ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA BRATISLAVA 2018

GEOLOGICKÉ PRÁCE

ISSN 0433–4795

SPRÁVY

132

GEOLOGICKÉ PRÁCE

ISSN 0433–4795 SPRÁVY

Geologické práce, Správy je vedecký recenzovaný časopis, ktorý vydáva Štátny geologický ústav Dionýza Štúra od roku 1954. Úlohou časopisu je informovať odbornú verejnosť o najnovších poznatkoch z výskumov zo všetkých vedných disciplín geológie (regionálna geológia, tektonika, stratigrafia, paleontológia, petrológia, geochémia, hydrogeológia, inžinierska geológia, ložisková geológia, geofyzika, štruktúrna geológia a príbuzné odbory). Zverejňuje výsledky geologických výskumov Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra, ale aj iných geologických organizácií.

Predseda vydavateľskej rady – Chairman of Editorial Board

BRANISLAV **ŽEC**
branislav.zec@geology.sk

Vedecký redaktor – Scientific Editor

ONDREJ **PELECH**
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra
Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
ondrej.pelech@geology.sk

Redakčná rada – Editorial Board

DANIELA **BOOROVÁ** • KLEMENT **FORDINÁL** • JOZEF **KORDÍK** • MARTIN **KOVÁČIK**
LUCIA **LEDVÉNYIOVÁ** • JURAJ **MAGLAY** • PETER **MALÍK** • ALEXANDER **NAGY**
PETER **ONDREJKA** • IVANA **PEŠKOVÁ** • FRANTIŠEK **TEŤÁK** • KATARÍNA **ŽECOVÁ**

Redakcia – Editorial Staff

Vedúci vydavateľstva ŠGÚDŠ a propagácie
Head of the ŠGÚDŠ Publishing house and Department of Promotion

LADISLAV **MARTINSKÝ**
ladislav.martinsky@geology.sk

Jazyková redaktorka – Lingual Editor

JANKA **HRTUSOVÁ**

Technická redaktorka – Production Editor

SLÁVKA **ŽIDEKOVÁ**

Bratislava december 2018

Geologické práce, Správy vychádzajú dvakrát ročne. Vydavateľ a tlač: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, IČO 31 753 604. Dátum vydania čísla 21. 12. 2018.
On-line verzia časopisu je prístupná na stránke:
https://www.geology.sk/geologicke-prace-spravy/.

ISSN 0433-4795; ISSN (On-line) 2453-9767

ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA BRATISLAVA 2018

GEOLOGICKÉ PRÁCE

SPRÁVY

132

© Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2018

Indície numerických indikátorov rezervoárovej konvekcie v podmienkach hydrogeotermálnej štruktúry ďurkovská depresia, Košická kotlina

Numerical indices implications on reservoir convection for the Ďurkov depression hydrogeothermal structure, Košice Basin

Branislav Fričovský [1], Ladislav Vizi [2], Martin Surový [2] a Jozef Mižák [3]

[1] Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, oddelenie hydrogeológie a geotermálnej energie, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, branislav.fricovsky@geology.sk
[2] Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, oddelenie 3D/4D modelovania, RC Košice, Jesenského 8, 040 01 Košice, ladislav.vizi@geology.sk, martin.surovy@geology.sk
[3] Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, oddelenie geofondu, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, jozef.mizak@geology.sk

© Autori 2018. Vydal ŠGÚDŠ. Licencia Creative Commons BY 4.0. (http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

Abstrakt. Konvekcia v hydrogeotermálnych štruktúrach kontroluje nielen vertikálnu distribúciu teploty, ale podmieňuje aj formovanie voľnej rezervoárovej fázy alebo reakciu rezervoáru na exploatáciu. Kombinácia blokovo-modelovej siete a podmienenej simulácie *Turning-bands* bola využitá pri hodnotení jej numerických indikátorov. Zóna pozitívnych anomálií je viazaná na polygón obcí Ďurkov – Svinica – Bidovce – Olšovany v hĺbke viac ako 2 700 m pod terénom (p. t.). V tejto oblasti je geotermické pole ovplyvnené nerovnomerným prehrievaním rezervoáru na báze v dôsledku tektonickej segmentácie. Trend nestacionarity smerom k stropu rezervoáru vyznieva. Podľa analýzy lineárnej stability (δNu, δRa*, δKm) je možné v hlbších častiach rezervoáru uvažovať o výskyte fázovo stabilných izolovaných konvekčných buniek s 2D geometriou. Tie sú zrejme viazané na zlomové a puklinové systémy kontaktu krýh triasových karbonátov. Mimo dosahu nerovnomerného prehrievania podmienky na konvektívne prúdenie vytvorené nie sú, preto uvažujeme o teplotne indukovanej konvekcii. Prirodzené formovanie voľnej plynnej fázy na strope rezervoáru je v danej situácii sporné.

Abstract. Amongst a reservoir production response, the convection in hydrogeothermal systems contributes to vertical temperature distribution or a mobile vapor phase generation regime. A block-model calculated grid along with conditioned Turning-bands simulation was applied in numerical indices analysis. A prospective zone extends, however, at depths below 2,700 m, within towns of Ďurkov – Svinica – Bidovce – Olšovany polygon. Here, a geothermic field is fairly affected by unbalanced reservoir overheating, ceasing topwards, consequent to a reservoir tectonic dissection. According to the linear stability analysis (δNu, δRa*, δKm), a phase-stable, insulated, 2D-configurated convection cells may evolve. A convection is, thus, considered as a temperature gradient (or thermally) induced, related to faults and fissures along a tectonic contacts of blocks of Triassic carbonates. Under undisturbed stationary geothermic profile, conditions triggering convection formation do apparently do not exist. Henceforth, a natural origin of a gas cap within a topmost profile of the reservoir appears fairly questionable.

Kľúčové slová: rezervoárová konvekcia, nerovnomerné prehrievanie, Nusseltovo číslo, Rayleighovo číslo, kritická permeabilita, ďurkovská depresia, simulácia *Turning-bands*
Key words: reservoir convection, overheating, Nusselt number, Rayleigh number, minimum permeability, Ďurkov depression, Turning-bands simulation

ÚVOD

Z pohľadu rezervoárového inžinierstva predstavuje geotermálna energia kombináciu energie dlhodobo akumulovanej v systéme, prirodzených strát (Axelsson, 2012) a energie vstupujúcej do systému (Axelsson et al., 2005). Na dynamických procesoch súvisiacich s bilanciou energie v štruktúre sa podieľajú koncové členy transportu tepla – kondukcia a konvekcia, v rádovo nižšej miere radiácia (Steingrímsson et al., 2006).

Geotermálne systémy s plošne prevládajúcou konvekciou charakterizuje porušenie stacionárneho geotermického poľa aktívnou vulkanickou/magmatickou činnosťou a intenzívnou vertikálnou filtráciou rezervoárového média v priepustnom prostredí, respektíve viazaného na tektonické štruktúry (Boden, 2017). Príkladom sú kalderové (napr. Wohletz a Heiken, 1992) alebo dómové (Bogie et al., 2005) štruktúry, respektíve bazénové, vysoko entalpické hydrotermálne systémy (Saemundsson, 2009). Konduktívny proces transportu tepla je v globále prítomný vo všetkých geologických prostrediach; ako koncový člen transportu tepla sa uplatňuje najmä v nízko entalpických bazénových (hydrogeotermálnych) systémoch (Sorey et al., 1982) a geotlakových (Bowen, 1989) a petrotermálnych (aj stimulovaných) štruktúrach (Ledru a Frottier, 2010).

Prirodzená konvekcia v rezervoárovom prostredí indukovaná gradientom teploty je najefektívnejším spôsobom transportu energie a hmoty v systéme (Bodvarsson et al., 1982). Prejavy nástupu alebo postupu, termickej, priestorovej, respektíve časovej stability (predovšetkým vertikálnej) konvekcie výrazne ovplyvňujú:

- energetickú bilanciu geotermálneho systému (napr. Toth, 2012),
- rezervoárovú reakciu na exploatáciu; t. j. intenzitu ochladzovania a „odpor“ rezervoárového prostredia proti prieniku studeného frontu (Gringarten a Sauty, 1975; Antics et al., 2005),

- filtračné a cirkulačné procesy v prevažne pórovitom/medzizrnovom (Ramesh a Torrance, 1990), ako aj horizontálnom (Wang a Horne, 2000), respektíve vertikálnom (Pratt a Kassoy, 1983) pórovitom/puklinovom prostredí,
- nástup a stabilitu procesov rezervoárového varu (Wang a Horne, 2000),
- formovanie dvojfázového rezervoárového média, respektíve izolovanej alebo mobilnej parnej fázy v rezervoári (Jaupart a Mareschal, 2010) vertikálnou cirkuláciou,
- nejednoznačnosť izotopových analýz geotermálnych vôd (Kjaran a Éliasson, 2008) v súvislosti s datovaním a definíciou infiltračnej elevácie recirkuláciou,
- zlyhávanie silikátovej a katiónovej (Fričovský et al., 2016a) alebo multikomponentovej (Neupane et al., 2014) geotermometrie rekalibráciou rovnovážnych stavov pri interakcii voda – hornina.

Priama identifikácia vertikálnej alebo horizontálnej konvekcie v saturovanom prostredí je nemožná, s výnimkou povrchových prejavov. Nepriame metódy vychádzajú z hydrogeologických zmiešavacích modelov (napr. Truesdell a Fournier, 1975, 1977; Arnórsson, 1985). Numerické priame metódy (tzv. numerické indikátory) sa opierajú o hydrodynamický a termofyzikálny princíp formovania a stability konvekcie.

Kritickými podmienkami na vznik vertikálnej konvekcie v geotermálnych systémoch sú efektívna permeabilita, t. j. viac ako 10^{-15} m^2 v prostredí s teplotou do 350 °C (Straus a Schubert, 1977), alebo formovanie gradientu tlaku a hustoty rezervoárového média dostatočným prísunom tepla do rezervoáru (Jaupart a Mareschal, 2010). Základom analýzy je definícia rovnomernosti bázového prehrievania (Hanano, 1998) vyčleňujúca zóny s anomálne zvýšenou teplotou oproti stacionárnemu (a teda konduktívnemu) geotermickému poľu. Rayleighovo číslo vyjadruje pomer viskóznych a vztlakových síl pôsobiacich na rezervoárové médium v systéme (Jaupart a Mareschal, 2010) pri daných iniciálnych alebo indukovaných p-T podmienkach, hydraulickej charakteristike a geometrii prostredia. Extrémne heterogénne prehrievané prostredie ($\tau > 0,5$) nie je možné podrobiť štúdiu lineárnej stability konvekcie využitím Rayleighovho čísla, pretože nástup konvekcie nie je kontrolovaný okrajovými podmienkami viskóznych síl (Hanano, 1998). Nusseltovo číslo vyjadruje relatívny podiel konvektívneho transportu tepla na hustote tepelného toku v rezervoári, respektíve pomer konvekcie a kondukcie v energetickej bilancii systému (Kjaran a Éliasson, 2008). Hodnotenie kritickej permeability vychádza z hydraulických podmienok, ktoré pri daných parametroch rezervoárového média a rezervoárového prostredia musia byť splnené pre nástup alebo udržanie vertikálneho prúdenia a aktiváciu vztlakových síl (Hanano a Kajiwara, 1999).

Príspevok sa zameriava na hodnotenie možností vzniku alebo prítomnosti izolovanej, respektíve plošnej rezervoárovej konvekcie v podmienkach strednotriasových karbonátov hydrogeotermálnej štruktúry ďurkovská depresia. Na základe výsledkov hydrogeotermického (Vranovská et al., 1999a, b), hydrodynamického (Beňovský et al., 2001; Halás et al., 2016), inžiniersko-technologického (Popovičová a Holoubek, 2011) alebo termodynamického (Fričovský et al., 2016b, 2018) hodnotenia sa hydrogeotermálny systém dlhodobo považuje za jeden z najperspektívnejších v rámci Západných Karpát (napr. Franko et al., 1995, 1999). Aspekt rezervoárovej dynamiky v súvislosti s rôznou amplitúdou vplyvu koncových členov transportu tepla pri štúdiu štruktúry sa doteraz neposudzoval. Význam takto orientovanej analýzy narastá aj pri interpretovaní možných spôsobov generovania a podmienok existencie separovanej plynnej čiapky na strope rezervoáru (Fendek in Vranovská et al., 1999a) a aplikácii stacionárneho modelovania geotermického poľa, hodnotení energetickej bilancie zdrojov a zásob geotermálnej energie, eventuálne pri definovaní okrajových podmienok vstupujúcich do nastavení modelov predikcie rezervoárovej reakcie a zmeny teploty súvisiacej s prienikom studeného frontu.

KONCEPČNÝ MODEL ŠTRUKTÚRY

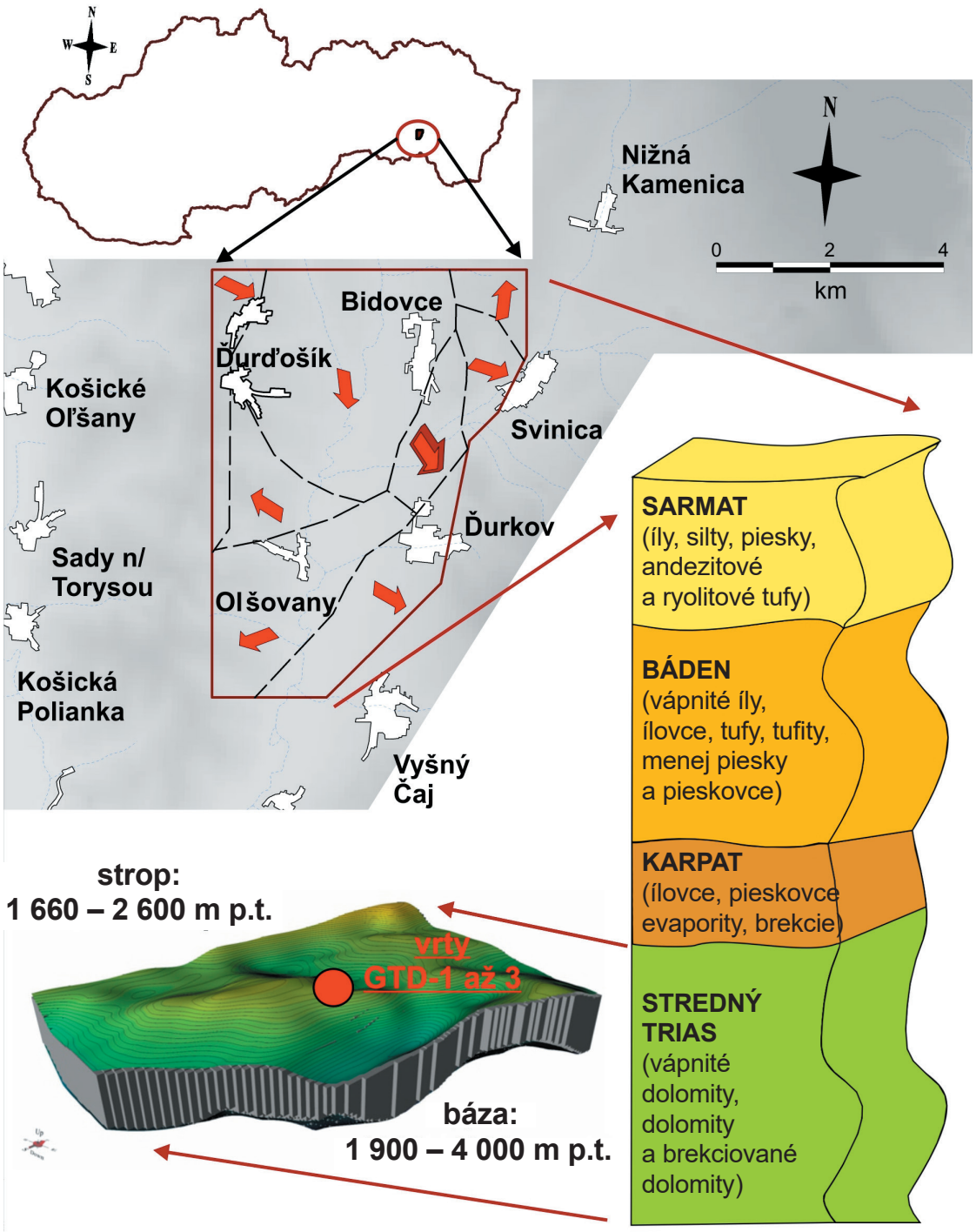
Hydrogeotermálna štruktúra ďurkovskej depresie zodpovedá depresii neogénneho podložia s hĺbkou uloženia mezozoických karbonátov prevažne väčšou ako 2 000 m p. t. (Vranovská et al., 1999a, b) oproti okoliu. Segmentácia predterciérneho reliéfu umožňuje jej tektonické vymedzenie: s.-j. zlomovými systémami paralelnými so spojnicou obcí Vyšný Čaj – Olšovany – Ďurďošík na západe, podpovrchovým rozsahom neovulkanitov Slanských vrchov na východe, tektonickým stykom s Bidovskou depresiou na severe a výzdvihovými blokmi mezozoika pri spojnici Ruskov – Vyšný Čaj na južnej strane územia (Vranovská et al., 1999a) s celkovou rozlohou do 34 km^2 (obr. 1).

Geologické prostredie

Košická kotlina je z geologicko-tektonického pohľadu súčasťou Východoslovenskej neogénnej panvy. Zovšeobecnený vertikálny profil štruktúry predstavujú kvartérne polygenetické, deluviálne a fluviálne, menej proluviálne akumulácie s hrúbkou rádovo do 10 m. Neogénnu výplň zastupujú formácie sedimentárneho/vulkanosedimentárneho neogénu sarmatu, bádenu a karpatu s mezozoickým karbonátovým podložím (obr. 1) a paleozoickými komplexmi kryštalinika Západných Karpát (Bodiš a Vranovská, 2012).

Paleozoické komplexy v rámci ďurkovskej depresie neboli zdokumentované. Mezozoikum príkrovových jednotiek Západných Karpát zastupujú tektonicky segmentované a vnútorne porušené strednotriasové dolomitické vápence prechádzajúce do dolomitov anisu – ladinu (Pereszlenyi et al., 1999) s hrúbkou 200 – 2 000 m a hĺbkou uloženia 1 660 – 2 600 m p. t. Karbonáty predterciérneho reliéfu vytvárajú sústavu vzájomne poklesových a výzdvihových blokov v priamom podloží neogénnych sedimentov (obr. 1).

Bazálne klastiká karpatu tvoria hydraulicky komunikujúci horizont so strednotriasovými karbonátmi, v nadloží izolovaný vápnitými ílovcami a evaporitmi (Vranovská et al., 2015), preukázaný vrtmi skupiny GTD-1, -2 a -3 (Vranovská et al., 1999a). Bádenské vápnité siltovce, piesčité ílovce a ílovce (Vranovská et al., 2015) so sporadickými



Obr. 1. Priestorová definícia a vertikálny geologický profil hydrogeotermálnej štruktúry ďurkovská depresia a smer sklonu krýh karbonátov (šípky).
Fig. 1. Site definition and vertical geological profile of the Ďurkov depression hydrogeothermal structure and carbonate blocks incline (arrows).

zlepencami a andezitickými vulkanoklastikami (Pereszlenyi et al., 1999) dosahujú hrúbku do 1 300 m. Sedimenty sarmatu, predovšetkým íly až ílovce, eventuálne vulkanoklastiká do 1 000 (Vranovská et al., 1999a, b), respektíve 1 500 m, pre pomerne nevýraznú hrúbku kvartéru predstavujú strop hodnotenej štruktúry.

Existencia troch generácií zlomových systémov v štruktúre (Vranovská et al., 1999a, b; Pereszlenyi et al., 1999) predurčuje nevyhnutnosť TDA (*tectonics driven approach* – tektoniku zohľadňujúci prístup) pri formulovaní geometrie a interpretácii hydrodynamických rezervoárových procesov štruktúry.

Hydrogeotermické podmienky

Z pohľadu globálnej koncepčnej katalogizácie (hydro)-geotermálnych štruktúr podľa štruktúrnogeologického prostredia a koncových členov transportu tepla (Moeck, 2014; Moeck a Beardsmore, 2014) je možné ďurkovskú depresiu klasifikovať ako konduktívnu koncepciu (CD) typu orogenetických pásiem a predpoľných bazénov (CD2).

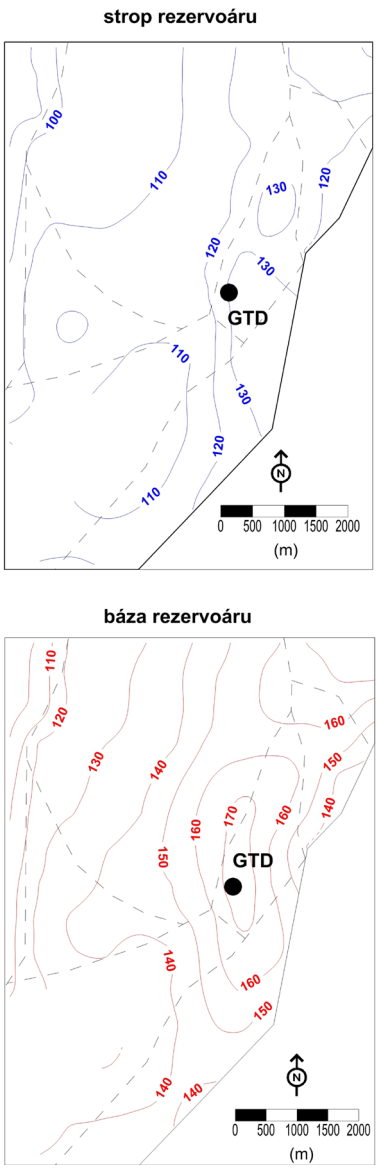
Teplota na strope a báze rezervoáru sa pohybuje v intervale T_{top} = 87 – 142 °C, respektíve T_{btm} = 95 – 180 °C (obr. 2). Špecifická entalpia rezervoárového média je v intervale h = 390 – 1 060 kJ . kg^{-1} (Fričovský et al., 2018) pri celkovej mineralizácii TDS ≈ 29 – 31 g . l^{-1} (Vranovská et al., 1999a). Z termodynamického hľadiska preto v ďurkovskej depresii uvažujeme o zdrojoch geotermálnej energie nízkej až strednej (západná časť) až strednej až vysokej (centrálna časť hlbšie než 4 000 m p. t.) termodynamickej kvality (Fričovský et al., 2018).

Mobilnou fázou v podmienkach rezervoáru je podľa termodynamických parametrov (Fričovský et al., 2018) geotermálna voda s vysokým podielom CO_2. Zároveň ale Fendek in Vranovská et al. (1999a) uvažuje o prirodzenom akumulovaní plynnej fázy prevažne CO_2 v stropných častiach rezervoáru. Podobne Bodiš a Vranovská (2012) pripúšťajú komplexný systém pevná fáza – voda – para pri modelovaní rovnovážnych stavov rezervoárového média v štruktúre. Rozdiel absolútnej prietočnosti tak, ako je udávaný vo výsledkoch hydrodynamického testovania (Vranovská et al., 1999a, b; Halás, Sr. et al., 2016), t. j. v rozsahu K_m = 5 . 10^{-15} – 1,5 . 10^{-14} m^2 medzi stropom a bázou rezervoáru, pritom pri daných p-T podmienkach nezodpovedá prostrediu, ktoré by umožňovalo adiabatické formovanie plynnej fázy prudkou stratou teploty po evázii polohy saturovanej geotermálnej vody (Allis, 2000).

REZERVOÁROVÁ KONVEKCIA: PRINCÍPY A METODIKA HODNOTENIA

Rezervoárová konvekcia

Z termodynamického hľadiska sa tok energie viaže na pohyb hmoty procesom advekcie. Konvekcia ako spôsob transportu tepla kombinuje advektívny pohyb s okrajovou kondukciou na rozhraní médium – hornina (Boden, 2017). Vplyv okrajovej výmeny tepla je v porovnaní s advektívnou zložkou zanedbateľne malý (Jaupart a Mareschal, 2010).



Obr. 2. Distribúcia teploty (°C) na strope a báze rezervoáru podľa modelu stacionárneho geotermického poľa.
Fig. 2. Reservoir top and base temperature (°C) distribution given by stationary geothermal field model.

Geotermálna energia predstavuje teplo akumulované v štruktúre a teplo, ktoré podlieha výmene energie medzi rezervoárom a prostredím. Procesmi transportu energie v geologickom prostredí sú koncové členy transportu tepla (Watson, 2013): radiácia (q_{RD}), kondukcia (q_{CD}) a konvekcia (q_{CV}). Ak pre prirodzené rezervoárové prostredie platí zákon zachovania energie a hmoty v zmysle prvej termodynamickej vety (Arslan a Huber, 2013), potom pre tok energie v systéme platí vzťah [1], kde $\partial T/\partial t$ (zmena teploty v čase) zastupuje intenzitu tepelnej výmeny a výrazy q_{CD}, q_{CV} a q_{RD} jednotlivé koncové členy transportu tepla:

$$dU = \delta Q + \delta W \Rightarrow$$

$$\rho_w c_w . \frac{\partial T}{\partial t} = -\mathrm{div}\,\dot{q} + \dot{W} \Rightarrow \qquad [1]$$

$$\rho_w c_w . \frac{\partial T}{\partial t} = -\mathrm{div}\sum\left(q_{CD} + q_{CV} + q_{RD}\right) + \dot{W}$$

V stacionárnom (konduktívnom) geotermickom poli je transport tepla daný zmenou teploty v priestore a čase v závislosti od termofyzikálnych parametrov prostredia [2], zatiaľ čo advektívny prenos tepla závisí od parametrov geo-

termálnej vody a jej filtračnej rýchlosti [3], kde výraz γ_t reprezentuje objemovú tepelnú kapacitu rezervoáru (Jaupart a Mareschal, 2010) pri danom gradiente teploty. Kombináciou [2] a [3] je všeobecný tvar rezervoárovej konvekcie [4] s následnou úpravou pre prostredie s konštantným zdrojom tepla [5], čo zodpovedá bazénovým hydrogeotermálnym systémom, a zanedbateľnou divergenciou filtračnej rýchlosti (Haenel et al., 1988):

$$-\mathrm{div}(q_{CD}) = \rho_m.c_m.\frac{\partial T}{\partial T}.\lambda_m \qquad [2]$$

$$\mathrm{div}\left(\lambda_t.\mathrm{grad}T\right) - \mathrm{div}\left(\phi_e.\rho_w.c_w.\upsilon_D.T\right) = \gamma_t.\frac{\partial T}{\partial t} \qquad [3]$$

$$\dot{q} = \mathrm{div}\left(\rho_w\,.c_w\,.\phi_e\,.v_D\,.T\right) \qquad [4]$$

$$\lambda_t.\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - \phi_e\,.\rho_w\,.c_w\,.v_{(z)}\,.\frac{\partial T}{\partial z} = \gamma_t\,.\frac{\partial T}{\partial t}\,, \qquad [5]$$

kde pre γ_t (7) platí:

$$\gamma_t = (1-\phi_e).\rho_m\,.c_m + \phi_e\,.\rho_w\,.c_w \qquad [6].$$

Podľa výrazov [2] až [5] nástup a stabilitu rezervoárovej konvekcie vo vertikálnom smere podmieňuje (Glassley, 2015):

- vysoká permeabilita prostredia,
- prevaha vztlakových síl nad viskozitou média,
- nízka viskozita rezervoárového média,
- tepelná expanzia,
- nízka tepelná vodivosť prostredia,
- negatívny gradient permeability,
- gradient teploty prevyšujúci gradient stacionárneho poľa.

Aproximácia *div = 0* pre výraz konvektívneho transportu tepla [5] s okrajovou zložkou kondukcie na rozhraní voda – hornina (Haenel et al., 1988) vychádza z predpokladu výrazne väčšej filtračnej plochy vo vertikálnom ako horizontálnom smere a preferenčného postupu konvektívneho frontu v zmysle gradientu teploty, t. j. $\partial T/\partial z$. Ten ovplyvňuje proporcionalitu vztlakových síl a viskozity média, ktorá s rastúcou teplotou klesá. Vzťah [7] vyjadruje rýchlosť vertikálnej filtrácie υ_z (Goyal a Narasimhan, 1982) v pórovitom systéme:

$$\upsilon_z = \frac{\beta_{vw}.\Delta T.g.K_{F,m}}{v_{dyn}} \qquad [7].$$

Parameter ΔT opisuje rozdiel medzi teplotou na báze a strope [8] pórovitého prostredia (puklinového, medzizrnového), kde vplyvom znižovania efektu vztlaku ochladzovaním alebo adiabatickým varom dochádza k uplatneniu kondukcie (Pratt a Kassoy, 1983). Okrajovú podmienku vertikálnej rýchlosti [7], t. j. rozdiel teploty, tak udáva maximálna teplota na báze rezervoáru alebo pukliny T_{max} a teplota na povrchu systému T_0 s rozstupom *b* vo vertikálnej vzdialenosti *z* (Goyal a Kassoy, 1980). Výraz τ zastupuje koeficient nerovnomerného prehrievania rezervoárového systému:

$$T(b,z) = T_s - \left(T_{\max} - T_s\right).\frac{l}{b} \Rightarrow$$
$$T(b,z) = \left(1-\tau\right).\frac{z}{b} \qquad [8].$$

Funkcie [7] a [8] vyjadrujú vplyv geometrie pórovitého prostredia na nástup alebo udržanie rezervoárovej konvekcie (Troncoso a Kassoy, 1983). Okrajová podmienka puklinovej permeability $K_F = 10^{-15}$ m^2 v rezervoároch s teplotou do 350 °C (Goyal a Narasimhan, 1982) je jednou z mnohých vyvinutých aproximácií. Empirická funkcia zohľadňujúca reálny rozstup pukliny $K_F = b^2/12$ vychádza z asymetrickej duálnej permeability rezervoárov (Hanano, 2004).

Nástup konvekcie je rovnako ovplyvnený viskozitou rezervoárového média [5]. S gradientom teploty kontrolovaným nerovnomerným prehrievaním bázy telesa na danú vertikálnu vzdialenosť sa znižuje kritická teplota stropu a viskozita rezervoárového média na báze (Horne a O'Sullivan, 1978a). Tým sa médium na báze stáva nestabilným, čo podporuje iniciáciu prevyšujúceho vplyvu vztlakových síl (Kassoy a Zebib, 1975).

Ak existuje vertikálny prenos tepla v pórovitom prostredí, v prvom štádiu vývoja konvekčnej bunky dochádza k zahrievaniu jej bezprostredného okolia. V tomto štádiu je teda možné pozorovať výrazné teplotné rozhranie na strope prostredia, v ktorom sa formuje. Efekt vzostupných a zostupných smerov konvekčných buniek vedie k opakovanému zmiešavaniu rezervoárového média bez výraznej termohalinnej stratifikácie (Haenel et al., 1988). Preto vertikálne profily teploty zaznamenávajú výrazný pokles gradientu teploty v prostredí rezervoárovej konvekcie (Blöcher et al., 2010). Navyše, geometria puklinového systému (spolu s teplotnými a termofyzikálnymi parametrami) podmieňujú plošný a vertikálny dosah konvekcie. Ak $z >>> b$ neplatí a zároveň neplatí ani $\partial T/\partial z_F >>> \partial T/\partial z_{CD}$, potom nie je možné formovanie plošne významnej konvekcie, ktorá by bola zaznamenateľná inak ako geochemickými príznakmi. V takom prípade je možné hovoriť o izolovanej, parciálnej konvekcii.

Keďže stratou kritického gradientu klesá filtračná rýchlosť média a narastá vplyv viskozity (Bodvarsson et al., 1982), prínos tepla prevyšujúci stacionárne prostredie nakoniec vedie k znižovaniu rozdielu teploty na okrajoch cirkulačného systému a aktivácii konduktívneho ochladzovania [7]. Životnosť hydrogeotermálnych konvektívnych systémov tak závisí od iniciálneho rozdielu teplôt na vertikálnu vzdialenosť pukliny, rádovo v desiatkach až tisíckach rokov.

Numerické indikátory rezervoárovej konvekcie

Numerické indikátory konvekcie vyjadrujú formulácie okrajových podmienok jej nástupu a priestorovej, respektíve časovej stability v rezervoárovom prostredí. Priame spôsoby identifikácie konvektívneho režimu sú limitované na povrchové prejavy (termálne pramene, fumaroly) a stabilizované vertikálne profily teploty (napr. Garg a Kassoy, 1980, 1981; Grant, 2014) s výraznými rozhraniami gradientu teploty. Nepriame indikátory vychádzajú z fázovej termodynamiky alebo (hydro)geochemických zmiešavacích modelov (napr. Truesdell a Fournier, 1975, 1977; Arnórsson, 1985; Fričovský et al., 2016a).

Koeficient bázového prehrievania

Koeficient bázového prehrievania τ zohľadňuje gradient teploty medzi danou a referenčnou teplotou systému. Tá pre hydro(geo)termálne konvektívne systémy hydraulicky komunikujúce s povrchom [9] predstavuje priemernú teplotu vzduchu (Goyal a Kassoy, 1981). Index nerovnomerného prehrievania rezervoáru exploatovaného pórovitého prostredia (O'Sullivan, 2010) zohľadňuje pomer teploty medzi bázou horizontálne a pseudohorizontálne uloženého telesa, stropom (uzatvorený systém) alebo povrchom (otvorený systém) a teplotou v požadovanej hĺbke, t. j. teplotou produkcie rezervoárového média [10]. V podmienkach uzavretej štruktúry [11] je možné relatívny stupeň nerovnomerného prehriatia vyjadriť prostredníctvom teploty na báze a strope rezervoáru (Hanano, 1998):

$$\tau = \frac{T_{\max} - T_s}{T_s} \qquad [9]$$

$$\tau = \frac{T_{wh} - T_s}{T_{btm} - T_s} \qquad [10]$$

$$\tau = \frac{T_i - T_{i+1}}{T_{i-1}} \qquad [11].$$

Rayleighovo číslo

Rayleighovo číslo *Ra* [12] determinuje charakter transportu tepla a hmoty v systéme (Horne a O'Sullivan, 1974), respektíve stabilitu a geometriu konvektívneho prúdenia v póroch alebo puklinových akviferoch (Horne a O'Sullivan, 1978b) na základe pomeru vztlakových a viskóznych síl pôsobiacich na rezervoárové médium, zvyčajne v jeho prirodzenom, iniciálnom alebo ustálenom stave (Jaupart a Mareschal, 2010):

$$Ra = \frac{\rho_w^{\,2} . c_w . \beta_{vw} . K_m . g . \Delta z . \Delta T}{\lambda_m . \nu_{dyn}} \qquad [12].$$

Pre horizontálne alebo pseudohorizontálne uložené prostredie, rovnomerne tepelne dotované na báze, je kritická hodnota Rayleighovho čísla $Rc = 4 . \pi^2 = 39,5$ (Garg a Kassoy, 1981). O možnom nástupe vertikálnej konvekcie v rezervoári je teda možné hovoriť v prípade, ak $Ra > Rc$, a teda $Ra - Rc > 0$, respektíve $\delta Ra > 0$, kde $\delta Ra = Ra - Rc$.

V prehrievaných alebo tektonikou segmentovaných telesách nemôže byť prísun energie na bázu systému rovnomerný (Hanano a Kajiwara, 1999). Účinkom tejto anizotropie v distribúcii teploty na báze a stenách kryhových štruktúr narastá vplyv vztlakových síl vyžadujúcich korekciu okrajovej podmienky *Rc* (Hanano, 1998). Pre ňu následne platí vzťah: $Rc^* = 38,71e^{-4,176.\tau}$, kde τ reprezentuje koeficient bázového prehrievania (Garg a Kassoy, 1981). Aj v nerovnomerne prehrievaných štruktúrach ale platí okrajová podmienka nástupu konvekcie: $Ra > Rc^*$, a teda $Ra - Rc^* > 0$, respektíve $\delta Ra > 0$, kde $\delta Ra = Ra - Rc^*$. Funkčné vzťahy jednotlivých premenných vychádzajúcich z rozloženia geotermického poľa a geometrie rezervoáru, t. j. hustoty rezervoárového média ρ_w (Holzbecher, 1998), koeficientu objemovej tepelnej expanzie β_{vw} (Pasquale et al., 2011) a viskozity ν_{dyn} (Lipsey et al., 2016), udáva tab. 1.

Rayleighovo číslo je inverzne proporčné viskozite (ν_{dyn}) a priamo úmerné koeficientu objemovej tepelnej expanzie (β_{vw}) rezervoárového média, čím sa znižuje požadovaný kritický parameter *Rc* (Horne a O'Sullivan, 1978a). Dôvodom je podpora vztlaku tepelnou expanziou média a znižovanie filtračného odporu s poklesom objemovej hustoty (Weatheril et al., 2004). Vysokoteplotné hydrotermálne (vulkanické) systémy dosahujú rádovo vyššie aktuálne hodnoty Rayleighovho čísla, t. j. $Ra \approx 10^2 - 10^3$ (Horne a O'Sullivan, 1978c).

Aktuálne Rayleighovho číslo tak, ako ho definuje analýza lineárnej stability [12], sa využíva aj na identifikáciu frekvenčnej stability konvekcie.

Pri $Ra < 4 . \pi^2 . \tau = 39,5 . \tau$, resp. $Ra < 4 . \pi^2 = 39,5$ nie je možné predpokladať vývoj konvekčných buniek (Hanano, 1998). Ak je rezervoár uniformne zahrievaný v čase (bez výrazných laterálnych prísunov tepla do systému), opisuje $Ra \approx 50 - 1\,250$ konvektívne prostredie bez výrazných turbulencií (Horne a O'Sullivan, 1974) s rôznou geometriou prúdnic a frekvenčnými posunmi vlnových dĺžok v horizontálnom dosahu (Kimura et al., 1986, 1989). Nestabilita konvekčných buniek pri $Ra > 1\,250$ vyplýva z chaotickej orientácie prúdnic a zmeny frekvencií, keď sa médium snaží nadobudnúť fázovú rovnováhu a rovnováhu s rezervoárovými p-T, respektíve hydraulickými podmienkami (Horne a O'Sullivan, 1978b).

V prostredí s nerovnomerným prehrievaním dochádza zmenou prísunu energie v priestore alebo čase k zániku stabilnej geometrie prúdnic konvekčných buniek už pri $Ra > 280$ (Horne a O'Sullivan, 1974). Oscilačná alebo cyklická nestabilita (Torre-Juárez a Busse, 1995) v hydrotermálnych systémoch s geotermálnou vodou ako voľnou fázou je výsledkom vztlakových síl v saturovanej zóne. Deštrukcia stability geometrie konvekčných buniek v rezervoároch s dvojitou fázou je zapríčinená zmenami v gradiente hustoty medzi regiónom so saturovanou dvojitou fázu a regiónom geotermálnej vody (Ramesh a Torrance, 1990).

Nusseltovo číslo

Nusseltovo číslo [13 – 14] umožňuje kvantifikovať pomer konvektívneho transportu tepla na celkovom tepelnom toku prechádzajúcom cez rezervoár v smere prevládajúceho gradientu teploty (Haenel et al., 1988; Jaupart a Mareschal, 2010):

$$Nu = \frac{\sum q_{CD} + q_{CV} + q_{RD}}{q_{CD}} \Rightarrow$$

$$Nu = \frac{q_{top} . \Delta z_i}{\left(T_{btm} - T_{top}\right) . \lambda_m} \qquad [13].$$

O možnosti aktivácie konvektívneho transportu tepla v systéme je možné uvažovať pri $Nu > Nc$, a teda $Nu > 1,00$ (Ramesh a Torrance, 1990), no Kjaran a Eliasson (2008) charakterizujú definitívne podmienky pri prítomnosti konvektívneho transportu tepla, ak:

$$Nu = \frac{\sum q_{CD} + q_{CV} + q_{RD}}{q_{CD}} \Rightarrow$$

$$Nu = \frac{q_{top} . \Delta z_i}{\left(T_{btm} - T_{top}\right) . \lambda_m} \qquad [14].$$

Keďže Nusseltovo číslo vychádza z parciálneho vyjadrenia jednotlivých koncových členov transportu tepla, nie je potrebné uvažovať o vplyve rezervoárového prehrievania na báze. Do úvahy prichádza aproximácia $q_{RD} = 0$, pretože $q_{RD} << q_{CD}$ a zároveň $q_{RD} << q_{CV}$.

Nízko entalpické bazénové systémy s teplotou do 100 °C zdanlivo nevytvárajú podmienky na vývoj prirodzenej konvekcie. Dôvodom je chýbajúci zdroj tepla podporujúci prehrievanie rezervoáru a porušenie geotermickej stacionarity kontrolovanej gradientom teploty podľa ∂T/∂z. Preto na štúdium izolovanej alebo viac-menej plošnej konvekcie v nízko entalpickom prostredí vyvinuli Kjaran a Eliasson (1983, 2008) metódu s výrazne vyššou citlivosťou, založenú na porovnaní geotermických podmienok so stacionárnym a dynamickým prírastkom teploty v systéme:

$$Nu = \frac{q_{CV}}{q_{CD}} \Rightarrow$$

$$q_{CD} = \frac{T_{i-1} - T_{i+1}}{\Delta z_i + z_i} . \lambda_m \qquad [15].$$

$$q_{CV} = \frac{T_{i-1} - T_{i+1}}{z_i} . \lambda_m$$

Okrajové podmienky [15] hodnotenia možného nástupu konvekcie platia rovnako pre nízko entalpické štruktúry.

Modelové riešenie

Nastavenie stacionárneho modelu

Modelové stacionárne riešenie vychádza z ortogonálnej siete 150 výpočtových uzlov s rozsahom bunky 500 x 500 m. **Geometria štruktúry** ďurkovskej depresie vychádza z interpretácie štruktúrno-tektonických máp a geologických vrtov (Cverčko, 1973; Vranovská et al., 1999), interpretovaných seizmických rezov a tektonického modelu košickej depresie (Pachocká et al., 2010). Pre každý bod výpočtovej siete tak boli definované parametre povrchu a bázy na úrovni jednotlivých stratigrafických horizontov. Rezervoárové prostredie bolo rozdelené v každom výpočtovom uzle na 10 ekvivalentne hrubých vrstiev. Výsledkom toho je stacionárna sieť s 1 650 výpočtovými uzlami.

Riešenie **stacionárneho geotermického poľa** je podmienené formuláciou Fourierových rovníc vedenia tepla v konduktívnom prostredí [16]. Voľbu principiálneho postupu zdôvodňuje koncepčná charakteristika štruktúry – CD2 (Moeck, 2014) – a absencia aktívnej geodynamickej alebo vulkanickej zóny predstavujúcej primárnu indíciu nestacionarity vo vertikálnej distribúcii teploty:

$$Q = -\lambda . \frac{\Delta T}{\Delta z} . A . t = -\lambda . \frac{T_{btm} - T_{top}}{\Delta z} . A . t \qquad [16].$$

Schéma odvodenia vertikálnej distribúcie teploty je uvedená na (obr. 3). Presné aproximatívne vzťahy využité pri konštrukcii modelu geotermického prostredia, ako aj výpočtov indikátorov konvekcie udáva tab. 1. Jednotlivé premenné tak boli definované pre všetky výpočtové uzly v telese rezervoáru pred postupom k simulácii.

Metóda spätného kroku vychádza z redukcie hustoty tepelného toku o zložku q_{RD} v požadovanom vertikálnom rozlíšení [17 – 18] tak, aby boli zachované parametre prostredia kontrolované konvekciou a kondukciou (Haenel et al., 1988), ak platí formulácia $q_T = q_{RD} + q_{CV} + q_{CD}$. Na základe parciálne odvodenej hustoty tepelného toku s požadovaným vertikálnym rozlíšením je možné teplotu vyjadriť formuláciou [19] pri nastavení $q_{RD} = q_{RDi}$ a $\lambda_i = f(\phi_{(z)}, \lambda_{m,i}, z)$:

$$H_0 = \rho_m . \left[\begin{pmatrix} (9{,}7 \,.\, 10^{-5}\, C_U) + \\ (2{,}63 \,.\, 10^{-9}\, C_{Th}) + (3 \,.\, 57 \,.\, 10^{-9} C_K) \end{pmatrix} \right], \text{ kde:}$$

$$H_{(z)} = H_0 \,.\, e^{-\frac{z}{D}} \text{ a kde:} \qquad [17]$$

$$D = \frac{z - z_0}{\ln\left(\frac{H_0}{H_{(z)}}\right)}$$

$$q_{i-1} = q_{i+1} - H_{(z)} \,.\, \Delta z_i \qquad [18]$$

$$T_{i-1} = T_{i+1} + \left(\frac{1}{\lambda_i} . q_i . \Delta z_i\right) - \frac{H_{(z)i}}{2 . \lambda_i} . \Delta z_i^{\,2} \qquad [19]$$

Pravdepodobnostná simulácia Turning-bands

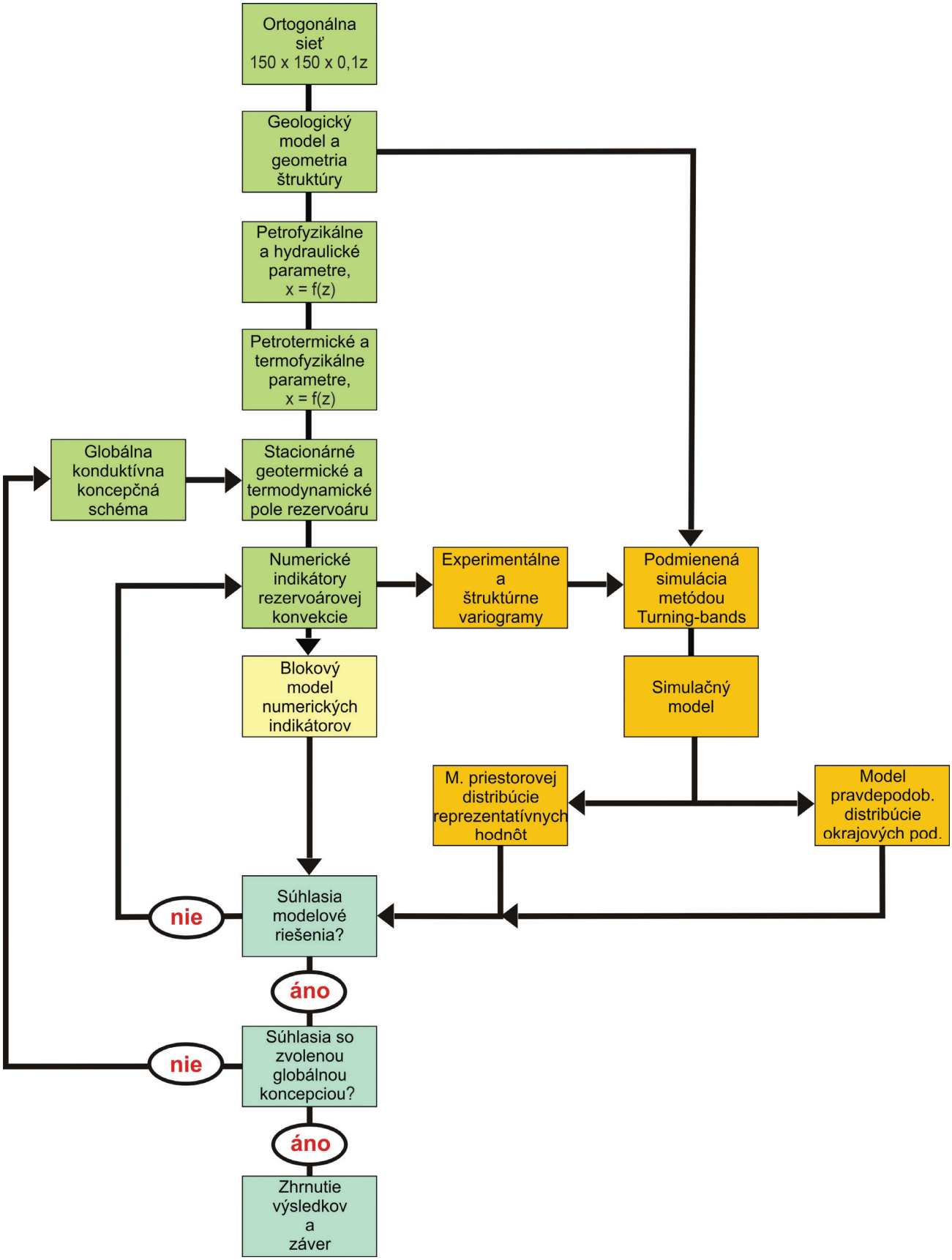
Vypočítané údaje jednotlivých študovaných numerických indikátorov rezervoárovej konvekcie v rámci siete 1 650 uzlov definujúcich rezervoár sú prevažne funkciami hĺbky a teploty. Na základe toho predpokladáme, že variabilita údajov jednotlivých premenných vo vertikálnom smere, potenciálne aj v smeroch horizontálnej roviny, sa správa nestacionárne. Tento predpoklad preukázala prieskumná analýza údajov. Na základe následnej trendovej analýzy bola z údajov eliminovaná nestacionárna zložka. Cieľom trendovej analýzy bolo získanie takých stacionárnych rezíduí vstupných údajov, ktorých priemer bol najbližší 0, s minimálnym rozptylom, normálnym rozdelením pravdepodobnosti a kvalitne štruktúrovanými experimentálnymi variogramami v rôznych smeroch 3D priestoru.

Na základe uvedených predpokladov trendovej analýzy boli modelované rôzne rády trendových funkcií. Hodnotené skóre bolo v prospech prvého (lineárneho), maximálne druhého (kvadratického) rádu vo vertikálnom smere, ojedinele v smere V – Z.

Smerové experimentálne variogramy výsledných rezíduí jednotlivých indikátorov vykazovali prítomnosť zonálnej anizotropie variability. Hlavná os anizotropie (smer kontinuity) je v smere S – J. Najnižší dosah vplyvu priestorovej autokorelácie je spravidla vo vertikálnom smere.

Výsledné modely variogramov nastavené na modelované experimentálne variogramy boli použité v procese stochastického simulovania hodnôt jednotlivých indikátorov rezervoárovej konvekcie.

Cieľom geoštatistických simulácií je vytvoriť taký numerický model, ktorý reprodukuje vstupné štatistické



Obr. 3. Schéma výpočtu a priestorovej simulácie numerických indikátorov rezervoárovej konvekcie.
Fig. 3. A workflow on calculation and geostatistical simulation for numerical reservoir convection indices.

charakteristiky (štatistické parametre a rozdelenie pravdepodobnosti) a priestorovú štruktúru (model variogramu). Výsledkom použitia geoštatistickej simulácie je jedna realizácia, podmienená vstupnými hodnotami študovanej premennej. Súbor takýchto realizácií tvorí numerický model. K štatistickému konceptu pravdepodobnosti tak analogicky získavame v každom bode študovaného priestoru samostatnú náhodnú premennú s lokálnym rozdelením pravdepodobnosti. To umožňuje odhad podielu pravdepodobnosti a príslušného priemeru vyššieho alebo nižšieho ako daná limitná (prahová) hodnota.

Pre potreby hodnotenia podmienok tvorby a udržania rezervoárovej konvekcie v strednotriasových karbonátoch ďurkovskej depresie bola zvolená metóda *Turning bands* (Chiles a Delfiner, 1999). Táto metóda umožňuje priamo simulovať nestacionárne procesy na základe použitia metódy univerzálneho krigingu na podmieňovanie simulácie vstupnými údajmi (Dowd, 1994). Metóda efektívne redukuje dvoj- alebo trojrozmernú simuláciu na množinu viacerých nezávislých jednorozmerných simulácií. Výhodou tohto postupu je využitie modelu variogramu dátových rezíduí obsahujúcich aj informáciu o nestacionarite v podobe modelovaného priestorového trendu. Koeficienty polynómu trendovej funkcie sa zároveň odhadujú na základe dostupných údajov v rámci okolia odhadu. Takýmto spôsobom sa stacionárna aj nestacionárna zložka náhodnej funkcie modelujú súbežne.

Na odhad priestorovej distribúcie jednotlivých študovaných parametrov bolo simulovaných 100 realizácií na 3D model s rozlíšením 50 x 50 x 10 m, ktorý obsahuje 1 417 229 bodov. Reprezentatívne hodnoty (napr. τ, Nu, Ra) boli odvodené ako priemer simulovaných realizácií v každom bode výsledného modelu. Ohraničenia zón vyhovujúcich zvoleným okrajovým podmienkam, ktoré vyjadrujú možnosti nástupu alebo udržania rezervoárovej konvekcie, boli odvodené na základe daných limitných hodnôt (napr. $\tau > 0{,}2$, $\delta Nu > 0$). Modely pravdepodobnosti distribúcie podmienok vyhovujúcich okrajovým podmienkam boli odvodené zo 100 realizácií a ich príslušného priemeru.

Výsledkom procesu modelovania aplikovaním geoštatistickej simulácie je teda odhad priestorovej distribúcie hodnôt študovaných premenných v rámci 3D modelu na základe experimentálne získaných hodnôt v 1 650 výpočtových bodov, ako aj model pravdepodobnosti výskytu hodnôt vyhovujúcich definovaným okrajovým podmienkam.

VÝSLEDKY: NUMERICKÉ INDIKÁTORY KONVEKCIE

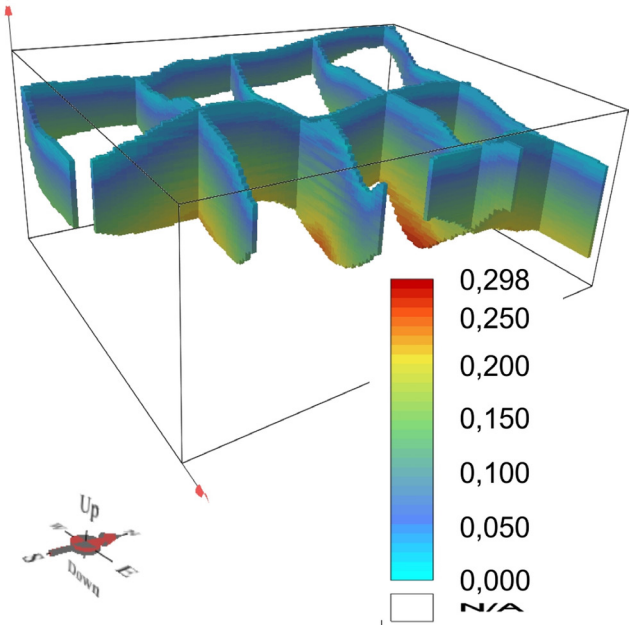
Podľa modelovania stratigrafických povrchov je rezervoár hydrogeotermálnej štruktúry ďurkovskej depresie viazaný na strednotriasové karbonáty (analógie) krížňanského príkrovu, ohraničený stropom z_{top} = 1 660 – 2 605 m a bázou z_{btm} = 1 960 – 4 035 m pod povrchom terénu. Hrúbka telesa sa pohybuje v rozpätí Δz = 250 – 2 000 m. Pri zachovaní chyby odhadu do 10 % (na základe nevyhnutnej priestorovej aproximácie vstupných parametrov) je v stacionárnom geotermickom poli rozpätie teploty T_{top} = 87 – 140 °C a T_{btm} = 95 – 180 °C (obr. 2) s gradientom $\partial T/\partial z$ = 23 – 30 °C . km^{-1}. Na porovnanie, geotermický gradient v neogénnej sekvencii štruktúry ako celku sa pohybuje v rozsahu $\partial T/\partial z$ = 46 – 59 °C . km^{-1}.

Koeficient nerovnomerného prehrievania

Spôsob kvantifikácie nerovnomernosti prehrievania rezervoárovej bázy [11] pod vplyvom jej výraznej tektonickej segmentácie vyvodzujeme na základe koncepčného modelu (Bodiš a Vranovská, 2012; Vranovská et al., 2015) charakterizujúceho štruktúru ako hydrogeologicky uzavretú. Koeficient τ (Hanano, 1998) je tak funkciou rozdielu teploty na báze a strope každej z desiatich ekvivalentne distribuovaných vrstiev rezervoárového telesa oproti teplote na báze. Porovnanie ukazovateľov blokového modelu a podmienenej simulácie udáva tab. 2.

Pri rozpätí τ = 0,006 – 0,295 modelového a τ = 0,006 – 0,298 simulovaného odhadu vykazuje priestorová variabilita τ významnú anizotropiu v smere V – Z (obr. 4). Z celkového objemu rezervoáru pripadá hodnotám $\tau > 0{,}1$ viac ako 46 %, kým zóna $\tau > 0{,}2$ (kritická hodnota prítomnosti nerovnomerného prehrievania) nepredstavuje viac ako 8 % rezervoáru (obr. 5). Zóna $\tau > 0{,}2$ je lokalizovaná vo východnej časti štruktúry. Jej priebeh má viditeľne axiálny charakter, s orientáciou osi JZ – SV. Prechádza v osovom smere medzi spojnicami obcí Ďurkov – Olšovany k línii Bidovce – Ďurďošík a pokračuje k štruktúrnej depresii karbonátov, tzv. bidovskej depresii, s ktorou sa ďurkovská depresia stýka tektonicky. Lokálne maximá zodpovedajú kontaktu tektonických krýh karbonátov ďurkovskej depresie západne od obce Ďurkov s rôznym výzdvihovo-poklesovým charakterom (obr. 1).

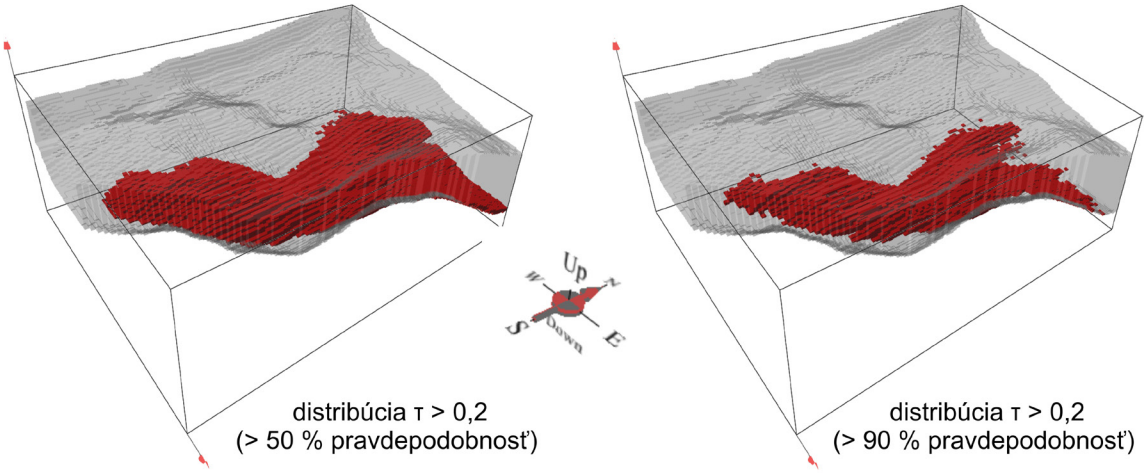
Vertikálne je zóna $\tau > 0{,}2$ opísaná absolútnou hĺbkou z = 2 830 – 4 035 m v zodpovedajúcej časti štruktúry. Nárast τ koreluje s hĺbkou (R^2 = 0,65), respektíve hrúbkou (R^2 = 0,89) rezervoárového telesa a pretože pre stacionár-



Obr. 4. Sieťové zobrazenie simulácie priestorovej distribúcie τ (–).
Fig. 4. A sliced-grid reservoir overheating ratio τ (–) simulated distribution.

ne prostredie platí $T = f(z, \partial T/\partial z)$, koreluje aj s vertikálnou distribúciou teploty, a to bez pozorovateľných anomálií vo vertikálnom trende. Z pohľadu simulácie pravdepodobnosti výskytu podmienok zodpovedajúcich nerovnomernému prehrievaniu štruktúry pravdepodobnosť 90 % zodpovedá absolútnej hĺbke väčšej ako 3 500 m, ktorá doteraz nebola spoľahlivo overená vrtnými prácami (obr. 5).

neovplyvňuje stacionaritu vertikálnej distribúcie teploty výraznejšie ako tektonická segmentácia rezervoáru na východnom okraji systému, kde τ s hĺbkou narastá podobne ako v centrálnej časti štruktúry. Vzniká tak možnosť vylúčenia laterálneho prírastku tepla viazaného na neovulkanické štruktúry a minimalizovanie ich vplyvu na geotermické a hydrodynamické procesy v rezervoárovom systéme.

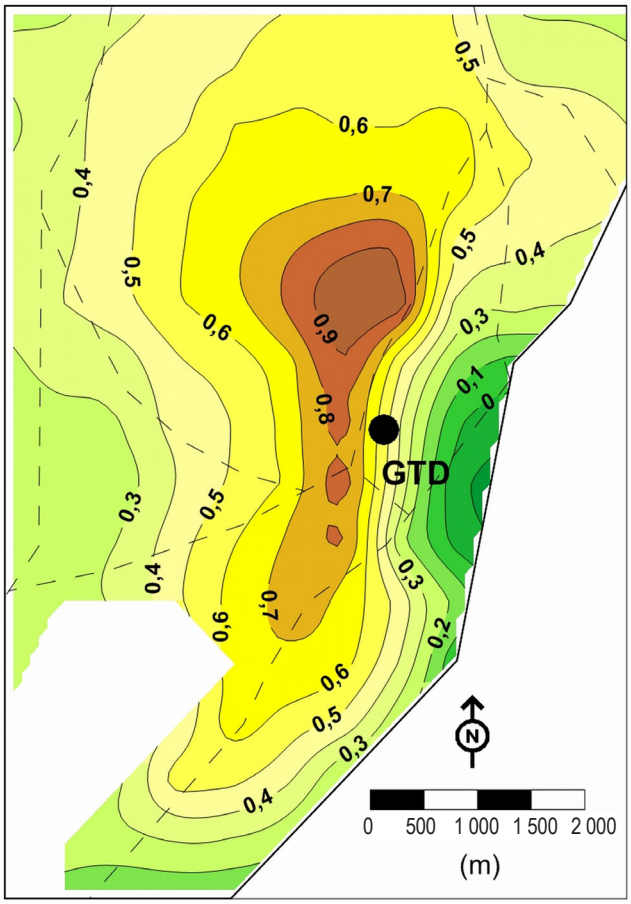


Obr. 5. Simulácia pravdepodobnosti distribúcie zóny τ > 0,2: viac ako 50 % pravdepodobnosť (vľavo), viac ako 90 % pravdepodobnosť (vpravo).
Fig. 5. Probabilistic simulation on τ > 0,2 zone distribution: probability over 50 % (left), probability over 90 % (right).

Index nerovnomerného prehrievania na báze rezervoáru dosahuje τ_{top} = 0,06 – 0,295, kým na strope tieto hodnoty významne poklesávajú: τ_{btm} = 0,006 – 0,04. Pri danej hrúbke rezervoáru Δz = 250 – 2 000 m potom rozdiel medzi hodnotami indexu na jeho vertikálnych rozhraniach dosahuje δτ = 0,029 – 0,275 (obr. 6). Orientovanie zóny výrazného rozdielu medzi úrovňou, ktorú index nerovnomerného prehrievania dosahuje na báze a strope rezervoáru, zodpovedá distribúcii jeho lokálnych anomálií. Minimálne rozdiely korelujú, naopak, so zónou lokálneho minima τ v sz. časti štruktúry, ktorá korešponduje so západnou tektonickou hranicou hydrogeotermálnej štruktúry.

Podmienené simulovanie distribúcie τ nepreukázalo porušenie vertikálneho trendu, v dôsledku čoho charakter τ charakterizujeme ako vyznievajúci smerom nahor. Pri neprítomnosti alochtónnych zdrojov prísunu tepla do systému (nie je dôvod predpokladať aktívny magmatizmus alebo vertikálnu inváziu geotermálnej vody z hlbších častí štruktúry) sú lokálne anomálie τ kontrolované tektonicky. Ide predovšetkým o kontakt krýh karbonátov s rôznou vertikálnou tendenciou segmentujúcou predterciérny reliéf, ktorý ovplyvňuje nerovnomerný príkon tepla na báze systému, vedený v kôrovom prostredí konduktívne. Horizontálna afinita τ a δτ viazaná na výrazné tektonické rozčlenenie v hĺbke viac ako 2 800 m p. t. zároveň nie celkom vylučuje možnosť sekundárneho ovplyvnenia stacionarity v geotermickom poli konvektívnym prúdením v bazálnej časti rezervoáru za predpokladu otvorenosti zlomových systémov.

Amplitúda τ (obr. 4), podobne ako δτ (obr. 6), vyznieva v smere k neovulkanitom Slanských vrchov výraznejšie ako k západnému okraju štruktúry. Prírastok tepla viazaný na anomálie tepelného toku v ich bezprostrednom okolí tak



Obr. 6. Schematická mapa indexu nerovnomerného prehrievania (–) medzi stropom a bázou rezervoáru.
Fig. 6. Schematic map of unbalanced reservoir overheating ratio (–) between top and a botom of the reservoir.

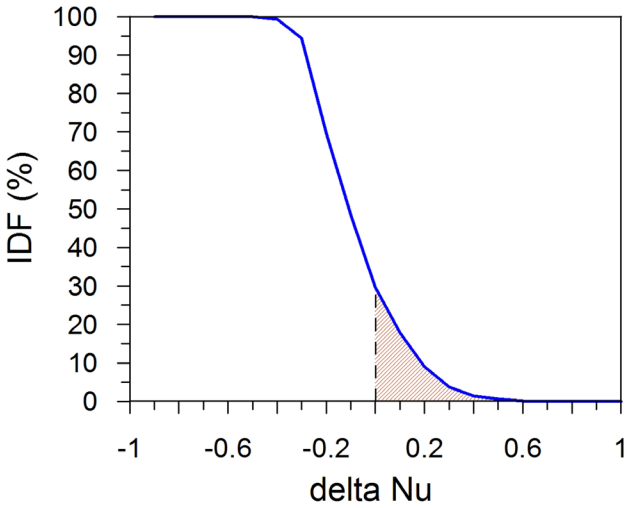
Nusseltovo číslo

Podľa zvolenej metodiky (Kjaran a Eliasson, 1983, 2008) je hodnota Nusseltovho čísla [16] vyjadrením amplitúdy narušenia stacionarity geotermického poľa pri danom teplotnom rozhraní konvekciou, ktorá kontroluje neprirodzený prírastok teploty pri danom vertikálnom spáde. Zložky výpočtu *Nu*, t. j. q_{CD} a q_{CV}, teda nepredstavujú reálne hodnoty hustoty tepelného toku. Štatistické popisné parametre q_{CD}, q_{CV}, *Nu* a *δNu* udáva tab. 2.

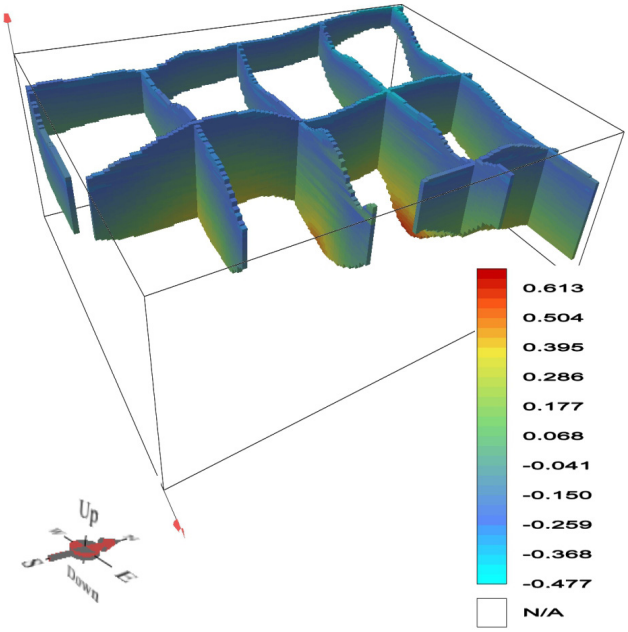
Podľa [15] je odchýlka Nusseltovho čísla vyjadrená vzťahom aktuálneho *Nu* a kritického *Nc*, a teda $\delta Nu = Nu - Nc$ alebo $\delta Nu = Nu - 1{,}33$, respektíve $\delta Nu = Nu - 2/3 \,.\, \pi \,.\, Rc^{0,5}$. Podľa kumulatívnej distribúcie pravdepodobnosti len 29 % celého objemu rezervoáru spĺňa okrajovú podmienku δNu > 0, implikujúcu možnosti narušenia stacionarity geotermického poľa vplyvom dodatočného transportu tepla formovaním konvekčných buniek. Naopak, viac ako 50 % rezervoárového objemu v stacionárnej sieti udáva v zmysle výpočtov δNu < –0,1 (obr. 7). Kým na povrchu rezervoáru nadobúda odchýlka hodnoty δNu_{top} = –0,047 – 0,12 so strednou hodnotou δNu_{top} = –0,29 a $\sigma_{\delta Nutop}$ = 0,11, na báze rezervoáru sa interval pohybuje v rozsahu δNu_{btm} = –0,19 – 0,68 so strednou hodnotou δNu_{btm} = 0,17 a $\sigma_{\delta Nubtm}$ = 0,18. Rozdiel v odchýlke medzi povrchom a stropom je tak v rozmedzí δNu = –0,07 – 0,99.

Z výsledku simulácie (obr. 8) je možné interpretovať štruktúru s lokálnymi maximami δNu = 0,5 – 0,99 s osou orientovanou v smere S – J západne od obce Ďurkov, ktorá sa medzi Bidovcami a Svinicou skláňa na SV a ktorej priebeh zodpovedá anomáliám τ (obr. 4 a 5). Podobne ako v predchádzajúcom prípade, zóna δNu > 0 je viazaná na hlbšie časti rezervoáru (obr. 9), v hĺbke viac ako 2 700 m. Kvôli súhlasnej polohe perspektívnej zóny a hĺbkovej distribúcii *δNu* je možné hovoriť o rovnakom vplyve tektonického rozčlenenia rezervoáru.

Výraznou odlišnosťou od τ je δNu > 0 na strope rezervoáru východného okraja štruktúry v oblasti ohraničenej kryhou zachytenou vrtmi skupiny GTD a kryhou karbonátov sklonenou k neovulkanitom Slanských vrchov



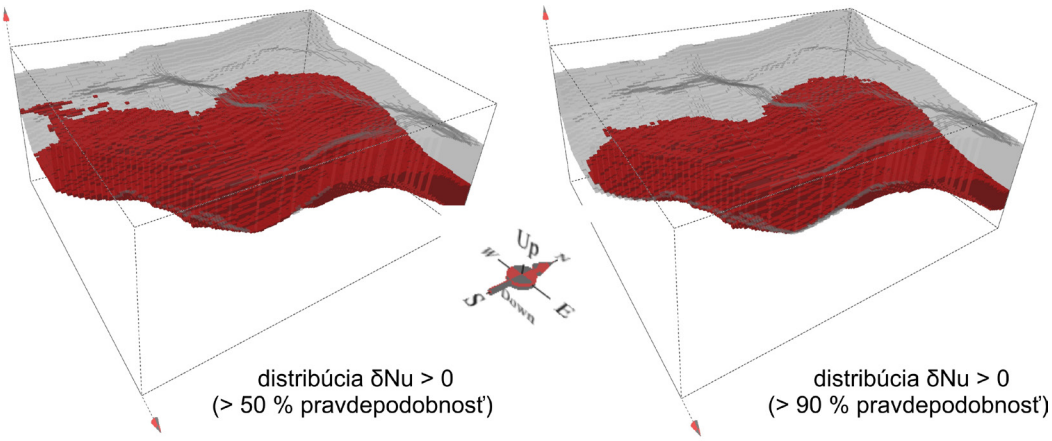
Obr. 7. Inverzná kumulatívna funkcia distribúcie delta Nu.
Fig. 7. Inverse cumulative distribution function for delta Nu distribution.



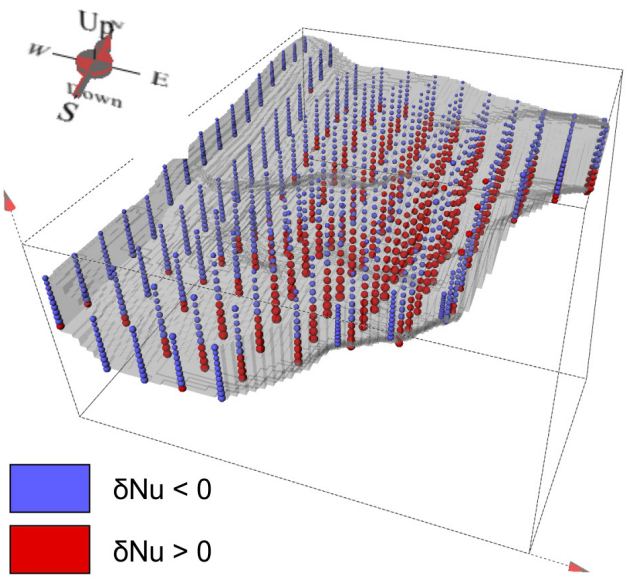
Obr. 8. Sieťové zobrazenie priestorovej simulácie δNu (–).
Fig. 8. A sliced-grid visualization of δNu (–) conditioned simulation.

(δNu_{top} = 0,2 – 0,12). Amplitúda odchýlky je vyššia ako v zodpovedajúcej bazálnej časti (obr. 10). Výsledkom toho je rozdiel medzi bázou a stropom rezervoáru na kontakte systému a Slanských vrchov záporný. Na rozdiel od centrálnej a západnej časti tak vzniká tzv. *butterfly* štruktúra odchýlky Nusseltovho čísla, keď pozitívne hodnoty δNu na báze rezervoáru a na kontakte strednotriasových karbonátov a bazálnych klastík karpatského profilu sedimentárneho neogénu ohraničujú stredovú časť rezervoáru s negatívnou δNu (obr. 11). Vertikálna distribúcia izolínií *δNu* ale nezodpovedá podmienkam súvislej, plošnej vertikálnej konvekcie, pretože v smere od bázy rezervoáru intenzita prehrievania klesá (obr. 4), čiže stacionarita geotermického profilu narastá. Podľa energetickej bilancie, pre ktorú platí $q_T = \sum q_i = \sum q_{CD} + q_{CV} + q_{RD}$, teda nie je možné, aby s ustaľovaním stacionarity boli zároveň vytvorené podmienky porušujúce konduktívne prostredie, pretože evidentne chýba zdroj tepla porušujúci ustálené, kondukciou kontrolované prostredie. Uvedená lokálna anomália *δNu* tak má pravdepodobne vysvetlenie vo variácii termofyzikálnych parametrov medzi sedimentmi karpatu a karbonátmi stredného triasu, geometrii štruktúry alebo v kombinácii oboch faktorov.

Vplyv termofyzikálnych parametrov. Keďže vzťah [15] vychádza z porovnávania teploty na určitú vertikálnu vzdialenosť od povrchu a hrúbky intervalu, môžu lokálne anomálie *δNu* primárne súvisieť so zmenou gradientu teploty medzi sedimentmi karpatu ($\partial T/\partial z_{karp} = 30 - 40\ °C \,.\, km^{-1}$) a stredného triasu ($\partial T/\partial z_{res} = 20 - 30\ °C \,.\, km^{-1}$). Práve petrofyzikálne parametre litotypov vyjadrujúcich reprezentatívne hodnoty stratigrafických horizontov ($\lambda_{karp} = 2{,}22 - 3{,}45\ W \,.\, m^{-1} \,.\, K^{-1}$ a $\lambda_{res} = 3{,}48 - 4{,}21\ W \,.\, m^{-1} \,.\, K^{-1}$) výrazne ovplyvňujú zvolené vyjadrenie teploty v jednotlivých vertikálnych krokoch [20]. So zmenou petrofyzikálnych parametrov tak prirodzene vzniká ostré rozhranie teploty, ak je kvôli zachovaniu homogenity vertikálneho



Obr. 9. Simulácia pravdepodobnosti distribúcie zóny δNu > 0: viac ako 50 % pravdepodobnosť (vľavo), viac ako 90 % pravdepodobnosť (vpravo).
Fig. 9. Probabilistic simulation on δNu > 0 zone distribution: probability over 50 % (left), probability over 90 % (right).



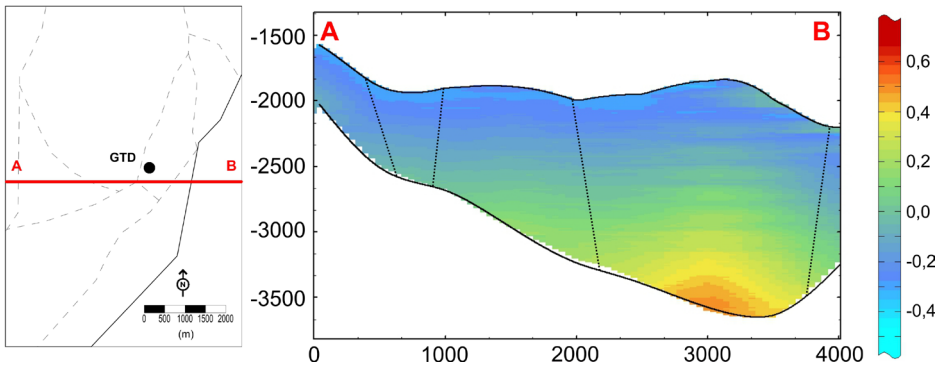
Obr. 10. Distribúcia δNu podľa stacionárnej výpočtovej siete.
Fig. 10. Stationary block-model grid based δNu distribution.

kroku v stropnej časti zvolený rovnomerný krok aj v nadložnom, sedimentárnom komplexe.

Vplyv geometrie štruktúry. Zóny priestorovo obmedzených anomálií *δNu* korešpondujú so zmenou geometrie ďurkovskej depresie (obr. 1). Podľa vstupných dát využitých na konštrukciu geometrického modelu (Cverčko, 1973; Vranovská et al., 1999a; Pachocká et al., 2010) je v miestach anomálií hrúbka bazálnych klastík, evaporitov a vápnitých pelitických sedimentov redukovaná (Δz_{karp} = 450 – 500 m) v porovnaní s centrálnou (Δz_{karp} = 500 – 700 m) alebo západnou (Δz_{karp} = 500 – 800 m) časťou štruktúry. Naopak, vplyvom bezprostrednej blízkosti neovulkanitov narastá celková hrúbka sarmatu, t. j. hrúbka sedimentárneho až vulkanosedimentárneho komplexu s produktmi lávového vulkanizmu (Δz_{sarm} = 400 – 550 m). Ak sú vstupné parametre v jednotlivých komplexoch (tab. 1) prezentované ako funkcie hĺbky (eventuálne teploty), potom je vplyv geometrie štruktúry na formovanie lokálnej anomálie zrejmý.

Neistota v súvislosti s anomáliou *δNu* je tak zredukovaná na rozhranie gradientu teploty medzi zodpovedajúcim profilom karpatu a stredného triasu na východnej hranici štruktúry. Ostré rozhranie gradientu samo osebe na vytvorenie podmienok konvektívneho transportu bez prítomnosti dodatočného zdroja energie alebo prehrievania nestačí (Goyal a Narasimhan, 1982; Troncoso a Kassoy, 1983; Jaupart a Mareschal, 2010; Glassley, 2015).

Uvažujme o homogénnom puklinovom prostredí, kde orientácia diskontinuít je súhlasná s osou *Z*. Nech je v zmysle geometrie systému tento model prehrievaný na báze, kde zároveň vstupuje rezervoárové médium do priepustného prostredia porúch (Goyal a Kassoy, 1980, 1981; Pratt a Kassoy, 1983). Ak distribúcia teploty na oboch koncoch pukliny zodpovedá výrazu [8], potom neexistuje súhlas medzi modelovým riešením [18] a prostredím v pukline [8]. Znamená to, že ani pri ideálnom riešení súvislého systému puklín pretínajúceho celý rezervoár prostredie s nastavenými geotermickými parametrami nevytvára podmienky, v ktorých by vztlakové sily pôsobiace na rezervoárové médium výrazne prevyšovali jeho viskozi-



Obr. 11. Vertikálny profil distribúcie δNu (–)smeru Z – V podľa podmienenej simulácie *turning-bands*.
Fig. 11. Vertical δNu distribution profile in W-E direction by the conditioned Turning-bands simulation.

tu pri danej hustote a celkovej mineralizácii v celom vertikálnom profile.

Rayleighovo číslo – analýza lineárnej stability

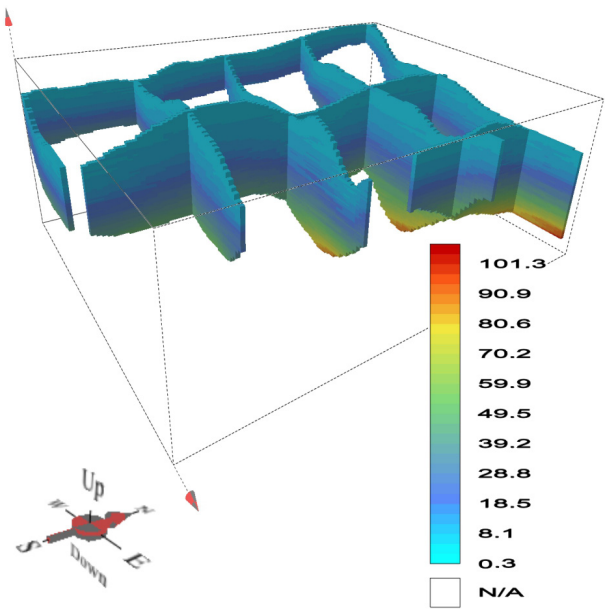
Rayleighovo číslo vyjadruje pomer medzi vztlakovými silami a viskóznymi silami pôsobiacimi na rezervoárové médium pri daných geotermických a geometrických parametroch priepustného prostredia [12]. Aktivácia vztlakových síl na nástup konvektívneho (vertikálneho) prúdenia v rezervoári je funkciou gradientu teploty ($\partial T/\partial z_{res}$ = 20 – 30 °C . km^{-1}) a parametrov rezervoárového média, predovšetkým hustoty (ρ_w = 950 – 1 075 kg . m^{-3}), objemovej rozťažiteľnosti (β_{vw} = 3,3 – 4,4 .10^{-4}) a dynamickej viskozity (ν_{dyn} = 2,16 – 9,2 . 10^{-6} Pa . s^{-1}) pri danej teplote (T_{res} = 87 – 180 °C). Parametre prostredia definujeme duálnou permeabilitou, t. j. pórovitosťou (ϕ_e = 0,02 – 0,06) vyjadrenou ako funkcia hĺbky $\phi_e = f(z)$ a kompakcie (tab. 1) a aktuálnou permeabilitou (Vranovská et al., 1999a, b) podľa hydrodynamických skúšok vrtov GTD (K_m = 9,91 . 10^{-15} m^2), respektíve intervalom vertikálneho kroku v rezervoárovom telese, t. j. Δz_i = 25 – 200 m. Aproximácie vstupných parametrov na výpočet Ra a Rc* uvádzame v tab. 1.

Model, z ktorého vychádzame pri výpočte Rayleighovho čísla, je založený na predpoklade idealizovaného pórovitého prostredia, v ktorom hrúbka rezervoáru v danom výpočtovom uzle zároveň znamená maximálnu vertikálnu vzdialenosť prístupnú na potenciálnu vertikálnu filtráciu geotermálnej vody. Rezervoárové prostredie nekomunikuje s povrchom (napr. Bodiš a Vranovská, 2012). Gradient teploty tak vyjadruje porovnanie medzi jej hodnotou v hĺbke každého bodu modelovej siete vyjadrenej stacionárnym prostredím [19] pri ekvivalentnom rozdelení rezervoáru v danom uzle a teploty na jeho strope. Tento princíp v matrixovej/fáciovej (Horne a O'Sullivan, 1974) alebo štruktúrno-tektonickej (Pratt a Kassoy, 1983) konfigurácii tak vyjadruje maximálny potenciál média podliehať vztlakovým silám a optimálnych podmienok rezervoáru vztlakové sily formovať/udržať.

Analýza lineárnej stability konvekcie je založená na vzťahu aktuálneho Rayleighovho čísla *Ra* ku kritickej hodnote *Rc*, t. j. $Rc = 4 \cdot \pi^2 = 39{,}5$ v podmienkach horizontálne alebo subhorizontálne uloženého telesa prehrievaného časovo a priestorovo homogénnym zdrojom tepla na jeho báze (Goyal a Kassoy, 1980, 1981). Pri nesplnení týchto podmienok sa *Rc* upraví tak, aby bol zohľadnený nerovnomerný prínos tepla do systému heterogenitou zdroja tepla alebo jeho výraznou segmentáciou (Hanano, 1998), napríklad tektonicky, t. j. $Rc^* = 38{,}71e^{-4{,}176.\tau}$. Výsledky rozdielu aktuálneho a modifikovaného kritického Rayleighovho čísla, t. j. $\delta Ra^* = Ra - Rc^*$, sú uvedené v tab. 2.

Nevyhnutnosť modifikácie analýzy lineárnej stability v podmienkach ďurkovskej depresie vyplýva z heterogénneho uloženia tektonicky segmentovaných krýh karbonátov (obr. 1) s nerovnomerným prísunom tepla na jeho bázu (obr. 4 a 5). Priestorovú distribúciu vypočítaného Rayleighovho čísla uvádzame na obr. 12.

Z výsledkov δRa* (tab. 2) vyplývajú rozdielne podmienky na formovanie alebo udržiavanie konvekcie



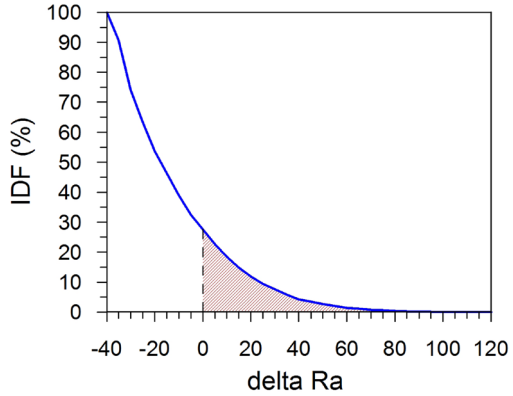
Obr. 12. Sieťové zobrazenie simulácie Rayleighovho čísla (–).
Fig. 12. Simulated Rayleigh number (–) distribution sliced visualization.

v strednotriasových karbonátoch (a bazálnych klastikách karpatu). Podľa distribučnej funkcie (obr. 13) 27 % objemu rezervoáru, ktorý zodpovedá hĺbkovému rozhraniu z_i > 2 500 m p. t., spĺňa okrajovú podmienku δRa* > 0. Zóna s priaznivými podmienkami je úzko lokalizovaná v spodnej časti rezervoáru, pričom priestorová variabilita opätovne nadobúda výraznú anizotropiu v smere V – Z. Tá je zhodná s distribúciou indexu nerovnomerného prehrievania (obr. 4), respektíve s priestorovou distribúciou špecifickej entalpie a termodynamickej kvality (Fričovský et al., 2018). Vertikálne je evidentný ustálený trend nárastu kladných hodnôt odchýlky (obr. 14), na rozdiel od analýzy Nusseltovho čísla. To v tomto prípade súvisí s konfiguráciou modelu a zvyšovaním teploty medzi stropom a bázou rezervoáru. Pri danom nastavení modelu nie sú podľa distribúcie δRa* > 0 v hĺbke do 2 500 m p. t. podmienky podporujúce formovanie konvektívneho prúdenia. V intervale 2 500 – 2 700 m p. t. len 15 % objemu rezervoáru zodpovedá pozitívnej odchýlke Rayleighovho čísla (obr. 15).

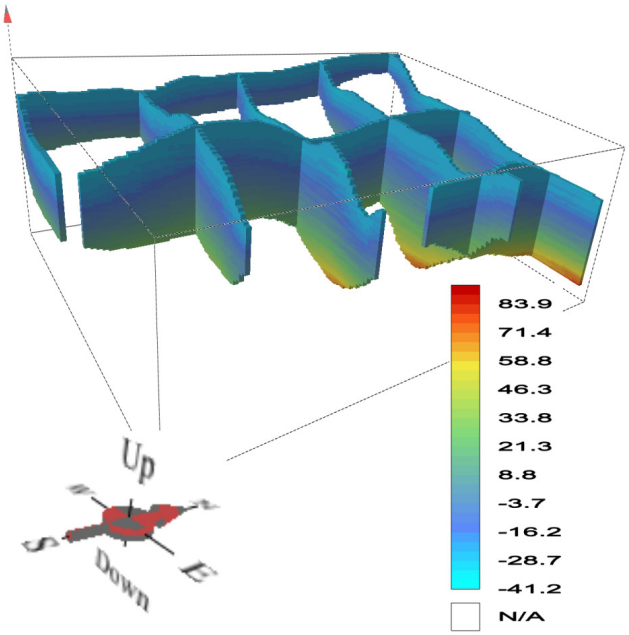
Pri koncepcii idealizovaného telesa s vertikálnou vzdialenosťou zhodnou s vektorom osi *Z* sa podmienky vhodné na formovanie a udržiavanie konvekcie obmedzujú na najhlbšie časti rezervoáru. Potenciálna časť štruktúry reprezentovaná δRa* > 0 zodpovedá zóne s anomálnymi hodnotami τ a distribúcie pozitívnej δNu. Polygón ohraničujúci túto oblasť vymedzujú spojnice obcí Bidovce – Olšovany – Ďurkov – Svinica. V hĺbke menšej ako 2 500 m p. t. ale podmienky na tvorbu konvekcie nie sú. Gradient teploty proti stropu rezervoáru nie je schopný podporovať vztlakové sily, ktoré by prevyšovali viskozitu rezervoárového média narastajúcu spolu s tým, ako pomalou filtráciou dochádza k jeho ochladzovaniu a aktivovaniu kondukcie na rozhraní médium – hornina.

Podľa analýzy lineárnej stability a amplitúdy δRa* existuje možnosť formovania alebo udržiavania priestorovo izolovaných konvekčných buniek s veľmi obmedzeným

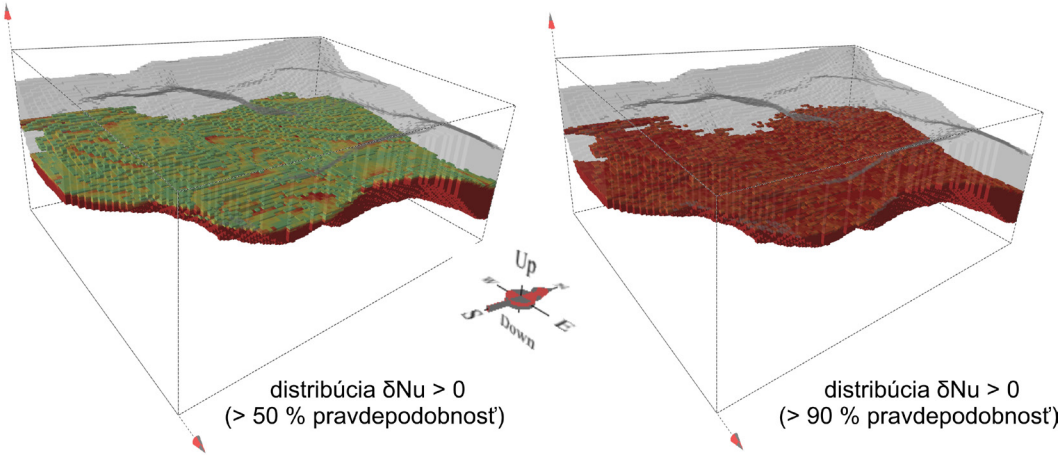
vertikálnym alebo horizontálnym dosahom, ak platí predpokladaná geometria rezervoáru. Jednotlivé konvekčné bunky v takomto prostredí nie sú prepojené a nepokrývajú celé teleso rezervoáru. Pozitívne podmienky na izolovanú vertikálnu konvekciu zodpovedajú zhlukom puklín a križovaniu zlomov na rozhraní tektonických krýh s očakávanou vyššou permeabilitou.



Obr. 13. Sieťové zobrazenie simulácie Rayleighovho čísla (–).
Fig. 13. Simulated Rayleigh number (–) distribution sliced visualization.



Obr. 14. Sieťové zobrazenie simulácie δRa* (–); analýza lineárnej stability.
Fig. 14. Simulated δRa* (–) distribution sliced visualization; linear stability analysis.



Obr. 15. Simulácia pravdepodobnosti distribúcie zóny δRa* > 0: viac ako 50 % pravdepodobnosť (vľavo), viac ako 90 % pravdepodobnosť (vpravo).
Fig. 15. Probabilistic simulation on δRa* > 0 zone distribution: probability over 50 % (left), probability over 90 % (right).

Podmienkou formovania voľnej (mobilnej) plynnej fázy adiabatickým varom (odparovaním) v plytkých častiach hydrotermálnych a hydrogeotermálnych rezervoárov štruktúr suchej pary (Renner et al., 1975; Allis, 2000) alebo štruktúr s dvojitou fázou (White et al., 1971) je stabilné konvektívne prúdenie podporujúce prudké ochladenie a zmenu tlaku rýchlou filtráciou. Proces formovania prítomnej plynnej čiapky s prevahou CO_2 odparovaním je preto s ohľadom na hydrotermodynamické parametre prostredia predmetom neistoty.

DISKUSIA

Otázka efektívnej a kritickej permeability

Referenčné údaje o permeabilite rezervoárového telesa poskytujú slabú informáciu o distribúcii priepustnosti s hĺbkou:

- vo vrte GTD-1: $K_m = 9{,}91 \cdot 10^{-15} – 1{,}025 \cdot 10^{-14}$ m^2 (Fendek in Vranovská et al., 1999a),
- vo vrte GTD-2: $K_m = 5{,}52 \cdot 10^{-15} – 1{,}53 \cdot 10^{-14}$ m^2 (Halás, Sr. et al., 2016).

Okrajovou podmienkou vo vzťahu k hydraulickým parametrom rezervoáru je dostatočná permeabilita horninového prostredia, respektíve diskontinuity (Goyal a Narasimhan, 1982; Pratt a Kassoy, 1983; Hanano, 2004), daná vzťahom aktuálnej K_m a efektívnej/minimálnej priepustnosti K_{min} [20], kde zároveň platí: $K_m > K_{min}$, a ak $\delta K_m = K_m - K_{min}$, potom $\delta K_m > 0$.

Vo vzťahu [13] na výpočet Rayleighovho čísla vystupovala ako reprezentatívna permeabilita matrixu hodnota $K_m = 9{,}91 \cdot 10^{-15}$ m^2 (Vranovská et al., 1999a), využitá aj na odhad minimálnej (syn. kritickej, efektívnej) priepustnosti [20].

Efektívnu alebo minimálnu permeabilitu rezervoáru K_{min} [20] je možné charakterizovať ako priepustnosť horninového prostredia, eventuálne diskontinuity, ktorá pri danej konfigurácii geotermického poľa a termofyzikálnych parametroch média umožňuje efektívne uplatnenie vztlakových

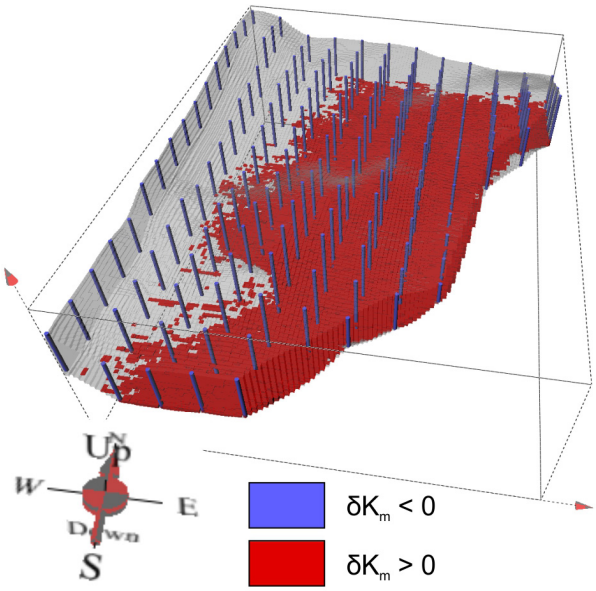
síl a filtračnej rýchlosti natoľko, aby nedochádzalo k jeho ochladzovaniu počas pohybu kondukciou na styku so stenami diskontinuity alebo horniny a tým ochladzovaniu do takej miery, aby viskózne sily prevládali nad vztlakovými silami. Funkčnú závislosť vstupných parametrov udáva tab. 1. Keďže vývoj alebo stabilita konvekcie v rezervoári je funkciou dostatočnej priepustnosti, minimálna permeabilita sa vzťahuje na aktuálne kritické Rayleighovo číslo Rc* (Oversteeg et al., 2014):

$$K_{\min} = \frac{Rc^* . \nu_{dyn} . \lambda_m}{\rho_w^{\,2} . c_w . g . \beta_{vw} . \Delta z . (T_{btm} - T_{top})} \qquad [20].$$

Výsledky odvodenia minimálnej permeability na formovanie alebo udržiavanie konvektívneho prúdenia sú uvedené v tab. 2. V intervale spoľahlivosti do 75 % je možné uvažovať o mocninovom trende poklesu K_{min} s hĺbkou, t. j. $K_{min} = 4 . 10^{20} . z^{-9,951}$.

Zóna vyhovujúca vzťahu $K_m > K_{min}$, ktorá spĺňa podmienku $\delta K_m > 0$, existuje na základe použitého modelu odhadu [20] s danými parametrami geometrie a geotermického poľa rezervoáru v hĺbke viac ako 2 700 m (obr. 16). Tvar tejto zóny je konvexný.

Najhlbšie miesta s $\delta K_m > 0$ zodpovedajú jz.-sv. orientovanému kontaktu tektonických krýh medzi obcami Olšovany – Ďurkov (S) a Svinica – Bidovce (J). Dosah $\delta K_m > 0$ k povrchu tu zodpovedá hĺbke 2 500 – 3 500 m p. t. To korešponduje so zónou vertikálneho dosahu $\tau > 0,2$ (obr. 4). Podiel vertikálneho profilu karbonátov, ktorý spĺňa okrajovú podmienku, dosahuje 10 – 30 % v spodnej časti. Permeabilita prostredia vo vrchnej časti rezervoáru nie je na tvorbu konvekčných buniek priaznivá, hoci preukázateľne táto časť karbonátov a bazálne klastiká karpatu tvoria hlavné prítokové zóny do geotermálnych vrtov (Vranovská et al., 1999a). V saturovanej zóne stropnej časti rezervoáru sa teda realizuje pohyb rezervoárového média na základe gradientu tlaku alebo zmeny saturácie, nedochádza ale k vývoju konvekčných buniek indukovaných zmenou teploty kolmých na vektor filtrácie.



Obr. 16. Distribúcia $\delta K_m > 0$ na základe podmienenej simulácie *turning-bands*.
Fig. 16. The $\delta K_m > 0$ distribution as given by conditioned Turning-bands simulation.

Požadovaná kritická priepustnosť priaznivá na vznik a udržanie rezervoárovej konvekcie klesá s intenzitou nerovnomerného prehrievania (obr. 17a) v dôsledku formovania výraznej amplitúdy gradientu teploty. Pozitívne hodnoty δK_m korelujú s δRa^* (obr. 17b), predovšetkým pri $\delta Ra^* > 20$. Vzťah k δNu nie je jednoznačný predovšetkým v prípade hodnoty $\delta Nu < 0,2$ (obr. 17c). Vplyv nerovnomerného prehrievania na tvorbu geotermického gradientu, ktorý kompenzuje nedostatočnú permeabilitu telesa a zároveň hustotu rezervoárového média, vyplýva aj z korelácie δK_m a τ (obr. 17d), pri ktorom hodnoty $\delta K_m > 0$ sú viazané na $\tau > 0,2$.

Je pravdepodobné, že zóna charakteristická $\delta K_m > 0$ bude v smere k stropu rezervoáru obmedzená. Ako dôvod uvažujeme vertikálne zanikanie amplitúdy nerovnomerného prehrievania ovplyvňujúceho kritické Rc*. Priestorovo, ak existujú podmienky na nástup alebo udržanie rezervoárovej konvekcie, sa v zhode s uvedenými indikátormi rezervoárovej konvekcie viažu na tektonicky limitovanú zónu krýh karbonátov polygónu Bidovce – Olšovany – Ďurkov – Svinica a s nimi asociované diskontinuity.

Deficitom konštantnej $K_m = 9,91 . 10^{-15}$ je tendencia jej zvyšovania smerom k stropu rezervoáru. Opodstatnene, pretože v dôsledku geodynamickej minulosti karbonátov je možné smerom k stropu očakávať nárast permeability vplyvom predterciérnej paleokarstifikácie (Franko a Bodiš, 1989; Činčura a Köhler, 1995). To určite ovplyvňuje prítokometriu vo vrchnej časti rezervoáru (Vranovská et al., 1999a). Uvažujme o $K_m = 3 . 10^{-14}$ m^2 (najvyššia vypočítaná permeabilita rezervoáru je $K = 1,53 . 10^{-14}$ m^2; Halás, Sr. et al., 2016). Pri danej geometrii rezervoáru, permeabilite a teplote na strope karpatu (T = 80 – 130 °C) by teplota potrebná na udržanie/formovanie konvekcie vo vrchnej časti rezervoáru musela dosahovať T = 167 – 220 °C, čo je v podmienkach ďurkovskej depresie nereálne.

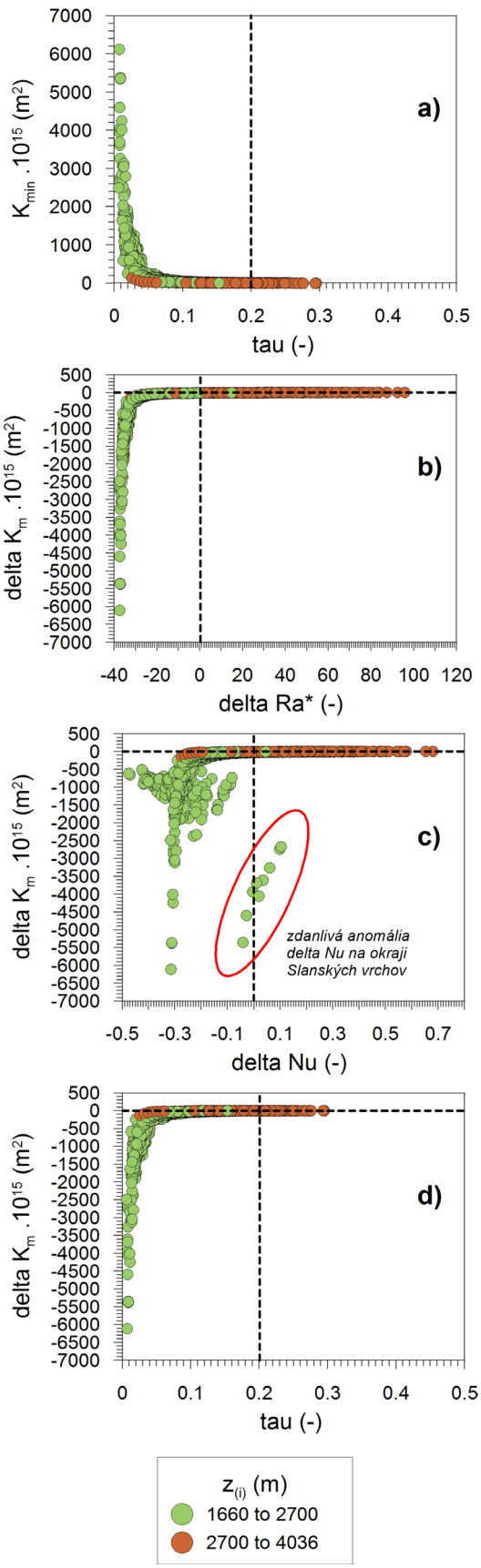
Za ideálnej situácie, keď by rezervoár v strednotriasových karbonátoch priamo komunikoval s povrchom, by zodpovedajúca teplota na strope bola rovná teplote povrchu, t. j. T_0 = 8 – 10 °C, a požadovaná teplota rezervoárového média pri danom gradiente teploty by poklesla na T = 91 – 93 °C. Táto teplota už zodpovedá povrchu rezervoáru v jeho depresných častiach.

Hydraulické a hydrodynamické podmienky plytkých rezervoárových zón teda základné predpoklady na formovanie a udržanie teplotne indukovanej konvekcie nevytvárajú. Podľa pravdepodobného rozsahu dostatočnej priepustnosti je možné konštatovať, že potenciálne formovanie konvekcie je obmedzené na bázu rezervoáru, v plošnej mierke však k masívnym vertikálnym konvekčným bunkám pravdepodobne nedochádza.

Otázka geometrie a stability konvekcie

Plošná charakteristika perspektívnej zóny

Priestorové vymedzenie zóny priaznivej na formovanie/udržanie konvekcie v rezervoári odvodzujeme na základe pravdepodobnostného modelu podmienenej simulácie *Tur-*



Obr. 17. Vzťah numerických indikátorov transportu tepla a kritickej permeability.
Fig. 17. A correlation between critical permeability and numerica convection indices.

ning-bands. V intervale pravdepodobnosti viac ako 90 % je oblasť možného výskytu konvektívneho prúdenia identifikovaná podľa pozitívnych odchýlok δNu (obr. 9), δRa* (obr. 15), plošnej distribúcie δK_m (obr. 16) a okrajovej podmienky $\tau > 0{,}2$ (obr. 5). Prienikom je polygón, na povrchu ohraničený spojnicami obcí Bidovce – Olšovany – Ďurkov – Svinica. Hĺbkový interval uplatňovania konvektívneho prúdenia bol stanovený na viac ako 2 700 m p. t., čo zodpovedá 10 – 30 % vertikálneho profilu v hlbších častiach rezervoáru.

Amplitúda perspektívnej zóny je priestorovo výrazne anizotropná. Najpravdepodobnejší model vývoja alebo formovania konvekcie sa spája s okolím zlomových systémov segmentujúcich hlbšie časti predterciérneho podložia. Plošne súvislá konvekcia v rezervoári je prakticky vylúčená. V prítokových zónach stropnej časti rezervoáru a karpatských klastikách preto dochádza k filtrácii zmenou saturácie a tlaku rezervoárového média/prostredia bez tvorby predovšetkým vertikálnych konvekčných buniek.

Do úvahy tak prichádza forma priestorovo izolovaných konvekčných buniek. Rozdiel medzi kritickou a aktuálnou permeabilitou v kombinácii s nahor vyznievajúcim trendom nerovnomerného prehrievania (nárastu stacionarity) je totiž pomerne nízky. Podľa predpokladu v tejto forme konvekčných buniek sú vztlakové sily vo výstupnom smere nahrádzané viskóznymi silami ako dôsledok konduktívneho odovzdávania tepla medzi rezervoárovým médiom a matrixom (pórovitého prostredia) mimo dosahu postačujúceho gradientu teploty a nerovnomerného prehrievania.

Viazanosť konvekčných buniek na puklinové systémy deformovaných častí karbonátových krýh v bezprostrednom okolí ich tektonického kontaktu je sama osebe argumentom proti zvažovaniu plošnej konvekcie v rezervoári.

Geometria konvekcie

Akceptujme možnosť tvorby izolovaných konvekčných buniek v spodných častiach rezervoáru. Na charakteristiku neorientovanej duálnej permeability využívame kombináciu medzizrnovej pórovitosti podľa $\phi_z = f(z)$ a puklinovej priepustnosti danej hydrodynamickými skúškami $K_m = 9{,}91 \cdot 10^{-15}$ m^2 (Vranovská et al., 1999a). Keďže štruktúra je hydrogeologicky uzavretá (Bodiš a Vranovská, 2012), priestorovo definujeme blok na jeho strope (z_{top} = 1 660 – 2 600 m p. t.) a báze (z_{btm} = 1 900 – 4 040 m p. t.) s teplotou T_{top} = 87 – 142 °C a T_{btm} = 95 – 180 °C.

Anizotropiu sklonu vrstiev simulujeme konštantnou plochou 500 x 500 m ohraničujúcou jednotlivých 1 650 výpočtových bodov modelovej siete. Horizontálnu dĺžku opisujeme tvarom $X = l = 500\ m$. Šírku diskontinuity alebo rozstup prostredia je možné vyjadriť súradnicami $Y = b = 500\ m$. Koordináty $Z = z = \Delta z_i$ vyjadrujú postupný nárast vertikálnych koordinát prostredia s hĺbkou výpočtového bodu pri ekvivalentnom 10-vrstvovom rozdelení rezervoáru v každom uzle blokovej siete. Orientácia osi Z zodpovedá uhlu α podľa stredového uhla, ktorý daná kryha zviera s horizontálou vplyvom jej sklonu.

Analýza lineárnej stability udáva hodnoty Rayleighovho čísla v rozpätí Ra = 0,06 – 112 v oblasti polygónu Bidovce – Olšovany – Ďurkov – Svinica. Na základe nízkej

odchýlky δRa*, t. j. do 8-násobku Rc* pri jej kladných hodnotách prichádzajú do úvahy takzvané 2D modely orientácie prúdnic v konvekčných bunkách (Weatheril et al., 2004; Kühn et al., 2006). Z nich na amplitúdu odchýlky δRa* je najmenej náročný model geometrie prúdnic plochého kruhu [21], takzvaný *slender-circle flow structure* (Zhao et al., 2003, 2008), pre ktorý je typická orientácia prúdnic kolmá na orientovanú os *Z* prostredia, pričom pri osi X = l je dosah zanedbateľný, a teda $X = l = 0$. Kritickú hodnotu Rc^{*2D} pri ňom je možné opísať výrazom:

$$Rc^{*2D} = \frac{\left[1+\left(\frac{z}{b}\right)^2\right]^2 \pi^2}{\left(\frac{z}{b}\right)^2} \qquad [21].$$

Pri daných podmienkach rezervoáru opisuje odchýlku vypočítaného a kritického 2D Rayleighovho čísla interval $\delta Ra^{*2D} = -3\,951 - +39$ s pozitívnymi hodnotami v 9 z 1 650 výpočtových uzlov v najhlbších častiach definovaného polygónu. Percento je výrazne nižšie ako percento pozitívnej odchýlky lineárnej analýzy, a teda Ra*. Tento rozpor vyjadruje skutočnosť, že konvektívne bunky v hlbokej časti rezervoáru, ak existujú za ideálnych podmienok, sú priestorovo značne limitované.

Pretože pre orientáciu vertikálnej osi tektonických krýh platí Z ≠ 90 °, je nevyhnutné, aby α < 90°, ak má byť splnená podmienka kolmej konfigurácie prúdnic. Sklonená orientácia prúdnic ako výsledok modelu potom vysvetľuje vertikálne obmedzený transport tepla konvekciou, minimálne alebo zanedbateľné ovplyvnenie stacionarity geotermického poľa a zároveň ostré vymedzenia nerovnomerného prehrievania medzi jednotlivými tektonickými kryhami na báze rezervoáru v spomínanom polygóne, kde dochádza ku kontaktu krýh s výzdvihovou a poklesovou tendenciou.

Stabilita konvekcie

Stabilita rezervoárovej konvekcie poukazuje na priestorovú a časovú organizáciu formujúcich sa alebo existujúcich konvekčných buniek na základe zmeny vektora prúdnic, pôvodne daných ich geometriou (Gollub a Benson, 1980). Tie vyplývajú z amplitúdy vztlakových síl vo vzťahu k viskozite média v dôsledku zmien v gradiente teploty, termofyzikálnych parametrov a hydrauliky rezervoáru, prejavenej zmenou *Ra* (Sezai, 2005; O'Sullivan, 2010).

Najjednoduchším spôsobom konvekcie je ustálené prúdenie v izolovaných alebo plošných konvekčných bunkách s kritickou hodnotou nástupu $Ra = 4\pi^2$ (Gollub a Benson, 1980; Garg a Kassoy, 1980; Sezai, 2005) s jedným vzostupným a jedným zostupným vektorom (Kimura et al., 1986). Komplexnejšie formy s vývojom viacerých konvekčných cyklov izolovane alebo koncentrovane vznikajú pri okrajovej podmienke $Rc^{*2} = 130$ pri rotujúcom „jednobunkovom" prúdení okolo osi *Z* (Sezai, 2005), respektíve $Rc^{P1} = 380 - 400$, pri ktorom jednoduchá konvekcia prechádza k periodickej s jednou fázou a periodicky premenlivou vlnovou dĺžkou (Kimura et al., 1986). Práve nestabilné formy konvekcie sa prejavujú väčším vertikálnym dosahom a tým intenzívnejším deformovaním geotermickej stacionarity (Gollub a Benson, 1980; Kimura et al., 1989).

Podľa analýzy lineárnej stability konvekcie dosahujú hodnoty Ra = 0,06 – 112 blokovo-modelového a Ra = 0,26 – 108 podmienene simulovaného riešenia. V oboch prípadoch tak $Ra < Rc^{P1}$, a teda $\delta Ra^{P1} < 0$. Ak dochádza k tvorbe konvekcie, nadobúda charakter izolovaných buniek jedného vzostupného a jedného zostupného vektora (Sezai, 2005) s charakterom plochého kruhu, tzv. *slender-circle structure* (Zhao et al., 2003), orientovaných v zmysle osi *Y*, kolmo na vektor orientácie osi *Z*. Izolované bunky sú stabilné (Kimura et al., 1986) v orientácii podľa stredovej osi, pretože nie je dôvod uvažovať o laterálnom zdroji tepla alebo časovo premenlivej zmene prísunu tepla do štruktúry pod nevýraznými geotermickými gradientmi (Kimura et al., 1989).

Predpokladaná orientácia konvekčných buniek pod uhlom α oproti vertikálnej osi *Z* tektonických krýh môže byť dôvodom nevýrazného, respektíve zanikajúceho vplyvu konvektívnych pohybov na báze rezervoáru na celkovú stacionaritu geotermického poľa. Prejav je možné vnímať ako relatívne ostré rozhrania τ na báze rezervoáru v hĺbke viac ako 2 700 m, orientované v okolí styku blokov karbonátov v polygóne obcí Bidovce – Olšovany – Ďurkov – Svinica. Uhol orientácie osi prúdnic 2D konvekčných buniek vysvetľuje limitovaný vertikálny dosah konvekcie (narušovania stacionarity geotermického poľa). Nedostatočná vlnová dĺžka konvekčných buniek vplyvom sklonenia prispieva k trendu amplitúdy nerovnomerného prehrievania vyznievajúcemu smerom nahor. Keďže nerovnomernosť prísunu tepla v systéme, a teda geotermická nestacionarita v smere k stropu klesajú už v tretine profilu, je možné vylúčiť ovplyvnenie rezervoárovej dynamiky a formovania plynnej mobilnej fázy adiabatickým odparovaním z média v hlbších častiach rezervoáru. Aj pri hypotetickom úniku pary by sa vo výsledku pravdepodobne tvoril kondenzát vplyvom pomalej filtrácie a relatívne nízkych teplotných gradientov v plytkých častiach rezervoáru.

Otázka pôvodu parnej fázy/dvojfázového systému

Koncepčný model hydrogeotermálnej štruktúry s dvojitou fázou (geotermálna voda + para) predpokladá (White et al., 1971; Truesdell a White, 1973; Renner et al., 1975; Bowen, 1989; Allis, 2005): **a)** nízku permeabilitu prostredia v infiltračnej a tranzitnej oblasti podporujúcu prehrievanie média pred vstupom do akumulačnej časti štruktúry; **b)** nízku permeabilitu v akumulačnej zóne predlžujúcu kontakt médium – hornina tak, aby došlo k nasýteniu rozpustených plynov a prekročeniu kritického tlaku saturácie pri kontinuálnom zvyšovaní teploty; **c)** vysokú permeabilitu vo výstupnom tranzitnom smere tak, aby prudkým poklesom tlaku došlo k adiabatickému odplyneniu nasýtenej dvojitej fázy a formovaniu mobilnej parnej zložky (s následným výstupom k povrchu alebo akumuláciou v stropných častiach rezervoáru. Ak sa nemá tvoriť kondenzát v polohe so separovanou parnou fázou, pre dostatočné p-T podmienky je nevyhnutná prítomnosť zdroja tepla v systéme, ktorý by prevyšoval (pri nízko až stredne entalpických štruktúrach) podmienky stacionárneho, t. j. konduktívneho geotermického poľa.

Možnosť existencie separovanej polohy plynovej čiapky v plytkých rezervoárových polohách strednotriasových karbonátov bola prvýkrát spomenutá na základe gradientu hustoty v geotermálnych vrtoch GTD (Vranovská et al., 1999).

Argumentom proti pôvodu plynnej fázy s prevahou CO_2 v hlbších častiach rezervoáru je okrem nepriaznivých hydrodynamických podmienok aj termodynamické prostredie (Fričovský et al., 2018). Pri atmosférickom tlaku je špecifická entalpia zodpovedajúca saturovanému médiu rovná h = 419 kJ . kg^{-1} (Truesdell a Fournier, 1977). Podľa stavových diagramov h-T v smere k stropu rezervoáru ale klesá podiel termodynamicky rovnovážnej saturovanej pary (plynov), čo vylučuje adiabatický pôvod „čiapky“ v tejto časti rezervoáru (obr. 18a, b). Stavový diagram h-p indikuje geotermálnu vodu ako mobilnú fázu pre všetky $\delta Ra^* < 0$ (obr. 18c), podobne ako v prípade δNu (obr. 18d). Daným termodynamickým triedam (Sanyal, 2005) zodpovedá na ústí vrtu geotermálna voda vystupujúca ako mobilná fáza typická pre zdroje geotermálnej energie nízkej/strednej až strednej/vysokej termodynamickej kvality identifikované v ďurkovskej depresii (Fričovský et al., 2018).

Domnievame sa preto, že plynná čiapka s 90 % zastúpením CO_2 má v skutočnosti pôvod v plytkej časti rezervoáru. Základom scenára jej vývoja je existencia rezervoárového média presýteného karbonátmi na rozhraní voda – hornina. Vplyvom hydrogeologickej uzavretosti štruktúry ďurkovskej depresie a prakticky vylúčenej vertikálnej filtrácie v rámci stropnej časti karbonátov, respektíve medzi karbonátmi stredného triasu a konglomerátmi karpatu (čím sa vylučuje možnosť ionovýmeny medzi karbonátmi a Ca- a Na-silikátmi) tak dochádzalo k progradujúcemu nárastu parciálneho tlaku CO_2 v rezervoárovom médiu zodpovedajúcom stavu presýtenia v iniciálnom, ustálenom (syn. predprodukčnom) štádiu.

Následne najpravdepodobnejším scenárom tvorby izolovanej (mobilnej) plynnej fázy je vaporizácia vyvolaná technickým zásahom do saturovaného prostredia, respektíve odplynenie CO_2 z rezervoárového média v rezervoárovom telese, eventuálne priamo v produkčných vrtoch. Proces tlakovo indukovanej vaporizácie pritom nevyžaduje termodynamické podmienky rezervoárového média zodpovedajúce vysokej termodynamickej kvalite, t. j. podmienky termodynamicky rovnovážnej saturovanej plynnej fázy v médiu. Stratifikácia v stropnej časti rezervoáru sa dá následne vysvetliť prirodzenou gradáciou, keď po strate plynnej fázy a náraste hustoty nastáva prirodzené oddelenie CO_2 a rezervoárového média vo voľných póroch, ktoré geotermálna voda nárastom hustoty gravitačne odstránila.

Otázka koncepcie rezervoárovej reakcie

Problém nastavenia modelov odhadu rezervoárovej reakcie vyplýva z potreby zohľadniť spôsoby generácie, transportu a akumulácie energie v systéme pri aplikovaní princípov trvalo udržateľného rezervoárového manažmentu (Axelsson et al., 2001).

V prípade ďurkovskej depresie sa dlhodobo uvažuje o aktívnej reinjektáži (Vranovská et al., 1999a, b; Popovičová a Holoubek, 2011; Halás, Sr. et al., 2016) s teplotným spádom na T_{inj} = 65 °C. Doteraz aplikovaný model (Giese, 1998, 1999) vychádzal zo striktne konvektívneho prostredia. Prostredie je ale možné opísať ako kombinované, konduktívno-konvektívne. Z priestorovej distribúcie koncových členov transportu tepla vyplýva podmienka zohľadniť:

- advektívne ochladzovanie v bezprostrednom okolí reinjektážneho vrtu (napr. Bodvarsson a Tsang, 1981),
- konvektívne ochladzovanie medzi reinjektážnym a produkčným systémom súvisiace s postupom studeného frontu (Ungemach et al., 2005),
- konduktívny prísun energie do systému na báze rezervoáru, respektíve konduktívny transport tepla do efektívnych filtračných kanálov studeného frontu (Bodvarsson a Tsang, 1981; Williams, 2007).

Pri priestorovo obmedzenom vplyve konvekcie na stacionaritu geotermického poľa ďurkovskej depresie nie je možné počítať s konvektívnym zahrievaním rezervoárového média. Na tento proces nie sú v rezervoári vytvorené podmienky. Faktor nerovnomerného prehrievania na báze rezervoáru podmieňuje zohľadnenie vertikálneho transportu tepla do produkovaného systému a využitie neizotermických (O'Sullivan a Mannington, 2005; Satman, 2010; Tureyen a Akyapi, 2011) predikčných modelov pri odhade zmeny teploty v súvislosti s možným prienikom studeného frontu počas produkcie štruktúry.

Bez ohľadu na charakter zobrazenia (1D, 2D, 3D, lumpfit, FEM) modelov predikcie rezervoárovej reakcie je v kombinovanom prostredí nevyhnutné využívanie kombinovaných metód a nelineárnych predikčných modelov. Jednoduché alebo homogenizované modely majú tendenciu reakciu rezervoáru a predikciu zmeny produkovanej teploty skresľovať, a to tak s pozitívnou, ako aj negatívnou amplitúdou.

Diskusia k podmieneným aproximáciám

Výpočtový aparát zvolený na štúdium podmienok vplývajúcich na tvorbu, udržanie alebo charakter rezervoárovej konvekcie vychádza z takzvaného iniciálneho rezervoárového štádia (Bodvarsson, 1987), a teda bez vplyvu produkčných parametrov.

Stacionarita geotermického poľa. Aplikácia numerických indikátorov prítomnosti rezervoárovej konvekcie v strednotriasových karbonátoch ďurkovskej depresie vychádza z primárneho nastavenia geometrie (obr. 1) štruktúry a stacionárneho geotermického poľa ([16] až [19]), ktoré definujú funkčné vzťahy petrofyzikálnych a termofyzikálnych premenných (tab. 1) na základe štruktúrno-tektonickej a geotermickej koncepcie hydrogeotermálneho systému (Moeck, 2014; Moeck a Beardsmore, 2014). Metóda redukcie hustoty tepelného toku zložkou q_{RD} ([17] až [18]) zároveň konzervuje anomálie v stacionarite geotermického poľa [19], potenciálne podmienené prítomnosťou konvektívneho transportu tepla v rezervoári.

Časová homogenita. V aplikácii analýzy lineárnej stability konvekcie a podmienok ovplyvňujúcich možnosti jej

vzniku a udržania vychádzame z predpokladu zachovania iniciálnych a časovo konštantných podmienok (Hanano, 1998) pozície a intenzity zdroja tepla. V prípade ďurkovskej štruktúry, kde je dominantným koncovým členom transportu tepla kondukcia, je kritickým bodom stabilná pozícia astenosféry a hrúbka zemskej kôry medzi vrchnou časťou plášťa a bázou štruktúry, ktorá kontroluje konduktívny príkon tepla na báze rezervoáru.

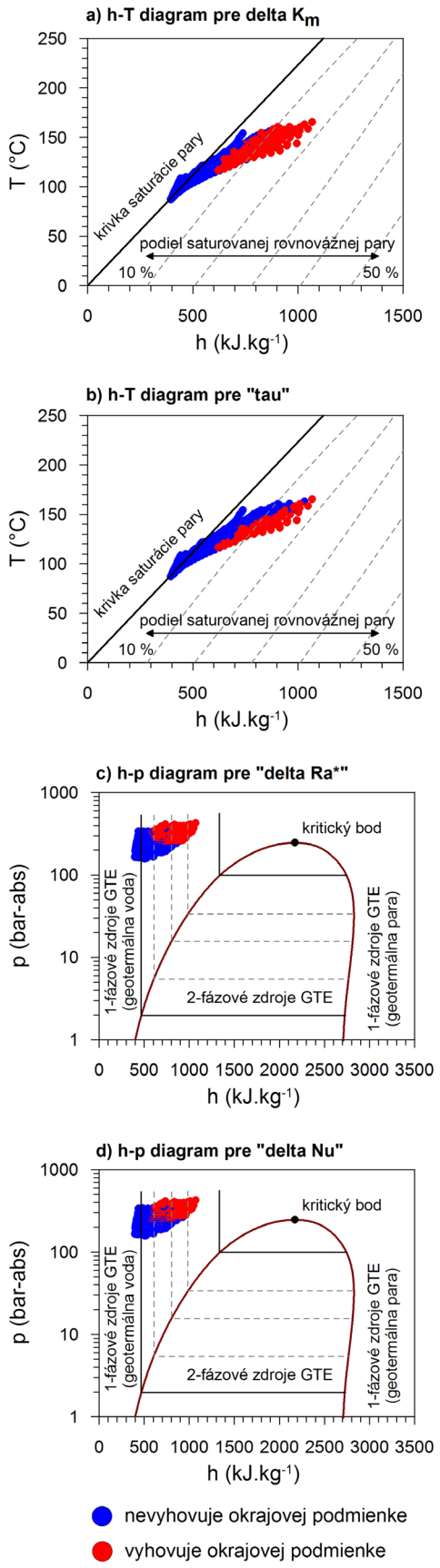
Okrajová podmienka **priestorovej homogenity** prísunu tepla na bázu rezervoáru (Hanano, 1998) je pre tektonickú disegmentáciu rezervoáru porušená. Korekciou na hodnotenie priaznivosti podmienok formovania a udržania konvekcie je využitie koeficientu nerovnomerného prehrievania τ (Goyal a Kassoy, 1981) a posúdenie kritickej priepustnosti rezervoárového prostredia K_{min} (Kühn et al., 2006).

Tab. 1. Aproximatívne parametrické funkcie použitých premenných v rovniciach [1] až [21].
Tab. 1. Parametric approximative functions for selected variables used in equations [1] to [21].

Formulácia	Zdrojová literatúra
$\phi_{(z)} = 0,369.2,71828^{-0,001.z_i}$	Baldwin a Buttler, 1985
$\lambda_{i,m} = \lambda_{LR}.\omega + (1-\omega).\lambda_{RR}$ kde: $\lambda_{LR} \wedge \lambda_{RR} = \frac{\lambda_{(\phi)} + \lambda_{(z)}}{2}$ $\lambda_{(\phi)} = \left[\left(1-\phi_{(z)}\right).\sqrt{\lambda_{REP}} + \phi_{(z)}.\sqrt{\lambda_w}\right]^2$ kde: $\lambda_{REP} = \sum_{i=1}^{n} \chi_{L,i}.\lambda_{L,i}$	Roy et al., 1981 Sclater a Christie, 1980
$\lambda_{(z)} = \lambda_{REP} + 0,2.\left[\left(z_{i+1}.10^{-3}\right) + 0,5.\Delta z_i.10^{-3}\right]$	Lizoň a Jančí, 1979
$\lambda_{(w)} = -922,47 + 2839,8.\left(\frac{T_{(K)}}{273,15}\right) - 1800,7.\left(\frac{T_{(K)}}{273,15}\right)^2 + 527,77.\left(\frac{T_{(K)}}{273,15}\right)^3 - 73,44.\left(\frac{T_{(K)}}{273,15}\right)^4$	Holzbecher, 1998
$\rho_w = \rho_{wh}.\left[1 - \beta_{vw}.\left(T_{wh} - T_{(z)}\right)\right]$	Kjaran a Eliasson, 1983
$c_w = \frac{\left[4245 - 1,841.\left(T_{(z)} + 273,15\right)\right]}{\rho_w}.10^3$	Pasquale et al., 2011
$\beta_{vw} = 1,6.10^{-5} + \left(9,6.10^{-6}.T_{(z)}\right)$	Pasquale et al., 2011
$\nu = 2,4141.10^{-5}.10^{\left(\frac{247,8}{(T(z)+273,15)-140}\right)}$	Lipsey et al., 2016

Tab. 2. Výsledky výpočtu a simulácie numerických indikátorov konvekcie v statickej výpočtovej sieti a na základe simulácie *Turning bands*.
Tab. 2. Results on calculation and simulation of numerical convection indices in stationary grid model and with the Turning bands simulation.

Parameter	Jednotka	Metóda	Minimum	Maximum	Priemer	Sigma
τ	–	výpočet	0,006	0,295	0,09	0,06
		simulácia	0	0,298	0,11	0,06
Nu	–	výpočet	0,85	2,01	1,25	0,18
		simulácia	nesimulované, δNu simulovaná samostatne			
δNu	–	výpočet	–0,47	0,68	–0,07	0,18
		simulácia	–0,48	0,69	–0,04	0,19
Ra	–	výpočet	0,06	112	8,66	18,5
		simulácia	0,26	108,2	17,01	18,28
Rc*	–	výpočet	11,28	37,66	26,3	6,51
		simulácia	10,53	38,19	25,45	6,31
Rc^{*2D}	–	výpočet	39,43	3 963	55,95	301
		simulácia	nesimulované, interpretovaná len výpočtová sieť			
δRa*	–	výpočet	–37,5	95,9	–17,7	24,3
		simulácia	–41,2	92,2	–8,31	23,88
δRa^{*2D}	–	výpočet	–3 963	27,2	–35,8	306,8
		simulácia	nesimulované, interpretovaná len výpočtová sieť			
K_{min}	m^2	výpočet	$1{,}08 \cdot 10^{-15}$	$6{,}1 \cdot 10^{-12}$	$3{,}06 \cdot 10^{-14}$	$5{,}9 \cdot 10^{-13}$
		simulácia	nesimulované, interpretovaná len výpočtová sieť			
δK_m	m^2	výpočet	$-6{,}1 \cdot 10^{-12}$	$4{,}4 \cdot 10^{-15}$	$-2{,}5 \cdot 10^{-14}$	$6{,}0 \cdot 10^{-13}$
		simulácia	využitá *pluri* Gaussova simulácia diskrétnej premennej			



Obr. 18. Fázová povaha v podmienkach formovania rezervoárovej konvekcie.
Fig. 18. Phase state at particular convection formation reservoir conditions.

ZÁVER

Hydrogeotermálna štruktúra ďurkovskej depresie predstavuje doteraz jediný preukázaný stredne entalpický systém Západných Karpát (Fričovský et al., 2016b), dlhodobo považovaný za najperspektívnejší na území Slovenska (Franko et al., 1995). Dôvodom na pertraktovanie potenciálu je prítomnosť zdroja geotermálnej energie so strednou termodynamickou kvalitou (Fričovský et al., 2018) zodpovedajúcou potenciálu na veľkokapacitné vykurovacie účely alebo nízkokapacitnú binárnu výrobu elektrickej energie.

Štruktúra predstavuje konduktívnu koncepciu CD typu orogenetických pásiem a predpoľných bazénov CD2 (Moeck, 2014; Moeck a Beardsmore, 2014), hydrogeologicky uzavretú (Bodiš a Vranovská, 2012). Sedimentárne a vulkanosedimentárne komplexy neogénu považované za regionálne izolátory vystupujú v nadloží rezervoáru identifikovaného v strednotriasových karbonátoch (analógu) krížňanského príkrovu a bazálnych klastík karpatu (Vranovská et al., 1999a). Vertikálne je rezervoárové teleso v karbonátoch ohraničené povrchom s hĺbkou stropu z_{top} = 1 660 – 2 600 m p. t. a hĺbkou bázy z_{btm} = 1 900 – 4 040 m p. t. Predterciérny reliéf je sústavou troch generácií zlomov (Pereszlenyi et al., 1999) segmentovaný na čiastkové vyzdvihnuté a poklesnuté bloky (obr. 1). Priradené hodnoty teploty povrchu a stropu rezervoárového telesa (Fričovský et al., 2018) je možné definovať ako T_{top} = 87 – 140 °C a T_{btm} = 95 – 180 °C (obr. 2).

Ďurkovská depresia bola hodnotená z viacerých aspektov – z pohľadu klasifikácie zdrojov a zásob geotermálnej energie (Vranovská et al., 1999a) a množstva geotermálnej vody (Vranovská et al., 1999a; Halás, Sr. et al., 1016), koncepčného modelu zameraného na pôvod extrémne vysokého obsahu arzénu (Bodiš a Vranovská, 2012; Vranovská et al., 2015) alebo technického a technologického potenciálu (Popovičová a Holoubek, 2011; Kukurugyová et al., 2015) vrátane prvotných modelov rezervoárovej reakcie (Giese, 1998, 1999). Napriek tomu pozornosť nebola venovaná štúdiu geotermického pozadia a koncových členov transportu tepla, respektíve ich vplyvu na prítomnosť voľnej (resp. separovanej) plynnej fázy s 90 % podielom CO_2, dokumentovanej počas hydrodynamických skúšok na základe gradientu špecifickej hustoty (Fendek in Vranovská et al., 1999a).

Metodika (obr. 3) vychádza z kombinácie výpočtov vstupných parametrov v blokovo-modelovej sieti 150 uzlov s rozstupom 500 x 500 m a vertikálnym rozložením daným ekvivalentným rozdelením rezervoáru na 10 rovnomerných subvrstiev podľa hrúbky rezervoárového telesa v aktuálnom výpočtovom uzle, t. j. $\Delta z_i = 0{,}1 \cdot \Delta z$. Voľba procesu odvodenia geotermického poľa ([17] až [20]) je založená na princípoch globálnej koncepčnej schémy charakterizujúcej ďurkovskú depresiu podľa vzťahu k aktívnym geodynamickým zónam a litologickému zloženiu štruktúry a evidentných príznakov vplyvu koncových členov transportu tepla (Moeck, 2014). Tento postup umožňuje v zmysle energetickej bilancie zachovať geotermické pole vrátane jeho anomálnych prejavov v prípade, ak staciona-

rita založená na gradiente teploty závislom od hĺbky je deformovaná konvektívnym transportom tepla. Pre každý zo súboru 1 650 výpočtových bodov blokovo-modelovej siete rezervoáru boli definované parametrické údaje ako funkcie hĺbky a teploty, eventuálne objemovej hustoty a modelov kompakcie (tab. 1). Podmienená simulácia priestorovej distribúcie numerických indikátorov konvekcie využíva metódu *Turning-bands* na základe štruktúrovaných variogramov blokovo-modelovej siete pri rozložení 50 x 50 x 10 m (obr. 3). Vyčlenenie perspektívnych zón vyhovujúcich daným okrajovým podmienkam odvádzame z realizácie 100 opakovaní s definovaním intervalov pravdepodobnosti (napr. obr. 5, 9 a 15) a zo simulovaní vertikálnej distribúcie premenných podľa strednej hodnoty realizovaného súboru. Výsledky výpočtu numerických indikátorov konvekcie a okrajových podmienok uvádzame v tab. 2.

Na posúdenie podmienok tvorby a udržania rezervoárovej konvekcie sme zvolili geometriu telesa, ktorá zodpovedá sklonenému pórovitému prostrediu s duálnou permeabilitou (kombinácia pórovitosti v osi *X*, *Y* a *Z* a puklinovej priepustnosti v osi *Z*), prehrievaného na báze a ohraničeného geotermicky a geometricky bázou a stropom.

Strednotriasové karbonáty sú výrazne tektonicky segmentované na sústavu krýh s poklesovou a výzdvihovou tendenciou (obr. 1). Ak platí predpoklad konštantnej hĺbky a teploty astenosféry v iniciálnom (predprodukčnom) štádiu (Bodvarsson, 1987), pri variabilite vertikálnej vzdialenosti medzi zdrojom tepla (astenosférou) a bázou rezervoáru dochádza k nerovnomernému prísunu tepla na jeho báze vplyvom tektonického rozbitia.

Index nerovnomerného prehrievania τ [11] vyjadruje výraznú anizotropiu v narušení stacionarity priestorovej distribúcie teploty podľa $\partial T/\partial z$ v smere V – Z a po vertikále (obr. 4). Okrajovej podmienke $\tau > 0{,}2$ (obr. 5) zodpovedá hĺbka väčšia ako 2 800 m krýh karbonátov medzi obcami Ďurkov – Olšovany a Svinica – Bidovce, ďalej prechádzajúcich k tektonickému styku ďurkovskej depresie a bidovskej depresie (obr. 1). V distribúcii τ nie je možné sledovať porušenie vertikálneho trendu (obr. 4), a tak charakter nerovnomerného prehrievania označujeme ako vyznievajúci smerom nahor. Znamená to, že v stropných častiach geotermické podmienky rezervoáru pravdepodobne kontroluje stacionárny konduktívny tepelný tok bez výrazných zmien. Naopak, najhlbšie časti strednotriasového profilu tohto polygónu vykazujú výrazné zmeny oproti konduktívnemu gradientu teploty. Vytvárajú sa tak podmienky potenciálne podporujúce nástup alebo udržanie konvekčných buniek.

V priestore hodnoty τ vyznievajú od spomínaného polygónu tak vo východnom, ako aj v západnom smere. Keďže nedochádza k porušeniu vertikálneho profilu v blízkosti neovulkanitov Slanských vrchov, ich geotermická aktivita, ktorej prejavom je lokálna anomália tepelného toku, pravdepodobne nemá vplyv na stacionaritu konduktívneho poľa v rezervoári.

Z pohľadu priestorovej distribúcie Nusseltovho a Rayleighovho čísla (obr. 12), respektíve distribúcie δNu (obr. 8) a δRa^* (obr. 14) je zrejmá korelácia zóny spĺňajúcej okrajové podmienky tvorby a udržania konvekcie, t. j. $\delta Nu > 0$ a $\delta Ra^* > 0$ pri zodpovedajúcom Rc^* so zónou $\tau > 0{,}2$ (obr. 4). Podmienky potenciálne podporujúce formovanie alebo udržanie konvektívneho prúdenia predpokladáme v hĺbke viac ako 2 800 m p. t. (obr. 9 a 15), ak berieme do úvahy vertikálnu vzdialenosť podľa Δz_i na odvodenie gradientu teploty pri výpočte deterministických parametrov.

Pretože sme pri hodnotení numerických indikátorov využili konštantnú aktuálnu priepustnosť $K_m = 9{,}91 \cdot 10^{-15}$ m^2 (Vranovská et al., 1999a), ako prevládajúci faktor predpokladáme vplyv nerovnomerného prehrievania bázy rezervoáru.

Faktor permeability sme hodnotili samostatne. Pri daných hodnotách Rc^* (tab. 2) a vertikálnej distribúcii teploty v rezervoári, respektíve nastavení (odvodení) parametrov horninového prostredia a rezervoárového média je hĺbka zóny, v ktorej je aktuálna priepustnosť K_m vyššia ako minimálna (kritická) priepustnosť K_{min}, totožná s predchádzajúcimi výsledkami (obr. 16). Pri takom nízkom geotermickom spáde a hydrogeologickej uzavretosti systému by teplota, ktorej gradient by podporoval konvekciu v stropnej časti rezervoáru indukovanú teplom, musela dosahovať T = 167 – 220 °C, čo je v danom prostredí nereálne. Usudzujeme, že filtrácia geotermálnej vody v štruktúre (a prítok k vrtu) je výsledkom rozloženia alebo zmeny tlakových pomerov a saturácie pórovitého prostredia. Vertikálna (konvektívna) zložka pohybu absentuje. Na základe toho nie je pravdepodobné, že by dochádzalo k vertikálnej cirkulácii rezervoárového média medzi triasovými karbonátmi a klastikami karpatu.

Hodnoty aktuálneho Ra sú v strednotriasových karbonátoch nízke, Ra = 0,06 – 112 (tab. 2, obr. 12). Ak sa v spodnej časti rezervoáru vytvárajú konvekčné bunky, s najväčšou pravdepodobnosťou ide o fázovo stabilné (Gollub a Benson, 1980; Garg a Kassoy, 1980; Sezai, 2005) izolované bunky jedného vzostupného a jedného zostupného smeru bez príznakov periodickej zmeny vo vlnovej dĺžke a fáze ($Ra < Rc^{*2}$), pravdepodobne 2D charakteru ($Ra \leq Rc^{*2D}$). Konvekčné bunky v izolovaných hydrodynamických systémoch prúdenia viac ako 2 700 m p. t. sú orientované pod uhlom $0 < \alpha < 90$ ° oproti osi *Z* sklonu pórovitého prostredia, pretože 2D model *slender-circle* modifikácie konvekčných buniek (najmenej náročný na hodnoty Ra) predpokladá orientáciu osi bunky kolmý na vertikálu (os *Z* je sklonená v dôsledku tektonickej segmentácie rezervoáru) a horizontálna dĺžka pohybu je rovná nule (Zhao et al., 2003, 2008).

Konvektívne prúdenie v strednotriasových karbonátoch ďurkovskej depresie, ak existuje, je limitované priestorovo (izolované jednobunkové štruktúry), vertikálne ($\alpha < 90$ °) aj energeticky (2D konvekčné štruktúry sú charakterizované limitovaným transportom energie a hmoty). Podmienky formovania rezervoáru so separovanou voľnou fázou saturovanej geotermálnej vody a geotermálnej pary (White et al., 1971; Truesdell a White, 1973; Renner et al., 1975; Bowen, 1989; Allis, 2005) preto nie sú v tejto štruktúre splnené. Geotermické podmienky a konfigurácia (potenciálnych) konvekčných buniek v spodnej časti rezervoáru

(obmedzená na tektonické zóny spomínaného polygónu) nevytvárajú p-T podmienky vyhovujúce vzniku adiabatických procesov. To vysvetľuje povahu mobilnej fázy – geotermálnej vody s rôznym stupňom saturácie parnej fázy (viazanej).

Na základe hydrodynamických podmienok v rezervoári ostáva otázka vzniku voľnej plynnej fázy (prevažne) CO_2 preukázanej počas hydrogeotermálneho prieskumu ďurkovskej depresie (Fendek in Vranovská et al., 1999) predmetom neistoty. Numerické indikátory konvekcie korelujú s termodynamickými parametrami (obr. 18) a prakticky vylučujú hlbinný pôvod CO_2 adiabatickým odparením vystupujúcej geotermálnej vody (v konvekčných bunkách). Možným scenárom vývoja CO_2 je vaporizácia rezervoárového média indukovaná zmenou tlakových režimov saturovanej (a hydrogeologicky uzavretej – Bodiš a Vranovská, 2012) zvodne, kriticky presýteného CO_2 na rozhraní voda – hornina bez možnosti ionovýmeny (absentuje vertikálny pohyb). Ak je CO_2 skutočne vo forme separovanej fázy, vznik tejto polohy môže byť spojený s gravitáciou kontrolovanou evakuáciou vrchnej časti pórov geotermálnou vodou, ktorej hustota sa zvýšila po strate kriticky saturovaných plynov, a akumuláciou plynnej fázy CO_2 v takto vyprázdnených póroch (puklinách). Tento scenár síce vyhovuje termodynamickým a geotermickým podmienkam prostredia, ako aj rezervoárového média, naďalej ho však považujeme za hypotetický. Jeho overenie je možné na základe multikomponentovej geotermometrie celého systému. Na dôvažok, existencia plynnej „čiapky“ v stropnej časti rezervoáru sa ale geofyzikálne nepotvrdila.

Alternatívnou možnosťou je evakuácia CO_2 priamo v telese vrtu, bez rozšírenia v rezervoárovom prostredí. Tento scenár nebol predmetom štúdia v tomto príspevku.

Hydrogeotermálna štruktúra ďurkovskej depresie zodpovedá globálnym konduktívnym koncepciám typu CD2 (Moeck, 2014). Geotermické pole je v smere do hĺbky preukázateľne kontrolované nerovnomerným prehrievaním karbonátov segmentovaných tektonikou. Možnosti formovania plošných konvekčných buniek sú prakticky vylúčené. S ohľadom na potrebu aplikovania metód trvalo udržateľného rezervoárového manažmentu (Axelsson et al., 2001) ale vyplýva potreba akceptovania nelinearity distribúcie teploty a koncových členov transportu tepla v spodných častiach rezervoáru a k tomu prispôsobených neizotermálnych modelov rezervoárovej reakcie. Nerešpektovanie kombinácie konvekcie a kondukcie v rezervoári môže v konečnom dôsledku viesť k dramatickým odchýlkam v predikcii zmien teplotnej distribúcie pod vplyvom produkcie a reinjektáže v rezervoárovom prostredí, a to tak s pozitívnou, ako aj negatívnou amplitúdou.

Prezentované výsledky by mali prispieť k pochopeniu celkovej komplexnosti hydrogeotermálnej štruktúry ďurkovská depresia, o to viac, ak skutočne asociuje zdroj geotermálnej energie (na pomery Západných Karpát) mimoriadneho energetického významu. Cieľom tejto štúdie je zároveň poskytnúť počiatočný bod pri aplikovaní postupov analýzy prítomnosti alebo stability rezervoárovej konvekcie aj v ostatných hydrogeotermálnych systémoch Slovenska s dôrazom na aktualizáciu koncepčných modelov, tvorbu korelačných vzťahov k zmiešavacím modelom a geotermometrii alebo odhadom rezervoárovej reakcie, v neposlednom rade aj s ohľadom na globálnu potrebu zjednotenia kategorizačných a katalogizačných schém geotermálnych štruktúr, respektíve aplikovanie globálnej koncepčnej schémy (podľa Moeck, 2014; Moeck a Beardsmore, 2014).

ZOZNAM SYMBOLOV A SKRATIEK

Symboly		
A	plocha	m^2
b	rozstup pukliny	m
C	absolútna/relatívna koncentrácia	$kg \cdot kg^{-1}$/%
c	tepelná kapacita	$J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$
D	hĺbkový parameter	–
g	gravitačné zrýchlenie	$m \cdot s^{-2}$
h	špecifická entalpia	$kJ \cdot kg^{-1}$
H	rádiogénna produktivita	$W \cdot m^{-3}$
K	priepustnosť prostredia	m^2
Nc	kritické Nusseltovo číslo	–
Nu	Nusseltovo číslo	–
q	zložka tepelného toku/tepla	J, W, $W \cdot m^{-2}$
Q	teplo, tepelná energia systému	J
Ra	Rayleighovo číslo	–
Rc	kritické Rayleighovo číslo	–
s	špecifická entropia	$kJ \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$
T	teplota	°C
TDS	celková mineralizácia	$g \cdot l^{-1}$
U	interná energia systému	J
W	termodynamická práca	J
z	hĺbka	m
Grécke symboly		
α	uhol osi konvekčnej bunky	°
β	koeficient tepelnej expanzie	K^{-1}
γ	objemová tepelná kapacita	$J \cdot m^{-3} \cdot K^{-3}$
λ	tepelná konduktivita	$W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$
ν	viskozita	$Pa \cdot s^{-1}$,
ρ	objemová/špecifická hustota	$kg \cdot m^{-3}$
τ	koeficient nerovnomerného prehrievania	–
υ	filtračná (vertikálna) rýchlosť prúdenia	$m \cdot s^{-1}$
φ	pórovitosť	–
ω	dosah vplyvu lokálneho súboru dát	–
Δz	hrúbka	m

Indexovanie	
*	modifikované (Ra, Rc)
(K)	v Kelvinoch
(z)	funkčná závislosť s hĺbkou
0	referenčný, ambientný
btm	báza
CD	konduktívny
CV	konvektívny
D	Darcyho rýchlosť prúdenia
dyn	dynamický
e	efektívna
F	zlom, puklina
i	i-tý interval v hĺbke *z*
i–1	podložný interval
i+1	nadložný interval
karp	karpat
L,i	zastúpenie litotypu v horizonte
LR	reprezentatívny z lokálnych hodnôt
m	horninové prostredie
max	maximálny
min	minimálny, kritický
RD	rádiogénny
REP	hrubá vodivosť horizontu
res	rezervoár
RR	reprezentatívny z regionálnych hodnôt
s	povrch
T,t	celkový
top	strop
w	voda
wh	ústie vrtu
(z)	funkčná závislosť od hĺbky

LITERATÚRA

Allis, R., 2000: Insights on the formation of a vapor-dominated geothermal systems. In: Proceedings World Geothermal Congress 2000, Kyushu-Tohoku, Japan, 1 – 8.

Antics, M., Papachristou, M. a Ungemach, P., 2005: Sustainable heat mining. A reservoir engineering approach. In: Proceedings 38th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, California, 1 – 14.

Arnórsson, S., 1985: Use of mixing models and chemical geothermometers for estimating underground temperature in geothermal systems. In: J. Volcanol. Geothermal Res., 23, 299 – 335.

Arslan, U. a Huber, H., 2013: Characterization of heat transport processes in geothermal systems. Intern. J. Low-Carbon Technol., 8, 71 – 79.

Axelsson, G., 2012: The physics of geothermal energy. In: Sayigh, A. (Ed.): Comprehensive renewable energy. Elsevier, 1 – 52.

Axelsson, G., Gudmundsson, A., Steingrímsson, B., Palmason, G., Armannsson, H., Tulinius, H., Flovenz, O. G., Bjornsson, S. a Stéfansson, V., 2001: Sustainable production of geothermal energy: suggested definition. Intern. Geotherm. Assoc. News Quat., 43, 1, 1 – 2.

Axelsson, G., Stefansson, V., Björnsson, G. a Liu, J., 2005: Sustainable management of geothermal resources and utilization for 100-300 years. In: Proceedings World Geothermal Congress 2005, Antalya, Turkey, 1 – 8.

Baldwin, B. a Butler, C. O., 1985: Compaction curves. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 69, 4, 622 – 626.

Beňovský, V., Drozd, V., Halás, O., Váňa, O. a Vranovská, A., 2001: Poloprevádzková skúška v hydrogeotermálnej štruktúre Ďurkov. Podzemná voda, 7, 2, 157 – 163.

Blöcher, M. G., Zimmernann, G., Moeck, I., Brandt, W., Hassanzadegan, A. a Magri, F., 2010: 3D numerical modeling of hydrothermal processes during the lifetime of a deep geothermal reservoir. Geofluids, 10, 406 – 421.

Boden, D. R., 2017: Geologic fundamentals of geothermal energy. CRC Press, Taylor & Francis Group, Boca Raton, 400 s.

Bodiš, D. a Vranovská A., 2012: Genéza anomálneho obsahu arzénu v hydrogeotermálnej štruktúre Ďurkov. Podzemná voda, 18, 2, 123 – 136.

Bodvarsson, G. S., 1987: Reservoir development strategy for hot water reservoirs with emphasis on reservoir modeling. Geothermal Res. Council Bull., Spec. Report, 15, 69 – 90.

Bodvarsson, G. S. a Tsang, Ch. F., 1981: Injection and thermal breakthrough in fractured geothermal reservoirs. J. Geophys. Res., 87, 1 031 – 1 048.

Bodvarsson, G. S., Benson, S. M. a Witherspoon, P. A., 1982: Theory of the development of geothermal systems charged by vertical faults. J. Geophys. Res., 87, B11, 9 317 – 9 328.

Bogie, I., Lawless, J. V., Rychagov, S. a Belousov, V., 2005: Magmatic-related hydrothermal systems: classification of the types of geothermal systems and their ore mineralization. In: Rychagov, S. (ed.): Geothermal and Mineral Resources of Modern Volcanism Areas. Moskva, 51 – 73.

Bowen, R., 1989: Geothermal resources, 2nd Ed. London, Elsevier Applied Sci., 494 s.

Chiles, J.-P. a Delfiner, P., 1999: Geostatistics – Modelling Spatial Uncertainty. New York, John Wiley, 695 s.

Čermák, V., Bodri, L. a Rybach, L., 1991: Radioactive heat production in the continental crust and its depth dependence. In: Čermák, V. a Rybach, L. (Eds.): Terrestrial Heat Flow and the Litosphere Structure. Berlin – Heidelberg, Springer-Verlag, 23 – 70.

Činčura, J. a Köhler, E., 1995: Paleoalpine karstification – the longest paleokarst period in the Western Carpathians (Slovakia). Geol. Carpath., 46, 6, 343 – 347.

Čverčko, J., 1973: Plytký a stredne hlboký štruktúrny prieskum Košicko-prešovskej kotliny. Záver. správa. Náplň úlohy: vyhľadávanie ropy a zemného plynu. Michalovce: Nafta. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 88 s.

Dagbert, M., 1981: Simulation and mapping of space-dependent data in geology. Bull. Canad. Petrol. Geol., 29, 2, 267 – 276.

Dowd, P. A., 1994: Geostatistical Simulation. Notes for MINE5290: MSc in Mineral Resources and Environmental Geostatistics. University of Leeds.

Franko, O. a Bodiš, D., 1989: Paleohydrogeology of Mineral Waters of the Inner Western Carpathians. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol., 10, 145 – 165.

Fričovský, B., Tometz, L. a Fendek, M., 2016a: Geothermometry techniques in reservoir temperature estimation and conceptual site models construction: principles, methods and application for the Bešeňová elevation hydrogeothermal structure, Slovakia. Miner. Slov., 48, 1, 1 – 60.

Fričovský, B., Černák, R., Marcin, D., Benková, K., Remšík, A. a Fendek, M., 2016b: Engineering approach in classification of geothermal resources of Slovakia (Western Carpathians). In: Proceedings the 41st Stanford Geothermal Workshop on Reservoir Engineering, Stanford University, California, 1 – 10.

Fričovský, B., Vizi, L., Gregor, M., Zlocha M., Surový, M. a Černák, R., 2018: Thermodynamic analysis and quality mapping of a geothermal resource at the Ďurkov hydrogeothermal structure, Košice Basin, Slovakia. In: Proceedings Stanford Geothermal Workshop on Reservoir Engineering, Stanford University, California, 1 – 9.

Garg, S. K. a Kassoy, D. R., 1981: Convective heat and mass transfer in hydrothermal systems. In: Rybach, L. a Muffler, L. J. P. (Eds.): Geothermal Systems. Principles and Case Histories. Chichester, Wiley, 37 – 76.

Giese, L., 1998: Report on the evaluation of well test data – geothermal well GTD-2, Ďurkov geothermal field, Košice Basin. Manuscript. Berlin, Geotherm., Geochim.

Giese, L., 1999: Report on the evaluation of well test data – geothermal well GTD-3, Ďurkov geothermal field, Košice Basin. Manuscript. Berlin, Geotherm., Geochim.

Glassley, W. E., 2015: Geothermal energy: Renewable energy and the environment, 2nd Ed. Boca Raton, CRC Press, Francis-Taylor Group, 363 s.

Gollub, J. P. a Benson, S. V., 1980: Many routes to turbulent convection. J. Fluid Mechanics, 100, 3, 449 – 470.

Goyal, K. P. a Kassoy, D. R., 1980: Fault zone controlled charging of a liquid-dominated geothermal reservoir. J. geophys. Res., 85, B4, 1 867 – 1 875.

Goyal, K. P. a Kassoy, D. R., 1981: A plausible two-dimensional vertical model of the East Mesa geothermal field, California. J. geophys. Res., 86, B11, 1 071 – 1 073.

Goyal, K. P. a Narasimhan, T. N., 1982: Heat and mass transfer in fault-controlled geothermal reservoir charged at constant pressure. J. geophys. Res., 87, B10, 8 581 – 8 590.

Grant, M. A., 2014: Lectures on geothermal reservoir engineering. Textbook – United Nations Geothermal Training Programme. Reykjavik, Iceland, 68 s.

Gringarten, A. C., Sauty, J. P., 1975: A theoretical study of heat extraction from aquifers with uniform regional flow. J. geophys. Res., 80, 4 956 – 4 962.

Haenel, R., Rybach, L. a Stegena, L., 1988: Fundamentals of geothermics. In: Haenel et al. (Eds.): Handbook of terrestrial heat-flow density determination with guidelines and recommendations of the International Heat Flow Commission. Dordrecht, Kluwer Acad. Publ., 9 – 56.

Halás, Sr., O., Halás, Jr., O., Drozd, V. a Výboch, M., 2016: Košická kotlina – geotermálna energia: Čiastková záverečná správa a výpočet množstiev vôd. Manuskript. Bratislava, Slovgeoterm, 58 s.

Hanano, M., 1998: A simple model of two-layered high-temperature liquid-dominated geothermal reservoir as a part of large-scale hydrothermal convection system. Transport in Porous Media, 33 1, 3 – 27.

Hanano, M., 2000: Two different roles of fractures in geothermal development. In: Proceedings World Geothermal Congress 2000, Kyushu-Tohoku, Japan, 1 – 6.

Hanano, M., 2004: Contribution of fractures to formation and production of geothermal resources. Renew. Sustain. Energy Rev., 8, 223 – 236.

Hanano, M. a Kajiwara, T., 1999: Permeability associated with natural convection in the Kakkonda Geothermal Reservoir. Geothermal Resources Council Transactions, 23, 351 – 360.

Holzbecher, E. O., 1998: Modeling density-driven flow in porous media. Berlin – Heidelberg, Springer-Verlag, 285 s.

Horne, R. N. a O'Sullivan, M. J., 1974: Oscillatory convection in a porous medium heated from below. J. Fluid Mechanics, 66, 1, 339 – 352.

Horne, R. N. a O'Sullivan, M. J., 1978a: Convection in a porous medium heated from below: the effect of temperature dependent viscosity and thermal expansion coefficient. Amer. Soc. Mechan. Eng. Trans., 100, 448 – 452.

Horne, R. N. a O'Sullivan, M. J., 1978b: Origin of oscillatory convection in a porous medium heated from below. Physics Fluids, 21, 1 260 – 1 264.

Horne, R. N. a O'Sullivan, M. J., 1978c: Numerical modeling of a desaturating geothermal reservoir. Numer. Heat Transfer, 1, B, 203 – 216.

Jaupart, C. a Mareschal, J. C., 2010: Heat generation and transport in the Earth. Cambridge, Cambridge Univ. Press, 462 s.

Kassoy, D. R. a Zebib, A., 1975: Variable viscosity effects on the onset of convection in porous media. Physics Fluids, 18, 12, 1 649 – 1 651.

Kimura, S., Schuberg, G. a Straus, J. M. 1986: Toute to chaos in porous-medium thermal convection. J. Fluid Mechanics, 166, 305 – 324.

Kimura, S., Schuberg, G. a Straus, J. M., 1989: Time-dependent convection in a fluid-saturated porous cube heated from below. J. Fluid Mechanics, 207, 153 – 189.

Kjaran, S. P. a Eliasson, J., 2008: Geothermal reservoir engineering, 6th edition. UNU Geothermal Training Programme, Reykjavik, Iceland, 248 s.

Kühn, M., Dobert, F. a Gessner, K., 2006: Numerical investigation of the effect of heterogeneous permeability distributions on free convection in the hydrothermal system at Mount Isa, Australia. Earth planet. Sci. Lett., 244, 655 – 671.

Kukurugyová, M., Akkurt, G. G., Nalevanková, J. a Dzurňák, R., 2015: Comparison of working fluid for ORC geothermal power plant Ďurkov. In: Proceedings ISeC 2015, 1 – 8.

Ledru, P. a Frottier, L. G., 2010: Reservoir definition. In: Huenges, E. (Ed.): Geothermal Energy Systems. Exploration, Development and Utilization. Weinheim, Wiley-VCH Verlag, 1 – 37.

Lipsey, L., Pluymaekers, M., Goldberg, T., van Oversteeg, K., Ghazaryan, L., Cloetingh, S. a van Wees J.-D., 2016: Numerical modelling of thermal convection in the Luttelgeest carbonate platform, the Nederlands. Geothermics, 64, 135 – 151.

Lizoň, I. a Jančí, J., 1979: Základný výskum priestorového rozloženia zemského tepla v Západných Karpatoch. Technická správa za rok 1978. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 35 s.

Moeck, I. S., 2014: Catalog of geothermal play types based on geologic controls. Geothermics, 37, 867 – 882.

Moeck, I. S. a Beardsmore, G., 2014: A new "Geothermal Play Type" catalog: streamlining exploration decision making. In: Proceedings 39th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, CA, USA, 1 – 10.

Neupane, G., Mattson, E., McLing, T., Palmer, D., Smith, R. W. a Wood, T. R., 2014: Deep Geothermal Reservoir Temperatures in the Eastern Snake River Plain, Idaho, using Multicomponent Geothermometry. In: Proceedings 39th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, California, SGP-TR-202, 1 – 12.

O'Sullivan, M., 2010: Geothermal fluid Dynamics. In: Proceedings 17th Australasian Fluid Mechanics Conference, Auckland, New Zeeland, 1 – 10.

O'Sullivan, M. J. a Mannington, W., 2005: Renewability of the Wairakei – Tauhara Geothermal Resource. In: Proceedings the World Geothermal Congress 2005, 2005, Antalya, Turkey, 1 – 10.

Oversteeg, v. K., Lipsey, L., Pluymaekers, M., van Wees, J. D., Fokker, P. A. a Spiers, Ch., 2014: Fracture permeability assessment in deeply buried carbonates and implications for enhanced geothermal systems: Inferences from a detailed well study at Luttelgeest-02, the Nederlands. In: Proceedings 38th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, 1 – 9.

Pachocká, K., Jacko, S., Pachocki, M., 2010: 3D modeling of a geothermal reservoir in Eastern Slovakia. Saarbrücken, VDM Verlag Publ., 62 s.

Pasquale, V., Gola, G., Chiozzi, P. a Verdoya, M., 2011: Thermophysical properties of Po Basin rocks. Geophys. J. Intern., 186, 69 – 81.

Pereszlenyi, M., Pereszlenyiová, A.a Masaryk, P., 1999: Geological setting of th Košice Basin in relation to geothermal energy resources. Bull. Hydrogéol., 17, 1 – 8.

Popovičová, M. a Holoubek, D., 2011: Binary geothermal power plant using n-pentane at Ďurkov, Slovakia. Acta Metallurg. Slov., 2, 1, 172 – 175.

Pratt, R. a Kassoy, D. R., 1983: Heat and mass transfer in fault zone- controlled geothermal reservoir: numerical results. J. geophys. Res., 88, B4, 3 458 – 3 466.

Ramesh, P. S. a Torrance, K. E., 1990: Stability of boiling in porous media. Int. J. Heat Mass Trans., 33, 9, 1 895 – 1 908.

Renner, J. L., White, D. E. a Williams, D. L., 1975: Hydrothermal convection systems. In: White, D. E. a Williams, D. L. (Eds.): Assessment of geothermal resources of the United States 1975, US Geological Survey Circular 726, Arlington, VA, USA, 5 – 58.

Roy, R. F., Beck, A. E. a Touloukian, Y. S., 1981: Thermophysical properties of rocks. In: Touloukian, Y. S. et al. (Eds.): Physical properties of rocks and minerals. New York, McGraw-Hill, 409 – 502.

Saemundsson, K., 2009: Geothermal systems in global perspective. In: UNU-GTP Short Course on Exploration of Geothermal Resources, Lake Naivasha, KN, 1 – 11.

Sanyal, S. K., 2005a: Classification of geothermal resources – a possible scheme. In: Proceedings 38th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, California, USA, 1 – 8.

Satman, A., 2010: Sustainability of a geothermal reservoir. In: Proceedings World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonesia, 1 – 13.

Sclater, J. G. a Christie, P. A. F., 1980: Continental stretching: an explanation of the post Mid-Cretaceous subsidence of Central North Sea Basin. J. geophys. Res., 85, 3 711 – 3 739.

Sezai, I., 2005: Flow patterns in a fluid-saturated porous cube heated from below. J. Fluid Mechanics, 523, 393 – 410.

Sorey, M. L., Nathenson, M. a Smith, Ch., 1982: Methods for assessing low-temperature geothermal resources. In: Reed, M. J. (Ed.): Assessment of low-temperature geothermal resources of the United States- 1982. Arlington, VA, USA, US Geological Survey, 17 – 31.

Steingrímsson, B., Axelsson, G. a Stéfansson, V., 2006: Reservoir management and sustainable use of geothermal energy. In: Proceedings UNU-GTP Workshop on Decision Makers on Geothermal Projects, San Salvador, 1 – 13.

Straus, J. M. a Schubert, G., 1977: Thermal convection of water in a porous medium: effects of temperature- and pressure- dependent thermodynamic and transport properties. J. geophys. Res., 82, 325 – 333.

Torre Juárez, M. D. L. a Busse, F. H., 1995: Stability of two-dimensional convection in a fluid-saturated porous medium. J. Fluid Mechanics, 292, 305 – 323.

Tóth, A. N., 2012: Heat losses in geothermal reservoir. Geosci Engin., 1, 2, 321 – 327.

Troncoso, J. a Kassoy, D. R., 1983: An axisymetric model for the charging of a liquid-dominated geothermal reservoir. Int. J. Heat Mass Transfer, 26, 9, 1 389 – 1 401.

Truesdell, A. H. a White, D. E., 1973: Production of superheated steam from vapor-dominated geothermal reservoirs. Geothermics, 2, 3 – 4, 154 – 173.
Truesdell, A. H. a Fournier, R. O., 1975: Calculation of deep temperatures in geothermal systems from the chemistry of boiling spring waters of mixed origin. Proceedings, Second U.N. Symposium on Geothermal Resources, San Francisco, 837 – 844.
Truesdell, A. H. a Fournier, R. O., 1977: Procedure for estimating the temperature of a hot water component in a mixed water using a plot of dissolved silica versus enthalpy. J. Res. U.S. Geol. Surv., 5, 1, 49 – 52.
Tureyen, O. I. a Akyapi, E., 2011: A generalized non-isothermal tank model for liquid dominated geothermal reservoirs. Geothermics, 40, 1, 50 – 57.
Ungemach, P., Antics, M. a Papachristou, M., 2005: Sustainable geothermal reservoir management. In: Proceedings World Geothermal Congress 2005, Antalya, 1 – 12.
Vranovská, A., Bondarenková, Z., Král, M. a Drozd, V., 1999a: Košická kotlina – štruktúra Ďurkov – hydrogeotermálne zhodnotenie, vyhľadávací prieskum. Záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (ID 83 225), 90 s.
Vranovská, A., Bodiš, D. a Drozd, V., 1999b: Zhodnotenie hydrogeotermálnej štruktúry Ďurkov na základe vrtov GTD-1, 2 a 3. Podzemná voda, 5, 2, 45 – 53.
Vranovská, A., Bodiš, D., Šráček, O. a Ženišová, Z., 2015: Anomalous arsenic concentrations in the Ďurkov carbonate geothermal structure, eastern Slovakia. Environ. Earth Sci., 73, 7 103 – 7 114.
Wang, C. T. a Horne R. N., 2000: Boiling flow in horizontal structure. Geothermics, 29, 759 – 772.
Watson, A., 2013: Geothermal engineering: fundamentals and applications. New York, Springer, 346 s.
Weatherill, D., Simmons, C. G., Voss, C. I. a Robinson, N. I., 2004: Testing density-dependent groundwater models: two dimensional steady state unstable convection in infinite and finite and inclined porous layer. Advances Water Res., 27, 547 – 562.
White, D. E., Muffler, L. P. J. a Truesdell, A. H., 1971: Vapor-dominated hydrothermal systems compared with hot-water systems. Econ. Geol., 66, 75 – 97.
Williams, C. F., 2007: Updated methods for estimating recovery factors for geothermal resources. In: Proceedings 32nd Workshop on Geothermal Reservoi Engineering, Stanford University, 2 – 7.
Wohletz, K. a Heiken, G., 1992: Volcanology and Geothermal Energy. Berkeley, CA, USA, Univ. California Press, 141 – 177.
Zhao, Ch., Hobbs, B. E., Mühlhaus, H. B. Ord, A. a Lin, G., 2003: Convective instability of 3-D fluid-saturated geological fault zones heated from below. Geophys. J. Int., 155, 213 – 220.
Zhao, Ch., Hobbs, B. E. a Ord, A., 2008: Convective and Advective heat transfer in geological systems. Berlin – Heidelberg, Springer-Verlag, 234 s.

SUMMARY

The Ďurkov depression hydrogeothermal structure represents a single recognized moderate enthalpy geothermal system (Fričovský et al., 2018) of the Western Carpathians, considered a most prospective amongst the all (Franko et al., 1995). An accent on its potential stems from a found moderate exergy resource (Fričovský et al., 2018), with quality enough for high-duty heating or low-duty binary power production.

A system is an orogenic belt/foreland basin (CD2) conductive (CD) geothermal play-type (Moeck, 2014; Moeck and Beardsmore, 2014), hydrogeologically closed (Bodiš and Vranovská, 2012). Sedimentary to volcanosedimentary Neogene complexes form a regional insulator atop a Mid Triassic carbonates and Karpatian basal clastics associated reservoir (Vranovská et al., 1999a). Vertically, a reservoir system is limited along its top z_{top} =1 660 – 2 600 m p. t. and bottom z_{btm} = 1 900 – 4 040 m p. t. surfaces (Fig. 1), preserving a broken-relief character of variously elevated and depressed blocks, owing to multiple fault generations (Pereszlenyi et al., 1999). At this configuration, temperature boundary conditions (Fričovský et al., 2018) are set as follows: T_{top} = 87 – 140 °C a T_{btm} = 95 – 180 °C (Fig. 2).

Despite numerous approaches already applied in evaluation of the structure; i.e. in energy reserves assessment (Vranovská et al., 1999a), deliverability (Vranovská et al., 1999a; Halás Sr. et al., 1016), conceptualization of high arsenic content origin (Bodiš and Vranovská, 2012; Vranovská et al., 2015), power potential analysis (Popovičová and Holoubek, 2011; Kukurugyová et al., 2015), gas phase accumulation (Fendek in Vranovská et al., 1999a) or reservoir response studies (Giese, 1998, 1999), analysis on heat transfer conditions and endmember activity came not into focus yet.

Two different interfaces are set for analysis. In gross, 150 nodes form a 500 x 500 m block-model grid with vertical resolution along equally distributed 10 strata based on a reservoir thickness at a particular node (Fig. 3). A procedure on geothermal field definition (eq. 17 to 20) follows a play-typing of the structure (Moeck, 2014) given by a geotectonic position, reservoir lithology and heat transfer indices. The given approach allows an energy-balance consideration in preserving potential anomalies in case a stationary geothermal field temperature is disturbed by convection. Thus, parametric approximations derived as a function of a depth node, temperature, specific density and compaction (Tab. 1) with temperature and numerical indices were calculated for each of the 1 650 nodes. A conditioned Turning-bands simulation followed a structural variogram construction given by a block-model for a refined 50 x 50 x 10 m grid for each requested variable. In total, 100 itinerations were run to define probabilistic distribution of desired boundary conditions (Fig. 5, 9 and 15) and representative values (Fig. 4, 8, 12 and 14) according a mean of realizations, generating 1417229 samples per each variable. Numerical results are concluded in Tab. 2.

A particular block-model body (a cell block) represents an unspecified dual permeability, inclined porous media (combining an effective porosity in an X, Y and Z axis along with permeability in a Z direction), heated from below and limited thermally along a top and a base boundary.

Middle Triassic carbonates are apparently tectonically dissected into several elevated and depressed blocks (Fig. 1 and 2). Assuming a constant depth and temperature of the heat source (asthenosphere) within an initial model (Bodvarsson, 1987), a variation between a source and a broken-relief reservoir base forms a considerable difference in a heat flux at a base of the reservoir resulting in a partial overheating.

Indeed, the overheating ratio – τ (eq. 12) represents a normalization on anisotropy in $\partial T/\partial z$ temperature sta-

tionarity distribution deformation, apparent in the W-E and vertical direction (Fig. 4). Hence $\tau > 0{,}2$ sets a boundary condition for overheating consideration, such a zone is found at depths below 2 800 m, extending in carbonates transiting from between Ďurkov – Olšovany and Svinica – Bidovce area towards the Bidovce depression on the SE (Fig. 1). An undisturbed vertical trend in τ is observable, ceasing topwards (Fig. 4). Obviously, a reservoir top profile shows conductive stationarity preservation, excluding convective heat flux influence. Yet deeper parts records intense distributions to the conductive $\partial T/\partial z$ profile, providing conditions favoring onset and persistence of convection cells. However, the τ drops in the E direction east from the Ďurkov depression, recording no disturbance on a vertical profile though. Most probably, neovolcanic system of the Slanské vrchy Mts. forms no additional lateral heat source for the reservoir, despite a surface heat flux anomaly it generates on a regional scale.

An absolute Nusselt and Rayleigh number (Fig. 12), δNu (Fig. 8), δRa^* (Fig. 14), and boundary conditioned $\delta Nu > 0$ (Fig. 9) with $\delta Ra^* > 0$ (Fig. 15) at a given Rc^* distribution correlate spatially well with the $\tau > 0{,}2$ (Fig. 4) anomalous zone at depths below 2 800 m, implying conditions favorable for convection again. Obviously, all are controlled over an overheating impact, well contrast to the stationary thermal gradient bound temperature profile. Still, initially set constant permeability: $K_m = 9{,}91 \cdot 10^{-15}$ m^2 (Vranovská et al., 1999a) was subjected to vary in finding critical permeability K_{min} temperature gradient at a given Rc^*. However, for $K_{min} = 3 \cdot 10^{-14}$ m^2 set arbitrary (yet a maximum $K_m = 1{,}5 \cdot 10^{-14}$ m^2, Halás Sr. et al., 2016), a corresponding reservoir top temperature should rise up to T = 167 – 220 °C, unrealistic for local conditions. Hence the positive K_m versus K_{min} difference locates below 2 800 m (Fig. 16), the overheating is recognized a controlling factor triggering favorable conditions and possible onset of convection. A lack in convection-effective permeability does not, however, contradict a general reservoir (and borehole inflow) mass movement at a top of the combined reservoir, as successfully sampled during pumping tests. Because of that, the general, pressure and saturation driven reservoir mass flow misses only a vertical, convective compound. Consequently, any vertical reservoir media filtration between a top of Middle Triassic carbonates and Karpatian clastics turns questionable (or even unrealistic).

Actual Rayleigh number values are, in fact, low, i.e. Ra = 0,06 – 112 (Tab. 2, Fig. 12). Even assuming convection in deeper parts of the reservoir (consequent to overheating), a separate single upflow-downflow streams may form, expecting no phase and wavelength change (Gollub and Benson, 1980; Garg and Kassoy, 1980; Sezai, 2005), at least when considering $Ra < Rc^{*2}$. Indeed, a 2D cell geometry appears the only possible, hence $Ra \leq Rc^{*2D}$. The least Ra requiring is the 2D slender-circle configuration (Zhao et al., 2008), defining a streamline axis along an inclined Z direction ($0 < \alpha < 90$ °; resultant to tectonic dissection of the body) and spreading with the b = Y axis, given as a cell width (Zhao et al., 2003). Hence such a configuration is of lowest contribution to energy and mass transfer (and, thus, a geothermic stationarity destruction), it also explains sharp interfaces in between a zone of positive and negative convection conditions, limited well to deepest parts of the system and to fault-zones interception and opening.

If there is any convection in deeper parts of the reservoir, it appears limited spatially (insulated, not interfering single-stream cells), vertically (inclined Z axis restraining a wavelength) and energetically (2D structures are generally considered as of low heat and mass transfer capacity). At such configuration, conditions on a mobile vapor-phase formation in double-phase systems (White et al., 1971; Truesdell and White, 1973; Renner et al., 1975; Bowen, 1989; Allis, 2005) are not met. This turns on the question of CO_2 gas cap, as assumed by (Fendek in Vranovská et al., 1999a). Convection indices correlate well with thermodynamic state of the reservoir (and a media), disqualifying its generation through adiabatic boiling of deep reservoir media propagating topwards along convection cells. Rather, the CO_2 (if forms a separate cap at a top of the reservoir) forms by degassing consequent to drop in pressure conditions within a critically CO_2 saturated media, caused by drilling. Then, with a loss of a gas, the geothermal water would evacuate pores downwards gravitationally due to increase in density, leaving void space for CO_2 accumulation. Such a cap has not been proven by geophysics yet. An alternative scenario is a simple pressure-drop driven degassing in a borehole during its opening and pumping tests, not necessarily requiring any cap formation within a reservoir body. Still, this is considered an uncertainty though. Both cases do, apparently, require a more study, i.e. application of (multicomponent) geothermometry methods.

The Ďurkov hydrogeothermal structure is, thus, a representative of the conductive CD2 geothermal play-type (Moeck, 2014). A shallow geothermic field under a stationary conductive gradient transits to a deeper region controlled by unbalanced overheating below 2 700 m b. t., obviously consequent to a tectonic dissection of a reservoir. No extensive convection takes part at such conditions.

However, when implementing global concepts of sustainable reservoir management (e.g. Axelsson et al., 2001) account on a non-linearity in geothermic field and depth variation in heat transfer endmembers turns necessary, including use of non-isothermal predictive models. Otherwise, neglecting combination of convection, conduction and a conductive heat increment at a base of the reservoir (conductive increment along a Z axis) may lead to a considerable deviations in reservoir response prediction, sustainable capacity catalogization and reservoir modeling. Whether with either positive or negative amplitude.

Manuskript doručený: 20. 4. 2018
Revidovaná verzia doručená: 22. 8. 2018
Rukopis akceptovaný redakčnou radou: 11. 12. 2018

Hustota horninových komplexov Západných Karpát na území Slovenska

Densities of rock formations of the Western Carpathians on the territory of Slovakia

Lenka Šamajová[1] a Jozef Hók[1]

[1] Katedra geológie a paleontológie, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Komenského v Bratislave, Mlynská dolina, Ilkovičova 6, 842 15 Bratislava, Slovenská republika, samajova7@uniba.sk

© Autori 2018. Vydal ŠGÚDŠ. Licencia Creative Commons BY 4.0. (http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

Abstrakt. Pri interpretácii v gravimetrii je jedným zo základných predpokladov znalosť hustoty jednotlivých modelovaných telies. Táto práca obsahuje prehľad hustoty tektonických jednotiek podieľajúcich sa na geologickej stavbe Západných Karpát na území Slovenska. Dostupné údaje sú spracované v podobe litostratigrafických tabuliek tektonických jednotiek s príslušnou objemovou, mineralogickou a prirodzenou hustotou z konkrétnych litostratigrafických členov. Záverečným výstupom je mapa tektonických jednotiek Západných Karpát na území Slovenska s hodnotami charakteristických intervalov prirodzenej hustoty jednotlivých tektonických jednotiek.

Kľúčové slová: Západné Karpaty, gravimetria, litostratigrafia, tektonické jednotky

Abstract. The density value of the geological objects is an essential premise in gravimetric interpretation. The paper contains an overview of the densities of tectonic units participating in the geological structure of the Western Carpathians on the territory of Slovakia. Collected available data are processed in the lithostratigraphic tables of relevant tectonic units with represent natural, matrix and dried sample densities for particular lithostratigraphic members. The final output is the map of the tectonic units of the Western Carpathians in the territory of Slovakia, with the values of the natural densities of the individual tectonic units.

Key words: Western Carpathians, gravimetry, lithostratigraphy, tectonic units

ÚVOD

Západné Karpaty sú pohorie s výraznou zonálnou stavbou. Oblúkovito usporiadané pásma príkrovov sú výsledkom alpínskej orogenézy, ktorá sa odohrala v období mezozoika (Vnútorné Západné Karpaty) a kenozoika (Vonkajšie Západné Karpaty). Vnútorné Západné Karpaty sú tvorené predovšetkým celokôrovými jednotkami tatrika, veporika a gemerika. V ich tektonickom nadloží sú umiestnené pripovrchové príkrovy fatrika, hronika, meliatika, turnaika a silicika. Spomenuté tektonické jednotky diskordantne prikrývajú sedimenty a vulkanické formácie kenozoika. Vonkajšie Západné Karpaty na území Slovenska tvorí predovšetkým mohutný akrečný klin krosnianskej a magurskej jednotky flyšového pásma a sedimenty oravika.

Pri gravimetrickej interpretácii je kľúčovou informáciou nielen rozmer modelovaného telesa a pozícia príslušnej tektonickej jednotky, ale aj litologická náplň charakterizovaná príslušnou hustotou. Cieľom práce je predstaviť ucelený súbor údajov, ktorý zahŕňa hustotnú charakteristiku jednotlivých tektonických jednotiek, ako aj ich typických litostratigrafických členov. Údaje o hustote boli získané excerpciou z výskumných správ, študijných textov a relevantných publikácií. V prípade nepomerne rozdielnych hodnôt hustoty z rôznych zdrojov bol akceptovaný údaj získaný analýzou väčšieho počtu vzoriek. Hodnoty objemovej, mineralogickej a prirodzenej hustoty sú uvedené v zjednodušených litostratigrafických tabuľkách tektonických jednotiek. Na ich základe boli určené charakteristické hustotné intervaly jednotlivých tektonických jednotiek, ktoré sú zobrazené na výslednej mape hustoty.

VYBRANÉ FYZIKÁLNE VLASTNOSTI HORNÍN V GRAVIMETRII

Veličina, ktorá sa bezprostredne odráža vo výsledkoch tiažových meraní, je lokálna laterálna zmena v hustote. Hustota hornín má veľký význam pri spracovaní tiažových meraní, ich interpretácii a modelovaní tiažového poľa. Na interpretáciu výsledkov ďalších geofyzikálnych meraní je potrebné poznať vybrané hustotné parametre hornín. Základnými hustotnými parametrami sú prirodzená hustota, mineralogická hustota, objemová hustota a pórovitosť hornín. Najväčší význam v praxi má prirodzená hustota, ktorá zodpovedá hornine so skutočným nasýtením pórov.

Hustota hornín väčšinou nie je konštantná hodnota, čo je nutné akceptovať pri riešení jednotlivých geologických a geofyzikálnych úloh. Hustota sa mení tak vo vertikálnom (sedimentárne horniny), ako aj v horizontálnom smere (vulkanoklastické komplexy; Rozimant et al., 1994).

Základné typy hustoty

Analyzované horniny sú zložené z troch základných fáz: pevnej, kvapalnej a plynnej. Podľa ich zastúpenia v hornine môžeme vyčleniť rôzne hustotné parametre.

Rozdelenie na základe práce Ibrmajera et al. (1989):

Mineralogická hustota (hustota pevnej fázy hornín) udáva pomer hmotnosti pevnej fázy m_{pe} k objemu pevnej fázy v_{pe}. Je ovplyvnená mineralogickým zložením skúmanej vzorky.

$$\sigma_m = \frac{m_{pe}}{v_{pe}} \quad \left[kg \cdot m^{-3}; g \cdot cm^{-3}\right]$$

Vzťah medzi jednotkami hustoty je takýto:
1 000 kg . m^{-3} = 1 g . cm^{-3}.

Objemová hustota je definovaná pomerom hmotnosti pevnej fázy m_{pe} horniny k objemu celej vzorky v. Uvedená hustota závisí od viacerých geologických faktorov, ako je hĺbka uloženia, diagenetické stmelenie, tektonické porušenie, metamorfné postihnutie a zvetrávanie.

$$\sigma_o = \frac{m_{pe}}{v} = \frac{m_{pe}}{\left(v_{pe} + v_{kv} + v_{pl}\right)} \quad \left[kg \cdot m^{-3}; g \cdot cm^{-3}\right]$$

Prirodzená hustota je daná úložnými pomermi in situ, to znamená, že existujúce póry sú vyplnené kvapalinou. Uvedenú hustotu vypočítame na základe objemovej hustoty σ_o upravením o obsah kvapalnej fázy v póroch, pričom predpokladáme úplné vyplnenie pórov. Uvedená hustota je ovplyvnená rovnakými litologickými a geologickými podmienkami ako objemová hustota.

$$\sigma_p = \frac{\left(m_{pe} + m_{kv}\right)}{\left(v_{pe} + v_{kv} + v_{pl}\right)} \quad \left[kg \cdot m^{-3}; g \cdot cm^{-3}\right]$$

Pórovitosť hornín je charakterizovaná pomerom objemu pórov v_p k celkovému objemu horniny v.

$$p = \frac{v_p}{v} \quad [\%]$$

V prípade nepórovitých hornín (alebo hornín s pórovitosťou menšou ako 1 %) sa hodnoty mineralogickej hustoty približujú k hodnotám objemovej hustoty.

Hustota horninových typov

Hustota hornín je ovplyvnená viacerými faktormi. V najvrchnejších častiach zemskej kôry hustota závisí od mineralogického zloženia, a teda od podmienok vzniku príslušnej horniny (vyvreté, metamorfované a sedimentárne horniny), ale aj od spevnenia horniny (vplyv pórovitosti). Hustotný interval pri vyvretých a metamorfovaných horninách sa výrazne nelíši. Výraznejšie rozdiely však nastávajú pri ich porovnaní so sedimentárnymi horninami (Rozimant et al., 1994).

Plutonické horniny

Mineralogická hustota plutonických hornín vzhľadom na ubúdajúci obsah draselných živcov a kremenno-živcovej zložky horniny má stúpajúci charakter. Hodnota mineralogickej hustoty stúpa v slede od granitov cez granodiority, plagiogranity, tonality, kremenné diority a diority až ku gabrám (Kobr, 1997).

Pórovitosť plutonických hornín vykazuje veľmi nízke hodnoty. Vo vrtoch nadobúdajú hodnotu 1 %, no v oblastiach postihnutých zlomovými štruktúrami je to až 10 %. Tieto zóny sú okrem mechanického porušenia aj minerálne alterované (napr. sericitizácia živcov vedie k zväčšeniu pórov = zväčšenie pórovitosti). Mylonitizované horniny mávajú rôznu hrúbku, rádovo desatiny až stovky metrov. Rozsiahlejšie porušené oblasti plutonitov sa vyskytujú v teréne s regionálnou mylonitizáciou/fylonitizáciou (veporikum). Vyššiu pórovitosť majú aj horniny postihnuté autometamorfózou a metasomatickými procesmi (Kobr, 1997).

Objemová a prirodzená hustota plutonických hornín neporušených zvetrávaním sa takmer nelíši od mineralogickej hustoty. Čím sú tieto horniny viac alterované, podrvené či navetrané, tým je rozdiel v hustote výraznejší.

Vulkanické horniny

Mineralogická hustota vulkanických hornín vykazuje podobný trend ako hustota plutonických hornín.

Pórovitosť vulkanických hornín je značne variabilná. Závisí od obsahu plynnej fázy v magme a od autometamorfných a metasomatických procesov. Značne pórovité sú aglomeráty a popolové tufy, ktoré však vplyvom cementácie alebo diagenetického spevnenia vo väčšej hĺbke a vplyvom metamorfózy túto svoju vlastnosť strácajú.

Hodnoty objemovej a prirodzenej hustoty odrážajú nielen mineralogické zloženie, ale aj vplyv pórovitosti. V prípade neovulkanitov bude hodnota prirodzenej hustoty felzitických diferenciátov a bázických členov značne rozdielna. Interval objemovej hustoty je vplyvom pórovitosti omnoho väčší ako pri mineralogickej hustote. Tieto rozdiely vznikajú aj pri podobnom mineralogickom zložení. Veľmi nízke hodnoty prirodzenej hustoty majú tufy a aglomeráty (Kobr, 1997).

Sedimentárne horniny

Nespevnené horniny majú vysokú pórovitosť, rádovo v desiatkach percent. Vysokú pórovitosť majú subrecentné piesčité, prachovcové, diatomitové, rádiolóriové, spongiózne, sapropelitové, železité a bauxitové íly, rovnako ako spraše (30 – 50 %). Vplyvom diagenézy sa pórovitosť znižuje. Kompakcia, rekryštalizácia a cementácia za pôsobenia hydrostatického tlaku a tektonického stresu vedie k zníženiu pórovitosti. Nastáva však aj reverzný dej, keď sa pórový priestor zväčšuje, a to pri vylúhovaní niektorých častí cementu cirkulujúcou kvapalinou a pri krehkých deformačných porušeniach.

Značná variabilita pórovitosti ovplyvňuje aj hodnoty objemovej hustoty. V závislosti od pórovitosti existujú hĺbkové zmeny prirodzenej hustoty v sedimentárnych panvách (neogénne sedimenty paniev a vnútrohorských kotlín a sedimenty podtatranskej skupiny; Kobr, 1997; Biela, 1978).

Metamorfované horniny

Mineralogická hustota metamorfovaných hornín má interval podobný ako v prípade plutonických hornín, ale ich distribúcia je odlišná. Pri plutonických horninách prevládajú granity až granodiority s relatívne nižšou hustotou. Väčšina metamorfovaných hornín má mineralogickú hustotu zo strednej časti variačného rozpätia (2,70 – 2,85 g . cm^{-3}) s prevládajúcimi fylitmi, svormi a rulami.

Pórovitosť metamorfovaných hornín ovplyvňujú tie isté obmedzenia ako pri plutonických horninách. Už pri horninách vo fácii zelených bridlíc sa pôvodné rozdiely v pórovitosti strácajú a hlavnými podmienkami variability pórovitosti sú krehká deformácia a hydrotermálna alterácia spojená so vznikom ložísk a zvetranín. Veľmi nízku pórovitosť majú napr. eklogity.

Pri stanovení objemovej a prirodzenej hustoty metamorfovaných hornín platia rovnaké obmedzenia ako pri plutonických horninách. Určenie prirodzenej hustoty celých tektonických jednotiek je komplikované a je nutné akceptovať hĺbkové a laterálne zmeny.

Určovanie hustoty hornín

Hustota hornín sa v prevažnej väčšine určuje laboratórnymi meraniami na vzorkách hornín odobraných pri povrchovom prieskume alebo vzoriek odobraných z vrtných jadier. Hustota hornín nachádzajúcich sa vo väčšej hĺbke sa určuje na základe karotážnych metód (gama-gamakarotáž) a transformáciou seizmickej rýchlosti na hustotu.

Laboratórne určovanie hustoty (priama metóda)

Laboratórne určovanie hustoty je založené najmä na Archimedovom zákone. Určuje sa hustota absolútne suchej vzorky (mineralogická hustota) alebo vzorky celkom nasýtenej roztokom (prirodzená hustota). Na analýzu sa využívajú vzorky z povrchu alebo vrtných jadier. Na váženie sa používajú normálne alebo upravené váhy (denzitometer). Pri laboratórnom určovaní hustoty sa využívajú hlavne:

- metóda dvojitého alebo trojitého váženia (σ_o, σ_m, p),
- denzitometre (σ_o),
- pyknometre (σ_m).

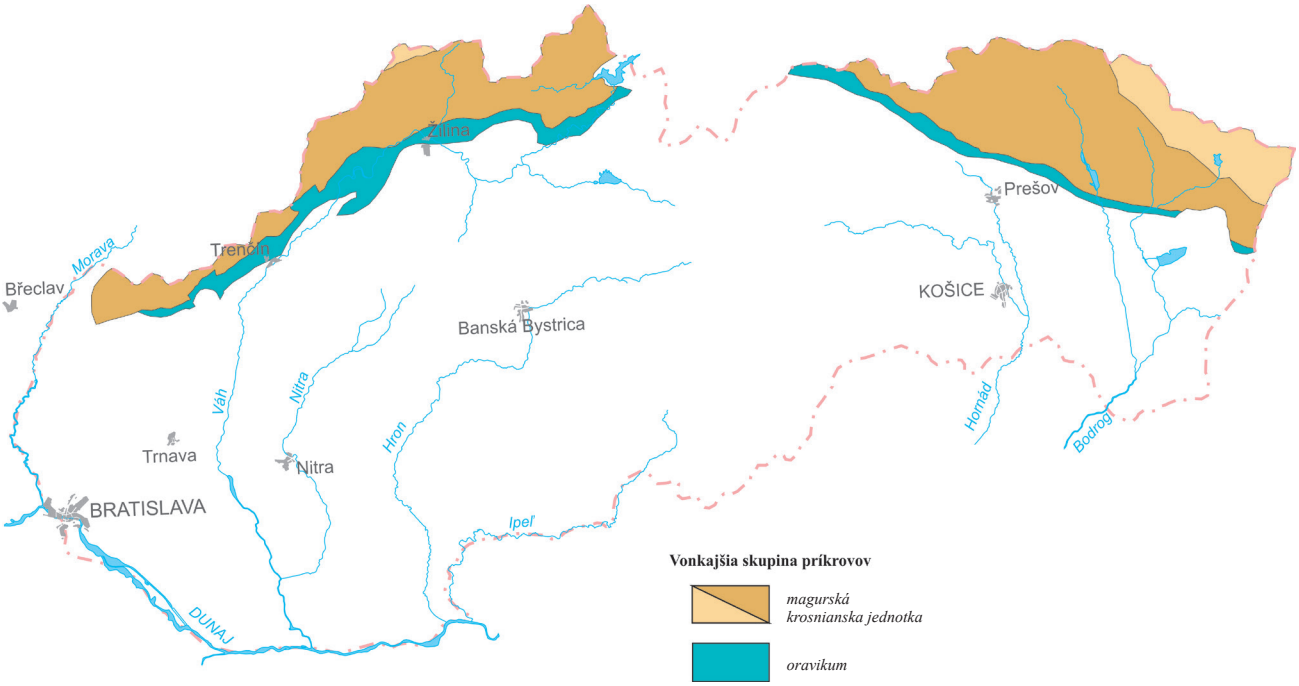
Určovanie hustoty hornín na základe terénnych meraní (nepriama metóda)

Hustotu hornín je možné stanoviť z meraní viacerých geofyzikálnych metód. Výsledná hustota je stanovená na základe povrchových, podzemných alebo vrtných meraní (napr. rádiometria, hustotná karotáž), ale aj nepriamo, výpočtom.

Pri vrtných meraniach sa využívajú hlavne rádiometrické karotážne metódy (gama-gamakarotáž) založené na Comptonovom jave a vrtná gravimetria (Rozimant et al., 1994).

Hustotu hornín je možné odvodiť aj transformáciou seizmickej rýchlosti na hustotu. Závislosť medzi rýchlosťou pozdĺžnych vĺn a hustotou hornín stanovilo viacero autorov. Hlavne pri sedimentárnych horninách sa používajú vzťahy podľa autorov Nafe a Drake (1957), Birch (1961), Ludwig et al. (1970) a Gardner et al. (1974). Pri hlbinných horninách sa používajú vzťahy v zmysle prác Lachenbruch a Morgan (1990), Sobolev a Babeyko (1994), Christensen a Mooney (1995) a Pašteka (2017).

Okrem uvedených metód sa pripovrchová stredná hustota určuje aj z povrchových meraní viacerými postupmi. V miestach s členitým reliéfom vieme hustotu určiť z úplných Bouguerových anomálií pri rôznej redukčnej hustote, gravimetrickou Nettletovou metódou alebo metódou podľa Parasnisa (1986) ex Rozimant et al. (1994).



Obr. 1. Lokalizácia výskytov horninových komplexov Vonkajších Západných Karpát.
Fig. 1. The occurrence of rock complexes of the External Western Carpathians.

HUSTOTNÉ CHARAKTERISTIKY TEKTONICKÝCH JEDNOTIEK ZÁPADNÝCH KARPÁT

V práci je použité dvojdielne tektonické členenie Západných Karpát na území Slovenska (Hók et al., 2014), ktoré zdôrazňuje horizontálnu stavbu s členením na skupiny príkrovov.

Vonkajšie Západné Karpaty

Vonkajšie Západné Karpaty tvorí vonkajšia skupina príkrovov s tektonickými jednotkami formovanými počas neoalpínskej etapy alpínskeho orogénu v období neogénu. Medzi jednotky vonkajšej skupiny príkrovov na území Slovenska zaraďujeme krosniansku jednotku a magurskú jednotku flyšového pásma a oravikum bradlového pásma (obr. 1). Tieto jednotky obsahujú sedimenty mezozoika až paleogénu.

Vonkajšia skupina príkrovov

Vonkajšia skupina príkrovov zahŕňa flyšové pásmo tvorené mohutným akrečným klinom s príkrovovou stavbou budovanou kriedovými súvrstviami, a hlavne sedimentmi paleogénu. Pre flyšový vývoj sú typické sedimenty gravitačných a turbiditných prúdov so striedaním ílovitých bridlíc a pieskovcov.

Flyšové pásmo na území Slovenska vystupuje v pohoriach Biele Karpaty, Javorníky, Kysucké Beskydy, Oravské Beskydy, Turzovská vrchovina, Kysucká vrchovina, Oravská vrchovina, Oravská Magura, Čergov, Busov, Ľubovnianska vrchovina, Ondavská vrchovina, Laborecká vrchovina a Bukovské vrchy.

V rámci flyšového pásma – vonkajšej skupiny príkrovov – sú na území Slovenska vyčlenené jednotky: vonkajšia krosnianska (generálne s prevládajúcimi pestrými ílovcovými sedimentmi) a vnútorná magurská (prevládajúce pieskovce), pričom magurská jednotka je severovergentne presunutá na krosniansku jednotku. Vo flyšovom pásme vykazujú hodnoty objemovej a prirodzenej hustoty, ako aj hodnoty porozity a rýchlosti šírenia elastických vĺn značné rozdiely. Jednotlivé jednotky sa medzi sebou výrazne líšia litologickou náplňou (Ibrmajer et al., 1989).

Sedimenty nečleneného flyšového pásma majú prirodzenú hustotu 2,57 g . cm^{-3} (Bielik et al., 2005), 2,59 g . cm^{-3} (Alasonati Tašárová et al., 2009) a 2,53 g . cm^{-3} (Guy et al., 2011).

Krosnianska jednotka, resp. krosniansko-menilitová skupina príkrovov (Biely et al., 1996) sa zvyčajne člení na nasledujúce litostratigrafické (litotektonické) jednotky, resp. príkrovy. Pri postupovaní od najexternejších základných jednotiek k najinertnejším vyčleňujeme pouzdřanskú, ždánickú, podsliezsku, zdouneckú, sliezsku a dukliansku jednotku (Chlupáč et al., 2002). Z uvedených jednotiek na území Slovenska vystupuje hlavne duklianska jednotka. Vyskytuje sa v severovýchodnej časti Slovenska, v pruhu od Medzilaboriec po Sninu. Sliezska jednotka má na území Slovenska lokálny výskyt severne od Turzovky (oblasť Klokočova). Veľmi typickým litologickým členom je menilitové súvrstvie (starší názov krosniansko-menilitové), ktoré tvoria hnedé ílovce s vložkami pieskovcov a čierne rohovce (vrchný eocén až spodný oligocén), a podmenilitové súvrstvie (eocén) tvorené pestrými (zelené, sivé, červené) ílovcami a pieskovcami.

V krosnianskej jednotke na území Slovenska majú najväčšie zastúpenie pieskovce (porušené), ktorých mineralogická hustota je daná intervalom 2,35 – 2,45 g . cm^{-3} (Eliáš a Uhmann, 1968). Na území Slovenska ju zastupuje hlavne duklianska jednotka, ktorej litologickú náplň tvoria pelity s prirodzenou hustotou 2,51 g . cm^{-3} a psamity s prirodzenou hustotou 2,61 g . cm^{-3} (Ibrmajer et al., 1989). Podľa Šefaru a Bielika (2009) je hustota v duklianskej jednotke 2,57 g . cm^{-3}.

Krosniansku skupinu na výslednej mape hustoty (obr. 9) reprezentuje prirodzená hustota 2,57 g . cm^{-3}.

Magurská jednotka, resp. magurská skupina príkrovov (Biely et al., 1996) tvorí podstatnú časť flyšového pásma na území Slovenska. Zo severu smerom na juh ju môžeme rozčleniť na nasledujúce jednotky: račiansku, bystrickú, krynickú a bielokarpatskú. Generálne sa jednotky magurskej skupiny príkrovov presúvali smerom na sever. V oblasti Oravy sú však nasunuté aj spätne (juhovergentne) na sedimenty bradlového pásma (oravika), pričom hustota jednotlivých tektonických segmentov sa smerom k bradlovému pásmu zvyšuje.

Račianska jednotka (prevaha pieskovcov) je charakteristická mineralogickou hustotou 2,45g . cm^{-3} (Eliáš a Uhmann, 1968; Potfaj, 1986) a hustotou 2,54 g . cm^{-3} (Šefara a Bielik, 2009). Litologickú náplň račianskej jednotky podľa Ibrmajera et al. (1989) zastupujú jemnozrnné vápence (2,87 g . cm^{-3}), zlepence (2,58 g . cm^{-3}), prachovce (2,49 g . cm^{-3}), ílovce (2,45 g . cm^{-3}) a s najväčšou početnosťou pieskovce (2,60 g . cm^{-3}) (uvedená hustota je prirodzená).

Bystrickú jednotku reprezentuje mineralogická hustota 2,50 g . cm^{-3} (Eliáš a Uhmann, 1968; Potfaj, 1986) a hustota 2,60 g . cm^{-3} (Šefara a Bielik, 2009). Litologickú náplň bystrickej jednotky podľa Ibrmajera et al. (1989) najčastejšie tvoria ílovce s prirodzenou hustotou 2,46 g . cm^{-3}.

Pre krynickú jednotku je charakteristická hustota 2,65 g . cm^{-3} (Šefara a Bielik, 2009). Podľa Ibrmajera et al. (1989) krynickú jednotku tvoria prachovce (2,50 g . cm^{-3}), psefity (2,61 g . cm^{-3}), pelity (2,45 g . cm^{-3}) a s najväčším zastúpením psamity (2,69 g . cm^{-3}) (uvedená hustota je prirodzená).

Bielokarpatskú jednotku charakterizuje mineralogická hustota 2,64 g . cm^{-3} (Eliáš a Uhmann, 1968) a hustota 2,55 g . cm^{-3} (Potfaj, 1986) a 2,62 g . cm^{-3} (Šefara a Bielik, 2009). Podľa Ibrmajera et al. (1989) k jednotlivým horninovým typom hornín tvoriacich bielokarpatskú jednotku je pričlenená prirodzená hustota: zlepence 2,65 g . cm^{-3}, prachovce 2,50 g . cm^{-3}, ílovce 2,44 g . cm^{-3}, pieskovce 2,66 g . cm^{-3}.

Magurská jednotka (skupina príkrovov) je na výslednej mape prirodzenej hustoty rozčlenená z hľadiska zohľadňujúceho aj litologický obsah na dva segmenty (obr. 9). Západný segment magurskej jednotky (kremité sedimenty) charakterizuje interval prirodzenej hustoty 2,50 – 2,59 g . cm^{-3}, východný segment (karbonátové sedimenty) interval 2,60 – 2,69 g . cm^{-3}.

Bradlové pásmo

Bradlové pásmo reprezentuje úzky pruh s dĺžkou viac ako 600 km. Prvý povrchový výskyt sa nachádza pri Podbranči a oblúkovito pokračuje Považím na Oravu. Pri Zázrivej je jeho priebeh porušený priečnymi zlomami a horizontálne posunutý na juh (zázrivská sigmoida). Z Oravy pokračuje na územie Poľska a na území Slovenska sa objavuje v oblasti Pienin. Odtiaľ smeruje na juhovýchod do oblasti Humenného, ponára sa pod neovulkanity Vihorlatu a pokračuje smerom na Ukrajinu a do Rumunska.

Charakteristickou morfotektonickou črtou je prítomnosť vápencových bradiel (vek jura – spodná krieda), ktoré vystupujú spod piesčitých, slienitých až ílovitých sedimentov vrchnej kriedy a paleogénu.

Mimoriadna zložitosť stavby bradlového pásma je podmienená tým, že bolo tektonicky postihnuté spoločne s Vnútornými Západnými Karpatmi a po paleogéne spolu s flyšovým pásmom. Tektonickú stavbu navyše komplikujú aj zlomy s horizontálnymi posunmi, ktoré pozdĺžne segmentovali jeho jednotky. Zásadné rozčlenenie sedimentačného priestoru bradlového pásma, ale aj ďalších jednotiek Západných Karpát, nastalo v jure. Podľa rozdielneho faciálneho charakteru podmieneného nejednotnosťou sedimentačného priestoru sa v bradlovom pásme vyčleňujú viaceré sekvencie (Mišík, 1997). Najtypickejšie z nich a zároveň prítomné v celom priebehu bradlového pásma sú externá čorštynská a interná kysucká (tiež kysucko-pieninská) sekvencia. Litostratigrafické sekvencie bradlového pásma sú tektonicky amputované od svojho pôvodného podložia.

Z pohľadu litologického zloženia (litostratigrafie) sedimentov, ich zastúpenia v stavbe a rozdielnej hustoty je možné v rámci bradlového pásma vyčleniť viaceré litologické typy vápencov (jura – krieda), pričom rádioláriové vápence a rádiolarity (jura) predstavujú z hľadiska celkového podielu na stavbe zanedbateľný objem. Okrem vápencov sú podstatne zastúpené klastické sedimenty, ílovce/slieňovce, pieskovce a zlepence (vrchná krieda – paleogén). Zastúpenie jednotlivých horninových typov sa v priebehu bradlového pásma mení. V západnom úseku (Podbranč – Drietoma) sú približne rovnakou mierou zastúpené vápence aj klastické sedimenty. Ďalej smerom na východ začínajú v štruktúre bradlového pásma prevládať klastiká. Píchová a Mitevová (in Stránska et al., 1986) uvádzajú z mezozoických „bradiel a obalu pieninskej jednotky“ hodnoty uvedené v tab. 1.

Tab. 1. Tabuľka členenia bradlového pásma s príslušnou objemovou mineralogickou a prirodzenou hustotou (Stránska et al., 1986).

Tab. 1. The Klippen Belt divided into the Jurassic-Lower Cretaceous limestones (“klippen”) and the Upper Cretaceous sedimets (“envelope of klippen”) with appropriate natural, matrix and dried sample densities (Stránska et al., 1986).

	σ_0 [g . cm^{-3}]	σ_m [g . cm^{-3}]	σ_p [g . cm^{-3}]
Bradlá	2,60 – 2,64	2,69 – 2,72	2,64 – 2,67
„Obal“	2,51 – 2,56	2,71 – 2,72	2,58 – 2,62

Z bradiel tvorených vápencami, konglomerátmi, bridlicami a pieskovcami uvádzajú Eliáš a Uhmann (1968) mineralogickú hustotu v intervale 2,65 – 2,75 g . cm^{-3}, pričom Ibrmajer et al. (1989) považujú v prípade vápencov reprezentatívnu prirodzenú hustotu 2,66 g . cm^{-3}. Z bradlového pásma chápaného ako jeden celok sa uvádza hustota 2,56 g . cm^{-3} (Bielik et al., 2005) a 2,6 g . cm^{-3} (Potfaj, 1986).

Tektonická jednotka bradlového pásma je na mape prirodzenej hustoty (obr. 9) rozčlenená na karbonáty s intervalom hustoty 2,64 – 2,68 g . cm^{-3} a zlepence, pieskovce a ílovce s intervalom 2,55 – 2,67 g . cm^{-3}.

Tab. 2. Prehľad hustoty typických hornín bradlového pásma s príslušnou objemovou, mineralogickou a prirodzenou hustotou (Stránska et al., 1986; Ibrmajer et al., 1989).

Tab. 2. An overview of the densities of typical rocks of the Pieniny Klippen Belt with corresponding natural, matrix and dried sample densities (Stránska et al., 1986; Ibrmajer et al., 1989).

Horninový typ	σ_0 [g . cm^{-3}]	σ_m [g . cm^{-3}]	σ_p [g . cm^{-3}]
Vápenec	2,62 – 2,67	2,68 – 2,71	2,64 – 2,68
Rádiolarit	2,57 – 2,59	2,59 – 2,63	2,58 – 2,61
Ílovec	2,44 – 2,47	2,71 – 2,72	2,54 – 2,56
Pieskovec	2,63 – 2,67	2,70 – 2,73	2,66 – 2,68
Zlepenec	2,53 – 2,63	2,71	2,60 – 2,66

Vnútorné Západné Karpaty

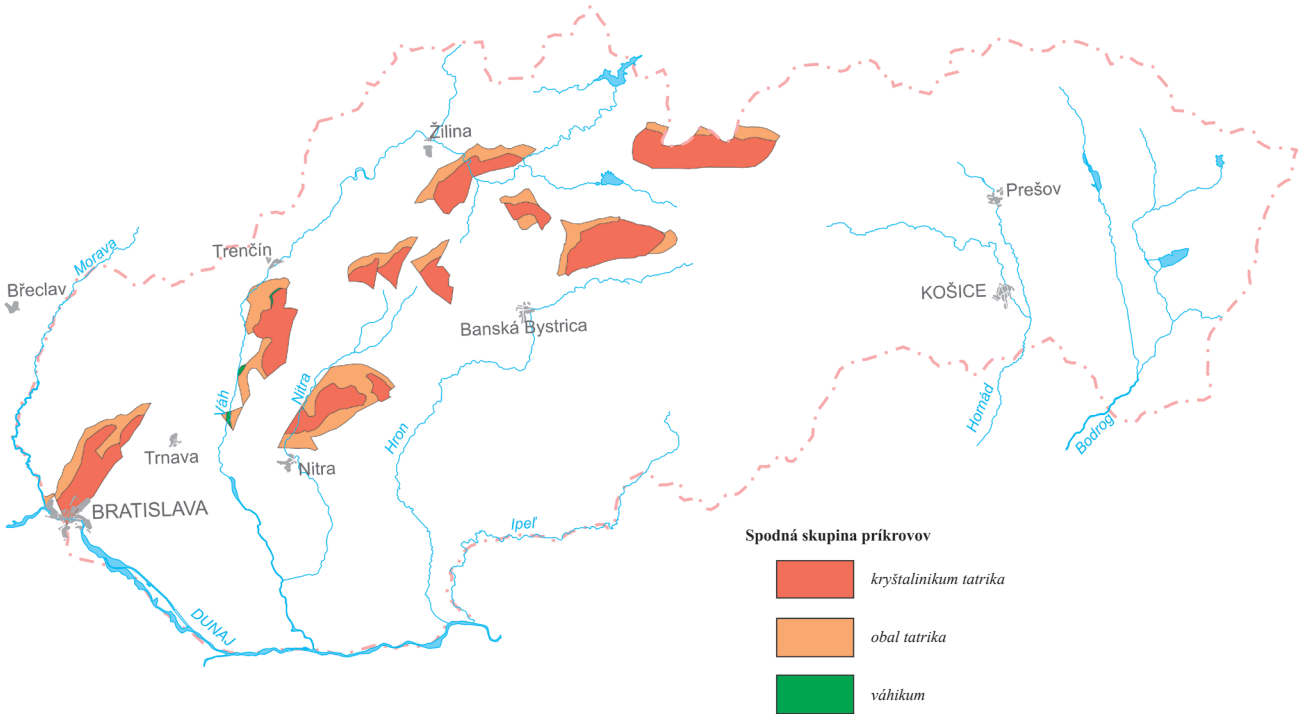
Vnútorné Západné Karpaty sa štrukturalizovali hlavne počas paleoalpínskej etapy alpínskeho orogénu v období kriedy. Vnútorné Západné Karpaty tvorí spodná, stredná a vrchná skupina príkrovov (Hók et al., 2014).

Spodnú skupinu príkrovov Vnútorných Západných Karpát reprezentuje tektonická jednotka tatrika budovaná kryštalinickým podložím a mezozoickými obalovými sekvenciami, ako aj tektonická jednotka váhika (obr. 2).

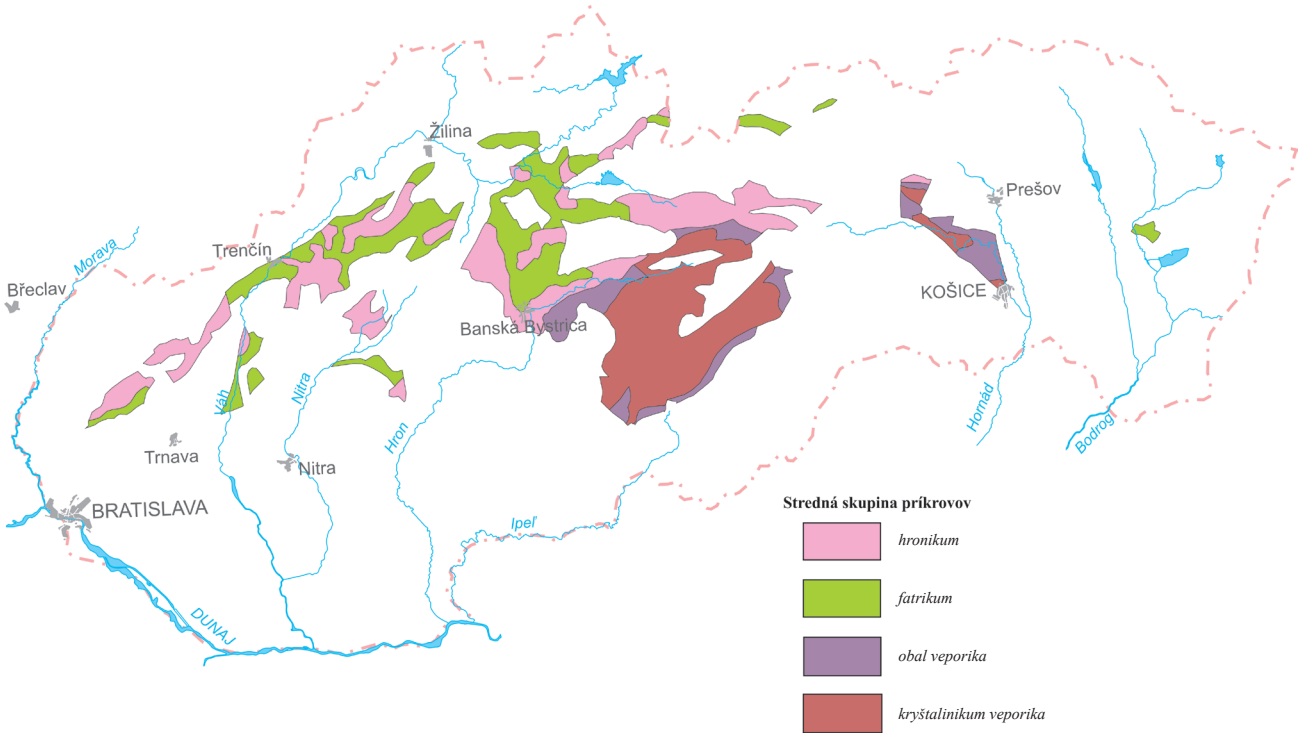
Strednú skupinu príkrovov Vnútorných Západných Karpát tvoria tektonické jednotky veporika, fatrika a hronika. Veporikum je budované kryštalinickým podložím a obalovými sekvenciami severného a južného veporika. Patria sem aj tektonické jednotky fatrika a hronika (obr. 3). Stredná skupina príkrovov sa štrukturalizovala v období vrchnej kriedy (cenoman – kampán).

Vrchná skupina príkrovov je najjužnejšia, resp. najvnútornejšia a zároveň superpozične/tektonicky najvyššia skupina príkrovov Vnútorných Západných Karpát. Skupina príkrovov zahŕňa tektonické jednotky gemerika, meliatika, turnaika a silicika (obr. 4). Na jej stavbe sa podieľajú horninové sekvencie paleozoika gemerika a prevažne mezozoické horninové komplexy meliatika, príkrovu Bôrky, turnaika a silicika, ktorých štrukturalizácia na príkrovovú stavbu sa datuje do spodnej kriedy.

Pokryvné útvary sú horninové komplexy, ktoré transgresívne a diskordantne prikrývajú paleoalpínsky kon-



Obr. 2. Lokalizácia výskytov spodnej skupiny príkrovov Vnútorných Západných Karpát.
Fig. 2. Localization of the Lower Group of nappes of the Internal Western Carpathians.



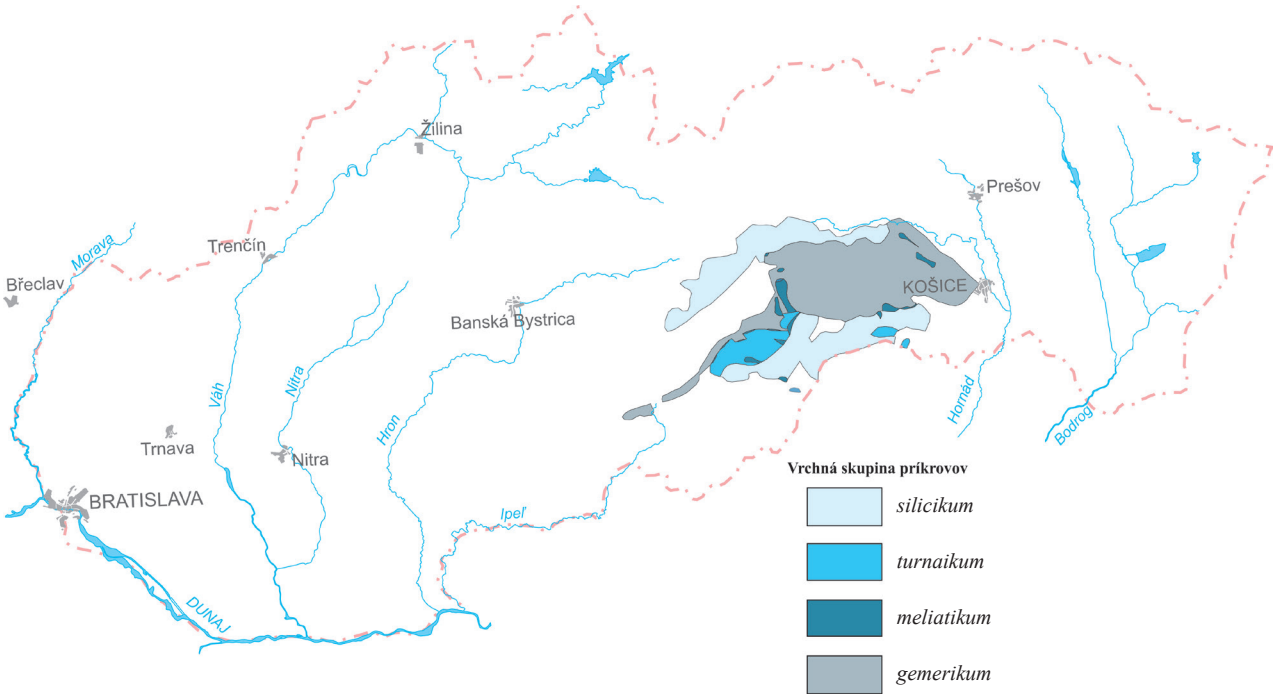
Obr. 3. Lokalizácia výskytov strednej skupiny príkrovov Vnútorných Západných Karpát.
Fig. 3. Localization of the Middle Group of nappes of the Internal Western Carpathians.

solidované tektonické jednotky. V rámci internid Západných Karpát sem patrí prevažná časť sedimentov vrchnej kriedy (počínajúc koňakom), sedimenty paleogénu a neogénu. Okrem sedimentárnych komplexov do tejto skupiny náležia vulkanické a vulkanicko-sedimentárne formácie miocénu až pleistocénu.

Spodná skupina príkrovov

Tatrikum

Tatrikum je obnažené v jadrových pohoriach, do ktorých zaraďujeme Malé Karpaty, Považský Inovec, Žiar, Strážovské vrchy, Malú Fatru, Veľkú Fatru, Starohorské vrchy, Tatry, ďumbiersku časť Nízkych Tatier a Tribeč.



Obr. 4. Lokalizácia výskytov vrchnej skupiny príkrovov Vnútorných Západných Karpát.
Fig. 4. Localization of the Upper Group of nappes of the Internal Western Carpathians.

Stavba tatrika je reprezentovaná kryštalinickým jadrom, sporadicky horninami mladšieho paleozoika (karbón – perm) a mezozoickým obalom, sedimentujúcim priamo na hercýnsky konsolidovanom kryštaliniku.

Kryštalinikum tatrika

Kryštalinický fundament tatrika vo všeobecnosti reprezentujú metamorfity stredného až vysokého stupňa premeny (svory, ruly) a granitoidy. Z pohľadu hercýnskej stavby nie je možné oddeľovať kryštalinikum tatrika a veporika, ktoré tvorili jednotný, hercýnsky konsolidovaný fundament, na ktorom sa usadzovali sedimenty obalových sekvencií. Vek najstarších kryštalinických hornín tatrika a veporika je na základe rádiometrických datovaní stanovený na najvrchnejší devón až spodný karbón. Prevažná väčšina granitoidných hornín tatrika má karbónsky vek. Horniny kryštalinika sú výsledkom hercýnskych (generálne juhovergentných) a alpínskych (generálne severovergentných) tektonických a s nimi spojených metamorfných procesov. Na základe dnešných poznatkov je možné rekonštruovať hercýnsku stavbu kryštalinika tatrika, ale aj veporika. Tvoria ju tri až štyri jednotky (Bezák, 1994):

- Vrchný, epizonálny komplex tvoria nízko metamorfované horniny a leží v nadloží vrchnej litotektonickej jednotky. Na území Slovenska vystupuje tento komplex predovšetkým v pohoriach Malé Karpaty, Považský Inovec a v predkenozoickom podloží Dunajskej panvy (napr. vrty série Sereď, Abrahám, Báhoň; Biela, 1978). Eliáš a Uhmann (1968) uvádzajú mineralogickú hustotu tejto jednotky 2,82 g . cm^{-3}.
- Vrchná litotektonická jednotka je najviac metamorfovaná jednotka. Tvoria ju ruly, migmatity a granitoidy. Najčastejšie vystupuje v jadrových pohoriach. Na základe údajov Šefaru et al. (1987) a Ibrmajera et al. (1989) je možné v prípade rúl a migmatitov vymedziť interval prirodzenej hustoty 2,66 – 2,70 g . cm^{-3}. Eliáš a Uhmann (1968) uvádzajú mineralogickú hustotu v intervale 2,65 – 2,74 g . cm^{-3}.
- Strednú litotektonickú jednotku tvoria hlavne ruly, svory a relikty nízkostupňových metamorfitov. Buduje prevažnú časť kryštalinika veporika. V jadrových pohoriach má podstatné zastúpenie v seleckom (severnom) bloku Považského Inovca. Šefara et al. (1987) a Ibrmajer et al. (1989) udávajú zo svorov prirodzenú hustotu 2,70 g . cm^{-3}. Podľa Eliáša a Uhmanna (1968) je mineralogická hustota strednej litotektonickej jednotky v intervale 2,70 – 2,71 g . cm^{-3}.
- Spodná litotektonická jednotka je nízko metamorfovaná. Tvoria ju hlavne nízko metamorfované bridlice. Vystupuje v najjužnejších zónach veporika. Fylity spodnej litotektonickej jednotky majú na základe Šefaru et al. (1987) a Ibrmajera et al. (1989) prirodzenú hustotu 2,68 g . cm^{-3}. Podľa Eliáša a Uhmanna (1968) je mineralogická hustota v intervale 2,71 – 2,73 g . cm^{-3}.

Granitoidy tatrika reprezentuje interval prirodzenej hustoty 2,60 – 2,69 g . cm^{-3}. V rámci kryštalinika tatrika vyčleňujeme na základe vyššej hustoty metamorfity s intervalom 2,65 – 2,71 g . cm^{-3} a amfibolity s hodnotou 2,74 – 2,86 g . cm^{-3} (tab. 3).

Obalové sekvencie tatrika

Po skončení hercýnskej tektogenézy bolo kryštalinikum obnažené a na tomto podklade začali sedimentovať prevažne kontinentálne sedimenty mladšieho paleozoika (karbón, perm). Litologicky ich tvoria droby, arkózy, pieskovce a bridlice pestrých farieb, pričom ich zloženie a nevytriedenie indikujú blízkosť pôvodnej zdrojovej oblasti.

Vrstvový sled mezozoika obalových sekvencií sa začína v spodnom triase a s prerušeniami v sedimentácii (hiátmi) pokračuje do najspodnejšej vrchnej kriedy (cenoman), s výnimkou obalovej sekvencie v Považskom Inovci (turón – kampán), Tatrách a vo Veľkej Fatre, kde sa stratigrafický záznam končí až v strednom turóne. Pre spodný trias sú charakteristické zlepence a bridlice (lúžňanské súvrstvie). Počas stredného triasu sa prehĺbil sedimentačný priestor, čo malo za následok karbonatickú sedimentáciu (gutensteinské vápence a ramsauské dolomity). Vo vrchnom triase nastalo znovu splytčenie sedimentačného prostredia, pričom sa usadzovali súbory pestro sfarbených hornín (červené, fialové a žlté pieskovce, bridlice a dolomity – karpatský keuper). Vo všeobecnosti sa najvrchnejší trias (rét) v rámci tatrika vyznačuje prerušením sedimentácie. Prerušenie sedimentácie pokračovalo aj v najspodnejšej jure. V strednej jure sa sedimentačný priestor tatrika rozčlenil a usadzovali sa dve kontrastné fácie. Na základe rozdielnych fácií v strednej jure môžeme obalové sekvencie rozčleniť na:

- **fatranský typ fácií** vyznačujúci sa hlbokovodnou sedimentáciou, ktorá má v strednej jure prítomné rádiolarity, rádioláriové vápence a škvrnité slienité vápence a bridlice,
- **tatranský typ fácií**, pre ktorý je charakteristická sedimentácia plytkovodného charakteru tvorená krinoidovými a piesčitými vápencami.

Hustota charakteristická pre fatranský a tatranský typ fácií je uvedená v litostratigrafickej tabuľke (tab. 3).

Obalové sekvencie tatrika na výslednej mape prirodzenej hustoty (obr. 9) charakterizujeme hustotným intervalom 2,58 – 2,67 g . cm^{-3} a triasové karbonáty tatrika intervalom 2,67 – 2,80 g . cm^{-3}.

Stredná skupina príkrovov

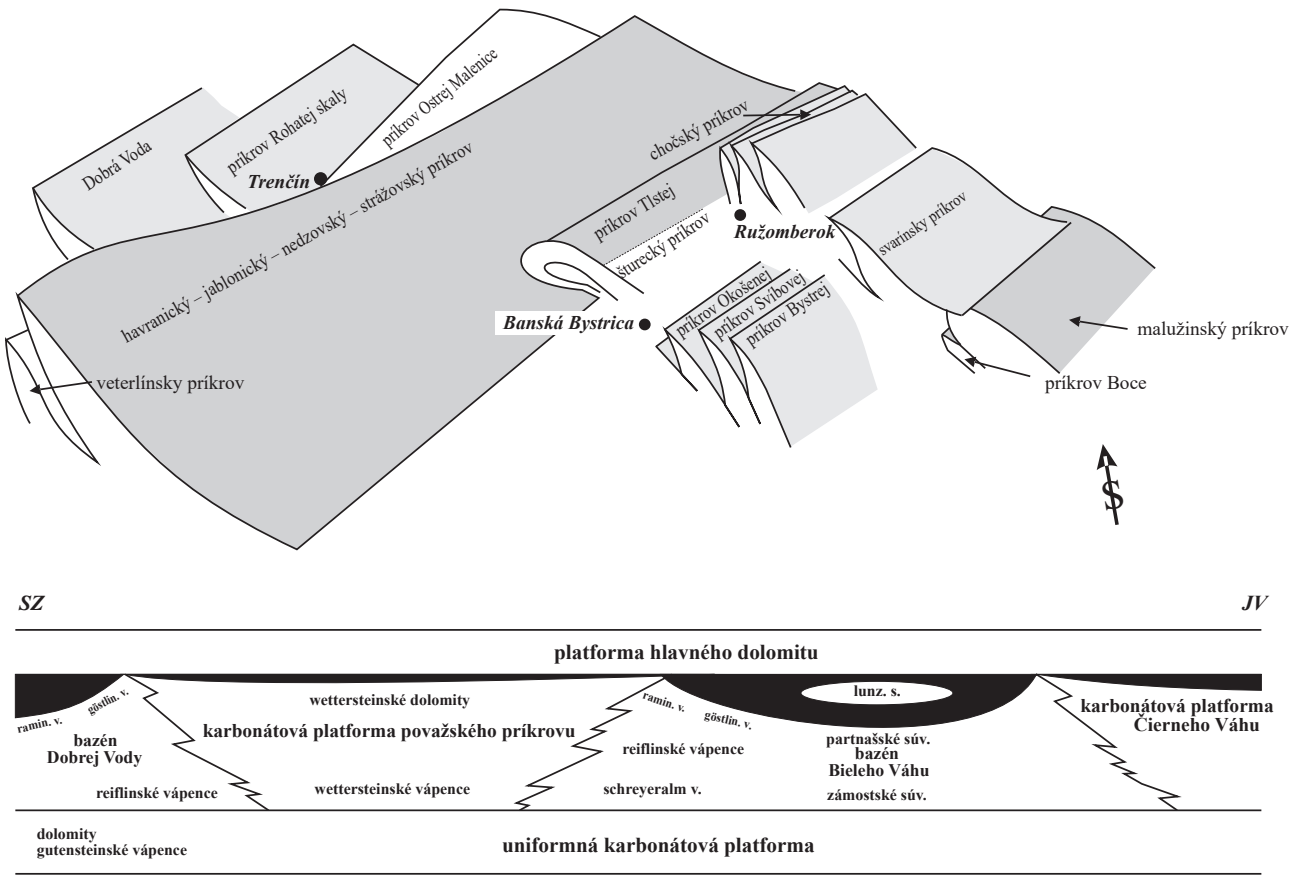
Hronikum

Hronikum predstavuje najvyššiu príkrovovú tektonickú jednotku strednej skupiny príkrovov vystupujúcu v nadlo-

Tab. 3. Litostratigrafické členenie tektonickej jednotky tatrika s príslušnou objemovou, mineralogickou a prirodzenou hustotou (Stránska et al., 1986; Bucha a Blížkovský, 1994).

Tab. 3. Simplified lithostratigraphic column of the Tatricum tectonic unit with appropriate natural, matrix and dried sample densities (Stránska et al., 1986; Bucha a Blížkovský, 1994).

			tatranský typ (plytkovodný)	fatranský typ (hlbokokovodný)	σ_0 [g . cm^{-3}]		σ_m [g . cm^{-3}]		σ_p [g . cm^{-3}]	
kriedа	stredná	turón	slienité vápence		2,61 – 2,67		2,66 – 2,70		2,63 – 2,69	
		cenoman								
	spodná	alb								
		apt	(urgónsky) vápenec	organodetrit. (urgónsky) váp.	2,64		2,66		2,65	
		barém								
		hoteriv	lučivnianske súvrstvie	lučivnianske súvrstvie	2,65 – 2,66		2,67 – 2,69		2,66 – 2,67	
		valangin								
		berias								
jura	vrchná	titón								
		kimeridž	červený hľuznatý vápenec	jaseninské súvrstvie						
		oxford								
	stredná	kelovej		ždiarske súvrstvie		2,65 – 2,67		2,67 – 2,6		2,66 – 2,68
		bat	krinoidový (hierlatzký) vápenec							
		bajok		hľuznatý (adnetský) vápenec	2,61 – 2,69		2,67 – 2,73		2,63 – 2,71	
		álen		kremitý „fleckenmergel“						
	spodná	toark	piesčitý krinoidový vápenec	allgäuské súvrstvie (fleckenmergel)		2,62 – 2,67		2,66 – 2,76		2,64 – 2,72
		pliensbach								
		sinemúr								
		hetanž	krinoidové vápence s rohovcami	trlenské súvrstvie		2,64 – 2,67		2,69		2,67
trias	vrchný	rét								
		norik	karpatský keuper		2,54 – 2,64		2,67 – 2,72		2,64 – 2,66	
		karn								
	stredný	ladin	ramsauský a hlavný dolomit		2,70 – 2,81		2,79 – 2,83		2,73 – 2,80	
		anis								
			gutensteinský vápenec		2,66 – 2,68		2,68 – 2,73		2,67 – 2,70	
	spodný	olenek indu	verfénske vrstvy		2,50 – 2,65		2,61 – 2,71		2,55 – 2,67	
			lúžňanské súvrstvie		2,57 – 2,61		2,61 – 2,66		2,58 – 2,64	
perm	vrchný		skýcovské, slopnianske, stráňanské súvrstvie		2.56 – 2,60		2.65 – 2,70		2.59 – 2,67	
	spodný			selecké a kálnické súvrstvie						
karbón				novianske súvrstvie	2,72		2,77		2,74	
			aplity, pegmatity, leukogranity		2,56 – 2,62		2,61 – 2,69		2,58 – 2,65	
			granity		2,58 – 2,62		2,64 – 2,68		2,60 – 2,63	
			granodiority		2,60 – 2,68		2,64 – 2,71		2,61 – 2,69	
			diority		~ 2,74		2,71 – 2,83		2,67 – 2,85	
staršie paleozoikum			amfibolity		~ 2,80		2,77 – 2,92		2,74 – 2,86	
			metasedimenty, fylity (harmónska, pernecká sukcesia, súv. Kliniska, komplex Hlavinky)		2.62 – 2,69		2,70 – 2,80		2,65 – 2,70	
			pezinská sukcesia		~ 2,70		2,71		2,66	
			svory		2,62 – 2,69		2,70 – 2,73		2,65 – 2,66	
			ruly, migmatity		2,63 – 2,68		2,67 – 2,72		2,66 – 2,71	



Obr. 5. Schéma príkrovovej stavby hronika a rozloženie triasových sedimentov v reze vedenom naprieč sedimentačnou oblasťou hronika (Havrila, 2011).
Fig. 5. Scheme of the Hronicum nappe complex and the Triassic sediments distribution in the cross-section through the sedimentary area of the Hronicum (Havrila, 2011).

ží fatrika. Vo viacerých oblastiach Vnútorných Západných Karpát je hronikum tektonicky imbrikované na sústavu čiastkových príkrovov (obr. 5).

Vekový rozsah horninových komplexov hronika je vrchný karbón až spodná krieda. Sedimenty jury a kriedy sú však väčšinou erodované a vyskytujú sa iba v Brezovských Karpatoch, Čachtických Karpatoch, Strážovských vrchoch a na severných svahoch Nízkych Tatier. Medzi najtypickejšie črty hronika patrí prítomnosť vrchnokarbónskych a permských vulkanicko-sedimentárnych súvrství, označovaných ako ipoltická skupina. Ipoltická skupina sa vyskytuje predovšetkým vo vnútornejších častiach rozšírenia hronika, zatiaľ čo v severnejších častiach sa horninový sled zvyčajne začína až triasovými karbonátmi.

Ďalšou výraznou črtou hronika je striedanie plytkovodných a hlbokovodných litofácií v strednom triase (obr. 5). Plytkovodné fácie (napr. wettersteinské vápence a dolomity) mojtínsko-harmaneckej a čiernovážskej karbonátovej plošiny sa zastupujú s hlbokovodnými vápencami (napr. zámostské súvrstvie a reiflinské vápence) bielovážskej panvovej fácie a fácie Dobrej Vody. Vrchný trias sa vyznačuje uniformnou sedimentáciou flyšového súboru lunzských vrstiev, ktorých hrúbka je v oblasti výskytu panvových fácií (Dobrej Vody a bielovážskej) neporovnateľne väčšia. Nad súborom lunzských vrstiev nasleduje hrubé súvrstvie tzv. hlavného dolomitu (*hauptdolomit*; norik), ktorý je veľmi typickým a rozšíreným litostratigrafickým členom hronika. Štrukturalizácia hronika prebiehala aj počas vrchnej kriedy až paleocénu, čo je preukázané z vrtov z podložia neogénnej výplne Viedenskej panvy (napr. vrty série Studienka, Lakšárska Nová Ves; Biela, 1978; Kysela a Kullmanová, 1988).

Hustotná charakteristika jednotlivých súvrství je uvedená v tab. 4. Na mape prirodzenej hustoty (obr. 9) je z tektonickej jednotky hronika stanovená prirodzená hustota v intervale 2,66 – 2,70 g . cm^{-3} a ipoltickej skupiny 2,62 – 2,67 g . cm^{-3}. V rámci tejto jednotky sú vzhľadom na nezanedbateľné zastúpenie a výrazne odlišnú hustotu vyčlenené dolomity s prirodzenou hustotou 2,75 – 2,83 g . cm^{-3} a bazalty s prirodzenou hustotou (melafýry) 2,70 – 2,74 g . cm^{-3}.

Fatrikum

Fatrikum je príkrovová jednotka, ktorá vystupuje v pásme jadrových pohorí v nadloží tatrika a v podloží tektonickej jednotky hronika. Fatrikum, na rozdiel od iných superficiálnych príkrovov, je dobre identifikovateľné od svojej domovskej oblasti po svoje čelo. Najzápadnejšie povrchové výskyty fatrika sú známe zo severnej časti Malých Karpát, najvýchodnejšie výskyty sú známe z Humenských vrchov. Tylové (južné/vnútorné) časti príkrovu vystupujú v kráľovohoľskej časti Nízkych Tatier, Starohorských vrchoch a v Tribeči. Podobne ako tektonická jednotka tatrika, aj fatrikum je možné na základe kontrastných litofácií v ob-

Tab. 4. Litostratigrafické členenie tektonickej jednotky hronika s príslušnou objemovou, mineralogickou a prirodzenou hustotou (Stránska et al., 1986).

Tab. 4. Simplified lithostratigraphic column of the Hronicum tectonic unit with appropriate natural, matrix and dried sample densities (Stránska et al., 1986).

				bielovážska skupina	čiernovážska skupina	σ_0 [g . cm^{-3}]	σ_m [g . cm^{-3}]	σ_p [g . cm^{-3}]
mezozoikum	krieda	spodná	barém	rosfeldské súv.		2,70	2,71	2,70
			hoteriv					
			valangin	oberalmské súv.				
			berias					
	jura	vrchná	titón	rotensteinský váp.				
			kimeridž					
			oxford					
		stredná	kelovej	klauský vápenec				
			bat					
			bajok					
		spodná	álen	hľuznatý váp.		2,65 – 2,66	2,68 – 2,70	2,66 – 2,67
			toark	hierlatzký váp.				
			pliensbach					
			sinemúr					
			hetanž					
	trias	vrchný	rét	hybské (dachst.) váp.		2,60	2,70	2,64
			norik	hlavný dolomit		2,78	2,83	2,79
			karn	lunzské vrstvy	wetterstein. dol.	2,59 – 2,65 / 2,74 – 2,75	2,64 – 2,69 / 2,82 – 2,83	2,62 – 2,66 / 2,77 – 2,80
		stredný	ladin	reiflinský vápenec	wettersteinský váp.	2,67 – 2,73 / 2,68	2,70 – 2,77 / 2,71	2,68 – 2,75 / 2,69
			anis	ramsauský (chočský) dolomit		2,71 – 2,78	2,80 – 2,85	2,75 – 2,83
				gutensteinský vápenec		2,64 – 2,69	2,68 – 2,73	2,66 – 2,70
		spodný	olenek	šuňavské súvrstvie		2,61	2,62	2,62
			indu	benkovské súvrstvie				
paleozoikum	perm	loping		malužinské súvrstvie	ipolitická skupina	2,51 – 2,65 / 2,63 – 2,69	2,64 – 2,74 / 2,71 – 2,79	2,64 – 2,67 / 2,70 – 2,74
		guadalup						
		cisural		„melafýr"				
	karbón	vrchný		nižnobocianske súvrstvie		2,66	2,68	2,67

Tab. 5. Litostratigrafické členenie tektonickej jednotky fatrika s príslušnou objemovou, mineralogickou a prirodzenou hustotou (Stránska et al., 1986).

Tab. 5. Simplified lithostratigraphic column of the Fatricum tectonic unit with appropriate natural, matrix and dried sample densities (Stránska et al., 1986).

			vysocká jednotka (plytkovodná)	zliechovská jednotka (hlbokokovodná)	σ_0 [g . cm^{-3}]		σ_m [g . cm^{-3}]		σ_p [g . cm^{-3}]	
krieda	Stredná	turón	porubské súvrstvie (flyš)		2,60 – 2,67		2,64 – 2,70		2,64 – 2,68	
		cenoman								
	Spodná	alb								
		apt	muránsky (urgónsky) vápenec	párnické súvrstvie						
		barém	hlbočský a padlovodský (kalpionelový) vápenec							
		hoteriv		mraznické súvrstvie						
		valangin		osnické súvrstvie						
		berias								
jura	vrchná	titón	jaseninské súvrstvie							
		kimeridž								
		oxford								
	stredná	kelovej	rádioláriový vápenec	ždiarske súvrstvie	2,66	2,65 – 2,67	2,68 – 2,70	2,67 – 2,68	2,67 – 2,68	2,66 – 2,68
		bat	krinoidový (hierlatzký) vápenec		2,60 – 2, 66		2,67 – 2,69	2,69	2,66 – 2,67	2,65 – 2,67
		bajok		adnetský vápenec		2,68		2,71		2,69
	spodná	álen		kremitý „fleckenmergel"		2,62 – 2,66				
		toark		allgäuské súvrstvie (Fleckenmergel)						
		pliensbach								
		sinemúr								
		hetanž	kopienecké súvrstvie		2,56 – 2,69		2,66 – 2,72		2,62 – 2,70	
trias	vrchný	rét	hiát	fatranské súvrstvie						
		norik	karpatský keuper		2,61 – 2,65		2,67 – 2,74		2,63 – 2,67	
		karn	ramsauský a hlavný dolomit	lunzské v.	2,74 – 2,78	2,57	2,81 – 2,84	2,72	2,78 – 2,80	2,62
	stredný	ladin								
		anis	vysocký vápenec	gutensteinský vápenec	2,65 – 2,68		2,67 – 2,72		2,66 – 2,69	
	spodný	olenek indu		verfénske vrstvy	2,69		2,71		2,70	
				lúžňanské súvrstvie	2,57 – 2,62		2,63 – 2,68		2,60 – 2,61	

dobí jury členiť na plytkovodný faciálny vývoj (vysocký faciálny vývoj) a hlbokovodný faciálny vývoj (zliechovský faciálny vývoj).

Hustotný interval charakterizujúci tektonickú jednotku fatrika (obr. 9) je daný intervalom 2,62 – 2,66 g . cm^{-3}. V rámci fatrika sme na základe rozdielnej hustoty vyčlenili triasové karbonáty fatrika s intervalom 2,66 – 2,80 g . cm^{-3}.

Veporikum

Veporikum je kôrová (*thick-skinned*) jednotka (resp. superjednotka sensu Plašienka, 1999), obsahujúca predovšetkým horniny kryštalinika (granitoidy a metamorfity). Spoločne s kryštalinikom tatrika je produktom hlavne hercýnskych magmatických a metamorfných procesov. Obalové subautochtónne sekvencie sú reprezentované klastikami (mladšie paleozoikum až spodný trias), pričom v období mezozoika prevláda karbonatický vývoj.

Veporikum (resp. veporské pásmo) zaberá značné územie stredného Slovenska. Geomorfologicky buduje Veporské vrchy, Stolické vrchy a Revúcku vrchovinu, východnú časť Nízkych Tatier (Kráľovohoľské Tatry), severovýchodnú časť Tribeča (rázdielska časť), Branisko a Čiernu horu. Okrem spomenutých geomorfologických celkov vystupuje veporské pásmo, resp. veporikum spod neovulkanických hornín v podobe tzv. ostrovov. Plošne najrozsiahlejšie sú sklenoteplický ostrov medzi Sklenými Teplicami a Vyhňami, pliešovský ostrov vystupujúci priamo v Pliešovciach a lieskovský ostrov východne od Zvolena.

Kryštalinikum veporika tvoria predovšetkým viaceré, často špecifické variety granitoidných hornín (napr. veporský typ, sihliansky typ, granit typu Hrončok, granit typu Čierťaž atď.) a kryštalické bridlice rôzneho stupňa premeny (migmatity, ruly, svory, fylity), podobne ako granity, často označované mnohými lokálnymi názvami (muránske ortoruly, klenovecké ruly, svory typu Brezina atď.). V kryštaliniku veporika sú pomerne dobre zachované relikty hercýnskej tektonickej stavby. Prevažnú časť kryštalinika tvorí stredná hercýnska litotektonická jednotka a na rozdiel od tatrika tu vystupuje aj spodná, najmenej metamorfovaná hercýnska litotektonická jednotka. Geologická a tektonická stavba kryštalinika je značne komplikovaná. Táto skutočnosť viedla v minulosti k rôznym interpretáciám geologickej stavby, ktoré odrážali rôzny stupeň poznania a informácií o danej oblasti a dodnes sa často používajú.

Vertikálne členenie veporika vychádzalo z rôzneho pomeru zastúpenia jednotlivých typov kryštalinických hornín a obalových sekvencií. Podľa tohto princípu bolo veporikum rozdelené (z juhu na sever) na kohútsku zónu, kráľovohoľskú zónu, kraklovskú zónu a ľubietovskú zónu (Zoubek, 1957). Jednotlivé zóny boli na seba nasunuté alebo ich oddeľovali subvertikálne uložené zlomy (napr. muránsko-divínsky zlom, pohorelská línia). Neskôr s pre-

Tab. 6. Litostratigrafické členenie tektonickej jednotky veporika s príslušnou objemovou, mineralogickou a prirodzenou hustotou (Stránska et al., 1986; Plančár et al., 1977).

Tab. 6. Simplified lithostratigraphic column of the Veporicum tectonic unit with appropriate natural, matrix and dried sample densities (Stránska et al., 1986; Plančár et al., 1977).

			severné veporikum (jednotka Veľkého boku)	južné veporikum (fóderatská jednotka)	σ_0 [g . cm^{-3}]		σ_m [g . cm^{-3}]		σ_p [g . cm^{-3}]	
kriedа	vrchná	turón								
		cenoman								
	spodná	alb	porubské súvrstvie (flyš)							
		apt	mraznické súvrstvie		2,65		2,69		2,66	
		barém								
		hoteriv								
		valangin								
		berias	osnické súvrstvie							
jura	vrchná	titón	jaseninské súvrstvie							
		kimeridž								
		oxford	ždiarske súvrstvie							
	stredná	kelovej								
		bat								
		bajok	ílovité a slienité bridlice, krinoidové rohovcové vápence		2,65		2,67		2,66	
	spodná	álen								
		toark								
		pliensbach								
		sinemúr								
		hetanž	hiát							
		rét								
trias	vrchný	norik	karpatský keuper	hlavný dolomit	2,57		2,60		2,58	
		karn	hlavný d. / lunzské vrstvy	čierne piesčité bridlice						
	stredný	ladin	ramsauský dolomit	sivé rohovcové vápence	2,80	2,82	2,83	2,84	2,81	2,83
		anis		ramsauský dolomit						
			gutensteinské vápence		2,67	2,68	2,70	2,70	2,68	2,69
	spodný	olenek	verfénske vrstvy	sericitické bridlice						
		indu	lúžňanské súvrstvie	metakremence		2,60 – 2,62		2,66 – 2,68		2,62
perm	vrchný		predajnianske súvrstvie	rimavské súvrstvie	2,59	2,56	2,67	2,69	2,62	2,59
	spodný		brusnianske súvrstvie							
			granit typu Hrončok	slatvinské súvrstvie	2,59	2,65	2,63 – 2,65	2,76	2,61	?
karbón	vrchný		aplity, leukogranity, granity		2,59 – 2,62		2,61 – 2,69		2,60 – 2,68	
				granodiority (sihliansky, veporský, ipeľský)	2,62 – 2,65		2,67 – 2,72		2,66 – 2,69	
staršie paleozoikum			chloritické, sericitické bridlice, fylity, svory	komplex Hladomornej doliny	2,55 – 2,62	2,55 – 2,72	2,70 – 2,76	2,72 – 2,74	2,62 – 2,73	2,62 – 2,73
			svory, pararuly		2,60 – 2,67		2,65 – 2,75		2,65 – 2,69	
			ruly, migmatity		2,64 – 2,70		2,71 – 2,73		2,66 – 2,71	
			amfibolity		2,78 – 2,89		2,79 – 2,88		2,79 – 2,86	

ukázaním alpínskej príkrovovej pozície kryštalinika prevládlo horizontálne členenie na kráľovohoľský a hronský komplex (Klinec, 1979).

- **Kráľovohoľský komplex** sa skladá predovšetkým z granitoidných hornín a hornín vyššieho stupňa premeny (migmatity, ruly, amfibolity). Leží v príkrovovej pozícii na hronskom komplexe.
- **Hronský komplex** tvoria nižšie metamorfované horniny (svory, fylity).

Definovanie litofaciálnych a litostratigrafických rozdielov medzi vrchnopaleozoickými a mezozoickými sedimentárnymi obalmi (Andrusov et al., 1973; Vozárová a Vozár, 1988) viedlo k rozdeleniu veporika na severné a južné (Andrusov a Samuel, 1983; Biely et al., 1996; Bezák et al., 2004). Členenie veporika vyplýva z rozdielneho stratigrafického rozsahu sedimentov mladšieho paleozoika (vrchný karbón – perm) v obalovej sekvencii južného veporika, na rozdiel od permského veku obalových klastík v severnom veporiku, a z rozdielnej litostratigrafie sedimentov mezozoika obalových sekvencií. Tie v severnej časti veporika (severné veporikum) tvorí jednotka Veľkého boku v stratigrafickom rozsahu perm až alb. V južnom veporiku mezozoickú časť obalovej sekvencie reprezentuje metamorfovaná föderatská skupina v stratigrafickom rozsahu spodný až vrchný trias. Na rozdiel od jednotky Veľkého boku je pre ňu charakteristická absencia súvrstvia karpatského keuperu a prítomnosť tmavých rohovcových vápencov s tmavými bridlicami a pieskovcami v karne (Straka, 1981). Veporikum je nasunuté na tektonickú jednotku tatrika. Povrchový priemet násunu sa označuje ako čertovická línia. Od gemerika je veporikum oddelené lubenícko-margecianskou líniou, pričom horniny gemerika sú presunuté na horniny veporského pásma.

Kryštalinikum veporika na výslednej mape prirodzenej hustoty reprezentujú granitoidy s intervalom 2,66 – 2,69 g . cm^{-3} a metamorfity s intervalom 2,65 – 2,71 g . cm^{-3}. Obal veporika je charakterizovaný hustotným intervalom 2,62 – 2,69 g . cm^{-3}. Všetky uvedené intervaly sú súčasťou výslednej mapy prirodzenej hustoty (obr. 9).

Vrchná skupina príkrovov

Silicikum

Silicikum je štruktúrne najvyššia tektonická jednotka alpínskej príkrovovej stavby Vnútorných Západných Karpát. Vystupuje ako pomerne plocho uložené príkrovové teleso v oblasti Slovenského krasu, Slovenského raja, Galmusu a Muránskej planiny (Kozur a Mock, 1973a; Geologická mapa Slovenska 1 : 50 000 [online]).

Vrstvový sled silicika (silického príkrovu) je od najvyššieho permu až spodného triasu po najspodnejšiu vrchnú juru (kelovej až oxford). Spodný trias má vývoj podobný turnaiku a je reprezentovaný piesčito-bridličnatým vývojom. Podstatnú časť silicika však budujú strednotriasové a vrchnotriasové vápence plytkovodného charakteru (napr. wettersteinské vápence), často s hojnými fosílnymi zvyškami. Jurské sedimenty sú zachované zriedkavo. Typické pre ne sú hlbokovodnejšie sedimenty, ktorými sa sedimentácia v siliciku končí.

Tab. 7. Litostratigrafické členenie tektonickej jednotky silicika s príslušnou objemovou, mineralogickou a prirodzenou hustotou (Stránska et al., 1986).
Tab. 7. Simplified lithostratigraphic column of the Silicicum tectonic unit with appropriate natural, matrix and dried sample densities (Stránska et al., 1986).

						σ_o [g . cm^{-3}]	σ_m [g . cm^{-3}]	σ_p [g . cm^{-3}]
mezozoikum	jura	stredná	kelovej					
			bat	rádiolarit		2,67	2,68	2,68
			bajok					
			álen					
		spodná	toark					
			pliensbach	geravské súvrstvie		2,62	2,68	2,64
			sinemúr					
			hetanž	hierlatzký a andetský vápenec		2,63 – 2,66	?	?
	trias	vrchný	rét		dachsteinský váp.	2,66	2,70	2,67
			norik	hallstattský váp.	tisovecký, furmanecký vápenec	2,66 – 2,71	2,68 – 2,72	2,67 – 2,72
			karn		wetterstein. dol.	2,73 – 2,79	2,80 – 2,85	2,75 – 2,81
		stredný	ladin	nádašský váp.	wettersteinský váp.	2,67 – 2,69	2,69 – 2,71	2,68 – 2,70
				reiflinský vápenec				
			anis	schreyeralmský váp.				
				steinalmský vápenec		2,65 – 2,68	2,70 – 2,71	2,66 – 2,69
				gutensteinský vápenec		2,67 – 2,72	2,70 – 2,74	2,69 – 2,73
		spodný	olenek	szinské vrstvy		2,62	2,68	2,65
			indu	bódvasilašské súvrstvie		2,58	2,69	2,62

Hustotný interval charakteristický pre silicikum je nutné rozčleniť na sedimenty triasu až jury s hustotou 2,68 – 2,70 g . cm^{-3} a spodnotriasové sedimenty s hustotou 2,62 – 2,65 g . cm^{-3}.

Gemerikum

Gemerikum vystupuje v rozsiahlej klenbe – antiklinóriu, ktoré geomorfologicky buduje Volovské vrchy (Spišsko-gemerské rudohorie). Od ostatných základných tektonických jednotiek Západných Karpát sa podstatne odlišuje horninovou náplňou, vekom a metamorfózou. Na rozdiel od tatrika a veporika ho budujú hlavne nízko metamorfované horniny prevažne staropaleozoického veku.

Dosiaľ akceptované členenie staršieho paleozoika rozlišuje dve základné skupiny – gelnickú a rakoveckú. Člene-

nie je založené predovšetkým na kontrastnosti horninovej náplne a veku. Gelnická skupina predstavuje súbor prevažne sedimentárnych hornín s efuzívnymi kyslými vulkanitmi. Rakoveckú skupinu tvoria v prevahe bázické vulkanity a ich produkty. Gemerikum podstielajú granitoidné horniny (Šefara et al., 2017), ktoré na mnohých miestach vystupujú aj na povrch (napr. betliarsky granit, hnilecký granit, Zlatá Idka).

- **Gelnická skupina** buduje podstatnú časť gemerika a zároveň morfologicky zaberá podstatnú časť Volovských vrchov. Je zložená prevažne zo sedimentárnych hornín s efuzívnymi kyslými vulkanitmi. Vystupujú v nej sedimenty flyšového charakteru s hojnými výskytmi porfyroidov (premenená kyslá vulkanická hornina – paleoryolit; preto bola skôr nazývaná ako porfyroidová séria). Ich prirodzená hustota je 2,74 g . cm^{-3} (Ibrmajer et al., 1989). Podľa Eliáša a Uhmanna (1968) je mineralogická hustota porfyroidov 2,66 g . cm^{-3}. Gelnická skupina sa delí na súvrstvia: vlachovské súvrstvie, súvrstvie Bystrého potoka a drnavské súvrstvie.
- **Rakovecká skupina** (predtým fylitovo-diabázová séria) sa vyskytuje predovšetkým na severnom okraji gemerika. Je pre ňu charakteristické podstatné zastúpenie premenených bázických vulkanických hornín a ich produktov, menej sedimentárnych hornín. Sú to predovšetkým metamorfované bazalty a produkty bázického vulkanizmu (tufy a tufity), menej metamorfované pieskovce a bridlice. Najrozšírenejší horninový typ sú paleobazalty a paleobazaltové tufy a tufity, ktoré spolu s metaklastikami a fylitmi charakterizuje prirodzená hustota 2,75 g . cm^{-3} (podľa Ibrmajera et al., 1989). Podľa Eliáša a Uhmanna (1968) majú diabázy mineralogickú hustotu 2,77 g . cm^{-3}.

Na základe nových poznatkov a z hľadiska odlišného charakteru obalových sekvencií je akceptovaná aj koncepcia delenia gemerika na severné gemerikum a južné gemerikum (Vozárová a Vozár, 1988). Obalové sekvencie gemerika lemujú výskyty staršieho paleozoika. Zväčša predstavujú klastické sedimenty s bázickými vulkanitmi a karbonátmi mladopaleozoického veku a len zriedkavo so zachovanými sedimentmi najspodnejšieho triasu.

Severné gemerikum

Severné gemerikum tvorí rakovecká skupina a klátovská skupina. Charakteristika rakoveckej skupiny je opísaná v predchádzajúcom texte. Klátovská skupina, resp. klátovský príkrov sa vyskytuje na severovýchodnom okraji gemerika. Charakteristickým znakom sú prevažne bázické horniny premenené vo vyšších metamorfných podmienkach (amfibolitová fácia). V rámci klátovskej skupiny sú zastúpené hlavne amfibolity, ruly a gabrodiority. Leží v tektonickej (príkrovovej) pozícii na horninách rakoveckej skupiny.

Obalová sekvencia severného gemerika sa skladá z viacerých sedimentárnych súvrství, ktoré majú špecifický vývoj a postavenie a odlišujú sa aj svojím vekom. Sedimentárny záznam je doložený od spodného karbónu, ktorý reprezentuje ochtinské súvrstvie na západnom okraji a črmeľská skupina na východe. Sú to vulkanicko-sedimentárne súvrstvia s významnými ložiskami magnezitov (tzv. magnezitový karbón). Pre sedimentárne súvrstvia permu je typická prítomnosť hruboklastického zlepencového materiálu, pieskovcov a pestrých bridlíc (knolské súvrstvie, petrovohorské súvrstvie). Zloženie zlepencov poukazuje na zdroj materiálu z hornín gemerika. Smerom do vyšších stratigrafických úrovní (vrchný perm – spodný trias) sedimentačné prostredie malo lagunárny charakter a usadili sa evaporitové formácie (novoveské súvrstvie).

Južné gemerikum

Južné gemerikum tvoria horniny gelnickej skupiny a štóskeho súvrstvia. Štóske súvrstvie tvoria hlavne metamorfované pieskovce a fylity (pôvodne pravdepodobne bridlice), zriedka sa v súvrství vyskytujú aj telesá metamorfovaných bazaltov. Vek štóskeho súvrstvia nie je preukázaný, je však diskordantne prikryté sedimentmi permu, ktoré obsahujú jeho relikty. Z toho vyplýva, že je predpermské.

Obalová sekvencia južného gemerika sa odlišuje od obalových sekvencií severného gemerika predovšetkým vekovým zaradením sedimentov do permu (resp. až najspodnejšej časti triasu) a jemnozrnnejším zložením, v ktorom prevládajú bridlice, pieskovce a kyslé vulkanity (rožňavské súvrstvie a štítnické súvrstvie).

Charakteristické hodnoty hustoty tektonickej jednotky gemerika vieme rozčleniť na hustotu staršieho a mladšieho

Tab. 8. Litostratigrafické členenie tektonickej jednotky gemerika s príslušnou objemovou, mineralogickou a prirodzenou hustotou (Stránska et al., 1986; Plančár et al., 1977).

Tab. 8. Simplified lithostratigraphic column of the Gemericum tectonic unit with appropriate natural, matrix and dried sample densities (Stránska et al., 1986; Plančár et al., 1977).

	severné gemerikum			južné gemerikum		σ_0 [g . cm^{-3}]		σ_m [g . cm^{-3}]		σ_p [g . cm^{-3}]	
perm	novoveské, petrovohorské, knolské súv.			štítnické súv.		2,58 – 2,66	2,57	2,71 – 2,72	2,71	2,62 – 2,68	2,62
				rožňavské súv.			2,53		2,69		2,59
karbón	hámorské, zlatnícke, rudnianske súv.					2,70 – 2,77		2,74 – 2,81		2,72 – 2,78	
	ochtinské súv. magnezity/metabazalty**		črmeľská skupina			2,67 – 2,76 2,98* 2,88**		2,74 – 2,81 3,02* 2,93**		2,69 – 2,78 2,99* ?**	
staršie paleozoikum	rakovecká skupina	sykavské súv. metabazalty, tufy, tufity		gelnická skupina	štóske súv. fylity	2,74 – 2,75	2,73	2,78 – 2,79	2,79	2,75	2,75
		smrečinské súv. pieskovce, fylity			drnavské súv. metaryolity, vulkanoklastiká	2,73	2,65 – 2,73	2,78 – 2,79	2,67 – 2,75	2,75	2,64 – 2,74
	klátovská skupina amfibolity				súv. bystrého potoka metapieskovce	2,91 – 2,99	2,65 – 2,67	2,95 – 3,01	2,70 – 2,71	2,92 – 3,00	2,67 – 2,68
					vlachovské súv. fylity, metaryolitové vulkanoklastiká		2,70 – 2,73		2,75 – 2,79		2,74 – 2,75
	granity (perm)					2,62		2,64		2,63	

paleozoika (obr. 9). Granitoidy gemerika majú na výslednej mape hustoty prirodzenú hustotu 2,63 g . cm^{-3}. Staršie paleozoikum reprezentuje rakovecká skupina s prirodzenou hustotou 2,75 g . cm^{-3}, klátovska skupina s intervalom prirodzenej hustoty 2,92 – 3,00 g . cm^{-3} a gelnická skupina s intervalom prirodzenej hustoty 2,64 – 2,75 g . cm^{-3}. Mladšie paleozoikum z hľadiska hustoty členíme na severné gemerikum (2,68 – 2,78 g . cm^{-3}) a južné gemerikum (2,59 – 2,62 g . cm^{-3}) (uvedená hustota je prirodzená).

Zemplinikum

Zemplinikum je tektonická jednotka vystupujúca juhovýchodne od Byšty a v Zemplínskych vrchoch na juhovýchodnom Slovensku. Tektonické začlenenie zemplinika zatiaľ nie je jednoznačné (cf. Slávik, 1976; Soták et al., 1994). Kryštalinikum zemplinika (ruly, migmatity, amfibolity) sa vyznačuje vysokým stupňom metamorfózy (Vozárová, 1991; Faryad, 1995). Vozárová a Vozár (1996) zaraďujú zemplinikum do tatricko-veporického terránu Vnútorných Západných Karpát.

Obal kryštalinika tvoria kontinentálne sedimenty karbónu a permu. V karbónskych sedimentoch sa vyskytujú slojčeky uhlia. Nad sedimentmi mladšieho paleozoika sú spodnotriasové kremence a strednotriasové karbonáty (Bouček a Přibyl, 1959; Grecula a Együd, 1977, 1982; Vozárová a Vozár, 1988), ktorých tektonická príslušnosť je podobne ako v prípade kryštalinika diskutabilná.

Mladšie paleozoikum zemplinika je na výslednej mape hustoty charakterizované intervalom 2,62 – 2,68 g . cm^{-3} a sedimenty mezozoika 2,72g . cm^{-3} (uvedená hustota je prirodzená).

Tab. 9. Prehľad hustoty typických hornín zemplinika s príslušnou objemovou, mineralogickou a prirodzenou hustotou (Stránska et al., 1986).

Tab. 9. An overview of the typical rocks of the Zemplinicum tectonic unit with appropriate natural, matrix and dried sample densities (Stránska et al., 1986).

Horninový typ	**σ_0 [g . cm^{-3}]**	**σ_m [g . cm^{-3}]**	**σ_p [g . cm^{-3}]**	
Karbonáty	2,70	2,75	2,72	Mezozoikum
Zlepence, kremence, bridlice	2,54	2,70	2,59	
Zlepence, droby, pieskovce	2,65	2,73	2,68	Paleozoikum
Pieskovce, droby	2,59	2,67	2,62	
Sedimenty karbónu	2,62 – 2,63	2,67 – 2,71	2,64 – 2,65	
Kryštalinikum	?	?	?	

Popríkrovové formácie

Za pokryvné, resp. popríkrovové formácie Vnútorných Západných Karpát sa tradične považovali horninové súbory vrchnej kriedy (koňak – mástricht) a kenozoika. Výskumy v oblasti Viedenskej panvy, Brezovských Karpát a Čachtických Karpát (Kysela a Kullmanová, 1988; Hók et al., 2016) preukázali, že hlavne v oblasti externejších častí príkrovových jednotiek Vnútorných Západných Karpát sú sedimenty vrchnej kriedy a paleogénu (gosauská skupina/myjavsko-hričovská skupina) spoločne zvrásnené.

Sedimenty a vulkanické formácie neogénu sú v diskordantnom vzťahu so sedimentmi vrchnej kriedy a paleogénu. Predstavujú nový sedimentačný cyklus spojený so zaoblúkovým vulkanizmom. Tvorba neogénnych paniev a kotlín, ako aj vulkanická aktivita súvisí s procesmi tvorby akrečného klinu externíd a subdukciou substrátu flyšového pásma pod blok Vnútorných Západných Karpát (Kováč, 2000).

Sedimenty vrchnej kriedy a paleogénu

Zo sedimentov vrchnej kriedy (koňak – mástricht) chýbajú relevantné systematické údaje. Na základe niekoľkých meraní hustoty sedimentov vrchnej kriedy je však zrejmé, že sa zásadne neodlišujú od sedimentov paleogénu.

Paleogénne sedimenty sa delia na viaceré litostratigrafické (litofaciálne) skupiny, ktoré sú zároveň viazané len na konkrétne oblasti výskytu: myjavsko-hričovská skupina, podtatranská skupina, malokarpatská skupina a tzv. budínsky paleogén (obr. 6). Sedimenty paleogénu ležia zvyčajne transgresívne a diskordantne na svojom podloží.

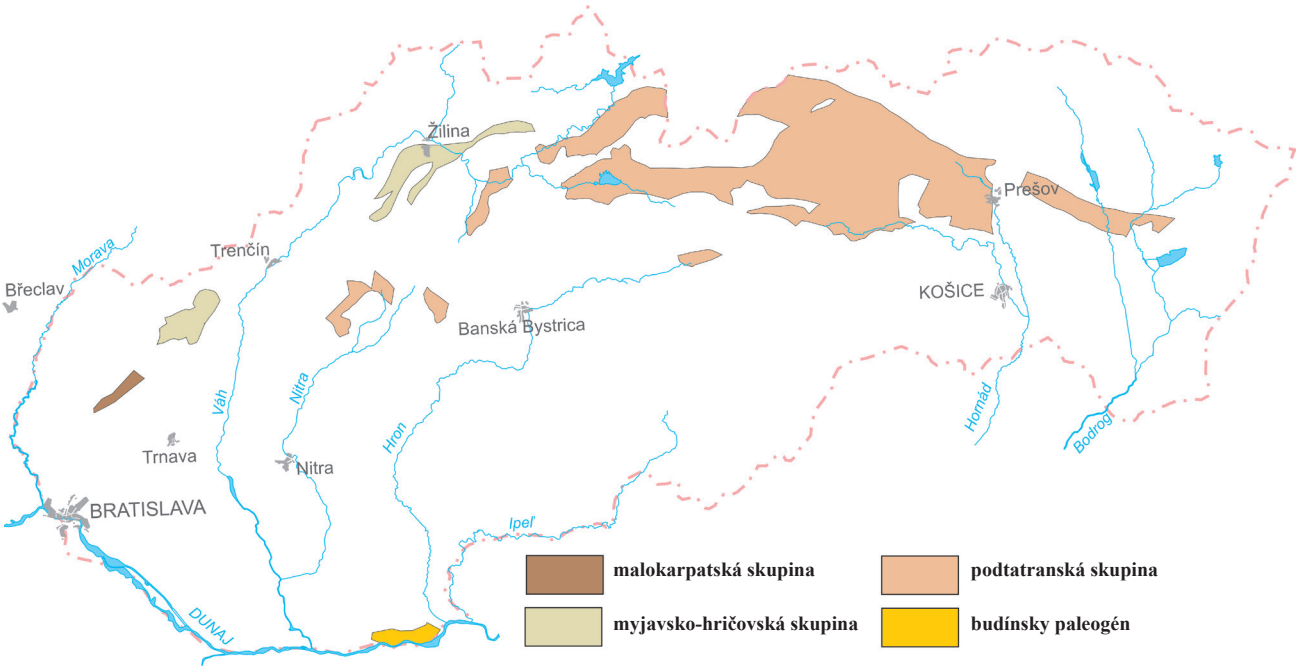
Hustota paleogénnych sedimentov na výslednej mape hustoty (obr. 9) je daná intervalom prirodzenej hustoty 2,50 – 2,62 g . cm^{-3}.

Malokarpatská skupina

Malokarpatská skupina (Buček in Polák et al., 2012) reprezentuje najzápadnejší výskyt sedimentov paleogénu v rámci Západných Karpát. Jej sedimenty predstavujú len relikt rozsiahlejšej panvy. Ležia transgresívne a diskordantne na litostratigrafických jednotkách hronika. Ich vek je paleocén až stredný eocén, no sedimentácia pokračovala po hiáte v spodnom oligocéne. Litologicky sú zastúpené hlavne zlepence – brekcie, pieskovce a ílovce.

Myjavsko-hričovská skupina

Myjavsko-hričovská skupina obsahuje litologicky pestrý sled hornín flyšového charakteru, sliene, pieskovce, ílovce, vápence a zlepence. Lemuje vnútorný okraj západného priebehu bradlového pásma. Prevažná časť sedimentov leží na svojom podloží transgresívne, s prerušením sedimentácie v spodnom paleocéne, ale časť paleocénnych sedimentov sa vyvíjala bez prerušenia sedimentácie od vrchnej kriedy (Salaj et al., 1987; Wagreich a Marschalko, 1995). Stratigrafický záznam hornín myjavskej skupiny sa končí vo vrchnom eocéne.



Obr. 6. Lokalizácia výskytov paleogénnych sedimentov Vnútorných Západných Karpát.
Fig. 6. Localization of the Paleogene sediments of the Internal Western Carpathians.

Tab. 10. Sedimenty vrchnej kriedy a paleogénu brezovskej a myjavskej skupiny s príslušnou objemovou, mineralogickou a prirodzenou hustotou (Samuel et al., 1980).

Tab. 10. Upper Cretaceous and Paleogene sediments of the Brezová and Myjava Groups with appropriate natural, matrix and dried sample densities (Samuel et al., 1980).

Horninový typ	σ_0 [g . cm^{-3}]	σ_m [g . cm^{-3}]	σ_p [g . cm^{-3}]		
Pieskovec	2,61	2,72	2,65	Myjavská skupina	Eocén, paleocén
Zlepenec	2,66	2,74	2,69		
Vápenec	2,67	2,71	2,68		
Pieskovec	2,67	2,71	2,68	Brezovská skupina	Krieda (koňak – mástricht)
Ílovec	2,49	2,72	2,57		
Zlepenec	2,68	2,74	2,70		
Vápenec	2,67	2,71	2,68		

Podtatranská skupina

Podtatranská skupina (Gross et al., 1984) je prevládajúca horninová skupina paleogénu na území Slovenska. Vyskytuje sa najmä v Žilinskej kotline, Turčianskej kotline, Hornonitrianskej kotline, Podtatranskej kotline, Hornádskej kotline, Horehronskej kotline, v oblasti Skorušinských vrchov, Spišskej Magury, Levočských vrchov, Bachurne a Šarišskej vrchoviny. Vek tejto skupiny sa pohybuje od eocénu až po oligocén. Sedimentácia podtatranskej skupiny sa začína bazálnymi zlepencami a brekciami (borovské súvrstvie), ktoré predstavujú transgresívnu litofáciu. Transgresia postupovala generálne zo západu na východ, pričom je diachrónna aj v čase. Nad bazálnym súvrstvím obyčajne leží súbor ílovcov (hutianske súvrstvie) a vyššie typické flyšové sedimenty (zuberecké súvrstvie). Sedimentácia podtatranskej skupiny sa končí súvrstvím s prevládajúcim pieskovcovým vývojom (bielopotocké súvrstvie).

Tab. 11. Litostratigrafické členenie podtatranskej skupiny s príslušnou objemovou, mineralogickou a prirodzenou hustotou (Stránska et al., 1986; Ibrmajer et al., 1989).

Tab. 11. Lithostratigraphy of the Central Carpathian Paleogene Basin sediments with appropriate natural, matrix and dried sample densities (Stránska et al., 1986; Ibrmajer et al., 1989).

Horninový typ	σ_0 [g . cm^{-3}]	σ_m [g . cm^{-3}]	σ_p [g . cm^{-3}]
Bielopotocké súvrstvie	2,39 – 2,47	2,66	2,49 – 2,54
Zuberecké súvrstvie	2,43 – 2,53	2,66 – 2,72	2,52 – 2,60
Hutianske súvrstvie	2,46 – 2,55	2,68 – 2,72	2,54 – 2,60
Borovské súvrstvie	2,57 – 2,68	2,67 – 2,77	2,62 – 2,70

Budínsky vývoj

Budínsky vývoj paleogénu (vrchný eocén – spodný oligocén) sa vyskytuje iba na území južného Slovenska (hlavne oblasť Štúrova a Juhoslovenskej kotliny). Budínsky paleogén nie je integrálnou súčasťou Západných Karpát. Paleogénne sedimenty prikrývajú jednotky Maďarského stredohoria, ktoré boli do dnešnej pozície transformované v období miocénu. Sedimenty budínskeho paleogénu sú

charakteristické striedaním brakickej a morskej sedimentácie, a predovšetkým výskytom uhoľných slojov.

K sedimentom budínskeho paleogénu podľa Stránskej et al. (1986) je pridelený interval prirodzenej hustoty 2,40 – 2,49 g . cm^{-3}.

Sedimenty neogénu

Sedimenty neogénu vypĺňajú panvy a kotliny, ktoré sú spolu s jadrovými pohoriami najcharakteristickejšími morfotektonickými štruktúrami Západných Karpát. Medzi panvy sa zaraďujú rozsiahle a často polyfázovo vznikajúce sedimentárne akumulácie sedimentov neogénu – Viedenská panva, Dunajská panva, Juhoslovenská panva a Východoslovenská panva.

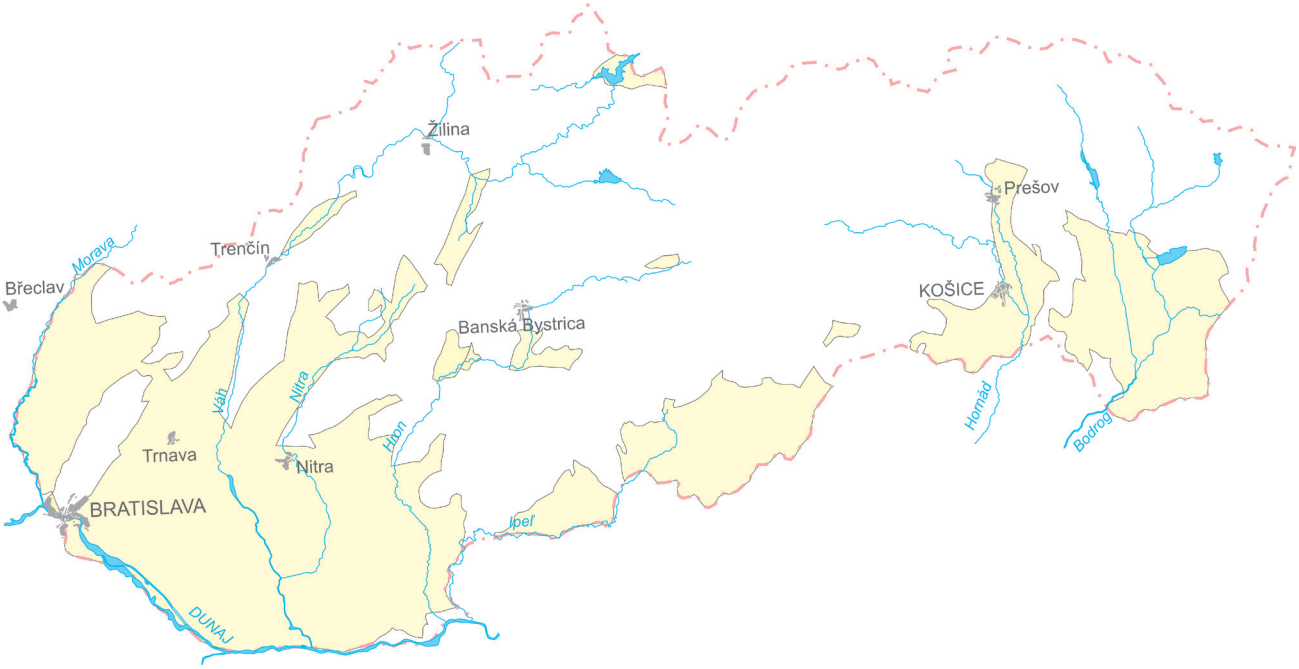
Kotliny vytvárajú plošne menej rozsiahle a štruktúrne jednoduchšie sedimentárne akumulácie neogénu, často zovreté medzi pohoriami. Ku kotlinám sa zaraďujú aj severné výbežky Dunajskej panvy – blatnianska priehlbina, rišňovská priehlbina a komjatická priehlbina (Vass et al., 1986). Ipeľská kotlina, Rimavská kotlina a Lučenská kotlina sa často označujú spoločne aj ako Juhoslovenská panva. Ostatné neogénne kotliny sú: Trenčianska kotlina, Ilavská kotlina, Oravská kotlina, Bánovská kotlina, Hornonitrianska kotlina, Turčianska kotlina, Žiarska kotlina, Zvolensko-slatinská kotlina a Rožňavská kotlina. Charakteristickou črtou kotlín je zlomové obmedzenie neogénnej výplne vo vzťahu k okoliu. Sedimenty sa vyznačujú veľkou rozmanitosťou a lokálnymi názvami. Zastúpené sú najmä íly, piesky a štrky. V sedimentárnej výplni sú často prítomné neogénne vulkanity a vulkanoklastické formácie (napr. Východoslovenská panva, Bánovská kotlina, Hornonitrianska kotlina, Žiarska kotlina) a uhoľné sloje (Hornonitrianska kotlina, Ipeľská kotlina). Sedimentácia prebiehala v morskom, brakickom, ale aj v riečnom (deltové sedimenty) a jazernom prostredí. Vznik neogénnych panví a kotlín súvisí s tektonickými procesmi, ktoré sa počas neogénu odohrávali vo Vonkajších Západných Karpatoch.

Hustota neogénnych sedimentov sa mení v horizontálnom aj vertikálnom smere. Ich variabilita závisí od obsahu psefiticko-psamitických zložiek, vulkanogénnych prímesí v ílovitých súvrstviach a od stupňa diagenézy. Na základe výskumu hustoty neogénnych sedimentov z hlbokých vrtov je preukázané, že objemová hustota narastá s hĺbkou vplyvom kompakcie (Eliáš a Uhmann, 1968; Ibrmajer et al., 1989). Uvedený hustotný gradient má takmer lineárny priebeh a dosahuje najvyššie hodnoty do hĺbky 2 – 2,5 km. V hĺbke 3 – 4 km sa nárast objemovej hustoty spomaľuje. Z výsledkov analýzy hustotných charakteristík hlbokých vrtov z oblasti neogénnych sedimentov Vnútorných Západných Karpát vyplýva, že objemová hustota týchto komplexov do hĺbky 1 000 m sa mení v rozmedzí 2,0 – 2,2 g . cm^{-3}, v hĺbke od 1 000 do 2 000 m je 2,2 – 2,4 g . cm^{-3}, od 2 000 do 3 000 m je 2,4 – 2,6 g . cm^{-3} a v hĺbke viac ako 3 000 m sa hustota neogénnych sedimentov približuje k hustote predkenozoického podložia (Ibrmajer et al., 1989).

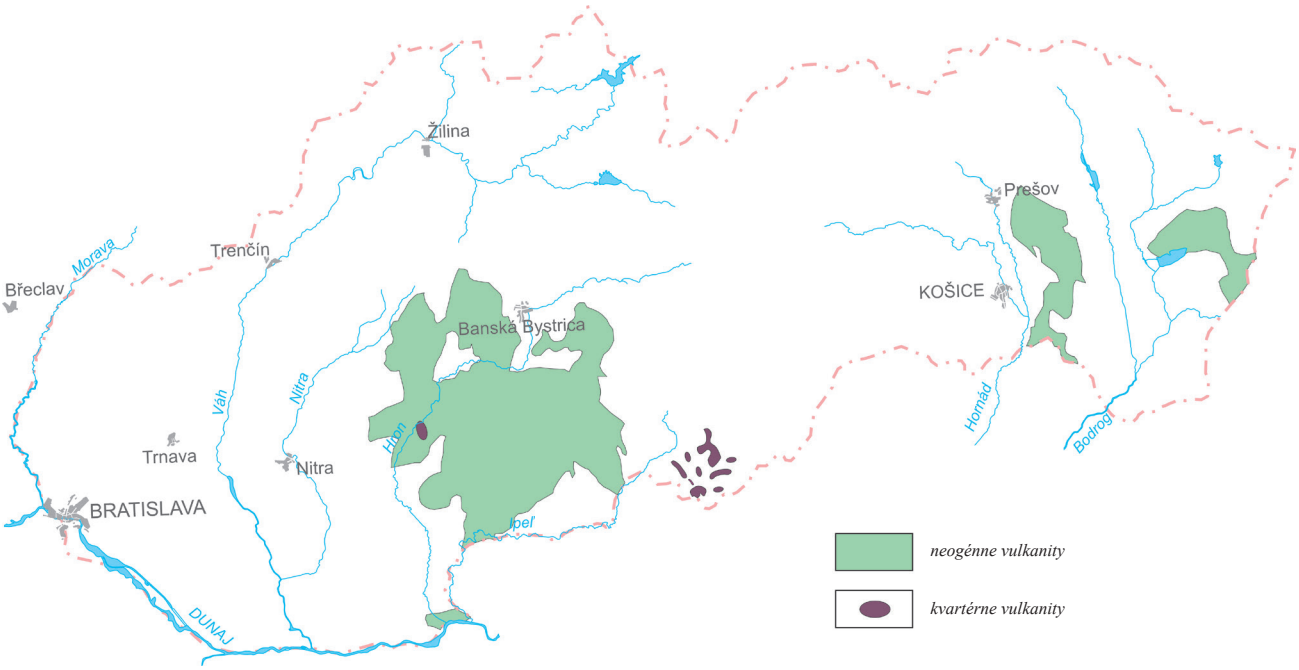
Charakteristická hustota na výslednej mape prirodzenej hustoty (obr. 9) je daná intervalom 2,00 – 2,60 g . cm^{-3}. V tomto prípade je pri interpretáciách potrebné zohľadniť nielen litologický charakter neogénnych sedimentov, ale aj ich hrúbku v danej oblasti.

Neogénne a kvartérne vulkanity

Neogénne a kvartérne vulkanity sa súborne označujú ako neovulkanity. Výskyt neovulkanitov na Slovensku je obmedzený v stredoslovenskej a východoslovenskej oblasti (obr. 8). V stredoslovenskej oblasti (stredoslovenské neovulkanity) tvoria pohoria Kremnické vrchy, Štiavnické vrchy, Vtáčnik, Pohronský Inovec, Poľanu, Javorie, Ostrôžky a Krupinskú planinu. Posledné produkty vulkanizmu v stredoslovenskej oblasti majú pliocénny až kvar-



Obr. 7. Lokalizácia výskytov neogénnych sedimentov Vnútorných Západných Karpát.
Fig. 7. Distribution of the Neogene sediments of the Internal Western Carpathians.



Obr. 8. Lokalizácia výskytov neogénnych a kvartérnych vulkanitov Vnútorných Západných Karpát.
Fig. 8. Distribution of the Neogene and Quaternary volcanic formations of the Internal Western Carpathians.

térny vek (Cerová vrchovina). Východoslovenskú oblasť tvoria Slanské vrchy a Vihorlatské vrchy.

Vo vývoji a následnosti vzniku neovulkanitov vzhľadom na geodynamický vývoj je možné sledovať jednotlivé etapy neogénneho vulkanizmu (Biely et al., 1996).

Kyslé alkalicko-vápenaté vulkanity areálneho typu sú tvorené prevažne ryolitmi, ryodacitmi a ich produktmi. Vekovo sú doložené zo spodného miocénu (tufy – Juhoslovenská panva a Východoslovenská panva) a z vrchného miocénu (predovšetkým stredoslovenská oblasť).

Intermediárne alkalicko-vápenaté vulkanity areálneho typu sú reprezentované predovšetkým andezitmi, dacitmi a ich produktmi. Vekovo sú doložené hlavne zo stredného miocénu (báden – sarmat). Tvoria najspodnejšiu časť stavby veľkých stratovulkánov (štiavnický stratovulkán, stratovulkán Javorie, stratovulkán Poľana).

Intermediárne alkalicko-vápenaté vulkanity oblúkového typu sú tvorené bazaltickými andezitmi, ojedinele dacitmi a ich produktmi. Vekovo sú doložené najmä zo stredného miocénu (sarmat). Priestorovo sa viažu predovšetkým na východoslovenskú oblasť (vulkanity Slanských vrchov a Vihorlatských vrchov).

Bázické alkalické vulkanity sú zastúpené predovšetkým bazaltmi a nefelinickými bazanitmi vystupujúcimi len v stredoslovenskej oblasti. Vekovo (vrchný miocén – kvartér) aj geodynamicky zodpovedajú záverečným fázam vulkanickej aktivity. Najmladšie produkty (nefelinické bazanity), ktorých vek je dokumentovaný na 100 000 až 140 000 rokov, sa vyskytujú pri Novej Bani (lokalita Putikov vŕšok).

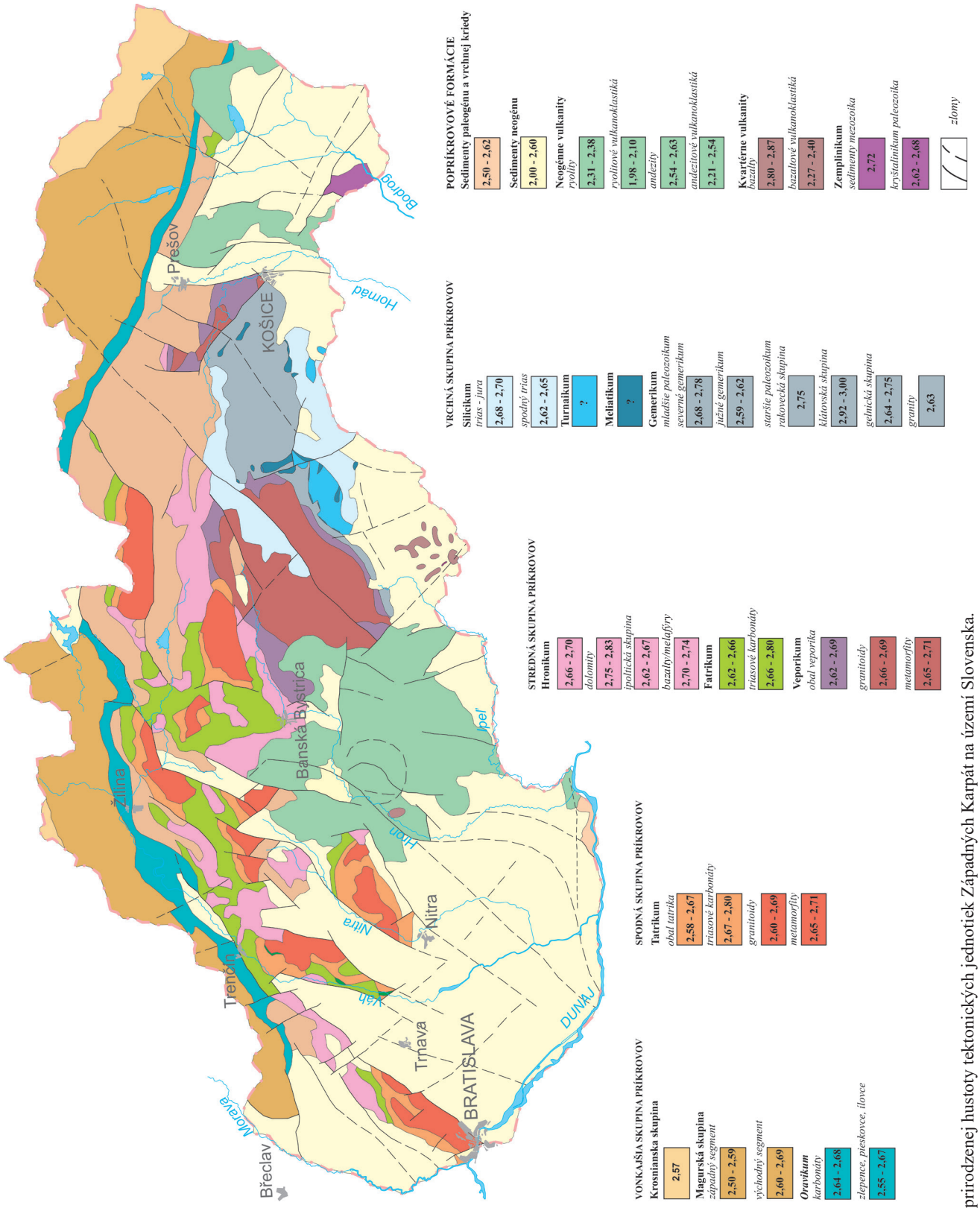
Hustota neovulkanických hornín je značne variabilná (tab. 12). Táto variabilita je vyvolaná nielen zložením pôvodnej magmy, ale aj podmienkami tuhnutia (obsah prchavých zložiek, teplotný gradient a pôsobenie hydrotermálnych roztokov). Hustota závisí od acidity. S rastúcou aciditou hornín ich objemová, mineralogická a prirodzená hustota klesá. Uvedená závislosť platí tak pri efuzívnych a extruzívnych horninách, ako aj pri intruzívnych horninách. Prítomnosť terigénnych materiálov vedie k zníženiu objemovej, mineralogickej aj prirodzenej hustoty. Na základe analýzy vrtov série GK (Biela, 1978) možno vysloviť predpoklad, že výskyt andezitov a andezitových vulkanoklastík je v pomere 1 : 3.

Hustota neogénnych vulkanitov na výslednej mape prirodzenej hustoty (obr. 9) je pre značnú variabilitu rozdelená na ryolity s intervalom 2,31 – 2,38 g . cm^{-3}, ryolitové vulkanoklastiká s intervalom 1,98 – 2,10 g . cm^{-3}, andezity s intervalom 2,54 – 2,63 g . cm^{-3} a andezitové vulkanoklastiká s intervalom 2,21 – 2,56 g . cm^{-3}.

Tab. 12. Prehľad hustoty neogénnych a kvartérnych vulkanitov s príslušnou objemovou, mineralogickou a prirodzenou hustotou (Ibrmajer et al., 1989; Stránska et al., 1986).

Tab. 12. An overview of the densities of the Neogene and Quaternary volcanites with appropriate natural, matrix and dried sample densities (Ibrmajer et al., 1989; Stránska et al., 1986).

Horninový typ	σ_0 [g . cm^{-3}]	σ_m [g . cm^{-3}]	σ_p [g . cm^{-3}]
Ryolity	2,20 – 2,32	2,46 – 2,47	2,31 – 2,38
Ryolitové vulkanoklastiká	1,71 – 1,90	2,37 – 2,39	1,98 – 2,10
Andezity	2,49 – 2,61	2,63 – 2,69	2,54 – 2,63
Andezitové vulkanoklastiká	1,99 – 2,20	2,56 – 2,63	2,21 – 2,56
Bazalty	2,78 – 2,86	2,87 – 2,91	2,80 – 2,87
Pyroklastiká bazaltov	2,05 – 2,25	2,64	2,27 – 2,40



Obr. 9. Mapa prirodzenej hustoty tektonických jednotiek Západných Karpát na území Slovenska.
Fig. 9. Map of the natural densities individual tectonic units of the Western Carpathians (Slovakia).

ZÁVER

Pri geologickej a geofyzikálnej interpretácii tiažového poľa je nutné poznať hustotu jednotlivých horninových komplexov a ich hustotnú variabilitu v rámci študovanej oblasti. Prirodzená hustota tektonických jednotiek Západných Karpát na území Slovenska je značne ovplyvnená zložitou geologickou stavbou. Variabilita hustoty je pozorovateľná nielen v horizontálnom, ale aj vo vertikálnom smere.

Zostavená mapa podáva informácie o charakteristickej prirodzenej hustote jednotlivých tektonických jednotiek na území Slovenska. Tektonické jednotky sú vzhľadom na vek ich individualizácie rozčlenené na Vonkajšie Západné Karpaty a Vnútorné Západné Karpaty.

Vonkajšie Západné Karpaty tvorí vonkajšia skupina príkrovov. V rámci vonkajšej skupiny príkrovov je vyčlenená krosnianska jednotka, magurská jednotka a oravikum. Krosniansku jednotku na území Slovenska zastupuje najmä duklianska čiastková jednotka/príkrov. Prevažnú litologickú náplň uvedenej jednotky tvoria najmä pieskovce s prirodzenou hustotou 2,57 g . cm^{-3}. Magurskú jednotku môžeme z hľadiska rozdielnej litologickej náplne rozdeliť na západný a východný segment (Stránska et al., 1986). Západný segment tvoria pieskovce a ílovce v približne rovnakom pomernom zastúpení, pričom na výslednej mape hustoty ho charakterizuje interval prirodzenej hustoty 2,50 – 2,59 g . cm^{-3}. Východný segment reprezentujú najmä pieskovce s intervalom hustoty 2,60 – 2,69 g . cm^{-3}. Z hľadiska zonálneho usporiadania čiastkových jednotiek/príkrovov magurskej jednotky je pozorovateľný trend zvyšovania hustoty smerom k bradlovému pásmu (Šefara a Bielik, 2009): bielokarpatská jednotka 2,62 g . cm^{-3}, krynická jednotka 2,65 g . cm^{-3}, bystrická jednotka 2,60 g . cm^{-3}, račianska jednotka 2,54 g . cm^{-3}. Na výslednej mape prirodzenej hustoty je jednotka oravika rozčlenená na základe litostratigrafickej náplne na karbonáty (prevažne jura) s prirodzenou hustotou 2,64 – 2,68 g . cm^{-3} a zlepence, pieskovce a ílovce (prevažne krieda) s prirodzenou hustotou 2,55 – 2,67 g . cm^{-3}. Karbonátové sedimenty predstavujú jadrá bradiel, pričom klastické sedimenty zastupujú tzv. „obal“ bradiel.

Vnútorné Západné Karpaty tvorí spodná, stredná a vrchná skupina príkrovov. V litostratigrafických tabuľkách jednotlivých tektonických jednotiek/skupín príkrovov sú uvedené príslušné hodnoty objemovej, mineralogickej a prirodzenej hustoty.

Spodnú skupinu príkrovov tvoria tektonické jednotky tatrika a váhika. Tektonická jednotka tatrika sa skladá z hornín kryštalinika, v rámci ktorého sú vyčlenené granitoidy s prirodzenou hustotou 2,60 – 2,69 g . cm^{-3} a metamorfity s prirodzenou hustotou 2,65 – 2,71 g . cm^{-3}. V nadloží kryštalinika vystupujú obalové sekvencie tatrika s prirodzenou hustotou 2,58 – 2,68 g . cm^{-3}. V rámci obalových sekvencií tatrika sú zvlášť vyčlenené triasové karbonáty, ktorých prirodzená hustota sa pohybuje v rozmedzí až 2,67 – 2,80 g . cm^{-3}. Triasové karbonáty sú vyčlenené zvlášť hlavne vzhľadom na vyššiu hustotu dolomitov, ktorá značne ovplyvňuje interpretáciu v regiónoch s ich prednostným výskytom. Tektonická jednotka váhika je dosiaľ vyčlenená iba v Považskom Inovci (Plašienka et al., 1994; Pelech et al., 2016). Vzhľadom na jej obmedzený regionálny výskyt nie sú k dispozícii žiadne údaje o prirodzenej hustote jej litologických členov.

Strednú skupinu príkrovov tvoria tektonické jednotky hronika, fatrika a veporika. Tektonická jednotka hronika sa generálne člení na karbonáty (trias – krieda) a vulkanicko-sedimentárne formácie ipoltickej skupiny (karbón – perm). Vzhľadom na výraznú odlišnosť prirodzenej hustoty dolomitov, ktoré v mnohých regiónoch výskytu hronika predstavujú hlavný litostratigrafický člen, sú dolomity s prirodzenou hustotou 2,75 – 2,83 g . cm^{-3} vyčlenené ako samostatný litologický člen. Nečlenené triasové až kriedové sedimenty hronika majú prirodzenú hustotu 2,66 – 2,70 g . cm^{-3}. Podobný princíp bol aplikovaný aj v prípade ipoltickej skupiny, ktorá má ako celok prirodzenú hustotou 2,62 – 2,67 g . cm^{-3}. Melafýry/bazalty v rámci ipoltickej skupiny majú prirodzenú hustotu 2,70 – 2,74 g . cm^{-3}. V rámci tektonickej jednotky fatrika sú vyčlenené triasové karbonáty (ramsauské dolomity a gutensteinské vápence) s prirodzenou hustotou 2,66 – 2,80 g . cm^{-3}, pričom fatrikum ako celok má prirodzenú hustotu 2,62 – 2,66 g . cm^{-3}. Veporikum je podobne ako tatrikum celokôrová jednotka (*thick-skinned*) s vlastným sedimentárnym obalom (mladšie paleozoikum – mezozoikum) a horninami kryštalinika. Obal veporika sa skladá z klastických sedimentov a karbonátov, ktorých prirodzená hustota je 2,62 – 2,69 g . cm^{-3}. Kryštalinikum veporika je rozdelené na granitoidy s prirodzenou hustotou 2,66 – 2,69 g . cm^{-3} a metamorfity s prirodzenou hustotou 2,65 – 2,71 g . cm^{-3}.

Vrchnú skupinu príkrovov zastupujú tektonické jednotky silicika, turnaika, meliatika a gemerika. Tektonická jednotka silicikum je rozčlenená na základe litologickej náplne na dve skupiny. Spodnotriasové sedimenty sú reprezentované piesčito-bridličnatými horninami s prirodzenou hustotou 2,62 – 2,65 g . cm^{-3}. Ďalší hustotný interval reprezentujú stredno- až vrchnotriasové vápence (wettersteinské vápence) spolu s jurskými sedimentmi s prirodzenou hustotou 2,68 – 2,70 g . cm^{-3}. Meliatikum a turnaikum majú len reliktný výskyt, preto informácie o hustote jednotlivých litotektonických členov nie sú dostupné. V tektonickej jednotke gemerika je možné vyčleniť staropaleozoické podložie a jeho mladopaleozoické obalové sekvencie. Mladšie paleozoikum sa člení na severné gemerikum s prirodzenou hustotou 2,68 – 2,78 g . cm^{-3} a južné gemerikum s prirodzenou hustotou 2,59 – 2,62 g . cm^{-3}. Členenie staršieho paleozoika je založené na kontrastnosti litologickej náplne a rozdielnom vekovom zaradení (rakovecká, klátovská a gelnická skupina a granity). Staršie paleozoikum tvorí rakovecká skupina (bazalty a produkty bazaltového vulkanizmu) s prirodzenou hustotou 2,75 g . cm^{-3}, klátovská skupina (amfibolity, ruly, gabrodiority) s prirodzenou hustotou 2,92 – 3,00 g . cm^{-3}, gelnická skupina (sedimenty flyšového charakteru, porfyroidy, lydity) s prirodzenou hustotou 2,64 – 2,75 g . cm^{-3} a gemeridné granity vystupujúce v podloží celej stavby príkrovov gemerika s prirodzenou hustotou 2,63 g . cm^{-3}.

Zemplinikum je tektonická jednotka s nejasným tektonickým zaradením. Je rozčlenená na kryštalinikum (granitoidy a ruly) a obalovú sekvenciu tvorenú mladším paleozoikom (klastiká karbónu a permu) s prirodzenou hustotou 2,62 – 2,68 g . cm^{-3} a mezozoickými sedimentmi s prirodzenou hustotou 2,72 g . cm^{-3}.

Popríkrovové formácie zahŕňajú sedimenty vrchnej kriedy a paleogénu, sedimenty neogénu a neogénne a kvartérne vulkanity. Paleogénne sedimenty spolu s vrchnokriedovými sedimentmi charakterizuje hustotný interval 2,50 – 2,62 g . cm^{-3}. Sedimenty neogénu vykazujú značnú variabilitu hustoty nielen v horizontálnom, ale aj vo vertikálnom smere (Ibrmajer et al., 1989). Hustota neogénnych sedimentov narastá s hĺbkou vplyvom kompakcie v intervale 2,00 – 2,60 g . cm^{-3}. Na základe jednotlivých etáp vulkanizmu môžeme vulkanické horniny rozčleniť na neogénne a kvartérne. Neogénne vulkanity reprezentujú ryolity s prirodzenou hustotou 2,31 – 2,38 g . cm^{-3}, ryolitové vulkanoklastiká s prirodzenou hustotou 1,98 – 2,10 g . cm^{-3}, andezity s prirodzenou hustotou 2,54 – 2,62 g . cm^{-3} a andezitové vulkanoklastiká s prirodzenou hustotou 2,21 – 2,54 g . cm^{-3}. Kvartérne vulkanity tvoria bazalty s prirodzenou hustotou 2,80 – 2,87 g . cm^{-3} a bazaltové vulkanoklastiká s prirodzenou hustotou 2,24 – 2,40 g . cm^{-3}. Z uvedených intervalov hustoty neovulkanitov je možné vyvodiť predpoklad, že s rastúcou aciditou klesá prirodzená hustota a prítomnosť terigénnych materiálov vedie k zníženiu hodnôt prirodzenej hustoty (Ibrmajer et al., 1989).

Poďakovanie

Výskum bol podporovaný projektmi Agentúry pre vedu a výskum č. APVV-0212-12, APVV-16-0146, APVV-16-0482 a APVV-16-0121, projektmi VEGA č. 1/0115/18, 1/0141/15, 2/0042/15 a grantom Univerzity Komenského č. UK/268/2017.

LITERATÚRA

Alasonati-Tašárová, Z., Afonso, J. C., Bielik, M., Götze, H.-J. a Hók, J., 2009: The lithospheric structure of the Western Carpathian-Pannonian Basin region based on the CELEBRATION 2000 seismic experiment and gravity modeling. Tectonophysics, 475, 1 – 3, 454 – 469.

Andrusov, D., Bystrický, J. a Fusán, O., 1973: Outline of the Structure of the West Carpathians. X. Congres of Carpathian-Balkan Association. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 44.

Andrusov, D. a Samuel, O. (eds.), 1983: Stratigrafický slovník Západných Karpát 2, L – Z. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 360 s.

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., Pereszlényi, M., Marko, F., Maglay, J. a Pristaš, J., 2004: Tektonická mapa Slovenskej republiky (1 : 500 000). Bratislava, Ministerstvo život. prostr. Slovenskej republiky, Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Bezák, V., 1994: Návrh nového členenia kryštalinika Západných Karpát na základe rekonštrukcie hercýnskej tektonickej stavby (Proposal of the new dividing of the West Carpathian crystalline based on the hercynian tectonic building reconstruction). Miner. Slov., 26, 1, 1 – 6.

Biela, A., 1978: Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát. Region. geol. Západ. Karpát, 10, 224 s.

Bielik, M., Makarenko, I., Starostenko, V., Legostaeva, O., Dérerová, J., Šefara, J. a Pašteka, R., 2005: New 3D gravity modeling in the Carpathian-Pannonian basin region. Contr. Geophys. Geod., 35, 1, 65 – 78.

Biely, A. (ed.), Bezák, V., Elečko, M., Gross, P., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemčok, J., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J. a Vozárová, A., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska 1 : 500 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 77 s.

Birch, F., 1961: The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars (Part II). J. geophys. Res., 65, 7, 1 083 – 1 102.

Bouček, B. a Přibyl, A., 1959: O geologických pomněrech Zemplínského pohoří na východním Slovensku. Geol. Práce, Zoš., 52, 185 – 222.

Bucha, V. a Blížkovský, M. (eds.), 1994: Crustal structure of the Bohemian Massif and the West Carpathians. Berlin – Heidelberg, Springer-Verlag – Academia, 355 s.

Eliáš, M. a Uhmann, J., 1968: Densities of the rocks in Czechoslovakia. Praha, Geol. Surv., 84 s.

Faryad, S. W., 1995: Geothermobarometry of metamorphic rocks from the Zemplinicum (Western Carpathians, Slovakia). Geol. Carpath., 46, 2, 113 – 123.

Gardner, G. H. F., Gardner, L. W. a Gregory, A. R., 1974: Formation velocity and density – The diagnostic basics for stratigraphic traps. Geophysics, 39, 6, 770 – 780.

Geologická mapa Slovenska M 1 : 50 000 [online]. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 2013. Dostupné na internete: http://apl.geology.sk/gm50js.

Grecula, P. a Együd, K., 1982: Litostratigrafia mladšieho paleozoika a spodného triasu Zemplínskych vrchov. Miner. Slov., 14, 3, 221 – 239.

Grecula, P. a Együd, K., 1977: Pozícia zemplínskeho ostrova v tektonickom pláne Karpát. Miner. Slov., 9, 6, 449 – 462.

Gross, P., Köhler, E. a Samuel, O., 1984: Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu. Geol. Práce, Zpr., 81, 103 – 117.

Guy, A., Edel, J.-B., Schulmann, K., Tomek, Č. a Lexa, O., 2011: A geophysical model of the Variscan orogenic root (Bohemian Massif): Implications for modern collisional orogens. Lithos, 124, 144 – 157.

Havrila, M., 2011: Hronikum: paleogeografia a stratigrafia (vrchný pelsón – tuval), štrukturalizácia a stavba. Geol. Práce, Spr., 117, 7 – 103.

Hók, J., Šujan, M. a Šipka, F., 2014: Tectonic division of the Western Carpathians: an overview and a new approach. Acta Geol. Slov., 6, 2, 135 – 143.

Hók, J., Kováč, M., Pelech, O., Pešková, I., Vojtko, R. a Králiková, S., 2016: The Alpine tectonic evolution of the Danube Basin and its northern periphery (southwestern Slovakia). Geol. Carpath., 67, 5, 495 – 505.

Pašteka, R., 2017: Petrofyzika: hustoty a pórovitosť. Učebné materiály k predmetu Petrofyzika. Bratislava, Katedra aplikovanej a environmentálnej geofyziky, PriF UK. Dostupné online: http://www.kaeg.sk/wp-content/uploads/2014/09/hustoty1.pdf.

Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J. a Stráník, Z., 2002: Geologická minulost České republiky. Praha, Academia, 436 s.

Christensen, N. I. a Mooney, W. D., 1995: Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. J. geophys. Res., 100 (B7), 9 761 – 9 788.

Ibrmajer, J., Suk, M., Bližkovský, M., Buday, T., Cidlinský, K., Čekan, V., Čermák, V., Daňko, J., Filo, M., Fusán, O., Hrouda, F., Kocák, A., Král, M., Krs, M., Kubeš, P., Lizoň, I., Manová, M., Marušiak, I., Matolín, I., Mořkovský, M., Muška, P., Novotný, A., Obernauer, D., Orlický, O., Oujezdská, V., Píchová, E., Pokorný, L., Stránska, M., Šalanský, K., Tkáč, J., Uhmann, J., Venhodová, D. a Weiss, J., 1989: Geofyzikální obraz ČSSR. 1. vyd. Praha, Ústř. Úst. geol., 354 s.

Klinec, A., 1979: Geologické profily z niektorých oblastí Západných Karpát. In: Maheľ, M. (ed.): Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 167 – 175.

Kobr, M., 1997: Petrofyzika. Praha, Karolinum, 135 s.

Kováč, M., 2000: Geodynamický, paleogeografický a štruktúrny vývoj karpatsko-panónskeho regiónu v miocéne: Nový pohľad na neogénne panvy Slovenska. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 5 – 202.

Kozur, H. a Mock, R., 1973: Die Bedetung der Trias – Conodonten für die Stratigraphie und Tektonik der Trias in den Westkarpaten. Geol. paläont. Mitt., 3, 2, 1 – 14.

Kysela, J. a Kullmanová, A. (eds.), 1988: Reinterpretácia geologickej stavby predneogénneho podložia slovenskej časti Viedenskej panvy. Západ. Karpaty, Sér. Geol., 11, 7 – 51.

Lachenbruch, A. H. a Morgan, P., 1990: Continental extension, magmatism and elevation. Formal relations and rules of thumb. Tectonophysics, 174, 1 – 2, 39 – 62.

Ludwig, J. W., Nafe, J. E. a Drake, C. L., 1970: Seismic refraction. In: Maxwell, A. E.: The Sea. New York, Wiley Intersci., 53 – 84.

Mišík, M., 1997: The Slovak part of the Pieniny Klippen Belt after pioneering works of D. Andrusov. Geol. Carpath., 48, 4, 209 – 220.

Nafe, J. E. a Drake, C. L., 1957: Variations with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and the velocities of compressional and shear waves. Geophysics, 22, 523 – 552.

Pelech, O., Hók, J., Havrila, M. a Pešková, I., 2016: Structural position of the Upper Cretaceous sediments in the Považský Inovec Mts. (Western Carpathians). Acta Geol. Slov., 8, 1, 43 – 58.

Plančár, J., Fiľo, M., Šefara, J., Snopko, L. a Klinec, A., 1977: Geofyzikálna a geologická interpretácia tiažových a magnetických anomálií v Slovenskom rudohorí. Západ. Karpaty, Sér. Geol., 2, 7 – 144.

Plašienka, D., 1999: Tektonochronológia a paleotektonický model jursko-kriedového vývoja centrálnych Západných Karpát. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 125 s.

Plašienka, D., Marschalko, R., Soták, J., PeterčákovÁ, M. a Uher, P., 1994: Pôvod a štruktúrna pozícia vrchnokriedových sedimentov v severnej časti Považského Inovca. Prvá časť: Litostratigrafia a sedimentológia. Miner. Slov., 26, 311 – 334.

Polák, M., Plašienka, D., Kohút, M., Putiš, M., Bezák, V., Maglay, J., Olšavský, M., Havrila, M., Buček, S., Elečko, M., Fordinál, K., Nagy, A., Hraško, Ľ., Németh, Z., Malík, P., Liščák, P., Madarás, J., Slavkay, M., Kubeš, P., Kucharič, Ľ., Boorová, D., Zlinská, A., †Siráňová, Z. a Žecová, K., 2012: Vysvetlivky ku geologickej mape Malých Karpát 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 287 s.

Potfaj, M., 1986: Zhodnotenie geologických a geofyzikálnych poznatkov z oblasti Drietoma – Klanečnica. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 62 794), 33 s.

Rozimant, K., Pašteka, V. a Šefara, J., 1994: Gravimetria. Bratislava, Univerzita Komenského, 309 s.

Salaj, J. (ed.), Began, A., Hanáček, J., Mello, J., Kullman, E., Čechová, A. a Šucha, P., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 181 s.

Samuel, O., Salaj, J. a Began, A., 1980: Litostratigrafická charakteristika vrchnokriedových a paleogénnych sedimentov Myjavskej pahorkatiny. Bratislava, Západ. Karpaty, Sér. Geol., 6, 81 – 111.

Slávik, J., 1976: Zemplinikum – možná nová tektonická jednotka centrálnych Karpát. Geol. Práce, Spr., 65, 7 – 19.

Sobolev, S. a Babeyko, A. Y., 1994: Modeling of mineralogical compositions,density and elastic wave velocities in anhydrous magmatic rocks. Surv. Geophys., 15, 515 – 544.

Soták, J., Spišiak, J. a Biroň, A., 1994: Metamorphic sequence with „Bündnerschiefer“ lithology in the Pre-Neogene basement of the East Slovakian Basin. Mitt. Österr. geol. Gesell., 86, 111 – 120.

Straka, P., 1981: O veku série foederata. Geol. Práce, Spr., 75, 57 – 62.

Stránska, M., Ondra, P., Husák, Ľ. a Hanák, J., 1986: Hustotná mapa hornín Západných Karpát na území ČSSR. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 62 042), 261 s.

Šefara, J. a Bielik, M., 2009: Geofyzikálny obraz Západných Karpát a ich okolia: geologická interpretácia geofyzikálnych meraní regionálneho a hlbinného charakteru. 1. vyd. Bratislava, Univerzita Komenského, 168 s.

Šefara, J., Bielik, M., Bodnár, J., Čížek, P., Fiľo, M., Gnojek, I., Grecula, P., Halmešová, S., Husák, Ľ., Janoštík, B., Král, M., Kubeš, P., Kucharič, Ľ., Kurkin, M., Leško, B., Mikuška, J., Muška, P., Obernauer, D., Pospíšil, L., Putiš, M., Šutora, A. a Velich, R., 1987: Štruktúrno-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk – geofyzikálne interpretácie. Bratislava, Slov. geol. úrad – Brno, Geofyzika – Liberec, Uran. priem., 267 s.

Šefara, J., Bielik, M., Vozár, J., Katona, M., Szalaiová, V., Vozárová, A., Šimonová, B., Pánisová, K., Schmidt, S. a Götze, H.-J., 2017: 3D density modelling of Gemeric granites of the Western Carpathians. Geol. Carpath., 68, 3, 177 – 192.

Vass, D., Bodnár, J., Elečko, M., Gaál, Ľ., Hanáček, J., Hanzel, V., Lexa, J., Mello, J., Pristaš J. a Vozárová, A., 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape Rimavskej kotliny a priľahlej časti Slovenského rudohoria 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 179 s.

Vozárová, A., 1991: Petrológia hornín kryštalinika zemplinika. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen., 14, 7 – 59.

Vozárová. A. a Vozár, J., 1996: Terranes of West Carpathians – North Pannonian domain. Slov. Geol. Mag., 1, 65 – 85.

Vozárová, A. a Vozár J., 1988: Late Paleozoic in the West Carpathians. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 314 s.

Wagreich, M. a Marschalko, R., 1995: Late Cretaceous to Early Tertiary palaeogeography of the Western Carpathians (Slovakia) and the Eastern Alps (Austria): implications from heavy mineral data. Geol. Rdsch., 84, 1, 187 – 199.

Zoubek, V., 1957: Hranice gemerid s veporidami. Geol. Práce, Zoš., 46, 38 – 43.

SUMMARY

In the geological and geophysical interpretation of gravity field it is necessary to know the densities of individual rock complexes and their density variability within the studied area. The analysed data are composed in overview of the densities of tectonic units participating in the geological structure of the Western Carpathians on the territory of Slovakia. Geological structure of the Slovakia divided into the External Western Carpathians (EWC) and Internal Western Carpathians (IWC). EWC are represented by Flysch units and Oravicum. IWC includes of lower group of nappes (Vahic unit and Tatricum unit), Middle group of nappes (Hronicum, Fatricum and Veporicum units) and Upper group of nappes (Gemericum, Bôrka Unit, Meliaticum, Turnaicum and Silicicum) (sensu Hók et al., 2014). Overstep complexes are represented by the Cenozoic sediments and volcanites. Collected available data are processed in the lithostratigraphic columns of relevant tectonic units with represent natural, matrix and dried sample densities for particular lithostratigraphic formations. Particularly in the Cainozoic sediments, their densities vary both horizontally and vertically. The final output of this study is the map of the tectonic units of the Western Carpathians with

the values of the natural densities of the individual tectonic units. The presented map can serve as the principal background in geosciences interpretations.

The External Western Carpathians are represented by the External Group of Nappes, composed of the Krosno and Magura units and the Oravicum. The Krosno (sub-) unit is in the Slovak territory represented mainly by the Dukla (sub-) unit or nappe. Lithologically it mostly consists of sandstones with natural density 2.57 g.cm^3. The Magura unit can be divided from the point of view of the different lithological content into the western and eastern segment (Stránska et al., 1986). The western segment is composed of sandstones and claystones with approximately the same proportion. Pictured in the resulting density map (Fig. 9) where it is characterized by the natural density interval 2.50–2.59 g.cm^3. The eastern segment is represented mainly by sandstones with a natural density interval 2.60–2.69 g.cm^3. The trend of density increase towards the Klippen Belt is observed in the Magura unit zonally arranged sub-units/nappes (Šefara and Bielik, 2009): Biele Karpaty unit 2.62 g.cm^3, Krynica unit 2.65 g.cm^3, Bystrica unit 2.60 g.cm^3 and Rača unit 2.54 g.cm^3. The Oravicum is in the resulting map (Fig. 9) based on lithistratigraphic content divided into carbonates (mostly Jurassic in age) with natural density 2.64–2.68 g.cm^3 and siliciclastic rocks (mostly Cretaceous in age) with natural density 2.64–2.68 g.cm^3. The carbonates usually represent "cores" of klippen, while clastic sediments are the "klippen mantle".

The Internal Western Carpathians are composed of Lower, Middle and Upper group of nappes. The schematic lithostratigraphic tables of particular tectonic units/group of nappes present the respective volumetric, mineralogical and natural density values in Tables 3–8. The Lower group of nappes is represented by Tatricum and Vahicum. The Tatricum is composed of crystalline basement rocks divided into granitoids with natural density 2.60–2.69 g.cm^3 and metamorphic rocks with natural density 2.65–2.71 g.cm^3. Tatric crystalline complexes are overlaid by sedimentary cover complexes with natural density ranging between 2.58–2.68 g.cm^3. It should be noted that particularly Triassic carbonates with natural density interval between 2.67–2.80 g.cm^3 should be treated separately due to presence of several dolomite formations (with higher density).

The Middle group of nappes is represented by the Hronicum, Fatricum and Veporicum. The Hronicum is divided carbonates (Triassic–Cretaceous) and volcanosedimentary Ipoltica Gropu (Carboniferous–Permian) (Tab. 4). Again, due to the marked difference in the natural density of dolomites that represent an important volume of Hronic sequence in particular region, are treated as separate lithological member with natural density 2.75–2.83 g.cm^3. Undivided Triassic to Cretaceous sediments of Hronicum have natural density 2.66–2.70 g.cm^3. A similar principle was applied to the Ipoltica Group, which has a natural density of 2.62–2.67 g.cm^3. Melaphyrs/basalts within the Ipoltica Group have a natural density of 2.70–2.74 g.cm^3. The Fatricum is divided into Triassic carbonates (Ramsau dolomite, Gutenstein limestone) with natural density 2.66–2.80 g.cm^3, and the overall density of Fatricum is 2.62–2.66 g.cm^3 (Tab. 5). Veporicum is similar to Tatricum with crystalline basement complexes and sedimentary cover (late Paleozoic–Mesozoic, Tab. 6). The Veporic sedimentary cover is composed of clastic sediments and carbonates with natural density 2.62–2.69 g.cm^3. The Veporic crystalline basement is divided into granitoids with a natural density of 2.66–2.69 g.cm^3 and metamorphic rocks with a natural density of 2,65–2.71 g.cm^3.

The Upper group of nappes is composed of Silicicum, Tornaicum, Meliaticum and Gemericum. The Silicicum is divided based on its lithological character into Lower Triassic siliciclastics with natural density 2.62–2.65 g.cm^3 and Middle to Upper Triassic carbonates (mostly Wetterstein facies) and minor Jurassic sediments with density 2.68–2.70 g.cm^3 (Tab. 7). The Meliaticum and Turnaicum are found only in the relicts and information about their densities are not available. The Gemericum is divided into Lower Paleozoic and Upper Paleozoic sequences (Tab. 8). The Upper Paleozic rocks are divided into Northern Gemeric with density 2.68–2.78 g.cm^3 and South Gemeric with density 2.59–2.62 g.cm^3. The Lower Paleozoic rocks are divided based on lithological content and different age into Rakovec, Klátov and Gelnica groups and granitoids. The Rakovec group (basalts and products of basaltic volcanism) are characterized by natural density 2.75 g.cm^3, the Klátov group (amphibolites, gneisses and gabbrodiorites) with natural density 2.92–3.00 g.cm^3, Gelnica group ("flysch" – like sediments, acid metavolcanites and lydites) with natural density 2.64–2.75 g.cm^3 and Gemeric granites with natural density 2.63 g.cm^3. The Zemplinicum is divided into crystalline basement rocks (granitoids and gneiss) and the sedimentary cover sequence consisting of the Upper Paleozoic (Carboniferous and Permian siliciclastics) with a natural density of 2.62–2.68 g.cm^3 and Mesozoic sediments with a natural density of 2.72 g.cm^3.

The post-nappe formations are represented by Upper Cretaceous and Paleogene sediments as well as Neogene and Quarternary volcanites. The Paleogene Upper Cretaceous sediments are characterized by a density 2.50–2.62 g.cm^3 (Tabs. 10 and 11) The Neogene sediments exhibit considerable density variability not only in the horizontal but also in the vertical direction (Ibrmajer et al., 1989). The density of the Neogene sediments increases with a depth due to compaction in the interval 2.00–2.60 g.cm^3. The Neogene volcanites are represented by rhyolites with a natural density of 2.31–2.38 g.cm^3, rhyolite volcanoclastics with a natural density of 1.98–2.10 g.cm^3, andesites with a natural density of 2.54–262 g.cm^3 and andesite volcanoclastics with a natural density of 2.21–2.54 g.cm^3. The Quaternary volcanites consist of basalts with a natural density of 2.80–2.87 g.cm^3 and basaltic volcanoclastics with a natural density of 2.24–2.40 g.cm^3 (Tab. 12).

Manuskript doručený: 30. 7. 2018
Revidovaná verzia doručená: 18. 9. 2018
Rukopis akceptovaný redakčnou radou: 11. 12. 2018

Chtelnické súvrstvie – nová litostratigrafická jednotka sladkovodných vápencov vrchnej kriedy v Brezovských Karpatoch a Čachtických Karpatoch (západné Slovensko)

The Chtelnica Formation – a new lithostratigraphic unit of the Upper Cretaceous freshwater limestones in the Brezovské Karpaty Mts. and Čachtické Karpaty Mts. (Western Slovakia)

Jozef Hók[1] a Juraj Littva[2]

[1] Katedra geológie a paleontológie, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Komenského v Bratislave, Mlynská dolina, Ilkovičova 6, 842 15 Bratislava, Slovenská republika; jozef.hok@uniba.sk
[2] Správa slovenských jaskýň, Štátna ochrana prírody Slovenskej republiky, Hodžova 11, 031 01 Liptovský Mikuláš, Slovenská republika; juraj.littva@ssj.sk

© Autori 2018. Vydal ŠGÚDŠ. Licencia Creative Commons BY 4.0. (http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

Abstrakt. Výskyty sladkovodných vápencov v Brezovských Karpatoch a Čachtických Karpatoch boli v minulosti spoločne so sladkovodnými vápencami vyskytujúcimi sa pri Dobšinskej ľadovej jaskyni zahrnuté do súvrstvia Pustej Vsi (*Pustá Ves Formation*). Vápence sa vzájomne odlišujú litologicky a stratigraficky, pričom názov *Pustá Ves Formation* neobsahuje základné atribúty definície litostratigrafickej jednotky a je oprávnené toto pomenovanie považovať za *nomen nudum*. Pre sladkovodné onkolitové vápence s hojnými zvyškami rias vyskytujúce sa v Brezovských Karpatoch a Čachtických Karpatoch navrhujeme pomenovanie *chtelnické súvrstvie* (nový názov). Chtelnické súvrstvie reprezentujú sladkovodné hnedé až sivohnedé masívne onkolitové vápence so zvyškami rias veku vrchný turón. Nový výskyt a zároveň typová lokalita chtelnického súvrstvia sa nachádza medzi obcami Dechtice a Dobrá Voda (N 48° 34' 23,6", E 17° 33' 49,5"). Súvrstvie dosahuje hrúbku 10 – 30 m. Podložie chtelnického súvrstvia tvoria wettersteinské dolomity (stredný trias – ladin) tektonickej jednotky hronika a nadložie tvoria jablonické zlepence lakšárskeho súvrstvia (spodný miocén – karpat).

Abstract. The occurrences of freshwater limestones in the Brezovské Karpaty and Čachtické Karpaty Mts., together with the freshwater limestones occurring at the Dobšinská Ice Cave, were in the past included in the "Pustá Ves Formation". These limestones differ from one another in lithological and stratigraphic terms, moreover the name "Pustá Ves Formation" does not contain the essential attributes of the litostratigraphic unit definition and it is legitimate to consider the Pustá Ves Formation as *nomen nudum*. A new name "the Chtelnica Formation" is proposed for Upper Cretaceous (Turonian) freshwater brown to gray-brown massive oncolithic limestones with abundant algae remnants occurring in Brezovské Karpaty Mts. and Čachtické Karpaty Mts.
The type locality of the Chtelnica Formation is situated between the villages Dechtice and Dobrá Voda (N 48° 34' 23.6", E 17° 33' 49.5"). The thickness of the Chtelnica Formation is 10 – 30 m. Underlying rocks are the Wetterstein Dolomite (Triassic – Ladinian) of the Hronicum tectonic unit. Overlying sediments represents the Jablonica conglomerate (Miocene – Karpatian) of the Lakšárska Nová Ves Formation.

***Kľúčové slová*:** Západné Karpaty, Slovensko, gosauské sedimenty, stratigrafia
***Key words*:** Western Carpathians, Slovakia, Gosau sediments, stratigraphy

ÚVOD

Vápence s hojnými zvyškami sladkovodných rias ako prvý v oblasti Čachtických Karpát opísal Hanáček (1956), ktorý dokladá tieto vápence z dvoch lokalít. Z Čachtických Karpát je to výskyt vápencov na Hrdlákovej skale, kóta 383 pri Čachticiach (dnes Hrdlačova skala), a ako balvan s rozmermi 1,0 x 0,5 m pri kopanici Dobrá Mer východne od Krajného (dnes Dobrá Mera južne od Krajného). Vápence označil ako schizofytové vápence a vekovo ich zaradil do triasu bez užšej časovej špecifikácie. Borza (1962) schizofytové vápence (sensu Hanáček, 1956) opísal ako redepozity v zlepencoch vrchnej kriedy a paleogénu Myjavskej pahorkatiny (brezovská a myjavská skupina sensu Salaj et al., 1987). Podobne ako Hanáček (1956), vápence považoval za sedimenty triasu.

Mello (in Salaj et al., 1987) zdokumentoval nové výskyty schizofytových vápencov z oblasti zhruba 500 m jv. od kóty 433 Dúbrava pri Pustej Vsi a na kóte 323 pri horárni Cerník severne od Chtelnice (pozri Káčer et al., 2013). Bez biostratigrafických dôkazov a zrejme aj na základe redepozitov (obliakov), ktoré opísal Borza (1962), vápence podmienečne zaradil do strednej kriedy až do bázy vrchnej kriedy (?turón až koňak).

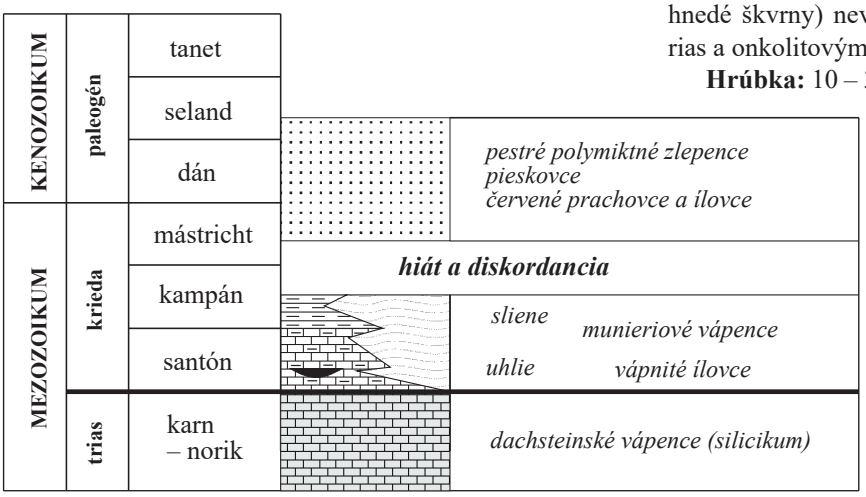
Mišík (1986) opísal obliaky *„sladkovodných vápencov s hojnými zvyškami sladkovodných rias"* v jablonických zlepencoch (spodný miocén) na piatich lokalitách v severnej časti Malých Karpát a z Brezovských Karpát a zároveň aj zo sedimentov vrchnej kriedy vo vrte Gajary-125 (Mišík, 1994). Na základe sporomorf, ktoré poskytli stratigrafické rozpätie senón až stredný eocén (Snopková in Mišík, 1986), boli redepozity sladkovodných vápencov z jablonických zlepencov podmienečne zaradené do vrchnej kriedy (Mišík, 1986). Kantor a Mišík (1992) preukázali sladkovodný pôvod vápencov a na základe litologickej podobnosti ich porovnávajú s vápencami od Dobšinskej ľadovej jaskyne, kde ich prvotne opísal Bystrický (1978). Ten

ich však vekovo zaradil do spodnej kriedy a pripisoval im morský pôvod (tzv. munieriové vápence podľa *Munieria grambasti*). Mišík (1994) a Mišík a Soták (1994) opisujú výskyty *„sladkovodných čiastočne onkolitových vápencov"* z oblasti Brezovských Karpát a Čachtických Karpát a zo Stratenskej hornatiny ako *„Pustá Ves Formation"* s odvolaním sa na prácu Michalíka et al. (1993).

Michalík et al. (1993) opísali v exkurznom sprievodcovi tri dovtedy známe výskyty *„sladkovodných čiastočne onkolitových vápencov veku vrchný turón až spodný koňak"* z Brezovských Karpát a Čachtických Karpát. Pre tieto výskyty bez litostratigrafickej definície použili pomenovanie *„Pustá Ves Formation"*, pričom sem zaradili aj tri výskyty sladkovodných vápencov (munieriové vápence) zo Stratenskej hornatiny (Dobšinská ľadová jaskyňa).

Sedimenty vrchnej kriedy zo širšej oblasti Dobšinskej ľadovej jaskyne najkomplexnejšie spracovali Havrila (in Mello et al., 2000) a Pipík et al. (2009), ktorí uvádzajú, že ich tvoria dve odlišné súvrstvia. Spodné súvrstvie veku santón až spodný kampán pozostáva zo sladkovodných vápencov s munieriami (*Munieria grambasti* Bystrický) a tmavých sivohnedých až sivých bridlíc so slojčekmi uhlia, v najvyššej časti súvrstvia s foraminiferami spodného kampánu (Samuel, 1977) a palynomorfami spodného santónu až vrchného kampánu (Andrusov a Snopková, 1976). Toto súvrstvie vznikalo v sladkovodnom až brakickom prostredí, pričom jeho najvyššie časti vznikali v morskom prostredí. Vrchné súvrstvie sa zaraďuje do mástrichtu až paleogénu a tvoria ho pestré zlepence s vrstvami červených a zelených bridlíc obsahujúce foraminifery, ktoré poukazujú na vznik v morskom prostredí (obr. 1).

Na základe uvedených faktov je zrejmé, že nie je prijateľné spájať do jednej litostratigrafickej jednotky výskyty sladkovodných vápencov z oblasti Brezovských Karpát a Čachtických Karpát s výskytmi z oblasti Dobšinskej ľadovej jaskyne. Zároveň je zrejmé, že pomenovanie *„Pustá Ves Formation"* neobsahuje základné atribúty definície litostratigrafickej jednotky, a preto je oprávnené považovať toto pomenovanie za *nomen nudum*.



Obr. 1. Litostratigrafická tabuľka sedimentov vrchnej kriedy a paleogénu v oblasti Dobšinskej ľadovej jaskyne (spracované podľa: Mello et al., 2000; Pipík et al., 2009).

Fig. 1. Lithostratigraphic column of the Upper Cretaceous and Paleogene sediments in the area of Dobšiná Ice Cave (according to: Mello et al., 2000; Pipík et al., 2009).

Litostratigrafická definícia chtelnického súvrstvia – nový názov

Výskyty onkolitových vápencov s hojnými zvyškami sladkovodných rias sa nachádzajú v oblasti Brezovských Karpát a Čachtických Karpát (obr. 2).

Vystupujú v bezprostrednom nadloží považského príkrovu hronika (Havrila, 2011) a s výnimkou výskytu z oblasti zhruba 500 m jv. od kóty Dúbrava (433) pri Pustej Vsi (lokalita č. 3; obr. 2 a 3) sú prikryté sedimentmi spodného miocénu (Mello in Salaj et al., 1987).

Nový výskyt onkolitových vápencov s hojnými zvyškami sladkovodných rias sa nachádza medzi obcami Dobrá Voda a Dechtice na ľavom brehu potoka Horná Blava, asi 350 m sz. od jeho sútoku s Dubníckym potokom (obr. 4). Zo všetkých doteraz známych výskytov je najlepšie prístupný na priame pozorovanie a zároveň je tu dobre definovateľné priame podložie a nadložie. Preto navrhujeme spomenutý výskyt vyčleniť ako typovú lokalitu novej litostratigrafickej jednotky s pomenovaním „chtelnické súvrstvie".

Pomenovanie: podľa obce Chtelnica, v ktorej katastrálnom území s miestnym názvom Čierna hora sa nachádza typová lokalita.

Typová lokalita: nachádza sa v Trnavskom kraji, okrese Piešťany, katastrálnom území obce Chtelnica, asi 350 m sz. od ústia Dubníckeho potoka do potoka Horná Blava (N 48° 34' 23,6" E 17° 33' 49,5") vo výške okolo 250 m n. m. Je reprezentovaná nesúvislými pruhmi odkryvov skrasovatených svetlohnedých kompaktných masívnych sladkovodných onkolitových vápencov s hojnými zvyškami sladkovodných rias porušených systémom puklín s generálnym smerom sklonu 300/80°.

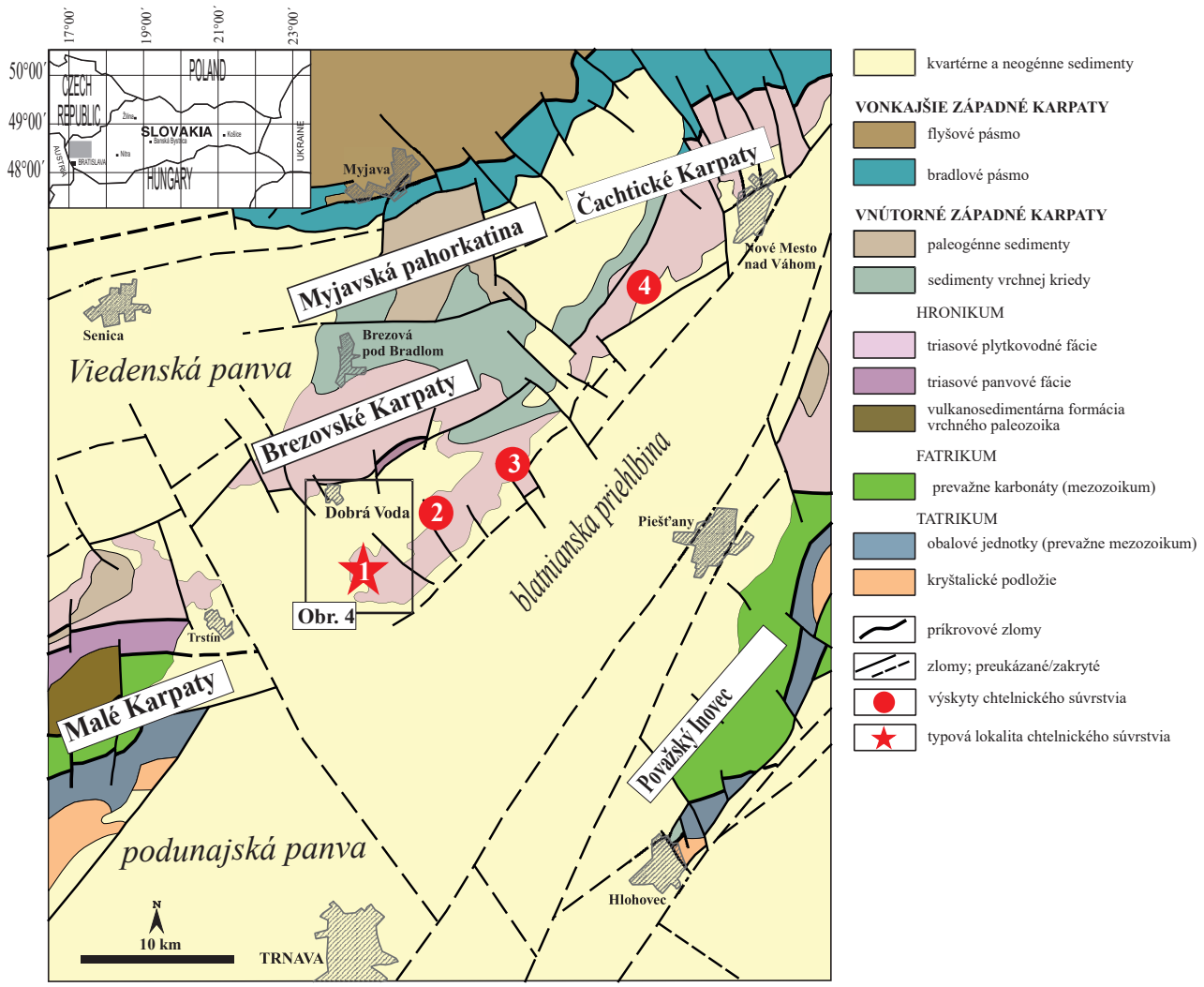
Rozšírenie: lokality s výskytom hornín chtelnického súvrstvia sa nachádzajú v Čachtických Karpatoch a Brezovských Karpatoch a s výnimkou nového nálezu boli v minulosti opísané v prácach Hanáček (1956) a Mello (in Salaj et al., 1987). Redepozity (obliaky) sedimentov chtelnického súvrstvia boli opísané v prácach Borza (1962) a Mišík (1986, 1994).

Litologické zloženie: svetlohnedé a škvrnité (tmavohnedé škvrny) nevrstvovité vápence s hojnými zvyškami rias a onkolitovými útvarmi (obr. 5 a 6).

Hrúbka: 10 – 30 m. Maximálna predpokladaná hrúbka je odvodená na základe geologického mapovania z hranice medzi podložnými wettersteinskými dolomitmi (trias hronika) a nadložnými jablonickými zlepencami (spodný miocén).

Hranice: spodnú hranicu na typovej lokalite tvoria wettersteinské dolomity (stredný trias – ladin) považského čiastkového príkrovu hronika (sensu Havrila, 2011). Vrchné ohraničenie výskytu tvoria polymiktné jablonické zlepence (karpat, spodný miocén).

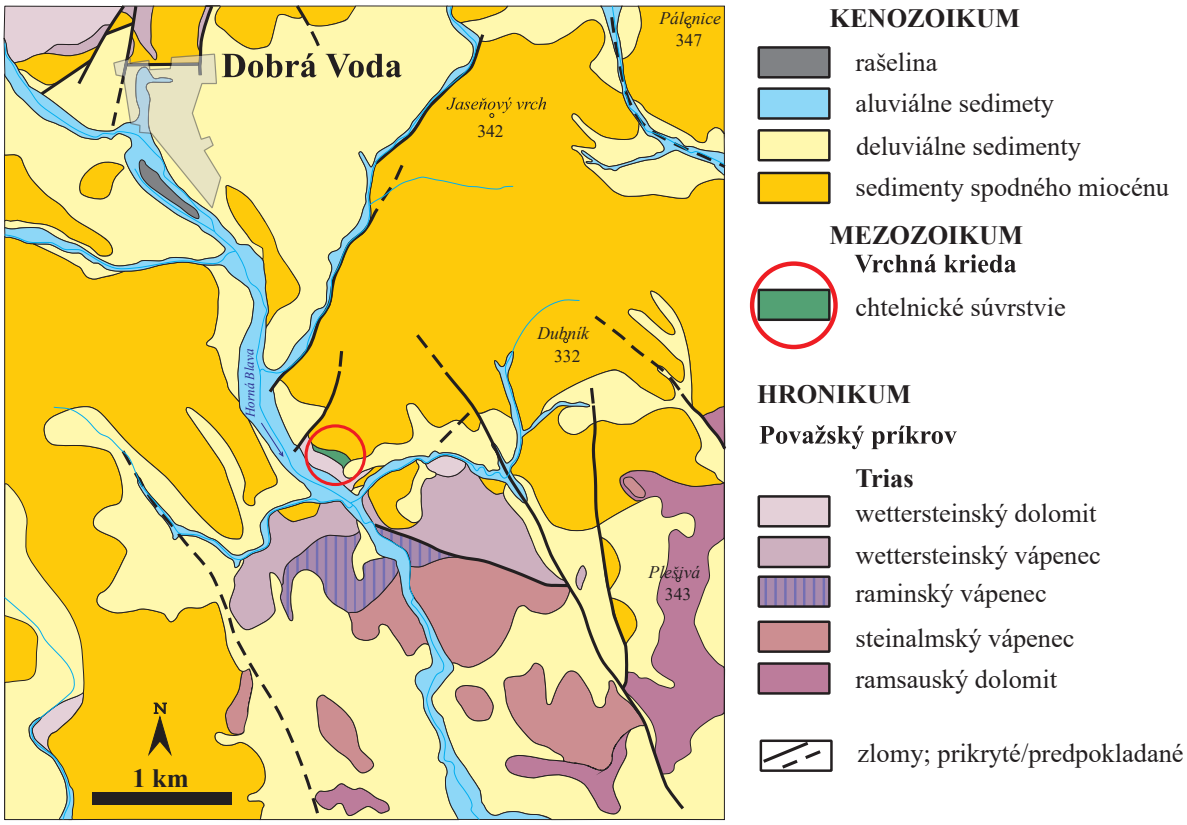
Geologický vek: vzhľadom na geochemicky preukázaný sladkovodný pôvod vápencov (Kantor a Mišík,



Obr. 2. Zjednodušená geologická mapa (Káčer et al., 2013) s výskytmi sedimentov chtelnického súvrstvia.
Fig. 2. Simplified geological map (Káčer et al., 2013) with the Chtelnica Formation sediments.

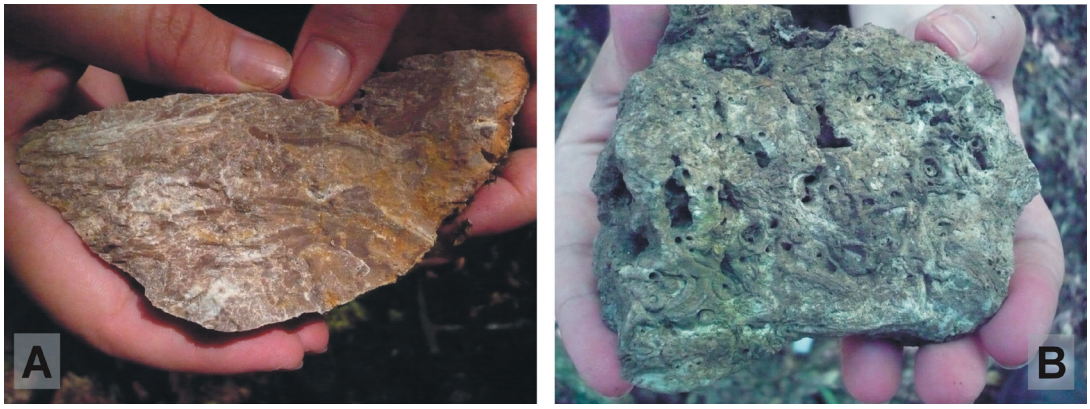
typová lokalita č. 1	*lokalita č. 2*	*lokalita č. 3*	*lokalita č. 4*	
lakšárske súvrstvie			lužické súvrstvie	spodný miocén
jablonický zlepenec	jablonický zlepenec	?	dobrovodský zlepenec	
CHTELNICKÉ SÚVRSTVIE				vrchná krieda
wettersteinské dolomity	dachsteinské vápence	wettersteinské dolomity	hlavný dolomit	stredný až vrchný trias
Hronikum				

Obr. 3. Synoptická tabuľka pozície chtelnického súvrstvia.
Fig. 3. Synoptic table of the Chtelnica Formation position.



Obr. 4. Zjednodušená geologická mapa oblasti Dobrovodskej kotliny s vyznačením nového výskytu – typovej lokality chtelnického súvrstvia.

Fig. 4. Simplified geological map of the Dobrá Voda depression and surrounding with the type locality of the Chtelnica Formation.



Obr. 5. Typický vzhľad sladkovodných vápencov chtelnického súvrstvia.

Fig. 5. Typical appearance of the Chtelnica Formation freshwater limestone.

Obr. 6. Kalcifikované riasy z typovej lokality sladkovodných vápencov chtelnického súvrstvia. Výbrus pochádza zo vzorky z obr. 5A.

Fig. 6. Calcified algae in freshwater limestones of the Chtelnica Formation type locality. Thin section from the sample on Fig. 5A.

1992) je určiteľný obťažne. Vek stanovený na základe nájdených sporomorf má široké stratigrafické rozpätie – senón až eocén (Snopková in Mišík, 1986). Nálezy obliakov vo valchovských zlepencoch (Borza, 1962), ktorých vek bol stanovený na koňak (Salaj et al., 1987), ako aj v senónskych (gosauských) zlepencoch v predkenozoickom podloží Viedenskej panvy (Mišík, 1994) poukazujú na vek vrchný turón až spodný koňak (c. f. Mišík, 1986; Mello in Salaj et al., 1987), pričom najpravdepodobnejší vek je turón.

Ekvivalenty a korelácia: na území Západných Karpát neexistujú ekvivalenty. V minulosti bolo chtelnické súvrstvie korelované s výskytmi „munieriových vápencov" od Dobšinskej ľadovej jaskyne (Kantor a Mišík, 1992; Michalík et al., 1993; Mišík, 1994; Mišík a Soták, 1994), na tejto lokalite sú však len jedným z členov súvrstvia (obr. 1), ktoré obsahuje sliene, vápnité ílovce, ílovité vápence a slojčeky uhlia (Havrila in Mello et al., 2000; Pipík et al., 2009). Vek detritických vápencov s munieriami (*Munieria grambasti* Bystrický) je vrchný santón až spodný kampán. Vek chtelnického súvrstvia je najpravdepodobnejšie turón.

ZÁVER

V príspevku je opísaný nový výskyt sladkovodných onkolitových vápencov so zvyškami rias (turón) v Brezovských Karpatoch (obr. 1). Miesto, kde sa nový výskyt vápencov nachádza (obr. 2), opisujeme ako typovú lokalitu novej litostratigrafickej jednotky, ktorú sme pomenovali „chtelnické súvrstvie". Nová definícia chtelnického súvrstvia nahrádza staršie pomenovanie *„Pustá Ves Formation"* (Michalík et al., 1993). Pod ne boli zaradené aj výskyty sladkovodných vápencov pri Dobšinskej ľadovej jaskyni, ktoré svojou litologickou náplňou, pozíciou a vekom nezodpovedajú výskytom sladkovodných vápencov v Brezovských Karpatoch a Čachtických Karpatoch. Navyše, ich formálne pomenovanie neobsahuje atribúty odporúčané na definovanie novej litostratigrafickej jednotky (c. f. Michalík et al., 2007). Chtelnické súvrstvie je pomenované podľa obce Chtelnica (okres Piešťany, Trnavský kraj, západné Slovensko). Typová lokalita je prístupná zo štátnej cesty č. 1 276 spájajúcej obce Dechtice a Dobrá Voda (zemepisné koordináty: N 48° 34' 23,6" E 17° 33' 49,5", výška 250 m n. m.). Zo všetkých dosiaľ opísaných lokalít je najlepšie dostupná na priame pozorovanie. Na lokalite sú odkryté sivohnedé nevrstvovité kompaktné vápence s hojnými zvyškami rias a onkolitmi. Celková hrúbka je 10 – 30 m. Vek súvrstvia nie je biostratigraficky uspokojivo preukázaný (senón – stredný eocén; Snopková in Mišík, 1986). Na základe nálezov redepozitov chtelnického súvrstvia vo valchovskom súvrství, ako aj v sedimentoch paleogénu a spodného miocénu (Borza, 1962; Mišík, 1986; Mišík, 1994) je možné vek stanoviť na obdobie turónu. Podložie chtelnického súvrstvia tvoria wettersteinské dolomity tektonickej jednotky hronika. Nadložie tvoria spodnomiocénne jablonické zlepence (karpat) lakšárskeho súvrstvia.

Poďakovanie

Príspevok vznikol vďaka finančnej podpore projektov VEGA 1/0115/18; APPV – 0212 – 12; APVV – 16 – 0121; APVV – 17 – 0170. Chceme poďakovať aj Jadrovej energetickej spoločnosti Slovenska, a. s., ako aj posudzovateľom príspevku, najmä Štefanovi Józsovi, za ich pripomienky, ktoré pomohli zlepšiť kvalitu tejto práce.

LITERATÚRA

Andrusov, D. a Snopková, P., 1976: Trouvaille d'une palynoflore sénonienne dans le membre á conglomérats rouges de Dobšinká ľadová jaskyňa (Slovaquie centrale). Geol. Zbor. Geol. Carpath., 27, 2, 231 – 246.

Borza, K., 1962: Petrografický opis valúnov sedimentárnych hornín kriedových a peleogénnych zlepencov Brezovského pohoria a Myjavskej pahorkatiny. Geol. Zbor. Geol. carpath., 13, 2, 241 – 256.

Bystrický, J., 1978: Prvý nález sedimentov spodnej kriedy v Stratenskej hornatine v Západných Karpatoch. Miner. Slov., 10, 1, 17 – 22.

Hanáček, J., 1956: Schizofytové vápence v triase Nedzovského pohoria. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, VII, 3 – 4, 305 – 310.

Havrila, M., 2011: Hronikum: paleogeografia a stratigrafia (vrchný pelsón – tuval), štrukturalizácia a stavba. Geol. Práce, Spr., 117, 103 s.

Káčer, Š. (ed.), Polák, M., Bezák, V., Hók, J., Teťák, F., Konečný, V., Kučera, M., Žec, B., Elečko, M., Hraško, Ľ., Kováčik, M., Pristaš, J., Káčer, Š., Antalík, M., Lexa, J., Zvara, I., Fritzman, R., Vlachovič, J., Bystrická, G., Brodianska, M., Potfaj, M., Madarás, J., Nagy, A., Maglay, J., Ivanička, J., Gross, P., Rakús, M., Vozárová, A., Buček, S., Boorová, D., Šimon, L. a Mello, J., 2013: Geologická mapa Slovenska M 1 : 50 000 [online]. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra. Dostupné na internete: http://apl.geology.sk/gm50js.

Kantor, J. a Mišík, M., 1992: Isotopic composition of O and C in selected Mesozoic and Tertiary limestones and dolomites in Slovakia. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen., 15, 7 – 27.

Mello, J., Filo, I., Havrila, M., Ivan, P., Ivanička, J., Madarás, J., Mémeth, 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, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 299 s.

Michalík, J., Mišík, M., Jablonský, J., Pivko, D., Reháková, D., Soták, J. a Sýkora, M., 1993: Cretaceous and Paleogene paleogeography and dynamics of the Alpine-Carpathian-Pannonian region. Guide to field workshop, 2nd meeting, October 6 – 10th. Bratislava, 79 s.

Michalík, J., Vass, D., Hudáčková, N., Kováčová, M., Lintnerová, O., Reháková, D., Soták, J., Schlögl, J., Aubrecht, R., Vozárová, A., Sliva, Ľ., Lexa, J., Konečný, V., Túnyi, I. a Potfaj, M., 2007: Stratigrafická príručka. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 168 s.

Mišík, M. a Soták, J., 1994: Fresh-water Upper Turonian-Coniacian Limestones. Abstract Book in the IGCP 362 Project Annual Meeting, Smolenice.

Mišík, M., 1986: Petrographic-microfacial analysis of pebbles and interpretation of sources areas of the Jablonica conglomerate (Lower Miocene of the NW margin of the Malé Karpaty Mts.). Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 4, 405 – 448.

Mišík, M., 1994: Senonian continental sediments with marine intercalation (Gosau complex) in the basement of Slovakian

part of Vienna Basin (borehole Gajary Ga-125). Miner. Slov., 26, 4, 297 – 310.

Pipík, R., Sýkora, M., Colin, J. P. a Havrila, M., 2009: A new phytal limnic ostracod Rosacythere carpathica sp. nov. from the Upper Cretaceous of the Western Carpathians: implications for evolution of the Timiriaseviinae. Cretaceous Res., 30, 465 – 476.

Salaj, J., Began, A., Hanáček, J., Mello, J., Kullman, E., Čechová, A. a Šucha, P., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 181 s.

Samuel, O., 1977: Nález foraminifer z pestrých vrstiev pri Dobšinskej ľadovej jaskyni a ich stratigrafická interpretácia. Geol. Práce, Spr., 67, 93 – 103.

SUMMARY

The contribution deals with the issue of the Upper Cretaceous freshwater limestone, which sporadically occurs in the western Slovakia. The limestone is massive, without any discernible bedding, it is light brown in color, with dark brown spots, and it contains abundant fossils of freshwater algae. It was identified from outcrops in the Brezovské Karpaty Mts. (Mello in Salaj et al., 1987) and Čachtické Karpaty Mts. (Hanáček, 1956). It was also found in the pebbles of the Upper Cretaceous to Paleogene conglomerates in the Myjavská pahorkatina Upland (Borza, 1962) and borehole Gajary-125 (Mišík, 1994), as well as in pebbles of the Jablonica Formation (Lower Miocene) in the Brezovské Karpaty Mts. and northern part of the Malé Karpaty Mts. (Mišík, 1986). Dating of sporomorpha from the limestone pebbles from Jablonica Formation provided the stratigraphic range from Senonian to middle Eocene (Snopková in Mišík, 1986), the limestone was assigned the Upper Cretaceous age (Mišík, 1986). The freshwater origin of limestone was confirmed by Kantor & Mišík, (1992) and the authors correlated it with the outcrops freshwater limestone occurring in the vicinity of the Dobšinská ľadová jaskyňa Cave. Based on the same correlation Michalík et al., (1993) used the term "Pustá Ves Formation" for the both occurrences of freshwater limestone.

However, according to the following works (Havrilla in Mello et al., 2000; Pipík et al., 2009) the freshwater limestone at the Dobšinská ľadová jaskyňa Cave is different from the limestone occurring in the western Slovakia. The former limestones represents a part of a freshwater to brackish sequence with the intercalations of grey-brown to grey shales and coal, wich gradually transitions into marine sediments composed of red and green shales. Moreover, the dating of foraminifera and palynomorphs revealed the limestone is of Lower Santonian to Upper Campanian age. This starkly differs from the studied limestones, which contains no siliciclastic intercalations, and is represents an exclusively freshwater sequence. The pebbles of the studied limestones were found in the Valchovo Formation (Borza, 1962). The Valchovo formation is assigned to the Coniacian (Salaj et al., 1987), thus studied limestones cannot be younger than Upper Turonian. Based on the stated facts, it is obvious that classification of both types of limestone into one stratigraphic unit is not feasible. The name "Pustá Ves Formation" does not contain basic attributes of definition for the litostratigraphic unit and can be considered to be *nomen nudum.*

A new name – Chtelnica Formation, is proposed for the freshwater oncolotithic limestones occurring throughout the area of Brezovské Karpaty and Čachtické Karpaty Mts. (Fig. 1). The type locality of the formation is situated at the newly found outcrop between the villages of Dobrá Voda and Dechtice (at coordinates N 48° 34' 23,6" E 17° 33' 49,5"), with visible lithologic boundaries. Moreover, the locality is most accessible to direct observation, when compared with other outcrops of the Chtelnica Formation. Presently, no equivalents of the formation were identified within the Western Carpathians.

Manuskript doručený: 20. 8. 2018
Revidovaná verzia doručená: 4. 12. 2018
Rukopis akceptovaný redakčnou radou: 11. 12. 2018

História a význam paleontologických konferencií v Československu a v Českej republike a Slovenskej republike

History and importance of paleontological conferences in Czechoslovakia and in the Czech Republic and Slovak Republic

Klement Fordinál[1], Rostislav Brzobohatý[2] a Jozef Michalík[3]

[1] Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovenská republika; klement.fordinal@geology.sk
[2] Ústav geologických věd, Přírodovědecká fakulta Masarykovy Univerzity, Kotlářská 267/2, 611 37 Brno, Česká republika
[3] Ústav vied o Zemi Slovenskej akadémie vied, Dúbravská cesta 9, 840 05 Bratislava, Slovenská republika

© Autori 2018. Vydal ŠGÚDŠ. Licencia Creative Commons BY 4.0. (http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

Abstrakt. Celoštátne paleontologické konferencie sa v bývalom Československu a následne v Českej republike a Slovenskej republike uskutočnili v dvoch časových obdobiach (cykloch). Prvý cyklus zahŕňal roky 1961 až 1977. V rámci neho sa v ročných až trojročných odstupoch zorganizovalo 8 konferencií. Druhý cyklus sa začal v roku 2000 po rozdelení Československa na dva samostatné štáty a pokračuje každoročne až dodnes. Medzi uvedenými cyklami sa organizovali špeciálne zamerané semináre (napr. mikropaleontológov v Hodoníne), jedno medzinárodné podujatie mikropaleontológov a konferencie (semináre) pri príležitosti životných jubileí významných paleontológov (prof. Vladimíra Pokorného, prof. Zdeňka V. Špinara a prof. Rudolfa Musila). Od tretej paleontologickej konferencie druhého cyklu (Bratislava, 2002) sa akcie rozšírili aj o spoluúčasť Poľskej republiky, ktorej paleontológovia usporiadali v poslednom čase tri odborné podujatia (2008, 2013 a 2016).

Kľúčové slová: paleontológia, paleontologické konferencie, história, Československo

Abstract. The nationwide paleontological conferences in the former Czechoslovakia and later in the Czech Republic and Slovak Republic took place in two time periods (cycles). The first cycle included the period since 1961 until 1977. In this cycle eight conferences were held in intervals of one to three years. The second cycle has started in the year 2000 after separation of Czechoslovakia into two states and continues up to this day annually. Between these mentioned cycles there were organised specially focused seminars (e.g. seminar of micropaleontologists in Hodonín), one international meeting of micropaleontologists and conferences at occasion of jubilees of important palaeontologists (prof. Vladimír Pokorný, prof. Zdeněk V. Špinar and prof. Rudolf Musil). Since the third paleontological conference of the second cycle (Bratislava, 2002) the conferences have been held with participation of Polish Republic, whose palaeontologists have organised three scientific conferences in the last years (2008, 2013 and 2016).

Key words: Paleontology, paleontological conference, history, Czechoslovakia

ÚVOD

Paleontológia sa zaoberá štúdiom vývoja života na Zemi, jeho príčinami a trendmi, objasňuje pôvod, históriu a distribúciu jednotlivých živých organizmov na Zemi, ich vzťah k životnému prostrediu a príčiny ich kríz a vymierania. Študuje možné prírodné riziká pre ich existenciu vrátane nášho vlastného druhu *Homo sapiens*.

Paleontologické poznatky sa premietajú do väčšiny geologických a sčasti aj biologických odborov. Je na nich napríklad založená stratigrafická geológia, ktorá je kľúčom k poznávaniu časového aspektu geologického záznamu a má veľmi dôležitú úlohu pri objasňovaní geologickej a tektonickej stavby území tvorených sedimentárnymi horninami.

Pred vznikom Československej republiky v roku 1918 sa paleontologické výskumy jeho územia realizovali v rámci Rakúsko-Uhorska. Do dejín svetovej paleontológie sa zapísalo veľa významných paleontológov toho obdobia. Územie Českej republiky preslávil hlavne Joachim Barrande so svojimi publikáciami o paleozoických fosíliách z oblasti stredných Čiech, ako aj Kaspar Maria Sternberg zaoberajúci sa paleobotanickým výskumom a mnoho ďalších. Z územia Slovenska pochádzal významný geológ a paleontológ Dionýz Štúr. Popri geologických výskumoch realizovaných na území takmer celej rakúsko-uhorskej monarchie si nielen všímal fosílne zvyšky organizmov, ale ich aj zbieral, študoval a využíval pri stratigrafickom zaraďovaní vrstvových sledov hornín. Z jeho vyše 500 doteraz známych publikácií je 156 prác s fyto- a 62 so zoopaleontologickou tematikou (Sitár, 1994).

Po vzniku Československej republiky v roku 1918 prebiehal paleontologický výskum hlavne na území Českej republiky – v múzeách, na vysokých školách [Karlova univerzita (J. Perner), Nemecká univerzita v Prahe (A. Liebus)] a v Štátnom geologickom ústave Republiky československej v Prahe. Tieto aktivity vo všeobecnosti zanikli po uzatvorení českých vysokých škôl v r. 1939 a počas nacistickej okupácie Čiech a Moravy.

Na území Slovenska nebola do roku 1940 žiadna vedecká inštitúcia zaoberajúca sa systematickým geologickým výskumom. Paleontologický výskum na Slovensku v tomto období realizovali len jednotlivci: D. Andrusov a niekoľkí slovenskí odborníci (J. V. Starohorský, K. Silnický), ale najmä českí (B. Bouček, F. Němejc, J. Petrbok, F. Prantl, A. Stehlík, O. Štěpánek, J. Šuf, S. Trapl, F. Ulrich, J. Vachtl, V. Zázvorka,), poľskí (F. Bieda, T. Smigielska, Z.

Sujkowski,) a maďarskí (R. Hojnos, G. Rakusz, L. Soós) paleontológovia.

Veľký rozmach v paleontologickom a biostratigrafickom výskume nastal na Slovensku až po založení Štátneho geologického ústavu v roku 1940, hlavne po roku 1950 s nástupom mladých absolventov (E. Brestenská, V. Kantorová, R. Lehotayová, M. Rakús, J. Salaj, O., Samuel, M. Vaňová a i.) a riešením celoštátneho projektu, ktorého cieľom bolo zostaviť geologické mapy v mierke 1 : 200 000 z celého územia vtedajšieho Československa. Paleontologický výskum prebiehal následne aj v ďalších organizáciách na Slovensku, ktoré vznikli po roku 1940 (Geologicko-paleontologický ústav Prírodovedeckej fakulty UK, 1941; Laboratórium pre paleontológiu a stratigrafiu SAV, 1953).

Po druhej svetovej vojne priniesol rozsiahly paleontologický výskum realizovaný na území Československa paleontológmi z rôznych vedeckých inštitúcii veľké množstvo nových poznatkov, o ktorých bolo potrebné informovať širšiu odbornú verejnosť. Súčasne sa objavila potreba vzájomne konzultovať teoretické, metodické a faktické problémy v rámci paleontologickej obce. Tieto zámery sa dali uskutočniť formou pracovných seminárov či vedeckých konferencií ako najrýchlejšieho prostriedku na dosiahnutie oboch cieľov. Úloha paleontológie v geologickom výskume bola zdôraznená aj jej postavením v organizačnej štruktúre vtedajšieho Ústredného ústavu geologického v Prahe, v ktorom už v roku 1945 predstavovala samostatný referát v skupine *systematické výzkumy a mapování* (Svoboda, 1969; Kukal, 2001). Obdobná situácia bola v roku 1945 aj v Štátnom geologickom ústave v Bratislave, kde súčasťou *oddelenia pomocných referátov* bol aj paleontologicko-stratigrafický referát (Katyk, 1946; Fordinál et al., 2010).

Celoštátne paleontologické konferencie sa v Československu začali organizovať začiatkom 60. rokov minulého storočia. Prvá konferencia sa konala v roku 1961 v Smoleniciach (tab. 1).

Cieľom tohto článku je v krátkosti zhrnúť históriu paleontologických konferencií v Československu a neskôr v Českej republike a Slovenskej republike a súčasne vyjadriť hold mnohým paleontológom, ktorí svojím výskumom posunuli úroveň poznania dopredu a tým významne prispeli k objasneniu geologickej histórie obidvoch krajín.

PREHĽAD PALEONTOLOGICKÝCH KONFERENCIÍ

Prvá paleontologická konferencia sa na území Československej republiky konala 27. a 28. apríla 1961 v Smoleniciach. Zúčastnilo sa na nej okolo 60 paleontológov z rôznych vedeckých pracovísk z celej republiky. Prvý deň konferencie bol venovaný všeobecným evolučným a taxonomickým otázkam. Prednášajúci sa vo svojich príspevkoch zaoberali ponímaním druhu a jeho dôsledkami pri metodike paleontologickej práce (B. Bouček, R. Jiříček), vplyvom prostredia na zloženie pevných častí organizmov (J. Kukalová), výsledkami biochémie a biofyziky a ich významom pri riešení všeobecných problémov v paleontológii (V. Houša), perspektívami palynologického výskumu (B. Pacltová), vzťahom amonitov k fáciám liasových sedimentov Veľkej Fatry (M. Rakús) atď. Druhý deň pokračovali pracovné rokovania po sekciách (zoopaleontologickej a fytopaleontologickej). V prednáškach sa jednotliví autori zaoberali fylogenézou kriedových planktonických dierkavcov (J. Salaj), preparáciou a metodikou určovania numulitov (M. Vaňová), novými metódami výskumu fosílnych rozsievok (Z. Řeháková) atď. (Houša, 1961; Pokorný, 1961).

Druhá paleontologická konferencia – neboli získané žiadne informácie.

Tab. 1. Paleontologické konferencie prvého cyklu (1961 – 1977).
Tab. 1. Paleontological conferences of the first cycle (1961 – 1977).

Názov	Dátum	Mesto	Krajina	Zborník
1. celostátní paleontologická konference	27. – 28. 4. 1961	Smolenice	Slovenská republika	nebol vydaný – iba krátke zhodotenia v článku Houšu (1961) a Pokorného (1961)
2. celostátní paleontologická konference	?	Praha	Česká republika	neboli získané žiadne informácie
3. celostátní paleontologická konference	25. – 27. 4. 1963	Mikulov	Česká republika	nebol vydaný – iba krátke zhodnotenia v článku Houšu (1963)
4. celostátní paleontologická konference	29. – 30. 3. 1965	Liblice	Česká republika	nebol vydaný – iba krátke zhodotenia v článku Holého (1966)
5. celostátní paleontologická konference	?1966	Praha	Česká republika	pravdepodobne bol súčasťou zjazdu ČSMG
6. celostátní paleontologická konference	22. – 25. 9. 1970	Hradec nad Moravicí	Česká republika	nebol vydaný – v článku Purkyňovej (1971) sú okrem zhodnotenia konferencie pripojené aj krátke abstrakty niektorých prednášok
7. celostátní paleontologická konference	10. – 12. 5. 1972	Hotel na Babe	Slovenská republika	nebol vydaný – iba krátke zhodotenia v článku Pacltovej (1973) terénna exkurzia po vybraných paleontologických lokalitách
8. celostátní paleontologická konference	24. – 25. 5. 1977	Sokolov	Česká republika	Holý, F. (ed.), 1977: Sborník 8. celostátní paleontologické konference v Sokolově 24. – 25. května 1977, Praha, Čekoslovenská společnost pro mineralogii a geologii, 34 s.

Tretia paleontologická konferencia sa konala 25. až 27. apríla 1963 v Mikulove (obr. 1). Usporiadala ju odborná skupina paleontológie Československej spoločnosti pre mineralógiu a geológiu. Ústrednou témou konferencie boli perspektívy a úlohy paleontológie v sedemročnom pláne rozvoja národného hospodárstva. Táto téma upriamila pozornosť účastníkov na vtedajší stav československej paleontológie, jej postavenie v rámci geologických vied a jej vzťah k biologickým vedám. Uvedené témy boli predmetom prednášok dopoludňajšieho bloku prvého dňa konferencie (V. Pokorný, V. Havlíček). V popoludňajšom bloku prvého dňa boli prednášky zaoberajúce sa minulosťou, súčasným stavom, ako aj perspektívami paleontológie stavovcov v Československu (Z. Špinar), chronostratigrafiou a stratotypmi (I. Cicha, J. Seneš), problémami paleontologickej systematiky (V. Kalabis) atď. Na druhý deň sa pokračovalo v rokovaniach po jednotlivých sekciách, a to zoo- a fytopaleontologickej. V poobedňajšej časti druhého dňa konferencie bola usporiadaná pešia exkurzia (obr. 2) po opustených lomoch na Turolde pri Mikulove, kde boli prezentované klentnické vrstvy, ernstbrunské vápence (titón) a klementské vrstvy (turón). Program druhého dňa bol zavŕšený návštevou mikulovského múzea a prehliadkou skamenenín Pavlovských vrchov. Tretí deň konferencie bol venovaný prerokovaniu a schváleniu rezolúcie a organizačným záležitostiam paleontologickej odbornej skupiny (Houša, 1963).

Štvrtá paleontologická konferencia sa uskutočnila v Libliciach 29. – 30. marca 1965. Jej základnou témou boli *Biologické aspekty v paleontológii*. Na konferencii bol prezentovaný vtedajší stav spolupráce na projekte *Vývoj ústrojenců v historii Země* (P. Čepek), *Význačné zkameněliny ČSSR* a *Metody paleontologického výzkumu* (B. Pacltová). Účastníci konferencie prehodnotili aj stav príprav zasadnutia Medzinárodnej paleontologickej únie (IPU) pri 23. medzinárodnom geologickom kongrese v Prahe. Prínosom a novinkou tejto konferencie bola aktívna účasť zástupcov českých a slovenských biológov (Holý, 1966).

Piata paleontologická konferencia bola podľa spomienok niektorých pamätníkov (Z. Kvaček) súčasťou Zjazdu ČSMG v Prahe v roku 1966. Na uvedenom podujatí sa zúčastnili aj nemeckí paleontológovia (napr. Harald Walter z Drážďan a Dieter Mai z Berlína). Presnejšie informácie sme nezískali.

Šiesta paleontologická konferencia sa konala 22. až 25. septembra 1970 v zámku Hradec nad Moravicí. Zúčastnilo sa na nej viac ako 40 paleontológov z Československa. Iniciátorom konferencie, ktorej hlavným cieľom bolo zoznámiť účastníkov s novými výsledkami a problémami paleontologického a biostratigrafického výskumu na Morave, hlavne v Sliezsku, bolo Sliezske múzeum v Opave. Súčasťou konferencie boli aj dve jednodňové exkurzie po zaujímavých paleontologických (Mokré Lazce, Štramberk, Čelechovice) a geologických (Budišovice, Uhlířsky vrch pri Bruntáli) lokalitách Moravy (Purkyňová, 1971).

Siedma paleontologická konferencia sa uskutočnila 10. – 12. mája 1972 v hoteli Na Babe v Malých Karpatoch. Bola realizovaná formou dvojdňovej exkurzie po východnom a západnom úpätí Malých Karpát. Na západnom okraji účastníci navštívili lokality Devínska Nová Ves-Sandberg, Devínska Nová Ves-tehelňa, Devín-hradná skala, Rohožník-lom a Rohožník-Vajarská. Na východnom okraji Malých Karpát boli prezentované lokality Dechtice, Malé Trnie a Pezinok-tehelňa (Pacltová, 1973).

Ôsma paleontologická konferencia sa uskutočnila 24. – 25. mája 1977 v Sokolove. Usporiadala ju Československá spoločnosť pre mineralógiu a geológiu v spolupráci s organizáciou Hnědouhelné doly a briketárny Sokolov. Na konferencii bol prezentovaný vtedajší stav poznania litostratigrafie a tektoniky Chebskej panvy (J. Václ), ako aj výsledky paleobotanického výskumu západočeských paniev (Č. Bůžek, Z. Kvaček, F. Holý, M. Konzálová). Okrem paleobotaniky sa prednesené prednášky zaoberali stavom výskumu stavovcov (O. Fejfar), mäkkýšov (P. Čtyroký) a hmyzu (P. Říha) z uvedených oblastí. Bola prezentovaná aj štúdia zaoberajúca sa paleoekológiou rýb čeľade Myctophidae (R. Brzobohatý). Na konferencii boli prednesené aj výsledky štúdia stabilných izotopov kyslíka, uhlíka a síry cyprisového súvrstvia z Chebskej panvy. Súčasťou konferencie boli aj terénne exkurzie, na ktorých sa študo-

Obr. 1. Fotografia zo zasadania 3. celoštátnej paleontologickej konferencie v Mikulove v roku 1963, zľava V. Zázvorka, sprava D. Andrusov (archív Z. Kvaček).
Fig. 1. Photo of the meeting of the 3rd National Paleontological Conference in Mikulov in 1963, the left V. Zázvorka, on the right D. Andrusov (archive Z. Kvaček).

Obr. 2. Účastníci exkurzie 3. celoštátnej paleontologickej konferencie v Mikulove v roku 1963 (archív Z. Kvaček).
Fig. 2. Participants in the excursion of the 3rd National Paleontological Conference in Mikulov in 1963 (archive Z. Kvaček).

vali profily hlbokých vrtov z oblasti Chebskej panvy a Sokolovskej panvy, ako aj povrchové geologické (Lomnice – eocénne sedimenty, lom Erika – oligocénne uhoľné sloje, Libík – miocénne uhoľné sloje) a paleontologické lokality (Dolnice u Chebu – fauna stavovcov, Soos u Hajku – rašelinisko). Abstrakty prednesených prednášok boli vydané tlačou v zborníku (Holý, 1977).

Po uvedenej konferencii nastalo určité „vákuum“ v organizovaní celoštátnych paleontologických konferencií. Iniciatívu prevzalo mikropaleontologické oddelenie Moravských naftových dolov, ktoré od polovice 70. a počas 80. rokov minulého storočia usporiadalo štyri celoštátne mikropalentologické semináre v Hodoníne (tab. 2). Semináre boli dvojdňové, s vysokou účasťou geológov a paleontológov.

I. mikropaleontologický seminár sa konal tesne pred ôsmou celoštátnou paleontologickou konferenciou v roku 1975 v Hodoníne.

II. mikropaleontologický seminár sa uskutočnil 28. – 29. septembra 1978. Zúčastnilo sa na ňom 65 mikropaleontológov a geológov z celého Československa. Bol venovaný 40-ročnému jubileu mikropaleontologického výskumu v naftovom priemysle v Hodoníne (Zemný plyn a nafta, 1978). Bola na ňom zhrnutá história mikropaleontológie Moravských naftových dolov (M. Holzknecht) a prezentované výsledky štúdia dierkavcov (V. Kantorová, E. Hanzlíková, D. Štemproková-Jírová a J. Kalvoda), kalpionel (V. Houša), nanoplanktónu (H. Bystrická, F. Jurášová, R. Lehotayová), palynomorf (B. Pacltová, E. Planderová, P. Valtrová), ako aj mäkkýšov z karbónskych sedimentov (F. Řehoř, M. Řehořová) a fauny rýb (R. Brzobohatý, V. Kalabis). Okrem spomenutých, čisto paleontologických tém bolo na seminári prezentované aj využitie mikropaleontológie v geologickom prieskume (R. Jiříček).

III. mikropaleontologický seminár sa uskutočnil v Hodoníne 1. – 2. októbra 1981. Bol venovaný akademikovi Vladimírovi Pokornému. Zúčastnilo sa na ňom 60 mikropaleontológov a geológov z Československa. Časť seminára bola venovaná príprave 18. európskeho mikropaleontologického kolokvia (Brzobohatý a Pacltová, 1982; Zemný plyn a nafta, 1981). O možnosť zorganizovať uvedené medzinárodné podujatie v Československu požiadali na 17. európskom mikropaleontologickom kolokviu v Nemecku účastníčky tohto podujatia RNDr. A. Ondrejíčková, CSc., a RNDr. M. Vaňová, CSc., z Geologického ústavu D. Štúra v Bratislave (Gašparik et al., 1983). Na seminári odznelo 15 príspevkov na tieto témy: mikropaleontológia kryštalinika (B. Pacltová), mikropaleontológia a biostratigrafia devónskych a karbónskych sedimentov Moravy (V. Zukalová, J. Kalvoda, Z. Vašíček), palynologický výskum územia Slánska (P. Valterová), triasové konodonty (J. Pevný), stratigrafia strednotriasových sedimentov hronika

Tab. 2. Príležitostné a špecializované paleontologické konferencie.
Tab. 2. Occasional and specialized paleontological conferences.

Názov	Dátum	Mesto	Krajina	Zborník
I. mikropaleontologický seminár	1975	Hodonín	Česká republika	pravdepodobne nebol zostavený
II. mikropaleontologický seminár	28. – 29. 9. 1978	Hodonín	Česká republika	Zem. Plyn Nafta, 1978, XXIII, 4a, Seminář o mikropaleontologii – září 1978, Hodonín, 441 – 730
III. mikropaleontologický seminár	1. – 2. 10. 1981	Hodonín	Česká republika	Zem. Plyn Nafta, 1981, XXVI, 4, Hodonín, 553 – 1 023
IV. mikropaleontologický seminár	1986	Hodonín	Česká republika	Hamršmíd, B. (ed.), 1987: Miscellanea Micropaleont., II/2, Sborník prací věnovaný 4. Československému mikropaleontologickému semináři. Knih. Zem. Plyn Nafta, (Hodonín), 6b, 7 – 314
18. európske mikropaleontologické kolokvium	11. – 20. 9. 1983	Hodonín	Česká republika	Brzobohatý, R. (ed.), 1983: Miscellanea micropalaeont., A memorial volume dedicated to the 18th European colloquy on micropalaeontology. Knih. Zem. Plyn Nafta (Hodnonín), 4, 332 Samuel, O. a Gašpariková, A. (eds.), 1983: 18th European colloquy on micropaleontology. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 215 s.
Paleontologický seminár	17. 1. 1985	Praha	Česká republika	Pokorný, V. (ed.), 1987: Contribution of Czechoslovak Palaeontology to Evolutionary Science 1945 – 1985. Praha, Univerzita Karlova, 161 s.
Celoštátna paleontologická konferencia	20. – 24. 6. 1988	Ružbašská Miľava	Slovenská republika	Samuel, O. (ed.), 1989: Zborník z paleontologickej konferencie. Konferencie – Sympóziá – Semináre. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 5 – 184
Paleontologický seminár s exkurziou	4. – 7. 6. 1990	Bratislava	Slovenská republika	nebol zostavený – iba krátke zhodnotenie v článku Zlinskej a Planderovej 1990)
Paleontologická konferencia 75. nar. prof. RNDr. Z. V. Špinara, DrSc.	27. – 28. 3. 1991	Praha	Česká republika	nebol zostavený
Seminár z paleontológie a spolupracujúcich odborov	30. 4. 1996	Brno	Česká republika	nebol zostavený

(O. Jendrejáková, J. Michalík, J. Papšová), paleoekologický a biostratigrafický výskum jurských a spodnokriedových sedimentov krížňanského príkrovu (K. Borza, J. Michalík, Z. Vašíček), dierkavce turónu z okolia Děčína (D. Štemproková-Jírová). Ďalšie prednášky boli venované problematike stratigrafie a paleogeografie paleogénnych sedimentov flyšového pásma na Morave (V. Pokorný, J. Krhovský, Z. Stráník, F. Jurášová, E. Hanzlíková, H. Peslová). Stratigrafia miocénnych sedimentov bola prezentovaná v príspevkoch V. Molčíkovej (nanoplanktón karpatu predhlbne na Morave) a E. Knoblocha (mikropaleontológia panónu a pontu Moravy a Slovenska). Špeciálna metodická práca bola venovaná paleobatymetrii strednobádenských sedimentov na lábskej elevácii (R. Brzobohatý, M. Holzknecht, R. Jiříček a V. Matyáš).

IV. mikropaleontologický seminár v Hodoníne sa konal v roku 1986 (Hamršmíd, 1987). Časť príspevkov bola venovaná výsledkom mikropaleontologického štúdia vrtu Nesvačilka-1. Bola spracovaná biostratigrafia uvedeného vrtu a špeciálne boli zhodnotené jednotlivé skupiny živočíchov a rastlín, a to foraminifery, ryby, vápnitý nanoplanktón a sporomorfy (J. Krhovský, R. Brzobohatý, P. Čtyroký, B. Hamršmíd, M. Holzknecht, B. Pacltová, V. Pokorný). V ďalšej časti seminára odzneli prednášky, ktoré boli venované mikrobiostratigrafickému štúdiu bielokarpatskej jednotky (L. Švábenická), šitbořickým vrstvám (F. Jurášová), vápnitému nanoplanktónu menilitového súvrstvia (M. Bubík) a ždánicko-hustopečského súvrstvia (V. Molčíková, Z. Stráník), paleoekológii bentických dierkavcov miocénu (K. Šutovská), otolitovej faune vo vzťahu k paleogeografii Centrálnej Paratetýdy (R. Brzobohatý) a ihliciam hubiek v miocéne (J. Říha, F. Odehnal).

Pri príležitosti 60. narodenín Vladimíra Pokorného Karlova univerzita v Prahe vydala publikáciu (*Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, 1982, 4), v ktorej boli zhrnuté výsledky mikropaleontologického výskumu. Zaoberali sa dierkavcami spodného karbónu Moravy (J. Kalvoda), najstaršou otolitovou faunou v Západných Karpatoch (R. Brzobohatý), štruktúrou schránok vápnitých dierkavcov (L. Hradecká), peľmi rodu *Platanus* (B. Pacltová), numerickými metódami na využitie peľových diagramov (E. Sajverová), anatomickými štúdiami Taxaceí (Z. Kvaček) atď.

V prvej polovici 80. rokov minulého storočia (11. až 20. septembra 1983) sa na území Československa konalo významné medzinárodné stretnutie mikropaleontológov – *18. európske mikropaleontologické kolokvium* (*18th European Colloquy on Micropaleontology*). Pri tejto príležitosti vydal Geologický ústav D. Štúra v Bratislave exkurzného sprievodcu, v ktorom boli spracované významné stratigrafické lokality Západných Karpát a Českého masívu (Samuel a Gašpariková, 1983). Na zostavení úvodného textu, ako aj spracovaní jednotlivých lokalít sa podieľali prakticky všetci vtedajší významní českí a slovenskí mikropaleontológovia. Tomuto podujatiu bola venovaná špeciálna publikácia (Brzobohatý, 1983), ktorú vydali Moravské naftové doly Hodonín. Obsahuje články zamerané na históriou československej mikropaleontológie (Brzobohatý a Hanzlíková), foraminifery z paleozoických až miocénnych sedimentov z územia Moravy (J. Kalvoda, J. Krhovský, I. Cicha, I. Zapletalová, V. Molčíková, R. Brzobohatý), ihlice hubiek karpatského až bádenského veku z karpatskej priehlbiny (J. Říha), zonáciu oligocénnych až miocénnych sedimentov Paratetýdy na základe lastúrničiek (R. Jiříček), rybie otolity z terciérnych usadenín Západných Karpát (R. Brzobohatý), spodnobádenské

Paleontologicky seminar v Brne
20. zari 2000, Katedra geologie a paleontologie PrF MU (pavilon 3), Brno, Kotlarska 2
Program: I. Odborna cast:
1. Flory a fauny
9.00 - 10.45 hod.
Fisakova M.: Fauna na lokalitach Dolni Vestonice II, IIa, III
Brizova E. : Palynologicky vyzkum zaniklych jihomoravskych jezer
Teodoridis V. : Flora a vegetace hlavacovských sterkopisku a oblasti Holodece
Ivanov M.: Merkur (CR) - nejstarsi miocenni lokalita s faunou hadu ve stredni Evrope
Prokop J.: Fosilni hmyz lokality Bilina (miocen) v severnich Cechach
Gregorova R.: Predbezna zprava o paleogennich rybach ze slovenske casti flysovych a vnitrnich Karpat
Chalupová B.: Tercierni ryby Zapadnich Karpat

10.45 - 11.00 hod. Prestavka

11. 00 - 13. 00 hod.
Kopacova M.: Fauna spodniho-svrchniho coniaku na lokalite Radovesice (Bilina, CR)
Slavickova J.: Studium faunistickych spolecenstev sareckeho souvrstvi (ordovik, prazska panev)
2. Prehledy, metody, evoluce
Vavrdova M.: Bioprovincie morského planktonu v mladsim siluru
Bubik M.: Fanerozoicky zaznam vyvoje aglutinovanych rhizopodu (Foraminifera, Testacea) na uzemi Ceské republiky
Michalík J.: Fosilne brachipodove spolocenstva - funkcna a kvantitativna analyza
Ziegler V. : Prislusnici celedi Serpulidae jako dulezita soucast fosilnich spolecenstev
Sakala R.: Celostni pristup v paleobotanice na prikladu severoceských tretihor
Mikuláš R.: Perspektivy ichnologickeho vyzkumu v sedimentarnim zaznamu Ceskeho masivu

13. 00 - 14. 00 Obed
3. Stratigraficka temata
14.00 - 15. 00 hod.
Reháková D.: Bioeventy vo vybranych jursko-spodnokriedovych planktonickych asociaciach, ich aplikacia v globalnej eventostratigrafii
Vasicek Z., Skupien P.: Nove vysledky biostratigrafie spodni kridy slezske jednotky na zaklade nevapnitych dinoflagelat a amonitu
Kraft P., Kraft J.: Paleontologicky a stratigraficky vyzkum barrandienskeho spodniho a stredniho ordoviku
Hladil J.: Není vhodne skakat na jedne noze: priklady vzajemne podpory biostratigrafie, fyzikalni stratigrafie a chemostratigrafie

II. Organizacni a spolecenska cast
15. 00 - 17. 00 hod.
Chlupac I. : Aktiva a dluhy ceske paleontologie 20. stoleti
Brzobohaty R. : Jak dal (v organizaci) ?
Fatka O. : Pristi seminar - pozvanka
Debata k slovenske a ceske paleontologii, dalsi volné informace
17.0 hod. - ???

Obr. 3. Program Paleontologického seminára v Brne 2000.
Fig. 3. Program of the Paleontological Seminar in Brno 2000.

rádiolárie (P. Sláma) a vápnitý nanoplanktón z českej kriedovej tabule a karpatskej priehlbiny z územia Moravy (V. Molčíková).

V polovici 80. rokov minulého storočia, 17. januára 1985, sa uskutočnil v Prahe paleontologický seminár zhŕňajúci príspevky československej paleontológie k evolučnej náuke v rokoch 1945 – 1985, ktorý usporiadala Karlova univerzita (Pokorný, 1987). Okrem iného na ňom odzneli prednášky zaoberajúce sa témami ako planktonické dierkavce čeľade Globotruncanidae (J. Salaj), vývoj a štruktúra schránok triasových a liasových brachiopódov (J. Michalík), evolúcia lastúrničiek (V. Pokorný), fylogenéza vybraných línií trilobitov (A. Přibyl a J. Vaněk), evolúcia čeľade Rzehakiidae (P. Čtyroký), fylomorfogenéza otolitov rýb čeľade Myctophidae (R. Brzobohatý), ontogenéza lebiek žiab (Z. Roček), evolúcia žiab čeľade Palaeobatrachidae (Z. Špinar), fylogenéza rodu *Equus* (R. Musil), vývoj fosílneho človeka v Európe (E. Vlček), ekologické aspekty vývoja hominidov (V. Vančata), vývoj megaspór, plodov a semien vyšších rastlín (E. Knobloch), vývoj krytosemenných rastlín (B. Pacltová) a iné.

Po 11 rokoch od poslednej spoločnej československej paleontologickej konferencie sa uskutočnila celoštátna paleontologická konferencia, ktorá sa konala na Slovensku v Ružbašskej Miľave 20. až 24. 6. 1988 (Samuel, 1989). Jej organizátorom bola odborná paleontologická skupina pri Slovenskej geologickej spoločnosti spolu s Geologickým ústavom D. Štúra (GÚDŠ) a ČSVTS pri GÚDŠ. Na konferencii sa zúčastnilo 63 špecialistov z rôznych geologických inštitúcií a odznelo 30 prednášok v štyroch sekciách (trias, jura, krieda a terciér). V rámci konferencie sa uskutočnili dve samostatné exkurzie. Prvá exkurzia pod vedením J. Nemčoka bola zameraná na geologickú stavbu, biostratigrafiu a tektonické pomery pieninského úseku bradlového pásma. Náplňou druhej exkurzie pod vedením J. Michalíka boli paleontologické a biostratigrafické problémy triasu. V závere konferencie bolo prijaté uznesenie, ktorého cieľom bolo definovať problémy, nepriaznivo pôsobiace na rozvoj paleontologického a biostratigrafického výskumu v Československu. Jednou z úloh bolo zabezpečiť dvoj- až trojročný cyklus organizovania paleontologických konferencií v Československu. Uvedený bod sa nepodarilo naplniť. Po tejto konferencii sa uskutočnilo ešte niekoľko stretnutí českých a slovenských paleontológov. Konali sa nepravidelne pri rôznych príležitostiach, napr. seminár s terénnou exkurziou (Bratislava; Zlinská a Planderová, 1990), konferencia pri príležitosti životného jubilea prof. Zdeňka V. Špinara (Praha, 1991) a prof. Rudolfa Musila (Brno, 1996).

Na prelome tisícročí R. Brzobohatý z Masarykovej univerzity v Brne a J. Michalík z Geologického ústavu SAV v Bratislave predostreli myšlienku obnoviť tradíciu česko-slovenských paleontologických konferencií (seminárov), ktorá sa veľmi dobre ujala.

Prvý paleontologický seminár sa uskutočnil 20. septembra 2000 na Katedre geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty Masarykovej univerzity v Brne. Bolo na ňom prezentovaných 19 odborných prednášok (obr. 3). Tento seminár nepokračoval v cykle paleontologických konferencií, ktorý sa začal v roku 1961, ale začal novú etapu (tab. 3).

Druhá česko-slovenská paleontologická konferencia sa konala 18. až 19. júna 2001 na pôde Prírodovedeckej fakulty Karlovej univerzity v Prahe (Fatka, 2006). Odznelo na nej 46 odborných prednášok a bolo prezentovaných 12 posterov.

Tretí česko-slovenský paleontologický seminár sa uskutočnil 5. júna 2002 na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského v Bratislave paralelne s dvomi ďalšími odbornými podujatiami, a to ESSEWECA/EEDEN Workshop a Paleoclimate workshop (Michalík et al., 2002). Na uvedenom seminári bolo prezentovaných 19 prednášok.

Štvrtý paleontologický seminár sa konal 17. – 18. júna 2003 v priestoroch Vysokej školy banskej – Technickej univerzity v Ostrave (Sborník, 2003; obr. 4). Na seminári bolo prezentovaných 36 odborných príspevkov (prednášok a posterov).

Piata paleontologická konferencia sa uskutočnila 17. – 18. júna 2004 v Štátnom Geologickom ústave D. Štúra v Bratislave (Zlinská, 2005). Na konferencii bolo prezentovaných 69 odborných príspevkov (prednášok a posterov).

Šiesty paleontologický seminár sa konal 14. – 15. septembra 2005 na Katedre geológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Palackého v Olomouci (Lehotský, 2005). Na seminári bolo prezentovaných 47 odborných príspevkov (prednášok a posterov).

Obr. 4. Fotografia účastníkov 4. česko-slovensko-poľského seminára v Ostrave v roku 2003.
Fig. 4. Photograph of the participants of the 4th Czech-Slovak-Polish Seminar in Ostrava in 2003.

Tab. 3. Paleontologické konferencie druhého cyklu (2000 – 2018).
Tab. 3. Paleontological conferences of the second cycle (2000 – 2018).

	Názov	Dátum	Mesto	Krajina	Zborník
1	Paleontologický seminár	20. 9. 2000	Brno	Česká republika	nebol zostavený
2	2nd Czech and Slovak Paleontological Conference	18. – 19. 6. 2001	Praha	Česká republika	Fatka, O. (ed.)., 2006: 2nd Czech and Slovak Paleontological Conference. Acta Univ. Carol., Geol. (2003), 47, 1 – 4, 3 – 214
3	The Stable Czech and Slovak Paleontological Seminary	5. – 7. 6. 2002	Bratislava	Slovenská republika	Michalík, J., Hudáčková, N., Chalupová, B. a Starek, D. (eds.), 2002: Paleogeographical, Paleoecological, Paleoclimatical Development of Central Europe. Abstract Book. 5-7th June 2002. Bratislava, Instit. Geol., Slovak Acad. Sci., 7 – 46
4	4. česko-slovenský a polský paleontologický seminář	17. – 18. 6. 2003	Ostrava	Česká republika	Sbor. věd. Prací Vys. Šk. báň. – Tech. Univ. (Ostrava), Ř. horn.-geol., XLIX, mim. č. 4. Paleontologický seminář Ostrava 17. – 18. 6. 2003, Ostrava, 109 s.
5	5. paleontologická konferencia	17. – 18. 6. 2004	Bratislava	Slovenská republika	Zlinská, A. (ed.), 2005: 5. paleontologická konferencia. Zborník abstraktov. Bratislava, jún 2004. Konferencie – Sympóziá – Semináre. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 118 s.
6	6. paleontologický seminář	14. – 15. 9 2005	Olomouc	Česká republika	Lehotský, T. (ed.), 2005: 6. paleontologický seminář – sborník příspěvků. Olomouc, Univerzita Palackého, 70 s.
7	7th paleontological Conference	19. – 20. 10. 2006	Brno	Česká republika	Hladilová, Š. a Doláková, N., 2006: 7th Paleontological Conference. Scr. Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk. Brun. (Brano), 33 – 34 (2003 – 2004), 3 – 104
8	8. česko-slovenská a poľská paleontologická konferencia	14. – 15. 6. 2007	Bratislava	Slovenská republika	Zlinská, A. (ed.), 2007: 8. paleontologická konferencia. Zborník abstraktov. Bratislava, jún 2007. Konferencie – Sympóziá – Semináre. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 121 s.
9	9th paleontological Conference	10. – 11. 10. 2008	Varšava	Poľská republika	Pisera, A., Bitner, M. A. a Halamski, A. T. (eds.), 2008: 9th Paleontological Conference. Warszava, 10-11 October 2008. Polish Acad. Sci., Instit. Paleobiol., 109 s.
10	10th Anniversary Conference of the Czech, Polish and Slovak Paleontologists	13. – 15. 10. 2009	Banská Bystrica	Slovenská republika	Pipík, R. K., Soták, J. a Staňová, S. (eds.), 2009: 10th Anniversary Conference of the Czech, Polish and Slovak Paleontologists. Abstracts and Guide Excursion, 5 – 82
11	Slovensko-polsko--česká paleontologická konference	14. - 16. 9. 2010	Praha	Česká republika	Dašková, J. a Kvaček, J. (eds.), 2010: 11. slovensko-polsko--česká paleontologická konference. Sborník abstraktů. Praha, GÚ AVČR – NM, 60 s.
12	12. česko-slovensko--poľská paleontologická konferencia	20. – 21. 10. 2011	Bratislava	Slovenská republika	Boorová, D. (ed.), 2011: 12. paleontologická konferencia. Zborník príspevkov. Konferencie – Sympóziá – Semináre. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 3 – 110
13	13. česko-slovensko--polský paleontologický seminář	18. – 19. 10. 2012	Brno	Česká republika	Hladilová, Š., Doláková, N. a Dostál, O., 2012: 13. česko--slovensko-polský paleontologický seminář. Sborník příspevků. Brno, 3 – 81
14	14th Czech-Slovak-Polish Palaeontological Conference	14. – 15. 11. 2013	Krakov	Poľská republika	Bak, M., Kowal-Kasprzyk, J., Waśkowska, A. a Kaminski, M. A. (eds.), 2013: 14th Czech-Slovak-Polish Palaeontological Conference and 9th Polish Micropalaeontological Workshop. Abstracts Volume. Grzybowski Found. Spec. Publ., 19, 66 s.
15	15th Czech-Polish-Slovak Paleontological Conference	19. – 20. 11. 2014	Banská Bystrica	Slovenská republika	Pipík, R. K., Soták, J. a Šurka, J. (eds.), 2014: 15th Czech--Polish-Slovak paleontological conference. Abstract book. November 19-20, 2014. Banská Bystrica, Geol. Instit., Slovak Acad. Sci., 7 – 84
16	16th Czech-Slovak-Polish Paleontoloical Conference	10. – 11. 9. 2015	Olomouc	Česká republika	Bubík, M., Ciurej, A. a Kaminski, M. A. (eds.), 2015: 16th Czech-Slovak-Polish Paleontological Conference and 10th Polish Micropaleontological Workshop. Abstracts Book and Excursion Guide. Grzybowski Found. Spec. Publ., 21, 1 – 98
17	17th Czech-Slovak-Polish Palaeontological Conference	20. – 21. 10. 2016	Krakov	Poľská republika	17th Czech-Slovak-Polish Palaeontological Conference, Kraków, 20-21. October 2016. Abstract Volume. Warszawa, Polish Geol. Inst. – National Res. Inst., 13 – 102
18	18. česko-slovensko--poľská paleontologická konferencia	16. 6. 2017	Stará Lesná	Slovenská republika	Abstrakty 18. ročníka CZ-SK-PL paleontologickej konferencie. In: Šimon, L., Kováčová, M., Ozdínová, S., Michalík, J., Pivko, D., Goliáš, V., Bokr, P., Tomanová Petrová, P. a Gilíková, H. (eds.), 2017: Zborník abstraktov a exkurzný sprievodca Otvoreného geologického kongresu Vysoké Tatry 2017. Mente Malleo, 84 – 111
19	19th Czech-Slovak--Polish Palaeontological Conference & 11th Micropaleontological Workshop MIKRO 2018	18. – 19. 10. 2018	Praha	Česká republika	Pšenička, J., Frojdová, J., Svobodová, A. a Dašková, J. (ed.), 2018: 19th Czech-Slovak-Polish Palaeontological Conference & 11th Micropaleontological Workshop MIKRO 2018, Prague, October 18-19, 2018. Abstract book. Folia Mus. Rer. Natur. Bohem. Occid. Geol. Paleobiol., spec. Vol. Pilsen, West Bohemian Museum, 1 – 113

Siedmy česko-slovensko-poľský paleontologický seminár sa konal 19. a 20. októbra 2006 v konferenčnej sále Moravského zemského múzea v Brne (Hladilová a Doláková, 2006). Seminár bol venovaný okrúhlemu jubileu (80 rokov) prof. R. Musila. Odznelo na ňom 33 odborných prednášok a bolo prezentovaných 14 posterov.

Ôsma česko-slovenská a poľská paleontologická konferencia sa uskutočnila 14. – 15. júna 2007 v Štátnom geologickom ústave D. Štúra v Bratislave (Zlinská, 2007). Odznelo na nej 45 odborných prednášok a bolo prezentovaných 13 posterov.

Deviata česko-slovensko-poľská konferencia sa konala 10. – 11. októbra 2008 v Paleobiologickom ústave Poľskej akadémie vied vo Varšave (Pisera et al., 2008). Zúčastnilo sa na nej 58 odborníkov z Poľska, 12 zo Slovenska, 27 z Českej republiky, 2 z Ruska a 1 z Maďarska (Michalík, 2008). Počas konferencie odznelo 43 prednášok a bolo prezentovaných 33 posterov, ktoré boli zamerané na paleozoické až kvartérne fosílne organizmy.

Desiata česko-poľsko-slovenská konferencia sa konala 13. až 15. októbra 2009 v kongresovom centre hotela Šachtička pri Banskej Bystrici (obr. 5). Zorganizovali ju pracovníci Geologického ústavu SAV a Univerzity Mateja Bela v Banskej Bystrici (Pipík et al., 2009). Odznelo na nej 39 prednášok a bolo prezentovaných 30 posterov.

Jedenásta slovensko-poľsko-česká paleontologická konferencia sa uskutočnila v priestoroch Národného múzea v Prahe 14. – 15. septembra 2010. Zorganizovali ju pracovníci Národného múzea v Prahe a Geologického ústavu Českej akadémie vied. Na konferencii odznelo 40 prednášok a bolo vystavených 15 posterov. Súčasťou konferencie bola aj terénna exkurzia, ktorá sa konala 16. 9. 2016. V rámci nej účastníci navštívili významné lokality v oblasti Barrandienu, a to Kosoř-Černá rokle (spodnodevónske vápence), Karlštejn-Budňanská skála (parastratotyp silúr/devón), Koněprusy (devón) a Sv. Jan pod Skalou (holocénne travertíny).

Dvanásta česko-slovensko-poľská paleontologická konferencia sa konala 20. – 21. októbra 2011 v priestoroch Štátneho geologického ústavu D. Štúra v Bratislave (obr. 6; Boorová, 2011). Odznelo na nej 34 prednášok a bolo prezentovaných 14 posterov.

Trinásty česko-slovensko-poľský paleontologický seminár sa konal 18. – 19. októbra 2012 v konferenčnej sále Mendelovho múzea Masarykovej univerzity v Brne. Odznelo na nej 31 odborných prednášok a bolo prezentovaných 13 posterov (Hladilová et al., 2012).

Štrnásta česko-slovensko-poľská paleontologická konferencia sa konala 14. – 15. novembra 2013 v Krakove spoločne s 9. mikropaleontologickým workshopom MIKRO 2013 (Bak et al., 2013).

Obr. 5. Účastníci 10. česko-poľsko-slovenskej paleontologickej konferencie v Banskej Bystrici Na Šachtičkách v roku 2009.
Fig. 5. Participants of the 10th Czech-Polish-Slovak Paleontological Conference in Banská Bystrica Na Šachtičkách in 2009.

Obr. 6. Účastníci 12. česko-slovensko-poľskej paleontologickej konferencie v Bratislave v roku 2011 (foto L. Martinský).
Fig. 6. Participants of the 12th Czech-Slovak-Polish Paleontological Conference in Bratislava in 2011 (photo by L. Martinský).

Tab. 4. Významní paleontológovia – životne jubileá, spomienky.
Tab. 4. Important Paleontologists – Life Jubilees, Memories.

Názov konferencie	Zborník	Paleontológovia (životné jubileá, spomienky)
2nd Czech and Slovak Paleontological Conference	Fatka, O. (ed.)., 2006: 2nd Czech and Slovak Paleontological Conference. Acta Univ. Carol., Geol. (2003) 47, 1 – 4, 3 – 214	prof. RNDr. František Němejc, DrSc. (1901 – 1976) Dr. Josef Soukup (1901 – 1980) prof. RNDr. Rudolf Musil, DrSc. prof. RNDr. Oldřich Fejfar, DrSc. prof. RNDr. Ivo Chlupáč, DrSc. (1931 – 2002) RNDr. Ondrej Samuel, DrSc. prof. RNDr. Blanka Pacltová, CSc.
4. česko-slovenský a polský paleontologický seminář	Sbor. věd. Prací Vys. Šk. báň. – Tech. univ. (Ostrava), Ř. Horn.-geol., XLIX, mim. č. 4. paleontologický seminář Ostrava 17. – 18. 6. 2003, Ostrava, 109 s.	prof. RNDr. Josef Augusta (1903 – 1968)
5. paleontologická konferencia	Zlinská, A. (ed.), 2005: 5. paleontologická konferencia. Zborník abstraktov. Bratislava, jún 2004. Konferencie – Sympóziá – Semináre. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 118 s.	doc. RNDr. Hedviga Bystrická, CSc. doc. RNDr. Ján Seneš, DrSc. (1924 – 1992)
6. paleontologický seminář	Lehotský, T. (ed.): 6. paleontologický seminář – sborník příspěvků. Olomouc, Univerzita Palackého, 70 s.	RNDr. Edita Brestenská RNDr. Mária Kochanová, CSc.
7th Paleontological Conference	Hladilová, Š. a Doláková, N., 2006: 7th Paleontological Conference. Scr. Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk. Brun. Brno, 33 – 34 (2003 – 2004), 3 – 104	prof. RNDr. Rudolf Musil, DrSc.
8. česko-slovenská a poľská paleontologická konferencia	Zlinská, A. (ed.), 2007: 8. paleontologická konferencia. Zborník abstraktov. Bratislava, jún 2007. Konferencie – Sympóziá – Semináre. Bratislava, Št. Geol, Úst. D. Štúra, 121 s.	akademik Dimitrij Andrusov (1897 – 1976) RNDr. Viera Kantorová (1922 – 1995) RNDr. Ján Bystrický, DrSc. (1922 – 1986) RNDr. Margita Vaňová, CSc. RNDr. Ružena Lehotayová RNDr. Eva Planderová, DrSc. (1932 – 1992) RNDr. Pavlína Snopková, CSc. RNDr. Jozef Salaj, DrSc. prof. Ing. Zdeňek Vašíček, DrSc.
12. česko-slovensko-poľská paleontologická konferencia	Boorová, D. (ed.), 2011: 12. paleontologická konferencia. Zborník príspevkov. Konferencie – Sympóziá – Semináre. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 3 – 110	RNDr. Jozef Pevný, CSc. RNDr. Jozef Salaj, DrSc. (1932 – 2011) prof. RNDr. Milan Mišík, DrSc. (1928 – 2011)
13. česko-slovensko-polský paleontologický seminář	Hladilová, Š., Doláková, N. a Dostál, O., 2012: 13. česko-slovensko-polský paleontologický seminář. Sborník příspevků. Brno, 3 – 81	prof. Ing. Zdeňek Vašíček, DrSc.
14th Czech-Slovak-Polish Palaeontological Conference	Bak, M., Kowal-Kasprzyk, J., Waśkowska, A. a Kaminski, M. A. (eds.), 2013: 14th Czech-Slovak-Polish Palaeontological Conference and 9th Polish Micropalaeontological Workshop, Abstracts Volume. Grzybowski Found. Spec. Publ., 19, 66 s.	prof. Jan Golonka
16th Czech-Slovak-Polish Paleontoloical Conference	Bubík, M., Ciurej, A. a Kaminski, M. A. (eds.), 2015: 16th Czech-Slovak-Polish Palaeontological Conference and 10th Polish Micro-paleontological Workshop. Abstracts Book and Excursion Guide. Grzybowski Found. Spec. Publ., 21, 1 – 98	Richard Johan Schubert (1876 – 1915)
17th Czech-Slovak-Polish Palaeontological Conference	17th Czech-Slovak-Polish Palaeontological Conference, Kraków, 20-21. October 2016. Abstract Volume. Warsaw, Polish Geol. Inst. – National Res. Inst., 13 – 102	prof. Marian Książkiewicz (1906 – 1981)
19th Czech-Slovak-Polish Palaeontological Conference & 11th Micropaleontological Workshop MIKRO 2018	Pšenička, J., Frojdová, J., Svobodová, A. a Dašková, J. (ed.), 2018: 19th Czech-Slovak-Polish Palaeontological Conference & 11th Micropaleontological Workshop MIKRO 2018, Prague, October 18-19, 2018. Abstract book. Folia Mus. Rer. Natur. Bohem. Occident. Geol. Paleobiol., spec. Vol. Pilsen, West Bohemian Museum, 1 – 113	doc. RNDr. Hedviga Bystrická, CSc. (1924 – 2018)

Pätnásta česko-poľsko-slovenská paleontologická konferencia sa konala 19. – 20. novembra 2014 v Banskej Bystrici. Odznelo na nej 46 prednášok a bolo prezentovaných 25 posterov (Pipík et al., 2014).

Šestnásty česko-slovensko-poľský paleontologický seminár sa konal 10. – 11. septembra 2015 v priestoroch Prírodovedeckej fakulty Univerzity Palackého v Olomouci súčasne s 10. mikropaleontologickým workshopom MIKRO-2015 (9. – 10. 9. 2015) ako spoločná akcia. Na organizácii akcie sa podieľali pracovníci Katedry geológie Prírodovedeckej fakulty a Katedry biológie Pedagogickej fakulty Univerzity Palackého v Olomouci a Českej geologickej služby z Prahy. Na seminári odznelo 20 prednášok a bolo prezentovaných 12 posterov (Bubík et al., 2015).

Obr. 7. Fotografia účastníkov 17. česko-slovensko-poľskej paleontologickej konferencie v Krakove v roku 2016 (foto Piotr Freiwald).
Fig. 7. Photo of participants 17. Czech-Slovak-Polish-Paleontological Conference in Krakow in 2016 (photo by Piotr Freiwald).

Sedemnásta česko-slovensko-poľská paleontologická konferencia sa konala 20. – 21. októbra 2016 v Krakove v priestoroch Poľského geologického ústavu (obr. 7). Na konferencii odznelo 43 odborných prednášok a bolo prezentovaných 34 posterov.

Osemnásta česko-slovensko-poľská paleontologická konferencia sa konala 16. júna 2017 v rámci Otvoreného geologického kongresu Slovenskej a Českej geologickej spoločnosti v Kongresovom centre SAV Academia v Starej Lesnej (Šimon et al., 2017). Zorganizovala ju paleontologická skupina Slovenskej geologickej spoločnosti. Na konferencii bolo prezentovaných 27 odborných príspevkov (prednášok a posterov).

Devätnásta česko-slovensko-poľská paleontologická konferencia sa uskutočnila 18. až 19. októbra 2018 spolu s workshopom MIKRO 2018 v reprezentačnej rezidencii Villa Lanna Českej akadémie vied v Prahe (Pšenička et al., 2018). Súčasťou konferencie bola aj terénna exkurzia, zameraná na stratigrafiu a tektoniku Pražskej panvy. Na konferencii odznelo 44 odborných prednášok a bolo prezentovaných 46 posterov.

Konferencie (semináre) boli a sú vynikajúcim prostredím na výmenu vedeckých poznatkov a platformou na organizovanie odbornej spolupráce, ale podmienky na ich usporadúvanie sa po roku 1993 zmenili. Personálna základňa paleontológov sa v Českej republike i Slovenskej republike obmenila a zmenšila, ale vývoj vedy v zjednocujúcej sa Európe a v globalizujúcom sa svete vyžaduje oveľa širšie založenú a komplexnejšiu spoluprácu, aká je možná v rámci jedného štátu. Od začiatku organizovania druhého cyklu každoročných odborných stretnutí bola snaha vtiahnuť do diskusií odborníkov zo susediacich krajín hovoriacich blízkymi slovanskými jazykmi. Na 3. paleontologickej konferencii, ktorá sa konala v roku 2002 v Bratislave, sa zúčastnilo aj niekoľko poľských paleontológov. Komunikácia v materinskej reči na uvedených konferenciách bez väčšej jazykovej bariéry je jedinečnou príležitosťou pre paleontológov z Česka, Slovenska a Poľska a umožňuje diskusie o širokom okruhu aktuálnych otázok a problémov v rodných jazykoch. Od roku 2000 až do súčasnosti sa uskutočnilo 19 stretnutí českých a slovenských a na väčšine z nich aj poľských paleontológov. Okrem prvého stretnutia boli zo všetkých konferencií (seminárov) tlačou vydané zborníky abstraktov (tab. 3). Súčasťou niektorých konferencií (seminárov) boli aj odborné exkurzie (10. paleontologická konferencia, Banská Bystrica 2009; 11. paleontologická konferencia, Praha, 2010; 18. paleontologická konferencia, Stará Lesná, 2017; 19. paleontologická konferencia 2018, Praha). O priebehu niektorých konferencií boli napísané aj krátke informatívne články (Michalík, 2008; Potfaj et al. 2011; Szydlo a Peryt, 2017).

Paleontologické konferencie (semináre) majú okrem odborného poslania aj významnú spoločenskú funkciu. Sú miestom, na ktorom si pripomíname životné jubileá významných osobností z oblasti paleontológie alebo si na nich spomíname (tab. 4).

ZÁVER

Celoštátne paleontologické konferencie sa v bývalom Československu a následne v Českej republike a Slovenskej republike uskutočnili v dvoch časových obdobiach (cykloch).

Prvý cyklus zahŕňal roky 1961 až 1977. Prvá paleontologická konferencia sa uskutočnila v Smoleniciach v roku 1961. V ročných až trojročných intervaloch sa konferencie konali v rôznych mestách v rámci Československa až do roku 1977, keď sa uskutočnila 8. paleontologická konferencia (tab. 1). Po nej nastalo určité „vákuum“ v organizovaní celoštátnych paleontologických konferencií. Organizovali

sa len špeciálne semináre (napr. mikropaleontológov v Hodoníne atď.) a jedno medzinárodné podujatie mikropaleontológov (18th European Colloquy on Micropaleontology, 1983). Až po 11 rokoch od poslednej konferencie sa uskutočnila ďalšia celoštátna paleontologická konferencia, ktorá sa konala v roku 1988 na Slovensku v Ružbašskej Miľave. Po nej sa uskutočnilo ešte niekoľko stretnutí českých a slovenských paleontológov, ktoré sa konali pri životných jubileách významných paleontológov (tab. 2).

Druhý cyklus spoločných paleontologických konferencií (seminárov) sa začal v roku 2000, sedem rokov po rozdelení Československa na dva samostatné štáty, a pokračuje každoročne až dodnes. Prvý paleontologický seminár tohto typu sa uskutočnil 20. septembra 2000 v Brne (obr. 1). Nepokračoval v cykle predchádzajúcich paleontologických konferencií, ale začal novú etapu (tab. 3). Podobne ako v prvom cykle sa konferencie (semináre) druhého cyklu usporadúvajú v rôznych mestách Českej republiky (Brno, Praha, Ostrava, Olomouc) a Slovenskej republiky (Bratislava, Banská Bystrica, Stará Lesná). Od začiatku organizovania druhej série každoročných odborných stretnutí bola snaha vtiahnuť do diskusií odborníkov zo susediacich krajín hovoriacich blízkymi slovanskými jazykmi. Na 3. paleontologickej konferencii, ktorá sa konala v roku 2002 v Bratislave, sa zúčastnilo aj niekoľko poľských paleontológov. Odvtedy sa na uvedených odborných podujatiach zúčastňujú aj paleontológovia z Poľskej republiky, ktorí zorganizovali už tri odborné stretnutia, a to v roku 2008 (Varšava), 2013 a 2016 (Krakov).

Uvedené spoločné stretnutia umožňujú rýchlu vzájomnú výmenu informácií, konfrontáciu a dopĺňanie paleontologických výsledkov vo veľkej časti stredoeurópskeho priestoru a zároveň odrážajú úroveň paleontológie v uvedených krajinách.

Poďakovanie

Autori ďakujú prof. Zlatkovi Kvačkovi za informácie o 5. paleontologickej konferencii 1. cyklu, ako aj za fotografie z 3. paleontologickej konferencie v Mikulove v roku 1963.

LITERATÚRA

Acta Universitatis Carolinae, Geologica, 1982, 4, Univerzita Karlova Praha, 317 – 491.

Bak, M., Kowal-Kasprzyk, J., Waśkowska, A. a Kaminski, M. A. (eds.), 2013: 14th Czech-Slovak-Polish Palaeontological Conference and 9th Polish Micropalaeontological Workshop. Abstracts Volume. Grzybowski Found. Spec. Publ., 19, 66 s.

Boorová, D. (ed.), 2011: 12. paleontologická konferencia. Zborník príspevkov. Konferencie – Sympóziá – Semináre. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 3 – 110.

Brzobohatý, R. (ed.), 1983: Miscellanea micropalaeontologica, A memorial volume dedicated to the 18th European colloquy on micropalaeontology. Knih. Zem. Plyn Nafta, 4, 332 s.

Brzobohatý, R. a Pacltová, B., 1982: III. mikropaleontologický seminář v Hodoníně. Čas. Mineral. Geol., 27, 2, 220 s.

Bubík, M., Ciurej, A. a Kaminski, M. A. (eds.), 2015: 16th Czech-Slovak-Polish Paleontological Conference and 10th Polish Micropaleontological Workshop. Abstracts Book and Excursion Guide. Grzybowski Found. Spec. Publ., 21, 1 – 98.

Fatka, O. (ed.), 2006: 2nd Czech and Slovak Paleontological Conference. Acta Univ. Carol., Geol. (2003), 47, 1 – 4, 214 s.

Fordinál, K., Zlinská, A., Boorová, D. a Žecová, K., 2010: Paleontologický a biostratigrafický výskum v Štátnom geologickom ústave D. Štúra. In: Madarás, J. a Iglárová, Ľ. (eds.): Nové výzvy geológie na Slovensku – 70 rokov Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra. Zborník vedeckých príspevkov z konferencie. Konferencie – Sympóziá – Semináre. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 79 – 90.

Gašparik, J., Reichwalder, P., Samuel, O. a Vozár, J. (ed.), 1983: Ročenka Geologického ústavu Dionýza Štúra za rok 1982. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 5 – 91.

Hamršmíd, B. (ed.), 1987: Micsellanea Micropaleontologica II/2. Sborník prací věnovaný 4. Československému mikropaleontologickému semináři. Knih. Zem. Plyn Nafta, 6b, 314 s.

Hladilová, Š. a Doláková, N., 2006: 7th Paleontological Conference. Scr. Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk. Brun., 33 – 34 (2003 – 2004), 104 s.

Hladilová, Š., Doláková, N. a Dostál, O., 2012: 13. česko-slovensko-polský paleontologický seminář. Sborník příspevků. Brno, 3 – 81.

Holý, F., 1966: Čtvrtá celostátní paleontologická konference. Čas. Mineral. Geol., 11, 1, 115 – 117.

Holý, F. (ed.), 1977: Sborník 8. celostátní paleontologické konference v Sokolově, 24. – 25. května 1977. Praha, Čs. spol. mineral. geol., 34 s.

Houša, V., 1961: První konference československých paleontologů ve Smolenicích v dubnu 1961. Věst. Ústř. Úst. geol., 36, 495 – 497.

Houša, V., 1963: Třetí celostátní paleontologická konference. Čas. Mineral. Geol., 8, 4, 411 – 413.

Katyk, M., 1946: Výročná zpráva Štátneho geologického ústavu v Bratislave za roky 1941 – 1944. Práce Št. geol. Úst., Soš., 16, 5 – 22.

Kukal, Z., 2001: Geologové České geologické služby 1919 – 2001. Praha, Čes. geol. služba, 122 s.

Kvaček, Z. a Holý, F., 1977: Současný stav a perspektivy paleobotanického výzkumu chebské a sokolovské pánve. Sborník 8. Celostátní paleontologické konference, Sokolov 24. – 25. května 1977. Sokolov, HDBS, 8 – 12.

Lehotský, T. (ed.), 2005: 6. paleontologický seminář – sborník příspěvků. Olomouc, Univerzita Palackého, 70 s.

Michalík, J., 2008: Deviata česko-slovensko-poľská paleontologická konferencia. In: Miner. Slov., 40, 3 – 4, Geovestník, 278.

Michalík, J., Hudáčková, N., Chalupová, B. a Starek, D. (eds.), 2002: Paleogeographical, Paleoecological, Paleoclimatical Development of Central Europe. Abstract Book, 5 – 7th June 2002. Bratislava, Inst. Geol., Slovak Acad. Sci., 7 – 46.

Pacltová, B., 1973: 7. Celostátní paleontologická konference Na Babé v Malých Karpatech. Čas. Mineral. Geol., 18, 1, 98 – 99.

Pipík, R. K., Soták, J. a Staňová, S. (eds.), 2009: 10th Anniversary Conference of the Czech, Polish and Slovak Paleontologists. Abstracts and Guide Excursion, 82 s.

Pipík, R. K., Soták, J. a Šurka, J. (eds.), 2014: 15th Czech-Polish-Slovak paleontological conference. Abstract book. November 19 – 20, 2014, Banská Bystrica. Bratislava, Geol. Inst., Slovak Acad. Sci., 84 s.

Pisera, A., Bitner, M. A. a Halamski, A. T. (ed.), 2008: 9th Paleontological Conference. Warszava, 10 – 11 October 2008. Polish Acad. Sci., Inst. Paleobiol., 109 s.

Pokorný, V., 1961: 1. celostátní paleontologická konference ve Smolenicích. Čas. Mineral. Geol., 6, 4, 507 – 508.

Pokorný, V. (ed.), 1987: Contribution of Czechoslovak Palaeontology to Evolutionary Science 1945 – 1985. Praha, Univerzita Karlova, 161 s.

Potfaj, M., Boorová, D., Vlačiky, M., Fordinál, K. a Žecová, K., 2011: 12. česko-slovensko-poľská paleontologická konferencia. Miner. Slov., 43, 4, Geovestník, 503 – 504.

Pšenička, J., Frojdová, J., Svobodová, A. a Dašková, J. (ed.), 2018: 19th Czech-Slovak-Polish Palaeontological Conferen-

ce & 11th Micropaleontological Workshop MIKRO 2018, Prague, October 18 – 19, 2018. Abstract book. Folia Mus. Rer. natur. Bohem. occident., Geol. Paleobiol., spec. Vol. Pilsen, West Bohemian Mus., 113 s.

Purkyňová, E., 1971: 6. Celostátní paleontologická konference ve Slezsku. Čas. Mineral. Geol., 16, 3, 335 – 344.

Samuel, O. a Gašpariková, V. (eds.), 1983: 18th European colloquy on micropaleontology. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 215 s.

Samuel, O. (ed.), 1989: Zborník z paleontologickej konferencie. Súčasné problémy a trendy v československej paleontológii. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 184 s.

Sbor. věd. Prací Vys. Šk. báň. (Ostrava) – Tech. univ., Ř. horn.-geol., XLIX, mim. č., 4. Paleontologický seminář Ostrava 17. – 18. 6. 2003, 109 s.

Sitár, V., 1994: Dionýz Štúr – významný paleontológ. In: Miko, O. a Samuel, O. (eds.): Dionýz Štúr – geológ, paleontológ, botanik, slovenský národovec (1827 – 1893). Konferencie – Sympóziá – Semináre. Bratislava, Geol. Úst. D. štúra, 43 – 44.

Svoboda, J., 1969: Ústřední ústav geologický 1919 – 1969. Praha, Ústř. Úst. geol., 118 s.

Szydlo, A. a Peryt, T. M., 2017: 17th Czech-Slovak-Polish Paleontological Conference, October 20 – 21, 2016, Kraków, Poland. Geol. Quart., 61, 3, 611 – 612.

Šimon, L., Kováčová, M., Ozdínová, S., Michalík, J., Pivko, D., Goliáš, V., Bokr, P., Tomanová Petrová, P. a Gilíková, H. (eds.), 2017: Zborník abstraktov a exkurzný sprievodca Otvoreného geologického kongresu Vysoké Tatry 2017. Bratislava, Mente Malleo, 84 – 111.

Zem. Plyn Nafta, 1978 XXIII, 4a. Seminář o mikropaleontologii – září 1978. Hodonín, 441 – 730.

Zem. Plyn Nafta, 1981, XXVI, 4. Hodonín, 553 – 1 023.

Zlinská, A. (ed.), 2005: 5. Paleontologická konferencia. Zborník abstraktov. Bratislava, jún 2004. Konferencie – Sympóziá – Semináre. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 118 s.

Zlinská, A. (ed.), 2007: 8. Paleontologická konferencia. Zborník abstraktov. Bratislava, jún 2007. Konferencie – Sympóziá – Semináre. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 121 s.

Zlinská, A. a Planderová, E., 1990: Paleontologický seminár s exkurziou. Miner. Slov., 22, 5, 393.

SUMMARY

The nationwide paleontological conferences represent a series of conferences organized by a paleontological professional in the former Czechoslovakia and later in the Czech and Slovak Republics. The conferences took place in two time periods (cycles).

The first cycle included the period from 1961 to 1977. The first paleontological conference took place in Smolenice (Slovakia) in 1961. The conferences were later held in different towns within Czechoslovakia at annual or three-year intervals until 1977, when the 8th Paleontological Conference was held (Table 1). After the aforementioned conference, there was a certain "vacuum" in the organization of national paleontological conferences. Only special seminars (eg. micropaleontology in Hodonín, etc.) and one international micropaleontology event (18th European Colloquy on Micropaleontology, 1983) were organized. After 11 years since the last conference, another national palaeontological conference was held in Slovakia in the Ružbašská Míľava in 1988. After this conference, there were several meetings of Czech and Slovak palaeontologists held in the honour of jubilees of important paleontologists (Table 2), however the continuity of nationwide paleontological conferences series was disrupted.

The second cycle of joint palaeontological conferences (seminars) began in 2000, seven years after the Czechoslovakia was split into two separate states, and it continues every year until present. The first palaeontological seminar of this type took place on 20 September 2000 in Brno (Figure 1). It did not follow the cycle of previous paleontological conferences but started a new stage and numbering (Table 3). As in the first cycle, the second round of seminars were held in different cities in the Czech Republic (Brno, Prague, Ostrava, Olomouc) and the Slovak Republic (Bratislava, Banská Bystrica, Stará Lesná). Since the start of the second series of annual meetings, an effort has been made to involve the experts from neighbouring countries speaking similar Slavic languages. At the third paleontological conference held in Bratislava in 2002, several Polish paleontologists took part. Since then, palaeontologists from the Republic of Poland, who have already organized three expert meetings in 2008 (Warsaw), 2013 and 2016 (Krakow), also take part in the aforementioned events.

Joint meetings allow rapid mutual exchange of information, confrontation and improvement of paleontological study in the Central European area and reflect the level of paleontological research in these countries.

Manuskript doručený: 25. 9. 2018
Revidovaná verzia doručená: 28. 11. 2018
Rukopis akceptovaný redakčnou radou: 11. 12. 2018

JUBILEÁ

Vlasta Jánová jubiluje

RNDr. Vlasta Jánová, PhD., sa narodila 8. 11. 1958 vo Veľkých Uherciach. ZDŠ absolvovala v rodnej obci a v roku 1977 maturovala na Gymnáziu v Partizánskom. Štúdium inžinierskej geológie a hydrogeológie ukončila v roku 1982 obhajobou diplomovej práce (*Vplyv stability svahov na výber trasy diaľnice medzi Rybárpoľom a Ivachnovou*) a štátnou skúškou na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského v Bratislave. V roku 1982 jej za vynikajúce študijné výsledky (diplom s vyznamenaním) bol zároveň priznaný titul RNDr. V roku 2008 obhájila verejnou rozpravou vedeckú hodnosť *philosophiae doctor* (PhD.) v odbore doktorandského štúdia 12-03-9 inžinierska geológia (téma *Monitoring procesov zvetrávania vo vybraných typoch sedimentárnych hornín*).

Po skončení vysokoškolského štúdia pracovala od roku 1983 vo vtedajšom Geologickom ústave Dionýza Štúra ako špecialistka na inžiniersku geológiu a environmentálnu geológiu. Počas pôsobenia v tejto inštitúcii (1983 – 2000) sa zameriavala na registráciu a regionálny výskum zosuvov, inžinierskogeologické vlastnosti hornín najmä s ohľadom na ich odolnosť proti zvetrávaniu, inžinierskogeologické mapovanie v rôznych mierkach a na rôzne účely, ochranu a optimálne využívanie životného prostredia či výber lokalít na vytváranie skládok odpadu. Podieľala sa aj na príprave smernice na zostavovanie máp geofaktorov životného prostredia v mierke 1 : 50 000 a na zostavení vysvetliviek k trom regionálnym geologickým mapám v mierke 1 : 50 000. Špecifickou témou, ktorú na oddelení inžinierskej geológie rozvíjala, bol monitoring procesov zvetrávania, pričom metódu tzv. merania mikromorfologických zmien povrchu horninových masívov v dôsledku procesov zvetrávania jubilantka vyvinula. Na niekoľkých lokalitách Slovenska sa už tieto merania aplikujú viac ako 20 rokov.

V roku 2000 Dr. Jánová odišla pracovať na Ministerstvo životného prostredia SR, sekciu geológie a prírodných zdrojov, kde pracuje doteraz. Tu sa etablovala ako špecialistka na otázky inžinierskej geológie, environmentálnej geológie, rizikových geofaktorov životného prostredia, hlavne environmentálnych záťaží, a na oblasť navrhovania, riadenia a kontroly projektov financovaných zo štátneho rozpočtu a z fondov Európskej únie. Vďaka svojej erudícii a riadiacim schopnostiam dosiahla služobný postup – v roku 2007 bola vymenovaná za riaditeľku odboru geologických faktorov životného prostredia, od roku 2010 je generálnou riaditeľkou sekcie geológie a prírodných zdrojov. V rokoch 2005 – 2011 bola zodpovedná za prípravu zákona o environmentálnych záťažiach, príslušných vyhlášok a metodických pokynov a za transpozíciu a implementáciu smernice EÚ a Rady EÚ 2006/21/ES o nakladaní s odpadom z ťažobného priemyslu. V rokoch 2012 – 2015 zodpovedala za implementáciu 9 projektov podporených z Operačného programu Životné prostredie. Od roku 2016 je zodpovedná za prípravu a implementáciu 15 projektov financovaných z Operačného programu Kvalita životného prostredia (2014 – 2020) pre oblasť environmentálnych záťaží a zosuvov.

Ako erudovaná odborníčka v geológii bola prizývaná aj do pedagogického procesu na Katedre biológie a patobiológie Pedagogickej fakulty UK v Bratislave. V rokoch 1994 – 2014 bola na tejto katedre externou prednášajúcou z predmetu základy geológie, mineralógie a paleontológie.

Svoje vedomosti a skúsenosti uplatňuje aj vo viacerých technických komisiách a spoločenských organizáciách:

- zástupkyňa SR v Technickej adaptačnej komisii, ktorá pracuje v rámci Európskej komisie a zabezpečuje regulačné postupy v rámci transpozície smernice o banskom odpade,
- zástupkyňa SR v High Level Working Group of GEO,
- členka výboru Slovenskej asociácie inžinierskych geológov,
- členka komisie na aprobáciu geologických máp,
- členka skúšobnej komisie na udeľovanie odbornej spôsobilosti v geológii,
- od roku 2010 predsedníčka komisie na schvaľovanie množstva podzemnej vody a komisie na schvaľovanie zásob nerastov.

Publikovala viac ako sto článkov v domácich aj zahraničných časopisoch a zborníkoch vrátane viacerých monografií a zostavila takisto desiatky správ výskumných úloh, odborných posudkov a expertíz.

Podieľala sa na zostavení *Inžinierskogeologického a geotechnického terminologického slovníka* (Petro et al., 2008), ako aj na internetovej verzii *Anglicko-slovenského geologického slovníka* (Liščák a Molák et al., 2013).

Výsledkom jej dlhoročnej práce a praxe bolo aj udelenie viacerých vyznamenaní a ocenení:

- **Prémia Literárneho fondu,** výboru sekcie pre vedecký a odborný preklad, za dielo *Inžinierskogeologický a geotechnický terminologický slovník* (Petro et al., 2008),
- **Cena SGS** za najvýznamnejšiu geologickú prácu 2007 – 2008, kategória V – Práce z oblasti aplikovaného výskumu: *Inžinierskogeologický a geotechnický terminologický slovník* (Petro et al., 2008),
- **Čestné uznanie ministra životného prostredia Slovenskej republiky**, 2011,
- **Vyznamenanie Slovenskej baníckej spoločnosti** za zásluhy a vzájomnú spoluprácu,
- **Zlatá pamätná medaila, udelená dekanom Fakulty baníctva, ekológie, riadenia a geotechnológií** TU v Košiciach,
- **Čestné uznanie** za prínos a vzdelávanie inžinierskych geológov a neoceniteľnú prácu v Slovenskej asociácii inžinierskych geológov,
- **Čestné uznanie ministra životného prostredia Slovenskej republiky** za mimoriadne výsledky a dlhoročný prínos v starostlivosti o životné prostredie, 2017.

Nuž, a dovolím si poodhaliť aj kúsok zo súkromia jubilantky. S manželom Igorom vychovala 3 deti, Ondreja, Tániečku a Juraja, a tešia sa už aj z prvého vnuka. Popri svojich pracovných povinnostiach, iste náročných, Dr. Jánová venuje svoj čas aj záhrade, knihám a cestovaniu. Jej koníčkom je vysokohorská turistika a lyžovanie, v tomto smere je aktívna najmä v rámci Klubu slovenských turistov Veľké Uherce.

Milá Vlastička, v mene bývalých aj súčasných pracovníkov ŠGÚDŠ a osobitne pracovníkov oddelenia inžinierskej geológie Ti chcem popriať, aby si si aj naďalej zachovala svoju zanietenosť pre slovenskú geológiu, dobré zdravie a ešte veľa pekných chvíľ v kruhu rodiny a priateľov.

Pavel Liščák

PUBLIKAČNÁ ČINNOSŤ JUBILANTKY – chronologický výber najvýznamnejších prác

Vass, D., Elečko, M., Pristaš, J., Lexa, J., Hanzel, V., Modlitba, I., **Jánová, V.**, Bodnár, J., Husák, Ľ., Fiľo, M., Májovský, J. a Linkeš, V., 1989: Geológia Rimavskej kotliny. Monografia. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 162 s.

Baliak, F., Malgot, J. a **Jánová, V.**, 1993: Slope failures in the western tract of the Liptov Basin. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol., 11, 97 – 139.

Jánová, V., Kováčik, M., Kováčiková, M., Liščák, P., Ondrášik, M., Petro, Ľ. a Spišák, Z., 1994: Assessing the Engineering Geological Factors of the Environment in Slovakia. Acta geol. hung., 37, 1 – 2, 119 – 134.

Jánová, V. a Iglárová, Ľ., 1995: Regional geologic studies for hazardous waste disposal in Slovakia. Proceedings of the XV Congress of the KBGA, September 17-20, 1995. Athens, Greece.

Liščák, P., Holzer, R. a **Jánová, V.**, 1998: High mountain catchments – deterioration, solid material transport and deposition in carbonate rock massif in the Low Tatra Mts. Proceedings 8-th International Congress IAEG, 21.-25. Sept. 1998, Vancouver, Canada.

Jánová, V., 2000: Analyses of slope failures in the Orava region. 8th International Symposium on Landslides, 26-30 June 2000, Cardiff, United Kingdom.

Jánová, V. a Liščák, P., 2002: Monitorovanie procesov zvetrávania (Weathering Process Monitoring). Geol. Práce, Spr., 106, 53 – 60.

Jánová, V. a Vrana, K., 2004: Mining, Mining Waste and Related Environmental Issues in Slovakia. In: Jordan, G. a D´Alessandro, M.: Mining, mining waste and related environmental issues: Problems and solutions in Central and Eastern European Candidate Countries. Monografia. Joint Research Centre of European Commission, Ispra, Taliansko. EUR 20868 En, ISBN 92-894-4935-7.

Petro, L., Frankovská, J., Matys, M., Wagner, P. (eds.), Bednarik, M., Grünner, K., Holzer, R., Hrašna, M., Hulla, J., **Jánová, V.**, Kováčik, M., Kováčiková, M., Liščák, P., Modlitba, I., Ondrášik, M., Ondrášik, R., Pauditš, P., Slivovský, M. a Vlčko, J., 2008: Inžinierskogeologický a geotechnický terminologický slovník (Engineering geological and geotechnical terminological dictionary). Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 465 s. ISBN 978-80-88974-99-4.

Jánová, V., 2008: Environmentálne záťaže – neželané dedičstvo (scenár k filmu), MŽP http://www1.enviroportal.sk/clanok.php?cl=13933.

Frankovská, J., Kordík, J., Slaninka, I., Jurkovič, Ľ., Greif, V., Šottník, P., Dananaj, I., Mikita, S., Dercová, K. a **Jánová, V.**, 2010: Atlas sanačných metód environmentálnych záťaží. Monografia. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 360 s. ISBN 978-80-89343-38-6.

Liščák, P., Klukanová, A. a **Jánová, V.**, 2012: Čiastkový monitorovací systém geologických faktorov a jeho odpovede na potreby spoločnosti (Partial Monitoring System of Geological Factors and Its Responses to the Public Needs). Miner. Slov., 44, 4, 325 – 330. Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086.

Jánová, V., 2012: Environmentálne záťaže. Dashöfer. Publikácia.

Jánová, V., 2012: Ťažobný odpad. Dashöfer. Publikácia.

Jánová, V., 2015: Environmentálne záťaže na Slovensku (scenár k filmu), https://www.youtube.com/watch?v=hPXHvri7Gyc&index=2&t=0s&list=PLtostmGM5dSUsiszWWE_2uD6R9utUfgxX, SAŽP.

Šimeková, J., Liščák, P., **Jánová, V.** a Martinčeková, T., 2014: Atlas of Slope Stability Maps of the Slovak Republic at Scale 1 : 50 000 – Its Results and Use in Practice. Slovak Geol. Mag., 1/2014, 19 – 30. ISSN 1335-096X.

Petro, Ľ., **Jánová, V.**, Žilka, A., Ondrejka, P., Liščák, P. a Balík, D., 2014: Catastrophic landslide in Nižná Myšľa Village (Eastern Slovakia). In: Sassa, K., Canuti, P. a Yin, Y. (Eds.): Landslide Science for a Safer Geoenvironment, Vol. 3 Targeted Landslides, 305 – 311. Switzerland, Springer. ISBN 978-3-319-04995-3, DOI 10.1007/978-3-319-04996-0.

Zdravica k životnému jubileu RNDr. Adrieny Zlinskej, PhD.

RNDr. Adriena Zlinská, PhD., patrí k výrazným predstaviteľom slovenskej neogénnej biostratigrafie. Profesijný základ, podobne, ako aj mnoho ďalších paleontológov špecialistov, získala na Katedre geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave. Následne svoju pracovnú kariéru spojila s úlohami na projektoch Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave. Jej práca a poznatky sa významnou mierou zaslúžili o uplatnenie precíznej biostratigrafie v sedimentárnom slede paniev Západných Karpát, ale predovšetkým sú zároveň neoddeliteľnou súčasťou geologických máp a vysvetliviek k nim v posledných dekádach rokov. Počas svojho pôsobenia sa jubilantka systematicky delila a delí o svoju vedeckú erudíciu s mladšou generáciou paleontológov, či už ako školiteľka špecialistka, členka postupových komisií, alebo oponentka odborných prác. Na tomto mieste chcem preto v mene slovenského neogénneho tímu zablahoželať k jej životnému jubileu, poďakovať za jej prácu a zároveň zaželať pevné zdravie. Verím, že tak ako doteraz, aj v nasledujúcich rokoch bude mať dostatok energie na výskum a tvorivú činnosť.

RNDr. Adriena Zlinská, PhD., sa narodila 27. 6. 1958. Základné vzdelanie získala v škole na Hlbokej ul. v Bratislave v r. 1973 a v rokoch 1973 – 1977 bola študentkou Gymnázia Alexandra Markuša na ul. Červenej armády v Bratislave (dnes Grösslingova), kde zmaturovala s vyznamenaním.

Vysokoškolské štúdium absolvovala v r. 1977 – 1982 na PriF UK v Bratislave, špecializáciu základná a ložisková geológia a geochémia. Počas štúdia sa aktívne zapájala do študentskej vedeckej a odbornej činnosti, jej práce boli ocenené diplomami vo fakultnom a celoštátnom kole ŠVOČ na VŠB v Ostrave. Ako študentská vedecká sila pracovala na Katedre geológie a paleontológie Pri FUK, počas prázdnin aj vo vtedajšom Geologickom ústave Dionýza Štúra, kde získavala poznatky v oddelení kartografie, ložiskovej geológie a biostratigrafie.

Diplomovú prácu *Paleontologicko-geologické pomery spodnej jury na základe foraminifer v bradle Červený Kameň pri Podbieli* vypracovala pod vedením doc. RNDr. Hedvigy Bystrickej, CSc., a po jej obhájení nastúpila od 1. 8. 1982 do Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave na oddelenie biostratigrafie. V tom istom roku obhájila aj rigoróznu prácu a získala titul doktorka prírodných vied (RNDr.).

Hlavným profesijným predmetom jej biostratigrafického výskumu boli foraminiferové spoločenstvá spočiatku liasových a recentných, neskôr neogénnych a paleogénnych sedimentov Západných Karpát. Syntéza biostratigrafického výskumu usadenín vo Východoslovenskej panve bola predmetom jej dizertačnej práce *Ekostratigrafia neogénu východného Slovenska* (máj 1990) pod vedením RNDr. Ondreja Samuela, DrSc., a konzultantov z ČGÚ RNDr. Jiřiny Čtyrokej a doc. RNDr. Ivana Cichu, DrSc. Po úspešnom obhájení dizertačnej práce získala titul kandidátka vied (CSc.). Od 1. 1. 1994 bola vedúcou oddelenia biostratigrafie až do vzniku Geologickej služby SR v r. 1996. V r. 1997 jej komisia na Predsedníctve SAV priznala vedecký kvalifikačný stupeň IIa.

RNDr. A. Zlinská, PhD., bola v rokoch 1994 – 2017 členkou Americkej paleontologickej spoločnosti, členkou komisie pre postgraduálne štúdium v odbore paleontológia na PriF UK v Bratislave a v Geologickom ústave Slovenskej akadémie vied, oponentkou diplomových a doktorandských prác a recenzentkou článkov v odborných časopisoch. Od r. 2003 je školiteľkou doktorandského štúdia PriF UK. Svoje odborné poznatky prezentovala na mnohých domácich i zahraničných sympóziách a konferenciách. Nezanedbateľná je aj jej medzinárodná spolupráca hlavne v rámci bilaterálnych dohôd. Bola organizátorkou a spoluorganizátorkou mnohých domácich a medzinárodných, najmä paleontologických konferencií a seminárov (napr. konferencia k 100. výročiu narodenia Vsevoloda Čechoviča, 5. a 8. paleontologická konferencia, IWAF...).

Už ako študentka sa zúčastňovala na prednáškach organizovaných Slovenskou geologickou spoločnosťou a neskôr sa stala jej členkou (1982 – 2007) a zároveň členkou výboru paleontologickej skupiny. V r. 2016 bol ocenený kolektív autorov, do ktorého patrila aj jubilantka, cenou SGS *Najlepšia geologická práca za roky 2014 – 2015*. Ocenenou prácou bol *Sprievodca Sandbersko-pajštúnskym geoparkom a interaktívne CD* (vyd. ŠGÚDŠ, 2014).

Mikrofaunistický výskum RNDr. A. Zlinskej, PhD., bol súčasťou mapovacích prác a zostavenia vysvetliviek ku geologickým mapám 1 : 50 000 napr. v regiónoch Žiar, Biela Orava, Nízke Beskydy-stredná časť, západná časť regiónu Malé Karpaty, Záhorská nížina, Spišská Magura,

Popradská kotlina, Hornádska kotlina, Levočské vrchy, Spišsko-šarišského medzihorie, Bachureň a Šarišská vrchovina, Podunajská nížina-Trnavská pahorkatina, Považský Inovec a juhovýchodná časť Trenčianskej kotliny, Stredné Považie, Vihorlatské vrchy a Humenské vrchy, Slanské vrchy a Košická kotlina-severná a južná časť, ako aj súčasťou hydrogeologického výskumu Handlovskej kotliny, Rimavskej kotliny, Rudnianskej kotliny, Žiarskej kotliny, Popradskej kotliny atď.

Do histórie slovenskej mikropaleontológie sa jubilantka zapísala predovšetkým nasledujúcimi výsledkami v chronologickom poradí:

- spoluautorstvo pri definovaní novej litostratigrafickej jednotky v Košickej kotline Východoslovenskej panvy – mirkovské súvrstvie (in Karoli a Zlinská, 1988);
- po prvýkrát na základe foraminifer definovala sedimenty oligomiocénneho veku v „paleogénnych usadeninách“ Šarišskej vrchoviny, ktorých vek bol dovtedy považovaný za eocén (Molnár et al., 1988; Molnár et al., 1992);
- prvý nález foraminifer v piesčitých príbelských vrstvách spodnobádenského veku v Juhoslovenskej panve, doložené zároveň nanoplanktónom (Zlinská a Šutovská, 1991);
- definovanie prítomnosti spodnomiocénnych usadenín (egenburg) na Považí, biostratigraficky po prvýkrát doložené v slienitej fácii pri Považskej Teplej planktonickými foraminiferami (Salaj a Zlinská, 1991);
- po významnom slovenskom paleontológovi Dr. O. Samuelovi v r. 1993 opísala nový foraminiferový taxón (*Elphidium samueli*) zo sarmatu Východoslovenskej panvy (in Západné Karpaty, Sér. Paleontológia 17); holotyp je uložený v SNM Bratislava a podlieha vyhláške č. 213/2000 Z. z. o chránených nerastoch a chránených skameneninách a o ich spoločenskom ohodnocovaní;
- na základe vnútornej výstelky komôrok emendovala taxón *Spiroplectammina carinata* do rodu *Spiroplectinella* (in Zlinská a Čtyroká, 1993);
- v r. 2005 poukázala na mladší vek zbudzského súvrstvia, než bol dovtedy stanovený, a doložila ho (nie stredný báden, ale až spodná časť vrchného bádenu; in Túnyi et al., 2005);
- po prvýkrát mikrofaunisticky doložila sarmat v usadeninách z okolia Perneka (in Zlinská et al., 2009);
- v r. 2011 po prvýkrát našla mikrofaunu foraminifer v piesčitých chrenoveckých vrstvách bielopotockého súvrstvia Handlovskej kotliny (Zlinská, 2013);
- v r. 2014 po prvýkrát našla mikrofaunu v piesčitej výplni pukliny v jaskynke pod citadelou brala devínskeho hradu a datovala vek výplne na vrchný báden (Zlinská, 2017; Zlinská a Madarás, 2014);
- v r. 2016 z hlbokých naftových vrtov v želiezovskej priehlbine Dunajskej panvy biostratigraficky definovala sedimenty kišcelu až egeru, prv považované za eocén v nadloží transdanubika – Maďarského stredohoria, zároveň tak po prvýkrát použila litostratigrafické jednotky budínskeho paleogénu na definíciu súvrství v tejto oblasti (Zlinská, 2016).

Publikačná činnosť Dr. Zlinskej je veľmi bohatá. Podľa kompletného záznamu na webovej stránke ŠGÚDŠ http://www,geology.sk má 483 vedeckých štúdií, doteraz je autorkou alebo spoluautorkou vyše 90 vedeckých publikácií, okolo 100 abstraktov z konferencií doma i v zahraničí, má vyše 200 registrovaných rukopisných štúdií a správ o výskume a na jej vedeckú činnosť je viac ako 200 ohlasov. Z jej publikácií je uvedený chronologický výber.

za slovenský neogénny tím
Michal Kováč

ZOZNAM NAJVÝZNAMNEJŠÍCH PRÁC

Zlinská, A., 1985: Liassic foraminifers from Červený kameň Klippe near Podbiel. Západ. Karpaty, Sér. Paleont., 10, 85 – 102.

Zlinská, A., 1987: Recent foraminifers from central equatorial part of Pacific ocean (systematical part). Západ. Karpaty, Sér. Paleont., 13, 119 – 131.

Salaj, J. a **Zlinská, A.**, 1991: Spodnomiocénne sedimenty slienitej fácie od Považskej Teplej. Miner. Slov., 23, 2, 173 – 178.

Zlinská, A. a Šutovská, K., 1991: Biostratigrafia príbelských vrstiev. Miner. Slov., 23, 3, 245 – 250.

Molnár, J., Karoli, S. a **Zlinská, A.**, 1992: Výskyt oligomiocénu v Šarišskej vrchovine. Geol. Práce, Spr., 95, 41 – 45.

Zlinská, A., 1992: Zur biostratigraphischen Gliederung des Neogens des ostslowakischen Beckens. Geol. Práce, Spr., 96, 51 – 57.

Čtyroká, J. a **Zlinská, A.**, 1993: Několik poznámek k taxonomii vybraných aglutinovaných dírkovců v miocénu Západních Karpat. Nové výsledky v terciéru Západních Karpat. Knih. Zem. Plyn Nafta, 15, 143 – 155.

Zlinská, A. a Čtyroká, J., 1993: Some remarks to the taxonomy of genera *Spiroplectammina* Cushman, 1927 and *Spiroplectinella* Kiselman, 1972 from the Badenian of the Vienna Basin. Západ. Karpaty, Sér. Paleont., 17, 89 – 97.

Hlavatá Hudáčková, N., Kováč, M., Sitár, V., Pipík, R., Zágoršek, K. a **Zlinská, A.**, 1996: Neogene tectono-sedimentary megacycles in the Western Carpathians basins, their biostratigraphy and paleoclimatology. Slovak Geol. Mag., 2, 3 – 4, 351 – 362.

Kaličiak, M., Baňacký, V., Bodnár, J., Dubéciová, A., Jacko, S., Janočko, J., Jetel, J., Karoli, S., Petro, Ľ., Spišák, Z., Syčev, V., **Zlinská, A.** a Žec, B., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Slanských vrchov a Košickej kotliny – južná časť 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, 206 s.

Zlinská, A., Halásová, E. a Antolíková, S., 1997: Zhodnotenie foraminiferových a nanoplanktónových asociácií z vrtu VTB-1 (Bruty, JV časť Podunajskej panvy). Zem. Plyn Nafta, 42, 2, 157 – 167.

Zlinská, A., 1997: Biostratigraphy of Sarmatian Sediments from the Košická kotlina depression on the basis of Foraminifers. Slovak Geol. Mag., 3, 4, 285 – 298.

Fordinál, K. a **Zlinská, A.**, 1998: Fauna vrchnej časti holíčskeho súvrstvia (sarmat) v Skalici (Viedenská panva). Miner. Slov., 30, 2, 137 – 146.

Zlinská, A., 1998: Mikrobiostratigrafia sedimentov bádenu východoslovenskej panvy na základe foraminifer. Zem. Plyn Nafta, 43, 1, 111 – 152.

Kováč, M., Holcová, K., Nagymarosy, A., Hudáčková, N.a **Zlinská, A.**, 2001: Paleogeography, paleoecology and eustasy: Miocene 3rd order cycles of relative sea-level changes in the Western Carpathian – North Pannonian Basins. Acta geol. hung., 44, 1, 1 – 45.

Fordinál, K., Nagy, A., **Zlinská, A.**, Slamková, M., Halásová, E. a Töröková, I., 2002: New knowledge about stratigraphy of the eastern part of the Danube basin (Želiezovce Depression). Slovak Geol. Mag., 8, 3 – 4, 259 – 281.

Doláková, N., Hladilová, Š., Petrová, P., Švábenická, L., **Zlinská, A.**, Halásová, E., Grigorovich-Andreyeva, A. S. a Kvaček, Z., 2003: Hypostratotypes of the Karpatian Stage. In: The Karpatian – a Lower Miocene Stage of the Central Paratethys. Brno, Masaryk university, 21 – 26.

Zlinská, A., 1993: New species of the genus Elphidium (Foraminifera) from the Sarmatian of the Eastern Slovakian Lowland. Západ. Karpaty, Sér. Paleont., 17, 85 – 87.

Vass, D. a **Zlinská, A.**, 2003: The Karpatian in the East Slovakian Basin. In: The Karpatian: a Lower Miocene Stage of the Central Paratethys. Brno, Masaryk University, 117 – 122.

Zlinská, A., 2004 : Charakteristika litostratigrafických jednotiek neogénu Východoslovenskej panvy na základe foraminifer. Geol. Práce, Spr., 109, 131 – 141.

Nagy, A., Töröková, I., Madarás, J., **Zlinská, A.**, Marsina, K. a Kováčik, M., 2004: Geologické vyhodnotenie štruktúrno-oporného vrtu RAO-5 (Rimavská kotlina – Gemerček). Geol. Práce, Spr., 109, 61 – 72.

Túnyi, I., Vass, D., Karoli, S., Janočko, J., Halásová, E., **Zlinská, A.** a Beláček, B., 2005: Magnetostratigraphy of Badenian evaporite deposits (East Slovak Basin). Geol. Carpath., 56, 3, 273 – 284.

Fordinál, K., **Zlinská, A.** a Siráňová, Z., 2006: Petrografická charakteristika a fauna skalického súvrstvia (sarmat) západného okraja Malých Karpát (Sološnica, Prievaly). Miner. Slov., 38, 1, 49 – 59.

Grigorovič, A. A., Kováč, M., Halásová, E., Hlavatá Hudáčková, N. a **Zlinská, A.**, 2007: Nannoplankton i foraminifery miocenovych (Badenij – Pannon) otloženij vnutrikarpatskich neogenovych bassejnov Slovakii i Ukrainy (biostratigrafija i paleoekologija). Geol. žurnal, 1, 77 – 91.

Zlinská, A., 2008: Revízia zbudzského súvrstvia a nové výsledky z pohľadu štúdia foraminiferových asociácií. Geol. Práce, Spr., 115, 47 – 57.

Zlinská, A., 2009: Foraminiferové asociácie z lučenského súvrstvia vrtu FGRk-1 (Rimavská kotlina). Miner. Slov., 41, 3, 291 – 312.

Hudáčková, N. a **Zlinská, A.**, 2010: Interpretácia paleoprostredia spodnosarmatských sedimentov z okolia Malaciek a Perneka (slovenská časť Viedenskej panvy). Miner. slov., 42, 4, 419 – 428.

Zlinská, A., 2013: Prvý nález mikrofauny z chrenoveckých vrstiev bielopotockého súvrstvia v Handlovskej kotline. Acta Geol. Slov., 5, 1, 69 – 82.

Madarás, J. a **Zlinská, A.**, 2013: Sandberg-Pajštún Geopark (SAPAG) – a gateway into the Malé Karpaty Mountains geological history. Geol. výzk. na Moravě a ve Slezsku. 20, 1, 46 – 47.

Zlinská, A. a Gross, P., 2013: Vek a litologická charakteristika paleogénnych usadenín Handlovskej kotliny na základe reinterpretácie vrtu FGHn-1 Handlová. Acta Geol. Slov., 5, 2, 141 – 153.

Zlinská, A., Zorn, I. a Zágoršek, K., 2013: Foraminifery, ostrakódy a machovky z okolia Devínskej Novej Vsi a Záhorskej Bystrice (slovenská časť Viedenskej panvy). Miner. Slov., 45, 4, 185 – 200.

Zlinská, A. a Halásová, E., 2015: Biostratigrafia vrtu Gortva 1 (GOR-1, Rimavská kotlina). Miner. Slov., 47, 1, 77 – 90.

Zlinská, A., 2015: Strednomiocénne foraminifery zo sedimentov vrtu HGP-3 (Stupava, Viedenská panva). Miner. Slov., 47, 2, 177 – 188.

Zlinská, A., 2016: Terciérna mikrofauna z hlbokých vrtov v želiezovskej priehlbine (Dunajská panva). Miner. Slov., 48, 1, 61 – 82.

Kováč, M., Rybár, S., Halásová, E., Hudáčková, N., Šarinová, K., Šujan, M., Baranyi, V., Kováčová, M., Ruman, A., Klučiar, T. a **Zlinská, A.**, 2018: Changes in Cenozoic depositional environment and sediment provenance in the Danube Basin. Basin Res., 30, 1, 97 – 131.

SPOMIENKY

Spomienka na Vlasta

(*25. 5. 1935 – †10. 3. 2018)

Začiatkom marca nás navždy opustil náš kolega RNDr. Vlastimil Konečný, CSc., s ktorým som spolupracoval celú svoju kariéru. Bol to on, kto ma po mojom príchode do Geologického ústavu Dionýza Štúra v roku 1967 zaúčal do tajov vulkanológie, a s ním sme ju neskôr spoločne rozvíjali pri geologickom mapovaní neovulkanitov Slovenska a skúmaní neovulkanitov karpatsko-panónskeho regiónu. Dá sa povedať, že v oblasti nielen slovenskej, ale minimálne stredoeurópskej vulkanológie zanechal nezmazateľnú stopu v podobe početných geologických máp, odborných správ a vedeckých publikácií. Vyše 50 rokov Vlastovej práce, samostatnej aj tímovej, od základu zmenilo pohľad na geologickú stavbu a vývoj neovulkanitov Slovenska. Geologické mapovanie vulkanických komplexov doviedol k takej dokonalosti, že zrejme ešte dlho nebude prekonaná. Vlasto bol aj umelcom, vynikajúcim maliarom. Steny obydlí nejedného z jeho kolegov zdobí jeho obraz niektorého z kútov Slovenska. A toto svoje nadanie využil aj pri odbornej práci. Jeho nákresy odkryvov v geologickej dokumentácii sú nielen estetickým zážitkom, ale aj výstižnejšie ako fotografie.

Aké boli začiatky? Keď Vlasto nastúpil do Geologického ústavu D. Štúra do oddelenia neovulkanitov, práve sa končila éra generálok a začínalo sa podrobnejšie geologické mapovanie v mierke 1 : 25 000. „Zaujímavejšie“ pohoria boli už obsadené staršími kolegami, a tak bol vyslaný na periférium – tak sa vtedy označovali vulkanity Krupinskej planiny. V tom čase navštívil GÚDŠ vulkanológ prof. Maleev z vulkanologického inštitútu na Kamčatke. Vlasto mal príležitosť sprevádzať ho v teréne a oboznámiť sa tak s princípmi faciálnej analýzy vulkanických komplexov, ktorú prof. Maleev v tom čase rozvíjal. Metodiku ďalej rozpracoval a úspešne aplikoval. Neskôr v záujme zdokonalenia metodiky sa Vlasto podieľal na viacerých expedíciách do oblastí aktívneho vulkanizmu (Taliansko, Arménsko, Grécko, Island, Kamčatka). Výsledkom bola v tom čase unikátna litofaciálna mapa a paleovulkanická rekonštrukcia vulkanitov Krupinskej planiny. Identifikoval dominantné pyroklastické stratovulkány Lysec a Čelovce a produkty submarinného extruzívneho vulkanizmu – extruzívne dómy, procesy ich brekciácie a asociujúce submarinné brekciové prúdy. Na základe tejto práce získal v roku 1970 titul kandidáta geologických vied.

Následne Vlasto uplatnil metodiku litofaciálnej analýzy pri geologickom mapovaní a paleovulkanickej rekonštrukcii pohorí Javorie (viac-menej samostatne) a Štiavnických vrchov, kde ma po mojom nástupe do oddelenia neovulkanitov prizval k spolupráci a zaučil do tajov metodiky.

Strávili sme spolu nezabudnuteľné chvíle tak v teréne, kde sme prevažne mapovali spoločne a na mieste riešili vynárajúce sa problémy, ako aj večery na základni v Banskom Studenci, kde sme debatovali o tom, čo sme zistili ten deň v teréne. Vlastovo pracovné nasadenie a zanietenosť, samozrejme, prinášali nové, často prelomové poznatky. Pri práci v južnej časti Štiavnických vrchov zistil prechod laharov z vulkanického svahu do pobrežnej zóny mora a opísal mechanizmus ich transportu. Vo vulkanitoch Javoria prvýkrát identifikovali s kolegyňou A. Mihalikovou hyaloklastity terajšej blýskavickej formácie. Vo výplni štiavnickej kaldery identifikovali s kolegom L. Dublanom extruzívne dómy biotiticko-amfibolických andezitov a realizovali ich štruktúrnu analýzu.

V roku 1970 Vlasto spravil ďalší významný krok k dnešnému chápaniu stavby a vývoja neovulkanitov. Vyčlenil štiavnický stratovulkán s piatimi vývojovými etapami, subvulkanickým intruzívnym komplexom, kalderou a resurgentnou hrasťou. Presvedčivo tak dokázal, že paleovulkanická rekonštrukcia je možná aj v oblastiach intenzívnej denudácie bez zachovania pôvodných vulkanických foriem. Tak boli v sedemdesiatych rokoch minulého storočia vytvorené predpoklady na systematické mapovanie v mierke 1 : 25 000 využívajúce litofaciálnu analýzu v celom rozsahu stredoslovenských neovulkanitov. Nazhromaždené poznatky umožnili začiatkom osemdesiatych rokov pod Vlastovým vedením prikročiť k fundamentálne novej koncepcii geologickej stavby a vývoja stredoslovenských neovulkanitov opierajúcej sa o definovanie litostratigrafických jednotiek a vyjadrenej zostavením geologickej mapy stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1 : 100 000 a v ich celkovej paleovulkanickej rekonštrukcii. Základné geologické mapovanie v mierke 1 : 25 000 bolo v celom rozsahu neovulkanitov Slovenska dokončené až v priebehu deväťdesiatych rokov. Výsledky mapovania boli následne publikované formou zostavenia regionálnych geologických máp v mierke 1 : 50 000 s príslušnými vysvetlivkami. Vlasto je hlavným autorom geologických máp

Javoria a Štiavnických vrchov s Pohronským Inovcom a spoluautorom máp Poľany, Vtáčnika, Vihorlatských vrchov, Cerovej vrchoviny a Lučenskej kotliny. Spoločne s Vlastom sme mapovali a rozpracovali problematiku alkalického bazaltového vulkanizmu južného Slovenska, kde sme identifikovali vulkanické formy vrátane maarov a diatrém a charakterizovali ich vývoj v prostredí sedimentárnych hornín. Pri práci na detailnejšom pochopení bazaltového vulkanizmu a jeho vývoja ho zastihla, bohužiaľ, aj choroba, ktorá ukončila jeho plodný život.

Bezprecedentným podrobným mapovaním v mierke 1 : 10 000 centrálnych zón stratovulkánu Javorie a štiavnického stratovulkánu sa Vlasto zúčastnil na ich metalogenetickom výskume a podstatnou mierou tak prispel k pochopeniu metalogenézy stredoslovenských neovulkanitov. Je samozrejmé, že Vlasto bol následne aj pri prezentácii neovulkanitov na geologických mapách Slovenska a Západných Karpát v mierke 1 : 500 000 a na prehľadnej geologickej mape Slovenska v mierke 1 : 200 000. Vlastovým posledným vynikajúcim mapovým dielom svedčiacim o jeho kvalitách a húževnatosti je geologická mapa a paleovulkanická rekonštrukcia veporského stratovulkánu, ktoré realizoval v spolupráci so synom Patrikom vo veku vyše 70 rokov.

Prirodzenou súčasťou mapovania a výskumu neovulkanitov bola snaha pochopiť jeho stratigrafiu a časový vývoj. Vlasto bol v tejto oblasti mimoriadne aktívny a spolupracoval tak s biostratigrafmi, ako aj so zahraničnými špecialistami (Bagdasarjan z Arménska, Balogh a Pécskay z Maďarska a Černyšev z Ruska), s ktorými sa od počiatkov snažil aplikovať rádiometrické datovanie. Vďaka tomu sme dokázali k litostratigrafickým jednotkám stratovulkánov Krupinskej planiny, Javoria, Poľany a Štiavnických vrchov pripísať rádiometrický vek a pochopiť ich vývoj v čase.

Výsledky dosiahnuté na domácom poli vytvorili predpoklady na medzinárodnú spoluprácu. Vlasto sa od počiatku angažoval v programoch magmatickej skupiny KBGA a tzv. mnohostrannej spolupráce akadémií vied, kde okrem iného prispel k prezentácii vulkanitov na tektonickej mape KBGA. Neskôr sme nadviazali neformálnu spoluprácu s kolegami v Maďarsku a Rumunsku a dospeli sme k celkovému modelu časového vývoja vulkanizmu karpatsko-panónskeho regiónu (Pécskay et al., 2006; táto práca má dnes vyše 150 citácií) a k zostaveniu mapy vulkanitov karpatsko-panónskeho regiónu vrátane detailnej charakteristiky vulkanických foriem (Lexa et al., 2010).

Skúmajúc vulkanity, nemohli sme obísť otázky pôvodu magiem a geotektonického postavenia neovulkanitov v geodynamickom vývoji Karpát. Od prvej spoločnej práce v roku 1974 sme sa k tejto téme viackrát vrátili. Aj Vlastovým pričinením sme od začiatku zdôrazňovali dominantnú rolu zaoblúkovej extenzie v priestorovej a časovej kontrole vulkanickej aktivity – model, ktorý spočiatku nebol, ale dnes je všeobecne akceptovaný. Vulkanity sa stali jedným z kľúčov k pochopeniu terciérneho geodynamického vývoja Karpát a panónskeho bazénu (práce z roku 1998 a 2002).

Nemali by sme zabudnúť na Vlastovu pedagogickú činnosť. Každoročne sme spoločne prednášali výberový predmet vulkanológia študentom geológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave. Vlasto pripravoval aj vydanie skrípt z vulkanológie v slovenskom jazyku. Skriptá stihol takmer kompletne dokončiť a ich rukopis bude zadaný do tlače v nadchádzajúcom kalendárnom roku. Vlasto dosiahol pri mapovaní a skúmaní neovulkanitov Slovenska a karpatsko-panónskeho regiónu naozaj mimoriadne výsledky. Vďačíme za to jeho nadaniu, ale aj pracovnému nasadeniu, húževnatosti a neobyčajnej schopnosti kombinovať terénnu geológiu s teoretickými poznatkami. Pracoval doslova do posledného dychu a mnohé spoločne rozpracované problémy z posledných rokov už budem musieť dokončiť sám. Som vďačný, že som mal tú možnosť byť jeho partnerom. Česť jeho pamiatke!

P. S. Vlasto nám nezanechal len výsledky svojej práce a súbor krásnych obrazov. Dve z jeho troch detí, Patrik a Monika, sa vďaka jeho vzoru venujú geológii a dnes sú vynikajúcimi vedeckými pracovníkmi.

Jaroslav Lexa

Výber najvýznamnejších publikovaných prác

RNDr. Vlastimil Konečný, CSc., je autorom či spoluautorom viac než 160 vedeckých a odborných prác, ako aj vyše 70 základných geologických máp mierky 1 : 25 000 a množstva odborných správ uložených v archíve Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra. Uvádzame zoznam najvýznamnejších publikovaných prác :

Články

Vass, D., Bagdasarjan, P. G. a **Konečný, V.,** 1970: Absolútne veky niektorých stupňov miocénu Západných Karpát. Geol. Práce, Spr., 51, 71 – 97.

Konečný, V., 1970: Vývoj neogénneho vulkanického komplexu Štiavnického pohoria. Geol. Práce, Spr., 51, 5 – 46.

Lexa, J., Štohl, J. a **Konečný, V.,** 1999: The Banska Stiavnica ore district: Relationship between metallogenetic processes and the geological evolution of a stratovolcano. *Mineralium Deposita, 34, 5 – 6, 639 – 654.*

Konečný, V., Lexa, J., Šimon, L. a Dublan, L., 2001: Neogénny vulkanizmus stredného Slovenska. Miner. Slov., 33, s. 159 – 178.

Konečný, V. a Lexa, J., 2001: Stavba a vývoj štiavnického stratovulkánu. Miner. Slov., 33, 3, 179 – 196.

Pécskay, Z., Lexa, J., Szakács, A., Seghedi, I., Balogh, K., **Konečný, V.,** Zelenka, T., Kovacs, M., Póka, T., Fülöp, A., Márton, E., Panaiotu, C. a Cvetković, V., 2006: Geochronology of Neogene magmatism in the Carpathian arc and intra-Carpathian area. Geol. Carpath., 57, 6, 511 – 530.

Monografie a kapitoly v monografiách

Vass, D., **Konečný, V.,** Šefara, J. (eds.), Pristaš, J. a Škvarka, L., 1979: Geologická stavba Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 277 s.

Konečný, V., Lexa, J. a Planderová, E., 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. Západ. Karpaty, Sér. Geol., 9, 203 s.

Lexa, J. a **Konečný, V.,** 1979: Relationship of the Carpathian volcanic arc to the geodynamic evolution of the Pannonian basin. In: Vanek, J., Bouška, V. a Plančár, J. (eds.): Geodynamic investigations in Czechoslovakia. Final report. Bratislava, Veda, 231 – 235.

Lexa, J., **Konečný, V.,** Kaličiak, M. a Hojstričová, V., 1993: Distribúcia vulkanitov karpatsko-panónskeho regiónu v priestore a čase. In: Rakús, M. a Vozár, J. (eds.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Konferencie, sympóziá semináre. *Bratislava,* Geol. Úst. D. Štúra, 57 – 69.

Kaličiak, M., **Konečný, V.,** Lexa, J. a Konečný, P., 1995: Geologická stavba Vihorlatských vrchov. Západ. Karpaty, Sér. Geol., 18, 98 s.

Lexa, J. a **Konečný, V.,** 1998: Geodynami aspects of the Neogene to Quaternary volcanism. In: Rakús, M. (ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. Bratislava, Dionýz Štúr Publishers, 219 – 240.

Michalík, J. (ed.), Vass, D., Hudáčková, N., Kováčová, M., Lintnerová, O., Reháková, D., Soták, J., Schlögl, J., Aubrecht, R., Vozárová, A., Sliva, Ľ., Lexa, J., **Konečný, V.,** Túnyi, I. a Potfaj, M., 2007: Stratigrafická príručka. Slovenská stratigrafická terminológia, stratigrafická klasifikácia a postupy. Bratislava, Veda, 166 s.

Mapy a vysvetlivky

Konečný, V. (ed.), Pristaš, J. a Vass, D., 1978: Geologická mapa Ipeľskej kotliny a južnej časti Krupinskej planiny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Maheľ, M. a **Konečný, V.,** 1980: Tektonika 1 : 500 000. In: Mazúr, E. a Jakál, J. et al., 1980: Atlas SSR. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied.

Konečný, V. (ed.), Pristaš, J. a Vass, D., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Ipeľskej kotliny a južnej časti Krupinskej planiny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 126 s.

Lexa, J., **Konečný, V.,** Brlay, A., Dublan, L. a Halouzka, R., 1984: Geologická mapa stredoslovenských neovulkanitov 1 : 100 000. Bratislava, Slov. geol. úrad – Geol. Úst. D. Štúra.

Maheľ, M., Kodym, O., Malkovský, M., Beneš, K., Dudek, A., Havlíček, V., Holub, V., Chaloupský, J., Klinec, A., **Konečný, V.,** Kumpera, O., Lexa, J., Menčík, E., Nemčok, J., Tásler, R. a Vass, D., 1984: Tektonická mapa ČSSR 1 : 500 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Lexa, J., **Konečný, V.** a Halouzka, R., 1988: Geologická mapa 1 : 25 000, list Žiar nad Hronom (36-314). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Vass, D. (ed.), Bezák, V., Elečko, M., **Konečný, V.,** Lexa, J., Pristaš, J., Straka, P. a Vozárová, A., 1992: Geologická mapa Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Vass, D., Elečko, M. (eds.), Bezák, V., Bodnár, J., Pristaš, J., **Konečný, V.,** Lexa, J., Molák, B., Straka, P., Stankovič, J., Stolár, M., Škvarka, L., Vozár, J. a Vozárová, A., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny 1 : 50 000. *Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 196 s.*

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, MŽP SR – GS SR.

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, 281 s.

Žec, B. (ed.), Kaličiak, M., **Konečný, V.,** Lexa, J., Jacko, S., ml., Karoli, S., Baňacký, V., Potfaj, M., Rakús, M., Petro, Ľ. a Spišák, Z., 1997: Geologická mapa Vihorlatských a Humenských vrchov 1 : 50 000. Bratislava, MŽP SR – GS SR.

Žec, B. (ed.), Kaličiak, M., **Konečný, V.,** Lexa, J., Jacko, S., ml., Baňacký, V., Karoli, S., Potfaj, M., Rakús, M., Petro, Ľ., Spišák, Z., Bodnár, J., Jetel, J., Boorová, D. a Zlinská, A., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Vihorlatských a Humenských vrchov 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 254 s.

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, MŽP SR – GS SR.

Ivanička, J. (ed.), 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, 236 s.

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 1 : 50 000. Bratislava, MŽP SR – GS SR.

Konečný, V. (ed.), Lexa, J., Halouzka, R., Hók, J., Vozár, 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 Pohronského Inovca (štiavnický stratovulkán) I. diel. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 248 s.

Nagy, A. (ed.), Halouzka, R., **Konečný, V.,** Dublan, L., Havrila, M., Lexa, J. a Pristaš, J., 1998: Geologická mapa Podunajskej nížiny – východná časť 1 : 50 000. Bratislava. MŽP SR – GS SR.

Nagy, A. (ed.), Halouzka, R., **Konečný, V.,** Lexa, J., Fordinál, K., Havrila, M., Vozár, J. Kubeš, P., Liščák, P., Stolár, M. a Dulovičová, K., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny – východná časť 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 187 s.

Konečný, V. (ed.), Bezák, V., Halouzka, R., Stolár, M. a Dublan, L., 1998: Geologická mapa Javoria 1 : 50 000. Bratislava, MŽP SR – GS SR.

Konečný, V. (ed.), Bezák, V., Halouzka, R., Konečný, P., Mihaliková, A., Marcin, D., Iglárová, Ľ., Panáček, A., Štohl, J., Žáková, E., Galko, I., Rojkovičová, Ľ. a Onačila, D., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Javoria 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 304 s.

Császár, G. (ed.), Pistotnik, J., Scharek, P., Kaiser, M., Darida-Tichy, M., Nagy, E., Szurkos, G., Síkhegyi, F., Budai, T., Marsi, 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: Surface geological map, 1 : 100 000. Atlas of Danube Region Enviromental Geology program (DANREG). Budapest, Geol. Instit. Hung.

Bezák, V. (ed.), Dublan, L., Hraško, Ľ., **Konečný, V.,** Kováčik, M., Madarás, J., Plašienka, D. a Pristaš, J., 1999: Geologická mapa Slovenského rudohoria – západná časť 1 : 50 000. Bratislava, MŽP SR – GS SR.

Bezák, V. (ed.), Hraško, Ľ., Kováčik, M., Madarás, J., Siman, 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, Vyd. D. Štúra, 178 s.

Biely, A., Bezák, V., Elečko, M., Gross, P., Kaličiak, M., **Konečný, V.,** Lexa, J., Mello, J., Nemčok, J., Polák, M., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J. a Vozárová, A., 2002: Geologická stavba. In: Hrnčiarová, T. (ed.), 2002: Atlas krajiny Slovenskej republiky. Bratislava, MŽP SR – Banská Bystrica, SAŽP, 344 s.

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., Pereszlényi, M., Marko, F., Maglay, J. a Pristaš, J., 2004: Tektonická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000. Bratislava, MŽP SR, Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Káčer, Š., Antalík, M., Lexa, J., Zvara, I., Fritzman, R., Vlachovič, J., Bystrická, G., Brodnianska, M., Potfaj, M., Madarás, J., Nagy, A., Maglay, J., Ivanička, J., Gross, P., Rakús, M., Vozárová, A., Buček, S., Boorová, D., Šimon, L., Mello, J., Polák, M., Bezák, V., Hók, J., Teťák, F., **Konečný, V.,** Kučera,

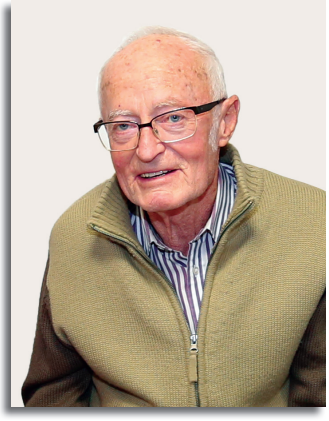
M., Žec, B., Elečko, M., Hraško, Ľ., Kováčik, M. a Pristaš, J., 2005: Digitálna geologická mapa Slovenskej republiky v M 1 : 50 000 a 1 : 500 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

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

Bezák, V. (ed.), Biely, A., Broska, I., Bóna, J., Buček, S., Elečko, M., Filo, I., Fordinál, K., Gazdačko, Ľ., Grecula, P., Hraško, Ľ., Ivanička, J., Jacko, S., ml., Jacko, S., st., Janočko, J., Kaličiak, M., **Konečný, V.,** Kováčik, M. (Bratislava), Kováčik, M. (Košice), Lexa, J., Madarás, J., Maglay, J., Mello, J., Nagy, A., Németh, Z., Olšavský, M., Plašienka, D., Polák, M., Potfaj, M., Pristaš, J., Siman, P., Šimon, L., Teťák, F., Vozárová, A., Vozár, J. a Žec, B., 2009: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape Slovenskej republiky 1 : 200 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 534 s.

Spomienka na Pavla Grossa

(*9. 12. 1935 – †12. 6. 2018)



Dňa 12. júna 2018 nás opustil bývalý kolega, geológ a dlhoročný pracovník ŠGÚDŠ RNDr. Pavel Gross, CSc.

Pavel Gross sa narodil 9. decembra 1935 v Bratislave. Do šiestich rokov žil v Bánovciach nad Bebravou, kde začal navštevovať ľudovú školu. V roku 1942 vo veku 7 rokov bol pre svoj židovský pôvod spolu s rodičmi a mladšou sestrou internovaný v koncentračnom a pracovnom tábore v Seredi. Po vypuknutí Slovenského národného povstania utiekol a s rodičmi sa krátko skrýval pri Žitnej. Po niekoľkých mesiacoch boli so skupinou ďalších židov odhalení a v novembri 1944 presunutí späť do tábora v Seredi. V novembri 1944 bol so sestrou a mamou transportovaný do Terezína, kde sa na konci vojny dožil oslobodenia. Po návrate ešte krátko žil v Bánovciach nad Bebravou, ale neskôr s rodičmi odišiel do Bratislavy. V roku 1954 zmaturoval na gymnáziu v Bratislave a následne nastúpil na štúdium geológie na vtedajšej Fakulte geologicko-geografických vied Univerzity Komenského v Bratislave. Diplomovú prácu pod vedením prof. Andrusova, ktorá sa zaoberala štúdiom bradlového pásma medzi tokmi Bošáčky a Klanečnice, obhájil v roku 1959, keď získal aj titul RNDr.

V nasledujúcom období od leta roku 1959 do roku 1998 pracoval v GÚDŠ v Bratislave, kde pôsobil na oddelení paleogénu. V roku 1976 obhájil kandidátsku prácu a získal titul CSc. Po nástupe do ústavu sa najprv podieľal na mapovaní a príprave generálnych máp v mierke 1 : 200 000. Neskôr sa venoval štúdiu a mapovaniu sedimentárnych sekvencií podtatranskej skupiny centrálnokarpatského paleogénu. Bol zodpovedným riešiteľom geologických máp 1 : 50 000 Liptovskej kotliny (1979), južnej a východnej Oravy (1994) a Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov, Spišsko-šarišského medzihoria, Bachurne a Šarišskej vrchoviny (1999). Mapoval paleogén na mapy časti Strážovských vrchov (1982), Tatier (1993), Braniska a Čiernej hory (1997), Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny (1997) a Nízkych Tatier (1997).

Rozšíril staršie členenie centrálnokarpatského paleogénu a spolu s E. Köhlerom a O. Samuelom (1984) bol autorom ich dodnes platného litostratigrafického členenia. Podieľal sa na vyhodnocovaní hydrogeologických vrtov v oblasti Bojníc a Liptovskej kotliny, ale aj výskytov centrálnokarpatského paleogénu zachytených vrtmi v podloží stredoslovenských neovulkanitov.

Bol autorom alebo spoluautorom najmenej 65 publikovaných prác a množstva manuskriptov vysvetliviek k základným geologickým mapám 1 : 25 000.

Pavel Gross bol výsostne terénnym pracovníkom, aktívnym mapujúcim geológom, odborníkom na geologickú stavbu sedimentárnych centrálnokarpatských paleogénnych bazénov Západných Karpát. Zároveň bol dobrým človekom, ochotným nám mladším poradiť alebo voviesť nás ako mladých elévov do problematiky mapovania paleogénu. Zažil som s ním spolu so svojimi kolegami terénne výskumy v Levočských vrchoch. Spoločenský človek, vtipný a zároveň náročný na svojich spolupracovníkov. Bude nám chýbať.

Česť jeho pamiatke!

Literatúra

Cambel, B., Slavkay, M. a Kaličiak, M., 2000: Významní slovenskí geológovia. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 143 – 144.

Gyarfašová, S., 2016: Osudy, ktoré písalo 20. storočie – Osudy Pavla Grossa. Dostupné online: https://slovensko.rtvs.sk/relacie/osudy-ktore-pisalo-20-storocie/116208/osudy-pavla-grossa

Alexander Nagy

Výber najvýznamnejších prác:

Gross, P. (ed.), Vaškovský, I. a Halouzka, R., 1979: Geologická mapa Liptovskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Gross, P., Köhler, E. (eds.), Biely, A., Franko, O., Hanzel, V., Hricko, J., Kupčo, G., Papšová, J., Priechodská, Z., Szalaiová, V., Snopková, P., Stránska, M., Vaškovský, I. a Zbořil, Ľ., 1980: Geológia Liptovskej kotliny. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 242 s.

Gross, P., 1982: Vysvetlivky ku geologickej mape Liptovskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 79 s.

Gross, P., Köhler, E. a Samuel, O., 1984, Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu. Geol. Práce, Spr., 81, 103 – 117 .

Gross, P. Köhler, E. (ed.), Mello, J., Haško, J., Halouzka, R., Nagy, A., Kováč, P., Filo, I., Havrila, M., Maglay, J., Salaj, J., Franko, O., Zakovič, M., Pospíšil, L., Bystrická, H. a Snopková, P., 1993: Geológia južnej a východnej Oravy. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 320 s.

Gross, P. (ed.), Filo I., Halouzka, R., Haško, J., Havrila, M., Kováč, P., Maglay J., Mello, J. a Nagy, A., 1994: Geologická

mapa južnej a východnej Oravy 1 : 50 000. Bratislava, MŽP SR – Geol. Úst. D. Štúra.

Nemčok, J. (ed.), Bezák, V., Biely, A., Gorek, A., **Gross, P.**, Halouzka, R., Janák, M., Kahan, Š., Kotański, Z., Lefeld, J., Mello, J., Reichwalder, P., Rackowski, W., Roniewicz, P., Ryka, W., Wieczorek, J. a Zelman, J., 1994: Geologická mapa Tatier 1 : 50 000. Bratislava, MŽP SR – Geol. Úst. D. Štúra.

Polák, M. (ed.), Jacko, S., Vozár, J., Vozárová, A., **Gross, P.**, Harčár, J., Sasvári, T., Zacharov, M., Baláž, P., 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. Bratislava, MŽP SR – GS SR.

Polák, M. (ed.), Jacko, S., Vozárová, A., Vozár, J., **Gross, P.**, Harčár, J., Zacharov, M., Baláž, P., Liščák, P., Malík, P., Zakovič, M., Karoli, S. a Kaličiak, M., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Braniska a Čiernej hory 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 201 s.

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, 7 – 281.

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, MŽP SR – GS SR.

Vozár, J., Káčer, Š. (eds.), Bezák, V., Elečko, M., **Gross, P.**, Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Polák, M., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D. a Vozárová, A., 1998: Geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 1 000 000. Bratislava, MŽP SR – GS SR.

Gross, P. (ed.), Buček, S., Ďurkovič, T., Filo, I., Maglay, J., Halouzka, R., Karoli, S., Nagy, A., Spišák, Z., Žec, B., Vozár, J., Borza, V., Lukáčik, E., Janočko, J., Jetel, J., Kubeš, P., Kováčik, M., Žáková, E., Mello, J., Polák, M., Siráňová, Z., Samuel, O., Snopková, P., Raková, J., Zlinská, A., Vozárová, A. a Žecová, K., 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov, Bachurne a Spišsko-šarišskej vrchoviny 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 7 – 239.

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

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 1 : 50 000. Bratislava, MŽP SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra.

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. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 5 – 250.

Káčer, Š., Antalík, M., Lexa, J., Zvara, I., Fritzman, R., Vlachovič, J., Bystrická, G., Brodnianska, M., Potfaj, M., Madarás, J., Nagy, A., Maglay, J., Ivanička, J., **Gross, P.**, Rakús, M., Vozárová, A., Buček, S., Boorová, D., Šimon, L., Mello, J., Polák, M., Bezák, V., Hók, J., Teťák, F., Konečný, V., Kučera, M., Žec, B., Elečko, M., Hraško, Ľ., Kováčik, M. a Pristaš, J., 2005: Digitálna geologická mapa Slovenskej republiky v M 1 : 50 000 a 1 : 500 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Biely, A., Bezák, V., Elečko, M., **Gross, P.**, Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemčok, J., Polák, M., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J. a Vozárová, A., 2002: Geologická stavba. In: Hrnčiarová, T. (ed.): Atlas krajiny Slovenskej republiky. Bratislava, MŽP SR SR, Banská Bystrica, SAŽP, 344 s.

Elečko, M. (ed.), Maglay, J., Pristaš, J., Fordinál, K., Nagy, A., Konečný, V., Šimon, L., Potfaj, M., **Gross, P.**, Salaj, J., Polák, M., Mello, J., Havrila, M., Ivanička, J., Buček, S., Olšavský, M., Kohút, M., Kováčik, M., Bezák, V., Vozárová, A., Hók, J., Broska, I. a Madarás, J., 2008: Prehľadná geologická mapa SR 1 : 200 000, list 35 – Trnava. Bratislava, MŽP SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Polák, M. (ed.), Potfaj, M., Filo, I., Broska, I., Kohút, M., Mello, J., Bezák, V., Teťák, F., **Gross, P.**, Biely, A., Rakús, M., Hók, J., Vozár, J., Nagy, A. a Maglay, J., 2008: Prehľadná geologická mapa SR 1 : 200 000, list 26 – Žilina. Bratislava, MŽP SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra.

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

Gross, P., 2008: Litostratigrafia Západných Karpát: Paleogén – podtatranská skupina. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 78 s.

Piotrowska, K., Danel, V., Iwanov, A., Gaździcka, E., Rączkowski, W., Bezák, V., Maglay, J., Polák, M., Kohút, M. a **Gross, P.**, 2015: Budowa geologiczna/Geologická mapa/Geology 1 : 100 000. In: Atlas Tatr – Przyroda nieożiwiona. Zakopane, Wyd. Tatrańskiego Parku narodowego.

POKYNY PRE AUTOROV

Manuskript článku je potrebné zaslať elektronicky na e-mailovú adresu vedeckého redaktora (ondrej.pelech@geology.sk).

Odporúčaný rozsah manuskriptu je max. 50 strán vrátane literatúry, obrázkov a popisov k obrázkom. Publikovanie prác väčšieho rozsahu je možné iba po schválení redakčnou radou časopisu. Články sa uverejňujú v slovenskom jazyku. Abstrakt a skrátené znenie článku (resumé, resp. *summary*) sú v anglickom jazyku (britská alebo americká angličtina).

Text

Úpravu textu spolu so zoznamom literatúry prispôsobiť týmto pokynom. Manuskript nespĺňajúci tieto pokyny bude vrátený autorovi.

Text písať fontom Times (napr. Times New Roman) s veľkosťou 12 bodov (medziriadková medzera 1,5) na stranu formátu A4. Strany je potrebné číslovať.

Manuskript pred prvou recenziou zaslať vedeckému redaktorovi vo formáte .pdf spolu s obrázkami v texte a priebežným číslovaním riadkov. Po recenzii zaslať opravený text vo formáte .doc bez obrázkov. Jasne označené súbory obrázkov v príslušnom formáte zaslať zvlášť. V texte vyznačiť finálne umiestnenie obrázkov.

Text manuskriptu musí byť logicky členený. Odporúčané členenie manuskriptu: 1. názov článku v slovenskom a anglickom jazyku; 2. meno a priezvisko autora (autorov); 3. adresa (obyčajne adresa pracoviska) a e-mailová adresa; 4. abstrakt v slovenskom a anglickom jazyku; 5. kľúčové slová v slovenskom a anglickom jazyku; 6. úvod; 7. hlavný text (jadro) článku; 8. záver; 9. poďakovanie; 10. použitá literatúra; 11. summary – anglické resumé (nepovinné); 12. prílohy (nepovinné); 13. popisy tabuliek a obrázkov v slovenskom a anglickom jazyku; 14. tabuľky; 15. obrázky.

Názov článku musí byť podľa možnosti stručný, zrozumiteľný a výstižný.

Abstrakt (v slovenskom aj anglickom jazyku) obsahuje hlavné výsledky práce, neobsahuje citácie. Rozsah abstraktu nemá byť väčší ako 400 slov a nemá byť členený na odseky. Za abstrakt pripojiť 4 – 6 kľúčových slov, ktoré je vhodné uviesť od všeobecných ku konkrétnejším.

V úvode jasne uviesť cieľ článku a charakteristiku skúmaného problému. Úvod môže obsahovať prehľad predchádzajúcich výskumov, opis geológie skúmaného územia a pod. Tie môžu alternatívne tvoriť samostatné kapitoly.

Hlavný text obsahuje metodiku práce a materiál. Výsledky majú obsahovať faktografické údaje. Zreteľne odlíšiť východiskové údaje od interpretácií. V texte neopakovať údaje z tabuliek a obrázkov, ale sa na ne len odvolať. Ako pomôcku na typologické zatriedenie môže autor členiť kapitoly a podkapitoly podľa hierarchie, a to číslicami 1, 2, 3 a na ďalšie úrovne (napr. 2.1, 2.2), maximálne však do 3. úrovne.

Správy

Časopis akceptuje aj krátke správy o výskumoch obsahujúce dôležité nové informácie, pri ktorých je žiaduce neodkladné zverejnenie. Správy majú zjednodušenú štruktúru (abstrakt, kľúčové slová, hlavný text nemusí byť členený na kapitoly, literatúra) a sú rovnako recenzované. Musia obsahovať lokalizáciu skúmaného územia či lokality (lokalizáciu GPS a/alebo mapu).

Ilustrácie a tabuľky

Časopis umožňuje publikovať farebné ilustrácie. Publikovanie farebných ilustrácií môže byť spoplatnené. Obrazové predlohy dodávať spolu s textom článku vo vektorovom formáte .ai, .cdr alebo .pdf, prípadne ako rastrovú grafiku vo formáte .jpg alebo .tif, vo verzii na tlač s rozlíšením najmenej 600 dpi.

Veľkosť textu v ilustráciách by mala byť medzi 7 a 12 bodmi a minimálna hrúbka línií 0,5 pt. Veľkosť ilustrácií a tabuliek je obmedzená formátom časopisu (Š x V = 170 x 250 mm – do dvoch stĺpcov, Š = 82 mm – do jedného stĺpca). Ak sa ilustrácie budú zmenšovať alebo zväčšovať, na origináloch prispôsobiť veľkosť písma a hrúbku čiar a šrafovania. Prílohy väčšie ako formát A4 (skladačky) treba podľa možnosti vylúčiť alebo rozdeliť na viac strán.

Každá ilustrácia (graf, mapa, tabuľka, fotografia) a príloha musí byť v texte citovaná. Mapy musia obsahovať grafickú mierku, označenie severu a legendu. Fotografie výbrusov a snímky z elektrónového mikroskopu musia mať grafickú mierku.

Tabuľky dodať v samostatnom súbore (formát .xls) a zoradiť v takom poradí, ako sú citované v texte. Tabuľky väčšie ako formát 170 x 250 mm budú prijaté iba v ojedinelých prípadoch po schválení redakciou.

Citovanie a literatúra

Citácie v texte uvádzať vo forme napr. (Buček, 2001) alebo podľa Bučeka (2001), pri 2 autoroch (Kullmanová a Gašparikova, 1982), v prípade 3 a viac spoluautorov vo forme (Bezák et al., 1998). V zozname literatúry uvádzať všetkých spoluautorov citovanej práce. Citovanie materiálov (napr. „*in prep.*“ a „*in press*“), ktoré ešte nie sú akceptované na publikovanie, nie je možné. Viaceré publikácie toho istého autora z toho istého roku sa odlišujú napr. Plašienka (1995a), Plašienka (1995b). Prepis názvov z iných grafických sústav, napr. z cyriliky, sa riadi *Pravidlami slovenského pravopisu.* Pri špeciálnych prípadoch problematický bibliografický odkaz zvýrazniť, o spôsobe jeho uvedenia rozhodne redakcia.

Príklady typov použitej literatúry:

Mapa

Nemčok, J. (ed.), Bezák, V., Biely, A., Gorek, A., Gross, P., Halouzka, R., Janák, M., Kahan, Š., Kotański, Z., Lefeld, J., Mello, J., Reichwalder, P., Rackowski, W., Roniewicz, P., Ryka, W., Wieczorek, J. a Zelman, J., 1994: Geologická mapa Tatier 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Monografia, vysvetlivky ku geologickej mape

Fusán, O., Biely, A., Ibrmajer, J., Plančár, J. a Rozložník, L., 1987: Podložie terciéru Vnútorných Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 123 s.

Kapitola v monografii, príspevok v zborníku

Bezák, V., Jacko, S., Ledru, P. a Siman, P., 1998: Hercynian development of the Western Carpathians. In: Rakús, M. (Ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. Bratislava, Geol. Surv. Slovak Republic, 27 – 34.

Článok v periodických publikáciách

Buček, S., 2001: Borové Formation of Middle Eocene age east of the Tatra Mts. Slovak Geol. Mag., 7, 1, 45 – 52.

Fordinál, K., Šimon, L. a Elečko, M., 2001: Regionálny geologický výskum neogénnej výplne a podložia Bánovskej kotliny. Geol. Práce, Spr., 105, 29 – 37.

Kullmanová, A. a Gašpariková, V., 1982: Vrchnokriedové sedimenty v severnej časti pohoria Považský Inovec. Geol. Práce, Spr., 78, 85 – 95.

Manuskript, technická správa, dizertácia, diplomová práca a pod.

Šimon, L., Konečný, V., Dublan, L., Lexa, J., Polák, M., Halouzka, R., Köhlerová, M., Vozár, J. a Vozárová, A., 1996: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000 listov: 35-424 Veľké Pole – časť, 35-442 Nová Baňa – časť. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 83313), 34 s.

Jablonský, J., 1986: Sedimentologické štúdium porubského súvrstvia (alb – cenoman) tatrika a zliechovskej sekvencie. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Katedry geol. a paleont., PriF UK, 210 s.

Právne podmienky a vedecká etika

Autori zodpovedajú za pravdivosť a pôvodnosť údajov predkladaného manuskriptu. Odoslaním manuskriptu do redakcie sa autor(i) zaväzujú, že manuskript je ich vlastným dielom, dodržiava základné etické princípy, neobsahuje klamlivé alebo falošné údaje a celý nebol ani nebude publikovaný inde ani v cudzom jazyku.

OBSAH

Fričovský, B., Vizi, L., Surový, M. a Mižák, J.
Indície numerických indikátorov rezervoárovej konvekcie v podmienkach hydrogeotermálnej štruktúry ďurkovská depresia, Košická kotlina
Numerical indices implications on reservoir convection for the Ďurkov depression hydrogeothermal structure, Košice Basin 3

Šamajová, L. a Hók, J.
Hustota horninových komplexov Západných Karpát na území Slovenska
Densities of rock formations of the Western Carpathians on the territory of Slovakia 31

Hók, J. a Littva, J.
Chtelnické súvrstvie – nová litostratigrafická jednotka sladkovodných vápencov vrchnej kriedy v Brezovských Karpatoch a Čachtických Karpatoch (západné Slovensko)
The Chtelnica Formation – a new lithostratigraphic unit of the Upper Cretaceous freshwater limestones in the Brezovské Karpaty Mts. and Čachtické Karpaty Mts. (Western Slovakia) 53

Fordinál, K., Brzobohatý, R. a Michalík, J.
História a význam paleontologických konferencií v Československu a v Českej republike a Slovenskej republike
History and importance of paleontological conferences in Czechoslovakia and in the Czech Republic and Slovak Republic 59

Jubileá

Liščák, P.: Vlasta Jánová jubiluje 71

Kováč, M.: Zdravica k životnému jubileu RNDr. Adrieny Zlinskej, PhD. 73

Spomienky

Lexa, J.: Spomienka na Vlasta 77

Nagy, A.: Spomienka na Pavla Grossa 81

Indexované / abstraktované / sprístupňované databázou EBSCO