretizovalo na sieť 8 x 8 km. Za hydrogeochemicky významné hodnoty prahovej koncentrácie dusičnanov v podzemných vodách sa na základe detailného štatistického spracovania a legislatívnych kritérií určili tieto hodnoty koncentrácie: 0,5 mg · l⁻¹, 5 mg · l⁻¹, 10 mg · l⁻¹, 15 mg · l⁻¹ a 50 mg · l⁻¹.

Prahová koncentrácia 0,5 mg · l⁻¹ NO₃⁻

Viac ako tretina analyzovaných plošných celkov (287 z 870) prakticky v žiadnom prípade nedokumentovala koncentráciu na hranici detekčného limitu analýzy (pravdepodobnosť prekročenia 90 – 100 %). Pravdepodobnosť prekročenia koncentrácie 0,5 mg · l⁻¹ NO₃⁻ do 60 % prípadov predstavuje kumulatívnu početnosť len o niečo viac ako 15 % (obr. 8). Smerom k vyšším hodnotám pravdepodobnosti prekročenia (viac ako 60 % prípadov) hodnoty početnosti a kumulatívnej početnosti prudko stúpajú. Z mapy na obr. 9 je zrejmé, že dusičnany boli detegované v podzemných vodách prakticky všetkých oblastí Slovenska. Plošné celky s úrovňou pravdepodobnosti prekročenia koncentrácie 0,5 mg · l⁻¹ NO₃⁻ do 60 % prípadov sú situované predovšetkým v oblasti Žitného ostrova (vplyv príbrežnej zóny Dunaja) a v horských oblastiach severného Slovenska (dôsledok nízkej koncentrácie dusíka v zdrojovej vode a následne nízkej biochemickej aktivity nitrifikačných baktérií).

Prahová koncentrácia 5 mg · l⁻¹ NO₃⁻

Prekročenie prahovej koncentrácie 5 mg · l⁻¹ je charakteristické v menšom počte prípadov ako pri 0,5 mg · l⁻¹. V histograme na obr. 8 je možné v oblasti malej pravdepodobnosti prekročenia sledovať prudko stúpajúce hodnoty početnosti. Smerom k vyšším hodnotám pravdepodobnosti prekročenia (viac ako 30 % prípadov) sa hodnoty početnosti pre zvolené intervaly ustálili (89 – 114 prípadov). Výsledky na mape distribúcie (obr. 9) poukazujú na vysokú mieru prekročenia koncentrácie NO₃⁻ v podzemných vodách Slovenska v nížinných oblastiach (pravdepodobnosť prekročenia prahovej koncentrácie 5 mg · l⁻¹ NO₃⁻ vyššia ako 60 %). Výnimkou je oblasť Žitného ostrova, kde je dominantný vplyv kvality vody Dunaja a vzhľadom na generálny smer prúdenia podzemnej vody a rýchlosť prúdenia nie je antropogénna záťaž v tejto oblasti taká výrazná. Prakticky polovicu územia Slovenska charakterizuje pravdepodobnosť prekročenia koncentrácie 5 mg · l⁻¹ NO₃⁻ do 60 % prípadov. V týchto oblastiach je možné podzemnú vodu vzhľadom na nízku záťaž dusíkatými látkami pokladať za vodu s perspektívnou možnosťou využitia aj na pitné účely.

Prahová koncentrácia 10 mg · l⁻¹ NO₃⁻

Smerom k zvyšujúcej sa pravdepodobnosti prekročenia prahovej koncentrácie 10 mg · l⁻¹ sú charakteristické mierne klesajúce hodnoty početnosti (obr. 8). Plošné zobrazenie pravdepodobnosti prekročenia koncentrácie 10 mg · l⁻¹ NO₃⁻ (obr. 9) ohraničuje oblasti so znečistenými podzemnými vodami dusičnanmi, najmä v nížin-

ných oblastiach južného Slovenska a menej v oblastiach medzihorských kotlín (z mapy distribúcie sa dajú lokalizovať najmä oblasti Považia, Ponitria, Popradskej, Turčianskej a Hornádskej kotliny). Prakticky viac ako polovicu územia Slovenska charakterizuje pravdepodobnosť prekročenia koncentrácie 10 mg · l⁻¹ NO₃⁻ do 50 % prípadov. V týchto oblastiach koncentrácia dusičnanov má z veľkej časti prírodnú genézu (najmä zo zdrojových zrážkových vôd a následných biochemických procesov v pôde).

Prahová koncentrácia 15 mg · l⁻¹ NO₃⁻

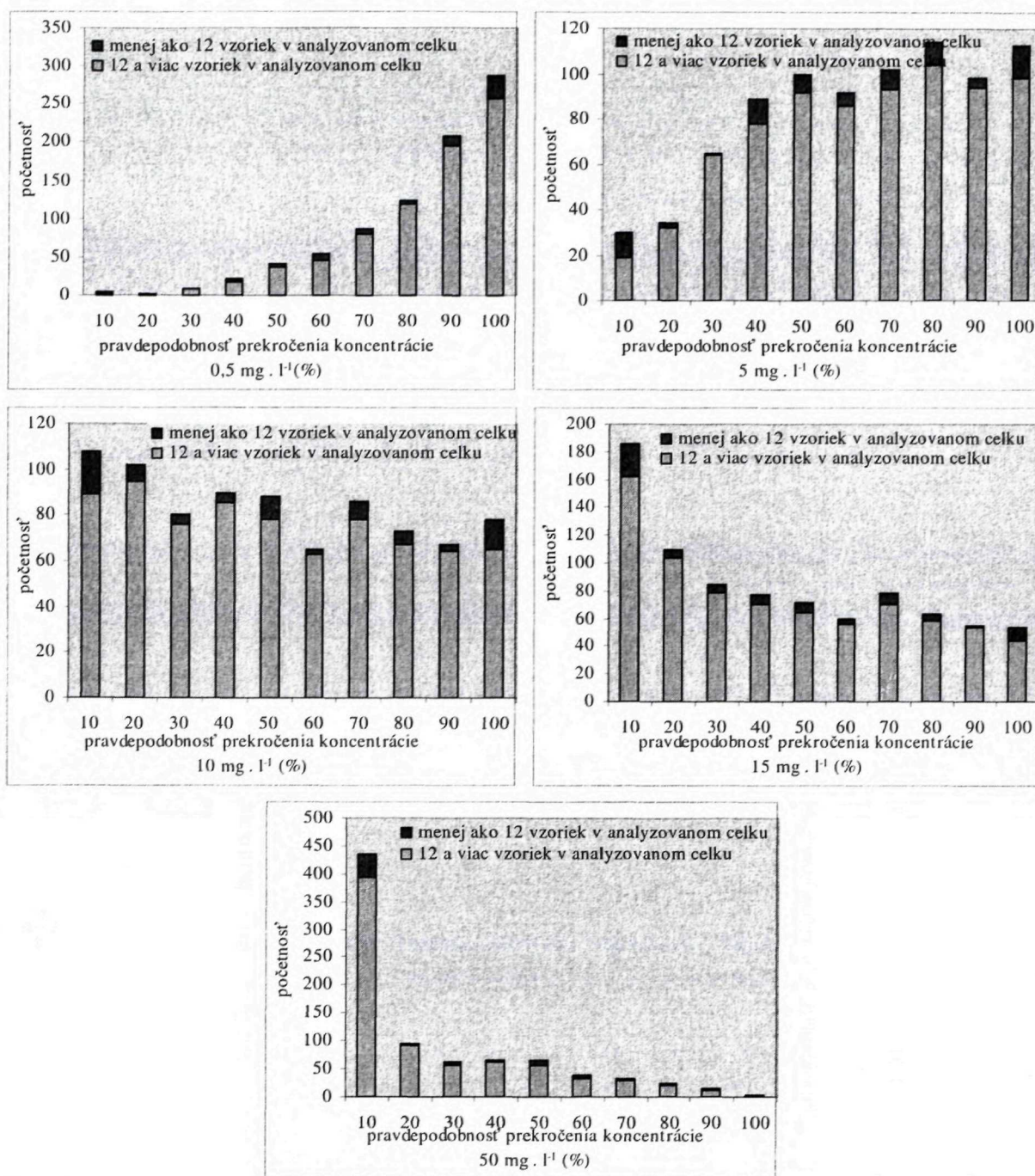
Histogram na obr. 8 vyjadruje smerom k zvyšujúcej sa pravdepodobnosti prekročenia prahovej koncentrácie 15 mg · l⁻¹ v zásade klesajúce hodnoty početnosti. Podobne ako pri prahovej koncentrácii 10 mg · l⁻¹ NO₃⁻, výsledky naznačujú znečistenie podzemných vôd Slovenska dusičnanmi najmä v nížinných oblastiach južného Slovenska (obr. 9), čiastočne aj v oblasti vnútrohorských kotlín Považia, Ponitria, Popradskej, Turčianskej a Hornádskej kotliny. Na viac ako polovicu územia Slovenska sme pozorovali pravdepodobnosť prekročenia prahovej koncentrácie 15 mg · l⁻¹ NO₃⁻ do 40 % prípadov. Charakteristická je najmä v horských oblastiach.

Prahová koncentrácia 50 mg · l⁻¹ NO₃⁻

Koncentrácia dusičnanov v podzemných vodách vyššia ako 50 mg · l⁻¹ charakterizuje vody nevhodné na pitné účely. Oblasti s takto zaťaženými podzemnými vodami sú zvyčajne vylúčené, resp. ich využitie ako potenciálny zdroj pitnej vody je výrazne obmedzené. Vo viac ako polovici analyzovaných celkov sa zaznamenalo prekročenie tejto prahovej koncentrácie do 10 % prípadov. Histogram na obr. 8 smerom k zvyšujúcej sa pravdepodobnosti prekročenia vyjadruje najskôr prudko klesajúce a v ďalšom priebehu mierne klesajúce hodnoty početnosti. Plošná distribúcia pravdepodobnosti prekročenia koncentrácie 50 mg · l⁻¹ NO₃⁻ (obr. 9) dokumentuje oblasti s najviac ovplyvnenými a znečistenými podzemnými vodami vzhľadom na distribúciu NO₃⁻ (najmä nížiny južného Slovenska – Záhorská, Podunajská a Východoslovenská). Čiastočne boli výrazne kontaminované podzemné vody zistené na území stredného a dolného Považia a na Ponitrií.

Časový vývoj distribúcie dusičnanov vo vybraných horských oblastiach Slovenska

V posledných desaťročiach (najmä však do roku 1990) sa na Slovensku všeobecne predpokladal nárast záťaže prírodného prostredia dusíkatými látkami. To viedlo aj k nárastu koncentrácie dusičnanov v podzemných vodách (napr. Kullman et al., 1988; Malík et al., 1989; Dovina et al., 1990; Tereková, 1991; Kullman a Vrana, 1992; Pekárová a Miklánek, 1993; Hyánková et al., 1993). Predmetom tejto časti práce je hodnotenie zmeny distribúcie dusičnanov v čase vo vybraných regiónoch a overenie všeobecne uznávaného názoru o zhoršovaní kvality podzemných vôd dusičnanmi v posledných desaťročiach.

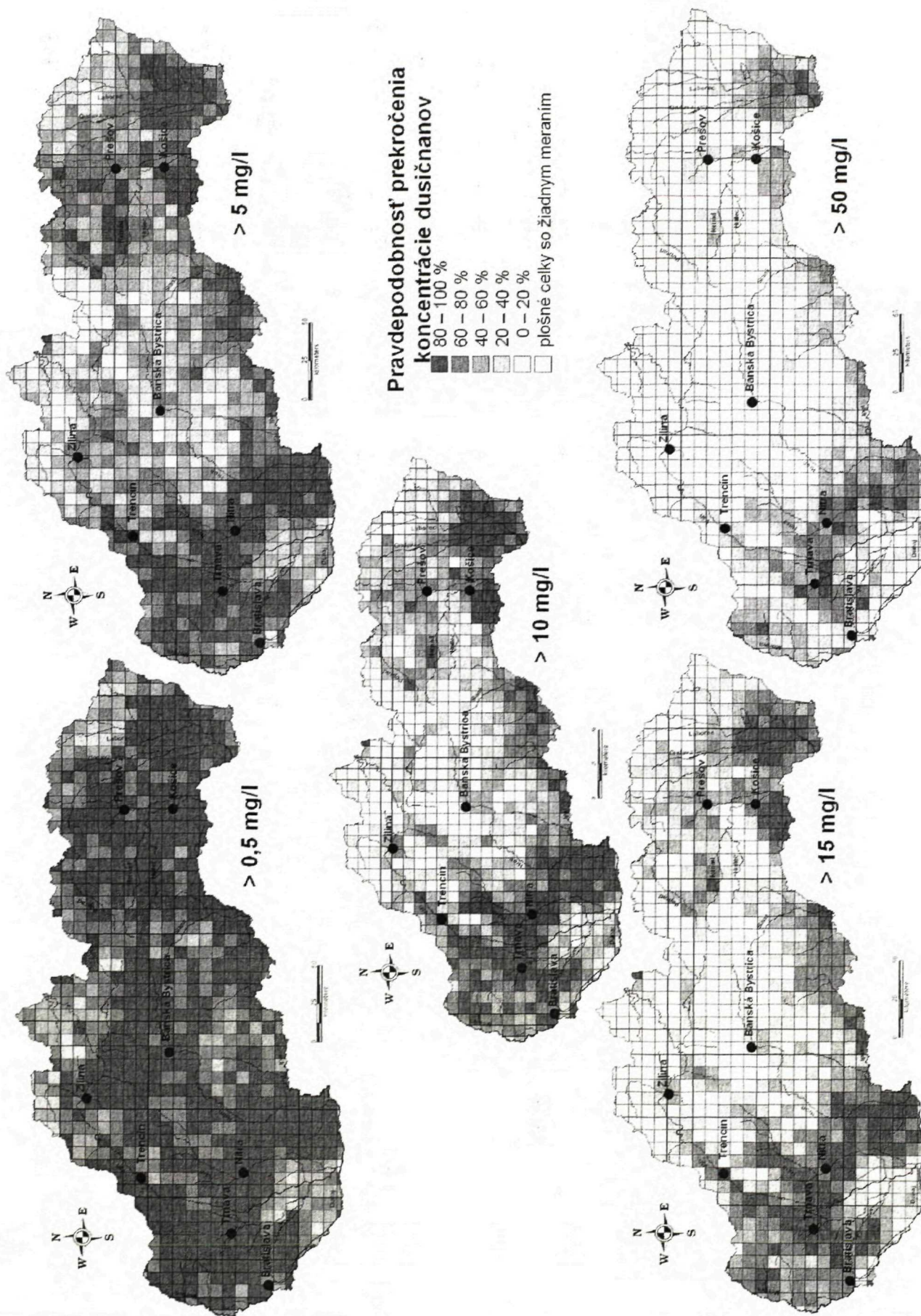
Obr. 8 Histogramy pravdepodobnosti prekročenia hydrogeochemicky významných hodnôt prahovej koncentrácie NO_3^- .

V rámci hydrogeochemického mapovania Slovenska sa zhromaždili údaje o kvalite podzemných vôd z rôznych časových období (archív ŠGÚDŠ). Výber hodnotených regiónov sa realizoval na základe kritéria minimálnej hustoty informácie (1 vzorka na 3 km^2), minimálne 2 súborov údajov v jednom hodnotenom regióne s časovým rozdielom jednotlivých odberov aspoň 10 rokov a kritéria porovnateľného plošného dizajnu vzorkovania podzemných vôd v regióne. Vzhľadom na špecifika typov zdroja podzemnej vody (prameň, studňa, vrt atď.) sú hodnotené len analýzy prameňov. Geologické pomery a charakter pôdneho pokryvu sa nezohľadňujú.

Po rešeršných prácach v archíve ŠGÚDŠ sa na spracovanie vybralo 14 regiónov (Kordík, 2003). Základné

štatistické spracovanie distribúcie NO_3^- v jednotlivých regiónoch je uvedené v tab. 3. Prezentované výsledky sú citlivé na charakter a kvalitu vstupných údajov, posudzovaný región, špecifické podmienky formovania podzemných vôd a mnoho ďalších faktorov.

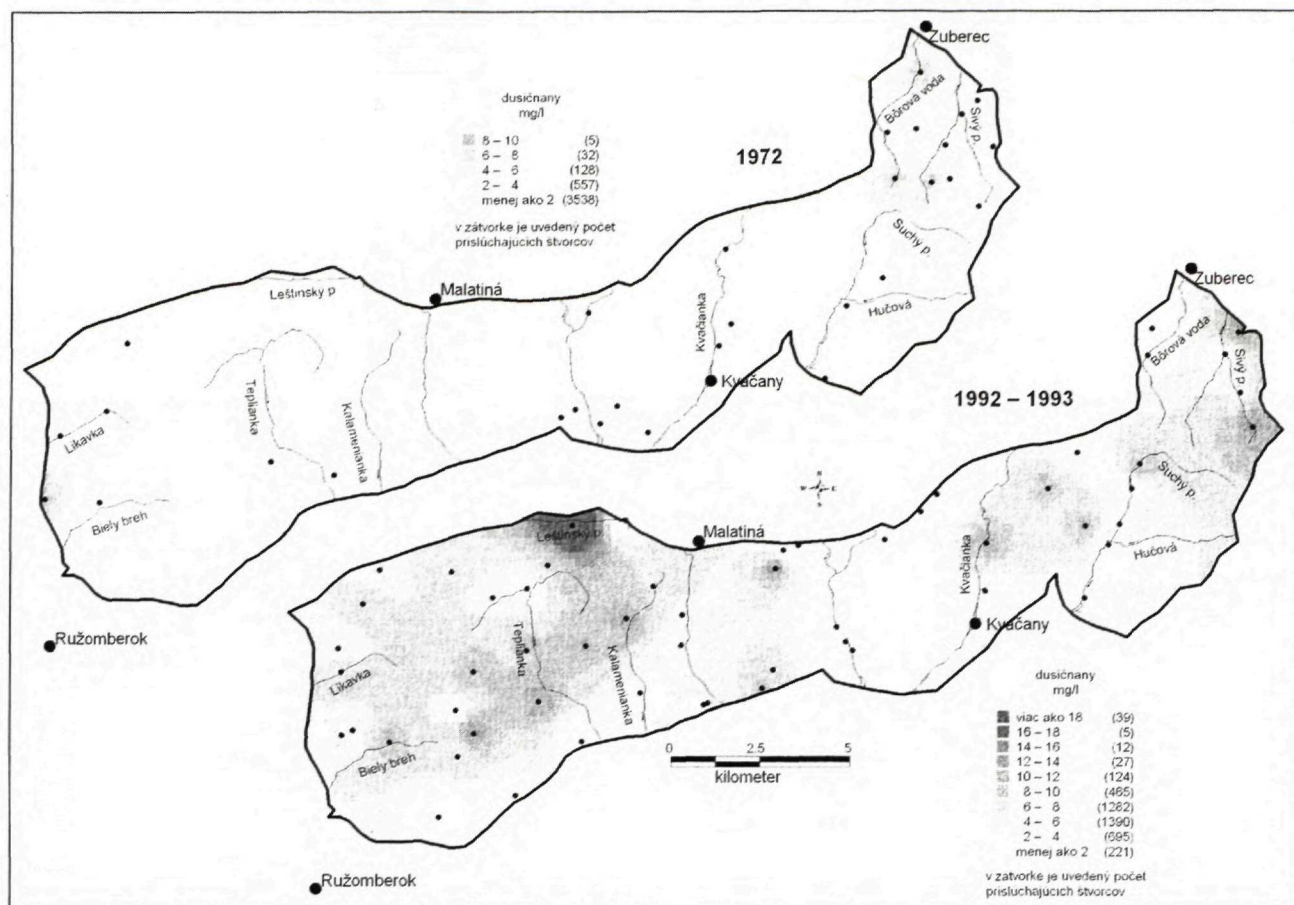
Všeobecne sa potvrdila zložitá kolobeha dusičnanov a ich správania v prírodnom systéme (v podzemnej vode). Vybrané regióny predstavujú prevažne horské oblasti, v ktorých sa predpokladá prírodný charakter chemického zloženia podzemných vôd s limitovaným antropogénnym ovplyvnením. Vo väčšine študovaných regiónov v jednotlivých časových obdobiach sa priemerná koncentrácia NO_3^- pohybovala od 3 do $6 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ (tab. 3). O niečo vyššia priemerná koncentrácia NO_3^- sa zistila v Malej Fatre



Obr. 9 Distribúcia hodnôt pravdepodobnosti prekročenia hydrogeochemicky významných hodnôt prahovej koncentrácie NO_3^- .

Tab. 3 Štatistické hodnotenie distribúcie dusičnanov vo vybraných regiónoch Slovenska

Región	Všetky analýzy prameňov				Analýzy prameňov po zanedbaní odľahlých hodnôt				analyzované v rokoch		
	n	priemer. nadmor. výška (m n. m.)	priemer NO ₃ ⁻	medián NO ₃ ⁻ mg. l ⁻¹	št. odchýlka NO ₃ ⁻	n	priemer. nadmor. výška (m n. m.)	priemer NO ₃ ⁻		medián NO ₃ ⁻ mg. l ⁻¹	št. odchýlka NO ₃ ⁻
Čierna hora	21	368,10	8,17	9,00	5,17	-	-	-	-	-	1963 – 1974
	32	418,75	6,79	3,83	7,60	29	424,48	4,64	3,80	3,26	1978 – 1981
	72	432,73	6,70	2,25	8,98	67	434,65	4,79	1,90	5,59	1992 – 1993
Chočské vrchy	30	868,67	1,74	0,50	2,35	-	-	-	-	-	1972
	57	812,34	5,87	4,30	5,83	56	814,88	5,33	4,25	4,16	1992 – 1993
Javorie	112	573,99	4,74	2,40	7,55	109	575,75	3,79	2,30	4,36	1981 – 1983
	73	612,81	3,37	0,25	8,14	68	616,10	1,58	0,25	2,30	1991 – 1993
Liptovská kotlina – jv. a v. časť	18	809,17	4,36	0,50	6,26	15	828,33	1,84	0,50	2,28	1966 – 1973
	34	761,91	5,81	3,53	9,42	31	763,39	3,34	3,00	2,52	1978 – 1984
	32	757,81	6,52	0,25	11,44	28	777,86	2,76	0,25	5,01	1991 – 1992
Lúčanská Malá Fatra – s. časť	106	784,43	8,28	7,80	6,46	101	790,79	7,30	7,35	4,35	1974 – 1983
	60	718,92	8,00	5,70	9,35	58	728,62	6,58	5,55	5,25	1992
Nízke Tatry – oblasť Korytnice	34	1 053,09	5,54	5,15	3,10	33	1 054,09	5,24	5,10	2,61	1984
	22	895,08	5,43	4,40	3,88	20	911,58	4,51	3,90	2,43	1991 – 1993
Nízke Tatry – severná časť	70	902,43	2,73	1,34	3,44	67	903,66	2,13	1,15	1,90	1965 – 1968
	37	982,16	3,54	1,81	3,21	35	987,86	3,07	1,81	2,62	1973
	39	863,12	5,01	4,80	2,01	38	861,10	4,86	4,75	1,79	1977 – 1980
	161	1 080,71	2,59	1,80	2,44	160	1 082,66	2,50	1,73	2,20	1981 – 1984
	255	1 021,89	5,27	3,90	6,26	251	1 023,43	4,75	3,90	4,62	1991 – 1993
Poľana	239	829,63	5,46	3,40	8,69	234	831,21	4,56	3,30	3,83	1978 – 1984
	71	827,75	4,14	2,30	4,80	69	833,12	3,55	2,30	3,32	1991
Popradská kotlina, predpolie Vysokých Tatier	45	1 006,11	1,52	0,50	3,59	42	1 027,86	0,64	0,50	1,12	1968 – 1974
	51	921,57	5,99	1,50	16,30	48	933,54	3,01	4,28	3,01	1977 – 1981
	98	854,74	4,83	1,25	8,92	95	859,84	3,61	1,20	5,74	1992 – 1994
Slovenský raj	131	801,87	7,41	5,90	4,88	125	799,56	6,85	5,80	4,24	1981 – 1984
	81	790,93	8,71	6,30	17,33	80	794,69	6,90	6,25	5,95	1992 – 1993
Šarišská vrchovina	25	437,80	9,52	4,30	12,73	22	436,14	5,44	2,75	5,06	1972 – 1976
	71	437,51	11,83	7,20	15,81	65	440,51	7,91	6,50	6,31	1978 – 1984
	103	464,39	15,36	13,70	14,69	100	468,92	13,85	13,00	11,72	1992 – 1993
Veľká Fatra – z. časť	77	720,07	3,67	2,48	3,69	76	722,70	3,44	2,36	3,08	1972
	153	700,55	5,83	5,50	4,96	152	701,73	5,55	5,45	3,63	1991 – 1992
Východné Tatry	22	1 492,05	0,52	0,50	0,50	-	-	-	-	-	1969 – 1974
	114	1 371,71	3,63	2,75	2,91	109	1 392,25	3,19	2,60	2,09	1979 – 1982
Zvolenská kotlina – v. časť	89	1 324,79	2,25	1,90	2,13	-	-	-	-	-	1993 – 1994
	19	366,05	8,74	3,00	13,75	15	359,33	3,14	3,00	1,56	1965 – 1970
	21	402,62	4,31	0,60	7,20	19	391,84	2,21	0,50	2,65	1976 – 1980
	109	493,17	8,80	3,75	11,30	103	496,80	6,79	3,45	7,32	1981 – 1984
	71	477,89	11,09	3,10	23,86	66	474,92	5,63	2,25	7,04	1991 – 1993
všetky regióny	168	861,25	3,41	0,50	6,21	164	868,96	2,71	0,50	3,65	1961 – 1970
	531	847,51	5,15	2,84	7,704	518	854,45	4,31	2,80	4,23	1971 – 1980
	929	800,36	6,04	3,70	8,55	907	808,61	5,06	3,60	4,79	1981 – 1984
	1 237	797,31	6,59	3,80	10,82	1 231	798,95	6,11	3,60	7,97	1991 – 1994



Obr. 10 Mapy distribúcie dusičnanov v podzemných vodách Chočských vrchov.

a Slovenskom raji (okolo $8 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$), no pozícia prameňov v týchto typických horských oblastiach prakticky vylučuje výraznejšiu antropogénnu záťaž dusíkatými látkami v podzemnej vode. Výnimkou je oblasť Šarišskej vrchoviny, kde sa v mnohých prípadoch zistila koncentrácia dusičnanov s predpokladaným pôvodom z antropogénnej, najmä z poľnohospodárskej činnosti (tab. 3).

Všeobecne uznávaný názor o zvyšovaní koncentrácie NO_3^- v podzemných vodách v čase v horských oblastiach sa nepotvrdil. Aj napriek mnohým limitáciám štatistického modelu (rôzna hustota a plošný dizajn vzorkovania) výraznejší trend nárastu koncentrácie NO_3^- v čase je charakteristický len v oblastiach Chočských vrchov (obr. 10), Veľkej Fatry (obr. 11), Nízkych Tatier (obr. 12) a Šarišskej vrchoviny (obr. 13). Chočské vrchy, Veľká Fatra a Nízke Tatry predstavujú typické horské oblasti a aj zvýšené priemerné hodnoty koncentrácie NO_3^- naznačujú skôr prírodný pôvod dusičnanov v podzemnej vode. Je potrebné uviesť, že geografická a morfológická pozícia prameňov zvyčajne vylučuje iné zdroje dusíka ako zo zrážkovej vody a následných procesov v biomase a pôde. Trend nárastu koncentrácie dusičnanov lokálne môže súvisieť s turistickou aktivitou, keďže v týchto oblastiach sú známe a vyhľadávané turistické centrá, prípadne s chovom hospodárskych zvierat či absenciou kanalizácie v oblastiach menších sídelných aglomerácií.

Výrazný nárast koncentrácie NO_3^- v Šarišskej vrchovine je typickým príkladom zvýšenej antropogénnej zá-

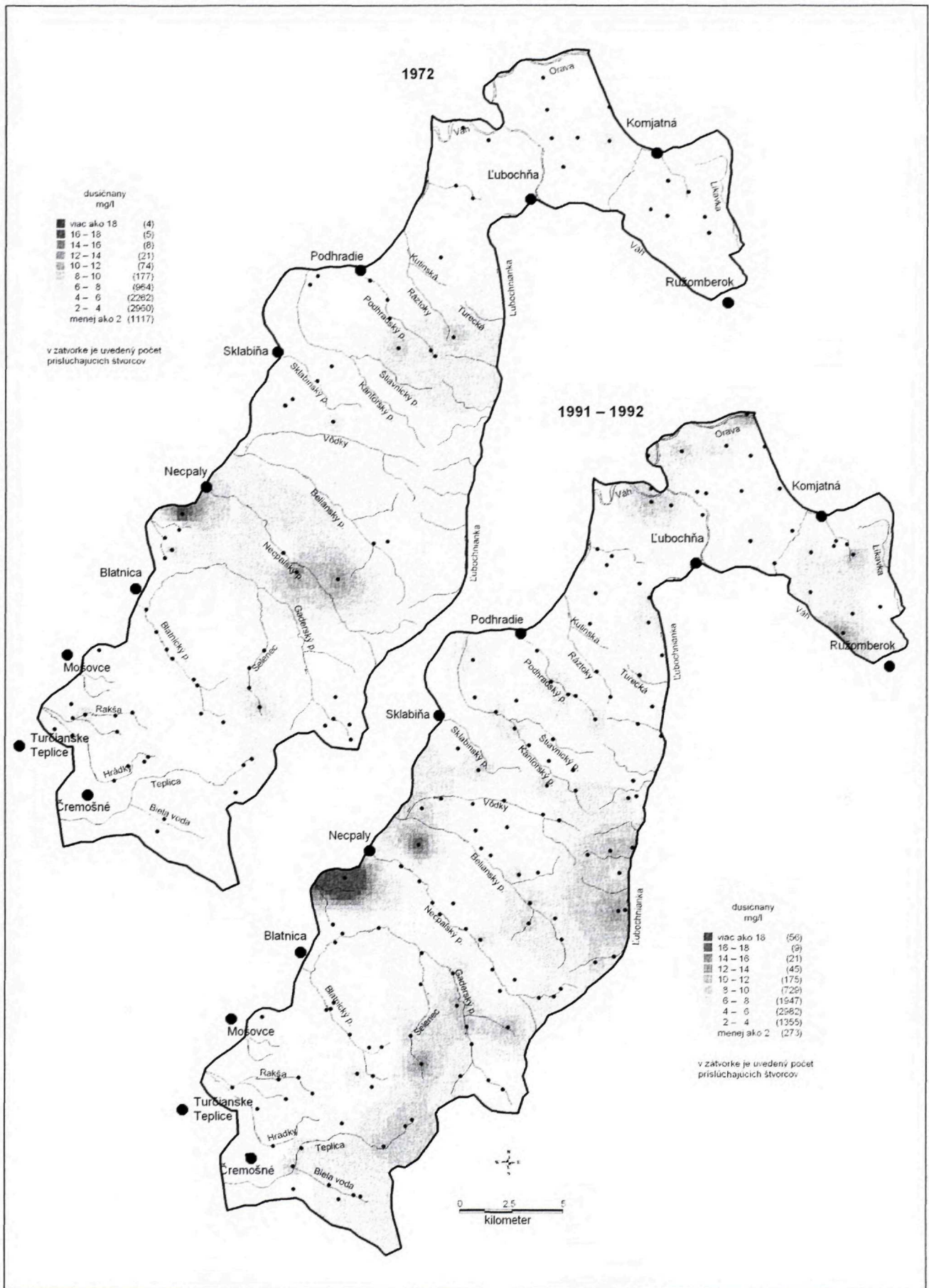
ťažej najmä z poľnohospodárskej činnosti v regióne. Tento trend dokumentuje jednoznačne antropogénne podmienená koncentrácia dusičnanov viazaná nielen na bodové, ale aj plošné anomálie v širšom okolí prakticky všetkých významnejších sídel. V ďalších oblastiach je rozdiel v distribúcii NO_3^- v hodnotených časových obdobiach nepatrný a v niektorých regiónoch sa zistil aj mierne pokles štatistických parametrov NO_3^- v čase.

Na obr. 10 - 13 sú prezentované mapy distribúcie NO_3^- v oblastiach, kde sa zaznamenal určitý (Chočské vrchy, Veľká Fatra a Nízke Tatry), resp. evidentný (Šarišská vrchovina) nárast koncentrácie dusičnanov v podzemných vodách v rôznych časových obdobiach.

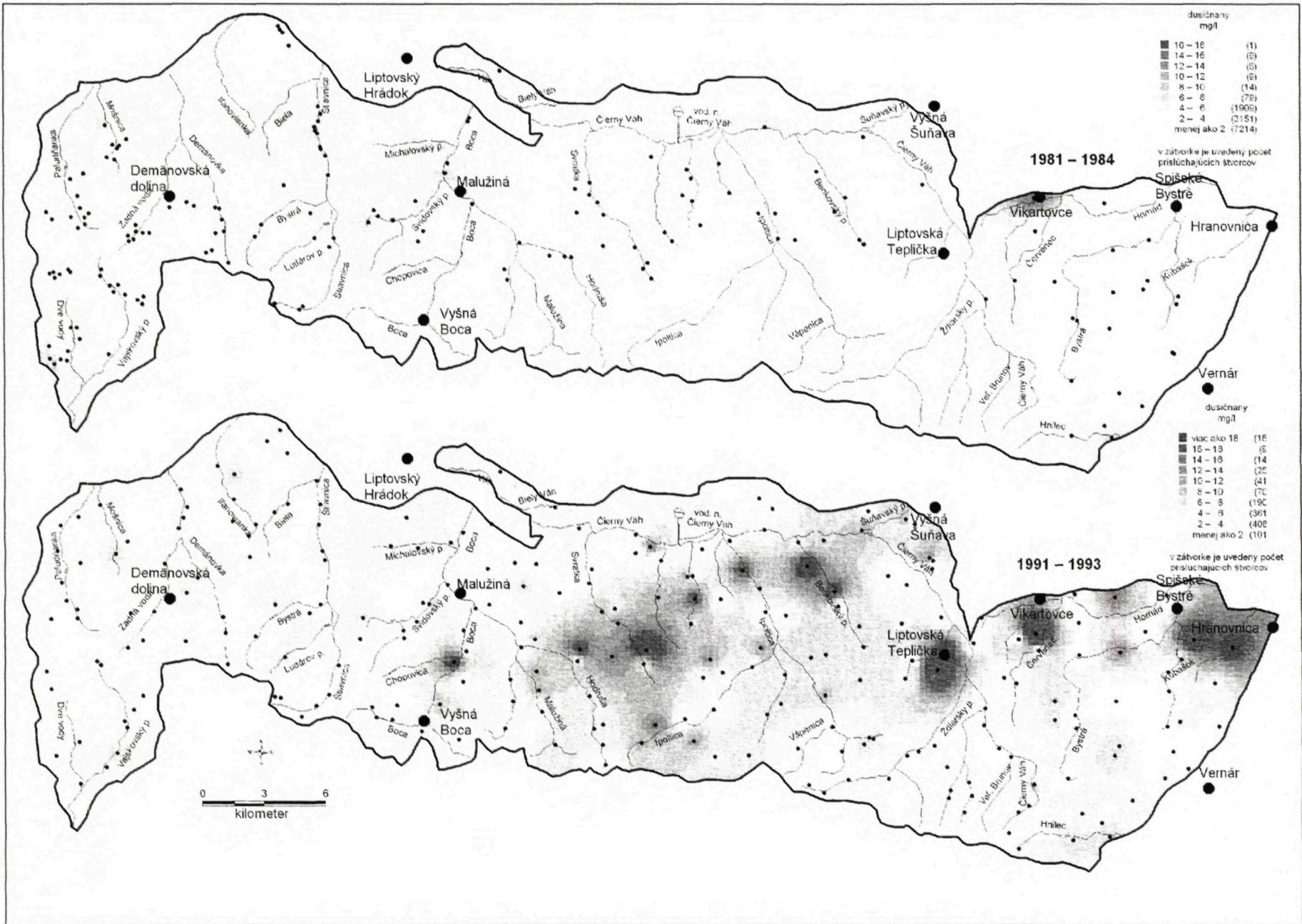
Záver

V príspevku sú prezentované hlavné výsledky dizertačnej práce, ktorá vznikala v rokoch 1998 - 2003. Výsledková časť je zameraná na formuláciu štatistického modelu prezentujúceho reálnu, resp. predindustriálnu distribúciu prírodného pozadia dusičnanov v podzemných vodách Slovenska. Hodnotí sa pravdepodobnosť (riziko) prekročenia hydrogeochemicky významných prahových hodnôt koncentrácie dusičnanov. Osobitná časť sa zaoberá charakteristikou časového vývoja distribúcie dusičnanov vo vybraných horských oblastiach Slovenska.

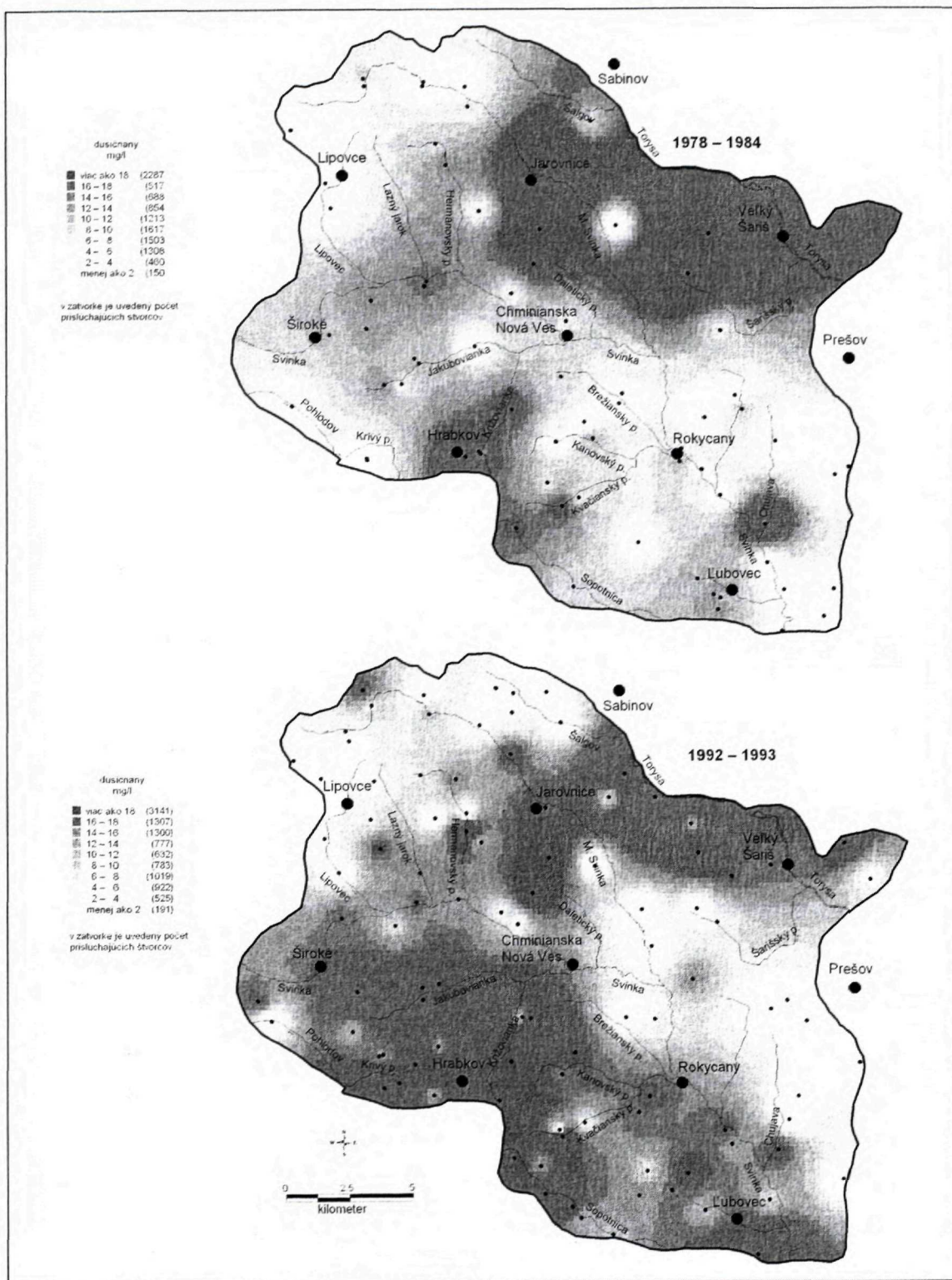
Prírodne podmienenú koncentráciu dusičnanov v zásede kontroluje zloženie zrážok a následná biochemická



Obr. 11 Mapy distribúcie dusičnanov v podzemných vodách Veľkej Fatry.



Obr. 12 Mapy distribúcie dusičnanov v podzemných vodách Nízkych Tatier – severná časť.



Obr. 13 Mapy distribúcie dusičnanov v podzemných vodách Šarišskej vrchoviny.

aktivita v pôdach. Priemerná koncentrácia NO_3^- v podzemných vodách Slovenska celého štatistického súboru je $35,43 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ a naznačuje antropogénny prínos dusičnanov do značnej časti podzemných vôd. Vo vzorkách odoberaných výlučne z prameňov sa prírodná koncentrácia NO_3^- vo väčšine vyčlenených litologických celkov pohybuje v rozsahu $4 - 6 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Výrazne odlišný charakter distribúcie sa sledoval v podzemných vodách sedimentárneho neogénu a kvartéru, kde bola

dokumentovaná výrazne vyššia koncentrácia NO_3^- (v mnohých prípadoch vyššia ako $50 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$).

Zistila sa nepriama závislosť medzi koncentráciou dusičnanov a nadmorskou výškou miesta odberu vzorky podzemnej vody, t. j. nárast koncentrácie NO_3^- s klesajúcou nadmorskou výškou. V nížinnej časti Slovenska (do 250 m n. m.) sa zistila výrazne vyššia priemerná koncentrácia NO_3^- s maximálnou hodnotou $81,53 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$.

Vzťah koncentrácie NO_3^- a nadmorskej výšky miesta odberu vzorky podzemnej vody sa využil pri riešení reálnej, resp. pôvodnej (predindustriálnej) distribúcie NO_3^- v podzemných vodách Slovenska. Pri stanovení teoretických hodnôt koncentrácie NO_3^- v jednotlivých výškových úrovniach sa vychádzalo z výsledkov regresnej analýzy, ktorá umožnila simulovať koncentráciu NO_3^- v podzemných vodách v akejkoľvek oblasti Slovenska. Vypočítané hodnoty predindustriálnej distribúcie NO_3^- naznačujú podstatne nižšiu koncentráciu NO_3^- v podzemnej vode v značnej časti Slovenska. Po prepočte prínosu NO_3^- do podzemnej vody sa v najkontaminovanejších oblastiach Slovenska predpokladá nárast koncentrácie NO_3^- rádo vo desiatkach a lokálne až v stovkách $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$.

Hodnotenie časového vývoja distribúcie dusičnanov v samostatných regiónoch prehodnotilo všeobecne uznávaný názor o zvyšovaní koncentrácie dusičnanov v podzemných vodách (najmä do roku 1990). Uvedený názor sa všeobecne nepotvrdil. Výraznejší trend nárastu koncentrácie NO_3^- v čase bol z posudzovaných regiónov charakteristický len v oblastiach Chočských vrchov, Veľkej Fatry, Nízkych Tatier a Šarišskej vrchoviny. Chočské vrchy, Veľká Fatra a Nízke Tatry predstavujú typické horské oblasti a zvýšené priemerné hodnoty koncentrácie NO_3^- naznačujú skôr prírodný pôvod dusičnanov v podzemnej vode. Výrazný nárast koncentrácie NO_3^- v Šarišskej vrchovine je typickým príkladom zvýšeného antropogénneho prínosu dusičnanov do podzemných vôd, najmä z poľnohospodárskej činnosti v regióne.

Pod'akovanie

Autor ďakuje za podporu, ktorú mu počas písania dizertačnej práce poskytli kolegovia z oddelenia geochemie životného prostredia ŠGÚDŠ. Osobitne ďakuje školiteľovi RNDr. D. Bodišovi, CSc., za vecné a prínosné pripomienky počas doktorandského štúdia a RNDr. I. Slaninkovi za pomoc a konzultácie pri zostavovaní programov výpočtu v prostredí softvéru MapInfo Professional. Autor osobitne ďakuje Katedre hydrogeológie Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave za kvalitný študijný program počas doktorandského štúdia a odborné konzultácie s viacerými jej pracovníkmi.

Literatúra

- Abramowitz, M. a Stegun, I., 1965: Handbook of Mathematical Functions. New York, Dover.
- Anonym, 1955: Harvard University Computation Laboratory, Tables of the Cumulative Binomial Probability Function. Cambridge, Massachusetts, Harvard University Press.
- Anonym, 1991: Council Directive of 12 Dec. 1991 91/676/EEC concerning the protection of waters against pollution caused by nitrates from agricultural sources. Official Journal L375.
- Anonym, 1993: STN 50 7858, Kojenecké vody.
- Anonym, 2000: Smernica 2000/60/ES Európskeho parlamentu a Rady z 23. októbra 2000 ustanovujúca rámec pôsobnosti spoločenstva v oblasti vodnej politiky. Úradný vestník Európskych spoločenstiev, Brusel, 67.
- Anonym, 2004: Vyhláška Ministerstva zdravotníctva SR z 23. januára 2004 o požiadavkách na pitnú vodu a kontrolu kvality pitnej vody. In: Zbierka zákonov č. 151/2004, s. 1 687 – 1 703.
- Dovina, V., Rapant, S., Gross, P., Bujnovský, A. a Halouzka, R., 1990: Hydrogeologický výskum Oravskej vrchoviny a Skorušinských vrchov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hanzel, V., Melioris, L. a Martoň, J., 1999: Ground Water of Slovakia and Their Use. In: Slovak Geol. Mag., roč. 5, č. 1 – 2, s. 5 – 14.
- Helsel, D. R. a Hirsch, R. M., 1992: Statistical methods in Water Resources. New York, Elsevier, 522 s.
- Hem, J. D., 1985: Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water. USGS Water – Supply Paper 2254, Third edition, Washington, 236 s.
- Hyánková, K., Fľaková, R., Gulišová, D. a Ženišová, Z., 1993: Zmeny kvalitatívnych vlastností vôd puklinovo-krasových obehov v karbonátoch mezozoika. In: Zborník z vedeckej konferencie: Vodné zdroje a ich ochrana. Bratislava, STU, s. 257 – 267.
- Kadūnas, V., Budavičius, R., Gregorauskiene, V., Katinas, V., Kliaugiene, E., Radzevičius, A. a Taraškevičius, R., 1999: Geochemical Atlas of Lithuania. Vilnius, Geol. Survey of Lithuania, Geol. Institute, 162 s.
- Kordík, J., 1998: Waterflow and Nitrate Transport in the Belgian-Dutch Chalk Region. Exploration of Consequences to the Environment for the Noor Brook Catchment. Wageningen Agriculture University, The Netherlands, 81 s.
- Kordík, J., Rapant, S., Bodiš, D. a Slaninka, I., 2000: Hydrogeochemické mapy v mierke 1 : 50 000 – prezentácia výsledkov z vybraných regiónov Slovenska. In: Zborník z konferencie Hydrogeológia 2000, Herľany. Podzemná voda, č. 2, (Bratislava), s.130 – 137.
- Kordík, J., 2002a: Statistical approach supporting the knowledge about nitrate distribution pattern in groundwater of the Slovak Republic. In: Zborník referátov. Konferencia mladých vodohospodárov. Práce a štúdie 67, Bratislava, SHMÚ, s. 39 – 48.
- Kordík, J., 2002b: Vplyv nadmorskej výšky na distribúciu dusičnanov v podzemných vodách Slovenska. In: GEOCHÉMIA 2002. Zborník referátov z konferencie. Bratislava, PriF UK – Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 59 – 63.
- Kordík, J., 2003: Využitie štatistických a grafických metód pri hodnotení charakteristiky a časového vývoja distribúcie dusičnanov v podzemných vodách Slovenska. Dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Katedry hydrogeológie, PriF UK, 125 s.
- Kullman, E., Vrana, K. a Malík, P., 1988: Hydrogeologické pomery Čachtických Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kullman, E. a Vrana, K., 1992: Dusičnany v krasovo-puklinových vodách – ekologické aspekty problematiky. In: Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava), č. 10, s. 159 – 169.
- Lahermo, P., Ilmasti, M., Juntunen, R. a Taka, M., 1990: The Geochemical Atlas of Finland, Part 1 – The Hydrogeochemical Mapping of Finnish Groundwater. Espoo, Geological Survey of Finland, 66 s.
- Lis, J. a Pasieczna, A., 1995: Geochemical Atlas of Poland. Warsaw, Polish Geological Institute, 72 s.
- Malík, P., 1999: Hydrogeologické mapy v mierke 1 : 50 000. Záverečná správa geologickej úlohy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Marsina, K., Bodiš, D., Havrila, M., Janák, M., Káčer, Š., Kohút, M., Lexa, J., Rapant, S. a Vozárová, A., 1999: Geochemický atlas Slovenskej republiky. Časť III: Horniny. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 135 s.
- Pekárová, P. a Miklánek, P., 1993: Spatial Distribution and Trend Change of Nitrate in Slovakia During 1968 – 1993. In: Acta Geol. Hisp., roč. 28, č. 2 – 3, s. 55 – 63.
- Pitter, P., 1990: Hydrochemie. I. vydání. Praha, SNTL, 565 s.
- Rapant, S., Vrana, K., Bodiš, D., Doboš, V., Hanzel, V., Kordík, J., Slaninka, I., Repčoková, Z. a Zvara, I., 1996: Geochemický atlas Slovenskej republiky – časť Podzemné vody. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 127 s.

- Satran, V. a Soukup, 1973: Použití matematických metod v geologii. Praha, Ústř. Úst. geol., 153 s.
- Sattelmacher, P. G., 1962: Methämoglobinämie durch Nitrate im Trinkwasser. Stuttgart, Fischer.
- Shuval, H. I. a Gruener, N., 1972: Epidemiological and Toxicological Aspects of Nitrates and Nitrites in the Environment. In: Amer. J. of Public Health, 62, s. 1 045 – 1 051.
- Tereková, V., 1991: Geochemické pomery vôd v Demänovskom jaskynnom systéme. Manuskript. Bratislava, archív Kat. geochém. PriF UK.
- Thalmann, F., Schermann, O., Schroll, E. a Hausberger, G., 1989: Geochemical Atlas of the Republic of Austria. Vienna, Geologische Bundesanstalt, 141 s.
- Vrana, K., 1991: Výskum geologických faktorov životného prostredia. Vedecko-technický projekt na roky 1991 – 1995. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 71 s.

Summary

Groundwater pollution by nitrogen compounds in the Slovak Republic, particularly nitrates becomes one of the most serious hydrogeochemical problems in the last decades. Large amount of groundwater samples was collected within the environmental-geochemical mapping program realized at the Geological Survey of Slovak Republic in the 1990's (the database includes totally 17 168 analyses). The paper presents the main results of the PhD. study realized during the period 1998 – 2003. Objectives of the study were following:

- detailed assessment of the nitrate distribution in Slovak groundwaters,
- definition of statistical model to show and estimate true and natural-preindustrial background distribution of nitrates in groundwaters,
- a spatial and statistical assessment of the vulnerability of Slovak groundwaters to nitrate contamination,
- characterization of temporal pattern of the nitrate distribution in selected regions.

A high variability of nitrate distribution is common in the Slovak groundwaters. Almost 40 % of analyzes of nitrates reach concentrations up to $5 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Highest nitrate contents (extreme values above $85 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) were observed in 2 055 cases (almost 12 % analyses). Average nitrate concentration in Slovak groundwaters reaches the value $35,43 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ which partly point to a man-made origin of the nitrate content. The most polluted are groundwaters circulated in Quaternary and Neogene sediments.

Descriptive statistics has proven a significant negative correlation between nitrate concentrations and sampling location. Average nitrate contents in groundwater decrease by gradual increasing of sampling location altitude. An outstanding nitrate distribution pattern with very high nitrate average concentrations occurs under the sampling location altitude of 250 m a. s. l.

Considering the natural conditions (nitrate distribution in groundwater is predominantly controlled by nitrate content in source water and microorganism activity in the soil), a regression analyses was calculated. An easily measurable variable – sampling location altitude has been chosen as an explanatory variable and the nitrate concentration in specific location altitude as a response variable. Based on the theoretical regression equations it is possible to predict nitrate concentration in any part of Slovakia and to compare the theoretical NO_3^- values with the true empirical nitrate contents. Based on the results of regression analyses, the maps of pre-industrial nitrate distribution have been compiled. In the most contaminated areas, the total growth of nitrate concentrations (from agricultural activities) was calculated in tenths, locally in hundreds of $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$.

A spatial and statistical assessment of the vulnerability of Slovak groundwaters to nitrate contamination was calculated by

means of comparison the measured values of nitrate content with specific threshold values. Based on the statistical assessment and legislative principles, following threshold values are given:

- $0,5 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ – detection limit of analyses,
- $5 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ – under this threshold only natural nitrate content is expected,
- $10 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ – above this threshold particular anthropogenic contribution of nitrates is supposed,
- $15 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ – drinking water standard for infants,
- $50 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ – drinking water standard.

More than one third of grids in the map (287 from 870) never detect the nitrate concentration (threshold $0,5 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$). High probability of nitrate concentration above $10 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ is located in the lowland parts of Slovakia and in a less extent in the inner-mountainous basins. The nitrate concentration less than $10 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ are characteristic for more than half of the total area of Slovakia.

Last part of the study was devoted to characterization of temporal pattern of the nitrate distribution in selected regions. Assessed 14 regions were selected on the base of several criteria: density of information (at least 1 sample in 3 sqkm), existing of at least two data sets (distinction between the sampling periods more than 10 years), and comparable spatial sampling pattern. In the most regions the average nitrate concentrations reach values from 3 to $6 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. General opinion declaring increase of nitrate contents in groundwater during the last decades was not proved. Slight increase of nitrate concentrations in time observed in the Chočské vrchy Mts., Veľká Fatra Mts., Nízke Tatry Mts. (typical mountainous areas) outlines more natural origin of nitrates in groundwater. This fact is implicated by low nitrate concentrations in those areas (usually up to $10 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$). Significant increase of nitrate concentrations in time in the Šarišská vrchovina Mts. represents typical negative anthropogenic load of nitrates (mainly from agriculture) in the region.

Fig. 1 Histogram of the nitrate distribution in groundwaters of Slovakia.

Fig. 2 Regression analyses of groundwaters sampled from the all source types (spring, well, borehole etc.).

Obr. 3 Regression analyses of groundwaters sampled from the springs.

Fig. 4 Regression analyses of groundwaters sampled from the springs (outliers are neglected).

Fig. 5 True nitrate distribution in groundwaters of Slovakia.

Fig. 6 Natural – preindustrial (background) nitrate distribution in groundwaters of Slovakia (calculated from linear model).

Fig. 7 Natural – preindustrial (background) nitrate distribution in groundwaters of Slovakia (calculated from logarithm model).

Fig. 8 Probability of exceedance of the significant nitrate threshold values.

Fig. 9 Maps of probability of exceedance of the significant nitrate threshold values.

Fig. 10 Maps of nitrate distribution in groundwaters of the Chočské vrchy Mts.

Fig. 11 Maps of nitrate distribution in groundwaters of the Veľká Fatra Mts.

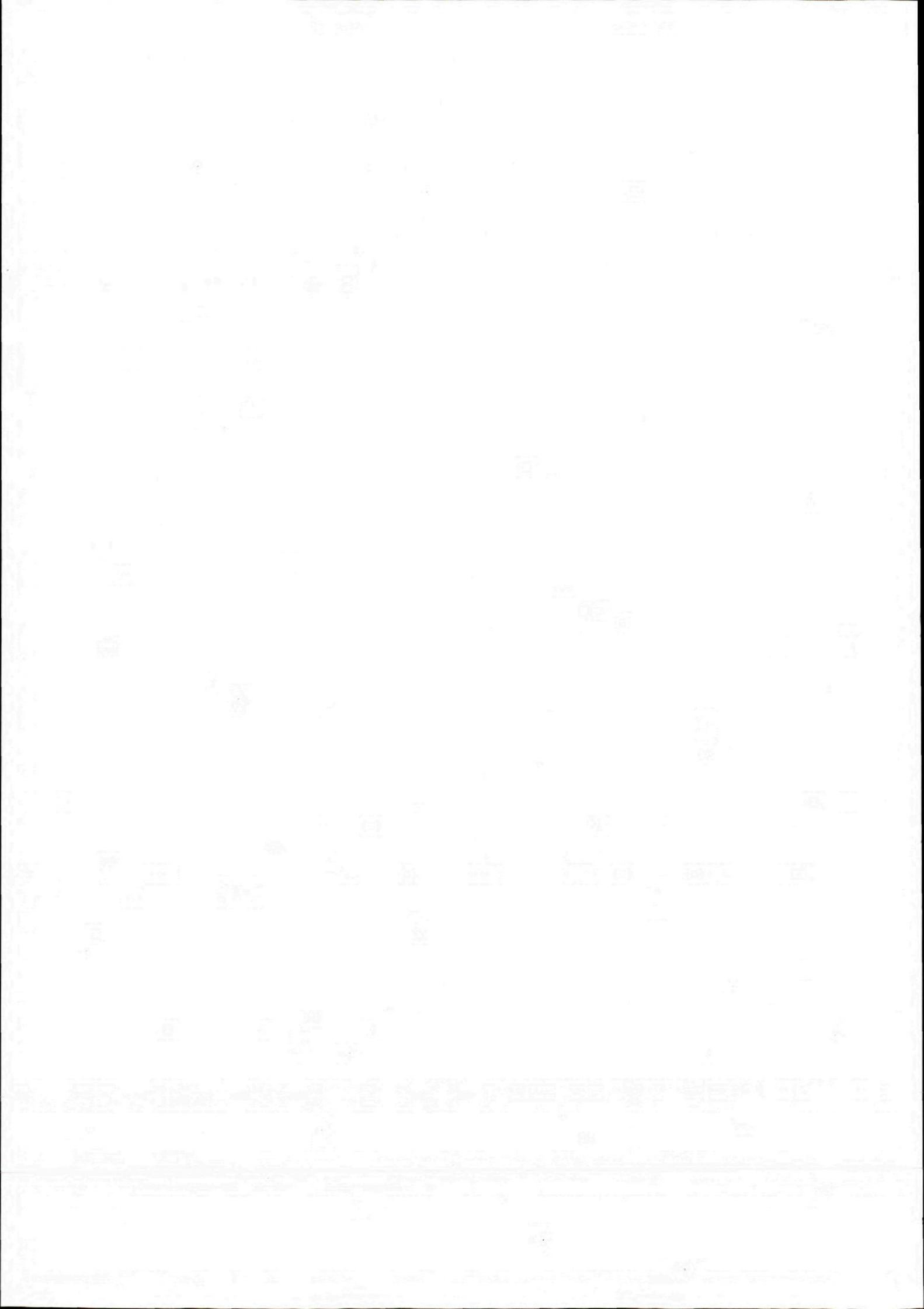
Fig. 12 Maps of nitrate distribution in groundwaters of the Nízke Tatry Mts. – northern part.

Fig. 13 Maps of nitrate distribution in groundwaters of the Šarišská vrchovina Mts.

Table 1 Statistical parameters of the nitrate distribution following the source type of groundwater.

Tab. 2 True and theoretical nitrate concentration calculated for individual regression models (*outlying regression pairs are neglected).

Tab. 3 Statistical assessment of nitrate distribution in selected regions of Slovakia.



Hodnotenie náchylnosti územia na zosúvanie s využitím štatistických metód v prostredí GIS

PETER PAUDITŠ

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, oddelenie inžinierskej geológie, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Abstract. The author presents bivariate analysis with weighting factor and multivariate conditional analysis with regard to the landslide hazard assessment in GIS environment. Besides commonly used standard input data (lithology, relief analysis, land use), the author presents also implementation of some others additional factors, such as rainfall, solar irradiation etc., based on their computed weights: 11 input parameters were evaluated in presented thesis. Finally, complete methodology from selection of input factors, data collection, preparation of parametric maps as well as compilation of landslide susceptibility map is proposed. Complete evaluation, advantages or disadvantages of all applied methods are compared.

Key words: Landslide hazard assessment, Landslide susceptibility map, statistical methods, bivariate analysis, multivariate conditional analysis, geographic information systems, Myjavská pahorkatina and Biele Karpaty Mts.

Úvod do problematiky

V mnohých oblastiach sveta predstavujú zosuvy významnú environmentálnu hrozbu s nepriaznivým sociálno-ekonomickým dosahom. Preto vzbudzujú záujem mnohých odborníkov. Ich záujem sa sústreďuje najmä na definovanie faktorov vzniku zosuvov a na ich základe na vytvorenie prognózy, ktorá by s vysokou mierou pravdepodobnosti predpovedala možný výskyt svahových porúch v budúcnosti. Výsledkom tohto záujmu je vznik a rozvoj mnohých metód hodnotenia a prognózovania zosuvného hazardu. Významné miesto tu majú kvantitatívne metódy, medzi ktoré patria aj *štatistické metódy*. Sú založené na porovnaní, následnom štatistickom spracovaní a zhodnotení vzťahov medzi relevantnými faktormi vplývajúcimi na stabilitu svahov a reálnym výskytom svahových porúch.

Štatistické metódy sa vyvíjali postupne od 70. rokov minulého storočia, najmä však v poslednom desaťročí, keď bolo publikovaných množstvo prác prezentujúcich viaceré odlišné prístupy k riešeniu uvedenej problematiky. Vyčerpávajúci prehľad metód z tohto obdobia obsahujú práce holandských a talianskych autorov (van Westen, 1993; Carrara et al., 1991).

S prírodnými vedami, ktoré sa prevažne zaoberajú skúmaním objektov a javov v reálnom geografickom priestore, je úzko späté využívanie *geologických informačných systémov (GIS)*. Širšie využívanie technológií GIS v prírodovedných disciplínach sa objavuje od prvej polovice 90. rokov minulého storočia v súvislosti s dostupnosťou výkonnej výpočtovej techniky. Využívanie dostupnej techniky, nevyhnutnej pri spracovaní často veľmi veľkého množstva údajov v štatistických súboroch,

výrazne posunulo vývoj štatistických metód v hodnotení zosuvného hazardu. To vyústilo do pomerne vysokej teoretickej úrovne ich rozpracovania v súčasnosti.

Štatistické prognózy výskytu zosuvov sú založené na hodnotení podobnosti súboru podmienok v postihnutých oblastiach. Preto vychádzajú z predpokladu, že zosuvy sa budú v budúcnosti vyskytovať v rovnakých podmienkach ako v minulosti a v súčasnosti. Z tohto predpokladu vyplýva postup prác od mapovania zosuvov cez mapovanie faktorov prírodného prostredia (parametrov), ktoré súvisia s výskytom zosuvov, klasifikáciu súboru faktorov podľa stupňa náchylnosti územia na zosúvanie na základe štatistického vzťahu medzi jednotlivými faktormi a reálnym výskytom svahových porúch až po záverečnú syntézu a kompiláciu výslednej prognózy mapy.

Výsledné valorizačné mapy rozdeľujú územie na stanovený počet rájónov náchylnosti na zosúvanie. Z týchto máp je možné odvodiť kritické miesta, na ktorých sa dá v budúcnosti za predpokladu výskytu príčinných udalostí prednostne očakávať vznik svahových deformácií.

V podmienkach SR na základe metodiky Kováčika (1996) a *Smernice MŽP SR* (1999) sa vyčleňujú tri rájóny predstavujúce *stabilné* (nenáchylné) územie, *potenciálne nestabilné* a *nestabilné* územie. Tvorbu týchto máp, dosiaľ zhotovovaných prevažne klasickým spôsobom (empirickými inžinierskogeologickými a geotechnickými postupmi), môžu vo významnej miere spresniť práve exaktné štatistické metódy v prostredí GIS, ktoré sú obsiahnuté v tomto príspevku.

Ako modelové územie bola zvolená oblasť Myjavskej pahorkatiny a priľahlej časti Bielych Karpát, a to v súlade s riešením geologickej úlohy *Súbor regionálnych máp geologických faktorov životného prostredia regiónu Myjavská pahorkatina a Biele Karpaty* (Ondrášik, 2002), spracúvanej v súčasnosti v ŠGÚDŠ Bratislava. V modelovom území je v súlade s cieľmi príspevku navrhnutý a overený metodický postup praktickej aplikácie vybraných štatistických metód. Na jeho základe je vytvorená prognóza mapa relatívnej náchylnosti územia na zosúvanie pomocou zvolenej a odporúčanej metódy.

Základné pojmy

Podobne ako v iných moderných metódach a technológiách, terminológia štatistických metód v analýze zosuvného hazardu nie je ešte presne definovaná a ustálená. V tejto práci vychádza z najčastejšie používaného pojmového aparátu a základných citovaných publikácií, najmä

z prác Carraru (1983, 1988), van Westena (1993) a Aleotihu a Chowdhuryho (1999). Terminológia z oblastí inžinierskej geológie, geologických rizík a hazardov vychádza z prác Varnesa (1984), z klasifikácie podľa Nemčoka, Paška a Rybára (Nemček et al., 1974) a z publikácií Matulu (1995), Ondrášika a Gajdoša (2001), Drdoša (1992) a Minára a Tremboša (1994).

V zmysle citovaných publikácií ide v tejto práci o hodnotenie *náchylnosti územia na zosúvanie*, t. j. prognózovanie miesta vzniku a výskytu zosuvov. V závislosti od kontextu je tento pojem niekde nahradený termínom *zosuvný hazard*.

Pri prognózovaní hazardu je potrebné s istou mierou pravdepodobnosti odhadnúť miesto výskytu, čas a intenzitu skúmaného javu. Miesto výskytu sa dá prognózovať s vysokou pravdepodobnosťou na základe analýzy relevantných faktorov pomocou bežných deterministických modelov s nízkou mierou neurčitosti. Modely sú založené na implementácii priestorovej distribúcie takých činiteľov (faktorov), ktoré viac či menej korešpondujú s výskytom svahových porúch. Pod pojmom *podmienky stability svahov* rozumieme rôzne vonkajšie a vnútorné faktory, ktoré určitým spôsobom vplyvajú na stabilitu prirodzeného svahu, napr. litologické zloženie, fyzikálno-mechanické vlastnosti horninového prostredia, charakter geologických štruktúr (úložné pomery), georeliéf (sklon svahu, dĺžka svahu, morfotopy), zrážky a ich vplyv na hladinu podzemnej vody a hydrogeologické pomery, krajinná pokrývka atď.

Väčšinu z uvedených podmienok a faktorov vzniku svahových pohybov je možné kvantifikovať, t. j. vyjadriť numerickou formou v absolútnej alebo v relatívnej semikvantitatívnej hodnote. Numericky vyjadrený faktor prostredia svahových deformácií nazývame *parameter*.

Okrem uvedených podmienok, ktoré predstavujú geologicko-geomorfologicko-krajinné štruktúry, je potrebné pri prognózovaní času výskytu zosuvov brať do úvahy aj ďalšie, tzv. *spúšťacie faktory (príčina, impulz, trigger)* a mechanizmy. Tieto činitele priamo spôsobujú vznik zosuvov v priaznivých podmienkach, napr. zvýšením aktívnych síl pôsobiacich na svah (vonkajšie príčiny) alebo znížením šmykovej pevnosti hornín na svahu (vnútorné príčiny). Zvyčajne ide o náhle udalosti, ktoré bežnými deterministickými modelmi nie je možné predikovať: napr. seizmické otrasy, intenzívne zrážky, nárast výšky a sklonu svahu vplyvom bočnej erózie a abrázie počas búrok a povodní a rozličné vplyvy antropogénnych činností (prítlačenie svahov umelými navážkami, výstavbou komunikácií a pod.). Tieto príčinné faktory a udalosti v prezentovanej metodike nie sú zahrnuté.

Na základe metód prezentovaných v tejto práci je teda možné prioritne vyčleniť také zóny (rajóny), ktoré majú priaznivé podmienky na vznik zosuvov. V prípade výskytu udalostí priamo spôsobujúcich vznik zosuvov (napr. počas intenzívnych zrážok) by mali nastať svahové pohyby prednostne v takýchto územiach, t. j. v geologicky, hydrogeologicky, geomorfologicky a z hľadiska krajiny štruktúry nestabilných oblastiach.

Metodika použitá v tomto príspevku je založená na využití technológií GIS. Na riešenie problematiky v prostredí GIS je nevyhnutná možnosť priestorovej interpretácie každého vstupného parametra formou tzv. *parametrickej ma-*

py. Parametrickú mapu v digitálnej forme (vektorovej či rastrovej) predstavuje *údajová vrstva (map layer, coverage, theme)* s polygónovou topológiou, ktorá je nevyhnutným vstupom hodnotenia v prostredí GIS. V zmysle vektorovej počítačovej grafiky je každý polygón daný množinou uzlov (lomových bodov) ohraničujúcej línie, kde jednotlivé uzly sú definované párami súradníc (X, Y) v dvojrozmernom geografickom priestore. Pre metodiku použitú v tomto príspevku je vhodnejšia a odporúčaná *rastrová forma*, ktorá je štandardom pri využití prostriedkov *mapovej algebry*.

Prehľad a vývoj štatistických metód v hodnotení zosuvného hazardu

Medzi štatistickými metódami majú najvýznamnejšie miesto dve metódy, resp. skupiny metód: bivariačná a multivariačná. V prípade *bivariačnej analýzy* sa každý vstupný parameter porovná s mapou distribúcie zosuvov osobitne. Výhodou bivariačnej analýzy je možnosť zohľadnenia váhy každého vstupného parametra, vypočítanej na základe intenzity výskytu zosuvov (*density*) v jednotlivých triedach parametra. Váhy jednotlivých vstupných parametrov sa zohľadňujú pri záverečných kompiláciách výsledných máp.

Multivariačná analýza v širšom zmysle slova uvažuje so vzájomnou kombináciou viacerých (resp. všetkých) vstupných parametrov súčasne s mapou distribúcie zosuvov. Kombináciou tried v rámci jednotlivých vstupných parametrických máp vzniknú tzv. *kvázihomogénne jednotky (unique condition units, UCU)*. V tomto prípade nemá význam akceptovať váhy jednotlivých parametrov, pretože význam každého parametra je daný jeho početnosťou a opakovaním triedy parametra vo viacerých kombináciách v rámci UCU. Navyše, multivariačná analýza čiastočne zohľadňuje aj vzájomné interakcie medzi jednotlivými vstupnými faktormi.

Prvé príklady použitia štatistickej metódy v hodnotení zosuvného hazardu publikovali Carrara (1983, 1988) a Carrara et al. (1990, 1991). Na uvedené práce neskôr nadviazali viacerí autori, ktorí problematiku kvantitatívneho hodnotenia zosuvného hazardu s využitím GIS ďalej zdokonaľovali a aplikovali v mnohých územiach (Atkinson a Massari, 1998; Guzzetti et al., 1999; Gupta a Joshi, 1990; Jäger a Wiczorek, 1994 a i.).

V Západných Karpatoch, s výnimkou pionierskych prác (Vlčko et al., 1980), sa aplikácii exaktných kvantitatívnych metód hodnotenia zosuvného hazardu dosiaľ nikto systematickejšie nevenoval. V posledných rokoch boli spracované diplomové práce Bednarika (2001) a Jurka (2003), ktorých výsledky boli sčasti aj publikované (Pauditš a Bednarik, 2002; 2002a; Bednarik et al., 2005; Jurko, 2005; Jurko et al., 2005; Pauditš et al., 2006).

Zhrnutie metodiky aplikácie GIS v analýze zosuvného hazardu je v prácach Carraru et al. (1995) a van Westena (1993). Van Westen (1993) podrobne rozoberá základné princípy rôznych prístupov v bivariačnej (resp. „univariačnej“), ako aj v multivariačnej analýze. Teoretické princípy autor spolu s kolegami implementoval do sofistikovaného softvéru GISSIZ, ktorého praktickým manuálom je 2. diel uvedenej publikácie (van Westen et al., 1993a).

V súčasnosti sa zdokonaľovaniu štatistických metód a ich implementácii v prostredí GIS venujú viacerí autori a viaceré riešiteľské kolektívy. Na tradičné práce Carraru a van Westena nadväzujú najmä talianski, španielski, tureckí a indočínski autori. Z praktického hľadiska sú pozoruhodné najmä práce Irigaray a Chacón (1996), Clerici (2002), Süzen a Doyuran (2004) či Joshi et al. (1997).

Komplexné zhrnutie problematiky hodnotenia zosuvného hazardu, stručnú charakteristiku a schému rozdelenia najpoužívanejších metód (vrátane štatistických) prehľadnou formou podávajú Aleotti a Chowdhury (1999).

Princíp rastrového údajového modelu a mapovej algebry

Geografické informačné systémy (GIS) sa vo všeobecnosti chápu ako špeciálny prípad počítačových informačných systémov, v ktorých sa väčšina údajov viaže na priestorovo lokalizované objekty, javy alebo udalosti (podľa definície Clarkeho, 1999). Jedným zo základných okruhov využitia GIS je modelovanie a analýza dynamických priestorových procesov prostriedkami numerických a štatistických metód (Tuček, 1998; Hofierka, 2003). V prípade rastrového dátového modelu GIS najmenšia jednotka, ku ktorej sa viažu atribúty, je *bunka rastra* (grid cell, pixel). Množina buniek rastra predstavuje pravidelnú maticu v dvojrozmernom priestore (grid). Každá bunka rastra je georeferencovaná, t. j. definovaná párom súradníc v reálnom dvojrozmernom geografickom priestore a najmenej jedným numerickým atribútom – kvantifikátorom, ktorý tvorí základný vstup do matematických operácií.

Prechod medzi numerickými hodnotami buniek v gride môže byť buď spojitý, alebo diskretný¹. V prípade spojitých hodnôt medzi susediacimi bunkami rastra existujú plynulé prechody (napr. plynule sa meniace hodnoty nadmorskej výšky). Naopak, diskretné dátové pole má hranice medzi odlišne klasifikovanými areálmi ostré, bez plynulých prechodov (nie je možné znázornenie formou izolínií). Zmenu topológie gridu zo spojitého na diskretný umožňuje *reklasifikácia* na intervaly a naopak, *interpolácia* umožňuje dopočítať prázdny priestor medzi diskretnými vstupnými hodnotami. V prípade vstupu do štatistických analýz je vhodné použiť reklasifikované dátové polia (napr. sklon svahov do 6 intervalov, orientáciu svahov do 4 kvadrantov a pod.).

Najčastejšie využívaný analytický nástroj na spracovanie priestorových údajov v rastrovom modeli je tzv. *mapová algebra* (Shapiro a Westervelt, 1992; Tuček, 1998). Poskytuje možnosti manipulácie s číselnými hodnotami v bunkách rastra ako s členmi aritmetických výrazov a argumentov funkcií, pri ktorých používa tak bežné základné matematické operácie (sčítanie, násobenie atď.), ako aj komplikovanejšie programátorské procedúry a postupy (podmienkové algoritmy, cykly a pod.). Naprogramované postupy a výpočty v rámci mapovej algebry je zvyčajne možné ukladať, upravovať a následne znova spúšťať pomocou krátkych programov (*skriptov*).

V predkladanom riešení sa na použitie nástrojov mapovej algebry odporúča postredie GRASS GIS (*Geo-*

graphic Resources Analysis Support System; Hofierka, 1994; Neteler a Mitasova, 2004) s otvoreným zdrojovým kódom (*open source*). GRASS GIS v minulosti v prognózovaní zosuvného hazardu a pri tvorbe máp náchylnosti na zosúvanie úspešne použili napr. Gupta a Joshi (1990), Jäger a Wiecezorek, (1994), Clerici (2002) a i. Štatistické analýzy prebiehali v prostredí systému GRASS prepojeného so štatistickým softvérom *R-statistical language* (Bivand, 2000).

Ciele a metodický postup riešenia

Ako už bolo spomenuté, zhrnutie metód a návrh metodiky ich praktickej aplikácie v podmienkach SR neboli dosiaľ systematicky spracované. Potreba vypracovania technologicky aktuálnej metodiky je v súčasnosti žiaduca aj z dôvodu pomerne dynamickej implementácie technológií GIS do geologickej praxe. Tento trend sa odráža aj v zavádzaní a vývoji súvisiacej legislatívy (Smernica MŽP SR, 2000).

Z uvedených skutočností vyplynuli nasledujúce hlavné tézy a ciele tohto príspevku:

- výber vhodnej štatistickej metódy s ohľadom na možnosti implementácie v prostredí GIS;
- návrh metodického postupu s ohľadom na optimálne možnosti praktickej aplikácie: od zberu údajov cez ich štatistické spracovanie až po záverečnú kompiláciu výslednej mapy;
- praktické overenie metódy výpočtu váh parametrov a na ich základe stanovenie stupňa relevancie rôznych vybraných vstupných parametrov v modelovom území;
- praktická aplikácia navrhnutého metodického postupu v modelovom území Myjavskej pahorkatiny a Bielych Karpát; vytvorenie mapy náchylnosti územia na zosúvanie v mierke 1 : 50 000 obsahujúcej všetky potrebné atribúty vyplývajúce z platných smerníc (Kováčik, 1996; Smernica MŽP, 1999);
- návrh vybranej najvhodnejšej metódy na budúce praktické používanie v zmysle prezentovaného metodického postupu v podmienkach SR (s ohľadom na zdroje a dostupnosť údajov, legislatívu, geologické, krajinnokoekologické a urbanistické aspekty atď.).

Metodický postup prezentovaný v tomto príspevku prináša nový spôsob zostavovania mapy na základe exaktných matematických a štatistických prístupov, ktoré umožňujú presne zhodnotiť najmä tie faktory, ktoré sa dosiaľ v priebehu bežných inžinierskogeologických a geotechnických prístupov hodnotili iba vizuálne či empiricky (napr. sklon svahu, dĺžka svahu).

Postupnosť prác je možné zhrnúť do nasledujúcich bodov:

Mapovanie a registrácia zosuvov. Je to nevyhnutný predpoklad štatistickej analýzy a aplikácie všetkých uvedených metód. Zosuvy sa môžu interpretovať z rôznych druhov archívnych údajov, máp, diaľkového prieskumu Zeme a pod., nevyhnutná je však ich terénna verifikácia a doplnkové mapovanie.

Mapovanie vstupných parametrov. Rôzne prírodné a antropogénne faktory, ktoré majú vplyv na stabilitu

¹oddelený ostrou hranicou medzi dvoma rozdielnymi hodnotami

svahov, predstavujú v štatistickej analýze zosuvného hazardu dôležité vstupné premenné. Výber vstupných faktorov je osobitný pre každé sledované územie a vo veľkej miere závisí od individuálneho posúdenia podmienok a odbornej skúsenosti riešiteľa.

Implementácia do GIS. Každý vstupný faktor sa musí pred vstupom do GIS kvantifikovať a priestorovo vyjadriť formou príslušnej parametrickej mapy. Každá parametrická mapa predstavuje určitý systém, ktorého zložky tvoria jednotlivé kvantifikované triedy (kategórie) parametra.

Štatistická analýza. Samotná štatistická analýza pozostáva zo vzájomného porovnania parametrických máp s mapou zosuvov v prostredí GIS na základe exaktných štatistických metód: bivariačnej analýzy s aplikáciou váhy premenných a multivariačnej podmienkovej analýzy. Výsledkom analýz je klasifikácia súboru vstupných parametrov na zemskom povrchu podľa stupňa náchylnosti na zosúvanie na základe intenzity výskytu hodnotených premenných.

Zostavenie prognózne mapy. Kompilácia finálnej prognózne mapy predstavuje záverečný krok celého metodického postupu. Spôsob rozdelenia a odvodenie konečného počtu rájónov na mape predstavuje tvorivú a z hľadiska konečného výsledku veľmi zodpovednú etapu, ktorá takisto vo veľkej miere závisí od individuálneho prístupu riešiteľa a použitého postupu.

Vstupné parametre

V tomto príspevku sa v území Myjavskej pahorkatiny a Bielych Karpát hodnotí spolu 11 vstupných parametrov: litológia, seizmická aktivita územia, sklon svahu, orientácia svahu, dĺžka svahu, geometrické formy reliéfu, prispievajúca plocha, vzdialenosť územia od vodných tokov a erózných rýh, potenciálny zrážkový odtok, ročný úhrn globálneho snežného žiarenia na georeliéf a súčasná krajinná štruktúra. Každý vstupný parameter vstupuje do štatistickej analýzy formou rastrovej parametrickej mapy, ktorej technická príprava predpokladá precízny prístup.

Parametrické mapy bývajú často odvodené z viacerých zdrojov – z rôznych máp na rozličných kartografických podkladoch, z údajov DPZ a podobne. Polohová presnosť takýchto zdrojov býva rôzna a vyplýva najmä z mierky, zo spôsobu a presnosti snímania atď. Pred vstupom do analýzy je teda nevyhnutné vzájomné polohové zosúladenie (superpozícia) všetkých parametrických máp v súradnicovom systéme S-JTSK v Křovákovom kartografickom zobrazení, plne podporovanom prostredím GRASS GIS. Polohová presnosť máp je prispôbena záväzným topografickým podkladom SVM, 50.

Ďalší krok, ktorý musí nevyhnutne predchádzať konverzii vektorových podkladov do rastrovej parametrickej mapy, je topologická korekcia. Spočíva najmä v opravách technických chýb polygónovej topológie, nevyhnutne vznikajúcich pri digitalizácii máp.

V rastrovej forme je potrebné brať ohľad aj na zosúladenie všetkých vstupných parametrických máp z hľadiska geometrie gridu. V predkladanom riešení je veľkosť bunky zvolená na základe požadovanej presnosti a mierky na 10 x 10 m, čo v celej ploche územia (809,35 km²) predstavovalo 5 304 x 6 092 buniek.

Geologické pomery územia

Okrem samotného charakteru litologického zloženia hornín je pri hodnotení náchylnosti územia na zosúvanie potrebné zohľadniť aj štruktúrne charakteristiky horninového prostredia ako celku, ako aj seizmicko-tektonickú charakteristiku územia.

Litológia. Priestorové rozloženie litologických typov v území významnou mierou kontroluje vznik a výskyt svahových deformácií. Hlavným faktorom pri posudzovaní stability svahov sú inžinierskogeologické vlastnosti hornín – fyzikálne (objemová hmotnosť, priepustnosť) a pevnostné – vyjadrené súdržnosťou a uhlom vnútorného trenia.

V modelovom území bola mapa litologických celkov odvodená primárne z účelovej geologickej mapy Myjavskej pahorkatiny a Bielych Karpát v mierke 1 : 50 000 (Potfaj, 2005). Z pôvodných 59 litologických jednotiek je po konzultácii so zostavovateľom mapy vyčlenených 15 tried (obr. 1; tab. 2) na základe podobnosti inžinierskogeologických vlastností hornín a ich plošného rozšírenia.

Najväčšie plošné rozšírenie v tejto oblasti majú senónske až paleogénne flyšové sedimenty so zastúpením pieskocov a ílovitých sedimentov v pomere 1 : 1 spolu s nadložnými hlinito-kamenitými delúviami (spolu takmer 45 % rozlohy územia). V masíve Bielych Karpát sú výrazne zastúpené aj flyšové útvary s prevahou pieskocov. Karbonátové sedimenty mezozoika prevládajú na území Čachtických a Brezovských Karpát, ako aj v bradlovom pásme (spolu tvoria 10,5 % rozlohy). Pozdĺž vodných tokov, väčšinou pravostranných prítokov Váhu, sa vyskytujú hlinito-štrkovité aluviálne sedimenty, a to na 14,3 % rozlohy územia.

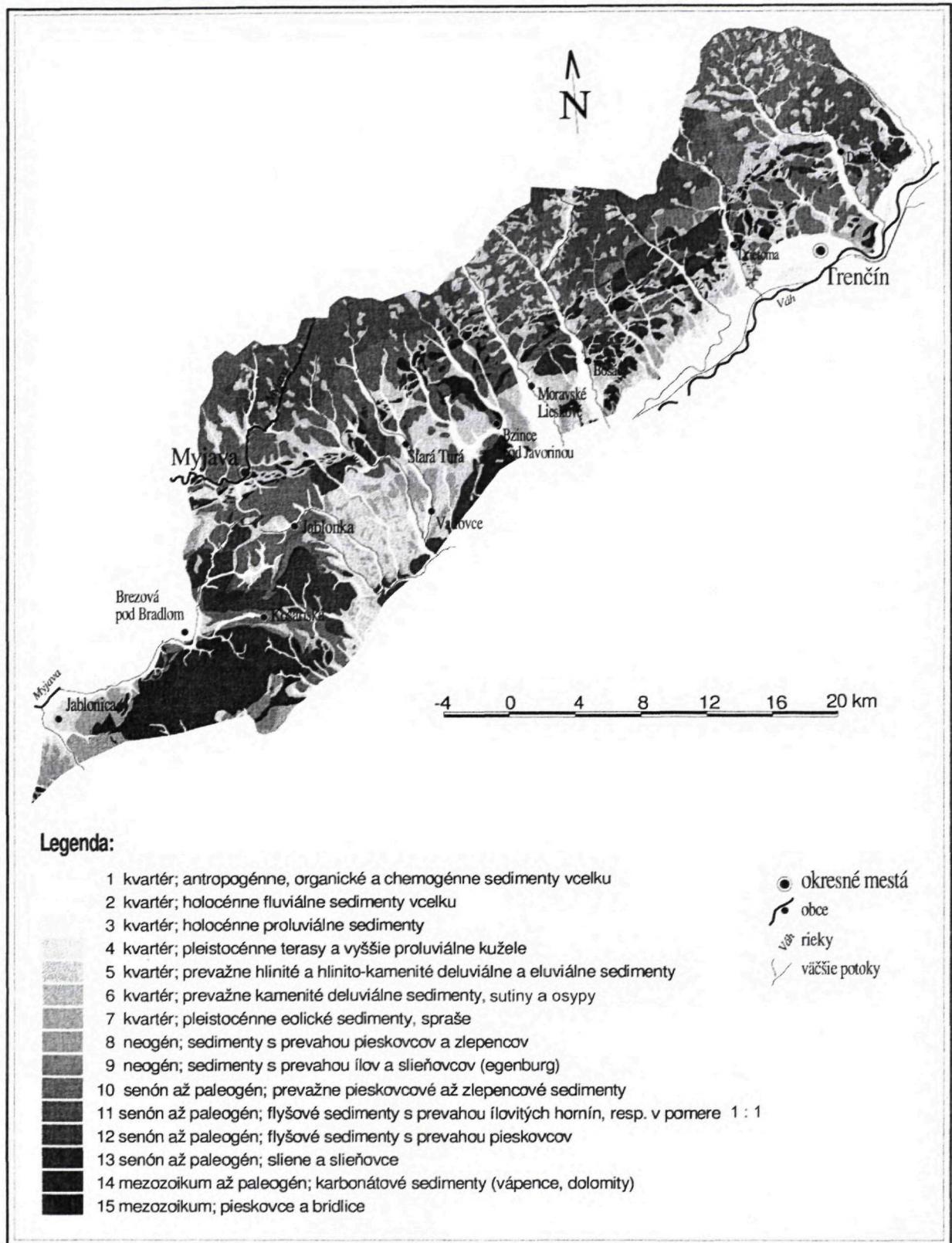
Seizmická aktivita. Seizmické otrasy spolu s extrémnymi zrážkami sú najdôležitejší spúšťací faktor (*trigger factor*) svahových pohybov. Aj keď zemetrasenia súvisiace s pohybom tektonických blokov nie je možné presne predikovať, je možné vyčleniť seizmicky aktívne oblasti, kde sa účinky intenzívnych otrasov na stabilitu svahov dajú predpokladať a prednostne očakávať.

Parametrická mapa potenciálne seizmicky aktívnych území sa získala interpoláciou hodnôt lokálnych magnítud registrovaných zemetrasení s hodnotou >1° za obdobie od 1. 1. 1985 do 31. 12. 2004 s polohou epicentier danou sférickými súradnicami (λ , φ) s presnosťou na desiatiny sekúnd. Mapa bola následne reklasifikovaná do izoseist (resp. izoplôch) s hodnotou intervalov 0,3°.

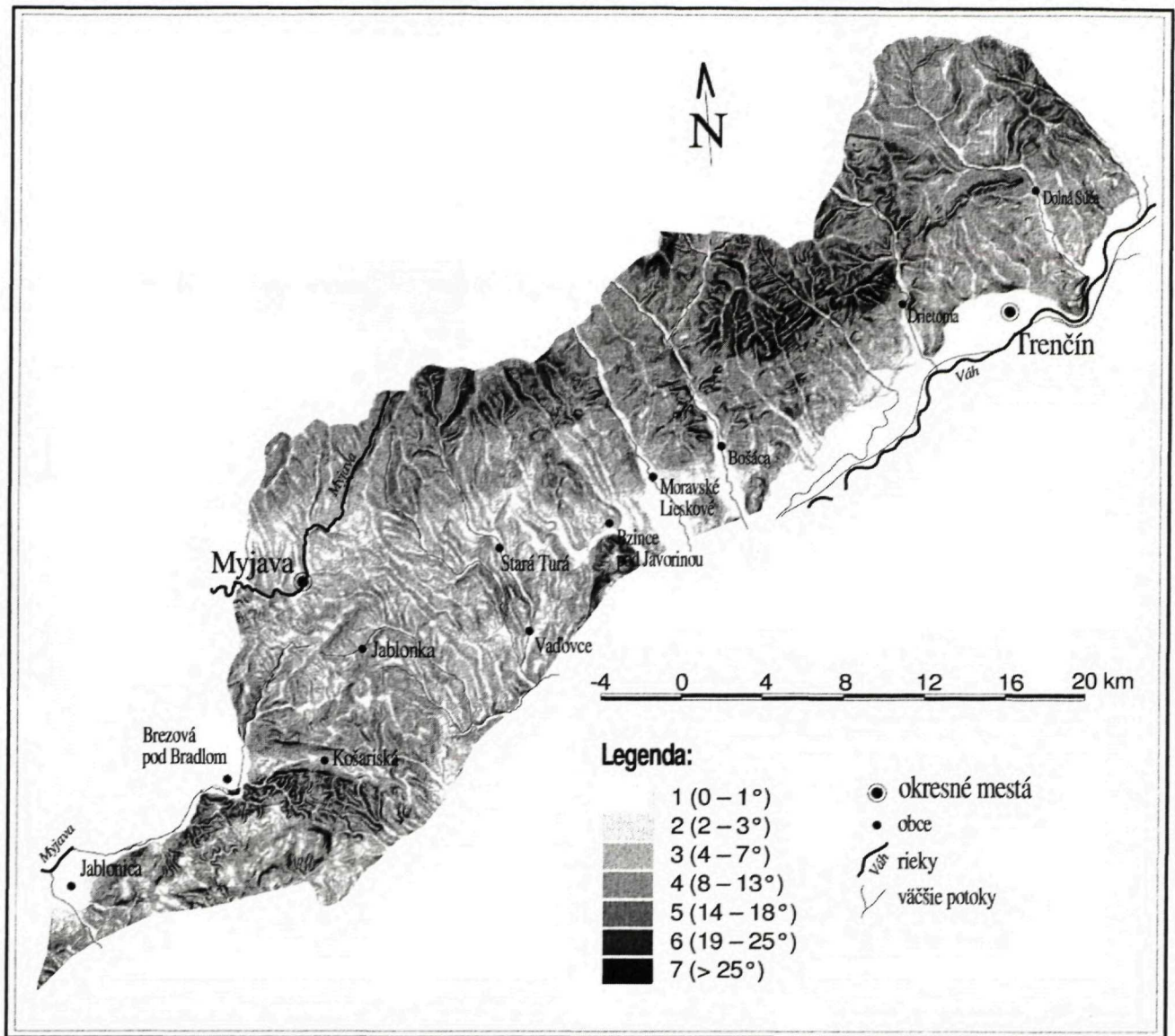
Geomorfologické pomery a parametre georeliéfu

Morfometrické parametre georeliéfu boli odvodené z digitálneho modelu reliéfu (DMR), vytvoreného v prostredí GRASS GIS z výškopisných podkladov SVM 50.

Sklon svahov. Za najdôležitejší geomorfologický faktor všeobecne považujeme veľkosť sklonu svahov, ktorá významnou mierou ovplyvňuje stabilitu svahu. Každý svah má svoju kritickú hodnotu veľkosti sklonu, po prekročení ktorej už nie je stabilný a nastáva zosúvanie. Hodnotu kritického sklonu svahu ovplyvňuje najmä množina vlastností horninového prostredia podmieňujúcich veľkosť aktívnych síl, resp. pomer aktívnych a pasívnych síl pôsobiacich na svahu.



Obr. 1 Reklasifikovaná účelová mapa litologických jednotiek regiónu Myjavskej pahorkatiny a Bielych Karpát (zostavené na základe mapy Potfaj, 2005).



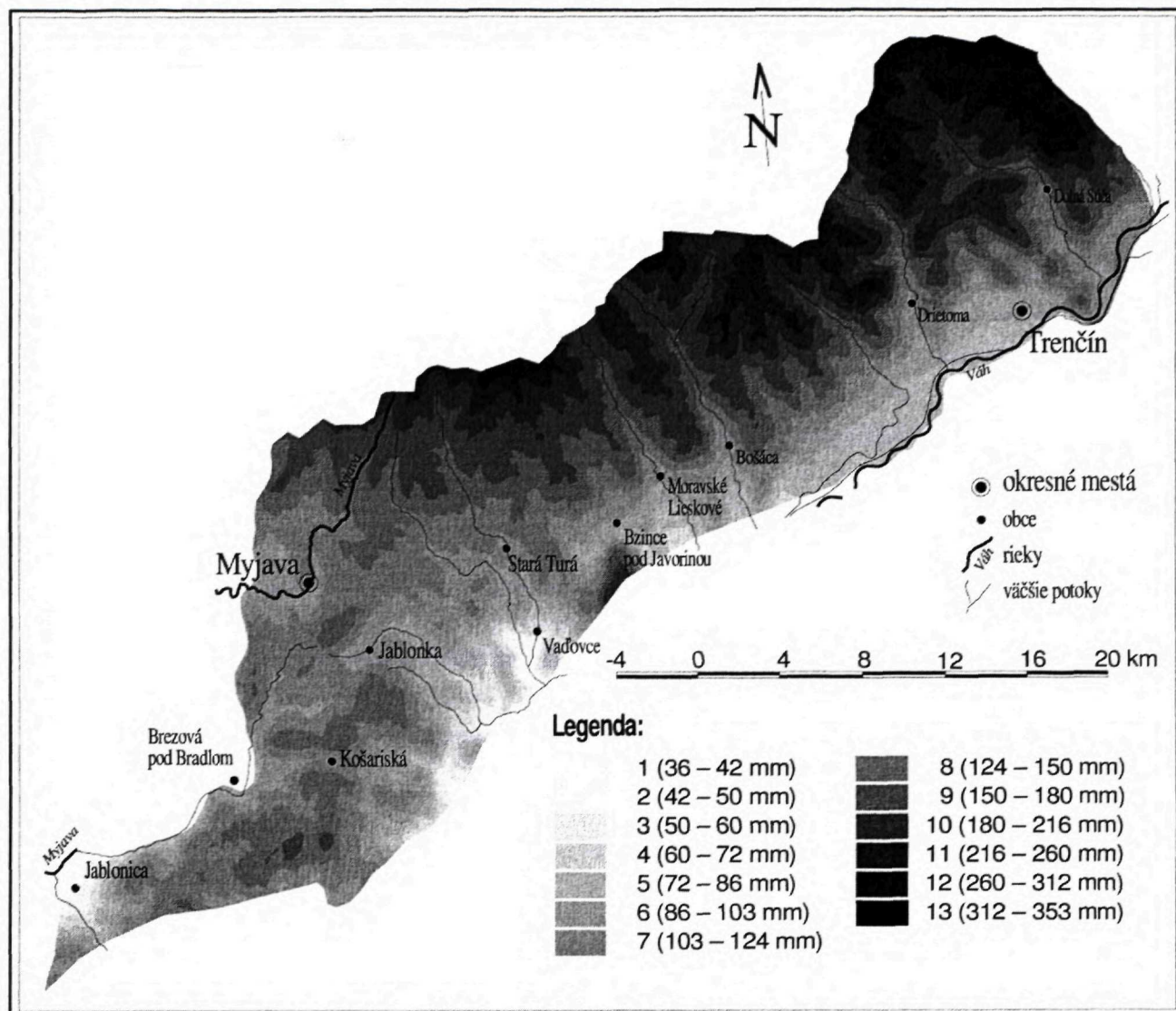
Obr. 2 Parametrická mapa sklonu svahov regiónu Myjavskej pahorkatiny a Bielych Karpát (zostavené na základe podkladov: výškopis SVM 50, © GaKÚ/ArcGeo, s. r. o., Bratislava).

V digitálnej forme grid sklonu svahov predstavuje maticu hodnôt veľkosti gradientov podľa nadmorskej výšky v stupňoch. V tejto práci sú tieto hodnoty reklasifikované do 7 tried (tab. 2, obr. 2) v zmysle metodiky LANDEP (Miklós a Izakovičová, 1997). Z tabuľky vyplýva, že v študovanom území vysoko prevládajú sklony svahov v intervale 8 – 13° budovaných prevažne flyšovými horninami s prevahou ílovcov a sklony 13 – 18° v oblastiach budovaných flyšovými sedimentmi s prevahou pieskocov a karbonátovými horninami.

Orientácia svahov má výrazný vplyv najmä na distribúciu slnečného žiarenia na reliéfe, ako aj na iné súvisiace parametre (mieru evapotranspirácie, pôdnu vlhkosť a i.). Mapa orientácie svahov je klasifikovaná do 8 intervalov (polkvadrantov). Mapa distribúcie globálneho slnečného žiarenia na reliéfe reprezentuje jeho ročný úhrn v $MWh \cdot m^{-2}$ z čistej oblohy so zakomponovaním parametra tieňov reliéfu (Hofierka, 2004). Je rozdelená do 6 tried (tab. 2).

Geometrické formy reliéfu reprezentujú syntézu hodnôt krivosti reliéfu v smere spádovej krivky (normálová krivosť) a v smere dotýčnice k vrstevnici (horizontálna krivosť). Krivosť reliéfu je rozdelená do 9 tried v zmysle Krcha (1990). V literatúre sa s využitím tohto parametra pri analýze zosuvného hazardu stretávame zriedkavo (Irigaray a Chacón, 1996). Keďže tento parameter kontroluje dynamiku povrchového toku vody po reliéfe (spomaľovanie, zrýchľovanie, konvergenciu a divergenciu), často sa využíva pri hodnotení vodnej erózie pôdy (Mitasova et al., 1998).

Dĺžka svahu a prispievajúca plocha patria medzi tzv. chorické parametre georeliéfu. Keďže udávajú smer a do určitej miery aj dynamiku povrchového toku vody na svahoch, používajú sa najmä pri modelovaní vodnej plošnej a výmoľovej erózie. Celková dĺžka svahu je daná dĺžkou spádovej krivky (trajektórie) od chrbtice po údolnicu a prispievajúca plocha udáva celkovú plochu mikropovodia, z ktorého steká voda do daného bodu na reliéfe. Reklasifikácia výsledných gridov do tried vyplýva z tab. 2.



Obr. 3. Parametrická mapa odtokového potenciálu územia Myjavskej pahorkatiny a Bielych Karpát (zostavené na základe podkladov: údaje o ročných úhrnoch zrážok poskytol J. Hofierka, výškopis SVM 50, © GaKÚ/ArcGeo, s. r. o., Bratislava).

Hydrologické a klimatické pomery územia

Hydrologickou „osou“ územia je tok Váhu, ktorý spolu s mnohými pravostrannými prítokmi tvorí pomerne hustú hydrografickú sieť tokov drénujúcich územie Myjavskej pahorkatiny a Bielych Karpát. Najväčšie z nich sú prítoky Klanečnica, Bošáčka, Drietomica a Blava. Západnú časť územia odvodňuje najmä rieka Myjava a jej ľavostranné prítoky do povodia Moravy.

Odtokový potenciál územia. Aj keď faktor zrážok patrí skôr medzi priame príčiny vzniku zosuvov (intenzívne zrážky sú častý spúšťač mechanizmus), všeobecné zákonitosti distribúcie úhrnov zrážok v hodnotenom území možno analyzovať aj z hľadiska priestorového rozloženia podmienok vzniku zosuvov.

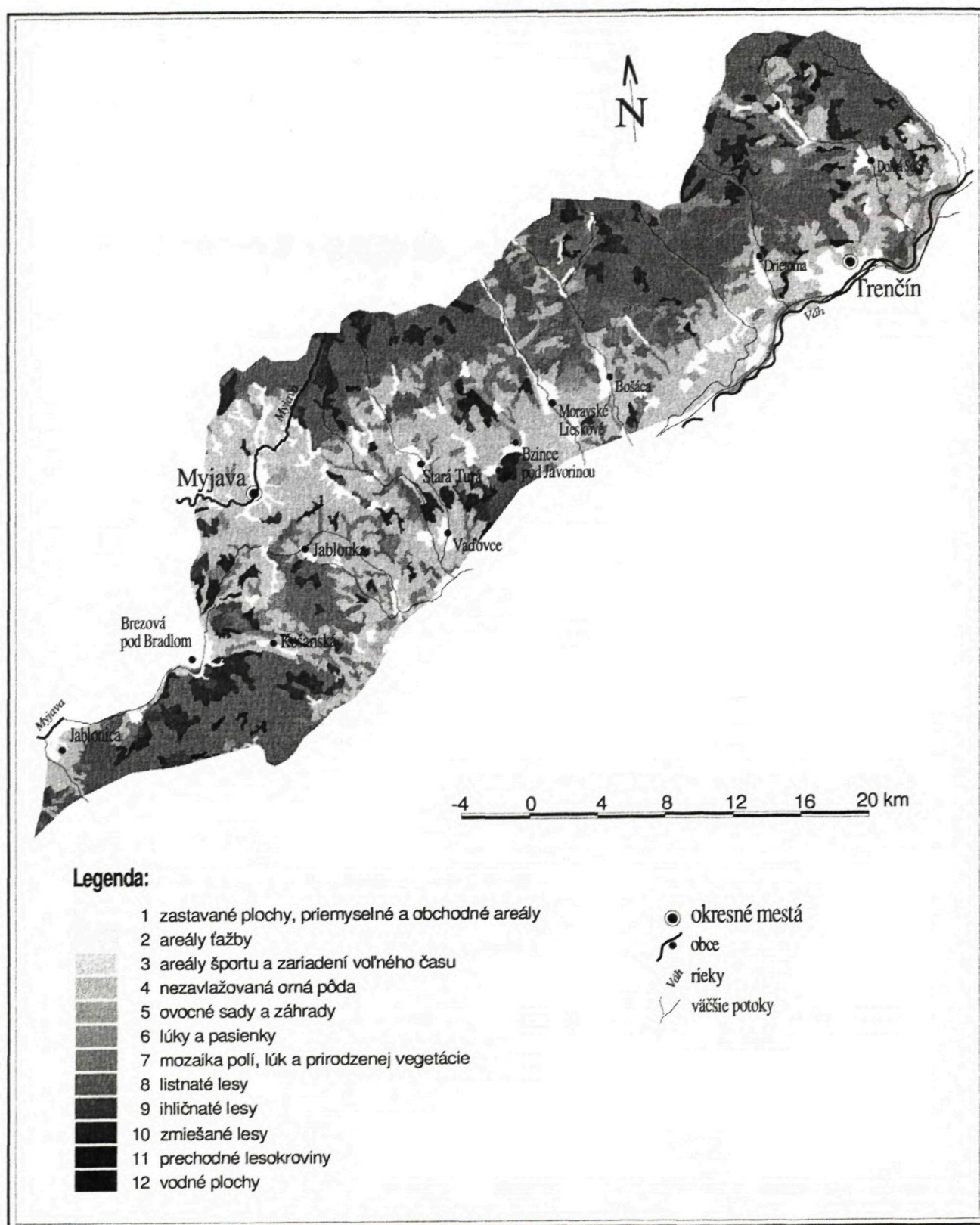
Mapa odtokového potenciálu (obr. 3) bola vytvorená na základe 3D modelu dlhodobého priemerného ročného úhrnu zrážok (Hofierka et al., 2002) a hodnoty potenciálneho výparu v tomto území na základe empirickej rovnice Leibschera-Klinera (Scherer et al., 2004). Výsledný model bol reklasifikovaný do 13 tried (tab. 2).

Faktor potenciálnej erózie vodných tokov. Mapu reprezentuje grid vzdialeností (nárazníkových zón) od vodných tokov a erózných rýh odvodených z podkladov SVM 50 v územiach so sklonom svahu vyšším ako 1° .

Súčasná krajinná štruktúra

Parameter vyjadruje stav súčasnej krajinej pokrývky a aktuálne využitie územia vrátane charakteru vegetačného porastu. Vegetačná pokrývka vplyva na stabilitu svahov najmä zadržiavaním (retenciou) zrážok, rozdielnou schopnosťou výparu (evapotranspirácie) a rozložením a hĺbkovým dosahom svojho koreňového systému. Stav vegetačného porastu v nemalej miere vplyva aj na odolnosť územia proti vodnej erózii pôdy, ktorá tiež čiastočne ovplyvňuje stabilitu svahu. Problematika vegetácie a stability svahu je podrobne zhrnutá v práci Greenwaya (1997).

V príspevku bola použitá mapa aktuálnej krajinej pokrývky z databázy CLC 2000 v mierke 1 : 100 000. Mapu v digitálnej vektorovej forme poskytla Európska agentúra



Obr. 4 Reklasifikovaná účelová mapa súčasnej krajinej štruktúry regiónu Myjavskej pahorkatiny a Bielych Karpát (zostavené na základe databázy CLC2000, © EEA, 2005; Feranec a Oľahel, 2003).

ra životného prostredia (EEA) v Bruseli prostredníctvom služby EEA-Data Service, poskytovanej prostredníctvom internetu². Databáza CLC 2000 obsahuje v pôvodnej forme

44 vyčlenených jednotiek, z ktorých sa v študovanom území nachádzalo 17. Vzájomným zlúčením niektorých jednotiek bola mapa generalizovaná do 12 tried (tab. 2, obr. 4).

² <http://dataservice.eea.eu.int/dataservice/>

Obr. 5 Interpretácia línie odlučnej hrany (MSUE) na zosuve:

a) schematický blokdiagram idealizovaného zosuvu s vyznačením MSUE (prevzaté z práce Clerici, 2002);

b) princíp odvodenia MSUE z plošného znázornenia zosuvu na mape Myjavskej pahorkatiny v mierke 1 : 50 000.

Interpretácia svahových deformácií

Mapa zosuvov predstavuje v analýze zosuvného hazardu dôležitú vstupnú premennú, s ktorou sa porovnávajú všetky parametrické mapy. Je reprezentovaná ako dichotomická premenná formou binárneho gridu (0/1).

V tejto práci bola zvolená interpretácia zosuvov formou línií reprezentujúcich predĺžené hlavné odlučné hrany (obr. 5). Tie interpretujú náchylnú oblasť lepšie ako celé plochy telies zosuvov vrátane akumuláčnej časti. Ak by sa totiž akumuláčnej časti, ktoré neraz zasahujú aj do stabilných prostredí (napr. aluviálnych nív), zahrnuli do analýzy, výsledky by boli výrazne skreslené a nedôveryhodné.

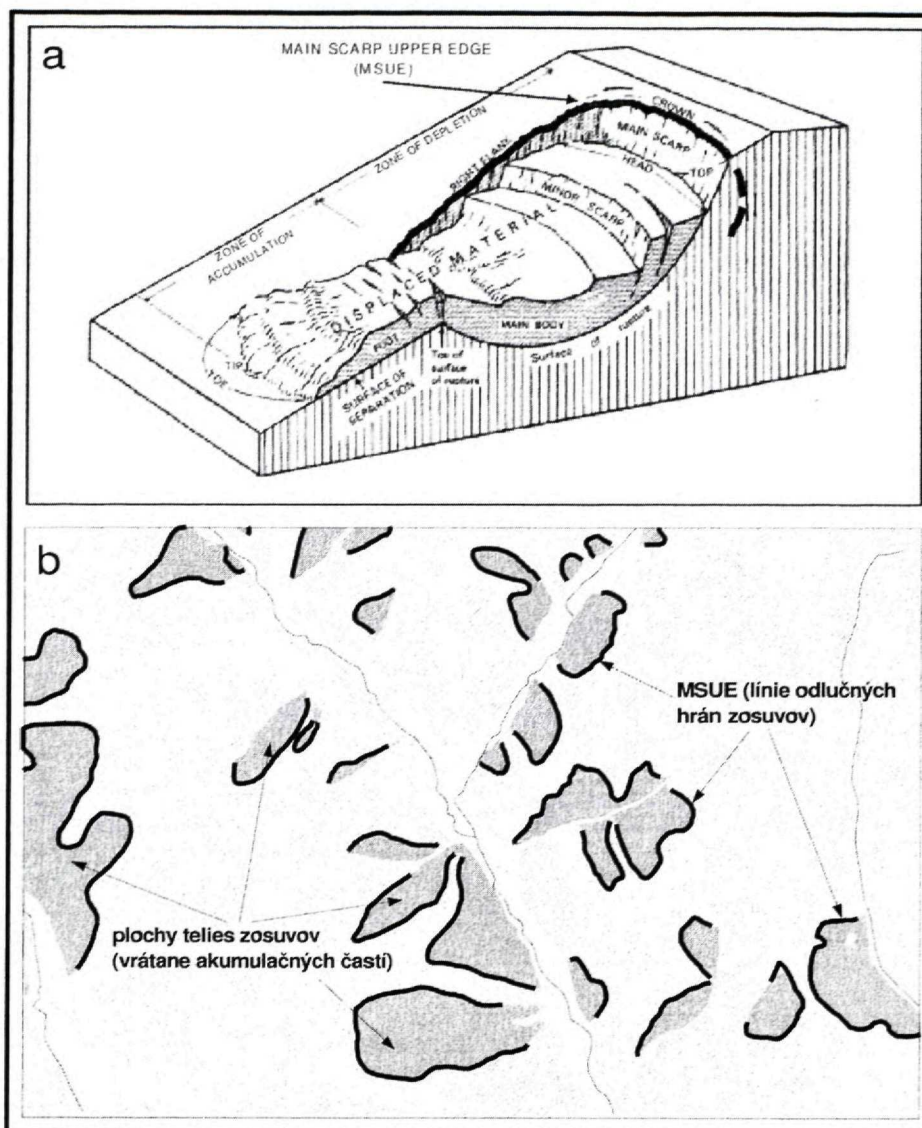
V študovanom území je svahovými deformáciami postihnutých celkovo asi 3,6 % plochy územia. Z celkovej postihnutej plochy až 90 % je vo flyšových sedimentoch s prevahou ílovitých hornín a v ich nadložných delúviách.

Dosiahnuté výsledky

Bivariačná analýza s využitím váh vstupných premenných

V prípade bivariačnej analýzy sa porovnáva každá parametrická mapa s mapou zosuvov osobitne. Ide teda o porovnanie vždy dvoch vstupných parametrov, z ktorých jeden – mapa zosuvov – predstavuje dichotomickú premennú, reprezentovanú na binárnej mape hodnotami 0/1. Nezávislé premenné predstavujú triedy parametrických máp.

Keďže mapa zosuvov býva vyjadrená formou sekvencií buniek rastra reprezentujúcich zosuv, rozhodujúci je počet buniek zosuvov v každej triede parametra. Na základe tohto počtu je možné stanoviť pre jednotlivé triedy intenzity výskytu zosuvov, ktorá vyjadruje počet buniek v území so zosuvmi v každej triede parametra v pomere



k celkovému počtu buniek v triede parametra (početnosť zosuvných udalostí v danej triede parametra). Hodnoty intenzity výskytu zosuvov tvoria hlavný vstup pri stanovení váh premenných, ako aj pri tzv. sekundárnej reklasifikácii vstupných parametrických máp – priradení nových numerických indexov k jednotlivým triedam parametrov na základe vypočítaných hodnôt intenzít.

Výsledkom bivariačnej analýzy je finálna mapa náchylnosti územia na zosúvanie, ktorá vznikne váženým súčtom všetkých druhotne reklasifikovaných parametrických máp (rovnica 1):

$$y = \sum_{i=1}^n \frac{z}{n} * C * W_i, \quad (1)$$

kde:

- y – hodnota na finálnej mape,
- i – číslo príslušnej parametrickej mapy (1, 2, ..., n),
- z – počet tried na parametrickej mape s najvyšším počtom kategórií,
- n – počet tried na príslušnej parametrickej mape,
- C – hodnota triedy na druhotne reklasifikovanej parametrickej mape,
- W_i – váha príslušného vstupného parametra.

Tab. 1 Výsledky bivariačnej analýzy: váhy parametrov vypočítané na základe metodického postupu podľa Vlčka et al., 1980. Vysvetlivky sú uvedené v texte článku.

	Parameter	z/n	H_j	H_{jmax}	I_j	P_j	$V_j(W_j)$
1	potenciálny zrážkový odtok	1,15	3,150 72	3,7	0,148 55	3,513 40	5,219 31
2	krajinná štruktúra	1,25	2,78	3,58	0,224 98	2,013 22	4,529 36
3	litológia	1	2,84	3,91	0,272 29	1,467 03	3,994 54
4	sklon svahu	2,14	2,17	2,81	0,225 99	1,623 91	3,669 82
5	dĺžka svahu	2,5	2,11	2,58	0,183 55	1,588 41	2,915 46
6	vzdialenosť územia od vodných tokov a erózných rýh	2,5	2,298 16	2,58	0,110 95	2,126 08	2,358 87
7	ročný úhrn globálneho slnečného žiarenia na georeliéfe	2,5	2,1	2,58	0,097 16	1,732 67	1,683 38
8	prispievajúca plocha	2,5	2,46	2,58	0,048 09	2,123 28	1,021 08
9	geometrické formy reliéfu	1,67	1,99	2	0,004 13	2,317 48	0,095 76
10	orientácia svahu	1,88	2,990 72	3	0,003 09	2,259 89	0,069 88
11	seizmická aktivita územia	3,75	0,44	1	0,558 09	0,686 15	3,829 30

Výsledok predstavuje spojitý interval hodnôt ohraničený hodnotami súčtov najnižších a najvyšších hodnôt na každej parametrickej mape v celom študovanom území. Uvedený interval hodnôt je potrebné na záver rozdeliť na stanovený počet tried náchylnosti.

Pred samotným záverečným súčtom je nevyhnutné určiť váhu každého zo vstupných parametrov, resp. každej triedy parametra. Váha každej vstupnej premennej udáva jej informačnú hodnotu v analýze zosuvného hazardu: čím vyššia je váha premennej, tým relevantnejšie je jej použitie v analýze.

Váhu premennej je možné stanoviť viacerými spôsobmi (miera korelácie, analýza početnosti a i.). V tejto práci je váha parametra stanovená na základe miery entropie systému, ktorého zložky tvoria hodnoty intenzít výskytu zosuvov v jednotlivých triedach parametrickej mapy, podľa postupu, ktorý publikovali Vlčko et al. (1980). Váha sa stanoví na základe hodnoty entropie, maximálnej entropie a informačného koeficientu. Tento spôsob je veľmi vhodný pre metodický postup v prostredí rastrových GIS.

V zmysle uvedenej metodiky boli postupne všetky vstupné parametrické mapy analyzované štatistickým porovnaním s mapou zosuvov. Na základe tohto porovnania sa stanovila intenzita výskytu zosuvov v každej triede parametrickej mapy, určili sa nové numerické hodnoty pre každú triedu parametra a vypočítala sa váha každého parametra, resp. každej triedy parametra. Výsledky pre vybrané parametre sú uvedené v tab. 1 a tab. 2.

V prvých dvoch stĺpcoch tab. 2 sú uvedené jednotlivé triedy parametrickej mapy. V treťom stĺpci je percentuálne vyjadrený podiel počtu buniek zosuvov v rámci triedy parametra k celkovému počtu buniek zosuvov v oblasti. Na základe vypočítanej intenzity výskytu zosuvov (D) v každej triede parametra³ sa každá vstupná mapa sekundárne reklasifikovala. K jednotlivým triedam sa priradili nové numerické hodnoty pre každú bunku gridu (recl2), reprezentujúce poradie – stupeň náchylnosti triedy na zosúvanie v danom parametri.

³definovanej podielom počtu buniek triedy parametra so zosuvmi k celkovému počtu buniek v triede vynásobeným hodnotou 1 000, t. j. v promile

Už výsledky D majú pre hodnotenie zosuvného hazardu veľkú výpovednú hodnotu, lebo umožňujú zoradiť jednotlivé triedy podľa ich štatisticky určenej miery náchylnosti na zosúvanie.

Z tabuliek je zrejmé, že najvyššie hodnoty intenzity výskytu zosuvov dosahujú zosuvne náchylné triedy tých parametrov, ktoré majú najvyššiu váhu, t. j. mapa zrážok (potenciálnych odtokov), krajinej pokrývky, litologických jednotiek a sklonu svahov.

Koeficienty z/n udávajúce vyrovnanie počtu tried jednotlivých vstupných parametrov vzhľadom na parametrickú mapu s najvyšším počtom tried sú uvedené v treťom stĺpci tab. 1. Keby tento počet nebol vyrovnaný, malo by to vplyv na implementáciu váh parametrov (váhy by boli podhodnotené) a výsledok súčtu by bol skreslený. Nasledujúce stĺpce tab. 1 uvádzajú postupne pre každý parameter vypočítané hodnoty entropií (H_j), maximálnych entropií (H_{jmax}), informačných koeficientov (I_j), priemerných hodnôt intenzity výskytu v jednotlivých triedach daného parametra (p_j) a hodnôt samotných vypočítaných váh (V_j , resp. W_i) v zmysle publikácie Vlčko et al. (1980).

Posledný stĺpec v tab. 2 uvádza váženú hodnotu (W_{value}), získanú ako súčin numerickej hodnoty po sekundárnej reklasifikácii, koeficientu z/n a váhy parametra (W_i). Váhu mnohých vstupných parametrov je možné korigovať priamym vstupom a modifikáciou vypočítaných výsledkov na základe skúsenosti riešiteľa. Výsledkom záverečného súčtu vážených hodnôt (rovnica 1) je spojitý interval hodnôt od 55,74 do 349,74, ktoré pokrývajú všetky bunky rastra v celej ploche študovaného územia. Získaný interval hodnôt bol rozdelený na tri záverečné rajóny náchylnosti územia na zosúvanie v zmysle citovaných platných smerníc približne v pomere 1 : 1 : 0,5.

Odlíšny spôsob aplikácie váh vstupných premenných v bivariačnej analýze podáva metodický postup vychádzajúci z analýzy zosuvnej náchylnosti publikovaný v práci van Westena (1993). Na základe tohto postupu sa hodnoty intenzity výskytu zosuvov pre jednotlivé triedy parametrických máp (D_{class}) porovnali s priemernou hodnotou ($D_{mean} = 2,26$) a vypočítaná váha bola aplikovaná osobitne pre každú triedu všetkých parametrických máp.

Tab. 2 Výsledky bivariačnej analýzy. Vysvetlivky sú uvedené v texte.

Potenciálny zrážkový odtok					
Trieda		%	D	rec12	W_{value}
1-13	312-353 mm	4,22	7,73	12	72,27
1-12	260-312 mm	17,48	5,02	11	66,25
1-11	216-260 mm	21,97	4,41	10	60,22
1-10	180-216 mm	23,52	3,81	9	54,2
1-3	50-60 mm	0,92	1,76	8	48,18
1-4	60-72 mm	1,4	1,53	7	42,16
1-9	150-180 mm	9,05	1,37	6	36,13
1-8	124-150 mm	10,09	1,2	5	30,11
1-2	42-50 mm	0,24	1,1	4	24,09
1-7	103-124 mm	6,36	1,05	3	18,07
1-5	72-86 mm	2,88	1,0	2	12,04
1-6	86-103 mm	1,88	0,54	1	6,02
1-1	36-42 mm	0	0	0	0
Súčasná krajinná štruktúra					
Trieda		%	D	rec12	W_{value}
2-11	prechodné lesokroviny	3,84	6,79	9	50,96
2-6	lúky a pasienky	4,3	4,42	8	45,29
2-7	mozaika polí, lúk a prirodzenej vegetácie	26,01	4,17	7	39,63
2-5	ovocné sady a záhrady	0,68	2,56	6	33,97
2-8	listnaté lesy	32,41	2,35	5	28,31
2-4	nezavlažovaná orná pôda	27,06	1,83	4	22,65
2-10	zmiešané lesy	3,95	1,05	3	16,99
2-9	ihličnaté lesy	0,43	0,55	2	11,32
2-1	zastavané plochy, priemyselné a obchodné areály	1,31	0,43	1	5,66
2-12	vodné plochy a toky	0	0	0	0
2-2	areály ťažby	0	0	0	0
2-3	areály športu a zariadení voľného času	0	0	0	0
Litológia					
Trieda		%	D	rec12	W_{value}
3-11	senón až paleogén, flyš s prevahou ílovitých hornín	45,81	4,42	15	59,92
3-5	kvartér, prevažne hlinito-kamenité deluviálne sedimenty	40,46	4,35	14	55,92
3-15	mezozoikum, pieskovce a bridlice	1,26	3,18	13	51,93
3-8	neogén, sedimenty s prevahou pieskovcov a zlepcov	1,82	1,23	9	35,95
3-13	senón až paleogén, slieňovce	4,13	1,11	8	31,96
3-10	senón až paleogén, prevažne pieskovce až zlepcov	1,06	0,91	7	27,96
3-12	senón až paleogén, flyš s prevahou pieskovcov	4,44	0,84	6	23,97
3-7	kvartér, pleistocénne eolické sedimenty, spraše	0,33	0,63	5	19,97
3-6	kvartér, prevažne kamenité delúviá, sutiny a osypy	0,1	0,4	4	15,98
3-3	kvartér, holocénne proluviálne sedimenty	0,05	0,31	3	11,98
3-2	kvartér, holocénne fluvialné sedimenty vcelku	0,19	0,03	1	3,99
3-14	mezozoikum až paleogén; karbonátové sedimenty	0,21	0,05	1	3,99
3-1	kvartér, antropogénne, organické a chemogénne sedimenty	0	0	0	0
3-4	kvartér, pleistocénne terasy a vyššie proluviálne kužele	0	0	0	0
3-9	neogén, sedimenty s prevahou ílov a slieňovcov	0	0	0	0
Sklon svahu					
Trieda		%	D	rec12	W_{value}
4-5	13-18°	21,9	3,74	7	47,12
4-4	7-13°	51,8	3,58	6	54,97
4-3	3-7°	19,6	1,83	5	39,27
4-6	18-25°	4,6	1,54	4	31,41
4-2	1-3°	1,7	0,48	3	23,56
4-1	0-1°	0,3	0,05	2	15,71
4-7	>25°	0,1	0,14	1	7,85
Dĺžka svahu					
Trieda		%	D	rec12	W_{value}
5-4	1 000-2 000 m	33,37	3,2	5	36,44
5-3	500-1 000 m	32,45	2,39	4	29,15
5-2	100-500 m	27,86	1,92	3	21,87
5-5	2 000-5 000 m	5,54	1,67	2	14,58
5-1	0-100 m	0,78	0,35	1	7,29
5-6	>5 000 m	0	0	0	0

Multivariačná podmienková analýza

Multivariačná analýza v širšom zmysle slova je založená na porovnaní všetkých vstupných parametrov súčasne ako nezávislých premenných s mapou zosuvov (dichotomickou premennou), z ktorej sa berie do úvahy nielen hodnota 1, ale aj hodnota 0 (FALSE), ktorá má rovnako dôležitú výpovednú hodnotu.

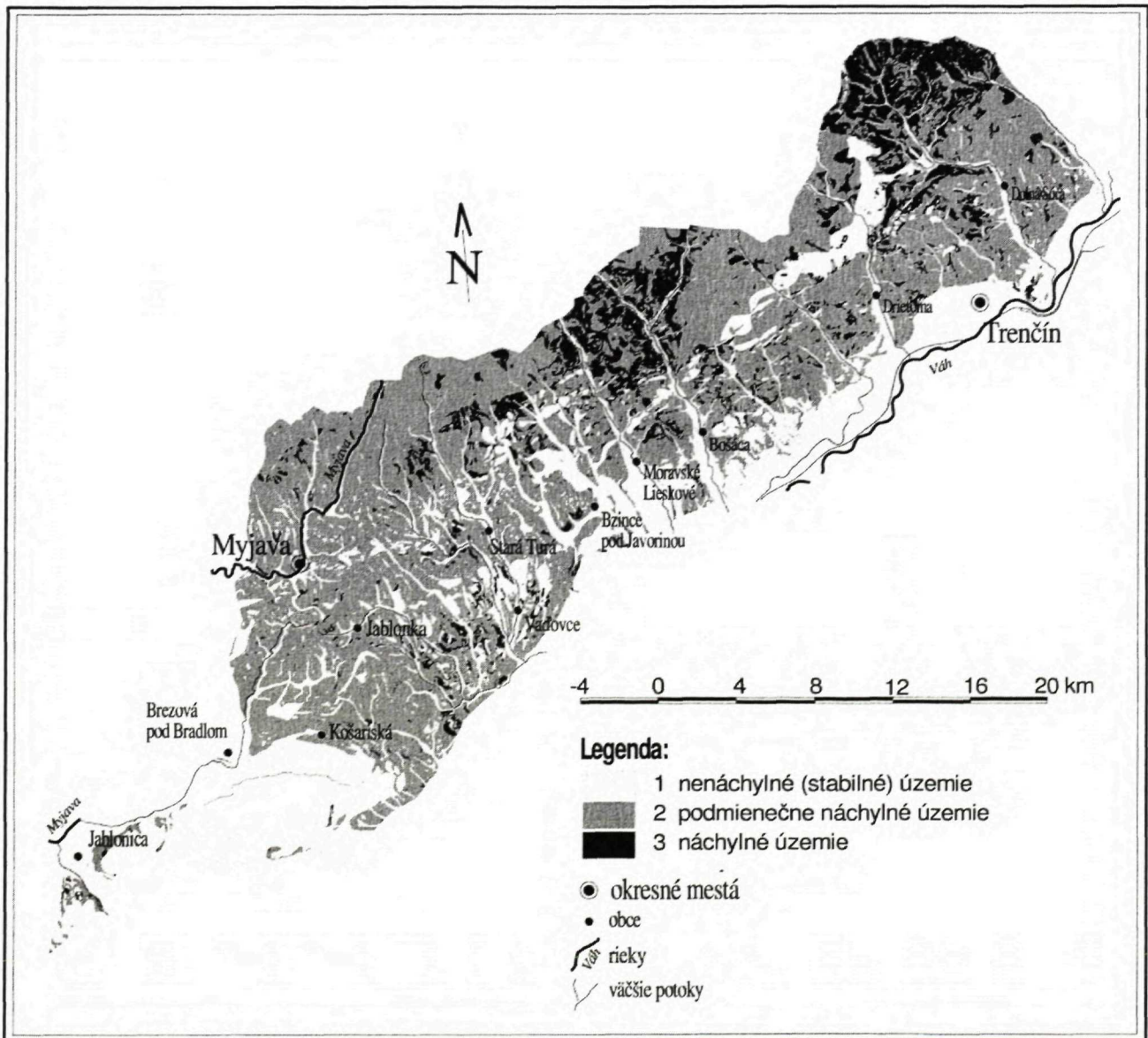
V prípade podmienkovej analýzy vzájomnou súčasnou kombináciou všetkých vstupných parametrov získame rozsiahlu tabuľku obsahujúcu všetky kombinácie kategórií na všetkých vstupných parametrických mapách, ktoré sú vo vzájomnej superpozícii. Kombinácie všetkých kategórií na parametrických mapách tvoria na výslednej mape nové areálové prvky predstavujúce kvázihomogénne jednotky (UCU).

Pred vstupom do multivariačnej analýzy nie je potrebná žiadna druhotná reklasifikácia ani žiadne váženie parametra.

Podobne ako v prípade bivariačnej analýzy sa výsledné kombinácie, v ktorých sa nachádzajú zosuvy (hodnota 1 na mape zosuvov), opätovne zoradia na základe vypočítanej intenzity výskytu – pomeru počtu buniek UCU so zosuvmi k celkovej ploche UCU. Výsledok po zoradení udáva v prvých riadkoch tabuľky také kombinácie kategórií zo vstupných parametrických máp, ktoré sú z hľadiska náchylnosti na zosúvanie najnebezpečnejšie.

Naopak, v posledných riadkoch sa nachádzajú kombinácie, ktoré obsahujú veľmi malý počet buniek odlučných hrán zosuvov. Môžu byť spôsobené aj systematickými chybami a nedodržaním postupu počas prípravy parametrických máp. Hranica počtu buniek, ktoré sú ešte zapríčinené prípadnou chybou prípravy údajov, sa musí určiť individuálne pre každý projekt na základe posúdenia kvality a zdroja vstupných údajov.

Všetky zoradené UCU sa vo fáze záverečnej kategorizácie a tvorby prognózy mapy rozdelia na tri rajóny na základe stanovených pravidiel vychádzajúcich z princípu



Obr. 6 Mapa náchylnosti územia na zosúvanie zostavená multivariačnou podmienkovou analýzou.

určenia priemernej hodnoty intenzity výskytu zosuvov v študovanom území a hodnoty stredného intervalu rozdelenia (Clerici, 2002).

V tomto príspevku sa na základe určenia hustoty a váhy vstupných parametrov na podmienkovú analýzu vybralo 5 vstupných parametrov. Sú uvedené v nasledujúcom poradí:

1. potenciálny odtok, 2. krajinná pokrývka, 3. litológia, 4. sklon svahu, 5. dĺžka svahu.

V rámci uvedených parametrov sa v študovanom území vyčlenilo spolu 10 344 UCU. Z nich sa v kombinácii so zosuvmi vyčlenilo 889 UCU, vo zvyšných 9 455 kombináciách sa zosuvy nevyskytujú. Celková rozloha územia tvorená kombináciami so zosuvmi je 337,7 km² (41,7 %). Toto územie sa získalo extrapoláciou podmienok z postihnutých UCU do dosiaľ nepostihnutých oblastí a bolo rozdelené na dva rajóny (náchylné a podmiennečne náchylné územie). Zvyšných asi 58,3 % územia predstavujú UCU bez doterajšieho výskytu zosuvov (stabilné územie). Pôvodná rozloha oblasti postihnutej zosuvmi v študovanom území bola 28,82, km² (asi 3,6 % rozlohy územia).

Výsledná tabuľka (tab. 3) obsahuje ukážku 20 vybraných záznamov – z hľadiska zosuvného hazardu významnejších UCU – zoradených podľa intenzity výskytu zosuvov v rámci UCU. V prvom stĺpci tabuľky je kombinácia hodnôt pôvodných tried parametrických máp v rámci UCU, vzájomne oddelených bodkami v uvedenom poradí (vyplýva aj z tab. 1). Druhý stĺpec tabuľky obsahuje počet buniek v danej UCU (N_{pix}), tretí stĺpec udáva počet buniek UCU so zosuvmi $N_{pix}(MSUE)$. Vo štvrtom stĺpci je uvedená intenzita výskytu zosuvov (D) v každej UCU, vypočítaná na základe podielu počtu buniek UCU so zosuvmi a celkového počtu buniek vyjadrená v promile. Piaty stĺpec (susc. 5) udáva stupeň náchylnosti UCU na zosúvanie v päťstupňovej škále (Clerici, 2002). V šiestom stĺpci (susc. 3) je záverečná hodnota náchylnosti v trojstupňovej škále, tak, ako je prezentovaná formou rajónov na výslednej mape.

Tab. 3 Výsledky multivariačnej podmienkovej analýzy podľa metodického postupu Clericiho (2002).

UCU					N_{pix}	$N_{pix}(MSUE)$	D	susc. 5	susc. 3
1	2	3	4	5					
13	10	5	4	2	388	48	123,71	5	3
10	5	11	4	4	105	11	104,76	5	3
12	9	5	4	2	105	10	95,24	5	3
10	11	11	4	5	215	20	93,02	5	3
9	7	15	4	2	1 964	17	8,65	4	2
11	4	11	4	4	6 628	57	8,6	4	2
12	10	11	4	5	1 049	9	8,58	4	2
12	7	5	4	4	3 989	34	8,52	4	2
10	8	11	6	3	2 771	18	6,5	3	2
9	11	14	4	3	770	5	6,49	3	2
8	6	11	3	2	626	4	6,39	3	2
11	8	5	5	2	6 585	42	6,38	3	2
11	10	11	4	4	3 690	16	4,34	2	2
12	10	12	6	4	3 236	14	4,33	2	2
8	10	5	4	2	3 013	13	4,31	2	2
4	4	5	4	2	7 187	31	4,31	2	2
3	4	2	3	3	251	0	0	1	1
3	4	2	3	4	482	0	0	1	1
3	4	2	3	5	183	0	0	1	1
3	4	2	4	2	768	0	0	1	1

Výsledná mapa (obr. 6) pozostáva z troch rajónov náchylnosti územia na zosúvanie: rajón nenáchylných (stabilných) území (1), rajón podmiennečne náchylných území (2) a rajón náchylných území (3). Rajóny sú na mape znázornené štandardnou, „semaforovou“ metódou: zelenou, žltou a červenou farbou. Plošné a percentuálne zastúpenie jednotlivých rajónov získané aplikáciou rôznych štatistických metód uvádza súborne tabuľka (tab. 4).

Tab. 4 Porovnanie výsledkov získaných dvoma prezentovanými metódami.

Metóda	Rajón (zóna)		
	nenáchylný (stabilný)	podmiennečne náchylný	náchylný
bivariačná s váhou parametra	39 %	45,8 %	15,2 %
podmienková analýza	35,6 %	53,5 %	10,9 %

Postup záverečnej kategorizácie územia do stanoveného počtu zón vychádza z nasledujúcich princípov (Clerici, 2002; Jurko, 2003):

- výpočet priemernej hodnoty intenzity výskytu zosuvov (Md – mean density) v sledovanom území v rámci tých UCU, ktoré sú postihnuté zosuvmi na základe pomeru celkového počtu buniek gridu v danom území a súmárneho počtu buniek odlučných hrán;

- hľadaný rozsah intervalu intenzity výskytu zosuvov v každej kombinácii (C_i – class interval) je možné určiť na základe vzorca $C_i = Md * 2 / \text{počet intervalov}$;

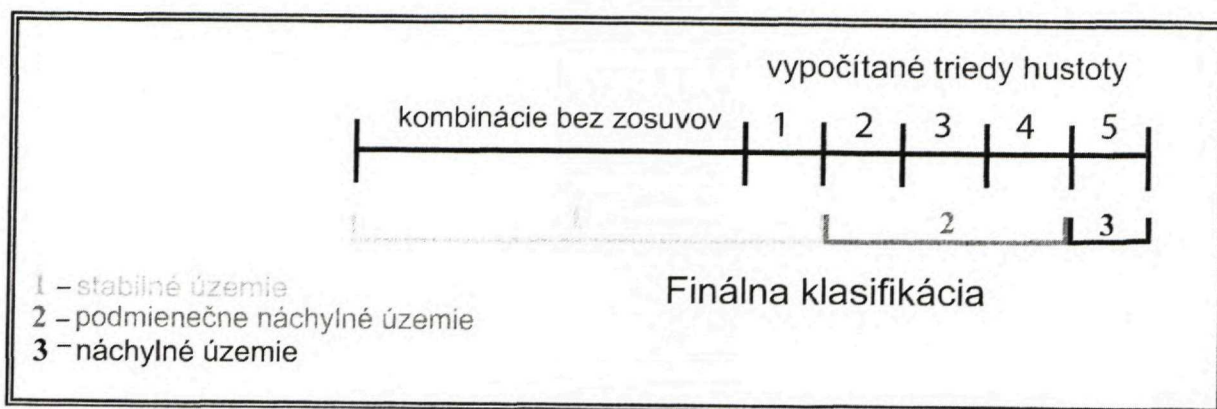
- celkový počet kombinácií na územiach postihnutých svahovými poruchami sa následne rozdelí na stanovený počet zón na základe vypočítaného rozsahu intervalu ($0 - C_i$, $C_i + 1 - C_i * 2$, $C_i * 2 + 1 - C_i * 3$ atď.); v študovanom území boli hodnoty $Md = 5,437 3$ a $C_i = 2,175$ a z nich odvodené tieto intervaly:

- 0 – 2,175 (205 UCU),
- 2,175 – 4,35 (120 UCU),
- 4,35 – 5,625 (96 UCU),
- 5,625 – 8,7 (75 UCU),
- > 8,7 (394 UCU);

- záverečná kategorizácia na 3 zóny vyplýva z obrázka 6 – kategória 1 je z dôvodu eliminácie prípadných chýb počas prípravy vstupných údajov pričlenená k oblastiam nepostihnutým svahovými poruchami a označená ako rajón stabilných území (územie nenáchylné), kategórie 2 až 4 predstavujú rajón podmiennečne stabilných území (územie mierne náchylné) a iba kategória 5 je označená ako rajón nestabilných území (náchylné územie).

Zhodnotenie dosiahnutých výsledkov

Vo všetkých troch výsledkoch ako stabilné z hľadiska zosúvania sa zhodne ukázalo prostredie tvorené skalnými horninami, a to bez zjavného vplyvu ďalších parametrov. Ide o neogénne zlepené a pieskovce, ako aj paleogénne a vrchnokriedové pieskovcové súvrstvia, ktoré výraznejšie vystupujú v oblasti medzi Zabudíšovou, Brusným a kótou Chabová západne od Hornej Súče. Ďalšie typicky stabilné prostredie bez výskytu zosuvov sú rozsiahle územia budované vápencami a dolomitmi – masívy Bre-



Obr. 7 Schéma spôsobu rozčlenenia mapy na záverečný počet rájónov (podľa Jurka, 2003).

zovských a Čachtických Karpát. Stabilné sú aj prostredia aluviálnych náplavov vodných tokov vrátane nivy Váhu, ktoré sa nachádzajú na rovinatom území so sklonmi svahov menšími ako 1°.

V rájone podmiennečne stabilného územia sa nachádza asi polovica rozlohy oblastí. Do tohto územia boli zahrnuté flyšové oblasti, ako aj mezozoické a neogénne sedimenty v oblasti nepriaznivých zrážkovo-odtokových pomerov, krajinej pokrývky a sklonu svahov, ktoré sa ukázali ako štatisticky nebezpečné. Asi jedna tretina tohto územia bola vyčlenená na základe podmienkovej štatistickej analýzy ako územie s UCU, v ktorých sa v minulosti zaznamenal výskyt zosuvov, no menej početný (podľa metodiky a pravidiel rozdelenia uvedených v predchádzajúcom texte). Zvyšné dve tretiny územia boli doplnené do tohto rájónu na základe nepriaznivých geotechnických a inžinierskogeologických pomerov napriek tomu, že výskyt zosuvov v podobných podmienkach v sledovanej oblasti sa v minulosti nezaznamenal.

Ako rájón nestabilných území boli označené oblasti so štatisticky najvyšším výskytom zosuvov v sledovanom území. Ich rozloha tvorí asi 11 % územia. Z výsledných obrázkov, ako aj mapy v prílohe je zrejmé, že najnáchylnejšie územia sa koncentrujú do dvoch oblastí korešpondujúcich s najintenzívnejším výskytom zosuvov v študovanom území: okolie Novej Bošáče a oblasť severne od Hornej Súče a osady Bzovík v severnej časti územia.

Vyššia koncentrácia zosuvov v týchto regiónoch súvisí tak s nepriaznivou litologickou stavbou (flyš s prevahou ílovitých hornín, najmä svodnické súvrstvie v bielokarpatskej jednotke, ktorý náchylné územia výrazne priestorovo určuje), ako aj s nepriaznivými zrážkovo-odtokovými pomermi (vyšším úhrnom zrážok vo väčšej nadmorskej výške). Vzhľadom na členitý terén v týchto oblastiach sa na väčších plochách vyskytujú nepriaznivé hodnoty sklonu svahov. Okrem toho tu prevažujú listnaté lesy a v okolí Hornej Súče orná pôda a prechodné lesokroviny, ktoré sa v bivariačnej analýze ukázali ako štatisticky pomerne vysoko náchylné triedy.

Z 11 vstupných parametrov aplikovaných v tejto práci sa ako relevantné ukázalo 5 parametrov, ktoré boli použité v multivariačnej podmienkovej analýze. Použitie ostatných „testovaných“ parametrov je v budúcnosti voliteľné v závislosti od charakteru a prírodných pomerov hodnoteného územia.

Diskusia

Napriek skutočnosti, že princíp prezentovaných štatistických metód je relatívne koncepčne jednoduchý, ich aplikácia je pomerne náročná a vyžaduje bohaté praktické skúsenosti a odborné vedomosti tak z oblasti inžinierskej geológie, ako aj z iných odborov (štatistiky, informatiky, geomorfológie). Samozrejmy je predpoklad zručnosti v oblasti geoinformačných systémov, či už orientácia v ich teoretických a metodických princípoch, alebo ovládanie výpočtovej techniky (hardvéru a softvéru) a jej praktickej aplikácie na daný účel.

Všetky uvedené procedúry sú aj časovo veľmi náročné. Vzhľadom na dosiahnutie čo najkvalitnejšieho a najpresnejšieho výsledku najviac času je potrebné venovať príprave vstupných parametrických máp. Táto etapa je najviac citlivá na tvorbu chýb v celom procese, pričom chyby sa prenášajú do nadväzujúcich etáp a negatívne ovplyvňujú dosiahnutý výsledok. Od precíznosti prístupu k príprave vstupných údajov závisí hodnovernosť dosiahnutého výsledku.

V súčasnosti je mnohokrát pomerne ťažké získať kvalitné vstupné údaje nielen pre technické, ale aj legislatívne dôvody. Aj keď masovejšie rozšírenie geoinformačných technológií v posledných rokoch umožnilo budovanie mnohých databáz a archívov (dátových skladov) plných kvalitných údajov (napr. archív SAŽP), neúmerne komplikovaná administratíva často bráni tieto údaje získať a používať. Riešitelia projektov sú preto často nútení používať vlastné „náhradné“ údaje a riešenia, ktorých tvorba je časovo náročná a môže byť zaťažená množstvom systematických aj náhodných chýb.

Vzájomné porovnanie výsledkov dosiahnutých obidvoma prezentovanými metódami

Na základe výsledkov dosiahnutých obidvoma prezentovanými štatistickými metódami je možné konštatovať, že zo vzájomného porovnania vyplýva jednoznačná výhoda multivariačnej podmienkovej analýzy oproti bivariačným metódam s uplatnením váh, kde sú nevyhnutné korekcie, ovplyvnené vysokou subjektivitou a skúsenosťami riešiteľa.

Preferenciou multivariačnej podmienkovej analýzy je jej samotný charakter vychádzajúci z princípu simultánneho použitia všetkých vstupných parametrov. Pri tejto

metóde sa pracuje primárne s väčším množstvom údajov (komplexnejším údajovým súborom) a nepriamo umožňuje aj zohľadniť vzájomné interakcie medzi vstupnými parametrami. Metóda sa ukázala vo výsledku ako vhodnejšia, keďže vernejšie odrážala mieru vplyvu zásadných faktorov na zosuvný hazard (geologická stavba územia, litológia hornín, morfometrické parametre reliéfu). Mapa získaná multivariačnou analýzou rozdelila územie pomerne detailne a hranice medzi jednotlivými rajónmi (zónami) boli stanovené viditeľne citlivejšie na lokálne zmeny podmienok v území ako v prípade bivariačnej analýzy (obidvoch spôsobov váženía). Pravdaže, prah citlivosti vyplýva zo samotnej podstaty multivariačnej analýzy (práca s množstvom a variabilitou vzájomných kombinácií parametrických máp), ale závisí aj od precíznosti prístupu k záverečnému rozdeleniu na rajóny náchylnosti.

Ďalšia výhoda multivariačnej metódy je pomerne nižšia technická a časová náročnosť operácií s výpočtovou technikou. Výnimkou je záverečná reklasifikácia na tri zóny náchylnosti, spojená s časovo náročnými operáciami v prostredí relačných databáz (SQL query) a následného importu výsledku do prostredia GRASS GIS. Náročnosť úkonov závisí od veľkosti spracovaného územia, ktorá je priamo úmerná počtu buniek v území. To podmieňuje počet záznamov v tabuľke databázy. Tieto časovo náročné operácie sú však automatické, nevyžadujú interaktívnu prítomnosť operátora – riešiteľa úlohy, a preto sú aj menej náchylné na tvorbu chýb, na rozdiel od zdĺhavých a na sústredenie náročných výpočtov váh (obidvoma prezentovanými metódami) v prípade bivariačnej analýzy.

Najväčší problém v prípade bivariačnej analýzy je stanovenie váh. V tomto príspevku sa prezentuje metóda založená na miere entropie systému reprezentovaného parametrickou mapou, kde zložkami systému sú vypočítané hodnoty intenzity výskytu v jednotlivých triedach parametrickej mapy. Napriek dodržaniu exaktného postupu a správnosti metodiky však výsledok v dostatočnej miere nezohľadňuje objektívnu realitu. Preto mapu náchylnosti územia získanú bivariačnou analýzou obidvoma prezentovanými metódami bez dodatočnej subjektívnej úpravy hodnôt váh nie je možné do budúcnosti odporúčať.

Pre ďalšiu prácu so štatistickými metódami hodnotenia náchylnosti územia na zosúvanie v prostredí GIS do budúcnosti sa teda jednoznačne odporúča metóda multivariačnej podmienkovej analýzy. Táto metodika sa môže v budúcnosti záväzne zahrnúť aj do textu novelizovanej smernice na zostavovanie máp náchylnosti územia na zosúvanie ako jedna z možných a použiteľných exaktných metód hodnotenia zosuvného hazardu.

Porovnanie prezentovanej metodiky s doterajšími empirickými postupmi

Čo sa týka zhodnotenia principiálnych výhod (resp. nevýhod) štatistických metód analýzy zosuvného hazardu s využitím GIS oproti dosiaľ bežne používaným postupom, jednoznačne je možné skonštatovať tieto skutočnosti:

- výhodou kvantitatívnych štatistických prístupov oproti geotechnickým modelom založeným napr. na analýze údajov o fyzikálno-mechanických vlastnostiach je väčšia dostupnosť vstupných údajov, ktorých získanie nie je až také technicky a finančne náročné ako v prípade

potrebného množstva fyzikálnych parametrov; táto skutočnosť jednoznačne zvyhodňuje použitie štatistických metód v regionálnych mierkach;

- za predpokladu dodržania všetkých uvedených postupov a zásad štatistickej metódy v prostredí GIS poskytujú omnoho komplexnejšie výsledky; do analýzy zosuvného hazardu je možné exaktne zahrnúť také parametre, ktoré sa dosiaľ pri bežných postupoch hodnotili zvyčajne iba vizuálne a empiricky (napr. sklon svahu), resp. sa nehodnotili vôbec (zrážky, dĺžka svahu atď.);

- zraniteľnosť obidvoch štatistických metód vyplýva najmä z presnosti vstupných podkladov: mapy rôznej kvality z rôznych zdrojov, rôznych mierok a súradnicových systémov, problémy pri ich transformáciách a vzájomnom zosúladovaní a ako už bolo spomenuté, aj subjektívny prístup k precíznosti pri príprave parametrických máp veľmi vplyvajú na konečný výsledok;

- uvedené postupy sú pre komplikovanosť aj napriek zodpovednému prístupu k príprave údajov náchylné na tvorbu chýb;

- okrem presnosti a kvality technickej prípravy vstupných údajov má však na výsledok hodnotenia rozhodujúci vplyv úplnosť a úroveň spracovania vstupnej mapy rozšírenia zosuvov v území;

- možnosť subjektívneho prístupu pri uvedených postupoch sa obmedzuje na výber vstupných parametrov, kritérií na prvotnú reklasifikáciu parametrických máp, výber štatistickej metódy a na kontrolu a prípadnú korekciu čiastkových výsledkov (najmä v prípade bivariačnej analýzy); na rozdiel od klasického postupu, kde sa vo výraznejšej miere uplatňuje individuálny prístup a odborné skúsenosti riešiteľa úlohy najmä pri zostavovaní záverečnej mapy.

Zhodnotenie použiteľnosti prezentovaných metód a perspektívy ich využitia v budúcnosti

Na základe uvedených záverov perspektíva použitia prezentovaných metód pri prognózovaní zosuvného hazardu je pomerne veľká. V podmienkach Slovenska je tvorba máp relatívnej náchylnosti územia na zosúvanie v mierke 1 : 50 000 súčasťou súboru *Máp geofaktorov životného prostredia* zadávaných Ministerstvom životného prostredia SR. Preto je potrebné v blízkej budúcnosti pripraviť záväznú metodiku tvorby týchto máp, ktorá bude založená na využití moderných informačných technológií na báze GIS.

Použitie GIS sa v súčasnosti začína čoraz viac presadzovať v geologickej praxi v podmienkach SR. V roku 2001 vyšla smernica MŽP SR (Smernica MŽP SR, 2000), ktorá zaväzuje riešiteľov environmentálnych úloh a projektov odovzdať všetky údaje v digitálnej forme v predpísanom formáte GIS. Napriek tomu, že táto smernica má ešte stále mnoho nedostatkov (napr. v neopodstatnenom uprednostňovaní proprietárnych systémov, dátových formátov a „štandardov“ firmy ESRI – Environmental System Research Institute, USA), autor tohto príspevku verí, že smernica tvorí dobrý základ pre budúce dokonalejšie a detailnejšie prepracované legislatívne predpisy, ktoré správnym a účelným spôsobom zavedú využívanie GIS v rámci širokej odbornej verejnosti.

Záver

V tomto príspevku, ktorého cieľom je navrhnutie metodického postupu na zostavenie mapy náchylnosti územia na zosúvanie pomocou štatistickej analýzy s využitím GIS a implementácia navrhutej metódy v modelovom území Myjavskej pahorkatiny a Bielych Karpát, sú prezentované dve, vo svete najviac používané kvantitatívne štatistické metódy v hodnotení a prognózovaní zosuvného hazardu: bivariačná metóda s uplatnením váh vstupných premenných a multivariačná podmienková analýza. Prezentuje sa spôsob váženia zohľadňujúci váhu vstupného parametra ako celku na základe entropie systému, v ktorom zložky tvoria triedy (kategórie) parametra.

Štatistické prístupy vychádzajú z predpokladu, že zosuvy sa budú v budúcnosti vyskytovať prednostne v rovnakých podmienkach, ako sa vyskytovali v minulosti a ako sa vyskytujú v súčasnosti. Výsledky postupov sú teda založené na štatistickom porovnaní vstupných parametrov map reprezentujúcich jednotlivé vplyvajúce vstupné faktory s mapou zosuvov.

Práca obsahuje kompletný metodický postup od voľby vstupných faktorov, zberu údajov, voľby programového vybavenia, prípravy parametrických máp vhodne reprezentujúcich vstupné faktory cez samotnú štatistickú analýzu až po tvorbu finálnej prognózy mapy v zmysle platných smerníc.

Na základe zhodnotenia metodického postupu a dosiahnutých výsledkov v tejto práci sa na použitie do budúcnosti a na vypracovanie záväznej metodiky odporúča aplikácia multivariačnej podmienkovej analýzy. Jej výhodami sú najmä zohľadnenie vzájomných interakcií medzi vstupnými faktormi, nižšia miera subjektivity pri hodnotení vstupných faktorov, práca s komplexnejším údajovým súborom a celkovo vyššia citlivosť výslednej mapy na lokálne zmeny podmienok v území. Bivariačnú metódu napriek možnosti zohľadnenia váh každého vstupného parametra oproti exaktnejšej multivariačnej analýze znevýhodňuje najmä nemožnosť korekcie vzájomných vzťahov medzi vstupnými parametrami a ich stanovenými váhami bez priameho subjektívneho zásahu riešiteľa a úpravy čiastkových výsledkov. Na druhej strane však možnosť korekcie čiastkových výsledkov umožňuje vo väčšej miere uplatnenie individuálneho prístupu a odborných skúseností riešiteľa.

Prezentované metódy sú koncepčne jednoduché, ich aplikácia je však pomerne komplikovaná a vyžaduje bohaté praktické skúsenosti najmä s využitím výpočtovej techniky a geoinformačných systémov. Prezentované metódy sú oproti dosiaľ používaným empirickým postupom exaktnejšie a celkovo menej zaťažené subjektívnym prístupom.

Uplatnenie tejto metodiky a techniky v hodnotení zosuvného hazardu v bežnej praxi má po ich zdokonalení pomerne dobrú perspektívu, najmä v súvislosti so zavádzaním geoinformačných technológií do odbornej praxe vďaka prebiehajúcim legislatívnym zmenám.

Literatúra

Aleotti, P. a Chowdhury, R., 1999: Landslide Hazard Assessment: Summary review and new perspectives. In: Bulletin

of Engineering Geology and Environment (Springer-Verlag), roč. 58, s. 21 – 44,

Atkinson, P. M. a Massari, R., 1998: Generalized linear modeling of susceptibility to landsliding in the Central Apennines, Italy. In: Computers and Geosciences, roč. 24, č. 4, s. 373 – 385.

Bednarik, M., 2001: Hodnotenie náchylnosti územia na svahové pohyby. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, PriF UK, Katedra inžinierskej geológie, 34 s. + prílohy.

Bednarik, M., Clerici, A., Tellini, C. a Vescovi, P., 2005: Using GIS GRASS in Evaluation of Landslide Susceptibility in Termina Valley in the Northern Apennines (Italy). In: Mosser, M. (ed.): Proceedings of the Conference on Engineering Geology: Forum for Young Engineering Geologists., DGGT Erlangen-Nürnberg, Friedrich-Alexander-University of Erlangen-Nürnberg, April 6th to 9th 2005, s. 19 – 24.

Bivand, R., 2000: Using the R statistical data analysis language on GRASS 5.0 GIS database files. In: Computers & Geosciences, roč. 26, s. 1 034 – 1 052.

Carrara, A., 1983: Multivariate models for landslide hazard evaluation. In: Mathematical Geology, roč. 15, č. 3, s. 403 – 427.

Carrara, A., 1988: Landslide hazard mapping by statistical method: A "Black Box" approach. In: Proceedings of workshop on Natural Disaster in European Mediterranean Countries, Consiglio Nazionale delle Ricerche, Perugia, Italy, s. 205 – 224.

Carrara, A., Cardinali, M., Detti, R., Guzzetti, F., Pasqui, V. a Reichenbach, P., 1990: Geographical information systems and multivariate models in landslide hazard evaluation. In: ALPS 90 (Alpine Landslide Practical Seminar). Proceedings of the 6th International Conference and Field Workshop on Landslide, Università degli Studi de Milano, Italy, 1990, August 31st – September 12, s. 17 – 28.

Carrara, A., Cardinali, M., Detti, R., Guzzetti, F., Pasqui, V. a Reichenbach, P., 1991: GIS techniques and statistical models in evaluating landslide hazard. In: Earth Surface Processes and Landforms, roč. 16, č. 5, s. 427 – 445.

Carrara, A., Cardinali, M., Guzzetti, F. a Reichenbach, P., 1995: GIS-based techniques for mapping landslide hazard. Interaktívna elektronická publikácia v internetovej sieti WWW. CNR-CIOC Bologna, CNR-IRPI Perugia.

Clarke, K. C., 1999: Getting Started with Geographic Information Systems. Prentice Hall, Upper Saddle River, 2nd edition, 338 s.

Clerici, A., 2002: GRASS GIS based shell script for landslide susceptibility zonation by the conditional analysis method. In: Ciolli, M. a Zatelli, P. (eds.): Proceedings of the Open source GIS-GRASS users conference 2002. Trento, Italy, 2002 (11 – 13th of September).

Drdoš, J., 1992: Prírodné prostredie: zdroje – potenciály – únosnosť – hazardy – riziká. In: Geograf. čas., roč. 44, č. 1, s. 30 – 39.

Feranec, J. a Ořahel, J., 2003: Mapovanie krajiny pokrývky a zmien krajiny pomocou údajov diaľkového prieskumu Zeme. In: Životné prostredie, roč. 37, č. 1, s. 25 – 29.

Greenway, D. R., 1987: Vegetation and slope stability. In: Anderson, M. a Richards, K. (eds.): Slope Stability, John Wiley & Sons Ltd., s. 187 – 229.

Gupta, R. a Joshi, B. C., 1990: Landslide hazard zoning using the GIS approach – A case study from the Ramganga catchments, Himalayas. In: Engineering Geology, roč. 28, s. 119 – 131.

Guzzetti, F., Carrara, A., Cardinali, M. a Reichenbach, P., 1999: Landslide hazard evaluation: A review of current techniques and their application in a multi-case study, central Italy. In: Geomorphology, roč. 31, s. 181 – 216.

- Hofierka, J., 1994: Poznáte geografický informačný systém GRASS? In: *GeoInfo*, roč. 1, č. 1, s. 11.
- Hofierka, J., Parajka, J., Mitasová, H. a Mitas, L., 2002: Multivariate interpolation of precipitation using regularized spline with tension. In: *Transactions in GIS*, roč. 6, č. 2, s. 135 – 150, (ISSN 1361-1682).
- Hofierka, J., 2003: Geografické informačné systémy a diaľkový prieskum Zeme. Vysokoškolské učebné texty. Prešov, Prešovská Univerzita, Fakulta humanitných a prírodných vied, 116 s. (ISBN 80-8068-219-4).
- Hofierka, J., 2004: Modelovanie priestorovej distribúcie snežného žiarenia na georeliéfe pomocou modelu r . sun a geografického informačného systému. In: *Acta Facultatis Studiorum Humanitatis et Naturae Universitatis Prešovensis*, Prírodné vedy, *Folia Geographica*, roč. 7, s. 157 – 166.
- Irigaray, C. a Chacón, J., 1996: Methodology for the analysis of landslide determinant factors by means of a GIS: Application to the Colmenar area (Malaga, Spain). In: Chacón, J., Irigaray, C. a Fernández, T. (eds.): *Proceedings of the 8th ICFL'96*, Balkema, Rotterdam (ISBN 90 5410 832 0), Madrid, s. 163 – 171.
- Jäger, S. a Wiczorek, G. F., 1994: Landslide susceptibility in the Tully Valley area, Finger lakes region, New York. USGS Open-File-Report 94-615 (on-line version).
- Joshi, J., Majtán, Š. a Omura, H., 1997: Debris flow disaster in Harihara, Japan. In: *Acta Geol. Univ. Comen.*, roč. 52, s. 59 – 60.
- Jurko, J., 2003: Mapa náchylnosti územia Liptovskej kotliny na zosúvanie. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, PriF UK, Katedra inžinierskej geológie, 47 s. + prílohy.
- Jurko, J., 2005: Landslide susceptibility zonation using GIS – statistical approach. International symposium on latest natural disasters, Sofia, September 5 – 8, 2005 (on CD).
- Jurko, J., Pauditš, P. a Vlčko, J., 2005: Landslide susceptibility map of the Liptovska kotlina basin using GIS. In: *Proceedings of 10th IAEG Congress*, Nottingham, 6. – 10. September 2006. Theme 3, paper 166, CD-ROM issue, Abstract, s. 49.
- Kováčik, M., 1996: Mapa relatívnej náchylnosti územia k zosúvaniu v mierke 1 : 50 000. Metodika zostavenia mapy. Bratislava, GS SR.
- Krcho, J., 1990: Morfometrická analýza a digitálne modely georeliéfu. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 432 s.
- Matula, M., 1995: Geológia v územnom plánovaní a výstavbe. Bratislava, Príroda, 213 s. (ISBN 80-07-00771-7).
- Miklós, L. a Izakovičová, Z., 1997: Krajina ako geosystém. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied (ISBN 80-224-0519-1).
- Minár, J. a Tremboš, P., 1994: Prírodné hazardy – hrozby, niektoré postupy ich hodnotenia. In: *Acta Facultatis Rerum Naturalium Universitatis Comenianae*, *Geographica* (Bratislava), roč. 35, s. 174 – 193.
- Mitasová, H., Mitas, L., Brown, W. M. a Johnston, D. M., 1998: DEM resolution, topographic analysis, and erosion modeling. Elektronická publikácia v sieti WWW, 1998. Incomplete draft.
- Nemčok, A., Pašek, J. a Rybář, J., 1974: Dělení svahových pohybů. In: *Sbor. Geol. Věd., Ř. HIG* (Praha), s. 77 – 97.
- Neteler, M. a Mitasová, H., 2004: *Open Source GIS: A GRASS GIS Approach*. Second Edition. Kluwer Academic Publishers, Boston – Dordrecht – London, 401 s. (ISBN 1-4020-8064-6).
- Ondrášik, M., 2002: Súbor regionálnych máp geologických faktorov životného prostredia regiónu Myjavská pahorkatina a Biele Karpaty. Projekt geologickej úlohy (orientačný prieskum). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Ondrášik, R. a Gajdoš, V., 2001: Geologické riziká a ich hodnotenie v projektovej príprave. In: *Miner. slov.*, roč. 33, s. 361 – 368.
- Pauditš, P. a Bednarik, M., 2002: GIS in evaluation of landslide susceptibility in Handlovská kotlina basin. In: Rybář, J., Stemberk, J. a Wagner, P. (eds.): *Proceedings of the 1st European conference on landslide*, Praha, Czech Rep., 24 – 26th of June, Swets & Zeitlinger, Lisse, s. 437 – 441 (ISBN 90 5809 393 X).
- Pauditš, P. a Bednarik, M., 2002: GRASS in evaluation of landslide susceptibility in Handlovská kotlina basin. In: Ciolli, M. a Zatelli, P. (eds.): *Proceedings of the Open source GIS – GRASS users conference 2002*. Trento, Italy, (11 – 13th of September).
=>http://www.ing.unitn.it/~grass/conferences/GRASS2002/proceedings/proceedings/pdfs/Paudits_Peter.pdf
- Pauditš, P., Vlčko, J. a Jurko, J., 2005: Využitie štatistických metód v hodnotení náchylnosti územia na zosúvanie. In: *Miner. slov.*, roč. 37, č. 4, s. 529 – 538.
- Potfaj, M., 2005: Účelová geologická mapa Myjavskej pahorkatiny a Bielych Karpát. Mierka 1 : 50 000. Súbor regionálnych máp geologických faktorov životného prostredia regiónu Myjavská pahorkatina a Biele Karpaty. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Scherer, S., Slaninka, I., Vozár, J., Malík, P., Michalko, J., Švasta, J., Bottlík, F. a Bahnová, N., 2004: Mezozoikum a paleozoikum SZ časti Považského Inovca – hydrogeologický rajón MG046, vyhladávací hydrogeologický prieskum. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 211 s.
- Shapiro, M. a Westervelt, J., 1992: *R.MAPCALC. An Algebra for GIS and Image Processing*. U. S. Army Construction Engineering Research Laboratory, Champaign, Illinois 61801, U. S. A., 1992. March 24, 1992.
- Smernica MŽP SR., 1999: Smernica MŽP SR z 25. júna 1999, číslo 3/99-3 na zostavovanie inžinierskogeologických máp v mierke 1 : 50 000. In: *Vest. MŽP SR*, roč. VII, čiast. 6, 1999, s. 36 – 71.
- Smernica MŽP SR., 2000: Smernica MŽP SR z 13. apríla 2000, číslo 2/2000 o zásadách spracovania a odovzdávania úloh a projektov v Geografickom informačnom systéme. In: *Vest. MŽP SR*, roč. VIII, čiast. 2, 2000, s. 35 – 41.
- Süzen, M. L. a Doyuran, V., 2004: A comparison of the GIS based landslide susceptibility assessment methods: multivariate versus bivariate. In: *Environmental Geology*, roč. 45, č. 5, s. 665 – 679 (ISSN 0943-0105).
- Tuček, J., 1998: *Geografické informační systémy. Principy a praxe*. Praha, Computer Press, 424 s.
- Varnes, D. J., 1984: *Landslide hazard zonation: a review of principles and practice*. UNESCO, Paris.
- Vlčko, J., Wagner, P. a Rychlíková, Z., 1980: Spôsob hodnotenia stability svahov väčších územných celkov. In: *Miner. slov.*, roč. 12, č. 3, s. 275 – 283.
- van Westen, C. J., 1993: *GISSIZ – Training Package for Geographic Information Systems in Slope Instability Zonation. Part 1: Theory*. UNESCO – International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (ITC). Project on Geo-Information for environmentally Sound Management of Natural Resources (ITC Publication Number 15). Application of Geographic Information Systems to Landslide Hazard Zonation (ISBN 90-6164-078-4).
- van Westen, C. J., van Duren, I., Kruse, H. M. G. a Terlien, M. T. J., 1993a: *GISSIZ – Training Package for Geographic Information Systems in Slope Instability Zonation. Part 2: Exercises*. UNESCO – International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (ITC). Project on Geo-Information for environmentally Sound Management of Natural Resources (ITC Publication Number 15) (ISBN 90-6164-078-4).

Landslide hazard assessment using statistical methods within GIS

Summary

Among probabilistic methods evaluating susceptibility of territory to landsliding (landslide hazard assessment) play important role quantitative, mostly statistical methods (van Westen, 1992; Aleotti & Chowdhury, 1999). They are based on comparison and subsequent statistical elaboration of territorial dependence among input factors influencing the instability and the area affected by landslides. At present, the statistical methods applied in landslide hazard assessment are distinguished into two groups: bivariate and multivariate (Aleotti and Chowdhury, 1999).

Bivariate analysis is based upon the comparison between landslides distribution (landslide inventory) as a dependent variable and a number of instability factors (input parameters) separately; this procedure makes possible to calculate the weight of each input variable.

Multivariate analysis, in wide sense of word, is based on the simultaneous combination and comparison of all input parameters (instability factors) and the landslide inventory map. In case of applying conditional analysis method (Carrara, 1995; Clerici, 2002) new territorial, quasi-homogeneous units (UCU – "unique condition" units) delineated on the basis of combination of parameter classes values to be found in mutual geographic superposition. These units are reclassified according to the landslide density for each UCU into final landslide susceptibility zones. This method does not require estimating of any weight value.

As a result of all presented statistical methods, new landslide susceptibility map in study area was compiled. Three different zoning units corresponding to Standard guidance of Ministry of Environment of Slovak Republic were delineated: stable, conditionally stable and non-stable zones.

Methodology proposed in presented thesis consists not only of the statistical analysis, but the complex procedures. Procedure consists of the following partial steps: selection of input instability factors (independent variables), data collection (including landslide inventory), preparation of input parametric maps, spatial operations and statistical analysis as well as compilation of final susceptibility map.

Presented methodology was applied in the case of study area – Myjavská pahorkatina upland and Biele Karpaty Mts. Following factors influencing the slope instability (input parameters) were evaluated: *lithology, seismic activity, slope angle, aspect, slope length, terrain forms, contributing areas, precipitation, land cover, erosion*. Based on the evaluation, following parameters were used in multivariate analysis to compile final susceptibility map (ordered according their weights): precipitation, land cover, lithology, slope angle, slope length. Landslide

factor (important variable) was obtained from landslide inventory map, verified by field survey. Total length of elongated main scarp upper edge was adopted as the most representative feature of the landslide regardless the type and the activity (Fig. 5a).

As we can see in Tab. 4, result of both ways used in presented article are similar. The most exact and appropriate results was obtained by multivariate conditional analysis: by stable zone is covered over 35 % of territory, conditionally stable zone – over 53 % and instable zone (susceptible) around of 11 % of territory.

As a most susceptible UCU combinations were evaluated highlands with flysh-like rocks with ratio of clayey shales and bedrock (sandstones) more than 1 (and covered deluvial sediments), slopes between 7 and 13° covered mostly by non-irrigated arable lands or transitional woodlands-shrub areas and slope lengths between 1 000 and 1 500 m.

Explanations to the textfigures and tables

Fig. 1 Reclassified parametric map of lithological units of Myjavská pahorkatina lowland and Biele Karpaty Mts. (derived from geological map by Potfaj, 2005).

Fig. 2 Slope map of Myjavská pahorkatina lowland and Biele Karpaty Mts. (compiled from digital topography – elevation contours map, a part of SVM 50 ©GaKÚ/ArcGeo, s. r. o., Bratislava).

Fig. 3 Parametric map of effective precipitation of Myjavská pahorkatina lowland and Biele Karpaty Mts. (compiled from map of annual mean precipitation data – Hofierka et al., 2002, and elevation map SVM 50 ©GaKÚ/ArcGeo, s.r.o., Bratislava).

Fig. 4 Reclassified map of landcover units (compiled from CORINE database, ©EEA, 2005; Feranec & O'ahel', 2003).

Fig. 5 Interpretation of elongated main scarp upper edges (MSUE) as the most representative features of landslides: a) scheme of idealized landslide (Clerici, 2002); b) spatial distribution of MSUE derived from landslide inventory map (landslides are shown as area bodies).

Fig. 6 Landslide susceptibility map compiled with the help of multivariate conditional analysis.

Fig. 7 The scheme of classification procedure of the final map

Tab. 1 Results of bivariate statistical analysis: weights of parameters ranking gained by methodology of Vlčko et al., 1980 (explanation in body text of the paper).

Tab. 2 Results of bivariate statistical analysis (explanation in body text of the paper).

Tab. 3 Results of multivariate conditional analysis (explanation in body text of the paper).

Tab. 4 Comparison of results gained by both presented methods: bivariate vs. conditional analysis.

Hydrogeologické štruktúry minerálnych vôd vo flyšovom pásme východnej časti Slovenska

DANIEL MARCIN

Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, marcin@gssr.sk

Abstract. The abundance of mineral water in the area under study is predetermined by the complexity of its geological structure and by considerable tectonic disruption. The complexity of geologic structure is, in turn, ascribable to the contact of the folded Magura unit and of the Smilno tectonic window with the Obidowa – Slopnice – Zboj unit that underlies the former at a depth of about 2,500 m. This area is dissected by deep-seated NE – SW and N – S running faults accompanied by exurgences of mineral water and emanations of CO₂. Most hydrogeological mineral water-bearing structures situated in the Magura unit between Snakov in the west and Hažlín in the east rank among the combined hydrogeological structures. Cigeľka is the only locality that appears to be a transitional hydrogeological structure. Although, the flysh sediments of the Magura unit have generally a similar lithological composition, features and characteristic chemical types of water, in some parts the water may also be affected by syndimentary water from the deeper units. The magnitude of these effects depends on the permeability of tectonic faults and on the communication between simple hydrogeological structures.

Key words: mineral waters, hydrogeological structures, Western Carpathians, Flysh Belt, Slovakia

Úvod

Na území Slovenska sa nachádza takmer 1 100 minerálnych a termálnych prameňov, o ktorých existujú významy o ich polohe, charaktere a pri veľkej väčšine aj chemická analýza. Všetky minerálne pramene sa nejakým spôsobom viažu na horninové prostredie. Je len na nás zistiť, či vytekajú z tektonických puklín na rozhraní priepustných a nepriepustných hornín alebo z krasových dutín, resp. či sa pretláčajú na dne dolín cez riečne náplavy alebo svahové sutiny. Väčšina týchto prameňov sa príležitostne využíva na pitie a len malá časť sa komerčne plní. Pramene minerálnych vôd, pri ktorých sa prejavil liečivý účinok, sa stali základom budovania kúpeľných zariadení. Na týchto miestach sa v neskorších obdobiach vykonávali rozsiahle práce spojené so zachytávaním výverov a neskôr sledovaním režimu a chemického zloženia vôd. Tieto aktivity viedli následne k spoznaniu podmienok výstupu vôd vo výverovej oblasti, ako aj definovaniu vzťahu medzi jednotlivými časťami hydrogeologickej štruktúry.

Hydrogeologická štruktúra minerálnych vôd predstavuje komplikovaný a dynamický systém, kde prebiehajú chemické a fyzikálne reakcie v systéme hornina – voda – plyn. Výsledkom týchto reakcií za pomerne dlhé

časové obdobie (tisícok rokov) je minerálna voda charakteristická svojím chemickým a izotopovým zložením. Pri hodnotení minerálnych vôd regiónov môžeme často sledovať javy, ktoré zdanlivo spolu nesúvisia, ale pri podrobnejšom rozbere geologicko-tektonických podmienok a porovnávaní genézy minerálnych vôd vystúpia regionálne súvislosti, napr. spoločná tektonická línia, spoločný kolektor minerálnych vôd atď.

Jedným z regiónov, kde môžeme uplatniť tento prístup je severovýchodná časť flyšového pásma Slovenska s významnými vývermi minerálnych vôd na lokalitách Bardejovské Kúpele a Cigeľka. Vybrané hydrogeologické štruktúry minerálnych vôd v tejto časti Slovenska (Cigeľka, Dlhá Lúka, Mikulášová, Dubová, Bardejovské Kúpele, Petrová, Frička, Vyšný Tvarožec, Nižný Tvarožec, Gaboltov, Šarišské Čierne, Hažlín, Snakov, Hrabské, Gerlachov, Šarišský Štiavnik a Radoma) predstavujú veľmi zaujímavú provinciu uhličitých minerálnych vôd s pomerne pestrým chemickým zložením.

Dostatok informácií o charaktere hydrogeologickej štruktúry, ako aj o podmienkach formovania minerálnej vody v nej napomáha pri jej klasifikácii. Samotná klasifikácia hydrogeologických štruktúr ukrýva odpovede na otázky spojené s problematikou ich ochrany.

Súčasný stav problematiky

Pri hľadaní odpovedí na otázky spojené s problematikou minerálnych vôd sa vždy stretáme s pojmom hydrogeologická štruktúra. Tým sa veľmi zjednodušene rozumie priestor, kde prebieha formovanie minerálnych vôd. *Geologický slovník – Hydrogeológia (Hanzel et al., 1998) podobne ako STN 75 0111 pod pojmom hydrogeologická štruktúra chápe určitú štruktúrnu geologickú jednotku (časť geologického priestoru), ktorá sa líši od iných častí geologického priestoru spoločným uceleným a spojeným obehom podzemných vôd od oblasti napájania cez oblasť tranzitu až po oblasť odvodnenia. Podľa Franka et al. (1975) pod pojmom hydrogeologická štruktúra je potrebné rozumieť geologicko-tektonicky a hydrologicky vymedzenú jednotku, na ktorú je viazaná podzemná voda s jej vlastnými podmienkami pohybu a tvorby. V súčasnosti slovenskí autori pri klasifikácii hydrogeologických štruktúr minerálnych vôd postupujú v zmysle návrhu Franka (1975) a hydrogeologické štruktúry delia na otvorené, polootvorené, polozatvorené a zatvorené.*

V oblasti sv. časti flyšového pásma Slovenska najviac pozornosti pri definovaní hydrogeologických štruktúr sa venovalo Bardejovským Kúpeľom a Cigeľke. Postupom času, tak ako sa vyvíjali predstavy o geologicko-tektonickej stavbe a chemickom a izotopovom zložení vôd v hĺbke, menil sa aj názor na charakter hydrogeologických štruktúr a formovanie minerálnych vôd.

Franko et al. (1975) klasifikujú hydrogeologické štruktúry v Bardejovských Kúpeľoch a Cigeľke ako *polozatvorené* ($Cabc_{2,3}$). Prítomnosť nátriovo-chloridovej zložky dávajú do vzťahu s hlbším obehom v infiltračne menej degradovanom horninovom prostredí, prípadne s tým, že v ich obehových cestách sa rozptyľuje väčšie množstvo nátriovo-chloridových vôd hlbinného pôvodu.

Haluška et al. (1988) hydrogeologickú štruktúru v Bardejovských Kúpeľoch klasifikovali ako *otvorenú*, pričom prítomnosť chloridovej zložky dávajú do vzťahu so synsedimentárnymi vodami.

Pacindová et al. (1997) klasifikovali hydrogeologickú štruktúru v Cigeľke ako *polozatvorenú*. Prítomnosť minerálnych vôd s rozdielnym chemickým a izotopovým zložením sa vysvetľovala ako proces miešania vôd typu Na-Cl (soľonosných sedimentov molasy čelnej predhľbne Karpát) a typu Na-HCO₃-Cl (horniny magurského príkrovu a jednotky Obidowa – Slopnice – Zboj). Táto voda sa považuje za infiltračnú meteorickú, ktorá sa už na živom obehú vody nezúčastňuje.

Prístup jednotlivých autorov pri klasifikácii spomínaných hydrogeologických štruktúr sa opieral predovšetkým o geologické údaje a chemické zloženie minerálnych vôd. Tento postup je v podstate správny, až na to, že vybraný typ hydrogeologickej štruktúry musí svojím charakterom reprezentovať taký model, v ktorom je geologicko-tektonická stavba v súlade s chemickým a izotopovým zložením minerálnych vôd. Pri jednotlivých klasifikáciách môžeme vidieť nesúlad medzi deklarovanou hydrogeologickou štruktúrou a izotopovým, prípadne chemickým zložením minerálnych vôd. Tento nesúlad sčasti vyplýva z nedostatku informácií o geologickej stavbe smerom do hĺbky (do roku 1990), ako aj malého počtu stanovení izotopového zloženia minerálnych vôd.

Prístup k problematike a spôsob hodnotenia

Pri riešení problematiky hydrogeologických štruktúr v hodnotenom území sa využili údaje o geologicko-tektonickej stavbe, a to aj smerom do hĺbky, ako aj o chemickom a izotopovom zložení minerálnych vôd. Pri klasifikácii hydrogeologických štruktúr sa snažíme definovať priestor (tektonické jednotky kolektorov), kde sa formuje minerálna voda, a tiež procesy, ktorými vzniká výsledné chemické a izotopové zloženie minerálnych vôd.

Geologická stavba územia

Z pohľadu geologickej stavby študované územie budujú horniny magurskej tektonickej jednotky a smilnianske tektonické okno. V podloží magurskej jednotky bola dokumentovaná prítomnosť jednotky Obidowa – Slopnice – Zboj. Podľa geologickej stavby územia, ktorú inter-

pretovali Nemčok et al. (1990), bola charakterizovaná geologická stavba výverových oblastí v jednotlivých hydrogeologických štruktúrach. Významné postavenie v tejto časti flyšového pásma majú makovické a tvarožské pieskovce, ktoré predstavujú regionálny kolektor s puklinovou priepustnosťou. Podľa výdatnosti prameňov (0,1 až 1,5 l · s⁻¹) minerálnych vôd rozhodujúcu úlohu pri ich formovaní má tektonika pred charakterom hornín. Charakter hornín sa viac prejavuje v schopnosti zachytávať zrážkové vody v zalesnených oblastiach hôr a v ich postupnom uvoľňovaní počas celého roka. To sa odráža vo väčšej stabilite výdatnosti prameňov z horninového prostredia budovaného pieskovicami ako z prostredia budovaného ílovcami. Súvrstvia s charakterom izolátorov (malcovské a belovežské súvrstvie) plnia funkciu bariéry, na ktorej vystupujú minerálne vody alebo usmerňujú prúdenie minerálnych a obyčajných vôd na tektonických zónach.

Tektonické pomery územia

Flyšové súvrstvia v študovanej oblasti prekonali dvojaký tektonický vývin. Počas sávskej fázy, a predovšetkým počas staroštajerských fáz vrásnenia sa magurský príkrov sunul na SV. Počas mladoštajerských a pliocénnych horotvorných pohybov, ktoré mali germanotypný charakter, vznikli výškovo diferencované bloky. Najvýznamnejšie tektonické zóny regionálneho charakteru v tomto území prebiehajú v oblasti Bardejovských Kúpeľov, Cigeľky a Šarišského Štiavniku (obr. 1) a majú priebeh v smere SV – JZ, prípadne S – J.

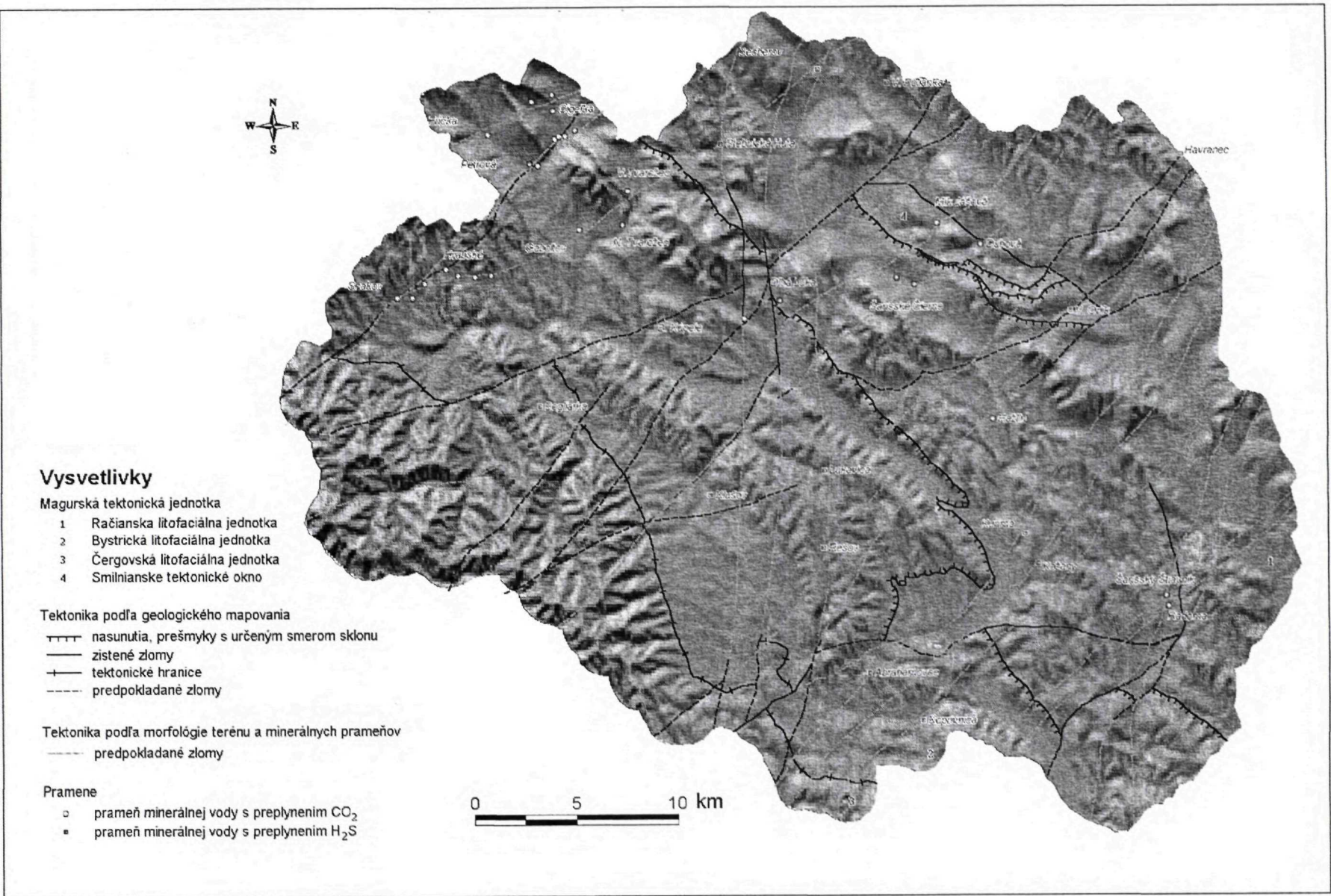
Dominantné postavenie v študovanej oblasti má smilnianske tektonické okno. Sedimenty sú totožné s duklianskou jednotkou, resp. sú na ňu podobné. Podľa výsledkov vrtných prác v Poľsku (Grybov, Mszana Dolna) a na Slovensku (Smilno-1, Zborov-1) môžeme predpokladať, že ide o útržok duklianskej jednotky zavrásnený do magurskej jednotky (Nemčok et al., 1990).

V podloží magurskej (Slovensko, Poľsko) a duklianskej (Slovensko, Ukrajina) jednotky v oblasti sv. časti Západných Karpát bola overená na základe hlbokých vrtov jednotka Obidowa – Slopnice – Zboj (tab. 1).

Regionálne možno sledovať postupné tektonické ponáranie tejto jednotky od Z na V. Značný vertikálny pohyb dokumentuje aj skoro 1 000-metrový skok tejto jednotky medzi vrtmi Smilno-1 a Zborov-1, ktoré sú vzdialené od seba asi 5,5 km. Svedčí to o značnom hlbkovom dosahu tektonických porúch v tejto oblasti (Wunder et al., 1991).

Priebeh tektonických zón regionálneho charakteru bol dokumentovaný aj podľa geofyzikálnych meraní (magnetotelurika) v blízkosti hraníc Slovenska a Poľska a ich hlbkový dosah je od 10 do 17 km (Ryľko a Tomáš, 1998). Týmito poruchami sú postihnuté všetky flyšové jednotky, ako aj samotné podložie – severoeurópska platforma, na ktorej sa nachádzajú izolované depresie vyplnené sedimentmi neogénu.

Súhrn informácií o geologicko-tektonickej stavbe územia poskytol pri konečnom hodnotení dostatočnú predstavu, podľa ktorej bolo možné definovať jednotlivé hydrogeologické štruktúry.



Obr. 1 Výševy minerálnych vôd na tektonických zónach regionálneho charakteru (Marcín, 2001; podľa podkladov Nemčoka, et al., 1990).

Tab. 1 Hlboké štruktúrne vrty, ktoré overili jednotku Obidowa – Slopnice – Zboj v severnej časti Západných Karpát

Štát	Lokalita	Hĺbka vrtu [m]	Rozhranie medzi tektonickými jednotkami m – magurská, d – duklianska, o – s – z – jednotka Obidowa – Slopnice – Zboj	
			hlbka [m]	tektonické jednotky
Slovensko	Oravská Polhora FPJ-1	2 417	1 298	m/o – s – z
Poľsko	Chabawka-1		2 500	m/o – s – z
Poľsko	Slopnice-1		2 707	m/o – s – z
Poľsko	Slopnice-20	4 436	2 818	m/o – s – z
Poľsko	Obidowa IG-1	4 570	3 400	m/o – s – z
Slovensko	Smilno-1	5 700	3 620	m/o – s – z
Slovensko	Zborov-1	5 500	2 648	m/o – s – z
Slovensko	Zboj	5 002	3 800	d/o – s – z
Ukrajina	Mežgorie-1	5 000	4 200	d/o – s – z

Chemické zloženie minerálnych vôd

Minerálne vody vystupujúce na povrch vo flyšovom pásme východného Slovenska vo forme prameňov, studní alebo vrtov predstavujú vody (tab. 2):

- s petrogénnou mineralizáciou a malým podielom zložky $[S_1(Cl)]$ do 5 ekv. %],
- s talasogénnou mineralizáciou,
- so zmiešanou mineralizáciou.

Základom vôd s petrogénnou mineralizáciou sú vody prípoверхovej zóny rozvoľnenia chemického typu $Ca-HCO_3$, ktoré sa v hlbších tektonických zónach vplyvom ionovymenných procesov menia na chemický typ $Na-HCO_3$. Týmto pohybom vôd v hlbších častiach sa zvyšuje ich mineralizácia, pričom tento proces je na tektonických zónach ešte zosilnený vplyvom hlbinného CO_2 . Tieto procesy prebiehajú v celom hlbkovom rozsahu magurskej jednotky a podmieňujú premenlivý typ chemického zloženia vystupujúcich minerálnych vôd, a to od typu $Ca-HCO_3$ cez $Ca-Na-HCO_3$ a $Na-Ca-HCO_3$ až po typ $Na-HCO_3$. V mnohých minerálnych vodách flyšového pásma sv. Slovenska sa však v ich chemickom zložení objavuje väčší alebo menší vplyv vôd s obsahom chloridov, ktoré sa primárne v tejto časti magurskej jednotky nevyskytujú (obr. 2). Okrem chloridov aj obsah biogénnych prvkov (Br, I, B) v jednotlivých minerálnych vodách poukazuje na určitý podiel vôd viazaných na hlbšie jednotky flyšového pásma.

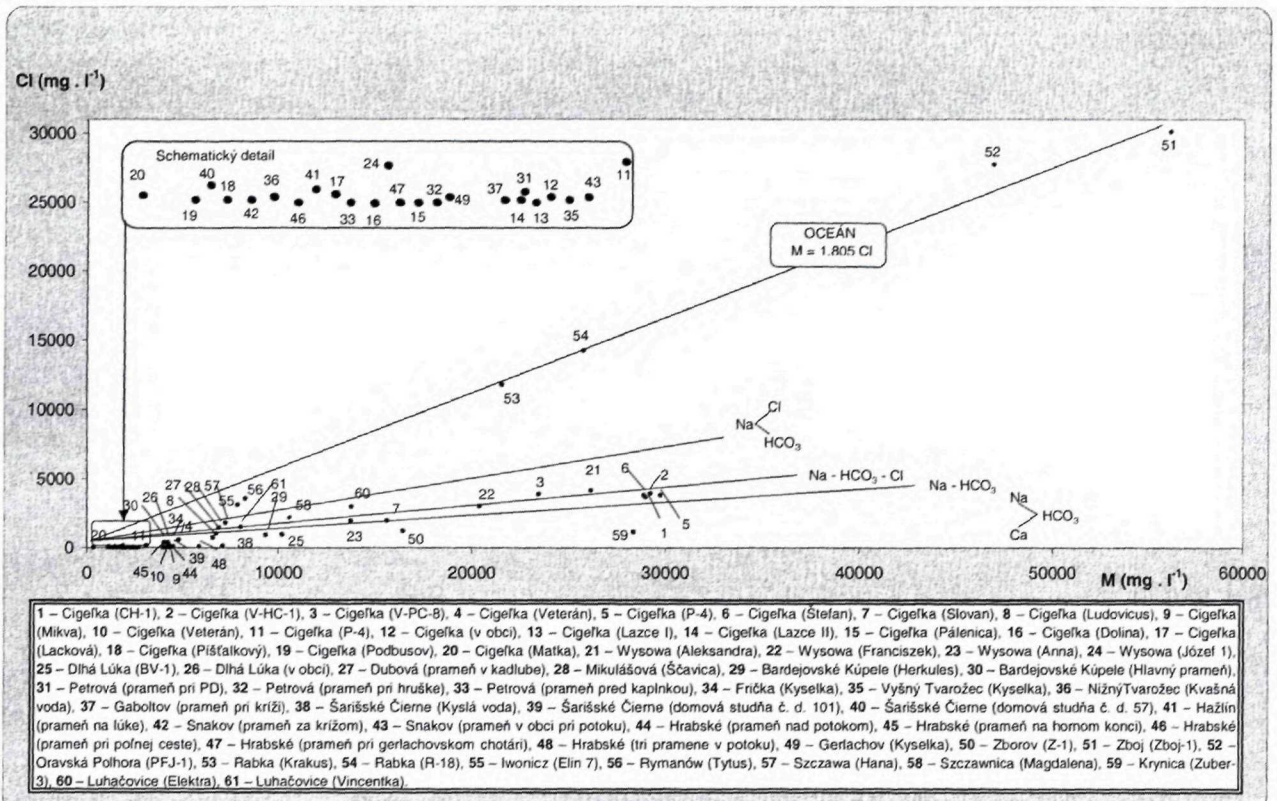
Minerálne vody s talasogénnou mineralizáciou v oblasti flyšového pásma sú typické svojím $Na-Cl$ chemickým zložením, čo je spojené aj s vysokými hodnotami mineralizácie (viac ako $25 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$). Typickými predstaviteľmi týchto minerálnych vôd sú vody, ktoré vystupujú v severnej časti magurskej jednotky na Slovensku (Oravská Polhora) $[S_1(Cl)]$ 95 ekv. %] a v Poľsku (Rabka) $[S_1(Cl)]$ 93,9 ekv. %]. Tieto vody majú pôvod v jednotke Obidowa – Slopnice – Zboj a boli dokumentované aj v podloží duklianskej jednotky vo vrte Zboj $[S_1(Cl)]$ 91,2 ekv. %].

Minerálne vody s výraznými hodnotami chloridov patria medzi minerálne vody so zmiešanou mineralizáciou. Vznikajú miešaním minerálnych vôd s petrogénnou mineralizáciou s minerálnymi vodami s talasogénnou

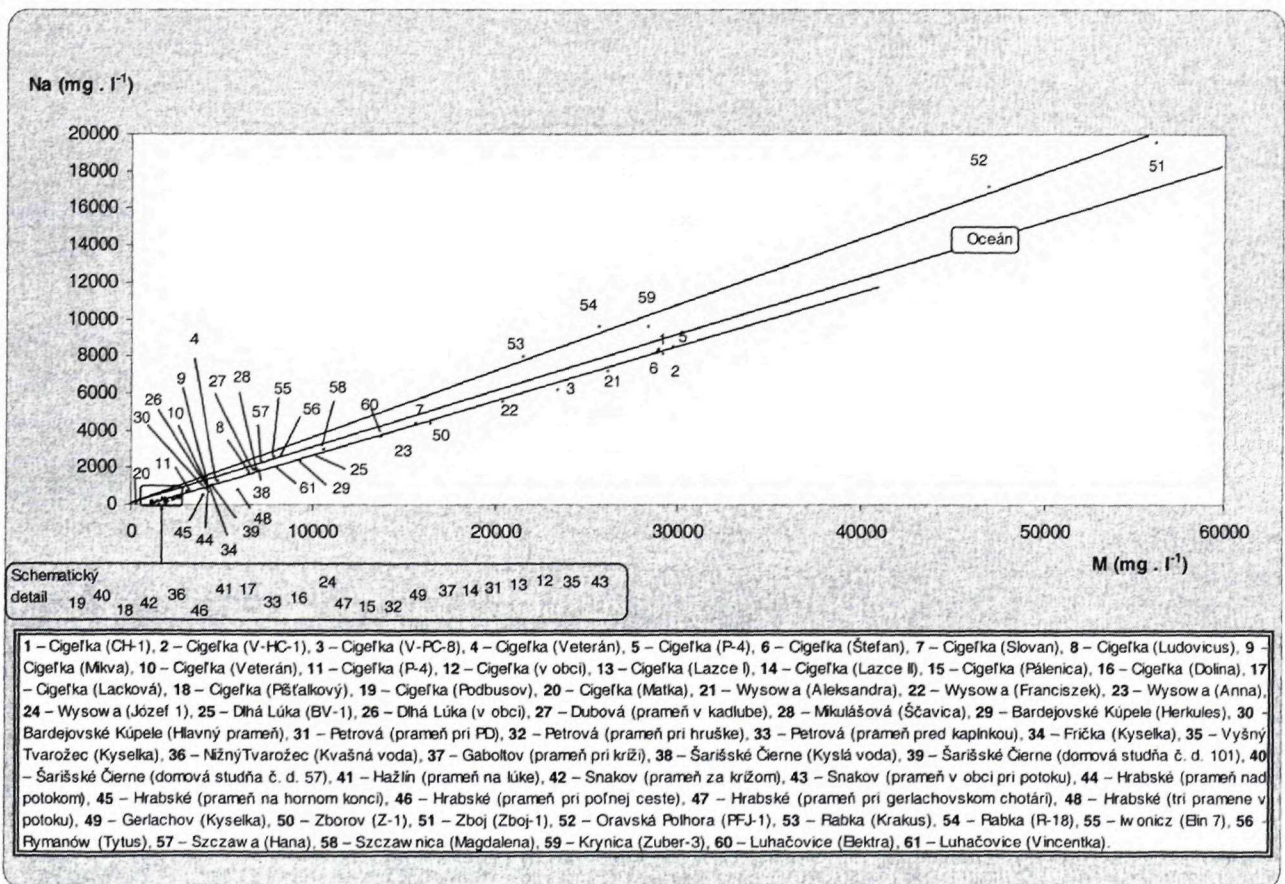
mineralizáciou. K týmto vodám môžeme zaradiť minerálne vody vyvierajúce v Mikulášovej $[S_1(Cl)]$ 45,5 ekv. %], Dubovej $[S_1(Cl)]$ 33,4 ekv. %], Cigeľke $[S_1(Cl)]$ 29,1 ekv. %], Bardejovských Kúpeľoch $[S_1(Cl)]$ 22,9 ekv. %] a Dlhej Lúke $[S_1(Cl)]$ 21,4 ekv. %]. Takéto vody môžeme nájsť aj vo východnej časti magurskej jednotky v Poľsku – Szczawica $[S_1(Cl)]$ 42,4 ekv. %], Wysowa $[S_1(Cl)]$ 33,4 ekv. %] – a v severnej časti tejto jednotky v Poľsku – Szczawa $[S_1(Cl)]$ 50,3 ekv. %]. Vysoké hodnoty chloridov v týchto vodách sú spravidla spojené s vyššou mineralizáciou. Tento nárast mineralizácie treba dávať do vzťahu s minerálnymi vodami z podložných jednotiek magurskej jednotky, z ktorých sa dostávajú po tektonických poruchách vplyvom CO_2 alebo metánu.

Pri charakterizovaní hydrogeologických štruktúr vo flyšovom pásme predstavuje hodnota $S_1(Cl)$ pomerne dobrý pomocný ukazovateľ, ktorým možno určiť podiel hlbinných vôd z podložia magurskej jednotky. Za hraničné hodnoty $S_1(Cl)$ možno považovať 5 ekv. % a 20 ekv. %, pričom do 5 ekv. % ide o podzemné a minerálne vody magurskej jednotky. Hodnota $S_1(Cl)$ vyššia ako 5 ekv. % už svedčí skôr o prítomnosti minerálnych vôd z jednotky Obidowa – Slopnice – Zboj. Definované intervaly hodnôt $S_1(Cl)$ zdroje v jednotlivých hydrogeologických štruktúrach rozdeľujú na tri skupiny (tab. 3) podľa podielu tejto zložky na výslednom chemickom zložení minerálnych vôd. Takto vyčlenené skupiny hydrogeologických štruktúr do určitej miery poukazujú na komunikatívnosť jednotlivých zlomových systémov, ale aj na výskyt kolektorov v podloží magurskej jednotky, kde sa nachádzajú minerálne vody so zvýšenými alebo vysokými hodnotami $S_1(Cl)$.

Veľmi zaujímavé je sledovať hydrogeologické štruktúry v Cigeľke a Wysowej, ktorých minerálne vody sa viažu na ten istý zlomový systém a majú aj takmer rovnaké chemické zloženie vôd. O minerálnych vodách v Cigeľke môžeme povedať, že sú rozdelené pomerne rovnako medzi všetky tri skupiny, kým vo Wysowej (podľa dostupných údajov o chemickom zložení štyroch zdrojov) sú minerálne vody v tretej skupine. Tieto rozdiely spôsobuje charakter hydrogeologickej štruktúry, čo dokumentuje aj izotopové zloženie jednotlivých vôd.



Obr. 2 Vzťah mineralizácie a koncentrácie chloridov v niektorých karpatských minerálnych vodách a v oceáne.



Obr. 3 Vzťah medzi mineralizáciou a koncentráciou sodíka v niektorých karpatských minerálnych vodách a v oceáne.

Tab. 2 Chemické zloženie niektorých karpatských minerálnych vôd vo flyšovom pásme.

Č.	Lokalita – vodný zdroj (hlbka vrt, kopaná studňa, prameň)	T. vody (°C)	pH	TDS	CO ₂	(mg · l ⁻¹)														(ekv. %)		S ₁ (Cl)	Chemický typ
						Li ⁺	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Br ⁻	Γ	HBO ₂	A ₁	A ₂					
1	Cigel'ka – CH-1 (205 m)	9,1	7,5	28 976	2 710		8 295		208	79	3 680	16 658	16,5	28	2,6	400,3	67,8	4,5	27,4	NaHCO ₃ -Cl			
2	V-HC-1 (212 m)	10	6,9	29 214		9,5	8 125	190	26,9	4,84	3 936	16 840	45,3	18,8	4,1	448,9	70,6	0,5	28,6	NaHCO ₃ -Cl			
3	V-PC-8 (51 m)	12	6,8	23 457		4,9	6 130	126	5,9	141,6	3 900	13 057	15,2		2,6	361,7	60,9	4,2	34	NaHCO ₃ -Cl			
4	CŠ-3 (90 m)	5	6,3	4 802		4,6	1 220				576	2 697	20,2				62,6	9,22	26,6	NaHCO ₃ -Cl			
5	P-4 (60 m)	9	6,8	29 741	2 053	9,9	8 465	195	6	72,4	3 825	16 470	6,9	20,1	5,3	615	69,7	1,6	28,6	NaHCO ₃ -Cl			
6	Štefan (30 m)	10	6,9	28 889	2 057	9,8	8 185	170	12	76,6	3 810	15 982	6,6	21,3	4,8	557,5	68,9	1,8	29,1	NaHCO ₃ -Cl			
7	Slovan (11 m)	7	7	15 603	1 370		4 361		94,6	50,1	1 948	8 713	39,1	11		382	67,5	4,4	27,7	NaHCO ₃ -Cl			
8	Ludovicus (7,3 m)	7,3	6,3	6 573	1 930		1 670		127		727	3 832	40,7			112	60,9	13,6	24,4	Na(Ca)HCO ₃ -Cl			
9	Mikva	10,5	6,7	4 281	1 531	1,4	931	50	120,4	57	162	2 855	12,3	0,31	0,2	44	67,5	22,2	8,8	Na-CaHCO ₃			
10	Veterán	10	6,5	4 247	1 148	0,98	931	48	118,8	61,6	165	2 843	4,5	0,88	0,3	42	69,4	20,7	6,1	Na-CaHCO ₃			
11	Glória			3 117		0,58	710	24	83,2	56,5	168	2 041	9,47		0,1		63,8	21,4	12,3	Na-CaHCO ₃ -(Cl)			
12	v obci	9,5	6,4	2 628	1 542	0,3	396	30,6	216	53,3	23	1 878	4,53	0,19	0,2	4	51,4	45,5	2,06	Na-CaHCO ₃			
13	Lazce II.	11,5	6,9	2 537	1 630	0,12	316	17,1	265,5	43,2	5	1 842	1,65	0,17	0,1	8	43,8	52,9	0,44	Ca-NaHCO ₃			
14	Lazce I.	12	6,8	2 350	1 685	0,08	217	13,2	257,5	62,6	5	1 745	5,34	0,14	0,1	10	33,1	63,2	0,56	Ca-NaHCO ₃			
15	Pálenica			1 949		0,13	66	3	349,1	29,2	1	1 458	7,83	st.	0,03	1,5	11,9	84,1	0,1	Ca(Na)HCO ₃			
16	Dolina			1 879		0,23	189	6	146	74,2	4	1 403	33,7	st.	0,02	2,4	34,8	60,6	0,42	Ca-NaHCO ₃			
17	Lacková			1 778		0,19	280	11	120	23,1	51	1 247	14,8	0,13	0,1		50,8	37,5	6,4	Na-CaHCO ₃			
18	Pišťalkový	12	6,3	1 224	1 652	0,01	8	17,5	210	16	14	842	3,7	5,8	0,3	1	0,84	81,2	3,34	CaHCO ₃			
19	Podbusov	10	6,8	1 150	1 828	0,03	89	6,5	131,2	39,5	4	848	23	0,05	0,1		24,8	70,5	0,7	Ca-NaHCO ₃			
20	Matka	16	5,3	357	1 192	0,02	23	2,2	34	73	11	165	24,6	0,17	0,3	1,2	3,9	70	8,7	Ca-NaHCO ₃			
**21	Wysowa – Aleksandra (100 m)	8	8	26 143	2 452	10	7 150	135	338,5	39,1	4 184	13 331	2	22	5,9	883	58,3	7,47	33,3	NaHCO ₃ -Cl			
**22	Franciszek (50 m)	9,4	6,9	20 388		7,5	5 500	105	233,9	42,4	3 014	10 600	3	17,3	4	810	62,4	4,88	32,7	NaHCO ₃ -Cl			
**23	Anna (36 m)	10	6,6	13 728		5,4	3 650	77	172	35	1 934	7 237	3,5	10,5	2,5	580	60,6	7,14	32	NaHCO ₃ -Cl			
**24	Józef I (17 m)	9,8	6	1 894		0,5	335	12	112	34,4	160	1 098	60	1,3		55,1	55,1	15,2	25,6	Na(Ca)HCO ₃ -Cl			
25	Dlhá Lúka – BV-1 (17,6 m)	13	6,6	10 187	1 925	3,25	2 630	67,8	80,1	53,1	969	6 131	2,1	0,07	1,5	209	71,8	6,72	21,4	NaHCO ₃ -Cl			
26	v obci (1,8 m)	8,5	6,4	4 214	2 100		1 033		116,2	40,4	382	2 636	4,9		0,6		63	16,9	19,9	Na(Ca)HCO ₃ -(Cl)			
27	Dubová – prameň v kadlube		6,6	6 756	983	0,64	1 860	33,7	77,2	19,5	1 030	3 526	2,9	7,4	1,5	163	60	6,2	33,4	NaHCO ₃ -Cl			
28	Mikulášová – štávia		6,6	6 903	1 958	0,99	1 859	47	200,6	30,3	1 484	3 044	1,65	11,7	2,3	164	40,6	13,2	45,5	Na(Ca)Cl-HCO ₃			
29	Bardejovské Kúpele – Herkules (30 m)	18	6,5	9 336	2 285	2,25	2 300	109	197,2	44	950	5 482	1,89	2,91	1,1	202	65,1	11,7	22,9	Na(Ca)HCO ₃ -Cl			
30	Hlavný prameň (3,36 m)	12,8	5,9	4 051	2 493	1,56	885	47,9	132,8	34,2	377	2 385	10,63	0,75	0,3	121,6	57,95	20,15	21,2	Na-CaHCO ₃ -Cl			
31	Petrová – prameň pri PD	11	6,8	2 425	1 586	0,32	245	16,4	296,5	41,3	47	1 708	7,41	0,35	0,2	0,00	30,6	59,1	4,58	Ca-NaHCO ₃			
32	prameň pri hruške	11	6,1	2 018	2 053	0,01	37	2,5	411,8	26,3	2	1 476	5,35	0,2	0,03	14	5,8	89,7	0,34	CaHCO ₃			
33	prameň pred kaplnkou	11	5,9	1 876	2 002	0,03	59	4,3	365,7	25,1	3	1 373	10,29	0,32	0,1	3	9,8	86	0,44	CaHCO ₃			
34	Frička – kyselka	11	7,1	4 262	1 012	0,99	804	51	208,8	82,4	182	2 867	5,76	1,02	0,2	25	55,3	34	9,84	Na-CaHCO ₃			
35	Vyšný Tvarožec – kyselka	11	6,5	2 705	1 302	0,2	353	27,2	248,9	57,2	7	1 976	7,41	0,2	0,1	3	46,8	51,5	0,64	Ca-NaHCO ₃			
36	Nižný Tvarožec – kvašná voda	9,5	5,8	1 479	1 538	0,5	182	11,9	142,5	33,3	68	958	16,05	0,45	0,2	4	31,5	53	10,8	Ca-NaHCO ₃ -(Cl)			
37	Gabolto – prameň pri križi	10,5	6,1	2 306	1 476	0,13	223	15,4	247,5	80,8	8	1 690	10,3	0,18	0,03	0,3	32,6	64,7	0,84	Ca-NaHCO ₃			

Tab. 2 Chemické zloženie niektorých karpatských minerálnych vôd vo flyšovom pásme (pokračovanie).

Č.	Lokalita – vodný zdroj (hĺbka vrt, kopaná studňa, prameň)	T. vody (°C)	pH	TDS	CO ₂	Li ⁺	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Br ⁻	I ⁻	HBO ₂	A _i , A ₂ , S _i (Cl)			Chemický typ	
																	(ekv. %)				
38	Šarišské Čierne – Kyslá voda	12	6,2	7 106	1 260		1 770		60,12	77,09	120	4 979	65,42		0,4			80	10,3	3,9	Na(Ca)HCO ₃
39	domová studňa č. d. 101 (12 m)	8	6,3	4 537	750		1 044		74,2	79	77	3 124	108,2		0,4			69	17,3	3,9	Na(Ca)HCO ₃
40	domová studňa č. d. 57 (11 m)	13	6,2	1 183	530		125		116,2	46,9	73	683	89,3		0,1			0,9	47,4	13,6	Ca-Na-AlHCO ₃ -(Cl)
41	Hažlín – prameň na lúke	10,5	6,7	1 745	645	0,24	290	18,5	102,2	29,8	69	1 141	10,7	0,33	0,3	22		51,6	36	9,5	Na-CaHCO ₃
42	Snakov – prameň za križom	11	6,2	1 391	1 839	0,14	54	5	196,8	44,3	5	982	8,64	0,16	0,06	0,00		13	81,9	0,9	Ca(Na)HCO ₃
43	prameň v obci pri potoku	10,5	6,4	2 742	1 883	0,32	277	8,3	336,3	50,3	17	1 943	14,8	0,2	0,1	14		34,3	62,5	1,5	Ca-NaHCO ₃
44	Hrabské – prameň nad potokom	11	6,8	4 291	1 148	1,7	619	27,8	271,7	137,6	32	3 111	1,23	0,35	0,1	14,5		50,5	47	1,8	Na-CaHCO ₃
45	prameň na hornom konci	11	6,6	4 021	1 740	1,35	458	26,1	329,6	158,4	15	2 940	7,41	0,14	0,1	14		39,7	58,5	0,88	Ca-NaHCO ₃
46	prameň pri poľnej ceste	11,5	6,2	1 600	1 773	0,03	10	2,9	292,9	53,8	3	1 150	13,6	0,2	0,1	1		0,36	94,6	0,52	CaHCO ₃
47	prameň pri gerlachovskom chotári	13	6,2	1 921	1 681	0,3	95	9,8	265,9	67,7	6	1 379	20,16	0,23	0,04	2		16	80,4	0,78	Ca(Na)HCO ₃
48	tri pramene v potoku	11	6,8	5 881	1 718	2,28	786	37,6	423,9	207,3	82	4 185	20,2	0,53	0,2	20,5		44,1	51,8	3,26	Ca-NaHCO ₃
49	Gerlachov – Kyselka	10	5,9	2 082	2 310		136		262	83,6	16	1 523	21					19,1	76	1,77	Ca(Na)HCO ₃
50	Šarišský Štiavnik – Ščava v kúpeľoch	19	6,8	5 893	601	0,84	1 527	24	34,47	5,23	125	4 008	1,23	0,94	0,47	81		90,9	3,14	5,36	NaHCO ₃
51	prameň v skruži (3,5 m)	10,5	7,1	3 274	350	0,52	768	13	73,55	12,89	59	2 257	9,88	0,55	0,37	37,5		82,24	12,28	4,46	NaHCO ₃
52	ŠS-4B (110 m)	12	6,9	6 298	887	0,85	1 610	25,6	52,5	5,84	139	4 331	2,47	0,90	0,74	88		90,18	4,2	5,48	NaHCO ₃
53	Radoma – Kyselka na lúke	12	6,9	6 399	728	0,83	1 637	26,1	50,9	6,2	142	4 392	1,23	1,06	0,51	74		89,88	4,06	5,46	NaHCO ₃
54	prameň pod cestou	12,7	6,7	1 793	500	1,4	267,7	6,2	160,3	24,8	29	1 233	47,3		0,10	9,7		46,17	45,49	3,66	Na-CaHCO ₃
55	Zborov – Z-1 (5 500 m)	13	7,1	16 422	1 473	9,5	4 350	202	118,4	42	1 216	9 617	707,6	10,9	13,7			71,5	4,5	16,6	NaHCO ₃ -(Cl)
*56	Zboj – Zboj-1 (5 002 m)			56 146			19 553	242	910	380	30 133	4 209	679	26,7	13			0	7,4	91,2	NaCl
**57	Oravská Polhora – PFJ-1 (2 417 m)	31,3	7,2	46 892	115	32,6	17 150	243	449	117,4	27 725	740	9,6	136	18			1,5	0,06	95,3	NaCl
**58	Rabka – Krakus (19 m)			21 519			7 940				11 818	1 464	9,8					4,5	2,13	93,2	NaCl
**59	R-18 (120 m)	10,4	7,7	25 728		17	9 600	33	61,5	46,5	14 263	1 521	40	79,8	21			4,07	1,6	93,9	NaCl
*60	Iwonicz – Elin 7 (237 m)	13	7,1	7 865	154	2,25	2 580	23	61,2	21,6	3 134	1 832	0,75	12,7	3,7	139,3		21,2	4,09	74,6	NaCl-HCO ₃
*61	Rymanów – Tytus (2 m)	10,1	6,7	8 283	1 048	5,9	2 625	49,5	151,6	28,8	3 575	1 599		15,3	3,9	172,5		12,6	7,8	79,3	NaCl-(HCO ₃)
**62	Szczawa – Hana (8 m)	9,2		7 236	985		2 230		40	33,8	1 819	3 020	54,7		2,5			43,39	4,6	50,3	NaCl-HCO ₃
**63	Szczawnica – Magdalena (3,45 m)	16	6,3	10 572			2 950				2 199	4 958	148,8		3			44,75	10,7	42,4	Na(Ca)HCO ₃ -Cl
**64	Krynica – Zuber 3 (626 m)	10,5	6,9	28 370	2 042	26,5	9 600	350	129	293,6	1 149	19 228	65,18	3	2,2	45,5		79,4	9,6	9,37	NaHCO ₃
**65	Luháčovce – Elektra (81,4 m)	14	6,7	13 764	1 425	52	3 760	260	149,1	34,5	2 979	6 478	4,53	11	16	529,6		50	5,5	44,2	NaHCO ₃ -Cl
**66	Vincentka (6,5 m)	11,5	6,1	8 022	2 150	27,5	2 017	166	245,3	18	1 519	3 989	5,76	6,3	6,4	305,8		47,2	12,5	39,6	Na(Ca)HCO ₃ -Cl

Pôvod údajov: (11, 15, 16, 17) N. Pacindová, 1995, (2, 3, 58, 63) N. Pacindová et al., 1997, (1, 26, 29, 30, 38, 39, 40, 49, 54), P. Krahulec et al., 1978, (5, 6, 7, 8, 9, 10, 12, 13, 14, 18, 19, 20, 25, 27, 28, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 37, 41, 42, 43, 44, 45, 46, 47, 48, 50, 51, 52, 53), O. Franko a M. Zakovič, 1980, (4), M. Haluška, 1967, (65, 66), O. Franko, S. Gazda a M. Michalíček, 1975, (21, 59, 60, 61, 62, 64), J. Dowgiallo, 1976, (22, 23, 24), P. Lesniak, 1980, (55), D. Wunder et al., 1991 (56), M. Zakovič in T. Koráb et al., 1982, (57), M. Zakovič et al., 1988.

Poznámka: Chemické typy minerálnych vôd reprezentujú ióny, ktoré majú väčšie zastúpenie ako 20 ekv. %: Na-CaHCO₃ a 10 – 20 ekv. %: Na(Ca)HCO₃

* zdroj mimo študovanej oblasti a súčasne aj mimo magurskej jednotky

** zdroj mimo študovanej oblasti, ale sa nachádza v magurskej jednotke

Minerálne vody jednotky Obidowa – Slopnice – Zboj

Vo všeobecnosti minerálne vody v tejto jednotke dosahujú mineralizáciu od $16,4 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ do $56 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$. Chemický typ sa pohybuje od $\text{Na-HCO}_3\text{-(Cl)}$ až po Na-Cl . Rozdiely v chemickom zložení vôd sú všeobecne dané výstupom preplynených vôd s talasogénnou mineralizáciou zo zvodnených neogénnych sedimentov na severoeurópskej platforme po tektonických poruchách do tektonických brekcií a pieskocov v jednotke Obidowa – Slopnice – Zboj. Voda sa dostáva do horninového prostredia, kde dominujúcim minerálom je kremeň (50 %), pričom základnú hmotu pieskocov tvorí sericit a chlorit – produkty rozpadu živcov (Koráb a Ďurkovič, 1980). V tomto horninovom prostredí sa vplyvom vysokého tlaku pCO_2 a teploty v rozsahu 250 – 300 °C rozkladajú sodíkové silikáty (Lesniak, 1980). Z ďalších faktorov vplývajúcich na formovanie minerálnych vôd sa ako dôležitý ukazuje *charakter obehu* (pórovitosť a rýchlosť prúdenia minerálnych vôd), ktorý vplýva na termodynamické a hydrodynamické podmienky. Tieto činitele v rôznej miere ovplyvňujú rozpúšťaciu schopnosť vody, rozpustnosť niektorých minerálov a prítomných plynov aj intenzitu mineralizačných procesov.

Rozdielnu mineralizáciu vôd môže spôsobovať aj rôzny podiel atmosférických vôd v jednotlivých bazénoch, ktoré boli izolované, ale pred prekrytím paleogénnymi sedimentmi sa mohli zriediť vodou z riek a zrážok (obr. 3).

Vzťah chemického zloženia minerálnych vôd magurskej jednotky a jednotky Obidowa – Slopnice – Zboj

Minerálne vody magurskej jednotky v sv. časti Slovenska vystupujú na významných tektonických zónach. V chemickom zložení niektorých vôd môžeme sledovať prítomnosť zložiek typických pre minerálne vody s talasogénnou mineralizáciou. Vody podobného charakteru sa v tejto oblasti zistili aj v podloží magurskej jednotky v tektonických brekciách a pieskococh jednotky Obidowa – Slopnice – Zboj. Vzhľadom na tektonické prepojenie puklinových kolektorov z obidvoch tektonických jednotiek je prítomnosť týchto minerálnych vôd v jednotlivých hydrogeologických štruktúrach veľmi pravdepodobná. Vzťah medzi minerálnymi vodami spomínaných tektonických jednotiek názorne ukazuje graf na obr. 4, kde bolo vyčlenených 5 skupín:

I. skupina (Oravská Polhora, Zboj) reprezentuje vody so zvýšeným obsahom chloridov až o 40 % oproti obsahu v súčasnom oceáne. Ide o vody jednotky Obidowa – Slopnice – Zboj, ktoré sa tu dostali pravdepodobne po zlomoch z izolovaných bazénov na severoeurópskej platforme. V týchto bazénoch vyplnených zvodnenými sedimentmi neogénu sa nachádzajú odparené a zahustené vody.

II. skupina (Rabka) reprezentuje vody otvorených morí, prípadne morské vody málo ovplyvnené paleoinfiltráciou. Je v nich o 20 až 40 % menej chloridov ako v súčasnom oceáne.

III. skupina (Zborov) reprezentuje vody oceánov, ktoré boli metamorfované CO_2 a možno uvažovať aj o určitom podiele paleoinfiltračných vôd. Spojnica bodov Rabka –

Zborov – Zboj reprezentuje dosiaľ známe minerálne vody z tektonicky podrvených pieskocov na šmykových a presunových zónach jednotky Obidowa – Slopnice – Zboj. Vzhľadom na puklinovú priepustnosť pieskocov môžeme predpokladať, že minerálna voda v nich je z prevažnej časti z izolovaných bazénov vyplnených sedimentmi neogénu na severoeurópskej platforme, ktorá vystúpila po tektonike. Menšiu časť môžu tvoriť aj vody z diagenézy flyšových sedimentov. Vzhľadom na polohu niektorých bodov (Wysowa a Cigel'ka) vo vzťahu k tomuto trojuholníku môžeme predpokladať, že majú pôvod v sedimentoch jednotky Obidowa – Slopnice – Zboj.

IV. skupina (minerálne vody vľavo od spojnice Zborov – Rabka, ktoré majú obsah chloridov < 20 % oproti obsahu v súčasnom oceáne) reprezentuje výraznejšie ovplyvnené vody oceánu paleoinfiltráciou, resp. infiltráciou. Minerálne vody na lokalitách v Cigel'ke, Wysowej, Bardejovských Kúpeľoch a Dlhej Lúke poukazujú na priamy vzťah s minerálnymi vodami jednotky Obidowa – Slopnice – Zboj. V prípade Luhačovíc možno uvažovať s vodami neogénu, ktoré sa nachádzajú v bazénoch na Českom masíve pod flyšovým pásmom. V ďalších lokalitách možno tento vzťah predpokladať. Minerálne vody v Rymanowe a Iwoniczi majú hlavnú zložku svojho chemického zloženia veľmi podobnú vodám z Rabky. Vody z Mikulášovej a Szczawy majú hlavnú zložku svojho chemického zloženia niekde medzi vodami z Rabky a Zborova, bližšie však k vodám z Rabky.

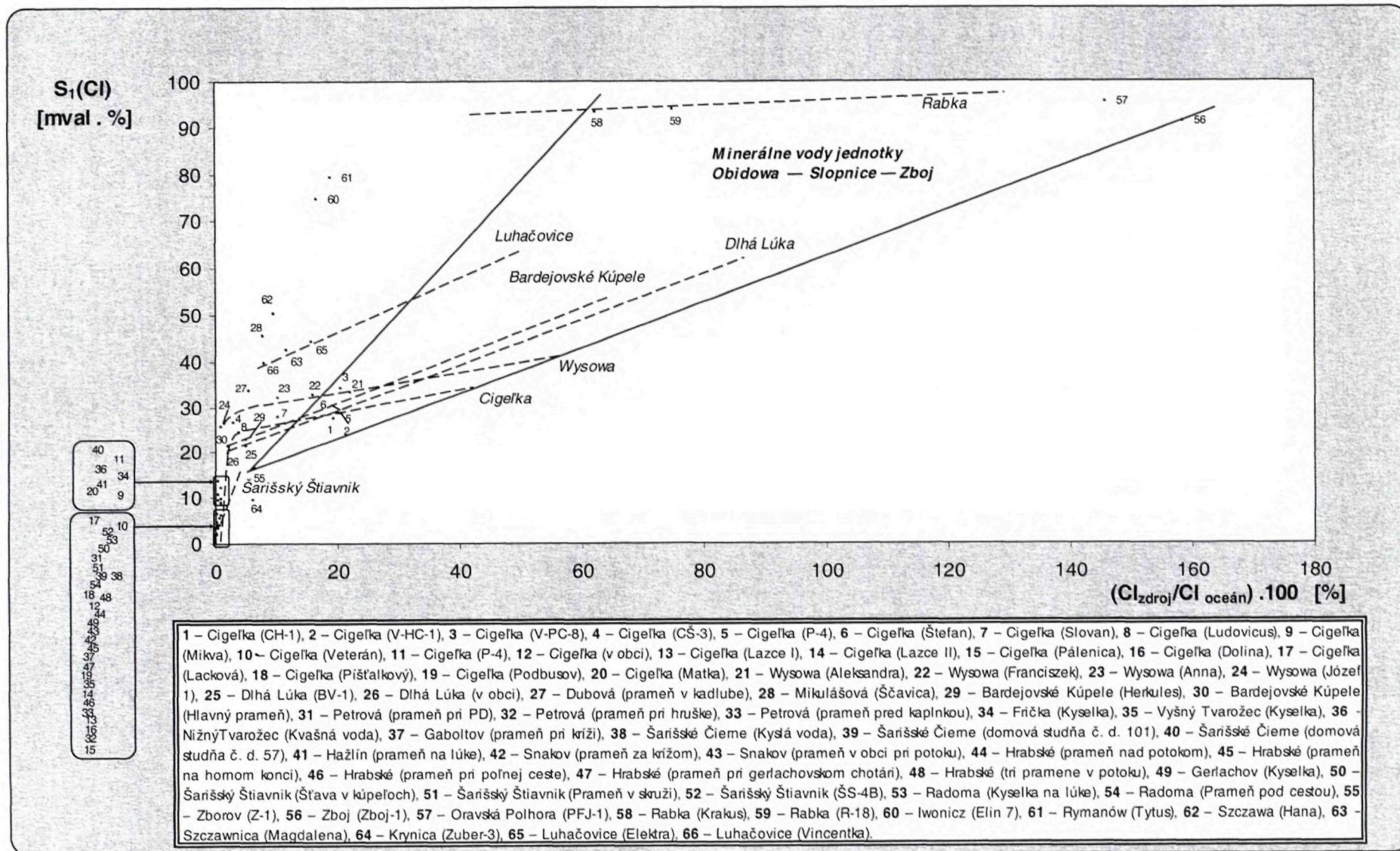
V. skupina (minerálne vody v rámčekoch) reprezentuje minerálne vody magurskej jednotky s prevahou plytkého obehu, pričom pri niektorých (Cigel'ka, Frička, Šarišské Čierne a Nižný Tvarožec) z nich sa objavuje aj výraznejší vplyv hlbinej zložky chemického zloženia.

Zaujímavé postavenie má minerálna voda z Krynice. Časť jej chemického zloženia tvoria infiltrované vody a časť vody z jednotky Obidowa – Slopnice – Zboj, ktorá by sa mala podľa charakteru geologickej stavby nachádzať v podloží magurskej jednotky. Zdroje minerálnej vody v Cigel'ke patria do troch skupín (III., IV. a V.), pričom III. a IV. skupina patria k zdrojom v centrálnej časti výverovej oblasti, kým V. skupinu tvoria zdroje z okrajovej časti. Zdroje z centrálnej časti sú menej ovplyvnené minerálnymi vodami z tvarožských pieskocov (III. skupina), aj keď pri niektorých zdrojoch (IV. skupina) sa toto ovplyvnenie prejavuje výraznejšie. Takéto priestorové rozloženie zdrojov minerálnych vôd je spôsobené charakterom hydrogeologickej štruktúry.

Genéza minerálnych vôd

Definícia minerálnych vôd a podmienky ich tvorby

Pod termínom minerálne vody vo všeobecnosti rozumieme vody, ktoré sa od obyčajných vôd podstatne odlišujú svojimi vlastnosťami, a to predovšetkým chemickým a minerálnym obsahom a teplotou. Podľa definície Komisie IAH pre minerálne a termálne vody sú to mineralizované podzemné vody spojené s litostratigrafickými formáciami a štruktúrami (zásadne odlišnými od povrchových), v ktorých získali fyzikálne charakteristiky a chemické zloženie spôsobujúce ich významnú odlišnosť od ostatných vôd v tom istom geologickom regióne.

Obr. 4 Vzťah S₁(Cl) z jednotlivých zdrojov minerálnych vôd flyšového pásma Západných Karpát k pomeru Cl_{zdroj}/Cl_{oceán}.

Tvorba minerálnych vôd v študovanom území prebieha vďaka vhodným geologicko-tektonickým podmienkam, z ktorých rozhodujúci význam majú tieto:

- výskyt vhodných puklinových kolektorov (tvarožské a makovické pieskovce magurskej jednotky, kremenné zbojské pieskovce a tektonické brekcie na kontakte magurskej jednotky a jednotky Obidowa – Slopnice – Zboj),

- uchovanie minerálnych vôd s talasogénnou mineralizáciou v podloží magurskej jednotky (výskyt minerálnych vôd s podielom chloridov v jednotke Obidowa – Slopnice – Zboj a ich genetický vzťah k vodám sedimentov neogénu v depresiách severoeurópskej platformy),

- výskyt tektonických porúch so značným hĺbkovým dosahom (prične a pozdĺžne zlomy predstavujú dobré komunikačné cesty na výstup minerálnej vody a plynu; predovšetkým prične zlomy regionálneho charakteru v oblasti vonkajšieho flyšového pásma vyviedli na povrch za prispenia plynového zdvihu minerálne vody z podložných jednotiek magurskej jednotky),

- výstup juvenilného CO_2 (študované územie sa nachádza v oblasti subdukcie severoeurópskej platformy pod karpatský blok, kde sa prejavuje tak terciérny vulkanizmus, ako aj ponáranie mezozoických hornín na severoeurópskej platforme do pásma dynamometamorfózy a termometamorfózy).

Mechanizmus tvorby minerálnej vody v hydrogeologickej štruktúre je ohraničený priestorovo aj časovo a predstavuje systém, v ktorom prebieha celý rad chemických procesov počínajúc rozpúšťaním, hydrolytickým rozkladom silikátov až po ionovymenné procesy. V oblasti flyšového pásma sa stretáme aj s miešaním minerálnych vôd rôznych chemických typov, ale aj s riedením minerálnych vôd vo fluvialných a deluvialných sedimentoch. Tieto procesy zanechávajú svoje stopy na charaktere minerálnych vôd. Ich poznanie si však vyžaduje poznať nielen podmienky výstupu minerálnych vôd, ale aj charakter vôd, a to tak ich chemické, ako aj izotopové zloženie.

Pôvod a úloha plynov v minerálnych vodách

V oblasti Západných Karpát vo flyšovom pásme sa vyskytujú rôzne typy minerálnych vôd nasýtené kyslými (CO_2 , H_2S), prípadne nekyslými (CH_4 a ďalšie uhľovodíky, N_2 , O_2 , Ar, H_2 , He) plynmi.

Vzhľadom na pozíciu magurskej jednotky, ktorá sa nachádza v oblasti subdukčnej zóny, kde sa severoeurópska platforma ponára pod karpatský blok, nemožno vylúčiť žiaden z možných spôsobov vzniku CO_2 okrem atmosférického. V blízkosti tejto zóny sa tak vyskytuje terciérny vulkanizmus, ako aj ponáranie mezozoických hornín na severoeurópskej platforme do pásma dynamometamorfózy a termometamorfózy. Podľa prevládajúcich zložiek – CO_2 , CH_4 a N_2 – sa najväčší podiel plynov pravdepodobne tvorí v metamorfovaných horninách a subakválnych sedimentoch (Sokolov, 1966). Pôvod metánu treba hľadať v terciérnych, prípadne neogénnych sedimentoch v podloží magurskej jednotky, kde sa nachádzajú aj zaujímavé množstvá tohto plynu overené v Zboji, Oravskej Polhore a Zborove. Geochemické analýzy plynov z vrtu Zborov svedčia skôr o migračnom pôvode zistených akumulácií prírodných uhľovodíkov

(Wunder et al., 1991). Horľavé plyny spolu s CO_2 vypínajú pôrovitejšie tektonické brekcie jednotlivých vrásových šupín, kde sa nachádzajú aj minerálne vody.

Pôvod CO_2 pomocou hodnôt $\delta^{13}C$ sa na Slovensku skúmal vo viacerých oblastiach s rozdielnou geologickou stavbou (Cornides a Keckés, 1982). Z oblasti severovýchodného Slovenska sa hodnotilo ako jeden súbor 28 zdrojov minerálnych vôd, a to tak z flyšového pásma, ako aj centrálneokarpatského paleogénu. V Poľsku v blízkosti slovensko-poľských hraníc boli stanovené hodnoty $\delta^{13}C$ v zdrojoch z Wysowej a Krynice (Dowgiallo, 1976).

Z 9 zdrojov v magurskej jednotke severovýchodného Slovenska a dvoch zdrojov z Poľska vznikli dva súbory, ktorých charakter dokumentuje tab. 3.

Hodnota $\delta^{13}C$ (CO_2) je odrazom procesov, pri ktorých vzniká CO_2 v horninovom prostredí. Môžu to byť procesy spojené s biogénnou aktivitou v zemi, z vrchného plášťa alebo z metamorfózy karbonátových hornín. Autori pracujúci s problematikou pôvodu CO_2 stanovili niekoľko hraničných hodnôt alebo intervalov $\delta^{13}C$ podľa jeho pôvodu.

Craig (1956, 1963) uvádza hodnoty $\delta^{13}C$ (CO_2 , g) vznikajúceho z tepelného rozkladu alebo kontaktnej metamorfózy morských vápencov v rozsahu $-3,8$ až $+3,3$ ‰ a v prípade juvenilného pôvodu sa jeho hodnoty pohybujú okolo -12 ‰.

Cornides a Keckés (1982) pre plášťový pôvod CO_2 na Slovensku prijali rozmedzie $\delta^{13}C$ $-7,5$ až $-4,5$ ‰. Posun do vyšších hodnôt $\delta^{13}C$ ako -3 ‰ podľa týchto autorov v oblasti flyšového pásma spôsobuje vo veľkom množstve $CaCO_3$.

J. C. Cerón et al. (2000) uvádzajú hodnoty $\delta^{13}C$ pre biogénne aktivity v zemi od -25 do -22 ‰, z vrchného plášťa v rozsahu od -7 do -4 ‰ a pre pôvod z metamorfózy karbonátových hornín viac ako -2 ‰.

Podľa viacerých hodnôt $\delta^{13}C$ z magurskej jednotky sv. Slovenska, kde sa vyskytujú na jednej lokalite viaceré zdroje minerálnej vody, možno sledovať porovnateľné hodnoty. Porovnateľné sú v zmysle zaradenia do genetického intervalu hodnôt $\delta^{13}C$ charakteristického pre CO_2 z metamorfózy karbonátových hornín. V Bardejove sa tieto hodnoty pohybujú od $-2,5$ do $-0,5$ ‰, pričom v najhlbšie zachytenom zdroji Herkules (30 m) dosahuje hodnotu $-0,5$ ‰. V Cigeľke sa hodnota z dvoch zdrojov – P-1 (30 m) a P-2 (57,8 m) – pohybuje okolo $+4,5$ ‰. Rozdielne hodnoty v rámci jednej lokality pravdepodobne podmieňuje aj spôsob formovania minerálnych vôd. Minerálna voda Bardejovských Kúpeľov vzniká miešaním minerálnej vody meteorického pôvodu a reliktnej vody, pričom prevažuje voda meteorického pôvodu. Minerálna voda zo zdrojov (P-1 a P-2) reprezentuje centrálnu časť výverovej oblasti Cigeľky, kde vystupuje reliktná voda, minimálne ovplyvnená vodou meteorického pôvodu.

Variabilitu hodnôt $\delta^{13}C$ vo flyšovom pásme môže spôsobovať frakcionácia ^{13}C počas nedokončených reakcií. Karbonáty v horninách sú rozpustené neúplne, ako to dokazujú kalcitové žilky. Ak parciálny tlak oxidu uhličitého pCO_2 prevažuje celkový tlak P_T , tak CO_2 uniká z vody a pri rastúcom pH nastáva sedimentácia kalcitu. Sedimentácia kalcitu ochudobňuje vodný roztok o ^{13}C , čo spôsobuje pokles hodnoty $\delta^{13}C$. Následné lúhovanie ^{13}C

Tab. 3 Hydrogeologické štruktúry podľa hodnoty $S_1(\text{Cl})$.

Typ hydrogeol. štruktúry	Podiel ovplyvňovania výsledného chemického zloženia	Nízky	Mierny	Výrazný
	hraničné hodnoty $S_1(\text{Cl})$ [ekv. %]	≤ 5	5 – 20	≥ 20
	lokalita (štát)	zdroje (pramene)		
Z – P	Cigeľka	v obci, Lazce I., II., Pálenice, Dolina, Píšťalkový, Podbusov	Mikva, Veterán, Glória, Lacková, Matka	CH-1, V-HC-1, V-PC-8, CŠ-3, P-4, Štefan, Slovan, Ludovicus
J – PZ	Wysowa (Poľsko)			Aleksandra, Franciszek, Anna, Józef
Z – K	Dlhá Lúka		v obci	BV-1
Z – K	Dubová			prameň v kadlube
Z – K	Mikulášová			šťavica
Z – K	Bardejovské Kúpele			hlavný prameň, Herkules
J – O	Petrová	prameň pri PD, prameň pri hruške, prameň pred kaplnkou		
Z – K	Frička		kyselka	
J – O	Vyšný Tvarožec	kyselka		
Z – K	Nižný Tvarožec		kvašná voda	
J – O	Gabolto	prameň pri kríži		
Z – K	Šarišské Čierne	Kyslá voda, domová studňa č. d. 101	domová studňa č. d. 57	
Z – K	Hazlín		prameň na lúke	
J – O	Snakov	prameň za krížom prameň v obci pri potoku		
J – O	Hrabské	prameň nad potokom prameň na hornom konci prameň pri poľnej ceste prameň pri gerlachovskom chotári tri pramene v potoku		
J – O	Gerlachov	kyselka		
Z – K	Šarišský Štiavnik	prameň v skruži	šťava v kúpeľoch, ŠS-4B	
Z – K	Radoma	prameň pod cestou	kyselka na lúke	
J – Z	Zborov		Z-1	
J – Z	Zboj			Zboj-1
J – PZ	Oravská Polhora			PFJ-1
J – PZ	Rabka (Poľsko)			Krakus, R-18
Z – K	Iwonicz (Poľsko)			Elin 7
Z – K	Rymanów (Poľsko)			Tytus
Z – K	Szczawa (Poľsko)			Hana
Z – K	Szczawnica (Poľsko)			Magdalena
Z – K	Krynica (Poľsko)		Zuber 3	
Z – K	Luhačovice (ČR)			Elektra, Vincentka

Poznámka: J – Z (jednoduchá hydrogeologická štruktúra – zatvorená)
 J – PZ (jednoduchá hydrogeologická štruktúra – polozatvorená)
 J – O (jednoduchá hydrogeologická štruktúra – otvorená)
 Z – K (zložitá hydrogeologická štruktúra – kombinovaná)
 Z – P (zložitá hydrogeologická štruktúra – prechodná)

z obohateného kalcitu pri neustálom prísune CO_2 spôsobuje obohatenie vodného roztoku CO_2 (aq) o ^{13}C . To sa prejaví pozitívnou odchýlkou $\delta^{13}\text{C}$ (Barnes a O'Neil, 1976).

Prítomnosť karbonátov v magurskej jednotke je známa vo forme tmelu, pelokarbonátov a tiež v podobe kalcitovej výplne v tektonicky porušených pieskovochoch. V jednotke Obidowa – Slopnice – Zboj sa prítomnosť karbonátov zistila v podobe tmelu a kalcitových žiliek. Celkový obsah karbonátov v horninách magurskej jednotky a jednotky Obidowa – Slopnice – Zboj sa hodnotila na 71 vzorkách z vrtu Zborov (tab. 4).

Tab. 4 Hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ (CO_2) v minerálnych vodách magurskej jednotky severovýchodného Slovenska a juhovýchodného Poľska.

n	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)		$\Delta\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{13}\text{C}$
	min.	max.		
9	-3	+4,6	7,6	-0,63
11	-11,2	+4,6	15,8	-2,49

Plyny, predovšetkým CO_2 a CH_4 , v oblasti flyšového pásma, kde dominuje puklinová priepustnosť, plnia úlohu transportného média, ktoré vyvoláva plynový zdvih minerálnej vody, a pre minerálne vody v tektonických brekciách a zónach môžu pôsobiť ako dynamický metamorfujúci faktor. Pre minerálne vody, ktoré sa tvorili v depresiách severoeurópskej platformy vyplnených morskými, prípadne brakickými sedimentmi neogénu, predstavuje CO_2 statický metamorfujúci faktor. Počas dlhodobého pôsobenia CO_2 sa chemizmus pôvodných vôd postupne začal meniť z typu Na–Cl na typ Na–Cl– HCO_3 alebo až typ Na– HCO_3 –Cl. Poloha týchto prekrytých sedimentov v hĺbke niekoľko kilometrov (7 až 17 km) spôsobuje zvyšovanie teploty tak horninového prostredia, ako aj samotnej vodnej zložky. Pri tomto pôsobení CO_2 nastáva hydrolytický rozklad silikátov. Na intenzitu tohto procesu má rozhodujúci vplyv parciálny tlak CO_2 . Podľa Gazdu a Pačesa (1975) pri hlbokom obehu s príronom hlbinného CO_2 je vplyv teploty, aj keď sa zdá významný, pravdepodobne menší ako vplyv celkového času, v ktorom voda reaguje s horninovým prostredím, a sumárneho špecifického povrchu obehových ciest.

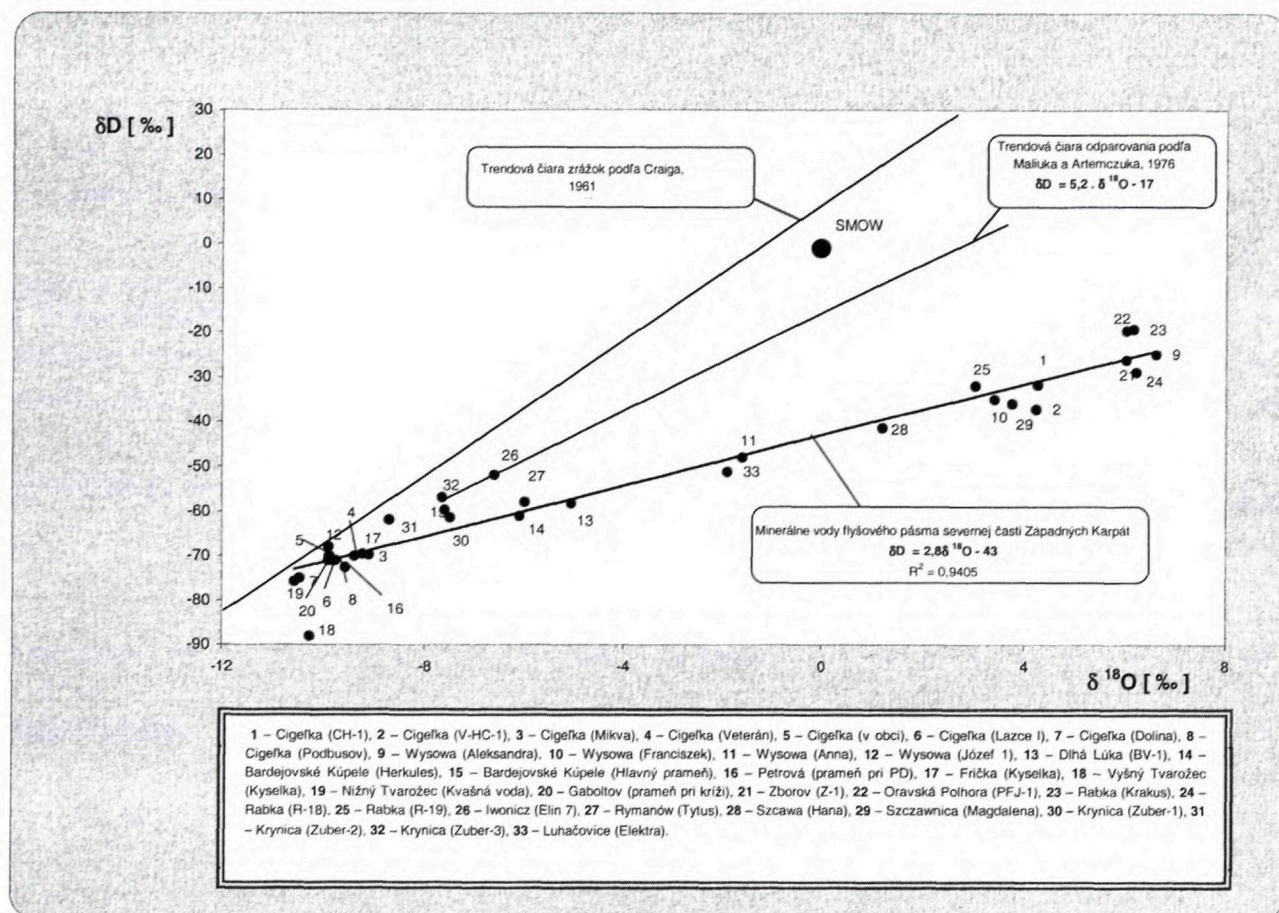
Izotopové zloženie minerálnych vôd

Pri charakterizovaní podmienok tvorby minerálnych vôd vo vzťahu ku geologicko-tektonickej stavbe jednotlivých hydrogeologických štruktúr je potrebné okrem posudzovania chemického zloženia vôd sledovať aj ich izotopové zloženie.

Z pohľadu izotopového zloženia minerálnych vôd (obr. 5 a tab. 5) sa výrazne prejavujú tri skupiny minerálnych vôd. Prvú skupinu môžeme charakterizovať ako vody nachádzajúce sa v grafe závislosti $\delta\text{D} - \delta^{18}\text{O}$ v blízkosti Craigovej zrážkovej čiary (1961). Poukazuje to na pramene s plytkým obehom a s nepatrným vplyvom vôd z hlbších jednotiek. Druhú skupinu charakterizujú vody, ktoré sa v grafe závislosti $\delta\text{D} - \delta^{18}\text{O}$ nachádzajú v oblasti metamorfných vôd v zmysle Taylora (1974). Tretiu skupinu tvoria vody, ktoré sa v grafe závislosti $\delta\text{D} - \delta^{18}\text{O}$ nachádzajú medzi prvou a druhou skupinou, čo poukazuje na miešanie vôd z týchto skupín.

Ak sa pozrieme na graf závislosti $\delta\text{D} - \delta^{18}\text{O}$ s dôrazom na chemický typ vôd na jednotlivých lokalitách, zistíme, že sa vedľa seba nachádzajú vody podobného aj rozdielneho chemického typu s podobnou aj rozdielnou mineralizáciou. Z tohto možno usudzovať na rovnaký vývoj sedimentov (kolektorov), v ktorých sa tieto vody nachádzajú, ale na odlišný charakter pôvodných vôd. Aby sa vody z oblasti trendovej čiary zrážok (Craig, 1961) dostali do oblasti metamorfných vôd, musia najprv prejsť procesom odparovania, dostanú sa do oblasti oceánu (trendová čiara odparovania $\delta\text{D} = 5,2 \delta^{18}\text{O} - 17$; Maliuk a Artemčuk, 1976) a až potom vplyvom diagenézy a metamorfózy samotných sedimentov – kolektorov – sa dostanú do oblasti metamorfných vôd (k hodnotám a $\delta\text{D} = -20$ ‰, $\delta^{18}\text{O} = 5$ ‰; Taylor, 1974). Pri tomto procese diagenézy a metamorfózy prebieha izotopová výmena medzi horninovým prostredím a vodou (Sheppard, Nielsen a Taylor, 1971). Ak predpokladáme, že uzavreté vody paleogénnych flyšových hornín, prípadne neogénnych sedimentov v podloží flyšových jednotiek majú podobný charakter ako dnešné more (a to tak po stránke chemického, ako aj izotopového zloženia), potom môžeme uvažovať, že majú $\delta^{18}\text{O}$ a δD okolo hodnoty 0 ‰. Vývoj izotopového zloženia od syngenetických vôd po metamorfné vody flyšového pásma sa potom pohybuje v rozsahu od hodnôt $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta\text{D} = 0$ ‰ po hodnoty $\delta^{18}\text{O} = +18$ ‰ a $\delta\text{D} = -70$ ‰. Tieto hodnoty sú známe pre horninu tvorenú muskovitom, ktorý reprezentuje flyšové horninové prostredie (Hoefs, 1973). Tento proces závisí od dvoch rozhodujúcich faktorov, ako to dokumentuje Taylor (1977), a to od pórovitosti a teploty. Tieto podmienky sú v oblasti flyšového pásma splnené, a to jednak prítomnosťou pórovitých sedimentov – tektonických brekcií – medzi násunmi jednotlivých vrásových šupín jednotky Obidowa – Slopnice – Zboj, jednak hĺbkou uloženia samotných flyšových (od 2 500 m do 10 000 m) a neogénnych sedimentov (10 000 – 16 000 m). Z vrtu Zborov-1 v hĺbke 5 000 m bola dokumentovaná rezervoárová teplota 157 °C (Michalko et al, 1991).

Izotopové zloženie minerálnych vôd overené v jednotke Obidowa – Slopnice – Zboj na lokalite Oravská Polhora ($\delta^{18}\text{O} = +6$ ‰) a Zborov ($\delta^{18}\text{O} = +5,99$ ‰) je podobné (Michalko in Wunder et al., 1991). K týmto vodám majú po stránke izotopového zloženia blízko aj vody z Rabky ($\delta^{18}\text{O} = +6,2$ ‰) a Wysowej ($\delta^{18}\text{O} = +6,6$ ‰), pri ktorých sa tiež predpokladá v podloží magurskej jednotky jednotka Obidowa – Slopnice – Zboje. Tieto vody reprezentujú reliktné vody, o čom svedčí aj uchovaný obsah chloridov v rôznom množstve, ktoré majú z pohľadu izotopového zloženia charakter metamorfných vôd. Na hranici medzi neovplyvnenými metamorfnými vodami a vodami ovplyvnenými meteorickými vodami sa nachádzajú vody z Cigeľky ($\delta^{18}\text{O} = +4,25$ ‰). Väčší vplyv meteorických vôd môžeme sledovať v prípade vôd zo Szczawnice ($\delta^{18}\text{O} = +3,75$ ‰) a Szczawy ($\delta^{18}\text{O} = +1,2$ ‰), ktoré sa nachádzajú v blízkosti trendovej čiary karpatských chloridových vôd. Minerálne vody v blízkosti tejto čiary s hodnotou $\delta^{18}\text{O} < 0$ ‰ už reprezentujú metamorfné vody miešané s minerálnymi vodami, pri ktorých sa výrazne prejavuje meteorická zložka plytkého alebo hlbšieho obeh.



Obr. 5 Izotopové zloženie minerálnych vôd flyšového pásma Západných Karpát.

Tab. 5 Celková karbonátnosť hornín vo vrte Zborov-I (Wunder et al., 1991).

Hĺbkový interval [m]	Tektonické jednotky	Litostratigrafia	Počet vzoriek [n]	Celková karbonátnosť hornín [% hm]
0 – 960	račianska jednotka	belovežské súvrstvie	4	6,55
960 – 2 648		lupkovské súvrstvie	18	8,20
2 648 – 3 731	jednotka Obidowa – Slopnice – Zboj	sedimentárno-tektonická breccia	12	11,12
3 731 – 5 380		zbojské pieskovce	37	11,46

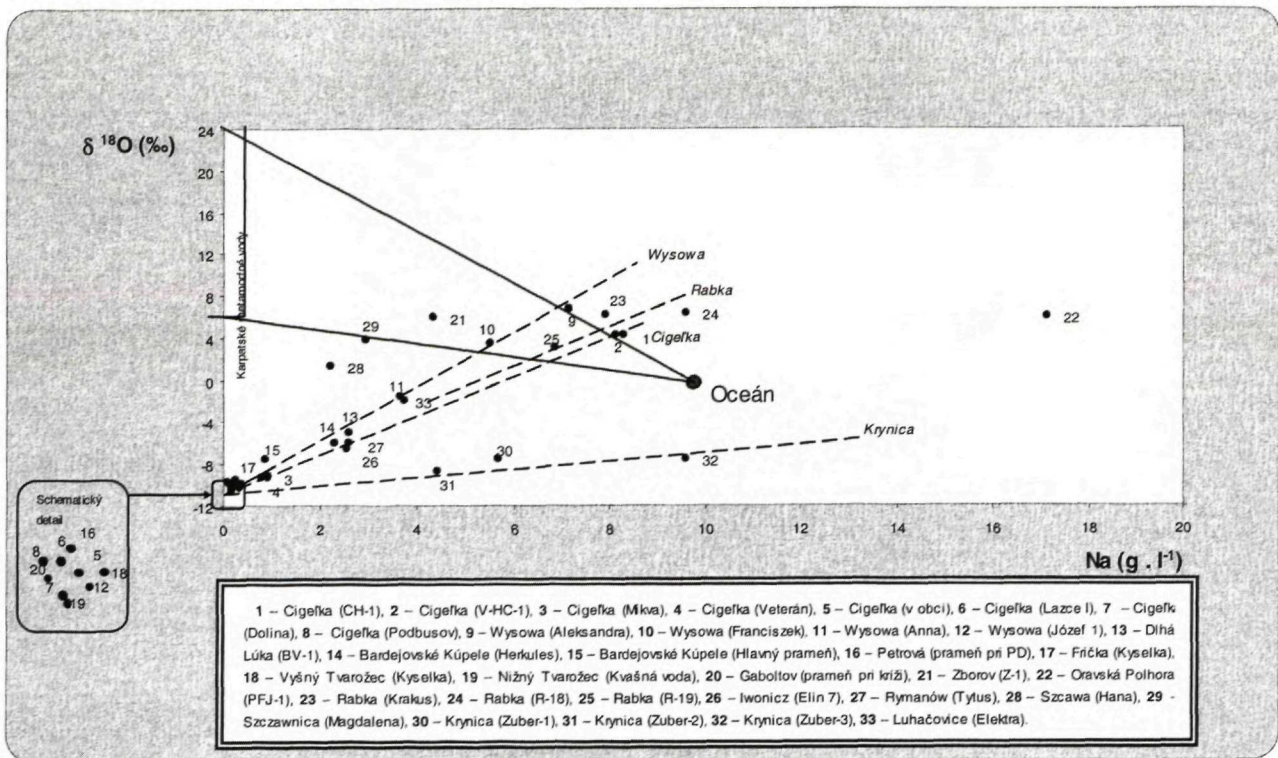
Pri vzájomnom hodnotení karpatských minerálnych vôd z pohľadu vzťahu $\delta^{18}\text{O}$ k $\text{Cl}/\text{Cl}_{\text{oceán}} \cdot 100$ a $\delta^{18}\text{O}$ k Na (obr. 6) môžeme usudzovať, že v zdrojoch/prameňoch z tej istej lokality (Cigelka, Wysowa, Krynica a Rabka) sa minerálne vody postupne miešajú alebo riedia. To, ako sú jednotlivé zdroje/prameňe rozložené, do určitej miery reprezentuje charakter hydrogeologickej štruktúry. Na loka litách s viacerými zdrojmi/prameňmi môžeme sledovať líniu, kde počiatočný člen (zdroj/prameň) reprezentuje jednak najmenej ovplyvnenú časť hydrogeologickej štruktúry, jednak dobre izolovanú zvodnenú tektonickú zónu s minimálnym vplyvom infiltrovaných vôd.

Cigelka. Rozloženie jednotlivých bodov (zdrojov/prameňov) na líniu je možné rozdeliť na tri skupiny. Prvú skupinu reprezentujú body [1, 2] v oblasti na hranici medzi metamorfnými vodami bez vplyvu meteorických vôd a ovplyvnenými metamorfnými vodami. Body [3, 4] predstavujú druhú skupinu s charakterom veľmi blízkym vodám meteorického pôvodu, ale ešte môžeme pri nich

sledovať slabý vplyv aj vôd z prvej skupiny. Tento vplyv je pri bodoch [5, 6, 7, 8] tretej skupiny už veľmi malý. Tieto tri skupiny reprezentujú súčasne aj jednotlivé obehy hydrogeologickej štruktúry. Body prvej skupiny predstavujú vody uzavreté, bez obehu. Vody druhej skupiny reprezentujú vody hlbšieho obehu a tretia skupina vody plytkého obehu.

Wysowa. Bod [9] reprezentuje metamorfné vody a v prípade bodu [10] sú už metamorfné vody ovplyvnené, aj keď len minimálne, meteorickými vodami. Body [11, 12] reprezentujú vody prevažne meteorického pôvodu, pričom pri bode [11] je tento vplyv menší. Z celkového charakteru minerálnych vôd tejto lokality, ako aj geologickej stavby tejto štruktúry (vody vystupujú z lupkovských vrstiev račianskej jednotky porušených zlomovým systémom) vyplýva, že metamorfná voda sa pravdepodobne riedi fluviálnymi alebo meteorickými vodami.

Rabka. Body [23, 24, 25] reprezentujú metamorfné vody bez významného vplyvu meteorických vôd. Jednot-



Obr. 6 Hodnotenie minerálnych vôd flyšového pásma Západných Karpát.

livé body reprezentujú minerálne vody prameňov [23] aj hlbších vrtov [24, 25]. Potvrzuje to, že tieto vody sa nachádzajú v dobre izolovanom kolektore, z ktorého vystupujú po tektonickej poruche.

Krynica. Body [30, 31, 32] reprezentujú vody meteorického pôvodu. Z pohľadu chemického zloženia okrem infiltrovanej vody to ale musia byť aj vody pochádzajúce z paleoinfiltrácie. Tie boli spolu s horninami, ktoré tvoria ich kolektor, vystavené v značnej hĺbke teplote a tlaku CO_2 , pričom pravdepodobne nastal hydrolytický rozklad silikátov. Vzhľadom na vyšší obsah biogénnych prvkov a chloridy tu má určité zastúpenie aj reliktná a metamorfická voda z podložja magurskej jednotky.

Pri charakterizovaní hydrogeologických štruktúr je dôležité poznať nielen chemické, ale aj izotopové zloženie vody v jednotlivých častiach štruktúry. Tým získame lepšiu predstavu o formovaní prítomných vôd a ich pohybe v jednotlivých oblastiach. Od dominujúceho obehu (plytký alebo hlboký) minerálnej vody potom závisí spôsob jej zachytenia a podmienky ochrany hydrogeologickej štruktúry. Podľa charakteru minerálnych vôd a ich izotopového zloženia je možné jednak dešifrovať ich pôvod, jednak kvantifikovať ich vzájomné vzťahy, t. j. určiť podiel jednotlivých genetických typov (tab. 6) pri formovaní výsledného chemického zloženia vôd.

Známe podmienky, pri ktorých sa formuje minerálna voda v Bardejovských Kúpeľoch, do istej miery naznačujú, ako sa môžu tvoriť aj ostatné minerálne vody, ktoré majú rovnaký alebo podobný charakter hydrogeologickej štruktúry. Zdroj Herkules reprezentuje minerálne vody, ktoré sú minimálne ovplyvnené riedením v kvartérnych sedimentoch a vyvierajúca minerálna voda je výsledkom miešania minerálnych vôd plytkého (zlínske

vrstvy $Ca-HCO_3$) a hlbšieho obehu (tvarožské pieskovce $Na-HCO_3$ a jednotka Obidowa – Slopnice – Zboj $Na-HCO_3-Cl$). Zdroj Hlavný prameň reprezentuje minerálne vody, ktoré sú ovplyvnené riedením v kvartérnych sedimentoch ($Ca-HCO_3$) a vyvierajúca minerálna voda je výsledkom miešania minerálnych vôd plytkého a hlbšieho obehu, tak, ako je to v prípade zdroja Herkules. Podobné podmienky tvorby minerálnej vody môžeme sledovať aj na ďalších lokalitách, kde sa mení podiel jednotlivých obehov: Dlhá Lúka, Dubová, Mikulášová, Petrová, Frička, Vyšný a Nižný Tvarožec, Gaboltov, Šarišské Čierne, Radoma, Šarišský Štiavnik, Hažlín, Snakov, Hrabské, Gerlachov, Iwonicz, Rymanów, Krynica a Luhačovice.

Celkom iný charakter formovania minerálnych vôd môžeme pozorovať pri zdrojoch z Cigefky, Wysowej, Zborova, Zboja, Oravskej Polhory, Rabky, Szczawy a Szczawnice. Pri zdrojoch z Cigefky a Wysowej môžeme sledovať, ako sa minerálna voda s talasogénnou mineralizáciou (reliktná voda) v prípade Cigefky mieša s minerálnou vodou tvarožských pieskovcov (okrajová časť výverovej oblasti) alebo cez tektonicky porušené belovežské vrstvy vystupuje v neovplyvnenej forme priamo na povrch (centrálne časti výverovej oblasti). Minerálna voda v zdrojoch vo Wysowej je výsledkom riedenia minerálnej vody s talasogénnou mineralizáciou s vodami fluvialných náplavov potoka Ropa a vodami plytkého obehu.

Minerálne vody overené hlbokými vrtmi v Zborove, Zboji, Oravskej Polhore, Rabke a zo zdrojov Szczawa a Szczawnica reprezentujú vody s talasogénnou mineralizáciou. Ich akumulčné oblasti sa nachádzajú v jednotke Obidowa – Slopnice – Zboj a od povrchu boli izolované

izolátormi. Tieto izolátory boli v prípade Oravskej Polhory, Rabky, Szczawy a Szczawnice porušené hlboko siahajúcimi zlomami, ktorými minerálne vody vystupujú v prirodzených prameňoch.

Tab. 6 Izotopové zloženie minerálnych vôd vo flyšovom pásme Západných Karpát.

Poradové číslo v grafe	Lokalita – zdroj vody (hlbka) vrt, studňa, prameň	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)
1	Cigel'ka – CH-1 (205 m)	4,25 *	-31,8 *
2	V-HC-1 (212 m)	4,22 *	-37,2 *
3	Mikva	-9,09 *	-69,8 *
4	Veterán	-9,39 *	-70,1 *
5	v obci	-9,89 *	-70 *
6	Lazce I.	-9,81 *	-71,2 *
7	Dolina	-10,49 *	-75 *
8	Podbusov	-9,76 *	-71 *
9	Wysowa – Aleksandra (100 m)	6,6 ***	-25 ***
10	Franciszek (50 m)	3,4 ***	-35 ***
11	Anna (36 m)	-1,6 ***	-48 ***
12	Józef I (17 m)	-9,9 ***	-68 ***
13	Dlhá Lúka – BV-1 (17,6 m)	-5,06 *	-58,3 *
14	Bardejovské Kúpele – Herkules (30 m)	-6,1 **	-61,1 **
15	Hlavný prameň (3,2 m)	-7,6 *	-59,8 *
16	Petrová – prameň pri PD	-9,57 *	-72,6 *
17	Frička – kyselka	-9,23 *	-69,6 *
18	Vyšný Tvarožec – kyselka	-10,27 *	-88,1 *
19	Nižný Tvarožec – kvašná voda	-10,57 *	-75,8 *
20	Gabolto – prameň pri križi	-9,95 *	-71,1 *
21	Zborov – Z-1 (5 500 m)	5,9 *	-26,3 *
22	Oravská Polhora – PFJ-1 (2 417 m)	6 *	-19,6 *
23	Rabka – Krakus (19 m)	6,1 ****	-19,3 ****
24	R-18 (120 m)	6,2 ****	-29 ****
25	R-19	3,1 ****	-31,8 ****
26	Iwonicz – Elin 7 (237 m)	-6,6 ****	-52 ****
27	Rymanów – Tytus (2 m)	-6 ****	-58 ****
28	Szczawa – Hana (8 m)	1,2 ****	-41,5 ****
29	Szczawnica – Magdalena (3,45 m)	3,75 ****	-36 ****
30	Krynica – Zuber 1 (810 m)	-7,5 ****	-61,6 ****
31	Krynica – Zuber 2 (670 m)	-8,7 ****	62 ****
32	Krynica – Zuber 3 (626 m)	-7,65 ****	-57 ****
33	Luhačovice – Elektra (81,4 m)	-1,9 **	-51,2 **

Pôvod údajov: * Pacindová et al., 1997; ** Wunder et al., 1991; *** Lesniak, 1980; **** Dowgiallo, 1976.

Reliktne vody s talasogénnou mineralizáciou, ktoré sa nachádzajú v jednotke Obidowa – Slopnice – Zboj, majú z pohľadu izotopového zloženia charakter metamorfných vôd. Tento jav je možné vysvetliť takto:

– prekrytie neogénnych bazénov na severoeurópskej platforme masou flyšových príkrovov a ich pokles do hĺbky 10 až 16 km počas subdukcie platformy,

– vhodné podmienky na izotopovú výmenu medzi horninovým prostredím a vodou sa vytvorili jednak nárastom teploty, jednak prítomnosťou pórovitých kolektorov (piesky neogénu a tektonické brekie medzi šupinami flyšových hornín),

– tektonické poruchy otvorili prekryté neogénne bazény – príron CO_2 spôsobil metamorfózu vôd a pohyb minerálnej vody smerom k povrchu.

Zhodnotenie získaných výsledkov

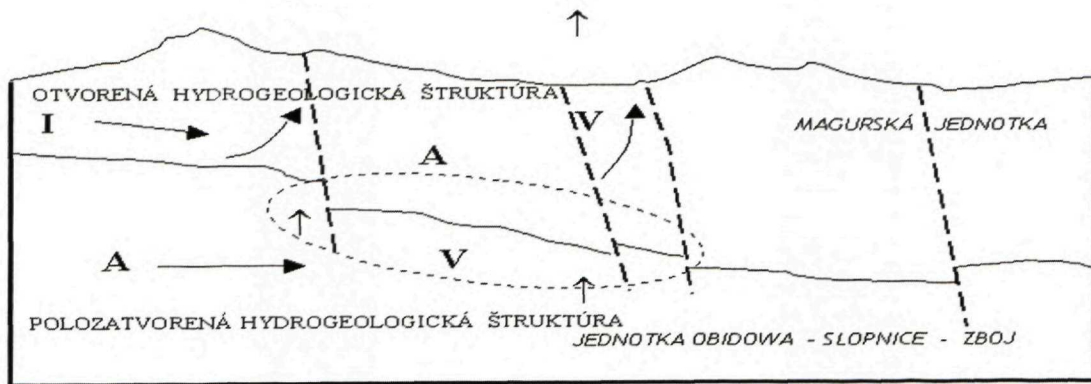
Hydrogeologické štruktúry sa v súčasnosti klasifikujú podľa zásad stanovených O. Frankom et al. (1975) pre jednotlivé typy štruktúr minerálnych vôd Západných Karpát. Podľa toho, či štruktúry majú všetky tri oblasti (infiltračná, akumulácia, výverová), alebo len niektoré, delia sa na otvorené, polootvorené, polozatvorené a zatvorené štruktúry. Pri podrobnom výskume hydrogeologických štruktúr minerálnych vôd vo vonkajšom flyšovom pásme môžeme sledovať, že okrem týchto štruktúr existujú aj štruktúry, ktoré sú blízko seba a navzájom sa ovplyvňujú. Toto ovplyvnenie prebieha pri tvorbe výsledného chemického zloženia vôd alebo pri spoločnom výstupe minerálnych vôd v spoločnej výverovej oblasti.

Prvý prípad (obr. 7) nastáva vtedy, keď dve hydrogeologické štruktúry ležia nad sebou, pričom spodná hydrogeologická štruktúra cez svoju výverovú oblasť ovplyvňuje (spoluvytvára) chemické zloženie minerálnych vôd v akumulácii oblasti vyššie položených hydrogeologickej štruktúry. Takéto hydrogeologické štruktúry môžeme označiť ako kombinované (Marcin, 1993). K týmto hydrogeologickým štruktúram môžeme zaradiť Dlhú Lúku, Mikulášovú, Dubovú, Bardejovské Kúpele, Fričku, Nižný Tvarožec, Šarišské Čierne, Hažlín, Šarišský Štiavnik a Radomu.

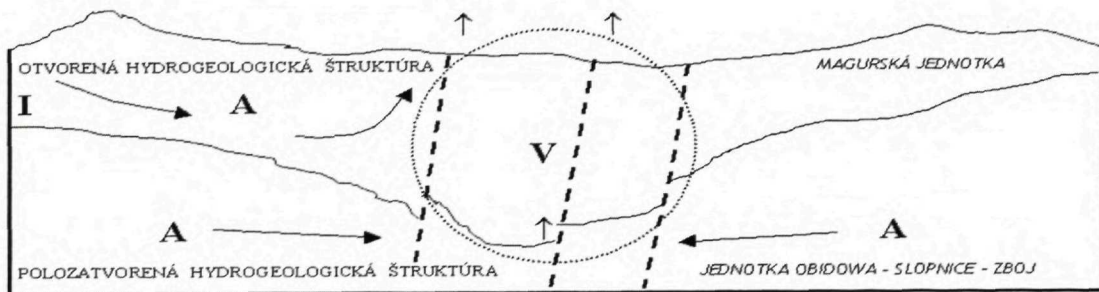
Druhý prípad (obr. 8) nastáva vtedy, keď dve hydrogeologické štruktúry majú spoločnú výstupnú cestu a ich minerálne vody vystupujú v jednej spoločnej výverovej oblasti. Pre tieto hydrogeologické štruktúry je charakteristické vystupovanie minerálnych vôd s rôznym chemickým typom alebo rozdielnou mineralizáciou. Takéto hydrogeologické štruktúry môžeme označiť ako prechodné (Marcin, 1996). K takýmto hydrogeologickým štruktúram môžeme zaradiť Cigel'ku.

Z uvedeného prehľadu vyplýva, že hydrogeologické štruktúry môžeme rozdeliť na jednoduché a zložité. K jednoduchým hydrogeologickým štruktúram zaradíme otvorenú, polootvorenú, polozatvorenú a zatvorenú štruktúru a k zložitým hydrogeologickým štruktúram kombinovanú a prechodnú (Marcin, 1999).

V študovanom území k otvoreným hydrogeologickým štruktúram zaradíme Petrovú, Vyšný Tvarožec, Gabolto, Hrabské, Snakov a Gerlachov.



Obr. 7 Schéma kombinovanej hydrogeologickej štruktúry (I – infiltračná časť, A – akumulčná oblasť, V – výverová oblasť).



Obr. 8 Schéma prechodnej hydrogeologickej štruktúry (I – infiltračná časť, A – akumulčná oblasť, V – výverová oblasť).

Záver

Tento výskum zaoberajúci sa geologickou stavbou výverových oblastí, charakterom hydrogeologických štruktúr, chemickým zložením, ako aj možnou genézou minerálnych vôd vo flyšovom pásme severovýchodnej časti Slovenska, prináša niekoľko zaujímavých výstupov, ktoré dopĺňajú doterajšie predstavy o hydrogeologických štruktúrach Západných Karpát.

V geologickej a tektonickej stavbe výverových oblastí v magurskej jednotke flyšového pásma majú významné postavenie makovické a tvarožské pieskovce, ktoré predstavujú kolektory s puklinovou priepustnosťou. Pri pohľade na výdatnosť ($0,1 - 1,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) prameňov minerálnych vôd v tejto oblasti flyšového pásma zistujeme, že rozhodujúcu úlohu pri ich formovaní má tektonika, dôležitejšiu než charakter hornín. Charakter hornín sa viac prejavuje v schopnosti zachytávať zrážkové vody v zalesnených oblastiach hôr a v ich postupnom uvoľňovaní počas celého roka. To sa odráža v stabilite výdatnosti prameňov s hlbším obehom.

Jednotka Obidowa – Slopnice – Zboj tvorí podložie pre dukliansku a magurskú tektonickú jednotku a smilnianske tektonické okno. Keď sú tieto tektonické jednotky porušené tektonickými poruchami regionálneho charakteru do značnej hĺbky, nastáva prepojenie jednotlivých kolektorov. To má za následok miešanie minerálnych vôd rôznych chemických typov.

V pestrom chemickom zložení minerálnych vôd flyšového pásma východného Slovenska sú zastúpené minerálne vody s petrogénnou, talasogénnou a zmiešanou mineralizáciou. *Minerálne vody s petrogénnou minera-*

lizáciou sú charakteristické pre minerálne vody plytkého obehu magurskej jednotky. S *minerálnymi vodami s talasogénnou mineralizáciou* sa stretávame v podloží magurskej jednotky v jednotke Obidowa – Slopnice – Zboj. *Minerálne vody so zmiešanou mineralizáciou* reprezentujú hlboký obeh v magurskej jednotke a vznikajú miešaním vôd s petrogénnou a talasogénnou mineralizáciou. Minerálne vody jednotky Obidowa – Slopnice – Zboj dosahujú mineralizáciu od $16,4 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ do $56 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ a chemický typ sa pohybuje od $\text{Na-HCO}_3\text{(Cl)}$ až po Na-Cl . Rozdiely v chemickom zložení vôd sú dané výstupom preplyných vôd s talasogénnou mineralizáciou zo zvrátených neogénnych sedimentov v izolovaných depresiách na severoeurópskej platforme. Po tektonických poruchách sa tieto vody dostávajú do tektonických brekcií a pieskovcov jednotky Obidowa – Slopnice – Zboj. Prítomnosť značného množstva CO_2 na tektonických zónach v oblasti medzi Krynicou a Zborovom spôsobuje, že v horninovom prostredí pod vplyvom vysokého parciálneho tlaku pCO_2 a teploty v rozsahu 250 až $300 \text{ }^\circ\text{C}$ sa rozkladajú sodíkové silikáty. Prejavuje sa to aj v chemickom zložení minerálnych vôd a nárastom zložky A_1 .

Hydrogeologické štruktúry minerálnych vôd nachádzajúce sa vo flyšovom pásme východného Slovenska predstavujú územie, pre ktoré je charakteristická existencia *jednoduchých a zložitých hydrogeologických štruktúr*. Pri jednoduchých štruktúrach prevládajú otvorené hydrogeologické štruktúry (Petrová, Vyšný Tvarožec, Gaboltov, Snakov, Hrabské, Gerlachov) a pri zložitých zasa kombinované hydrogeologické štruktúry (Bardejovské Kúpele, Dlhá Lúka, Dubová, Mikulášová, Frička, Nižný Tvarožec, Šarišské Čierne, Hažlín) pred prechod-

Tab. 7 Podiel jednotlivých genetických typov vôd na celkovom chemickom zložení minerálnych vôd.

Lokalita	(štát)	M	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Br ⁻	I ⁻	HBO ₂	rCl/rBr	rNa/rCl	δ ¹⁸ O (‰)	Cl (lok.) . 100 Cl (oceán)			Podiel jednotlivých genetických typov		
		Maximálne hodnoty na lokalite (mg . l ⁻¹)									(%)					
		< 5	5-20	> 20	P	C	M									
Cigielka		29 741	3 936	45,3	28	5,3*	557,5*	505,7*	3,41	4,25*			20,71	30	52	18
Wysowa (Poľsko)		26 143	4 184	60	22	5,9*	883*	190	2,63	6,6**			22,02	30	50	20
Dlhá Lúka		10 187	969	4	0,07	1,5*	209*	27 320**	4,18	-5,06			5,1	70	20	10
Dubová		6 756	1 030	2,9	7,4	1,5*	163*	312,38*	2,78				5,4	75	18	7
Mikulášová		6 903	1 484	1,65	11,7	2,3*	164*	286,73	1,93				7,8	58	32	10
Bardejovské Kúpele		9 336	950	10,63	2,91	1,1*	202*	735,99*	3,73	-6,1			5	72	20	8
Petrová		2 425	47	10,29	0,75	0,2*	14*	334,25*	7,96	-9,57	0,24			93	7	0
Frička		4 262	182	5,76	1,02	0,2*	25*	1 709**	6,82	-9,23	0,95			83	15	2
Vyšný Tvarožec		2 705	7	7,41	0,2	0,1*	3	101	75,9	-10,27	0,036			92	8	0
Nižný Tvarožec		1 479	68	16,05	0,45	0,2*	4	317*	4,15	-10,57	0,35			88	10	2
Gaboltov		2 306	8	10,3	0,18	0	1	111	43,6	-9,95	0,042			92	8	0
Šarišské Čierne		7 106	120	108,2		0,4*			22,7		0,63			82	16	2
Hažlín		1 745	69	10,7	0,33	0,3*	22*	276,14	6,5		0,36			83	15	2
Snakov		2 742	17	14,8	0,2	0,1*	14*	233	25,8		0,089			95	5	0
Hrabské		5 881	82	20,2	0,53	0,2*	20,5*	331,86*	14,7		0,431			90	10	0
Gerlachov		2 082	16	21					12,8		0,084			95	5	0
Šarišský Štiavnik		6 298	139	2,47	0,90	0,74*	88*	356,54*	17,84		0,73			80	18	2
Radoma		6 399	142	1,23	1,06	0,51*	74*	307,77*	17,78		0,74			80	18	2
Zborov		16 422	1 216	707,6	10,9	13,7*		169,25	5,51	6**		6,4		35	45	20
Zboj		56 146	30 133	679	26,7	13*		2 833**	1,0			158		0	90	10
Oravská Polhora		46 892	27 725	9,6	136*	18*		203,9	0,95	6**		145		0	85	15
Rabka (Poľsko)		25 728	14 263	40	79,8*	21*		179	1,05	6,1**		75,0		5	80	15
Iwonicz (Poľsko)		7 865	3 134	0,75	12,7	3,7*	139,3*	247	1,27	-6,6		16,49		48	44	8
Rymanów (Poľsko)		8 283	3 575		15,3	3,9*	172,5*	238	1,11	-6		18,81		47	45	8
Szczawa (Poľsko)		7 236	1 819	54,7		2,5*			1,92	1,2*		9,57		45	50	5
Szczawnica (Poľsko)		10 572	2 199	148,8		3*				3,75*		11,5		40	45	15
Krynica (Poľsko)		28 370	1 149	65,18	3	2,2*	45,5*	383*	9,4	-7,5		6,04		65	30	5
Luhačovice (Česká republika)		13 764	2 979	5,76	11	16*	529,6*	600,3*	1,94	-1,9		15,67		45	45	10

Poznámka: Obsah biogénnych prvkov v morskej vode: Br – 67 mg . l⁻¹, I – 0,06 mg . l⁻¹, HBO₂ – 4,6 mg . l⁻¹; rCl/rBr – 300 (<300 reliktné vody, > 1 000 vody obohatené chloridmi); r Na/rCl – v morskej vode 0,85; hodnoty δ¹⁸O (‰) pre paleoinfiltračnú a infiltračnú zložku (P) sú v rozsahu -12 až -0,1; – pre reliktnú zložku (C) 0 až 4,9 a pre metamorfnú zložku (M) sa pohybujú od 5 do 25.

Br	I	HBO ₂	rCl/rBr	δ ¹⁸ O
> 67*	>0,06*	>4,6*	< 300	300 – 1 000*
			> 1 000**	-12 až -0,1
				0 až 4,9*
				5 až 23**

nými hydrogeologickými štruktúrami (Cigeľka). Existencia jednoduchých a zložitých štruktúr v tejto oblasti flyšového pásma je daná predovšetkým vhodnými geologicko-tektonickými podmienkami, z ktorých rozhodujúci význam majú tieto:

- prítomnosť vhodných puklinových kolektorov,
- prítomnosť minerálnych vôd s talasogénnou mineralizáciou v podloží magurskej jednotky,
- prítomnosť tektonických porúch so značným hĺbkovým dosahom,
- výstup juvenilného CO₂.

Minerálne vody flyšového pásma severnej časti Západných Karpát sú z hľadiska izotopového zloženia charakteristické prítomnosťou vôd *meteorického* a *metamorfného pôvodu*, pričom môžeme pozorovať aj ich miešanie a prechod medzi týmito skupinami. Minerálne vody meteorického pôvodu sú charakteristické pre magurskú jednotku a minerálne vody metamorfného pôvodu sa viažu na sedimenty jednotky Obidowa – Slopnice – Zboj.

Z pohľadu chemického zloženia vôd ide o vody s talasogénnou mineralizáciou (morské, brakické), ktoré boli metamorfované CO₂ vo veľkej hĺbke pri zvýšenej teplote a tlaku. Prítomnosť I poukazuje aj na prítomnosť určitej časti organickej vody (voda uvoľnená z organickej hmoty v sedimente). Genéza týchto vôd tak z pohľadu chemického, ako aj izotopového zloženia sa odvíja od faktu, že pôvodné vody neogénnych bazénov boli uzavreté pod presúvajúcou sa masou flyšových príkrovov, a tak do určitej miery boli zakonzervované. Vody v týchto bazénoch sa mohli odpariť a zahustiť až na úroveň soľaniek, ako aj v rôznom stupni ich mohli ovplyvniť povrchové vody. To môže vysvetľovať veľmi rozdielnu mineralizáciu v jednotke Obidowa – Slopnice – Zboj. Počas neotektonických pohybov boli tieto bazény otvorené a nastal prírón CO₂. Tým nastala metamorfóza pôvodných vôd. Plynový zdvih vyvolal pohyb dovtedy uzavretej vody a vytlačil ju cez porušené zóny do tektonických brekcií jednotlivých vrásových šupín flyšového pásma. Cestou na povrch sa tieto vody zriedili podzemnou vodou kvartérnych sedimentov a na povrch vystupujú vo forme puklinových alebo sutinovo-puklinových prameňov. Podľa údajov z magnetoteluriky (Ryľko a Tomáš, 1998) je podložie karpatského bloku značne členité (hlboké depresie a elevácie). To môže svedčiť v prospech názoru o pokračovaní týchto zlomov až do hĺbky 10 až 19 km. Keďže zlomy diferencujú aj podložie karpatského bloku – severoeurópsku platformu, ide pravdepodobne o hlboko založené zlomy, ktorými sa z oblasti subdukcie pohybovala magma smerom nahor. Tento priebeh dokladajú aj výlevy lávy v oblasti bradlového pásma v Poľsku (Szczawnica) a severne od Prešova.

Využitie údajov o izotopovom zložení vôd v hydrogeológii má rastúci trend. Jedným z dôvodov je určenie pôvodu vôd v kolektore hydrogeologickej štruktúry s prevažne puklinovou, prípadne puklinovo-krasovou priepustnosťou. V prostredí Západných Karpát sa často stretávame s prípadmi, keď niekoľko tektonicky prepojených kolektorov s podobným chemickým zložením vôd vystupuje nad sebou, pričom nie je možné bezpečne určiť, z ktorého kolektora daná voda pochádza. Tento problém, ak to prírodné podmienky dovoľujú, možno riešiť tak, že izotopové zloženie vody daného kolektora

overíme v takej pozícii, kde ho neovplyvňujú iné vody, pričom je potrebné brať do úvahy aj prípadné zmeny podmienok. Ak sme schopní charakterizovať izotopové zloženie vody v kolektore minerálnej vody na viacerých miestach, pričom vylúčime jej ovplyvnenie, potom môžeme z viacerých hodnôt ($\delta^{18}\text{O}$, δD) určiť, aký pôvod [meteorický, syngenetický (formačný), metamorfný] má minerálna voda v celom kolektore, prípadne v ktorej časti štruktúry sa minerálne vody miešajú. Túto skutočnosť môžeme využiť pri navrhovaní ochrany hydrogeologických štruktúr, kde je potrebné definovať najzraniteľnejšie miesta z pohľadu obehu a formovania vôd. Využitie izotopov pri riešení tejto problematiky popri iných metódach v značnej miere dopĺňa informácie o pohybe molekuly vody v horninovom prostredí. Nezanedbateľnou skutočnosťou je rastúci počet stanovení izotopových charakteristík podzemných vôd. V budúcnosti to prinesie množstvo dokumentačných údajov o vodnej zložke jednotlivých hydrogeologických štruktúr. Pri prácach regionálneho, ako aj lokálneho charakteru to bude predstavovať významný prínos k riešeniu problematiky pohybu vody v horninovom prostredí v rámci hydrologického cyklu.

Literatúra

- STN 75 0111: Vodné hospodárstvo. Názvoslovie hydrogeológie. SUTN, Bratislava.
- Barnes, I. a O'Neil, J. R., 1976: Metamorphic reactions in flysch rocks. In: Pačes, T. et al.: Proceedings international symposium on water-rock interaction. Praha, s. 309 – 316.
- Cerón, J., Martín-Vallejo, M. a García-Rossell, L., 2000: CO₂-rich thermomineral groundwater in the Betic Cordilleras, southeastern Spain: Genesis and tectonic implications. In: Hydrogeology Journal, č. 8, s. 209 – 217.
- Cornides, I. a Kecskés, A., 1982: Deep-seated carbon dioxide in Slovakia: The problem of its origin. In: Geol. Zbor. Geol. carpath., roč. 33, č. 2, s. 183 – 190.
- Craig, H., 1961: Isotopic variations in meteoric waters. In: Science, 1 633, s. 1 702 – 1 703.
- Dowgiallo, J., 1976: Problem of the origin of Na-Cl-HCO₃ mineral waters of the Polish flysch Carpathians (In English). In: Pačes, T. et al.: Proceedings international symposium on water-rock interaction. Praha, s. 12 – 22.
- Franko, O., Gazda, S. a Michalíček, M., 1975: Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 230 s.
- Gazda, S. a Pačes, T., 1975: Použitie termodynamiky pri riešení genetických problémov prírodných vôd. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 62, s. 161 – 185.
- Haluška, M. a Petrivaldský, P., 1988: Bardejovské Kúpele – ochranné pásmo. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hanzel, V. (ed.), Bodiš, D., Böhm, V., Bujalka, P., Fides, J., Franko, O. a Jetel, J., 1998: Geologický slovník – Hydrogeológia. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 301 s.
- Hoefs, J., 1973: Stable isotopes geochemistry. Springer-Verlag, 241 s.
- Koráb, T. a Ďurkovič, T., 1980: K otázke podložia dukelskej jednotky (flyš východného Slovenska). In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 74, s. 65 – 78.
- Lesniak, P., 1980: The origin of chloride waters at Wysowa, West Carpathians. Chemical and isotopic approach (In English). In: Acta geol. pol., roč. 30, č. 4, s. 519 – 550.
- Maliuk, G. a Artemczuk, V., 1976: D/H and ¹⁸O/¹⁶O ratios of formation water as indicators of water-rock interaction.

- In: Proc. Intern. Symp. Water-Rock Interaction, Prague, s. 384 – 355.
- Marcin, D., 1993: Hydrogeologické pomery Bardejovských Kúpeľov. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Katedry podzemných vôd, PriF UK.
- Marcin, D., 1996: Hydrogeological Structure of Mineral Waters in Cigielka (In English). In: Internal Communications of Commission on Mineral & Thermal Waters. Zuurdeeg, B. (ed.), Vianen 1996, IAH – CMTW, Enclosure 7.
- Marcin, D., 1999: Mineral water-bearing hydrogeological structures in the Magura Unit of the Flysch belt, Eastern Slovakia (In English). In: Proc. IAH Congress XXIX – Hydrogeology and Land Use Management. Fendeková, M. a Fendek, M. (eds.). Bratislava, s. 701 – 706.
- Marcin, D., 2001: Vývery minerálnych vôd na tektonických zónach v magurskej jednotke východného Slovenska. In: Podzemná voda, č. 2, s. 172 – 180.
- Michalko, J., Bodiš, D. a Fendek, M., 1991: Izotopové, hydrogeochemické a hydrogeologické zhodnotenie vrtu Zborov-1. In: Wunder, D. et al.: Prognózne overenie zdrojov prírodných uhlíkovdívok v zborovskom antiklinóriu. Ropnogeologické hodnotenie vrtu Zborov-1. Čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Nemčok, J., Zakovič, M., Gašpariková, V., Ďurkovič, T., Snopková, P., Vrana, K. a Hanzel, V., 1990: Vysvetlivky ku geologickej mape Pienín, Čergova, Ľubovnianskej a Ondavskej vrchoviny v mierke 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 131 s.
- Pacindová, N., Bačo, P., Jetel, J., Michalko, J., Komoň, J., Krotký, A., Staňa, Š., Samuel, O., Žecová, A. a Prokop, M., 1997: Ochranné pásma minerálnych vôd v Cigielke. Záverečná správa z vyhládavacieho hydrogeologického prieskumu. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Rytko, W. a Tomáš, A., 1998: Tectonics of the consolidated basement of the Polish Carpathians. In: Przegl. Geol., roč. 46, č. 8/2.
- Sheppard, S. M., Nielsen, R. L. a Taylor, H. P., 1971: Hydrogen and oxygen isotope ratios in minerals from porphyrycopper ore deposits. In: Econ. Geol., roč. 66, s. 515 – 542.
- Sokolov, 1966: Geochimija gazov zemnoj kory i atmosfery. Moskva, Nedra, 299 s.
- Taylor, H. P., 1974: The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. In: Econ. Geol., roč. 69, s. 843 – 883.
- Taylor, H. P., 1977: Application of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and D/H studies to the problems of water-rock interaction in granitic batholiths. In: Proc. 2nd Intern. Symp. Water-Rock Interaction, Strasbourg, 3, s. 70 – 79.
- Wunder, D., Koráb, T., Antonov, P., Dubiniuk, P., Golovackij, J., Surová, E., Širáňová, V., Husák, P., Jandová, B., Michalko, J., Bodiš, D., Fendek, M., Rudínek, R., Birnbaum, J., Faber, P., Borkovcová, D., Kuba, J. a Toušková, H., 1991: Prognózne overenie zdrojov prírodných uhlíkovdívok v zborovskom antiklinóriu. Ropnogeologické hodnotenie vrtu Zborov-1. Čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 45 s.

Hydrogeological structures of mineral waters in the East Slovakian Flysch belt

Summary

The rich occurrence of mineral water springs in the flysch belt territory is a result of complex geological settings and intensive tectonic disruption. Geological settings are defined by the contact of the folded Magura Unit and the Smilno tectonic window with the underlying Obidowa – Slopnice – Zboj Unit,

appearing in the depth of approximately 2 500 m. This area is also affected by tectonic faults of NE – SW and N – S directions. These faults are deeply based, what is reflected in the outflow of mineral groundwater and also by CO₂ effluence.

According to its chemical composition, mineral groundwater in the area is of petrogenic, thalassogenic and mixed types. Mineral groundwater with petrogenic mineralization type is characteristic for the shallow groundwater circulation within the Magura Unit. Thalassogenic mineralization type occurs in the Magura Unit substrata – the Obidowa – Slopnice – Zboj Unit. Mineral groundwater with mixed type of mineralization represent the deep circulation in the Magura Unit and its chemical composition is a result of mixing of thalassogenic and petrogenic mineral water types.

Hydrogeological structures, present in the East Slovakian flysch belt is of both simple and complex settings. From the simple ones, with the prevailing type of open hydrogeological structures are the most important Petrová, Vyšný Tvarožec, Gaboltov, Snakov, Hrabské and Gerlachov hydrogeological structures. The complex hydrogeological structures are either combined (Bardejovské Kúpele, Dlhá Lúka, Dubová, Mikulášová, Frička, Nižný Tvarožec, Šarišské Čierne and Hažlín structures) or transition types (Cigielka). The presence of both simple and complex hydrogeological structures in this part of the flysch belt is a result of suitable geological and tectonic settings. The dominant ones are: the presence of suitable fissure aquifers, presence of thalassogenic mineral groundwater in the substratum of the Magura Unit, deeply cutting tectonic faults and the input of juvenile CO₂.

Mineral groundwater of the flysch belt shows the presence of waters of both meteoritic and metamorphic origin, documented in its isotope composition. Mixing and transition types between those two groups of waters are observed as well. Mineral groundwater of meteoritic origin are typical for Magura Unit, metamorphic origin is bound to the Obidowa – Slopnice – Zboj Unit.

From the point of view of chemical composition development, the waters with thalassogenic mineralization type (sea waters, brackish waters) were metamorphosed by CO₂ in deeper parts, with upraised temperature and pressure. The presence of iodine shows the participation of organic water (water released from organic matrix within the sediment). Genesis of these waters shown in its chemical and isotope composition is evolved from the point, that originally the waters of Neogene Basins were closed and imprisoned by overthrusting Flysch masses and conserved in such meaning. Waters in these basins could be evaporated and condensed up to the level of brines, but also influenced by surface waters in various degrees, what can explain very different T, D, S, contents and mineralization types within the Obidowa – Slopnice – Zboj Unit.

During the neotectonic movements these basins were opened to the CO₂ input what caused the metamorphic transformation of the original waters. The gas lift caused the movement of the previously closed water and pushed it through fractured zones to the tectonic breccias of individual fold slices of the flysch belt. On its route to the surface, these waters were diluted by the groundwater of the Quaternary sediments and on the surface they appear in the form of fissure or debris-fissure springs.

Explanations to the text-figs. and tables

Fig. 1 Outlets of mineral waters on the tectonic zones of regional character (Marcin, 2001; after Nemčok and others, 1990).

Fig. 2 Relation between dissolved solids and chloride concentration in some Carpathian mineral waters and in the Ocean.

Fig. 3 Relation between dissolved solids and sodium concentration in some Carpathian mineral waters and in the Ocean.

Fig. 4 Relation of $S_1(\text{Cl})$ from individual mineral waters sources of the Western Carpathians Flysch belt to the Cl source/Cl ocean ratio.

Fig. 5 Isotopic composition of mineral waters in the Western Carpathians Flysch belt.

Fig. 6 Evaluation of mineral waters in Western Carpathian Flysch belt.

Fig. 7 Scheme of the combined hydrogeological structure.

Fig. 8 Scheme of the transitional hydrogeological structure.

Tab. 1 Deep structural-geological boreholes, which had proven the Obidowa – Slopnice – Zboj unit in northern part the Western Carpathians.

Tab. 2 Chemical composition of some mineral waters in the Carpathian Flysch belt.

Data taken after: (11, 15, 16, 17) N. Pacindová, 1995,

(2, 3, 58, 63) N. Pacindová et al., 1997,

(1, 26, 29, 30, 38, 39, 40, 49, 54) P. Krahulec et al., 1978,

(5, 6, 7, 8, 9, 10, 12, 13, 14, 18, 19, 20, 25, 27, 28, 31, 32, 33,

34, 35, 36, 37, 41, 42, 43, 44, 45, 46, 47, 48, 50, 51, 52, 53) O.

Franko – M. Zakovič, 1980,

(4) M. Haluška, 1967,

(65, 66) O. Franko – S. Gazda – M. Michalíček, 1975,

(21, 59, 60, 61, 62, 64) J. Dowgiallo, 1976,

(22, 23, 24) P. Lesniak, 1980,

(55) D. Wunder et al., 1991,

(56), M. Zakovič in T. Koráb et al., 1982,

(57) M. Zakovič et al., 1988.

Note: Chemical types of mineral waters represent ions, which have greater content than 20 ekv. ‰: Na – CaHCO₃ and 10 – 20 ekv. ‰: Na (Ca) HCO₃.

* Source outside from the area of concern and concurrently outside from the Magura unit,

** Source outside from the area of concern, but situated within the Magura unit.

Tab. 3 Hydrogeological structures after the S_1 value (Cl).

Note: J – Z (simple hydrogeological structure – closed), J – PZ (simple hydrogeological structure – semi-closed), J – O (simple hydrogeological structure – open), Z – K (complex hydrogeological structure – combined), Z – P (complex hydrogeological structure – transitional).

Tab. 4 Values of $\delta^{13}\text{C}$ (CO₂) in mineral waters of the Magura unit in the northeast Slovakia and southeast Poland.

Tab. 5 Total carbonate content of rocks present in the Zborov-1 borehole (Wunder et al., 1991).

Tab. 6 Isotopic composition of mineral waters in the Western Carpathian Flysch belt.

Tab. 7 Portion of individual genetic water types on the chemical composition of mineral waters.

Note: Content of biogenic elements in the sea water: Br – 67 mg · l⁻¹, I – 0,06 mg · l⁻¹, HBO₂ – 4,6 mg · l⁻¹; rCl/rBr – 300 (< 300 relic waters, > 1 000 waters enriched by chlorides; rNa/rCl – in the sea water 0,85; range of values of $\delta^{18}\text{O}$ (‰) for paleoinfiltration and infiltration component (P) varies from -12 to -0,1; – for the relic component (C) from 0 to 4,9 and for metamorphic component (M) from 5 to 25.

Vplyv štruktúry pórov a vlastností vody uzavretej v nich na rozpad hornín

MARTIN ONDRÁŠIK

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Abstrakt. Článok prezentuje výsledky získané v rámci dizertačnej práce, na ktorej autor pracoval na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského a na univerzite v kanadskom Windsore. Dosiahnuté poznatky vychádzajú z výsledkov skúšok uskutočnených na 88 vzorkách prevažne karbonatických hornín. Skúšky na týchto vzorkách boli zamerané na identifikáciu štruktúry pórov hornín, vlastnosti a správanie vody v póroch a odolnosť hornín proti rozpadu.

Z analýzy výsledkov skúšok sa podarilo odvodiť súvislosť medzi štruktúrou pórov a rozpadom hornín, zapríčineným prítomnosťou vody v póroch pri teplote pod bodom mrazu. Na základe identifikácie štruktúry pórov skúšaných vzoriek pomocou zhlukovej analýzy bolo definovaných päť základných štruktúrnych typov pórov hornín: mikropórová štruktúra s malou pórovitosťou, mikropórová, mezopórová, makropórová s kavernami a makropórová štruktúra. Štruktúry boli opísané a názorne ilustrované na schematických obrázkoch a pomocou kriviek efektívnej pórovitosti. Podľa výsledkov skúšok, ako aj na základe početných prác uvedených v literatúre boli jednotlivé skupiny hornín s definovanými štruktúrami pórov charakterizované z hľadiska ich odolnosti proti rozpadu, zapríčinenému prítomnosťou vody v póroch. Pretože len malá časť vzoriek tvorili iné horniny ako dolomity a vápence, zdá sa, že päť definovaných zhlukov nepokryje široký rozsah štruktúr pórov všetkých typov hornín Slovenska. Preto v ďalšom výskume na iných litologických typoch hornín bude potrebné súbor odvodených základných štruktúr pórov hornín rozšíriť.

Úvod

Hornina je jedna z najbežnejších surovín na výrobu stavebných materiálov. Používa sa vo svojej prirodzenej podobe ako prírodný kameň (pätníky, obklady, dlažby a pod.) alebo sa drví na kamenivo do betónov, asfaltových zmesí, násypov a pod. Spôsob jej využitia je podmienený nielen hustotou plôch diskontinuít a vzhľadom horniny, ale aj vlastnosťami samotného materiálu, medzi ktoré patrí aj schopnosť odolávať rozpadu, zapríčinenému podmienkami prostredia, v ktorom sa hornina plánuje použiť.

V suchých klimatických podmienkach horniny pomerne dobre odolávajú rozpadu, pretože na ne pôsobia len extrémne teplotné rozdiely a veterná erózia. Tieto faktory majú vplyv na vzhľad a rozpad hornín väčšinou len po dlhodobom pôsobení. Len čo sa však do pórov v hornine dostane voda, môže sa proces zvetrávania výrazne urýchliť. Voda slúži aj ako médium prepravujúce chemické látky, ktoré zapríčínajú chemické zvetrávanie,

alebo sa sama stáva činiteľom zvetrávania svojimi chemickými, fyzikálnymi alebo termodynamickými vlastnosťami.

Mnohé doteraz publikované práce zdôrazňujú významný vplyv veľkosti pórov hornín a vody nachádzajúcej sa v nich na odolnosť hornín proti rozpadu. Prvé práce opisujúce mechanizmus rozpadu hornín kládli dôraz na tvorbu ľadu a hydraulický tlak v póroch. Táto predstava však nezodpovedala laboratórnym pozorovaniam rozpadu hornín, preto postupne vznikali ďalšie teórie. Hoci od prvej publikovanej teórie rozpadu hornín zapríčineného účinkami teploty pod bodom mrazu uplynulo už 55 rokov (Powersova teória hydraulického tlaku publikovaná v roku 1949), doteraz nebol komplexne vysvetlený mechanizmus rozpadu hornín v dôsledku prítomnosti vody v póroch.

Prezentovaný článok je výsledok dizertačnej práce na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského pod vedením doc. RNDr. Petra Wagnera, CSc., a na univerzite v kanadskom Windsore pod vedením prof. Petra Hudeca, PhD. Cieľom práce bolo nájsť vzťah medzi štruktúrou pórov a rozpadom hornín vplyvom vody prítomnej v póroch. Výsledkom by malo byť vytvorenie klasifikácie štruktúry pórov, na základe ktorej sa horniny s podobnými vlastnosťami môžu zaradiť do skupín podľa predpokladaného spôsobu a intenzity rozpadu, zapríčineného prítomnosťou vody v póroch.

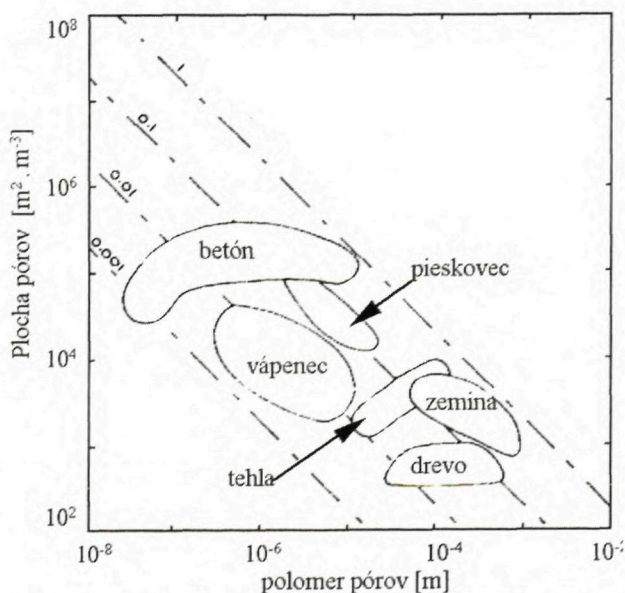
Takto definovaný cieľ má aj priame praktické využitie, pretože ak sa dostatočne preukáže vzťah medzi štruktúrou pórov v jednotlivých vytvorených skupinách hornín a ich odolnosťou proti rozpadu, tak sa podľa zaradenia hornín do týchto skupín dokážu predpokladať aj ich úžitkové vlastnosti. Na základe získaných výsledkov bude potom možné vytvoriť katalóg hornín Slovenska, v ktorom by litostratigrafické typy hornín boli zaradené do skupín charakterizovaných predpokladanými úžitkovými vlastnosťami.

Charakter štruktúry pórov sa zisťoval pomocou skúšok adsorpcie vody, nasiakavosti, nasiakavosti varom, rýchlosti kapilárneho vzliňania a stanovenia objemovej hmotnosti. Vlastnosti vody v póroch sa skúšali ohrievaním vzoriek v mikrovlnnej rúre, meraním množstva zamrzutej vody v póroch a meraním teploty zamrznutia vody v póroch. Na stanovenie odolnosti hornín proti rozpadu sa vykonali skúšky, pri ktorých sa hodnotila odolnosť proti mrazu a odolnosť proti síranu horečnatému, ako aj mrazové rozpínanie.

Prehľad súčasného stavu problematiky

Viaceré výskumy preukázali, že mnohé z vlastností hornín ako adsorpcia, rýchlosť kapilárneho vztlínania, odolnosť proti striedavému zmrazovaniu a rozmrazovaniu, vysušaniu a nasycovaniu, chemická stabilita či odolnosť proti obrusovaniu nezávisia od celkovej pórovitosti, ale od veľkosti pórov a ich proporcionálneho rozdelenia v hornine (Haynes, 1973b; Darr a Ludwig, 1973; Litvan, 1972a, 1972b, 1975; Banthia et al., 1989; Bager a Sellevold, 1986a, 1987; Morioka et al., 1973; Hudec, 1989, 1991, 1993; Verbeck a Landgren, 1960; Neville, 1981; Lewis et al., 1953; Kolivoška, 1993). Uvedené konštatovanie vychádza zo skutočnosti, že väčší výskyt malých pórov poskytuje hornine väčšiu vnútornú plochu pórov ako rovnaký objem pórov rozdelený do veľkých pórov. V póroch s rôznou veľkosťou sa voda správa diametrálne odlišne. Litvan (1984) poukázal na skutočnosť, že veľmi veľká a veľmi malá celková alebo otvorená pórovitosť sa hodnotí ako priaznivá z hľadiska odolnosti stavebných materiálov. Problémy sú s materiálmi, ktorých pórovitosť je niekde uprostred.

Definovaniu veľkosti pórov sa venovalo veľa prác, čomu zodpovedá aj pestrosť definícií veľkosti pórov. Vo väčšine prác je zhoda len v pomenovaní malých pórov – mikropóry – a veľkých pórov – makropóry. Polomer mikropórov sa pohybuje od 1 μm do 100 μm , polomer makropórov od 5 μm do 1 mm a viac. S veľkosťou pórov úzko súvisí merný vnútorný povrch pórov. Je definovaný ako plocha stien pórov (m^2) na jednotkovú hmotnosť hmoty obsahujúcej póry (g) alebo na objem hmoty (cm^3). Celková plocha pórov môže byť veľmi veľká, až niekoľko desiatok tisíc cm^2 na 1 cm^3 , a závisí od veľkosti pórov horniny (Hudec, 1993). Čím sú v hornine s vysokou pórovitosťou menšie póry, tým má hornina väčší povrch pórov. Merný povrch je v princípe odvoditeľný z pórovitosti a rozdelenia veľkosti pórov. Vzťah medzi pórovitosťou, povrchom pórov a rozdelením veľkosti pórov najbežnejších stavebných materiálov je uvedený na obr. 1.



Obr. 1 Pórovitosť najčastejšie používaných stavebných materiálov (Haynes, 1973a).

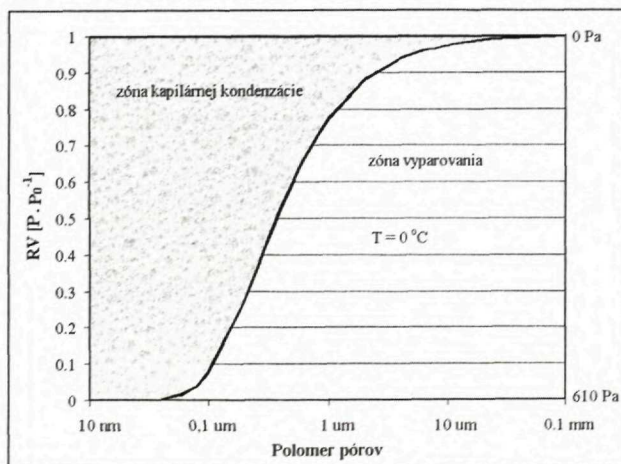
Princíp rozpadu hornín v dôsledku prítomnosti vody v póroch úzko súvisí s procesom adsorpcie vodných pár a ich vzťahom k stupňu nasýtenia horniny vodou. Adsorpcia je schopnosť pevných látok priťahovať na svoj povrch molekuly plynu alebo kvapaliny (Bates a Jackson, 1984). Adsorpcia nastáva, ak na kontakte medzi molekulami plynu alebo kvapaliny a tuhej látky nie je termodynamická rovnováha (Dullien, 1979). Proces adsorpcie pokračuje, až kým sa vytvorí nová rovnováha zodpovedajúca teplote a tlaku prostredia. Veľkosť póru, ktorý môže byť úplne vyplnený adsorbovanou vodou pri danej relatívnej vlhkosti (RV) prostredia, sa môže vypočítať z Kelvinovej rovnice:

$$\ln \frac{p}{p_0} = 2 \frac{\gamma}{r} \frac{M}{RT\rho}, \quad [1]$$

kde:

- p, p_0 je tlak pár adsorbovanej a voľnej vody [Pa],
- p/p_0 relatívny tlak pár (relatívna vlhkosť),
- γ povrchové napätie vody [$\text{N} \cdot \text{m}^{-1}$] pri absolútnej teplote T [°K],
- r polomer póru [m],
- M mólová hmotnosť kvapaliny [$\text{kg} \cdot \text{mol}^{-1}$],
- R plynová konštanta [$\text{J} \cdot \text{°K}^{-1} \cdot \text{mol}^{-1}$],
- ρ objemová hmotnosť kvapaliny [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$].

Výpočty podľa tejto rovnice ukazujú, že pór s polomerom 100 μm môže byť úplne vyplnený adsorbovanou vodou pri relatívnej vlhkosti 95 % (obr. 2).



Obr. 2 Vzťah medzi relatívnou vlhkosťou, veľkosťou pórov a tlakom vodných pár pri nulovej teplote podľa Kelvinovej rovnice.

Z Kelvinovej rovnice možno vypočítať (rovnica 1, obr. 2), že kamenivo s prevahou mikropórov dosiahne významný stupeň nasýtenia už pri strednej alebo veľkej RV. Na obr. 3 je zobrazený vzťah medzi RV a stupňom nasýtenia pre štyri rôzne druhy kameniva. Z obrázka vyplýva, že kamenivo, ktoré má prevahu mikropórov, môže dosiahnuť významný stupeň nasýtenia už pri relatívne malej RV. Stupeň nasýtenia kameniva, o ktorom je známe, že má prevažne makropóry, sa rýchlo znižuje s klesajúcou RV. To znamená, že kamenivo s mikropórmí môže dosiahnuť významný stupeň nasýtenia v prírod-

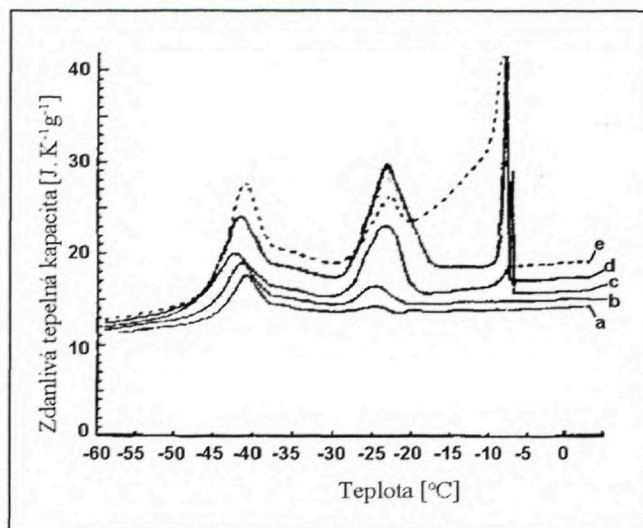


Obr. 3 Vzťah medzi relatívnou vlhkosťou a stupňom nasýtenia pre štyri rôzne druhy kameniva: 1 – čadič, adsorpcia 0,25 %, 2 – granit, adsorpcia 0,45 %, 3 – droba, adsorpcia 2,34 %, 4 – dolomit, adsorpcia 6,68 % (Verdeck a Landgeren, 1960).

ných podmienkach oveľa ľahšie ako kamenivo s makropórmami. Hudec (1989) experimentálne dokázal, že kamenivo z karbonátov s mikropórmami sa nasýti vodou približne dvakrát rýchlejšie ako kamenivo z rovnakého materiálu, ale s makropórmami.

Vo viacerých prácach sa poukazuje na fakt, že ak teplota klesne pod bod mrazu (0°C), tak voda v póroch nasýtených vodou nezamrzne okamžite, ale až po poklese teploty pod teplotu zamrzania vody (Morioka et al., 1973; Litvan, 1972b, 1973; Bager a Sellevold, 1986a, 1987; Banthia et al., 1989). Voda začne zamrzáť najskôr v makropóroch a voda v mikropóroch začne zamrzáť až pri ďalšom poklese teploty (Everett, 1961). Zamrzanie v mikropóroch pri nižších teplotách spôsobujú interakcie medzi stenami pórov a pórovou vodou. Čím je pór menší, tým je teplota zamrzania nižšia (Blachere a Young, 1972). Bager a Sellevold (1986a) pri meraniach pozorovali, že voda v cementovej kaši zamrzá v troch, na kalorimetrickej krivke presne definovaných zamrzáciach lokálnych maximách (obr. 4). Prvá vlna zamrzania sa začína pri teplote okolo -8°C , druhé zamrzanie pri teplote okolo -23°C a tretie pri teplote okolo -43°C .

Powers (1949) ako prvý opísal mechanizmus rozpadu hornín spôsobený zamrzaním vody v póroch. Svoju teóriu pomenoval teóriou hydraulického tlaku. Podľa tejto teórie veľký hydraulický tlak je spôsobený 9-percentným nárastom objemu zamrzajúcej vody v uzavretých pórových systémoch. Verbeck a Landgren (1960) definovali tento tlak ako funkciu celkovej pórovitosti, stupňa nasýtenia, priepustnosti a veľkosti zŕn kameniva. Podľa nich je vyvolaný hydraulický tlak priamo úmerný veľkosti zŕn kameniva a rýchlosti zamrzania vody v póroch a nepriamo úmerný priepustnosti zŕn kameniva. Pri danej priepustnosti zŕn kameniva a rýchlosti zamrzania vody v zrne existuje kritická veľkosť zrna plne nasýteného vodou, ktorá, ak je prekročená, tak hydraulický tlak prekoná medznú pevnosť v ťahu zrna a poruší ho. Kritická veľ-



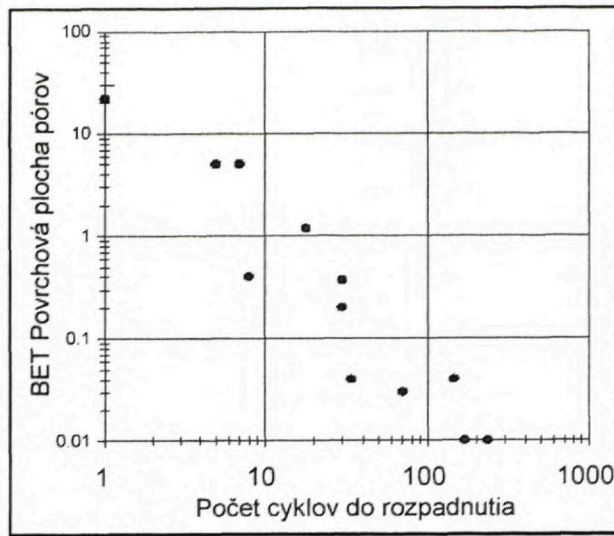
Obr. 4 Kalorimetrická krivka ochladzovanej horninovej vzorky s rôznou pórovitosťou (pričom pórovitosť narastá v smere od „a“ po „e“) (Bager a Sellevold, 1986a).

kosť zrna je preto funkciou priepustnosti, medze pevnosti zrna v ťahu, množstva zamrznuteľnej vody a rýchlosti vychladzovania vody v póroch.

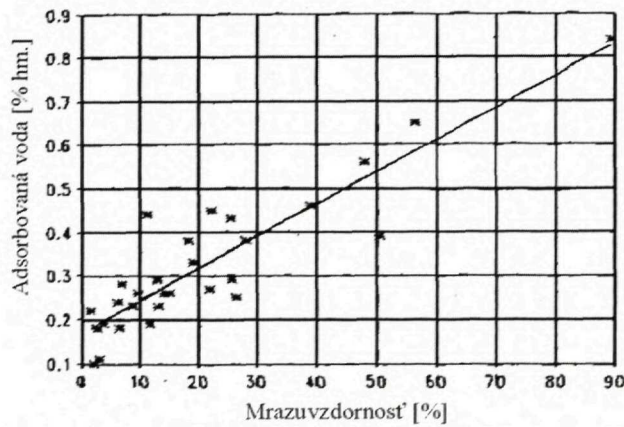
Pretože teória hydraulického tlaku nevysvetlila všetky experimentálne pozorovania, Powers pokračoval v jej zlepšovaní. V roku 1975 publikoval svoju teóriu osmotického tlaku. Voda v kapilárnych póroch a v mikropóroch je v termodynamickovej rovnováhe pri teplote vyššej ako 0°C . Keď sa teplota zníži, termodynamická rovnováha medzi vodou v mikropóroch a makropóroch sa naruší. Voda v mikropóroch sa začne presúvať smerom k makropórom, kde sa začal vytvárať ľad, ktorý má objem väčší o 9 % než pôvodný objem nezamrzutej vody. Tým vytvára tlak na nezamrznutú vodu v póroch. Ak tlak prekročí medznú hodnotu, kamenivo sa nezvratne poškodí.

Kaneuji et al. (1980) uvádzajú výsledky skúšok, pri ktorých sa sústredili na vplyv veľkosti pórov na správanie horniny vystavenej cyklickému zmrazovaniu a rozmrazovaniu. Výsledky naznačili, že pri kamenive s rovnakým objemom pórov je menej trvanlivé to, ktoré obsahuje viac mikropórov a tým má aj veľký merný povrch pórov. K podobným výsledkom dospel aj Hudec (1991, 1998). Na základe pozorovaní vyslovuje pochybnosti, či tvorba ľadu je hlavným deštruktívnym mechanizmom. Ako argument uvádza, že voda v malých póroch nemôže pre svoje termodynamické vlastnosti zamrznúť pri teplote blízkej 0°C . Pritom práve kamenivo s veľkým obsahom mikropórov má veľké straty pri skúškach odolnosti proti mrazu. Hudec túto skutočnosť dokumentuje skúškami, pri ktorých sa pórovité horniny s väčšou vnútornou plochou povrchu pórov rozpadajú po menšom počte zmrazovacích a rozmrazovacích cyklov (obr. 5). Pri nich vychádza vysoká korelácia medzi odolnosťou proti mrazu a adsorpciou ($R = 0,95$) (obr. 6). Dospel k záveru, že množstvo adsorbovanej vody v pomere k voľnej vode rozhoduje o tom, či mechanizmus rozpadu horniny je zapríčinený prevažne osmotickými silami alebo zamrzaním vody a následnými hydraulickými silami. Pomer medzi adsorbovanou a voľnou

vodou je funkciou veľkosti pórov. Ak hornina obsahuje prevažne mikropóry, potom dominujú osmotické procesy. Ak sú dominantné makropóry, potom prevažujú hydraulické sily za predpokladu, že všetky póry sú úplne nasýtené vodou.

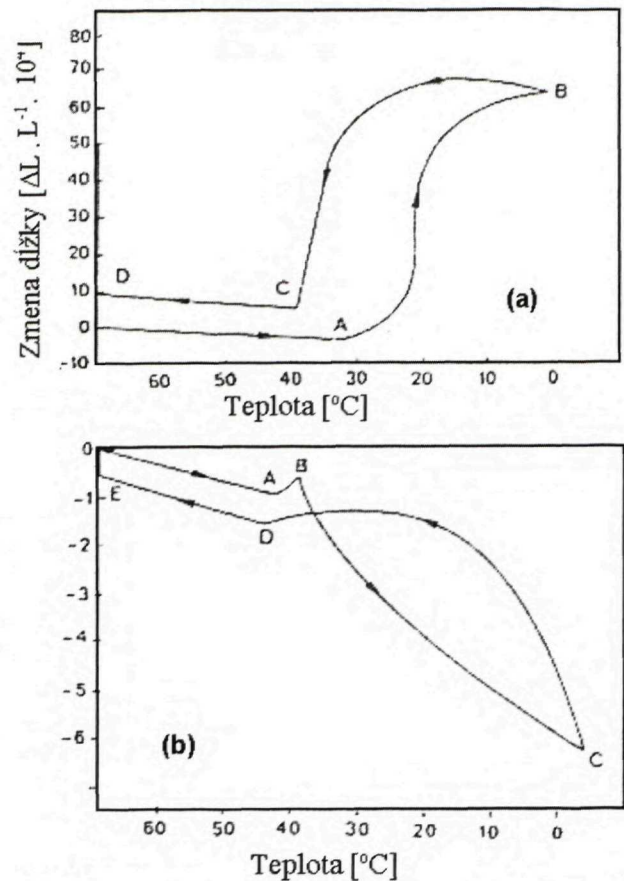


Obr. 5 Závislosť medzi vnútorným povrchom pórov (BET) a odolnosťou proti mrazu (Hudec, 1998).



Obr. 6 Korelácia medzi adsorpciou a odolnosťou proti mrazu, regresná čiara má $R = 0,9$ (Hudec, 1991).

Veľa štúdií porušenia pórovitých hornín mrazom bolo zameraných na problematiku objemových zmien pri rôznych podmienkach a s rozdielnymi adsorbátmi (Beaudoin a MacInnis, 1974; Litvan, 1972a, 1972b, 1973, 1975; Kenji et al., 1990). Beaudoin a MacInnis robili výskum na stvrdnutej cementovej kaši a ako adsorbát použili čistú vodu a benzén. Pozorovali štyri typické krivky v priebehu zmrazovacieho a rozmrazovacieho cyklu. Na obr. 7a sú krivky zmrazovania vzorky nasýtenej čistou vodou. Časť OA Beaudoin a MacInnis označili ako tepelnú kontrakciu, časť AB opísali ako prekryvanie troch efektov – kontrakcie mikropórov vplyvom prúdenia nezamrznutej vody do makropórov, do priestoru medzi ľadom a stenami pórov a rozpínanie vplyvom vzniku ľadu a hydraulického tlaku. Časť BC opísali ako prekryvanie tepelného rozpínania, uvoľnenie tlaku vplyvom rozpúšťania ľadu a rozpínanie vplyvom prenikania kvapaliny do mikropórov.



Obr. 7 Zobrazenie vzťahu medzi zmenou dĺžky a teplotou vzorky: a) nasýtenej vodou, b) nasýtenej benzénom (Beaudoin a MacInnis, 1974).

Poslednú časť krivky, CD, vysvetľujú ako tepelné rozpínanie systému. Ich ďalšie pozorovanie na vzorke z toho istého materiálu, ale v tomto prípade saturovanom benzénom, poukazuje na fakt, že samotné rozpínanie zamrzajúcej vody nie je príčinou celkového rozpínania systému. Dokazujú to tým, že napriek tomu, že benzén svoj objem po zamrznutí znižuje, celý systém po zamrznutí benzénu zaznamenáva zväčšenie objemu (obr. 7b). Časti OA, AB, CD a DE sú opísané ako identické s časťami OA, AB, BC a CD z časti obrázka a) znázorňujúcej skúšku na vzorke nasýtenej vodou. V tomto prípade rozpínanie vzorky vysvetľujú ako vplyv hydraulického tlaku pochádzajúceho z dodatočného rastu kryštálov benzénu v makropóroch, do ktorých postupne prúdi nezamrznutý benzén z mikropórov. Časť BC autori opísali ako urýchlené zmrašťovanie vplyvom desorpcie spôsobenej znížením relatívneho tlaku počas vychladzovania.

Odber vzoriek

Na splnenie vytýčených cieľov bolo potrebné odskúšať veľký počet vzoriek. Zahŕňali široké spektrum rôznych typov štruktúry pórov, od hornín s veľmi malou pórovitosťou až po horniny s veľkou pórovitosťou. Aby sa analýzy mohli sústrediť na štruktúru pórov a neboli komplikované rozdielnosťou vlastností rôznych horninotvorných minerálov, bolo výhodné, aby skúšané horniny boli monominerálne. Týmto podmienkam v plnom rozsahu vyhovoval súbor 88 vzoriek, prevažne karbonátov,

ktoré boli laboratórne odskúšané počas študijného pobytu na Univerzite vo Windsore (Kanada) v rokoch 1996 až 1997.

Skúšané vzorky pochádzali z aktívnych kameňolomov východného a južného Ontária v Kanade. Väčšina z nich bola uložená v archíve hmotnej dokumentácie Katedry vied o Zemi (Earth Sciences) Univerzity vo Windsore. Odtiaľ sa vybrali len tie vzorky, ktoré mali dostatočnú veľkosť na prípravu troch skúšobných valčekov. Archívne vzorky sa ešte doplnili jedenástimi vzorkami, odobranými z kameňolomov vo východnom Ontáriu a na ostrove Pelee v južnom Ontáriu na jazere Erie.

Metodika skúšania

Celkovo sa realizovalo 7 typov skúšok, z ktorých niektoré sa opakovali ako súčasť zložitejších skúšok. Všetky skúšky, okrem skúšky kapilárneho vzliňania, sa robili na troch skúšobných valčekoch pripravených z jedného monolitu. Priemer valčeka bol 19 mm a dĺžka sa menila od 40 do 55 mm (obr. 8). Štruktúra pórov sa hodnotila adsorpciou vodných pár, nasiakavosťou, nasiakavosťou v aro, rýchlosťou kapilárneho vzliňania a stanovením objemovej hmotnosti. Vlastností vody sa hodnotili pomocou ohrievania vzoriek v mikrovlnnej rúre, meraním množstva zamrzutej vody v póroch a meraním teploty zamrzania vody v póroch. Odolnosť proti rozpadu hornín sa hodnotila pomocou mrazového rozpínania, odolnosti proti mrazu a proti NaSO_4 .

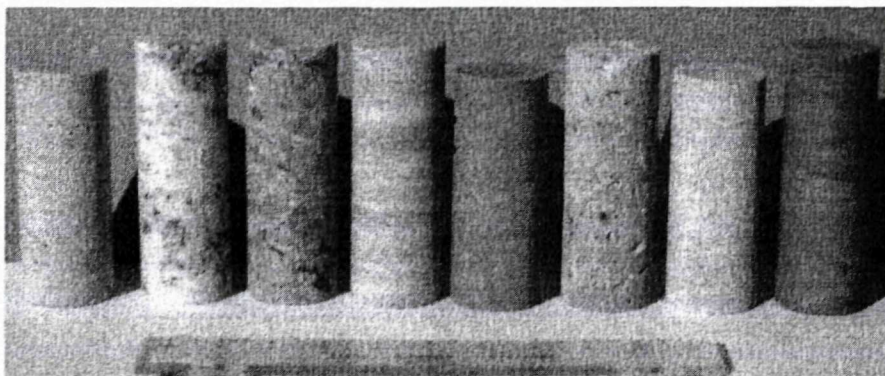
Skúšky sa robili podľa kanadských skúšobných noriem a podľa metodík laboratória Katedry vied o Zemi Univerzity vo Windsore. Dve série skúšok sa navrhli v rámci realizácie výskumu termodynamických vlastností vody v póroch – kalorimetrická skúška a skúška v mikrovlnnej rúre. Obe navrhol profesor P. P. Hudec z Univerzity vo Windsore.

Skúška na meranie množstva pohltenej mikrovlnnej energie bola navrhnutá tak, aby umožnila stanoviť množstvo energie pohltenej suchou vzorkou, adsorbovanou vodou a voľnou vodou. Skúšobné zariadenie je znázornené na obr. 9.

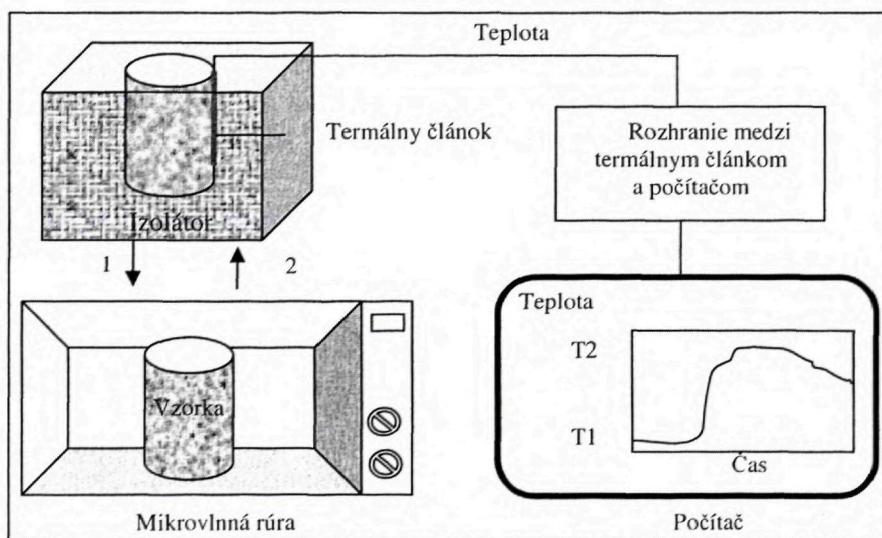
Zariadenie navrhnuté na kalorimetrickú skúšku umožňuje plynule merať teplotu vzorky, teplotu zamrznutia vody v póroch, množstvo uvoľneného skupenského tepla pri zamrznutí vody v póroch a zmenu dĺžky vzorky (mrazové rozpínanie) po zamrznutí vody. Skúšobné zariadenie je zobrazené na obr. 10 a 11.

Zhluková analýza výsledkov skúšok

Na analýzu vzťahov medzi vlastnosťami charakterizujúcimi skúšané vzorky a na rozdelenie vzoriek na skupiny s rovnakými a podobnými vlastnosťami sa použila zhluková analýza. Na opísanie a porovnanie zhlukov sa použila súhrnná štatistika, korelačná analýza, a t-test. Zhluková analýza sa robila pre dve skupiny vzoriek. Prvú skupinu vzoriek označenú ako skupina F tvorili vzorky, ktorých voda v póroch zamrzla počas kalorimetrickej skúšky. Druhú skupinu vzoriek označenú ako N tvorili vzorky, ktorých voda v póroch počas kalorimetrickej skúšky nezamrzla.



Obr. 8 Skúšobné valčeky.



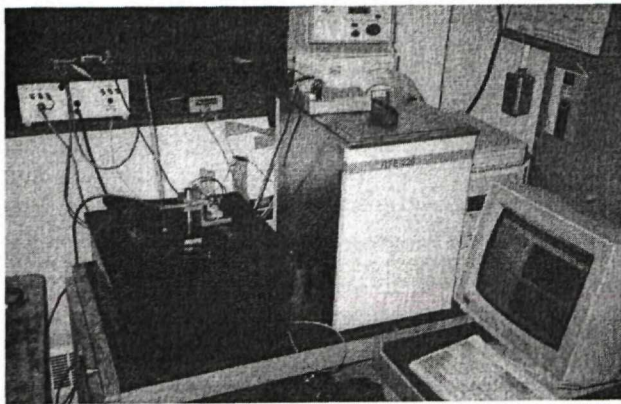
Obr. 9 Schéma zostavy prístroja na skúšku absorpcie mikrovlnnej energie.

Zhluková analýza vzoriek zo skupiny F

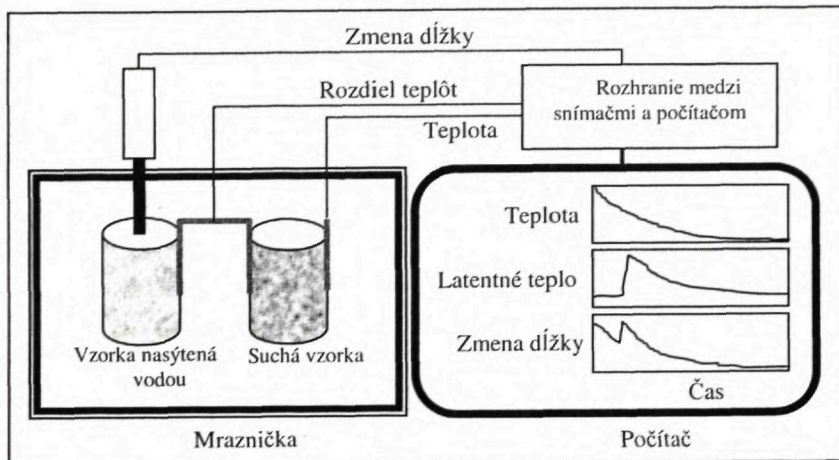
Zhluková analýza rozdelila vzorky zo skupiny F na tri zhluky – Z1, Z2 a Z3.

Do zhluku Z1 patria jemnozrnné dolomity a vápence. Charakteristickými znakmi tohto zhluku vzoriek sú malé množstvo voľnej a zamrzutej vody, veľké množstvo adsorbovanej vody, malé mrazové rozpínanie a vysoký stupeň nasýtenia.

Zhluk Z2 tvoria dolomity s kavernami a hrubozrnné pieskovce. Najvýraznejšia vlastnosť tohto zhluku popri prítomnosti kaverien je malé množstvo adsorbovanej vo-



Obr. 10 Zariadenie na kalorimetrickú skúšku.



Obr. 11 Schéma zostavy zariadenia na kalorimetrickú skúšku.

dy a veľmi malý stupeň nasýtenia. Tento zhluk je charakteristický aj stredným množstvom voľnej, zamrznutej a nezamrznutej vody. Zhluk Z2 má veľké mrazové rozpínanie, čo je v kontraste s malou stratou hmotnosti pri skúške odolnosti proti mrazu.

Do zhluku Z3 sú zaradené jemnozrnné dolomity a vápence. Najvýraznejšia vlastnosť tohto zhluku je veľká pórovitosť, veľmi veľké množstvo voľnej a zamrznutej vody, malý podiel nezamrznutej vody z vody prítomnej v hornine a veľký stupeň nasýtenia. Množstvo adsorbovanej vody a mrazové rozpínanie majú v porovnaní so zhlukmi Z1 a Z2 stredné hodnoty, no mrazové rozpínanie v tomto zhluku nie je štatisticky významne odlišné od mrazového rozpínania zhluku Z2.

Zhluková analýza vzoriek zo skupiny N

Zhluková analýza rozdelila vzorky skupiny N na dva zhluky.

Zhluk Z4 tvoria jemnozrnné vápence a dolomity, hrubozrnný mramor a jedna vzorka granitu. Najvýraznejšie vlastnosti tohto zhluku sú veľmi malá pórovitosť a malý obsah vody v póroch. Množstvo adsorbovanej a voľnej vody je tiež malé. Stupeň nasýtenia je veľký. V porovnaní so vzorkami zo zhluku Z5 majú vzorky zo zhluku Z4 dobrú odolnosť proti mrazu.

Zhluk Z5 tvoria jemnozrnné dolomity a vápence. Najvýznamnejšie vlastnosti tohto zhluku sú veľké množ-

stvo adsorbovanej vody v póroch, vysoký stupeň nasýtenia a veľká strata hmotnosti pri skúške odolnosti proti mrazu, oveľa väčšia než v ktoromkoľvek inom opisovanom zhluku.

Diskusia o výsledkoch

Zaradenie vzoriek do zhlukov

Zhluková analýza sa robila na základe viac ako 16 premenných stanovených siedmimi skúškami. Keďže zo zhlukovej analýzy sa automaticky vyradili vzorky, pri ktorých neboli k dispozícii údaje zo všetkých skúšok, nie je prekvapujúce, že do každého zhluku nebolo zaradených až 30 z 88 skúšaných vzoriek. Na to, aby sa tieto vzorky mohli zaradiť do niektorého z vytvorených zhlukov, našťastie, netreba dorobiť chýbajúce skúšky. Na zaradenie nezaradených vzoriek stačí, ak sa porovnajú dominantné a zároveň ľahko stanoviteľné vlastnosti vzoriek jednotlivých zhlukov s vlastnosťami nezaradených vzoriek. Na základe príbuznosti týchto vlastností sa potom môžu nezaradené vzorky spoľahlivo zaradiť do niektorého z vyčlenených zhlukov.

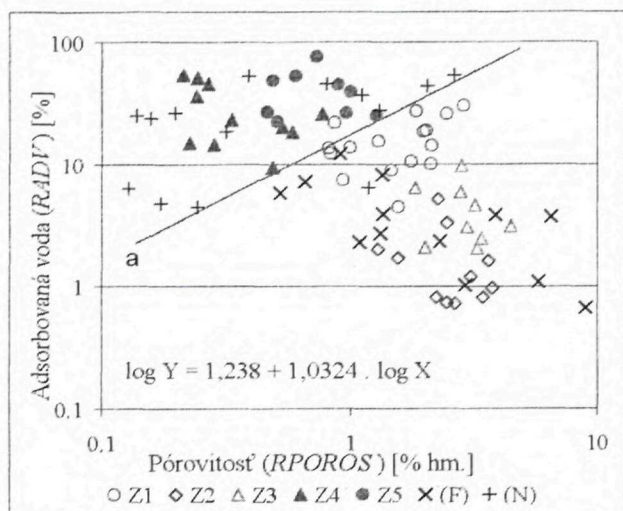
Z porovnania jednotlivých vlastností vzoriek zo zhlukov vyplynulo, že dominantné vlastnosti sú tie, ktoré charakterizujú pórovitosť, respektíve štruktúru pórov. Pre zhluky Z1, Z4 a Z5 sú dominantnými vlastnosťami pórovitosť a podiel adsorbovanej vody z pórovitosti horniny a pre zhluky Z2 a Z3 sú to pórovitosť a stupeň nasýtenia. Zaradovanie vzoriek do zhlukov je preto najjednoduchšie robiť za pomoci grafov vzájomných vzťahov týchto vlastností (obr. 12 a 13). Nezaradenú vzorku, respektíve novú vzorku treba vložiť do grafu so vzorkami zaradenými a podľa jej pozície v grafe ju zaradiť do príslušného zhluku.

Porovnaním hodnôt premenných nezaradených vzoriek sa tieto vzorky potom zaradili do zhlukov. Je to zobrazené na obr. 14 a 15. Hranice medzi zhlukmi v grafoch nie sú ostré. Napriek tomu možno do grafov zakresliť dve hraničné čiary. Prvou je čiara *a* oddeľujúca od seba vzorky so zamrznutou vodou zo zhlukov Z1, Z2 a Z3 a vzorky s nezamrznutou vodou zo zhlukov Z4 a Z5 (obr. 14). Druhou je čiara predstavujúca stupeň nasýtenia vzoriek na 70 % (obr. 15), oddeľujúca od seba vzorky zo zhlukov Z2 a Z3. Zhluk Z2 predstavujú vzorky s kavernami, ktoré dosahujú nízky stupeň nasýtenia. Zhluk Z3 predstavuje vzorky s makropórmami, ktoré dosahujú vyšší stupeň nasýtenia.

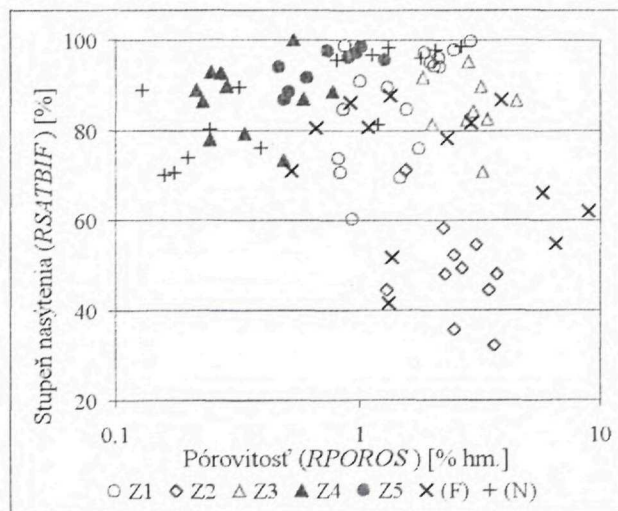
Priemerné hodnoty dominantných vlastností v jednotlivých zhlukoch po zaradení nezaradených vzoriek sú uvedené na obr. 16.

Rozdelenie vzoriek podľa typov štruktúry ich pórov

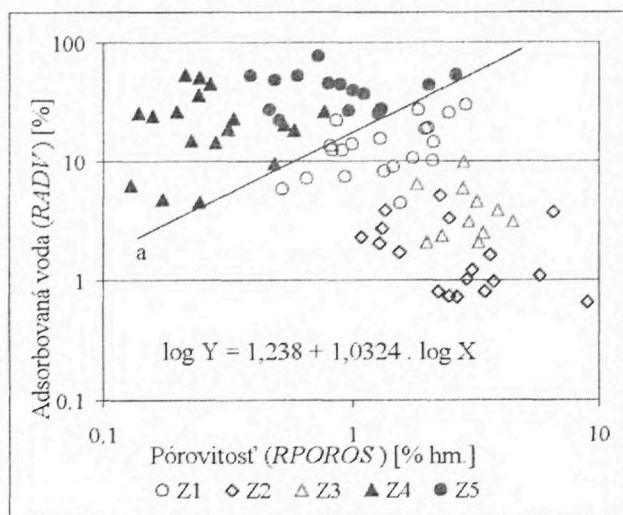
Ako sa ukázalo po dôkladnej analýze vzoriek jednotlivých zhlukov, päť zhlukov vzoriek získaných zhlukovou analýzou sa odlišuje nielen svojimi vlastnosťami, ale



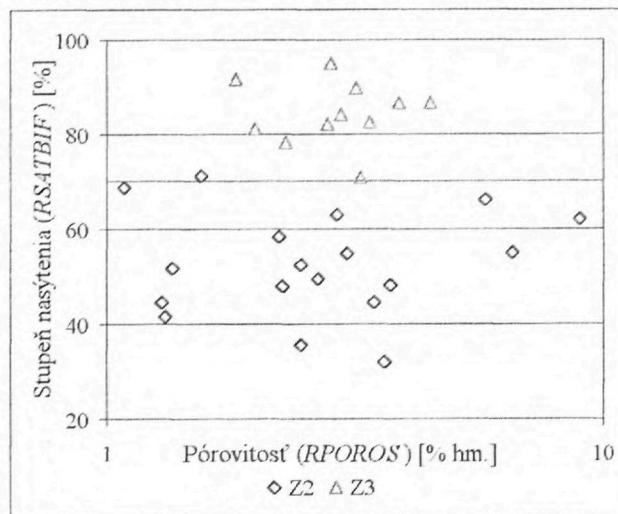
Obr. 12 Vzťah medzi podielom obsahu adsorbovanej vody z objemu pórov a pórovitosťou: a – hraničná čiara medzi vzorkami so zamrznutou vodou a nezamrznutou vodou (Z4, Z5, (N)); (F), (N) – vzorky zo skupín F a N, nezaradené do žiadneho zhluku.



Obr. 13 Vzťah medzi stupňom nasýtenia a pórovitosťou: (F), (N) – vzorky zo skupín F a N, nezaradené do žiadneho zhluku.



Obr. 14 Vzťah medzi podielom adsorbovanej vody z objemu pórov a pórovitosťou po zaradení nezaradených vzoriek do zhlukov: a – hraničná čiara medzi vzorkami so zamrznutou vodou (Z1, Z2, Z3) a nezamrznutou vodou (Z4, Z5).



Obr. 15 Vzťah medzi stupňom nasýtenia a pórovitosťou horniny po zaradení nezaradených vzoriek do zhlukov Z2 a Z3. Hrubá vodorovná čiara predstavuje 70-percentný stupeň nasýtenia, ktorý oddeľuje od seba vzorky z oboch skupín.

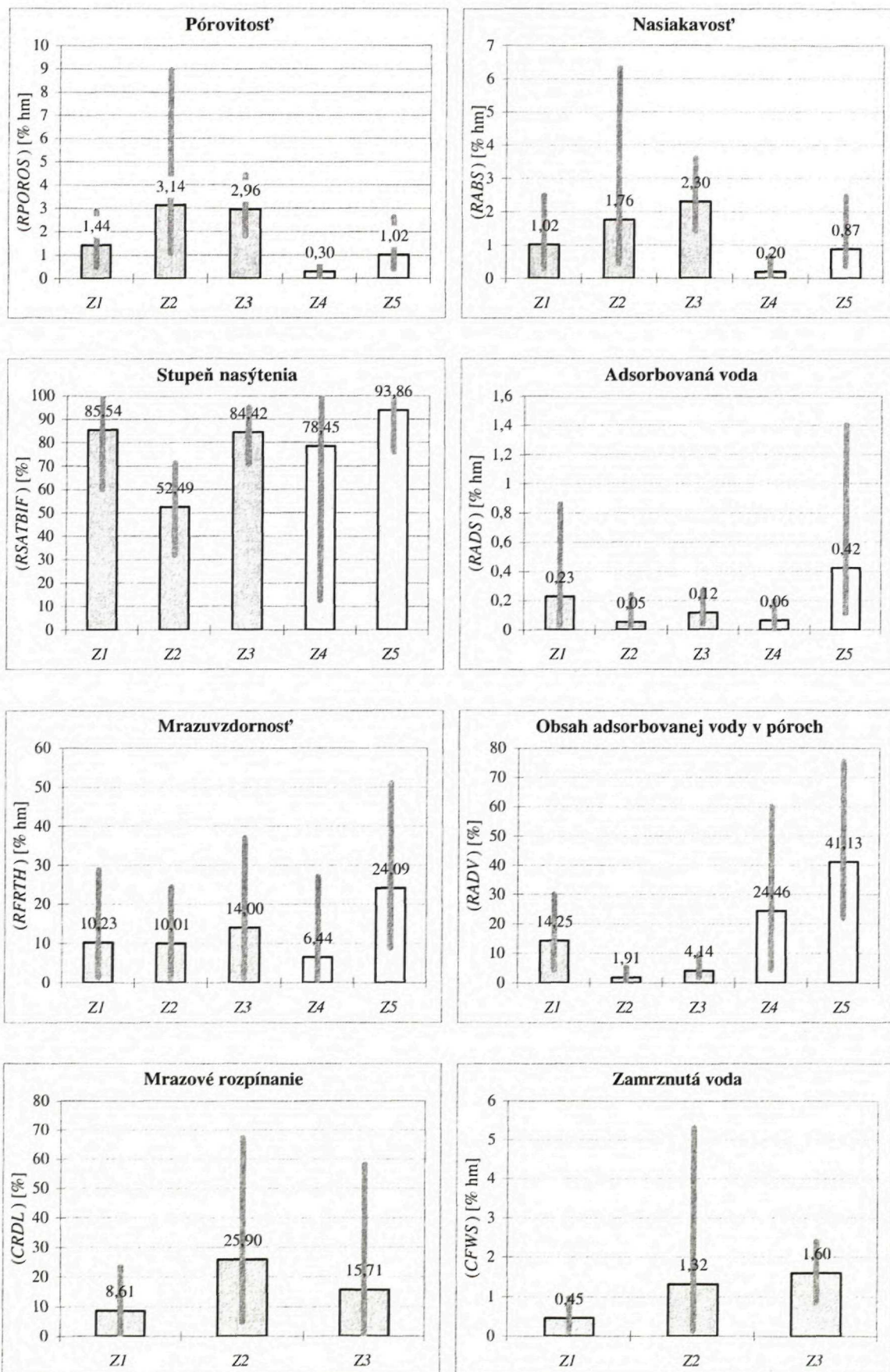
aj štruktúrou pórov. Krivky efektívnej pórovitosti a schémy jednotlivých vyčlenených štruktúrnych typov pórovitosti sú na obr. 17 a 18. Schematická krivka efektívnej pórovitosti sa získala na základe priemerných hodnôt pórovitosti, nasiakavosti, adsorpcie a stupňa nasýtenia vyčlenených zhlukov. Veľkosti pórov sú stanovené podľa Kelvinovej rovnice (obr. 2) a v súlade s prácou Acagorjana (1985).

Mezopórová štruktúra pórov (Z1)

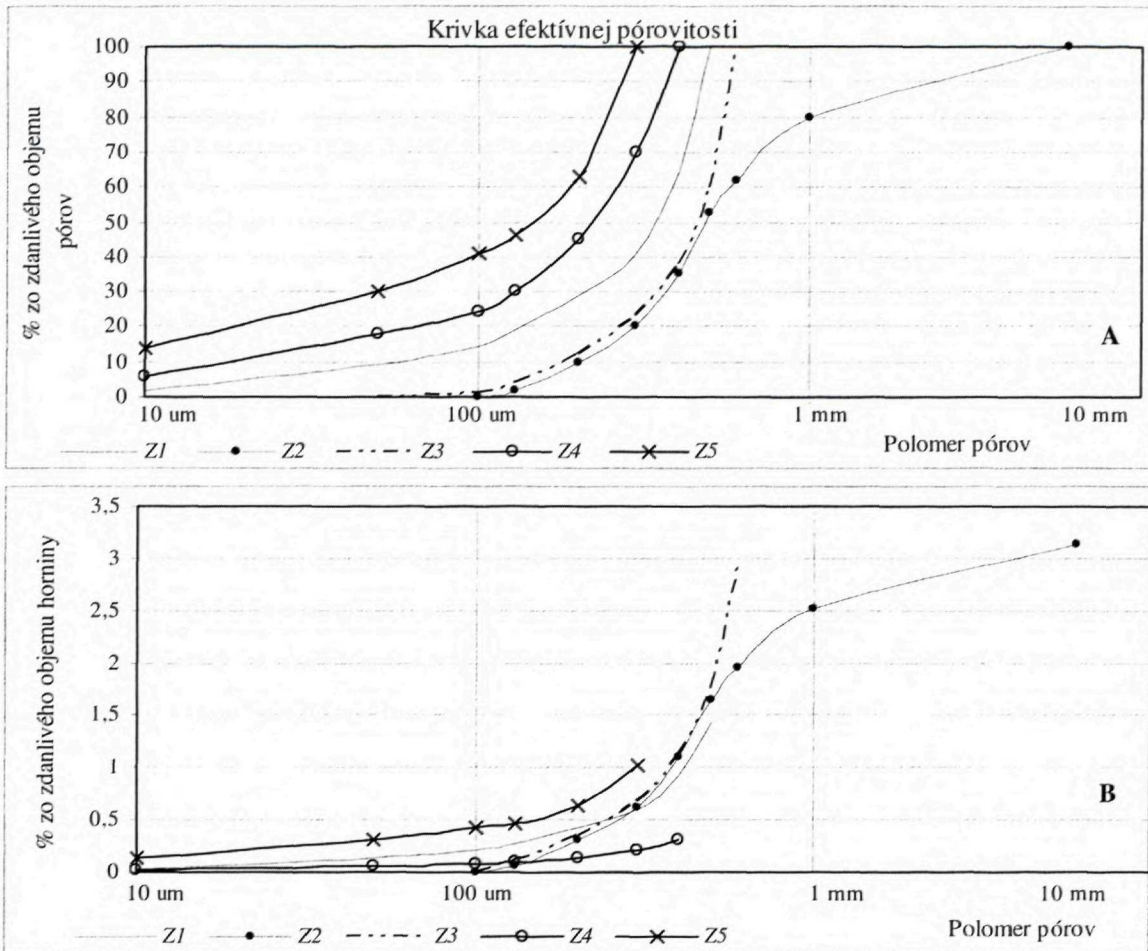
Mezopórovú štruktúru pórov majú vzorky zhluku Z1. Predstavuje prechod medzi mikropórovým a makropórovým štruktúrnym typom. Vzhľadom na ostatné štruktúrne typy majú horniny s mezopórovou štruktúrou stredne veľkú pórovitosť (v priemere 1,44 %), z ktorej skoro až 14 % tvoria mikropóry. Na jednotkovú

hmotnosť horniny však týchto 14 % mikropórov predstavuje štatisticky rovnaké množstvo mikropórov, ako má mikropórová štruktúra. Póry sú v hornine rozložené rovnomerne. Pretože hornina má rovnaké množstvo mikropórov ako mikropórová štruktúra a v porovnaní s ňou zvýšený obsah makropórov, veľké množstvo makropórov je obkolesených mikropórmí. V dôsledku toho v mnohých makropóroch pri nasycovaní vodou ostáva uzavretý vzduch. Podiel uzavretého vzduchu k pórovitosti je v tejto štruktúre druhý najväčší, hneď po makropórovej štruktúre s kavernami. Priepustnosť pórov je nízka.

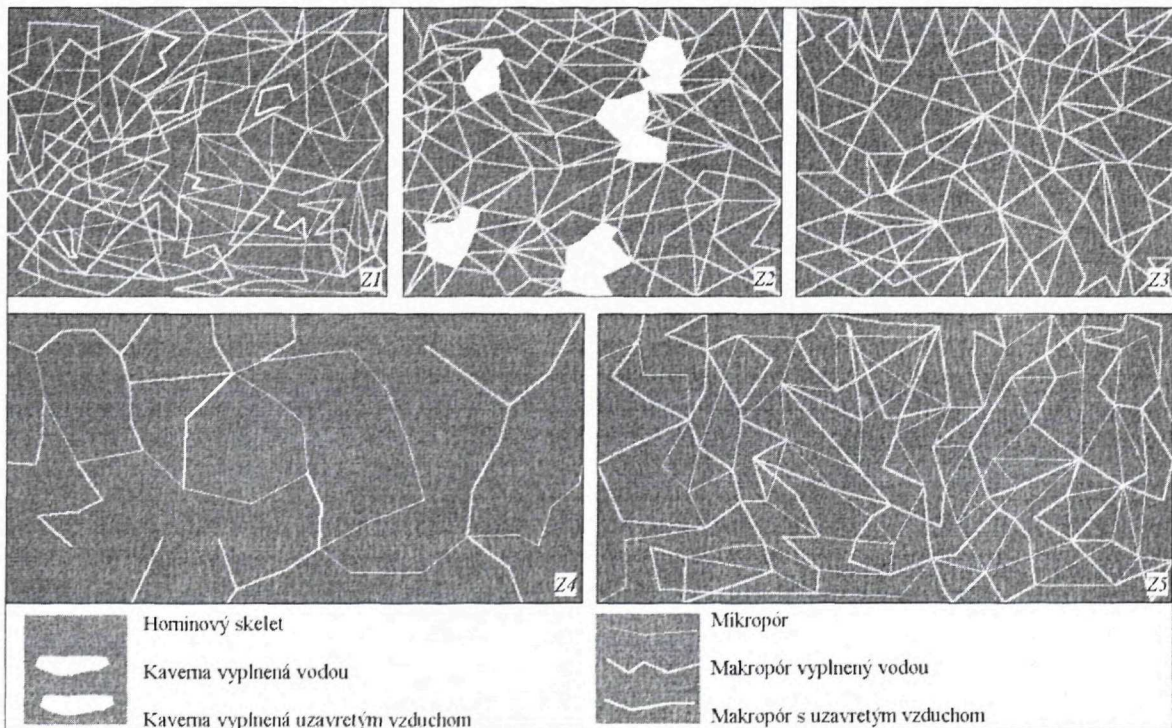
Pri poklese teploty pod bod mrazu časť vody v makropóroch zamrzne. V porovnaní s makropórovou štruktúrou je však množstvo zamrzutej vody najmenšie, a to aj vzhľadom na obsah voľnej vody v makropóroch (v priemere zamrzá len 33,9 % voľnej vody).



Obr. 16 Porovnanie vybraných vlastností zhlukov. Stĺpce svojou výškou predstavujú priemerné hodnoty zhlukov, priamky prechádzajúce vrcholmi stĺpcov predstavujú rozpätie hodnôt.



Obr. 17 Schéma kriviek efektívnej pórovitosti základných štruktúrnych typov horninových pórov.



Obr. 18 Schéma základných štruktúrnych typov horninových pórov prístupných vode: Z1 – mezopórová, Z2 – makropórová s kavernami, Z3 – makropórová, Z4 – mikropórová s malou pórovitosťou, Z5 – mikropórová.

Makropórová štruktúra s kavernami (Z2)

Makropórovú štruktúru s kavernami majú horniny zo zhluku Z2. Horniny s touto štruktúrou majú druhú najväčšiu pórovitosť (3,14 %), len malé množstvo tvoria mikropóry (1,91 %). Adsorbovaná voda, ktorú obsahujú horniny s touto štruktúrou, sa viaže na steny makropórov. Makropóry sú síce v hornine rozložené rovnomerne, no nachádza sa tu aj veľké množstvo kaverien a makropórov viditeľných voľným okom, takže horniny majú nehomogénnu štruktúru pórov. Kaverny a veľké makropóry sú vnútri horniny obkolesené menšími pórmí, preto pri nasycovaní horniny vodou v nich ostáva uzavretý vzduch. Vďaka kavernám je stupeň nasýtenia tejto pórovej štruktúry najmenší zo všetkých definovaných štruktúr (53 %). Priepustnosť pórov je relatívne vysoká. Pri poklese teploty pod bod mrazu zamrzne v priemere až 47 % voľnej vody v póroch a kavernách.

Makropórová štruktúra (Z3)

Vzorky s makropórovou štruktúrou boli zaradené do zhluku Z3. Pórovitosť hornín s touto štruktúrou je najväčšia zo všetkých (2,96 %); mikropóry tvoria zo všetkých pórov len 4,14 %. Pórovitosť hornín s touto štruktúrou nie je štatisticky rozdielna od pórovitosti hornín s makropórovou štruktúrou s kavernami. Od tejto štruktúry sa odlišuje tým, že neobsahuje kaverny. Adsorbovaná voda, ktorú obsahujú horniny tohto zhluku, sa viaže najmä na steny makropórov. Ich povrch je kvôli absencii kaverien o niečo väčší ako povrch hornín s makropórovou štruktúrou s kavernami, takže aj obsah adsorbovanej vody je o niečo väčší. Makropóry sú rozložené rovnomerne, sú vzájomne poprepájané a môžu dosiahnuť vysoký stupeň nasýtenia vodou. Makropóry, v ktorých je pri nasycovaní uzavretý vzduch, sú obkolesené len ďalšími makropórmí. Priepustnosť pórov je relatívne vysoká. Pri poklese teploty pod bod mrazu väčšina vody v makropóroch zamrzá (v priemere až 58,8 % voľnej vody).

Mikropórová štruktúra s malou pórovitosťou (Z4)

Medzi horniny s mikropórovou štruktúrou s malou pórovitosťou patria horniny zaradené do zhluku Z4. Táto štruktúra má najmenšiu pórovitosť zo všetkých definovaných štruktúrnych typov (len 0,38 %); veľkú časť pórov tvoria mikropóry (v priemere 24 %). Póry sú rovnomerne rozložené v celej hornine. Priepustnosť pórov je extrémne nízka. Pri nasycovaní póry dosahujú vysoký stupeň nasýtenia, no aj tak v priestoroch pórov ostáva relatívne veľa uzavretého vzduchu. Voda v horninách s mikropórovou štruktúrou s malou pórovitosťou nezamrzá.

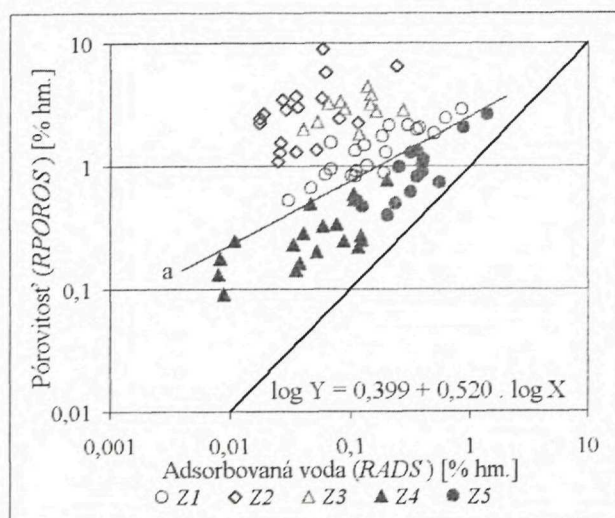
Mikropórová štruktúra (Z5)

Mikropórovú štruktúru majú horniny zaradené do zhluku Z5. Majú druhú najmenšiu pórovitosť zo všetkých definovaných štruktúr (len 1,02 %) a z celkovej pórovitosti až 41 % tvoria mikropóry. Je to najviac zo všetkých štruktúr. Priemerná veľkosť makropórov je najmenšia zo všetkých štruktúr. Názorne to ilustruje krivka efektívnej pórovitosti na obr. 17. Póry sú rovnomerne rozložené v celej hornine. Priepustnosť pórov je extrémne nízka. Pri

styku s vodou póry dosahujú najvyšší stupeň nasýtenia zo všetkých pórových štruktúr. Voda v horninách s mikropórovou štruktúrou nezamrzá.

Vplyv štruktúry pórov na zamrznuteľnosť vody v nich

Najvýraznejším rozdielom medzi vzorkami zo skupín F a N nie je len ich pórovitosť, obsah a druh vody v póroch, ale aj fakt, že v skupine F voda v póroch zamrzne a v skupine N nezamrzne pri teplote do $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$. Najlepšie tento rozdiel vyplýva z obr. 19, ktorý znázorňuje ostré rozhranie medzi vzorkami, v ktorých voda zamrzá a v ktorých nie. Obrázok zobrazuje vzájomný vzťah medzi pórovitosťou a adsorbovanou vodou. Vzorky zo skupiny N sú usporiadané pod čiarou a, vzorky zo skupiny F sa nachádzajú v hornej časti grafu nad čiarou a. Sú neusporiadané, bez korelácie medzi pórovitosťou a adsorpciou. Príčinou rozdielov medzi rozložením jednotlivých vzoriek je podiel, ktorým je adsorbovaná voda zastúpená na vyplnení celkového objemu pórov. Čím väčšie percento objemu pórov vyplňa adsorbovaná voda, tým viac sa vzorka približuje k hranici medzi vzorkami zo skupiny F a N.



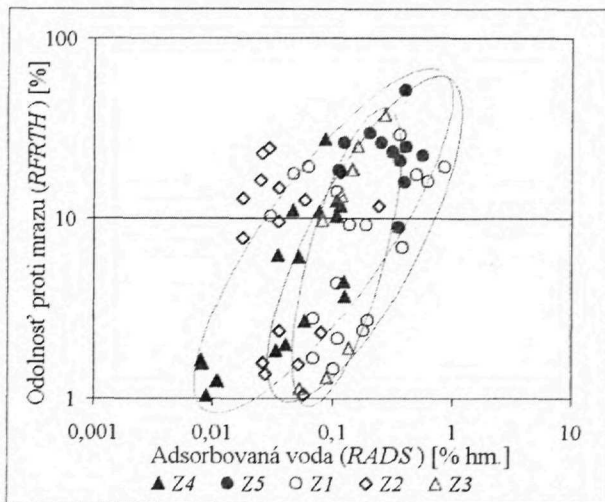
Obr. 19 Vzťah medzi adsorbovanou vodou a pórovitosťou. Čiara a oddeľuje od seba vzorky skupiny N a F.

Percentuálny podiel, ktorý musí adsorbovaná voda zaberat' z priestoru pórov, aby žiadna voda v póroch nezamrzla, je najlepšie znázornený na obr. 12. Na grafe je tento podiel daný do vzťahu s celkovou pórovitosťou. Rovnako ako na obr. 19, aj na obr. 12 je vyznačená hraničná čiara a oddeľujúca od seba vzorky, v ktorých voda zamrzla (na grafe plocha pod hraničnou čiarou) a v ktorých voda nezamrzla (na grafe plocha nad hraničnou čiarou). Pomer medzi obsahom adsorbovanej vody a celkovou pórovitosťou hornín možno považovať za spoľahlivý indikátor zamrznuteľnosti vody v póroch. Stúpajúci sklon hraničnej čiary a znamená, že tento pomer sa mení s pórovitosťou vzorky. Na to, aby pri menšej pórovitosti horniny nezamrzla žiadna voda v jej póroch, stačí, aby menší podiel objemu pórov vyplňala adsorbovaná voda. Na to, aby voda v póroch nezamrzla pri väčšej pórovitosti, treba, aby bol väčší podiel objemu pórov vyplnený adsorbovanou vodou.

Vzťah medzi odolnosťou proti mrazu a štruktúrou pórov hornín

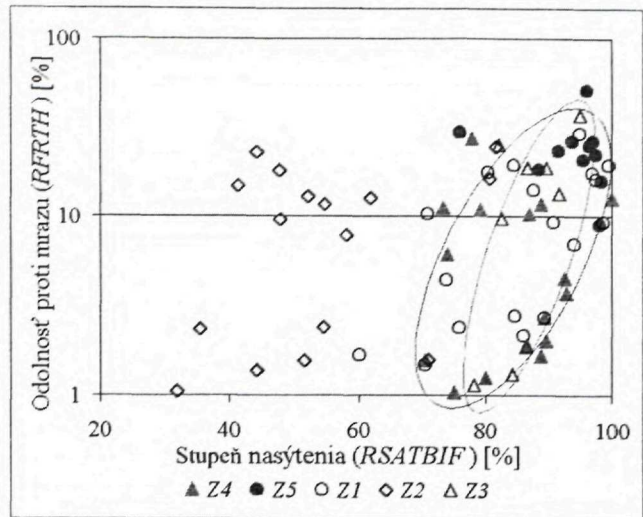
Vplyv štruktúry pórov sa najvýraznejšie prejavuje pri odolnosti proti mrazu hornín s mikropórovou, mezopórovou a makropórovou štruktúrou. Najmenej sa štruktúra pórov prejavuje pri odolnosti proti mrazu hornín s makropórovou štruktúrou s kavernami.

Priamo úmerný vzťah medzi odolnosťou proti mrazu a adsorpciou je znázornený na obr. 20. Ak sa neberie ohľad na to, z ktorého zhluku pochádzajú jednotlivé vzorky, tak pri všetkých vzorkách je koeficient korelácie $R = 0,51$. Pri dôkladnejšej analýze rozloženia vzoriek sa však zistí, že táto korelácia sa „presadzuje“ vďaka vysokej spoločnej korelácii vzoriek zo zhlukov Z1, Z4 a Z5. Vzorky zo zhlukov Z4 a Z5 majú vysokú koreláciu medzi odolnosťou proti mrazu a adsorpciou ($R = 0,84$). Zhluk Z1 má len strednú koreláciu ($R = 0,60$), no táto hodnota by bola podstatne vyššia, nebyť odchýlených vzoriek (vzoriek ležiacich mimo trendu vyznačeného elipsou na obr. 20). Tri z týchto vzoriek sú pravdepodobne odchýlené preto, lebo stupeň ich nasýtenia je väčší ako stupeň nasýtenia ostatných vzoriek zo zhluku Z1 pri danom obsahu adsorbovanej vody (obr. 21). Štvrtá vzorka je dolomit s kavernami, takže jej odlišné správanie podmieňujú kaverny. Zhluky Z2 a Z3 ani jednotlivo, ani spolu ako skupina F neprejavili žiadny vzťah k obsahu adsorbovanej vody.



Obr. 20 Vzťah medzi odolnosťou proti mrazu a adsorpciou. Z1, Z2, Z3, Z4, Z5 – označenie jednotlivých zhlukov.

Odolnosť hornín proti mrazu najvýraznejšie ovplyvňuje prítomnosť mikropórov. Názornosť obr. 21 spočíva nielen v tom, že objasňuje príčinu odchýlenia troch vzoriek zo zhluku Z1, ale aj v tom, že vyznačuje, že odolnosť proti mrazu hornín zo zhluku Z1 závisí aj od stupňa nasýtenia ($R = 0,61$) a odolnosť proti mrazu hornín zo zhluku Z3 závisí len od stupňa nasýtenia ($R = 0,59$). Horniny zo zhluku Z2 neprejavujú žiadnu závislosť odolnosti proti mrazu od stupňa nasýtenia. Zhluk Z1 má vysoký obsah adsorbovanej vody a zároveň nízky, ale dostatočný obsah voľnej vody, ktorá môže zamrznúť. Z toho vyplýva, že zhluk Z1 možno považovať za akýsi prechodný typ medzi zhlukmi Z4 a Z5 na jednej strane, a zhlukmi Z2 a Z3 na



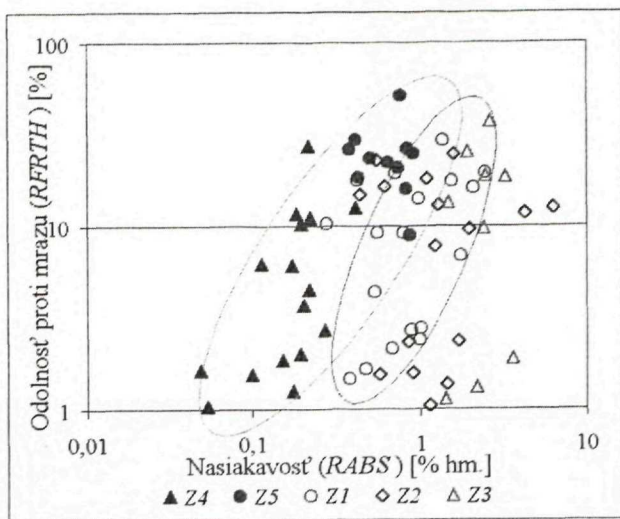
Obr. 21 Vzťah medzi odolnosťou proti mrazu a stupňom nasýtenia. Z1, Z2, Z3, Z4, Z5 – označenie jednotlivých zhlukov.

druhej strane. Ďalej možno predpokladať, že v póroch zhluku Z1 sa rovnakým dielom uplatňujú procesy, ktoré pôsobia na zhluky Z4, Z5 a Z2, Z3. Túto prechodnú štruktúru pórov dokazujú odchýlené vzorky na obr. 20. Ich vysoký stupeň nasýtenia, ktorý bol príčinou malej odolnosti proti mrazu, dokazuje, že na rozpade horniny vplyvom striedavého zmrazovania a rozmrazovania sa podieľajú nielen procesy spojené s rozdielnymi termodynamickými vlastnosťami adsorbovanej a voľnej vody, ale aj samotná zamrzajúca voda v póroch, ktorá porušuje horninu pri jej vysokom stupni nasýtenia.

Korelácia vzoriek zo zhlukov Z1 a Z3 medzi stupňom nasýtenia a odolnosťou proti mrazu (obr. 21) je rovnaká, a to preto, lebo zhluk Z3 má jednu výrazne odchýlenú vzorku. Bez tejto vzorky je táto korelácia zhluku Z3 podstatne vyššia ($R = 0,74^{**}$). Vysoký obsah adsorbovanej vody tejto vzorky predstavuje príčinu jej nízkej odolnosti proti mrazu. Ak hodnotu obsahu adsorbovanej vody v jej póroch vložíme do grafu na obr. 20, potom hodnota jej odolnosti proti mrazu podľa trendu, ktorý majú zhluky Z1, Z4 a Z5, zodpovedá hodnote, ktorú v skutočnosti má aj táto vzorka (25 %).

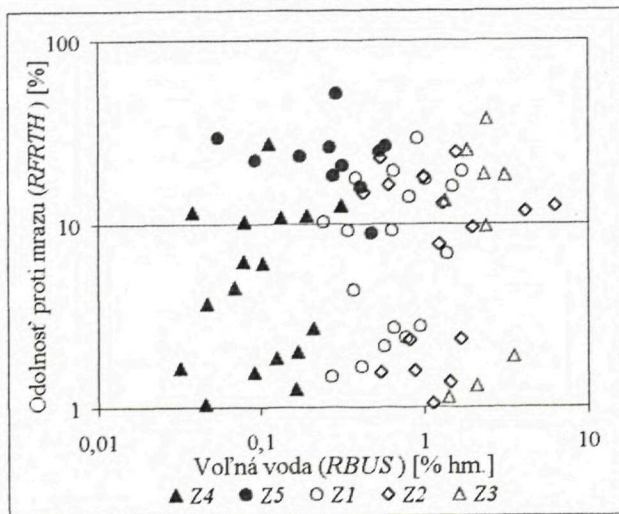
Príčinu rozdielu v koreláciách medzi odolnosťou proti mrazu a stupňom nasýtenia zhlukov Z1 a Z3 možno hľadať v obsahu adsorbovanej vody vo vzorkách zhluku Z1. Odolnosť proti mrazu vzoriek zo zhluku Z1 teda závisí najmä od obsahu adsorbovanej vody. Práve tento obsah adsorbovanej vody zapríčiňuje, že vzorky znázornené na obr. 21 sú viac rozptýlené ako vzorky zo zhluku Z3, a teda majú menšiu koreláciu medzi stupňom nasýtenia a odolnosťou proti mrazu. Tento rozdiel v korelácií možno považovať za ďalší dôkaz toho, že na odolnosť proti mrazu hornín zo zhluku Z1 vplyva zároveň obsah adsorbovanej vody aj stupeň nasýtenia.

Na obr. 22 je znázornená závislosť medzi odolnosťou proti mrazu a nasiakavosťou. Z rozloženia vzoriek vidno, že nasiakavosť má priamy vplyv na odolnosť proti mrazu len v prípade vzoriek zo zhlukov Z4 a Z5 a čiastočne zo zhluku Z1. Tento vplyv je však podmienený tým, že relatívne vysoký podiel pórov vzoriek z týchto zhlukov predstavujú mikropóry obsahujúce adsorbovanú vodu, ktorá



Obr. 22 Vzťah medzi odolnosťou proti mrazu a nasiakavosťou. Z1, Z2, Z3, Z4, Z5 – označenie jednotlivých zhlukov.

má priamy vplyv na odolnosť hornín proti mrazu. Potvrzuje to aj graf na obr. 23, na ktorom je vzťah medzi odolnosťou proti mrazu a voľnou vodou. Z grafu nevyplýva žiadna korelácia. Je to dôkaz toho, že samotné množstvo vody v póroch zistené pomocou skúšky nasiakavosti nemá vplyv na odolnosť hornín proti mrazu. V súvislosti s tým ale treba poznamenať, že nasiakavosť sa dlho považovala podľa STN 72 1512 za skúšku hodnotiacu kvalitu kameniva na stavebné účely. Vysoká nasiakavosť automaticky znamenala nekvalitné kamenivo, čo, ako dokázala predchádzajúca analýza, nie je pravda. K rovnakým záverom dospela pri svojom výskume aj Čabalová (1994).



Obr. 23 Vzťah medzi odolnosťou proti mrazu a obsahom voľnej vody. Z1, Z2, Z3, Z4, Z5 – označenie jednotlivých zhlukov.

Mechanizmus porušenia hornín s mikropórovou a mezopórovou štruktúrou vplyvom striedavého zmrazovania a rozmrazovania

Je všeobecne známe, že kamenivo z hornín s vysokou schopnosťou adsorbovať vodu má zlé úžitkové vlastnosti, ak je v konštrukcii vystavené klimatickým podmienkam

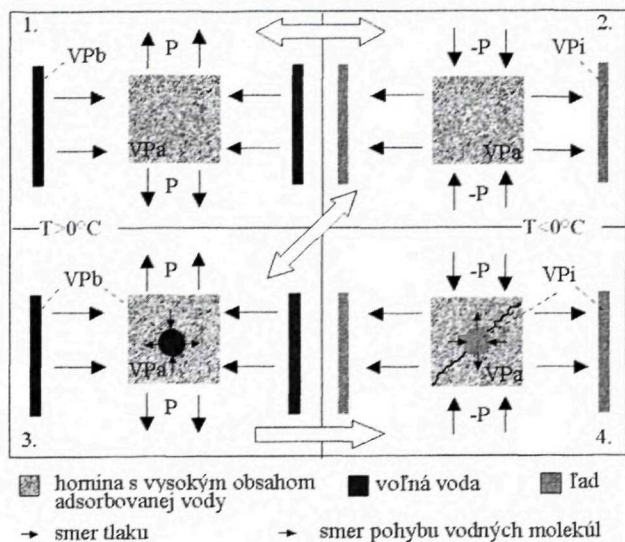
(Hudec, 1984). Hlavnou príčinou týchto nepriaznivých vlastností je malá odolnosť hornín proti striedavému vysušaniu a nasycovaniu a striedavému zmrazovaniu a rozmrazovaniu. Výsledky dosiahnuté v tejto práci sú v súlade s uvedeným konštatovaním. Zhluk Z5 predstavujúci horniny s vysokou adsorpciou má pri porovnaní s inými zhlukmi výrazne väčšie straty po skúške odolnosti proti mrazu, a to aj napriek tomu, že výsledky získané z kalorimetrického merania jasne preukázali, že pri vysokom podiele adsorbovanej vody v póroch v hornine nezamrzne žiadna voda. Tento výsledok je ale v rozpore so zaužívanou predstavou, že tvorba ľadu a tlak spôsobený jeho 9-percentným zväčšením objemu je v porovnaní s nezamrznutou vodou hlavnou príčinou rozpadu hornín počas striedavého zmrazovania a rozmrazovania. Navyše, štatistické porovnanie výsledkov skúšok dokazuje, že vzorky zo zhluku Z2 s najmenšou adsorpciou a najmenším stupňom nasýtenia majú najväčšie mrazové rozpínanie a najmenšie straty pri skúške odolnosti proti mrazu.

Získané výsledky, ako aj závery výskumov opísaných v literatúre (Litvan, 1972a, 1972b; Hudec, 1991, 1993) poukazujú na to, že hlavnou príčinou mrazového porušovania hornín sú skutočné rozdiely medzi termodynamickými vlastnosťami adsorbovanej a voľnej vody.

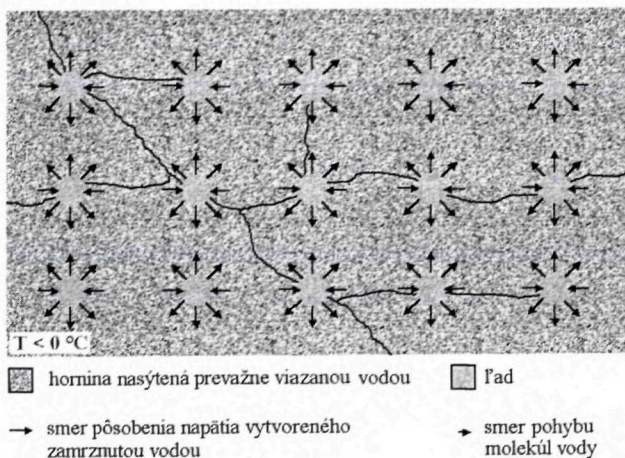
Na obr. 24 je znázornená schéma pravdepodobnej postupnosti dejov, ktorým je vystavená hornina s vysokým obsahom adsorbovanej vody pri striedavom zmrazovaní a rozmrazovaní. Prvá časť (1) znázorňuje nasycovanie mikropórov vodou pri teplote vyššej ako 0 °C. Stopercentné nasýtenie sa dosiahlo rýchlo. Z dôvodu malého tlaku pár VPa (relatívne k tlaku voľnej vody VPb) adsorbovanej vody v mikropóroch prúdenie vody do mikropórov pokračuje. V dôsledku toho narastá hydraulický tlak P v mikropóroch, a to až dovedy, pokiaľ nie je pre danú teplotu vytvorená rovnováha medzi VPa a VPb. Steny mikropórov sa odtláčajú od seba a hornina sa rozpína (Hudec a Sitár, 1975). Keď teplota klesne pod teplotu mrazu voľnej vody (časť 2, obr. 24), tlak pár prostredia je ovládaný tlakom pár nad ľadom (VPi). Keďže tento tlak je menší ako tlak pár adsorbovanej vody v mikropóroch, voda sa začne presúvať z nich von. Tento proces vytvára podtlak -P vnútri mikropórov. Ak sú mikropóry v susedstve makropórov, do ktorých voda prúdi, podtlak -P je zväčšený pretlakom P vznikajúcim v makropóroch. Podtlak aj pretlak majú ten istý vektor, čo znamená, že pôsobia na spoločnú stenu pórov rovnakým smerom, ale každý z inej strany. Tento stav môže postupne po opakovanom poklese a náraste teploty (opakovanie stavu v časti 1 a 2, obr. 24) viesť ku kolapsu steny, ako to je ilustrované v 3. časti obrázka.

Po kolapse steny póru hornina obsahuje makropór úplne nasýtený vodou, v ktorom voda môže zamrznúť, pričom tento pór je obkolesený plne nasýtenými mikropórami (časť 3). Keď teplota opäť klesne pod bod mrazu vody, voda v makropóre zamrzne (časť 4). Pretože makropór je obkolesený mikropórami s extrémne malou priepustnosťou, hydraulický tlak vytváraný ľadom adekvátne zväčšeniu jeho objemu sa nemá kam uvoľniť a plnou silou tlačí na steny pórov. Navyše, kvôli nižšiemu tlaku pár vody nad ľadom nezamrznutá voda prúdi smerom do nového makropóru, kde primrzá a tým zvyšuje tlak P. V hornine môže vzniknúť veľa takýchto nových, vodou úplne nasýtených makropó-

rov, ktoré sú obkolesené mikropórmí nasýtenými vodou. Keď voda v nich zamrzne, spolu vytvoria tlak, ktorý ľahko môže horninu porušiť (obr. 25).



Obr. 24 Postupnosť porušovania horniny s mikropórovou a mezopórovou štruktúrou pórov pri striedavom zmrazovaní a rozmrazovaní. VPP – tlak pár nad voľnou vodou, VPa – tlak pár nad adsorbovanou vodou, VPi – tlak pár nad ľadom, P – tlak.



Obr. 25 Porušenie horniny s mikropórovou a mezopórovou štruktúrou pórov pri striedavom zmrazovaní a rozmrazovaní opísanom na obr. 24.

Odolnosť hornín s rôznymi typmi pórových štruktúr proti rozpadu spôsobenému prítomnosťou vody

Na základe uvedených výsledkov je možné odvodene predpokladať, že horniny s rovnakým typom štruktúry pórov budú mať podobný charakter rozpadu pri styku s vodou. Rozpad v rámci jedného štruktúrneho typu by sa mal odlišovať v závislosti od nehomogenosti pórovej štruktúry, minerálneho zloženia, vlastností minerálov, vlastností tmelu zŕn a podobne. Charakteristika základných čŕt rozpadu piatich typov štruktúr pórov hornín je založená na výsledkoch skúšok vyhodnocovaných v rámci tejto práce a na základe poznatkov z literatúry.

Mezopórová štruktúra pórov (Z1)

Pri rozpade hornín s mezopórovou štruktúrou sa rovnakým dielom uplatňuje pôsobenie adsorbovanej vody aj ľadu. Účinky jedného aj druhého pôsobenia závisia od obsahu mikropórov s adsorbovanou vodou a od stupňa nasýtenia makropórov, ktoré predchádza zamrznutiu vody v nich. Pri vysokom obsahu mikropórov s adsorbovanou vodou sa môžu horniny rozpadat' už pri striedavom nasycovaní a vysušovaní pri teplote vyššej ako 0 °C. Pri využívaní hornín s touto pórovou štruktúrou je potrebná zvýšená opatrnosť a vlastnosti horniny musia byť dôsledne overené skúškami.

Makropórová štruktúra s kavernami (Z2)

Hlavnou príčinou rozpadu hornín s makropórovou štruktúrou s kavernami je pôsobenie zamrzajúcej vody v makropóroch. Adsorbovaná voda prítomná v malom počte mikropórov zohráva pri rozpade hornín len vedľajšiu úlohu. Vďaka malému zastúpeniu mikropórov hornina prakticky nepodlieha rozpadu pri teplote vyššej ako 0 °C. Odolnosť hornín proti rozpadu spôsobenému prítomnosťou zamrzajúcej vody v makropóroch a kavernách je ťažko predpovedateľná. Kaverny na jednej strane tvoria priestor, do ktorého sa môže uvoľniť hydraulický tlak vznikajúci pri tvorbe ľadu v makropóroch nasýtených vodou, na druhej strane, ak sú aj kaverny vyplnené vodou, tak voda zamrznutá v nich má na horninu deštruktívne účinky. Celkový stupeň nasýtenia horniny nie je podstatný, dôležitejšiu úlohu hrá lokálny stupeň nasýtenia v častiach horniny, kde ľad vzniká. Aj napriek ťažkostiam s predpovedateľnosťou správania hornín s takouto štruktúrou možno očakávať, že väčšina z nich bude vhodným stavebným materiálom.

Makropórová štruktúra (Z3)

Horniny s makropórovou štruktúrou pórov sa rozpadajú najmä pôsobením vody zamrzajúcej v makropóroch hornín. Adsorbovaná voda prítomná v mikropóroch týchto hornín zohráva pri ich rozpade vedľajšiu úlohu. Vďaka minimálnemu zastúpeniu mikropórov hornina prakticky nepodlieha rozpadu pri teplote vyššej ako 0 °C, respektíve pri striedavom nasycovaní a vysušovaní. Miera porušenia pri teplote pod bodom mrazu závisí od stupňa nasýtenia a schopnosti horniny udržať si vysoký stupeň nasýtenia v čase zamrznutia vody v makropóroch. Horniny s touto štruktúrou pórov majú rôznu odolnosť proti mrazu, prevažujú ale horniny odolné.

Mikropórová štruktúra s malou pórovitosťou (Z4)

Hlavnou príčinou rozpadu hornín s mikropórovou štruktúrou s malou pórovitosťou je prítomnosť adsorbovanej vody v mikropóroch. Intenzita rozpadu závisí od obsahu adsorbovanej vody. Čím je obsah vody vyšší, tým má hornina menšiu schopnosť odolávať rozpadu spôsobenému prítomnosťou vody. Podobne ako v prípade hornín s mikropórovou štruktúrou, vznik a činnosť ľadu v makropóroch predstavuje sekundárny následok pôsobenia adsorbovanej vody v hornine. Vzhľadom na veľmi

malú pórovitosť hornín je proces rozpadu pomalý, a to aj pri teplote nad i pod bodom mrazu. Prevažná časť hornín s mikropórovou štruktúrou s malou pórovitosťou je odolná proti deštruktívnym účinkom vody a je vhodným stavebným materiálom.

Mikropórová štruktúra (Z5)

Hlavnou príčinou rozpadu hornín s mikropórovou štruktúrou sú rozdielne termodynamické vlastnosti adsorbovanej vody v mikropóroch a voľnej vody v makropóroch. Zamrzajúca voda v makropóroch je síce dôležitá, ale až sekundárny činiteľ rozpadu, vyvolaný pôsobením adsorbovanej vody. Intenzívny proces rozpadu hornín s mikropórovou štruktúrou pórov prebieha aj pri teplote vyššej ako 0 °C pri opakovanom nasycovaní a vysušovaní. Prakticky všetky horniny s mikropórovou štruktúrou nie sú odolné proti účinkom vody. Ich použitie ako stavebný materiál treba dobre zvážiť, najmä tam, kde budú vystavené pôsobeniu klimatických podmienok.

Rozhodujúce vlastnosti hornín, ktoré treba sledovať na stanovenie štruktúry pórov

Tento článok analyzuje vplyv štruktúry pórov a prítomnosť vody s rozdielnymi termodynamickými vlastnosťami v póroch na odolnosť hornín proti rozpadu vplyvom kolísania teploty pod a nad bodom mrazu. Z prehľadu literatúry v úvodnej časti, ako aj zo skúšok vyhodnotených v rámci práce vyplýva, že horniny intenzívne zvetrávajú aj pri teplote vody nad bodom mrazu práve vplyvom štruktúry pórov, respektíve vplyvom zvýšeného výskytu mikropórov, v ktorých sa nachádza adsorbovaná voda s výrazne odlišnými termodynamickými vlastnosťami, ako má voľná voda. Preto na základe získaných výsledkov a v súlade s odporúčaniami z literatúry (Čabalová, 1994) sa domnievame, že v úvodných etapách posudzovania úžitkových vlastností kameňa aj kameniva je vhodné použiť skúšky na rýchlu identifikáciu vnútornej štruktúry pórov hornín, podľa ktorých sa skúšané vzorky dajú zaradiť do jednotlivých zhlukov. Z hľadiska využitia materiálov rozhodujúce vlastnosti vzoriek nachádzajúcich sa v týchto zhlukoch sú známe.

V rámci riešenia dizertačnej práce, ktorá je podkladom tohto článku, sa urobil pokus aplikovať získané výsledky aj na zaradenie vzoriek hornín zo Slovenska do niektorého z piatich definovaných zhlukov. Tento pokus, žiaľ, nebol úspešný, pretože vzorky hornín, ktoré boli k dispozícii, sa skúšali podľa postupov platných STN. V dôsledku toho sa nerobili skúšky, ktoré sú nevyhnutné na zaradenie vzoriek do niektorého z definovaných zhlukov. Išlo o efektívnu pórovitosť zistenú nasiakavosťou varom a adsorpciou. Tieto dve skúšky spolu s nasiakavosťou sú základom zaradenia vzoriek do definovaných zhlukov. Z uvedených príčin navrhujeme zaradiť tieto dve skúšky medzi súbor našich normových skúšok na identifikáciu vhodnosti horniny na jej využitie v stavebníctve.

Na základe uvedených rýchlych a nedeštruktívnych skúšok možno vzorku zaradiť do príslušného zhlukov. Po takomto zaradení možno pristúpiť k ďalšiemu súboru skúšok, ako je napríklad skúška odolnosti proti mrazu, obrusovaniu, otlkaniu a pod.

Zaradenie skúšaných vzoriek do skupín môže s určitosťou vylúčiť skúšanú horninu zo súboru potenciálne využiteľných typov (ak sa dostane napríklad do zhluku Z5 alebo Z1). Nedokáže však s určitosťou potvrdiť jej vhodnosť na daný konečný účel použitia, pretože okrem štruktúry pórov dôležitú úlohu zohráva aj minerálne zloženie horniny, vlastnosti minerálov, vlastnosti tmelu a pod.

Záver

Dosiahnuté poznatky vychádzajú z výsledkov skúšok uskutočnených na 88 vzorkách prevažne karbonatických hornín. Skúšky robené na týchto vzorkách boli zamerané na identifikáciu štruktúry pórov hornín, vlastnosti a správanie vody v póroch a odolnosť hornín proti rozpadu.

Z analýzy výsledkov skúšok sa podarilo odvodit' súvislosť medzi štruktúrou pórov a rozpadom hornín zapríčineným prítomnosťou vody v póroch pri teplote pod bodom mrazu. Na základe identifikácie štruktúry pórov skúšaných vzoriek pomocou zhlukovej analýzy bolo definovaných päť základných štruktúrnych typov pórov hornín: mikropórová štruktúra s malou pórovitosťou, mikropórová, mezopórová, makropórová s kavernami a makropórová. Štruktúry boli opísané a názorne ilustrované na schematických obrázkoch a pomocou kriviek efektívnej pórovitosti. Podľa výsledkov skúšok, ako aj na základe početných prác uvedených v literatúre boli jednotlivé skupiny hornín s definovanými štruktúrami pórov charakterizované z hľadiska ich odolnosti proti rozpadu zapríčinenému prítomnosťou vody v póroch. Pretože len malú časť vzoriek tvorili iné horniny ako dolomity a vápence, zdá sa, že päť definovaných zhlukov nepokryje široký rozsah štruktúr pórov všetkých typov hornín Slovenska. Preto bude potrebné v ďalšom výskume na iných litologických typoch hornín rozšíriť súbor odvodených základných štruktúr pórov hornín.

Výsledky skúšok potvrdili, že príčinou rozpadu hornín pri teplote vody pod bodom mrazu je prítomnosť adsorbovanej vody v mikropóroch, pričom úmerne platí, že čím viac je adsorbovanej vody v hornine, tým je hornina menej odolná proti mrazu. Pri malom obsahu adsorbovanej vody, respektíve pri malom obsahu mikropórov v hornine rozhodujúcu úlohu zohráva stupeň nasýtenia vodou a jej schopnosť dosiahnuť vysoký stupeň nasýtenia, respektíve si ho udržať. Účinok adsorbovanej vody v mikropóroch a stupeň nasýtenia makropórov na horniny pôsobí súčasne; zvýšený účinok jedného alebo druhého závisí od obsahu mikropórov a makropórov v hornine.

Dostatočne sa preukázalo, že horniny najmenej odolné proti rozpadu mrazom sú tie, ktoré majú zvýšený obsah mikropórov. Paradoxne, voda v horninách so zvýšeným obsahom mikropórov vôbec nezamrzá alebo zamrzá v nich len jej malé množstvo. To dokazuje význam deštruktívneho účinku adsorbovanej vody v mikropóroch spôsobeného rozdielnymi termodynamickými vlastnosťami adsorbovanej vody v mikropóroch a voľnej vody v makropóroch. Tento rozdiel vyúsťuje pri teplote vyššej ako 0 °C do osmotického prúdenia vodných molekúl z makropórov obsahujúcich voľnú vodu s veľkou voľnou energiou do mikropórov obsahujúcich vodu s nízkou voľnou energiou. Toto osmotické prúdenie vody zväčšuje tlak v póroch, ktorý môže viesť ku kolapsu stien pórov a následne k rozpadu

celej horniny. Pri poklese teploty pod bod mrazu je toto prúdenie vodných molekúl opačné. Voda z mikropórov prúdi do makropórov, v ktorých sa tvorí ľad.

Na základe výsledkov experimentálnych prác bol opísaný nový mechanizmus rozpadu hornín so zvýšeným obsahom mikropórov. Jeho podstata spočíva v tom, že pri striedavom kolísaní teploty pod a nad bodom mrazu a tým vyvolanom prúdení adsorbovanej vody z makropórov do mikropórov a opačne nastáva kolaps stien mikropórov a postupná premena mikropórov na makropóry úplne nasýtené vodou. V novovzniknutých makropóroch obklopených len mikropórmí voda už môže zamrznúť a svojím tlakom porušiť horninu.

Merania pri kalorimetrickej skúške rozdelili horninové vzorky na dve skupiny – na vzorky, v ktorých voda v póroch zamrzla, a na vzorky, v ktorých nezamrzla. Porovnaním vzoriek oboch skupín s ich štruktúrou pórov sa zistilo, že zamrznuteľnosť vody v póroch je podmienená zastúpením mikropórov v rámci celkového objemu efektívnej pórovitosti horniny. Tento podiel je premenlivý, narastá so zväčšujúcou sa pórovitosťou.

Na základe vyhodnotenia údajov získaných zo skúšok sa podarilo nájsť súvislosť medzi objemovými zmenami hornín (mrazovým rozpínaním) a odolnosťou proti mrazu. Vo všeobecnosti možno povedať, že odolnosť proti mrazu sa znižuje so zvyšujúcim sa mrazovým rozpínaním hornín. Tento poznatok však pre všetky skupiny hornín neplatí rovnako. Horniny, v ktorých voda v póroch nezamrzá, nemajú žiadne mrazové rozpínanie, pritom k týmto horninám patria aj horniny s mikropórovou štruktúrou, ktoré sú najmenej odolné proti mrazu. Skupina hornín s makropórovou štruktúrou s kavernami sa správa nepredvídateľne, a to v závislosti od stupňa nasýtenia kaverien.

Zistilo sa, že na zaradenie vzoriek do jednotlivých skupín je potrebné stanoviť adsorpciu vodných pár a pórovitosť pomocou nasiakavosti varom a 24-hodinovú nasiakavosť.

Na záver treba zdôrazniť, že je potrebné naďalej pokračovať v analýze štruktúry pórov a získať výsledky na horninách Slovenska pokrývajúce celý rozsah typov štruktúr pórov v horninách. Rozsah údajov by mal byť dostatočný na to, aby bolo možné každú skupinu vzoriek s rovnakým typom štruktúry pórov podrobiť samostatnej analýze, pomocou ktorej sa tieto skupiny ďalej rozdelia na podskupiny podľa vlastností hornín vyplývajúcich napríklad z minerálneho zloženia, vlastností minerálov, veľkosti zrn, pevnosti tmelu medzi zrnami a podobne.

Literatúra

Acagorčjan, Z. A., 1985: Principes expérimentaux et theoriques pour l'évolution de durabilité de la pierre. In: V. Congr. internat. sur l'alteration et la conservation de la pierre. Actes, v. I. Lausanne, s. 195 – 202.

Bager, D. H. a Sellevold, E. J., 1986a: Ice formation in hardened cement paste. Part I. Room temperature cured pastes with variable moisture contents. In: Cement and Concrete Research, roč. 16, s. 709 – 720.

Bager, D. H. a Sellevold, E. J., 1987: Ice formation in hardened cement paste. Part III. Slow resaturation of room temperature cured pastes. In: Cement and Concrete Research, roč. 16, s. 1 – 11.

Banthia, N., Pigeon, M. a Lachance, L., 1989: Calorimetric study of freezable water in cement paste. In: Cement and Concrete Research, roč. 19, s. 939 – 950.

Bates, R. L. a Jackson, J. A., 1984: Dictionary of geological terms. Third Edition. New York, The American Geological Institute, 571 s.

Beaudoin, J. J. a MacInnis, C., 1974: The mechanism of frost damage in hardened cement paste. In: Cement and Concrete Research, roč. 4, s. 139 – 147.

Blachere, J. R. a Young, J. E., 1972: The freezing point of water in porous glass. In: Journal of American Ceramic Society, roč. 55, č. 12, s. 306 – 308.

Čabalová, d., 1994: Analýza trvanlivosti neovulkanitov Slovenska. In: Zborník referátov z konferencie Výsledky, problémy a perspektívy inžinierskej geológie v Slovenskej republike. Bratislava, Slovenská asociácia inžinierskych geológov, s. 10 – 14.

Darr, G. M. a Ludwig, U., 1973: Determination of permeable porosity. In: Materials and structures, roč. 6, č. 33, s. 185 – 190.

Dullien, F. A. L., 1979: Porous media, fluid transport and pore structure. Academic Press, 395 s.

Everett, D. H., 1961: Thermodynamics of frost damage in porous solids. Trans Faraday Society, č. 57, s. 1 541 – 1 551.

Fetter, C. W., 1994: Applied Hydrogeology. Second Edition. Macmillan Collage Publishing Company, s. 77 – 128.

Haynes, J. M., 1973a: Determination of pore properties of constructional and other materials. General introduction and classification of methods. In: Materials and Structures, roč. 6, č. 33, s. 169 – 174.

Haynes, J. M., 1973b: Pore size analysis according to the Kelvin equation. In: Materials and Structures, roč. 6, č. 33, s. 209 – 226.

Hudec, P. P., 1989: Durability of rocks as function of grain size, pore size, and rate of capillary absorption of water. In: Journal of Material in Civil Engineering, roč. 1, č. 1, s. 3 – 9.

Hudec, P. P., 1991: Freezing of osmosis as deterioration mechanism of concrete and aggregate? Low temperature effects on concrete proceedings. In: Second Canadian/Japan Workshop, Ottawa, Ontario, 1991, s. 1 – 7.

Hudec, P. P., 1993: Aggregate and concrete durability as controlled by water and cation adsorption and osmosis. In: Proceeding of Del Seminario International Sobre Tecnologia del Concreto, Concrete Durability, Monterrey, Mexico, 1993, s. 32 – 52.

Hudec, P. P., 1998: Vlastnosti hornín a fyzikálne procesy pri urýchlennom zvetrávaní. In: Zborník z 2. seminára Výroba Kameniva *98 so zahraničnou účasťou, Stará Lesná, 1998, s. 35 – 42.

Kaneuji, M., Winslow, D. N. a Dolch, W. L., 1980: The relationship between an aggregate pore size distribution and its freeze-thaw durability in concrete. In: Cement and concrete Research, roč. 10, č. 3, s. 433 – 441.

Kenji, A., Keisuke, H. a Takehisa, Y., 1990: Storage of refrigerated liquefied gases in rock caverns. Characteristics of rock under very low temperatures. In: Tunnelling and Underground Space Technology, roč. 5, č. 4, s. 319 – 325.

Kolivoška, J., 1993: Hodnotenie kameniva do betónu z hľadiska odolnosti proti vplyvu klimatických účinkov. In: Zborník z konferencie s medzinárodnou účasťou Betón 93, Košice, 1993, s. 149 – 153.

Lewis, D. W., Dolch, W. L. a Woods, K. B., 1953: Porosity determinations and the significance of pore characteristics of aggregates. In: Proceedings, ASTM, roč. 53, s. 949 – 958.

Litvan, G. G., 1972a: Phase transition of absorbates: III, Heat Effects and Dimensional Changes in Nonequilibrium Temperature Cycles. In: Journal of Colloid and Interface Science, roč. 38, č. 1, s. 75 – 83.

- Litvan, G. G., 1972b: Phase transition of absorbates: IV, Mechanism of frost action in hardened cement paste. In: *Journal of the American Ceramic Society*, roč. 55, č. 1, s. 38 – 42.
- Litvan, G. G., 1973: Phase transition of absorbates: V. Ageous sodium chloride solutions adsorbed on porous silica glass. In: *Journal of Colloid and Interface Science*, roč. 45, č. 1, s. 154 – 169.
- Litvan, G. G., 1975: Phase transition of absorbates: VI, Effect of deicing agents on the freezing of cement paste. In: *Journal of the American Ceramic Society*, roč. 58, č. 1 – 2, s. 26 – 30.
- Litvan, G. G., 1984: Frost action in porous systems. *Semináire: Durabilité des Béton et des pierres*. In: National research council of Canada, DBR 1179, 1984, s. 95 – 108.
- Morioka, Y., Kobayashi, J. a Higuchi, I., 1973: Freezing of the capillary liquid condensing in fine pores. In: *Journal of Colloid and Interface Science*, roč. 42, č. 1, s. 156 – 164.
- Neville, A. M., 1981: *Properties of Concrete*. 3rd Edition. Marshfield, Pitman Publishing. North, F. K., 1985: *Petroleum Geology*. Boston, USA, Allen & Unwin, s. 115 – 126.
- Powers, T. C., 1949: The air requirements of frost-resistant concrete. In: *Proceedings of the Highway Research Board*, 29, s. 184 – 211.
- Powers, T. C., 1975: Freezing effect in concrete. Durability of concrete, ACI SP47. Detroit, Michigan, American Concrete Institute, s. 1 – 11.
- Sigursson, O., Gumundsson, A., Frileifsson, O., Franzson, S. a Stefansson, V., 2000: Database on igneous rock properties in Icelandic geothermal systems, status and unexpected results. In: *Proceedings of World Geothermal Congress 2000, Kyushu – Tohoku, Japan, 2000*, s. 2 881 – 2 886.
- Verbeck, G. a Landgren, R., 1960: Influence of physical characteristics of aggregates on frost resistance of concrete. In: *Proceedings of the American Society for Testing and Materials*, 60, s. 1 063 – 1 079.
- Zajc, A. a Pejovnik, S., 1984: The effect of variation in pore structure on the frost resistance of concrete with and without deicing chemicals. In: *VTT Symposium 50. Third international conference on the durability of building materials and components*. Espoo, Finland, roč. 3, s. 435 – 443.
- STN 72 1512 *Hutné kamenivo pre stavebné účely (neplatná norma)*.

Influence of pore structure and pore water properties on rock deterioration

Summary

A rock is one of the most common construction materials. It is used in its natural form as ornamental stone or it is crushed on aggregates. The way of its utilization depends upon its appearance and capability to resist deterioration caused by the environment it is planned to be used.

In dry climate, most of the rocks, if not all, are weathering resistant. However, as soon as water is introduced into the porous system, the situation is dramatically changed. The water can cause severe weathering either as a medium that transports chemical weathering agents or as an agent of weathering of the rock itself by its chemical, physical or thermodynamic properties. Many of the published papers emphasize importance of pore structure and pore water properties on the rock durability. Although, since the first published paper 55 years has elapsed, the mechanism of the rock deterioration caused by water present in the rock pores was not sufficiently explained yet.

The scope of the research presented in this article was finding relationship between the rock pore structure and rock deterioration caused by the pore water.

The research is based on results of tests performed on 88 samples. The samples represent mostly strata of carbonate rocks and some argillitic, igneous, and metamorphic rocks, which are

currently quarried in Southern and Southeast Ontario and widely used in the concrete industry. The tests were conducted on rock cores two centimeters in diameter and 4,5 centimeters high. The tests were focused on identification of structure of rock pores, pore water properties and behavior, and rock durability. The structure of rock pores was determined by water adsorption, 24-hour water saturation, vacuum saturation and rate of water absorption. Pore water thermodynamic properties were determined by test in which dry cores, cores with adsorbed water and fully saturated cores were subjected to microwave energy in a standard microwave oven and the amount of adsorbed heat was measured. Pore water behavior on freezing was determined in test in which the fully saturated samples were exposed to low temperature (–16 °C) and the amount of frozen pore water was determined by calorimetric means. The rock durability was determined by length change of cores on freezing, freeze-thaw and magnesium sulphate loss.

All the results from tests were then subjected to statistical analysis. The statistical analysis included correlation tests and line of best fit, cluster analysis, and group mean tests.

Five categories of rock pore structures were identified by analyses of tests describing rock pore structure (water adsorption, water vacuum saturation, 24-hour water saturation, and degree of saturation) and by identifying of presence of frozen water in pores. The structures were named: micropore with low porosity, micropore, mesopore, macropore with caves and macropore structure. The structures were described and also illustrated by curves of open porosity and schematic drawings. The defined pore structures were characterized according to their resistance against deterioration caused by pore water. This characterization was based on the test results and literature review. Since only few of the tested samples were other than carbonate rocks, the five defined categories of the rock pore structures probably do not cover the whole range of the pore structures of rocks in Slovakia. Thus it is important to extend the research on other rock types than the types that have been tested in the research.

For a reliable classification of the rock pore structure the most important tests are the vacuum saturation, 24-hour saturation and adsorption.

The analyses of the test results confirmed strong relationship between the rock pore structure and rock deterioration caused by pore water subjected temperatures under the freezing point. This relationship is caused by presence of adsorbed water in micropores. The rocks with low frost resistance are those that have high content of micropores. When a rock has low content of micropores, the main cause of the rock deterioration is high degree of saturation and capability of the pore rock system to keep this high degree during the freezing of the pore water.

The results showed that adsorbed water has less free energy and absorbs less microwave heat than bulk water.

Basing on the test results a new mechanism of deterioration of rocks with increased content of micropores was described. Its principle is based on the fact, that during fluctuation of the temperature below and above the freezing point the thermodynamic balance between adsorbed and bulk water is disturbed. This causes osmotic movement of the pore water what in turn generates high hydraulic pressure. This high pressure can cause collapse of the micropore walls, what can result in creation of new macropore fully saturated with bulk water, which can freeze. This macropore is surrounded by micropores with low permeability, thus freezing of bulk water in such new macropore can be destructive.

Measuring of the sample length change on freezing has revealed a relationship between length change and frost resistance. In general it can be said, that the frost resistance decreases with increasing rock expansion. However, this statement is not true for all rocks. Rock samples with high

content of micropore showed only small amount or none freezing pore water, and minimal or none length change on freezing. The content of micropores controls the rock deterioration without respect to scale of the length change. Also some rocks with caves, which make inhomogeneous pore system, behave unpredictively. They did not show any relationship between length change and frost resistance.

It is important to continue in the research of the rock pore structure in the future. Large amount of data should be assembled from tests of samples prepared from Slovak rocks covering the whole range of rock types and types of the pore structures. Extend of the data should be large enough to enable statistical analyses of each group of rocks with the same category of pore structure. Such analyses divide the groups onto subgroups according to their properties controlled by the properties of rock minerals, cement binding mineral aggregates, grain size etc.

Explanation to the textfigures 1 – 25

Fig. 1 Porosity of the most common construction materials (Haynes, 1973a).

Fig. 2 Relationship between humidity, pore size and water vapor pressure by the Kelvin's equation at temperature 0 °C.

Fig. 3 Relationship between relative humidity and degree of saturation for four different rock aggregate types: 1 – basalt, 0,25 % adsorption, 2 – granite, 0,45 % adsorption, 3 – wacke, 2,34 % adsorption, 4 – dolostone, 6,68 % adsorption (Verdeck and Landgeren, 1960).

Fig. 4 Calorimetric curve of cooling rock sample with different porosity (the porosity is increasing from „a“ to „e“) (Bager and Sellevold, 1986a).

Fig. 5 Relationship between interior pore surface (BET) and frost resistivity (Hudec, 1998).

Fig. 6 Correlation between adsorption and frost resistivity, $R = 0.9$ (Hudec, 1991).

Fig. 7 Visualization of the relationship between sample length and temperature: a) water saturated sample, b) benzene saturated sample (Beaudoin a MacInnis, 1974).

Fig. 8 Testing samples.

Fig. 9 Scheme of the testing device for testing of microwave energy absorption.

Fig. 10 Picture of the testing device for the calorimetric test.

Fig. 11 Scheme of the testing device for the calorimetric test.

Fig. 12 Relationship between the adsorbed water (as fraction of the pore volume) and porosity: a – border line between samples with frozen water (Z1, Z2, Z3, (F)) and not-frozen water (Z4, Z5, (N)); (F), (N) – samples from groups F and N that were not included into any of the statistical clusters.

Fig. 13 Relationship between degree of saturation and rock porosity: (F), (N) – samples from groups F and N that were not included into any of the statistical clusters.

Fig. 14 Relationship between the adsorbed water (as fraction of the pore volume) and porosity after including the originally not-including samples into the clusters: a – border line between samples with frozen water (Z1, Z2, Z3) and not-frozen water.

Fig. 15 Relationship between degree of saturation and rock porosity after including the originally not-including samples into clusters Z2 and Z3. The bold line represents 70 % degree of saturation, which separates the samples of both clusters.

Fig. 16 Comparison of the selected cluster properties. The height of the bars represents average values, the lines drawn across the top of the bars represents range of values.

Fig. 17 Scheme of the pore size distribution of the basic structure type of the rock pores.

Fig. 18 Scheme of the basic structure type of rock pores accusable by water: Z1 – mezzopore structure, Z2 – makropore structure with caves, Z3 – makropore structure, Z4 – micropore structure with low porosity, Z5 – micropore structure.

Fig. 19 Relationship between adsorbed water and porosity. The line a separates samples from groups N and F.

Fig. 20 The relationship between frost resistivity and adsorption. Z1, Z2, Z3, Z4, Z5 – identification of the individual clusters.

Fig. 21 The relationship between frost resistivity and degree of saturation. Z1, Z2, Z3, Z4, Z5 – identification of the individual clusters.

Fig. 22 The relationship between frost resistivity and saturation. Z1, Z2, Z3, Z4, Z5 – identification of the individual clusters.

Fig. 23 The relationship between frost resistivity and content of bulk water. Z1, Z2, Z3, Z4, Z5 – identification of the individual clusters.

Fig. 24 Sequences of deterioration of rocks with micropore and mezzopore pore structure, VP_a – vapor pressure over adsorbed water, VP_i – vapor pressure over ice, P – pressure.

Fig. 25 Deterioration of rocks with micropore and mezzopore pore structure during alternative freezing and defrosting described on the fig. 24.



GEOLOGICKÉ PRÁCE, SPRÁVY 112

Vydal Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 2006.

Vedúca redaktorka: Gabriela Šipošová
Jazyková redaktorka: Ing. Janka Hrtusová
Grafická úprava a technické spracovanie: Gabriela Šipošová
Príprava textov na počítači: Mária Cabadajová

Náklad 350 kusov. Tlač a knihárske spracovanie ALFAPRINT Martin.