

## MORFOŠTRUKTÚRNA ANALÝZA POVODIA BODVY SO ZRETEĽOM NA SLOVENSKÝ KRAS

Peter Bandura\*, Michal Gallay\*\*

\* Univerzita Komenského v Bratislave, Prírodovedecká fakulta, Katedra fyzickej geografie a geoekológie, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, peter.bandura@uniba.sk

\*\* Univerzita Pavla Jozefa Šafárika v Košiciach, Prírodovedecká fakulta, Ústav geografie, Jesenná 5, 040 01 Košice, michal.gallay@upjs.sk

### Morphostructural analysis of the Bodva River basin with regard to the Slovak karst

This study deals with a GIS-based morphostructural analysis applied to a digital terrain model of the Bodva River basin in the area of the Slovak karst. The specifics of this study area were that it is partially formed by karst plateaux. Methods such as derivation and analysis of a stream network, construction of base-level maps (or isobase surfaces) and construction of a morphological (or in this case morphostructural) network were used. Obviously, it was necessary to take into account the correlation between the karst surface (mostly its geological structure) and its stream network. Thus, derivation of the stream network with regard to local geological conditions provided better outcomes and following of changes in the base-level maps. The findings of the presented methods can be used as supporting arguments for better understanding of the morphostructures and morphostructural evolution of the study area. As a result, important morphostructures within the study area were identified. We tried to support the assumption of a differential uplift of individual karst plateaux and connected uplift of the northern part of the Slovak karst together with the adjacent Slovenské rudohorie Mountains, system was also applied to orientation of the interpreted morphostructural networks and thereby we tried to determine the dominant directions of the activity of the morphotectonic field.

**Key words:** morphostructures, Bodva River basin, Slovak karst, morphostructural analysis, stream network, base-level maps, morphological network, morphotectonic field

### ÚVOD A PREHLAD LITERATÚRY

Hlavné črty zemského povrchu sú výsledkom endogénnych síl, ktoré spôsobuje tektonika Zeme pohybmi zemskej kôry. Pre tvárnosť súčasného reliéfu sú dôležité hlavne tie pohyby, ktoré prebiehali v období nedávnej geologickej minulosti až po súčasnosť. Na význam mladých tektonických (neotektonických) pohybov pre povrchovú tvárnosť megamorfoštruktúry Západných Karpát upozornil už Mazúr (1965) a myšlienku rozvinul aj vneskoršom príspevku (Mazúr 1979). Podľa jeho interpretácie sú hlavne veľké povrchové tvary dôsledkom mladých tektonických pohybov, ku ktorým došlo v neogéne a kvartéri. Reliéf Západných Karpát je teda tvorený vyzdvihnutými morfoštruktúrami – pohoriami (hrasťami) alebo poklesnutými morfoštruktúrami – kotlinami (priekopovými prepádlinami).

Na výskum prejavov týchto pohybov v reliéfe sa využívajú nástroje tzv. morfoštruktúrnej (alebo aj morfotektonickej) analýzy reliéfu (MAR). Podľa

Laciku (1993) ide o súhrn rôznych geomorfologických postupov slúžiacich na poznanie morfoštruktúrnych vlastností reliéfu. Tento metodický prístup pochádza z ruskej geomorfologickej školy (napr. Filosofov 1960) a na Slovensku sa presadil v 70. a 80. rokoch 20. storočia. Aj keď je využitie metodiky MAR známe hlavne z prác publikovaných v druhej polovici 20. storočia, môžeme ju v porovnaní s inými metodickými postupmi v geomorfológii považovať za pomerne mladú. V posledných rokoch sa spolu s rozvojom metód, poznatkov a geografických informačných systémov (GIS) začala táto metodika opäť častejšie využívať. Práve využitie GIS umožňuje výskum zjednodušiť a posunúť ďalej. Poňatie MAR v prácach českých a slovenských geomorfológov rozoberá Fiala (2005). Metódy MAR vo svojom výskume úspešne využil celý rad autorov, napr. Lacika (1993) predstavil morfoštruktúrnú analýzu Poľany. Lacika a Lehotský (2013) aplikovali MAR na výskum zmien riečnej siete na severovýchode Slovenska. Mentlík a Jedlička (2003) použili MAR pre územie strednej Šumavy a Cotilla et al. (2007) na centrálny systém Pyrenejského polostrova.

MAR pozostáva z viacerých parciálnych metód, ktoré ako celok, alebo aj ich čiastkové výsledky, slúžia ako podporné materiály pre rekonštrukciu morfoštruktúrneho vývoja územia. Medzi ne patrí aj v tejto práci rozoberaná analýza dolinovej siete, tvorba bazových povrchov (povrchov erózných báz a izobázových povrchov) a analýza morfolineamentov. Tvar a usporiadanie dolinovej siete vypovedá o genéze, dynamike a štruktúrnych vlastnostiach reliéfu. Dôležité je hlavne jej usmernenie a porovnanie s tektonickými štruktúrami. Štruktúrne podmienené dolinové siete využívajú hlavne oslabené zóny a pod. (Urbánek 2005). MAR so zreteľom na údolnú sieť na podklade SRTM aplikovali Grohmann et al. (2007). Nový nástroj v prostredí GIS pre automatizované odvodnenie dolinovej siete zostavili Jasiewicz a Metz (2011).

Pri tvorbe bazových povrchov (Golts a Rosenthal 1993 podľa Filosofov 1960) ide o pomyselnú rekonštrukciu povrchu, kde boli súčasné formy odstránené k eróznej báze určitého rádu – vychádzajú z dolinovej siete. Predstavujú zhladený reliéf, ich vek je relatívny a reflektujú vzťah údolní a topografie. Naznačujú črty morfoštruktúr, ktoré sú inak maskované formami nižších rádo a teda pravdepodobne staršie ako tie vystupujúce v súčasnom reliéfe. Ich analýza bola využitá na území Slovenska napr. pri výskume povodia Slanej (Lacika 2001); na území Považského Inovca (Beták 2006 a Beták a Vojtko 2009). Teoretický postup ich tvorby v prostredí GIS opísali v aplikácii na územie v severnej Brazílii Grohmann et al. (2011).

Morfolineamenty predstavujú výrazné, lineárne usporiadané tvary reliéfu, sú to napr. priamočiare úseky údolí, chrbtov, úpäť, terénnych hrán a pod. (Urbánek 1993). Väčšinou ide o tvary reliéfu naviazané na poruchové zóny (zlomy) s dôležitosťou ich priestorového usporiadania. Sú základom pre definovanie hierarchického systému morfolineamentov – morfolologickej mriežky. Prevažujúce smery orientácie morfolineamentov by mali poukazovať na smer morfotektonického poľa v rôznych vývojových obdobiach (Minár a Sládek 2009). Identifikáciou morfolineamentom podobných lineárnych a tiež nelineárnych rozhraní na území Slovenska pomocou kozmických snímok sa zaoberali Kvitkovič a Feranec (1986). Tieto lineárne rozhrania detekované na základe snímok DPZ nemožno priamo stotožňovať s morfolineamentami;

niektoré z nich majú totožný priebeh ako rôzne poruchové línie, a teda môžeme pri nich predpokladať tektonickú predispozíciu s odrazom v morfológii terénu.

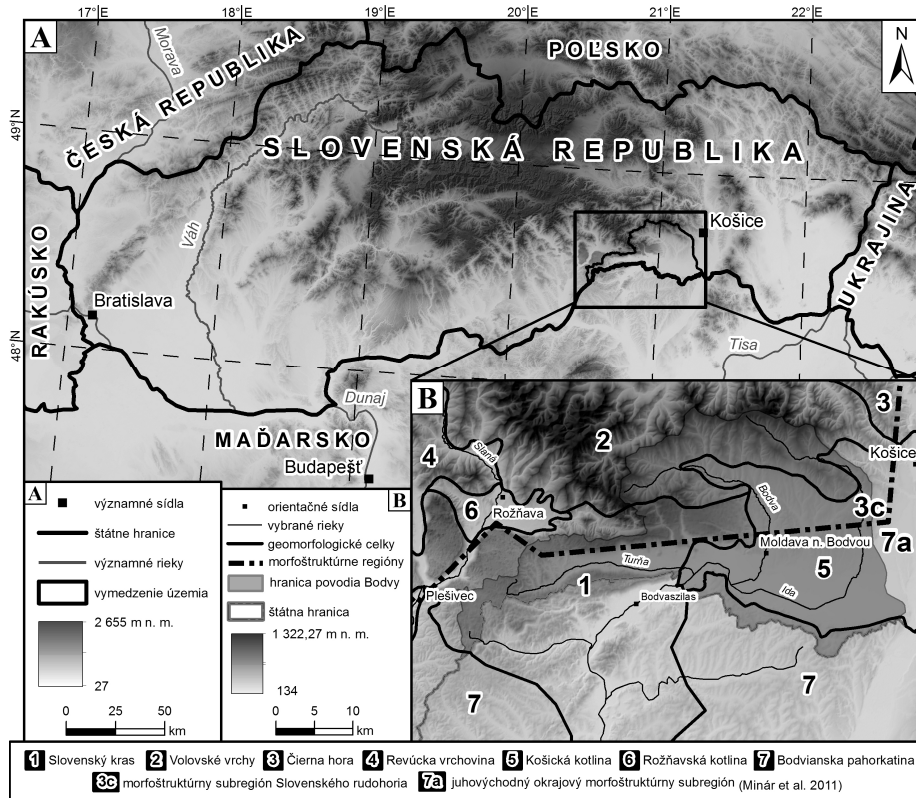
Zámerom predkladanej práce je testovanie, modifikácia a rozšírenie vybraných metód MAR v aplikácii na územie povodia Bodvy. Podstatnú časť povodia tvorí Slovenský kras a práve na ňu sa tento príspevok zameriava. Použitie MAR pre územie s krasovým reliéfom má svoje špecifiká. Potrebné je zohľadniť vzájomný vzťah krasového povrchu (jeho geologickej stavby) a siete údolníc. Konštrukcia údolnej siete so zreteľom na lokálne podmienky by mala zabezpečiť lepšie výsledky (dlhšia a hustejšia sieť) a s tým nadväzujúce zmeny v odvodených báзовých povrchoch. Predpokladáme, že v krasovom území je potrebné nastavenie nižšej prahovej hodnoty (*threshold*) príspevkovej plochy pre identifikáciu počiatku údolnice. Malo by to viesť k poodhaleniu najmladších morfoštruktúr územia a pomôcť potvrdiť predpoklad diferencovaného výzdvihu jednotlivých krasových planín ako sa uvádza v práci Gaál (2008). Túto myšlienku podporujú aj výsledky v práci Minár et al. (2011), kde bolo územie Slovenského krasu rozdelené morfolineamentom Turnianskej kotliny medzi morfoštruktúrny subregión Slovenského rudohoria (severná časť územia) a juhovýchodný okrajový morfoštruktúrny subregión (južná časť územia).

## MATERIÁL A METÓDY

### Záujmové územie

Záujmovým územím bolo povodie rieky Bodva a jeho okolie po sútok s riekou Rakaca v Maďarsku s výmerou 3 220,6 km<sup>2</sup> (z toho na Slovensku 2 097,06 km<sup>2</sup>). Rozsah územia bol vybraný tak, aby zachytával oblasť, v ktorej možno predpokladať vplyv prítokov na formovanie východnej časti Slovenského krasu spolu s príľahlými pohoriami (obr. 1). Ide o územie, ktorého geomorfologický vývoj sa pokúšajú vysvetliť viaceré hypotézy, čo sumarizuje napr. Petrvalská (2010 a 2014).

Vývoju riečnej siete Bodvy a jej povodia sa venuje práca Laciku (2004). Z hydrografického hľadiska opisujú túto oblasť práce Hochmutha a Barabasa (2001) a Barabasa (2009). Na geologickej stavbe východnej časti Slovenského rudohoria sa podieľajú prevažne hlbinné magmatické a metamorfované horniny prvohôr a druhohôr (Bajaník et al. 1983). Záujmové územie zahŕňajú geologické mapy Mella et al. (1997) a Kalinčiaka et al. (1996). Najväčšiu časť skrasovatených planín Slovenského krasu buduje mohutný komplex svetlých vápencov wettersteinského typu, ktoré vekovo patria hlavne do stredného triasu. Zarovnaný povrch dnešných krasových planín pravdepodobne vznikol v panóne, keď povrchové toky tečúce v tej dobe z oblasti Slovenského rudohoria smerom na juh širokou pediplanáciou zhladzovali vyčnievajúce tvary povrchu a vytvorili rozsiahly plochý reliéf (Mello et al. 1997). Geomorfologické odlišnosti jednotlivých krasových planín opisuje Telbisz (2011). V príľahlých častiach Košickej kotliny prevláda pahorkatinný až rovinný reliéf. Vo vyšších častiach je vyvinutý na pontských sedimentoch sečovského a poltárskeho súvrstvia, v nižšie položených častiach sa sformoval na fluvialných, proluviálnych, deluviálnych i eolických kvartérnych sedimentoch (Kalinčiak et al. 1996).



Obr. 1. Poloha skúmaného územia v rámci SR (časť A) a jeho presné vymedzenie (časť B)

### Údaje a použité metódy

Ako vstupné dáta do analýz v prostredí GIS (*GRASS GIS* a *ArcGIS*) bol použitý výrez rastrového digitálneho modelu nadmorských výšok (ďalej DMR) SRTM v rozlíšení 90 m (Jarvis et al. 2008). DMR bol pôvodne dodaný v geografickom súradnicovom systéme WGS 1984 a pre účely výskumu bol transformovaný bilineárnou interpoláciou do súradnicového systému S-JTSK s výstupnou veľkosťou bunky 25 m. Priestorové rozlíšenie DMR po transformácii bolo zvýšené s cieľom presnejšieho modelovania siete údolnic. Pre zvýšenie jeho hydrologickej korektnosti (zabezpečenie plynulého „odtoku vody“) bol vstupný DMR opravený o umelé, procesom interpolácie vytvorené depresie. Zaplnené boli všetky depresie plytšie ako 8 m. Hodnota prahu zaplnenia bola zvolená testovaním funkcie *fill* a zohľadnením výskytu závrtoch na krasových planinách.

Tvorba údolnej siete sa uskutočnilo podľa metodiky Jasiewicz a Metz (2011) s použitím nástrojov modulu *r.stream* v *GRASS GIS*. Prvým krokom bola ich extrakcia nástrojom *r.stream.extract*. Kľúčové bolo zohľadniť vzájomný vzťah krasového povrchu a údolnic. Znamená to zvoliť správnu hodnotu prahu (*threshold*) príspevkovej plochy pre identifikáciu počiatku údolnice. Testované



boli štyri hodnoty prahu: 100, 200, 300 a 500 príspevkových buniek rastra. Vytvoreným vektorovým sieťam údolníc bol potom nástrojom *r.stream.order* priradený rád toku podľa Strahlera (1957). Z údolníc boli nástrojom *v.to.points* (GRASS) vytvorené body pozdĺž línií s intervalom 100 m, ku ktorým boli nástrojom *extract values to points* (ArcGIS) priradené hodnoty nadmorskej výšky z výškového DMR. Pre všetky štyri prahové hodnoty boli vytvorené samostatné vrstvy bodov z údolníc 2. a 3., 3. a 4. a 4. a 5. rádu.

Tvorba bazových povrchov sa realizovala podľa metodiky Grohmann et al. (2011). Pri použití bodov z údolníc ako vstupu do interpolácie (ekvivalent priesečníkov údolníc s vrstevnicami) sme narazili na problém tvorby umelých artefaktov na miestach hraníc segmentov interpolácie spôsobených nerovnomerným rozmiestnením a nízkym počtom vstupných bodov. Odstránenie artefaktov prebehlo podľa metodiky Hofierka a Cebecauer (2007). Išlo o zahustenie vstupného bodového poľa mimo priebehu údolníc o náhodne rozmiestnené určité množstvo bodov s priradenými hodnotami z prvotne vytvoreného povrchu. Podľa výsledkov testovania sme pôvodný údajový súbor doplnili o 1 000 náhodne rozmiestnených bodov pomocou nástroja *r.random*. Bodom boli priradené hodnoty nadmorskej výšky z príslušného prvotného bazového povrchu. Samotná interpolácia hodnôt nadmorskej výšky do rastrového modelu bazových povrchov sa uskutočnila pomocou nástroja *v.surf.rst*, (Neteler a Mitášová 2008), ktorý používa interpoláciu regularizovaného splajnu s tenziou (Mitášová a Mitáš 1993). Parametre interpolácie boli nastavené nasledovne: tenzia (*tension*) = 20, zhladenie (*smooth*) = 08, minimálny počet bodov pre priblíženie v segmente (*npmin*) = 400 a maximálny počet bodov v segmente (*segmax*) = 100.

Porovnanie rozdielov vytvorených sietí údolníc a bazových povrchov sa realizovalo viacerými spôsobmi. Údolnice boli porovnané štatisticky na základe ich dĺžky, hustoty a smeru ich orientácie. Smer orientácie bol údolniciam priradený pomocou nástroja *linear directional mean* (ArcGIS). Rozdiely bazových povrchov boli vypočítané pomocou mapovej algebry. Ako referenčné rastre boli zvolené bazové povrchy vychádzajúce z prahovej hodnoty údolníc 100 príspevkových buniek (podľa predpokladu najlepšieho výsledku na danom území). Rozdiely sme dostali odčítaním rastra bazového povrchu 2. a 3., 3. a 4. a 4. a 5. rádu s prahovou hodnotou 200, 300 a 500 od bazového povrchu 2. a 3., 3. a 4. a 4. a 5. rádu s prahovou hodnotou 100. Rozdielové rastre boli na základe vytvorených oblastí vyhodnotené podľa priestorového rozloženia odlišností v rámci povrchov.

Ako už bolo vysvetlené, modely bazových povrchov sme odvodili pre viaceré hierarchické úrovne používajúc rôzne typy údolníc podľa Strahlera (1957). Pre jednotlivé modely bazových povrchov a súčasný reliéf sme vizuálne identifikovali a manuálne vektorizovali prvky morfologickej mriežky (morfolineamenty) na základe výrazných rozhraní modelovaného povrchu. Pri ich tvorbe sme postupovali podľa syntézy metodík Urbánek (2000), Grohmann (2004) a Minár a Sládek (2009). Išlo o zachytenie tvaru najväčších morfoštruktúr – hraníc medzi eleváciami a dolinami, ako aj lineárnych rozhraní medzi čiastkovými štruktúrami v rámci nich. Morfologické mriežky a siete údolníc pre jednotlivé hierarchické úrovne bazových povrchov a súčasný reliéf boli ďalej vyhodnotené ružicovými diagramami podľa smeru orientácie línií v programe *OpenStereo*.

## VÝSLEDKY A DISKUSIA

## Automatizované generovanie údolnicovej siete

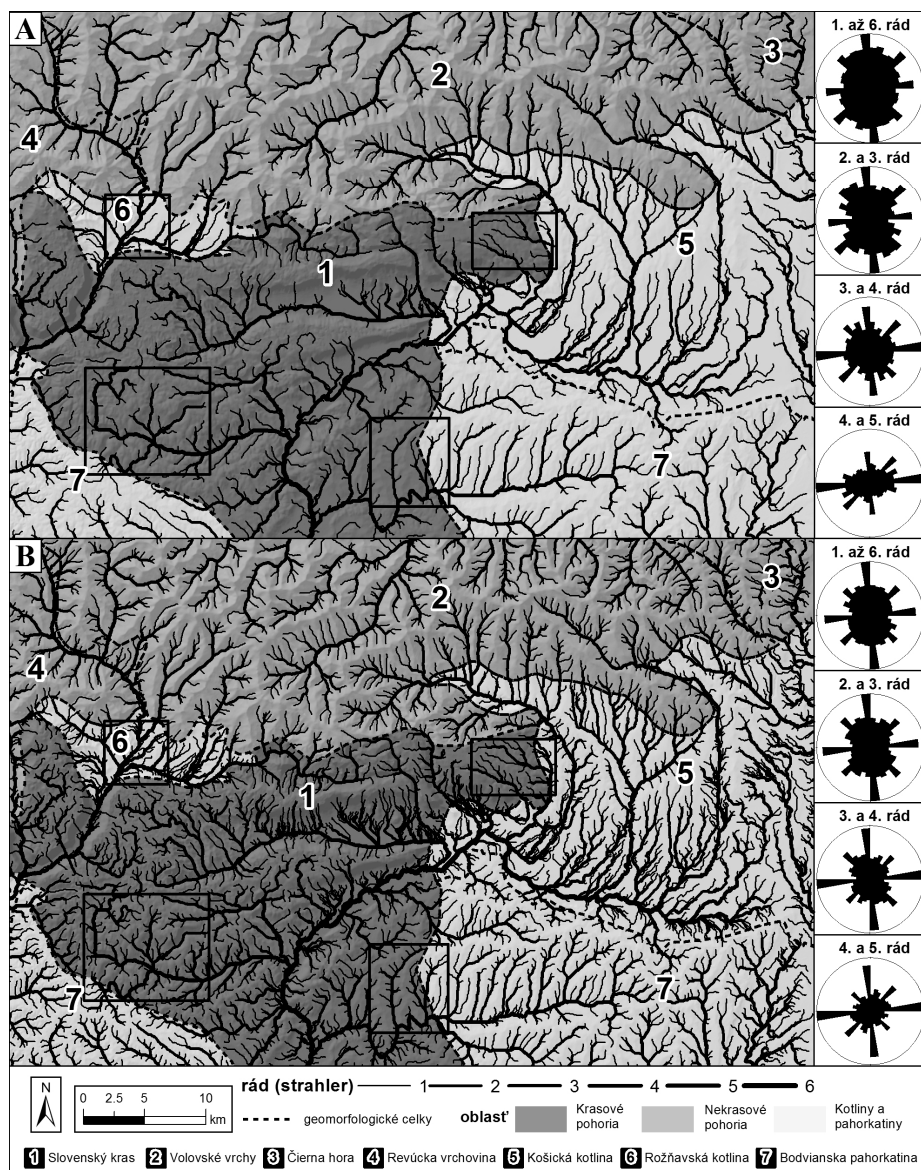
Prvou aplikovanou parciálnou metódou MAR bola analýza údolnicovej siete. Pri automatizovanom odvodení dolinovej siete z DMR je kľúčovým parametrom hodnota prahu príspevkovej plochy, pri ktorej sa teoretický plošný odtok koncentruje dostatočne na to, aby pokračoval údolím lineárne. Testovaných bolo viacero hodnôt tohto prahu, avšak v opise výsledkov sa zameriame na dve krajné hodnoty – 500 a 100. Pre porovnanie celkovej zmeny hustoty údolnej siete bolo záujmové územie rozdelené na tri oblasti podľa syntézy geomorfologických členení Slovenska (Mazúr a Lukniš 1978) a Maďarska (Pécsi a Somogyi 1969), ktoré zahŕňa práca Minár et al. 2011. Ide o oblasti: *krasové pohoria* obsahujúce celok Slovenský kras; oblasť *nekrasové pohoria* obsahujúce celok Volovské vrchy, Revúcka vrchovina a Čierna hora; *kotliny a pahorkatiny* pozostávajúce z celkov Košická kotlina, Rožňavská kotlina a Bodvianska pahorkatina. Vybrané štatistické ukazovatele hustoty siete údolníc vzhľadom na prahovú hodnotu inicializujúcej príspevkovej plochy sú v tab. 1. Grafické znázornenie zmeny údolnej siete s rôznou prahovou hodnotou a ohraničenie vytvorených oblastí je na obr. 2.

**Tab. 1. Vybrané hodnoty hustoty siete údolníc ( $\text{km}/\text{km}^2$ ) v rámci vymedzených oblastí**

| Oblasť              | Krasové pohoria |      | Nekrasové pohoria |      | Kotliny a pahorkatiny |      |
|---------------------|-----------------|------|-------------------|------|-----------------------|------|
| Prahová hodnota     | 100             | 500  | 100               | 500  | 100                   | 500  |
| Maximum             | 4,46            | 3,05 | 3,99              | 3,44 | 4,22                  | 2,99 |
| Priemer             | 1,05            | 0,62 | 0,80              | 0,52 | 0,89                  | 0,56 |
| Štandardná odchýlka | 0,94            | 0,61 | 0,79              | 0,60 | 0,91                  | 0,59 |

Z tab. 1 vyplýva, že podľa predpokladu sa s rastúcou prahovou hodnotou znižuje priemerná aj maximálna hustota údolníc. V najväčšej miere bol pokles zaznamenaný práve v oblasti krasových pohorí, v ďalších oblastiach nebolo zníženie hustoty údolníc natoľko výrazné. Pri použití nižšej prahovej hodnoty badať aj nežiaduci efekt posunu rádu údolníc smerom nahor. Napríklad údolnica s rádom 2 pri prahovej hodnote 500 sa pri prahovej hodnote 100 mení na údolnicu 3. rádu a pod. Vyskytuje sa to ale len na niektorých miestach – vplyv nie je celoplošný (obr. 2).

Podľa vyhodnotenia orientácie smeru údolníc (obr. 2) pri všetkých údolniciach (1. až 6. rád) prevažujú na seba kolmé smery orientácie. Dva hlavné smery:  $S \leftrightarrow J$  a  $V \leftrightarrow Z$  a dva vedľajšie smery:  $SZ \leftrightarrow JV$  a  $SV \leftrightarrow JZ$ . V týchto smeroch boli podmienené zlomové systémy, ktoré sa podieľali na formovaní južného okraja východnej časti Slovenského krasu, ako uvádza Mello et al. (1996 a 1997), do ktorej zasahuje analyzované záujmové územie. Zmenou prahovej hodnoty počiatku údolnice sa prevažujúce smery signifikantne



Obr. 2. Textúra dolinovej siete územia s prahovou hodnotou počiatku údolnice 500 (časť A) a 100 (časť B) s ružicovými diagramami orientácie smeru údolnic podľa vybraných rádo

Hodnoty smeru rozdelené do intervalov po 10°, obdĺžnikom sú vyznačené miesta s posunom rádu

nemenili. S vyšším prahom badať len čiastočné znižovanie podielu najviac zastúpených smerov. Pri údolniciach 2. a 3. rádu, ktoré pravdepodobne reflektujú najmladšiu tektoniku, prevláda hlavne S ↔ J smer. So zvyšovaním

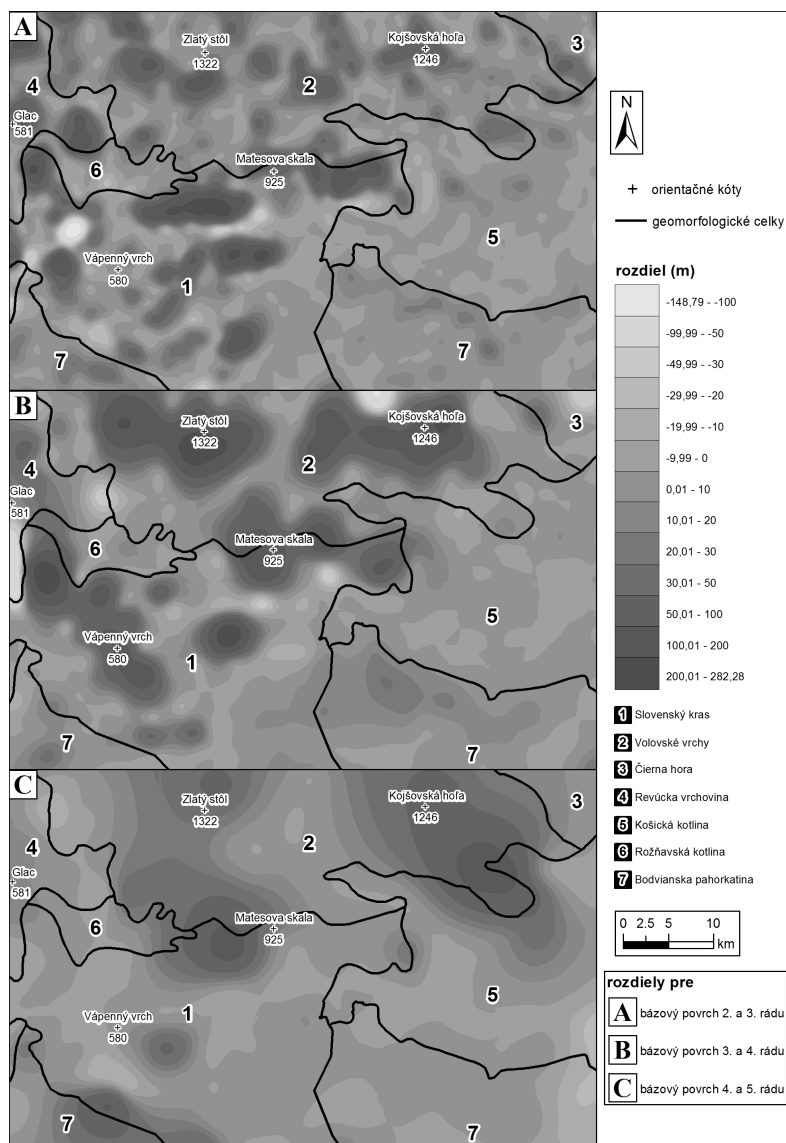
rádu, (3. a 4., 4. a 5. rád) začína prevládať smer  $Z \leftrightarrow V$  orientácie, ktorý pravdepodobne odzrkadľuje staršiu tektoniku súvisiacu s orientáciou prešmykových a násunových línií (Mello et al. 1997 a Zacharov 2012). Zacharov (2012) opisuje výraznú segmentáciu týchto línií diagonálnou zlomovou tektonikou  $SZ \leftrightarrow JV$ ,  $S \leftrightarrow J$  a  $SV \leftrightarrow JZ$  smeru. Tá musela nasledovať po prešmykovo-násunových pohyboch a je teda vzhľadom na ne mladšia, čo reflektujú smery údolníc 2. a 3. rádu v porovnaní s údolnicami 4. a 5. rádu (obr. 2, časť A). Na podobné smery v oblasti Slovenského rudohoria ( $SZ \leftrightarrow JV$ ) a v oblasti Slovenského krasu ( $VSV \leftrightarrow ZJZ$ ) poukazuje aj práca Kvitkoviča a Feranca (1986).

Vo vysokej miere má údolná sieť pravouhlé črty, čo hovorí o jej tektonickej predispozícii. Prevala ôsmich hlavných smerov orientácie je čiastočne spôsobená procesom ich tvorby (prevod z rastrového na vektorový formát). Vplyv tohto javu sa nedá úplne eliminovať, avšak nie je vysoký, čo sme zisťovali vizuálne. Z toho dôvodu sme sa rozhodli ho zanedbať.

#### Automatizovaná tvorba bazových povrchov

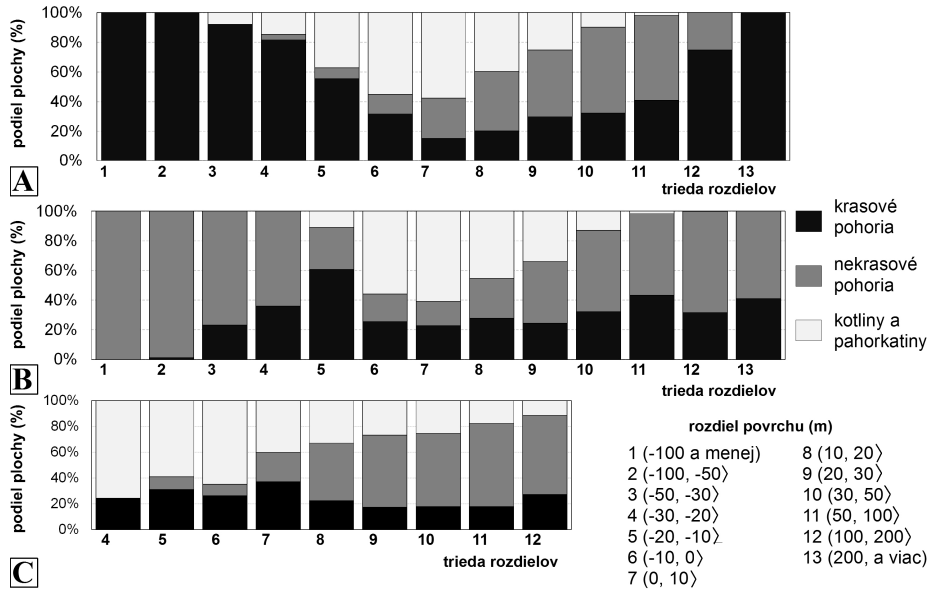
Tvorba bazových povrchov vychádzajúca z dolinovej siete bola taktiež podrobená testovaniu. Hodnotenie zmien vyplývajúcich z použitia nižšieho prahu údolníc pomocou mapovej algebry je zobrazené na obr. 3. Obdobne ako pri údolniciach je vidieť kumuláciu rozdielov hlavne v celku Slovenského krasu a v ostatnej hornatej časti územia (Volovské vrchy). V celkoch Košickej kotliny a Bodvianskej pahorkatiny sú rozdiely nízke. Zreteľná je teda diferenciácia rozdielov v protiklade pohorí a kotlín, resp. pahorkatín. Spolu so zvyšovaním rádu bazového povrchu sa zistené rozdiely znižujú. Pri bazovom povrchu 2. a 3. rádu sa rozdiely kumulujú prevažne na území krasových planín (hlavne planina Horného vrchu, Dolného vrchu a Jasovská planina). Pri povrchu 3. a 4. rádu sa prejavujú vyššie rozdiely už aj na Silickej a Plešiveckej planine, ale začínajú sa zvyšovať už aj v Slovenskom rudohorí (hlavne v najvyšších pohoríach). Pri povrchu 4. a 5. rádu nie sú rozdiely až také signifikantné (len časť planiny Horného vrchu a južná časť Silickej planiny). Vyjadrenie plošného zastúpenia rozdielov bazových povrchov je na obr. 3. Histogramy na obr. 4 potvrdzujú jednoznačnú prevahu rozdielov pri povrchu 2. a 3. rádu v oblasti krasových pohorí. Pri povrchu 3. a 4. rádu sa prevaha v tejto oblasti začína znižovať, zvyšuje sa podiel rozdielov v nekrasových pohoríach. Pri povrchu 4. a 5. rádu už prevládajú rozdiely v oblasti nekrasových pohorí.

Pri interpretácii výsledkov tohto testovania sa ale vynorila jedna otázka. Ide o záporné hodnoty rozdielových rastrov, ktoré by sa tam prakticky nemali vyskytovať. Predpoklad, že ich spôsobilo použitie upravenej metodiky, teda nepoužitie vyšších rádoz údolníc pri bazových povrchoch (napr. použitie len 2. a 3. rádu namiesto klasickej metódy 2. a vyššieho rádu a pod. a z toho vyplývajúce neprerezanie niektorých hlavných údolí vyšších rádoz), bol potvrdený len čiastočne. Zostávajúce rozdiely sú spôsobené výskytom údolníc nižších rádoz pri nižšej prahovej hodnote (100), ktoré sa pri vyššej prahovej hodnote (500) nevyskytujú. Tieto údolnice svojimi výškami znižujú výšku povrchu s menšou prahovou hodnotou oproti povrchu s vyššou prahovou hodnotou. Potom nastáva opačný efekt ako sa predpokladá – niektoré miesta sú pri povrchu s vyššou prahovou hodnotou vyššie ako tie isté miesta pri povrchu



Obr. 3. Rozdielové rastre bázových povrchov z údolníc 2. a 3. rádu (časť A), 3. a 4. rádu (časť B) a 4. a 5. rádu (časť C) pre prahy počiatku údolníc 100 a 500

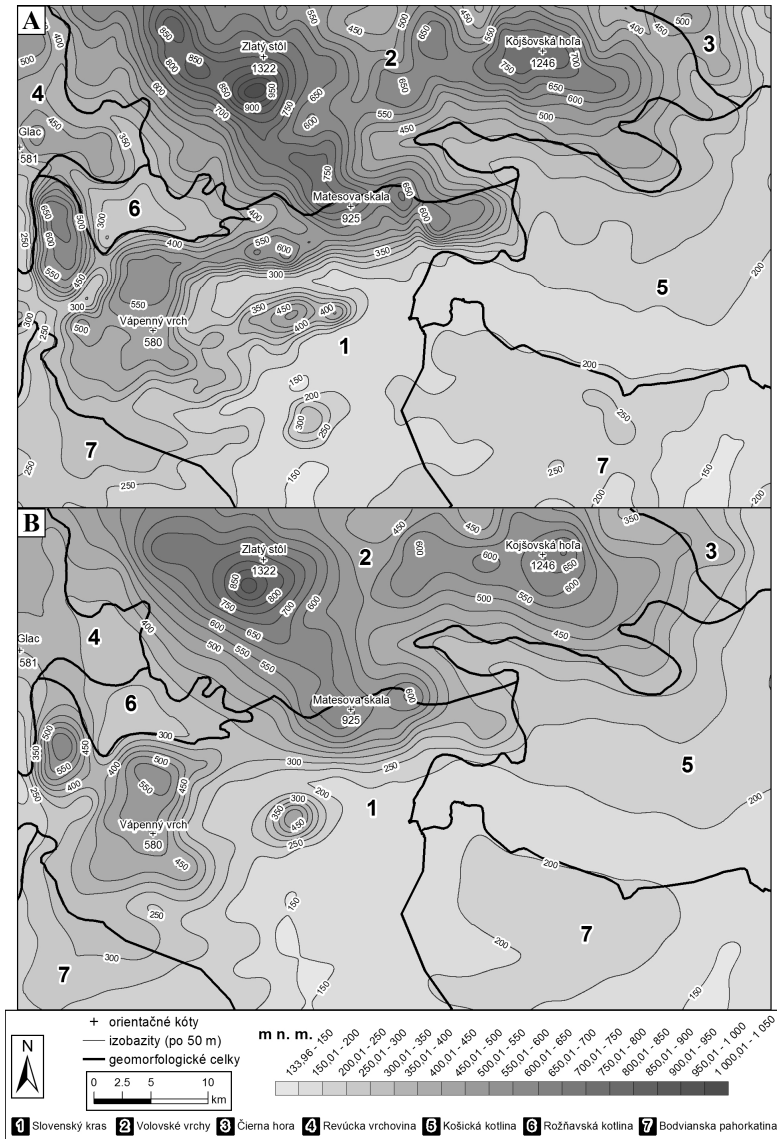
s nižšou prahovou hodnotou. Úlohu vo výskyte záporných hodnôt rozdielov má aj interpolačná funkcia. Použitá funkcia na báze splajnov (Mitášová a Mitáš 1993), ktorá je implementovaná v GRASS GIS (Neteler a Mitášová 2008), má pri väčšej priestorovej heterogenite rozmiestnenia vstupných bodov výraznú mieru voľnosti. Avšak výhodou tejto funkcie je produkcia hladkých povrchov, čo uľahčuje interpretáciu výsledkov.



Obr. 4. Histogramy rozdielov bazových povrchov 2. a 3. rádu (časť A), 3. a 4. rádu (časť B) a 4. a 5. rádu (časť C) pre prahové hodnoty 100 a 500 v rámci vymedzených oblastí

Na základe vyhodnotenia testovania tvorby údolnej siete boli bazové povrchy vytvorené z údolníc s nižšou prahovou hodnotou (100) zvolené za lepší výsledok. Ďalšie výsledky sa preto budú na ne odvolávať. Mapy bazových povrchov 2. a 3. rádu a 3. a 4. rádu sú zobrazené na obr. 5., mapa bazového povrchu 4. a 5. rádu na obr. 6.

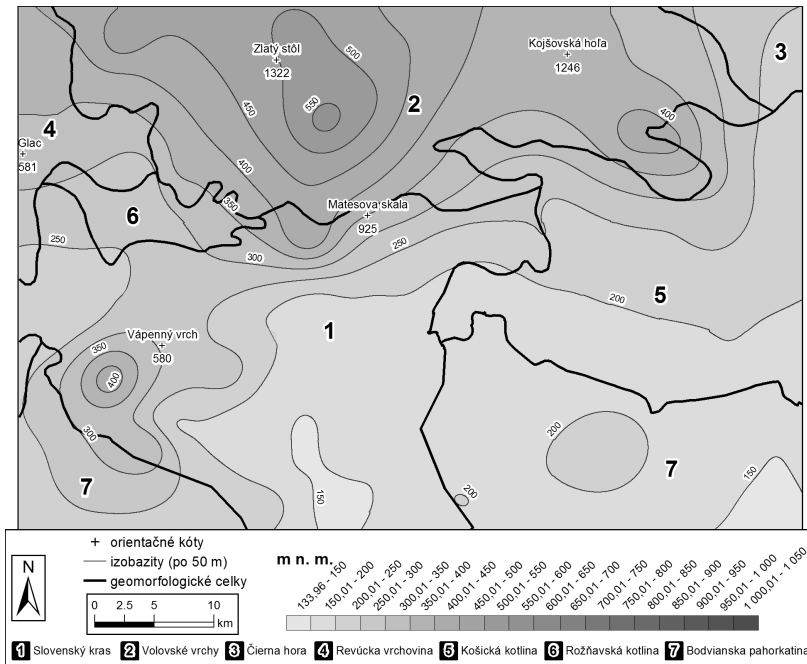
Bázový povrch 2. a 3. rádu, ktorý je podľa klasickej metodiky ekvivalentom povrchu 2. a vyššieho rádu, by mal najlepšie zobrazovať morfoštruktúrnú konfiguráciu územia na regionálnej úrovni. Výrazné sú na ňom menšie morfoštruktúry, ktoré možno považovať za relatívne mladšie. Dôležitým prvkom tu je zrejme prepojenie Slovenského krasu so Slovenským rudohorím, čo naznačuje spoločný výzdvih týchto dvoch štruktúr (ich tektonické prepojenie). Územie Slovenského krasu, hlavne sever územia, sa oproti súčasnému reliéfu javí viac zjednotene (menej členito). Postavenie planiny Horného vrchu naznačuje súvislosť so Silickou planinou. Zreteľný je aj celkový nárast hodnôt nadmorských výšok výsledných bazových povrchov so zvyšovaním prahovej hodnoty údolníc. Oblasť súčasného krasového územia bola zhladená (zrovnoprávnená) so zbytkom územia. Výrazné sa javia rysy najvyšších častí Slovenského rudohoria ako elevácie Zlatého stola a Kojšovskej hole. Na bazovom povrchu 3. a 4. rádu (ekvivalent povrchu 3. a vyššieho rádu) sú menšie a výrazné morfoštruktúry stále identifikovateľné, hoci v menších detailoch. Výraznejšie črty má hlavne Silická planina a Plešivecká planina, čo je prejavom výraznejšie vyvinutej údolnej siete na úrovni 3. a 4. rádu a poukazuje na relatívne staršie sformovanie. Ďalej je výrazné napojenie centrálnej časti krasu na prilahlé Volovské vrchy. Viac zreteľné sú črty blokov Zlatého stola a Kojšovskej hole.



Obr. 5. Mapa báze povrchu 2. a 3. rádu (časť A) a 3. a 4. rádu (časť B)

Bázový povrch 4. a 5. rádu (ekvivalent povrchu 4. a vyššieho rádu) poskytuje veľmi generalizovaný pohľad na reliéf. Mal by zobrazovať najmohutnejšie (a relatívne najstaršie) morfoštruktúry záujmového územia. Touto je zreteľne blok Zlatého stola vo Volovských vrchoch a oblasť južnej časti Silickej planiny. Je to prejavom najbohatšie vyvinutej riečnej siete oproti ostatným oblastiam a je teda indikátorom najdlhšieho vývoja. V prípade Silickej planiny to môže mať

súvislosť aj s najlepšie vyvinutou podpovrchovou drenážnou sieťou v porovnaní s ostatnými planinami (Jakál 1975 a 2001). Črty ostatných krasových planín zanikajú, čo podporuje hypotézu skoršieho výzdvihu severnej časti krasu spolu s výzdvihom paleozoického masívu Slovenského rudohoria (Gaál 2008). Osobitná elevácia oblasti južnej časti Silickej planiny na báзовom povrchu najvyššieho rádu (obr. 6) podporuje zaradenie južnej časti Slovenského krasu do iného morfoštruktúrneho subregiónu (Minár et al. 2011), čo je znázornené na obr. 1.



Obr. 6. Mapa báзовého povrchu 4. a 5. rádu

Celkovo možno na základe analýzy báзовých povrchov v záujmovom území zhrnúť, že so znižovaním rádu povrchu badať posun morfoštruktúr smerom na sever. Územie je generálne uklonené na juh, nachádza sa na rozhraní veľkých morfoštruktúrnych regiónov a tvary vyššie interpretovaných morfoštruktúr nezachytili báзовые povrchy s vyššou prahovou hodnotou (500) ako báзовые povrchy, ktoré sú zobrazené s prahovou hodnotou nižšou (100).

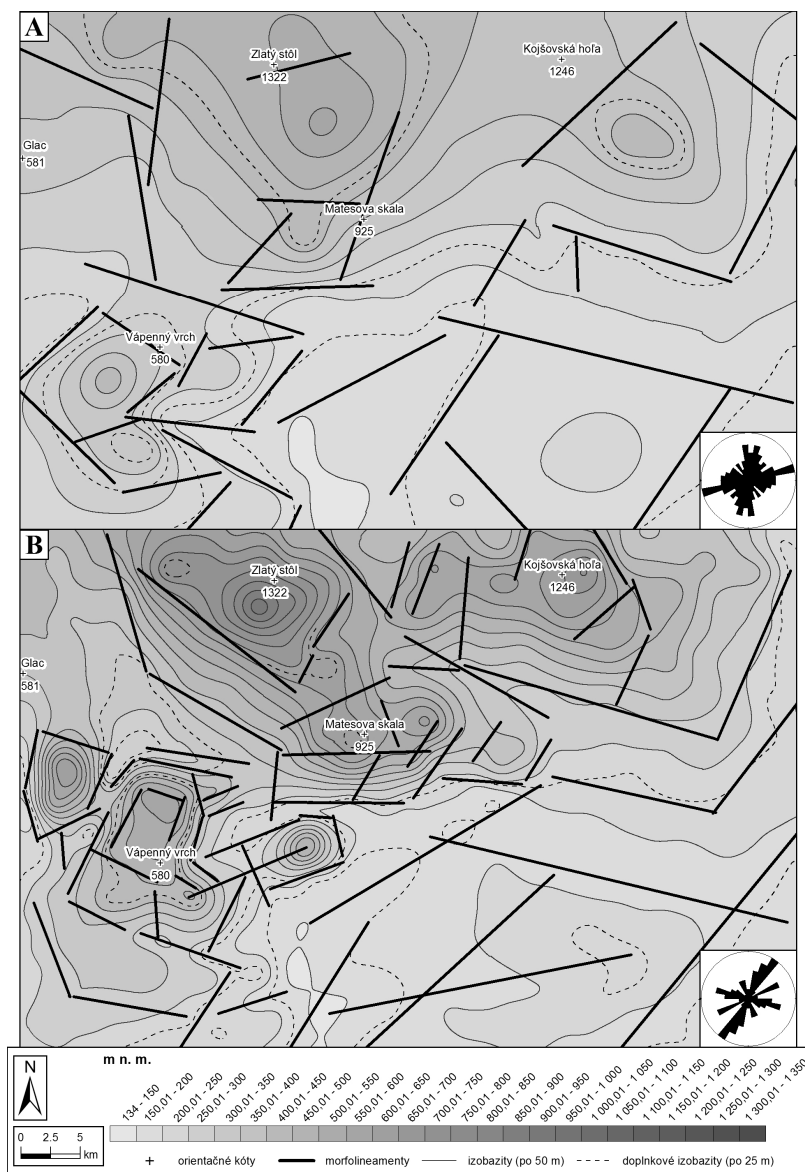
Diskutabilné môže byť použitie pozmenenej metodiky ich tvorby (Grohmann et al. 2011) namiesto zaužívanej metódy (napr. Minár a Sládek 2009). Použitie upravenej metodiky nevyvolalo žiadne podstatnejšie zmeny v generálnej konfigurácii morfoštruktúr na jednotlivých povrchoch a teda ani neovplyvnilo ich výslednú interpretáciu. Hoci práca Grohmann et al. (2011) neobjasňuje dôvody metodickej inovácie tvorby báзовých povrchov, výsledky analýzy prezentovanej v našom príspevku poukazujú na to, že všeobecne je postup podľa Grohmann et al. (2011) a tradičný postup podľa Filosofova



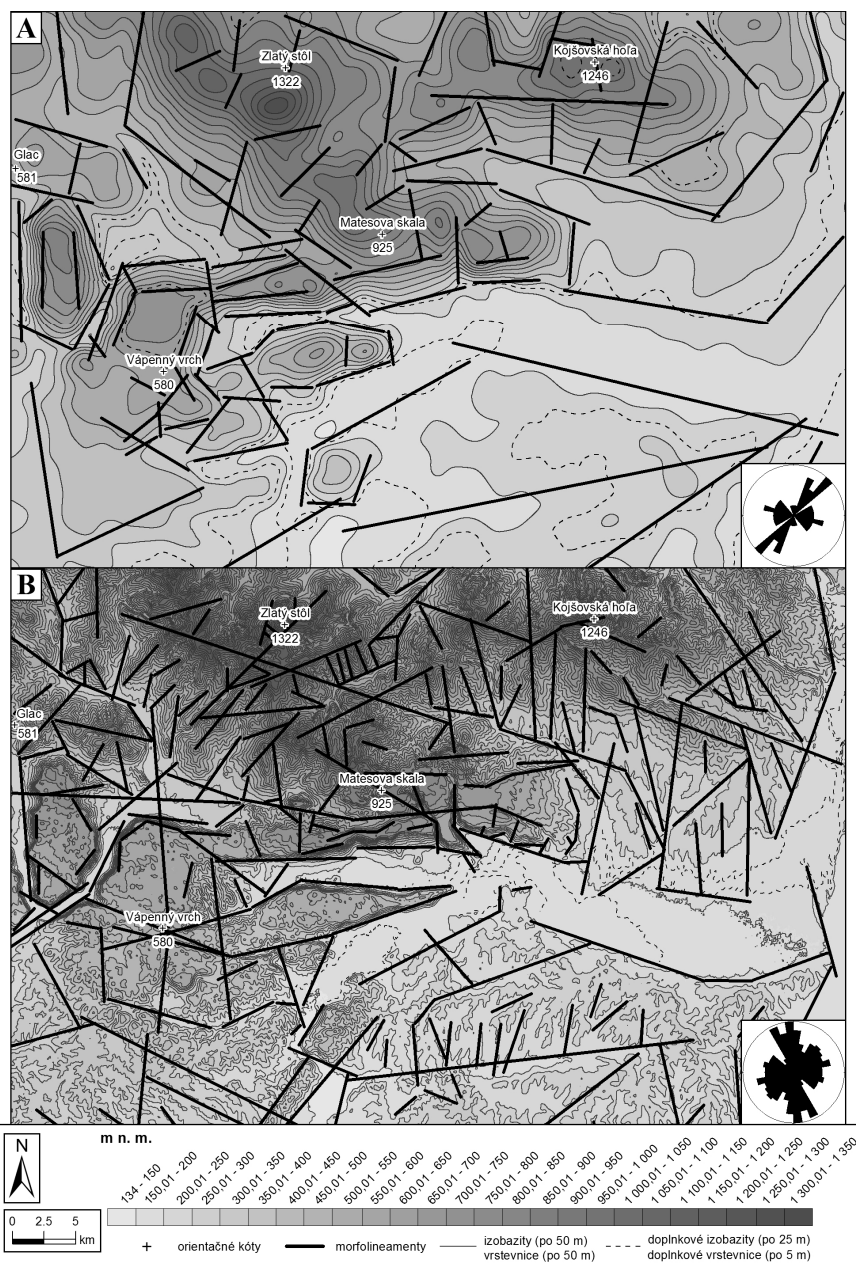
(1960, citované v práci Goltsa a Rosenthala 1993) v analyzovanej časti povodia Bodvy interpretačne rovnocenný. Výhodou modifikovanej metodiky (Grohmann et al. 2011) použitej v tejto práci môže byť napríklad odstránenie prebytočných nerovností povrchu („šumu“) pri analýze morfolineamentov konštruovaných nad bazovými povrchmi. Tým docielime zvýraznenie daného smeru dolinovej siete v určitom období vývoja, čo je zrejmé na obr. 7 a 8.

### Analýza morfolineamentov

Z odvodennej údolnej siete (obr. 2), ale aj na jednotlivých bazových povrchoch (obr. 5 a 6) je zreteľných hneď niekoľko lineárnych rozhraní medzi štruktúrami. Z odvodených morfológických (alebo v tomto prípade aj morfotektonických) mriežok a z ružicových diagramov ich smerov (obr. 7 a 8) je vidieť, že pri povrchoch všetkých rádov je prevažujúca orientácia pohybujúca sa okolo dvoch ortogonálnych smerov –  $SV \leftrightarrow JZ$  a  $SZ \leftrightarrow JV$ . V oblasti Slovenského rudohoria sa rozhrania tohto smeru vyskytujú pravidelne a majú predpoklad tektonickej predispozície (Kvitkovič a Feranec 1986). Tento smer teda sledujú rozhrania medzi najväčšími a najstabilnejšími morfoštruktúrami. Vidno aj jednu zaujímavú skutočnosť. Smerom od morfolineamentov bazového povrchu najvyššieho rádu k morfolineamentom skutočného povrchu badať akési otáčanie ich prevládajúcich smerov orientácie. Konkrétne ide o rotáciu v smere proti pohybu hodinových ručičiek idúcu od  $SV \leftrightarrow JZ$  a  $ZSZ \leftrightarrow VJV$  smeru pri bazovom povrchu 4. a 5., resp. 3. a 4. rádu (pri tomto nižšom ráde ide len o mierne pootočené, preto boli spojené do jednej skupiny);  $S \leftrightarrow J$  a  $VSV \leftrightarrow ZJZ$  smeru pri bazovom povrchu 2. a 3. rádu, kde je už pootočené výraznejšie; ku  $SSZ \leftrightarrow JJV$  a  $VSV \leftrightarrow ZJZ$  smeru pri skutočnom reliéfe. Výrazný prejav tohto smeru v oblasti Slovenského krasu bol pozorovaný aj v štúdiu Kvitkoviča a Feranca (1986). Podľa predošlých výskumov (Minár a Sládek 2009) predpokladáme pri zmene pôsobenia smeru morfotektonického poľa podobnú rotáciu proti smeru pohybu hodinových ručičiek. Koreláciu so  $S \leftrightarrow J$  smerom, silno dominujúcim pri orientácii geologických zlomov, badať len pri morfolineamentoch generovaných zo súčasného reliéfu. Pri bazových povrchoch je tento smer potlačený. Viaceré z nich vykazujú pomerne totožný priebeh na skoro všetkých analyzovaných povrchoch (2. a 3. rád, 3. a 4. rád a súčasný reliéf). Ide hlavne o vymedzenia krasových planín – menovite Plešiveckej, Silickej, Jasovskej planiny, planiny Horného a Dolného vrchu. Ďalej vymedzenie morfoštruktúry Volovských vrchov a iné lineárne usporiadané doliny v Slovenskom rudohorí; línie ohraničujúce dnešnú Bodviansku pahorkatinu. Celkovo badať, že na línie prevažne  $V \leftrightarrow Z$  smeru sa viaže vertikálna diferenciácia územia a na línie  $S \leftrightarrow J$  smeru sa viažu hlavne úseky dolín, ako bolo naznačené v štúdiu Urbánka (2004).



Obr. 7. Morfológické mriežky odvodené z bázoového povrchu 4. a 5. rádu (časť A) a bázoového povrchu 3. a 4. rádu (časť B) s ružicovými diagramami orientácie ich smerov rozdelené do intervalov po 10°



Obr. 8. Morfológické mriežky odvodené z bazového povrchu 2. a 3. rádu (časť A) a skutočného reliéfu (časť B) s ružicovými diagramami orientácie ich smerov rozdelené do intervalov po 10°

## ZÁVER

Morfoštruktúrna analýza reliéfu časti povodia Bodvy prezentovaná v tomto príspevku bola založená na odvodení hierarchickej siete údolníc a následnej tvorbe viacerých úrovní bazových povrchov v softvérovom prostredí GRASS GIS. Výsledky preukázali, že efektívnejšie zachytenie údolnicovej siete možno dosiahnuť použitím nižšej prahovej hodnoty počiatku údolnice. Situácia na krasovom území je tak realistickejšie modelovaná. Z analýzy smerov orientácie údolnej siete vyplýva, že pri všetkých rádoch údolníc prevládajú dva ortogonálne smery. Ide o dva hlavné smery:  $S \leftrightarrow J$  a  $V \leftrightarrow Z$ , a dva vedľajšie smery:  $SZ \leftrightarrow JV$  a  $SV \leftrightarrow JZ$ .  $V \leftrightarrow Z$  smer možno dávať do súvisu s orientáciou prešmykových a násunových tektonických línií Rožňavskej zlomovej zóny, ktorej prejavom sú podľa Mella et al. (1997) základné črty reliéfu. Smery  $SV \leftrightarrow JZ$  sa zhodujú so zistenými tektonickými štruktúrami stotožňovanými s líniou Darnó s počiatkom v okolí Moldavy nad Bodvou (Mello et al. 1997 a Zacharov 2012).

Pri tvorbe bazových povrchov bola použitá údolná sieť odvodená z DMR s rôznymi prahovými hodnotami príspevkovej plochy pre iniciáciu údolníc. Na základe výsledkov testovania prahových hodnôt sa najnižšia použitá hodnota (100 buniek) preukázala ako najvhodnejšia na našom území. Znížením prahovej hodnoty sme dokázali zachytiť aj najmenšie údolia, ktoré pomáhajú poodhaliť najmladší geomorfologický vývoj oblastí. Odlišnosti medzi bazovými povrchmi na rovnakej úrovni s rozdielnou prahovou hodnotou príspevkovej plochy sa prejavujú hlavne v oblasti Slovenského krasu ale aj ostatnej hornatej časti územia (najvyššie časti Slovenského rudohoria), diferenciácia rozdielov sa javí v protiklade pohorí a kotlín.

Ovodené bazové povrchy umožnili analyzovať konfiguráciu morfoštruktúr na viacerých hierarchických úrovniach. Už bazový povrch najnižšieho rádu (2. a 3. rád) poukazuje na tektonický súvis Slovenského krasu so Slovenským rudohorím. Postavenie planiny Horného vrchu naznačuje súvis so Silickou planinou a výrazné sú aj rysy najvyšších častí Slovenského rudohoria. Výrazná elevácia v oblasti dnešnej Silickej a Plešiveckej planiny na bazovom povrchu 3. a 4. rádu indikuje vyvinutie ich riečnej siete na vyššej úrovni. Zjavné je naďalej aj prepojenie centrálnej časti krasu na príhlé Volovské vrchy. Na bazovom povrchu 4. a 5. rádu je výrazný hlavne blok Zlatého stola vo Volovských vrchoch a južná časť Silickej planiny. Pravdepodobne ide o morfológicky najstaršiu časť Slovenského krasu. Súčasný obraz ostatných častí Slovenského krasu sa dotvoril neskorším výzdvihom spolu s masívom Slovenského rudohoria.

Tvorbou morfolineamentov na súčasnom povrchu a na jednotlivých bazových povrchoch sme sa snažili zachytiť tvar morfoštruktúr a výrazné rozhrania reliéfu. Podľa prevládajúcich smerov orientácie morfolineamentov pre jednotlivé rády bazových povrchov možno povedať, že vo všetkých prípadoch prevládajú dva ortogonálne smery. Taktiež, smerom od morfolineamentov bazového povrchu najvyššieho rádu (4. a 5. rád) k morfolineamentom súčasného povrchu badať rotáciu ich orientácie v smere proti pohybu hodinových ručičiek. Konkrétne ide o rotáciu od  $SV \leftrightarrow JZ$  a  $SZ \leftrightarrow VJV$  smeru pri bazovom povrchu 4. a 5. a 3. a 4. rádu,  $S \leftrightarrow J$  a  $ZJZ \leftrightarrow VSV$  smeru pri bazovom povrchu 2. a 3. rádu

ku SSZ↔JJV a VSV↔ZJZ smeru pri súčasnom reliéfe. Rotácia v tomto smere by sa teda mala stotožňovať aj s rotáciou smeru pôsobenia morfolotektonického poľa, ktoré môže reflektovať celkovú neogénnu rotáciu celej oblasti Západných Karpát v zmysle prác Minára a Sládka (2009) podľa Kováča et al. (2002).

*Príspevok je venovaný pamiatke RNDr. Ladislava Dzurovčína, CSc., (1956 – 2014).*

*Táto práca bola podporovaná Agentúrou na podporu výskumu a vývoja na základe zmlúv č. APVV-0625-11 a APVV-0176-12 a Grantom Univerzity Komenského č. UK/197/2014.*

## LITERATÚRA

- BAJANÍK, Š., HANZEL, V., IVANIČKA, J., MELLO, J., PRISTAŠ, J., REINCHWALDER, P., SNOPOKO, L., VOZÁR, J., VOZÁROVÁ, A. (1983). *Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria – východná časť 1:50 000*. Bratislava (GÚDŠ).
- BARABAS, D. (2009). *Bilancia vody geosystému povodia Bodvy v kontexte klimatickej zmeny*. Košice (UPJŠ).
- BETÁK, J. (2006). Konštrukcia izočiarových povrchov indikujúcich tektonicky podmienené formy reliéfu. *Geomorphologia Slovaca*, 2, 33-41.
- BETÁK, J., VOJTKO, R. (2009). Implementácia nástrojov tektonickej geomorfológie v neotektonickom výskume (na príklade pohoria Považský Inovec). *Geografický časopis*, 61, 29-47.
- COTILLA, M. O., CÓRDOBA, D., HERRAIZ, M. (2007). A morphotectonic study of the Central System, Iberian Peninsula. *Russian Geology and Geophysics*, 48, 378-387.
- FIALA, T. (2005). Pojetí morfostrukturní analýzy reliéfu v pracích českých a slovenských geomorfologů. *Geografie – sborník ČGS*, 110, 103-115.
- FILOSOFOV, V. P. (1960). *Kratkoje rukovodstvo po morfometričeskomu metodu poiskov tektoničeskich struktur*. Saratov (Izdatel'stvo saratovskogo univerziteta).
- GAÁL, E. (2008). *Geodynamika a vývoj jaskýň Slovenského krasu*. Liptovský Mikuláš (ŠOP a SSS).
- GOLTS, S., ROSENTHAL, E. (1993). A morphotectonic map of the northern Arava in Israel, derived from isobase lines. *Geomorphology*, 7, 305-315.
- GROHMANN, C. H. (2004). Morphometric analysis in geographic information systems: applications of free software GRASS and R. *Computers and Geosciences*, 30, 1055-1067.
- GROHMANN, C. H., RICCOMINI, C., ALVES, F. M. (2007). SRTM-based morphotectonic analysis of the Poços de Caldas Alkaline Masif, southeastern Brazil. *Computers and Geosciences*, 33, 10-19.
- GROHMANN, C. H., RICCOMINI, C., CHAMANI, M. A. C. (2011). Regional scale analysis of landform configuration with base-level (isobase) map. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, 1493-1504.
- HOFIERKA, J., CEBECAUER, T. (2007). Spatial interpolation of elevation data with variable density: a new methodology to derive quality DEMs. *Geoscience and Remote Sensing Letters*, IEEE, 4/1, 117-121.
- HOCHMUTH, Z., BARABAS, D. (2001). Krasová hydrografia na kontakte Slovenského krasu a Košickej kotliny. *Slovenský kras*, 39, 59-66.
- JAKÁL, J. (1975). *Kras silickej planiny*. Martin (Osveta).
- JAKÁL, J. (2001). Vývoj reliéfu Slovenského krasu v etape neotektonického vyzdvihnutia územia. *Slovenský kras*, 39, 7-14.

- JARVIS, A., REUTER, H. I., NELSON, A., GUEVARA, E. (2008). *Hole-filled SRTM for the globe Version 4*, available from the CGIAR-CSI SRTM 90m Database.
- JASIEWICZ, J., METZ, M. (2011). A new GRASS GIS toolkit for Hortonian analysis of drainage networks. *Computers and Geosciences*, 37, 1162-1173.
- KALIČIAK, M., BAŇACKÝ, V., JANOČKO, J., KAROLI, S., PETRO, Ľ., SPIŠÁK, Z., VOZÁR, J., ŽEC, B. (1996). *Geologická mapa Slanských vrchov a Košickej kotliny - južná časť*. Bratislava (GSSR).
- KOVÁČ, M., BIELIK, M., HÓK, J., KOVÁČ, P., LABÁK, P., MOCO, P., PLAŠIENKA, D., ŠEFARA, J., ŠUJAN, M. (2002). Seismic activity and neotectonic evolution of the Western Carpathians (Slovakia). *EGU Stephan Mueller Special Publication Series*, 3, 167-184.
- KVITKOVIČ, J., FERANEC, J. (1986). Lineárne a nelineárne rozhrania Západných Karpát, identifikované pomocou kozmických snímok. *Geografický časopis*, 38, 152-163.
- LACIKA, J. (1993). Morfoštruktúrna analýza Poľany. *Geografický časopis*, 45, 233-250.
- LACIKA, J. (2001). Vývoj geomorfologických sietí slovenskej časti povodia rieky Slaná. *Geografický časopis*, 53, 269-291.
- LACIKA, J. (2004). Progressive evolution of the Bodva drainage basin (SE West Carpathians, Slovakia). *Acta Universitatis Carolinae, Geographica*, 39, 73-84.
- LACIKA, J., LEHOTSKÝ, M. (2013). Morfoštruktúrna analýza reliéfu ako nástroj na pochopenie vývoja a zmien riečnej siete – príklad severovýchodného Slovenska. *Geografický časopis*, 65, 251-268.
- MAZÚR, E. (1965). Major features of the West Carpathians in Slovakia as a result of young tectonic movements. In Mazúr, E., Stehlík, O., eds. *Geomorphological problems of Carpathians*. Bratislava (Vydavateľstvo SAV), pp. 9-54.
- MAZÚR, E. (1979). Morfoštruktúry Západných Karpát a ich vývoj. *Acta Facultatis Rerum Naturalium Universitatis Comenianae, Geographica*, 17, 21-34.
- MAZÚR, E., LUKNIŠ, M. (1978). Regionálne geomorfologické členenie SSR. *Geografický časopis*, 30, 101-125.
- MENTLÍK, P., JEDLIČKA, K. (2003) Užití některých prvků morfostrukturní analýzy v prostředí GIS. *Geomorfologický sborník 2*. Plzeň (ČAG, ZČU), pp. 223-232.
- MELLO, J., PRISTAŠ, J., REICHWALDER, P., SNOPKO, L., VASS, D., VOZÁROVÁ, A. (1996). *Geologická mapa Slovenského krasu*. Bratislava (GSSR).
- MELLO, J., ELEČKO, M., PRISTAŠ, J., REICHWALDER, P., SNOPKO, L., VASS, D., VOZÁROVÁ, A., GAÁL, Ľ., HANZEL, V., HÓK, J., KOVÁČ, P., SLAVKAY, M., STEINER, A. (1997). *Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského krasu*. Bratislava (GSSR).
- MINÁR, J., SLÁDEK, J. (2009). Morphological network as an indicator of a morpho-tectonic field in the central Western Carpathians (Slovakia). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 53, Supplement 2, 23-29.
- MINÁR, J., BIELIK, M., KOVÁČ, M., PLAŠIENKA, D., BARKA, I., STANKOVIANSKY, M., ZEYEN, H. (2011). New morphostructural subdivision of the Western Carpathians: an approach integrating geodynamics into targeted morphometric analysis. *Tectonophysics*, 502, 158-174.
- MITÁŠOVÁ, H., MITÁŠ, L. (1993). Interpolation by Regularized spline with tension: I. Theory and Implementation. *Mathematical Geology*, 641-655.
- NETELER, M., MITÁŠOVÁ, H. (2008). *Open source GIS: a GRASS GIS Approach, 3rd Edition*. New York (Springer).
- PÉCSI, M., SOMOGZI, S. (1969). Subdivision and classification of the physiogeographic landscapes and geomorphological regions of Hungary. In Sárfalvi, B., ed. *Research problems in Hungarian applied geography*. Budapest (Akadémiai Kiadó), pp. 7-24.

- PETRAVSKÁ, A. (2010). Vývoj názorov na vznik a genézu zarovnaných povrchov Slovenského krasu. *Acta Geographica Universitatis Comenianae*, 53, 81-99.
- PETRAVSKÁ, A. (2014). *Reliéf Jasovskej planiny v Slovenskom krase*. Košice (Univerzita Pavla Jozefa Šafárika v Košiciach).
- STRAHLER, A. (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transactions, American Geophysical Union*, 38, 913-920.
- TELBISZ, T. (2011). Large-scale relief of the Slovak Karst and Aggtelek Karst (Gömör-Torna/Gemer-Turňa Karst) – a DEM-based study. *Hungarian Geographical Bulletin*, 60, 379-396.
- URBÁNEK, J. (1993). Geomorfologické formy tektonického pôvodu (identifikácia a mapovanie). *Mineralia Slovaca*, 25, 73-83.
- URBÁNEK, J. (2000). Od geomorfologickej mriežky k mriežke neotektonickej. In Lacika, J., ed. *Zborník referátov, 1. konferencia Asociácie slovenských geomorfológov pri SAV, Liptovský Ján 21. – 23. 9. 2000*. Bratislava (Asociácia slovenských geomorfológov pri SAV), pp. 106-109.
- URBÁNEK, J. (2004). Analýza vybraných prejavov neotektoniky v oblasti Kojšovskej hole v širšom priestorovom kontexte. *Geomorphologia Slovaca*, 2, 106-109.
- URBÁNEK, J. (2005). Geomorfologická analýza neotektonických foriem. *Geografický časopis*, 57, 57-70.
- ZACHAROV, M. (2012). Význam regionálnych tektonických štruktúr vo Východnej časti Slovenského krasu pre vznik a vývoj jaskýň. *Slovenský kras – Acta Carsologica Slovaca*, 50, 11-30.

*Peter Bandura, Michal Galla*

## MORPHOSTRUCTURAL ANALYSIS OF THE BODVA RIVER BASIN WITH REGARD TO THE SLOVAK KARST

Delineation of the stream network is essential in morphostructural analysis of terrain. This study deals with a GIS-based morphostructural analysis applied to a digital terrain model of the Bodva River basin in the area of the Slovak karst. The aim was to test the threshold parameter of the minimal watershed area used in delineation of the stream network. We focused on the relationship between the stream network and geological settings. The approach used in the study is based on the modified method of Grohmann et al. (2011) and applies the stream network algorithm developed by Jasiewicz and Metz (2011), which is implemented in the GRASS GIS. The stream network is further used for generation of isobase (base-level) surfaces (Filosofov 1960). The results comprise the comparison of isobase surfaces derived from streams of various orders using various thresholds for the minimal watershed area in the stream network delineation. The isobase surfaces were used to manually delineate a network of morpholineaments and their direction was analysed by rose diagrams. The outcomes are summarized as follows:

The most detailed and dense stream network was derived using the threshold parameter of 100 cells as the minimal watershed of a stream to be delineated. We equalized the karst mountain area with the rest of the study area with a non-karst geological structure. Two groups of orthogonal directions dominate the network, namely N↔S and W↔E and the less dominant NW↔SE and NE↔SW.

Two sets of digital isobase surfaces based on 2<sup>nd</sup> and 3<sup>rd</sup> stream order, 3<sup>rd</sup> and 4<sup>th</sup> and 4<sup>th</sup> and 5<sup>th</sup> order were derived from the stream network derived with the initial threshold parameters 100 and 500, respectively. Analysis of difference surfaces between two isobase surfaces of the same type but different threshold showed that the differences concentrate in the area of the Slovak karst and other mountainous parts, which is in contrast

to the basin parts. The magnitude of differences decreases with the increasing order of the isobase surfaces. According to the results of the threshold testing, we selected the isobase surfaces derived with lower thresholds as more appropriate for further analysis.

The isobase surface of the 2<sup>nd</sup> and 3<sup>rd</sup> stream order shows most appropriately the morphostructure plan on the regional level showing smaller and probably the most recent morphostructures. The linkage of the Slovak karst area with the Slovenské rudohorie Mts. is evident indicating a common base of the tectonic uplift. The area of the Slovak Karst appears as a single structure, which is less observable in the present-day landscape. The block of the mountain Zlatý stôl and the Kojšovská hoľa Mt. is markedly delimited. The isobase surface of the 3<sup>rd</sup> and 4<sup>th</sup> order still shows mainly smaller morphostructures, but also larger and probably older ones. The most significant are the Silická plateau and Plešivecká plateau, which indicates the development of their stream network at a higher level. Moreover, features of the mountains Zlatý stôl and Kojšovská hoľa are also significant, as well as the linkage of the Slovak karst area with the Slovenské rudohorie Mts. The isobase surface of the 4<sup>th</sup> and 5<sup>th</sup> order expresses larger structures while the smaller ones are smoothed. The most marked is the block of the mountain Zlatý stôl in the Volovské vrchy Mts. and the southern part of the Silická plateau indicates longer evolution hence a better developed stream network. The isobase features of other present-day karst plateaux are smoothed which supports the hypothesis of a common uplift of the northern part of the karst area with the massif of the Slovenské rudohorie Mts. Even the morphology of the isobase surfaces derived from different thresholds indicates the same conclusion.

The analysis of directions of morpholineaments in the isobase surfaces showed that two groups of orthogonal directions dominate. Furthermore, there is a noticeable counter-clockwise rotation apparent when observing the change of azimuth of the two groups from the highest order isobase surface to the present-day terrain surface. The rotation conforms to the rotation of the morphotectonic field in a wider area found by other studies (Minár et al. 2011).