

# MORFOŠTRUKTÚRNE POLE MURÁNSKEJ PLANINY A JEHO ŠPECIFIKÁ V RÁMCI KRASOVÝCH PLOŠÍN SLOVENSKA

PETER ORVOŠ\*, MONIKA ORVOŠOVÁ\*\*

**Peter Orvoš, Monika Orvošová: Morphostructural field of the Muránska planina Plateau and its specifics within the karst plateaus of Slovakia. *Geomorphologia Slovaca et Bohemica*, 12, 2012, 1, 7 figs., 23 refs.**

The physical mechanisms of rock deformation, like the other materials, can lead to the formation of quasi - orthogonal fault and joint networks, visible also in relief. Along such as zones selective erosion can operate and there is a high probability of a specific landscape evolution, characterized by the field of conical hills divided by the shallow saddles. This usually happens in plateau karst territories, where the river networks have not reached deeply into the uplifted massives and have not disrupted the original relief shapes. Under the warm and wet conditions, the specific, impressive, so called cockpit karst can develop. On the surface of the Muránska planina Plateau (mainly in the Havráné and Lopusné localities) we can see remnants of little eroded surface which keeps the marks of senility. The network of the tectonic field is still visible in the form of many conical hills, which represent dissected parts of the originally flat ridges. This style of surface is in less extent visible also in the area of the Slovenský raj Plateau. When this field profiled is uncertain, indications imply burial of primary orthogonal morphostructure, but some development after intensive post - Pannonian tectonic pulses, when the rest of the sedimentary cover was removed during the remodelling of the relief. The original mantlerock material has been transported outside the area or mixed with deluvium and gradually carried down into the shallow depressions, but it can be found also on some saddles. These proofs of exhumation exist over the whole surface of the plateau, where the sediments contain small amount of limonite and quartz particles, but also clearly redeposited clasts of crystalline rocks. With the use of morpholineament analyse and sediment distribution it can be assumed, what degree of development reached the field before the final uplifts, giving it the majority of contemporary elevation. This specific field is markedly different from that of the plateaus of the Slovenský kras Karst region, where such profiled network of conical hills is not visible, despite the identical rock composition. The differences in elevation or climatic factors cannot play principal role in such striking difference. Denudation history of these areas must have been different by the action of other mechanisms, in principle tectonic ones, responsible for their different evolution.

**Key words:** morphostructural field, cockpit karst, polygonal karst, the Muránska planina Plateau, Paleogene burial, exhumation, paleokarst

## ÚVOD

Vývoj reliéfu v oblastiach s intenzívnym tektonickým režimom býva do značnej miery determinovaný rozmiestnením zlomov, puklín a porúch, čo je dobre sledovateľné na morfológii planinových krasových povrchov, ktorá sa značne odlišuje od morfológie fluvialnej krajiny. Podzemné odvodňovanie, a tým nevýrazná spätná erózia povrchových tokov, spôsobuje konzerváciu reliéfu a zachovanie stôp po dávnejších tektonických cykloch aj vo vyzdviho- vanom území. Existuje viacero typov krasovej krajiny, ktoré sa počas týchto epizód môžu vytvoriť, medzi nimi aj jeden zvláštny a pôsobivý. Pri dostatočnom vyzdvihu a vhodnej, teplej humidnej klíme, môže dôjsť k vzniku tzv. kok-pitového krasu, kde jednotlivé depresie (kok-pity) sú obklopené vencom kopovitých vrcho-

lov. Tento druh krasu je najznámejší z Jamajky (Cockpit Country), Jávy (Gunung Sewu), Filipín (Bohol) a Číny (Guizhou a Guiling).

Pri skúmaní krasových planín na Slovensku sa nedá prehliadnuť podobný reliéf, ktorý predstavuje centrálné územie Muránskej planiny. Pre jeho odľahlosť a monotónny litologický charakter sa mu po ukončení základných mapovaní (KLINEC 1976) po geologickej stránke nevenovalo veľa pozornosti. Litológiu muránskeho mezozoika podrobnejšie spracoval BYSTRICKÝ (1959) a vyslovil aj niekoľko základných úvah o vývoji tejto sedimentárnej série. Úvodné geomorfologické štúdie týchto častí planiny uskutočnil LUKNIŠ (1974) a komplexnejšie sa nimi zaoberal MITTER (1975). Bola mu venovaná i parciálna pozornosť v rámci viacerých úvah o planinovom krase Slovenska (DROPPA 1966, JAKÁL

\* Katedra fyzickej geografie a geoekológie, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Komenského v Bratislave, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, Slovensko, e - mail: orvos@fns.uniba.sk

\*\* Slovenské múzeum ochrany prírody a jaskyniarstva, Školská 4, 031 01 Liptovský Mikuláš, Slovensko, e - mail: orvosova@smopaj.sk

2001, JAKÁL 2005). Z okrajových častí Muránskej planiny a jej bezprostredného okolia existuje väčšie množstvo štúdií geologického, geomorfologického a speleologického charakteru, samotnej centrálnej časti planiny sa však dotýkajú len málo.

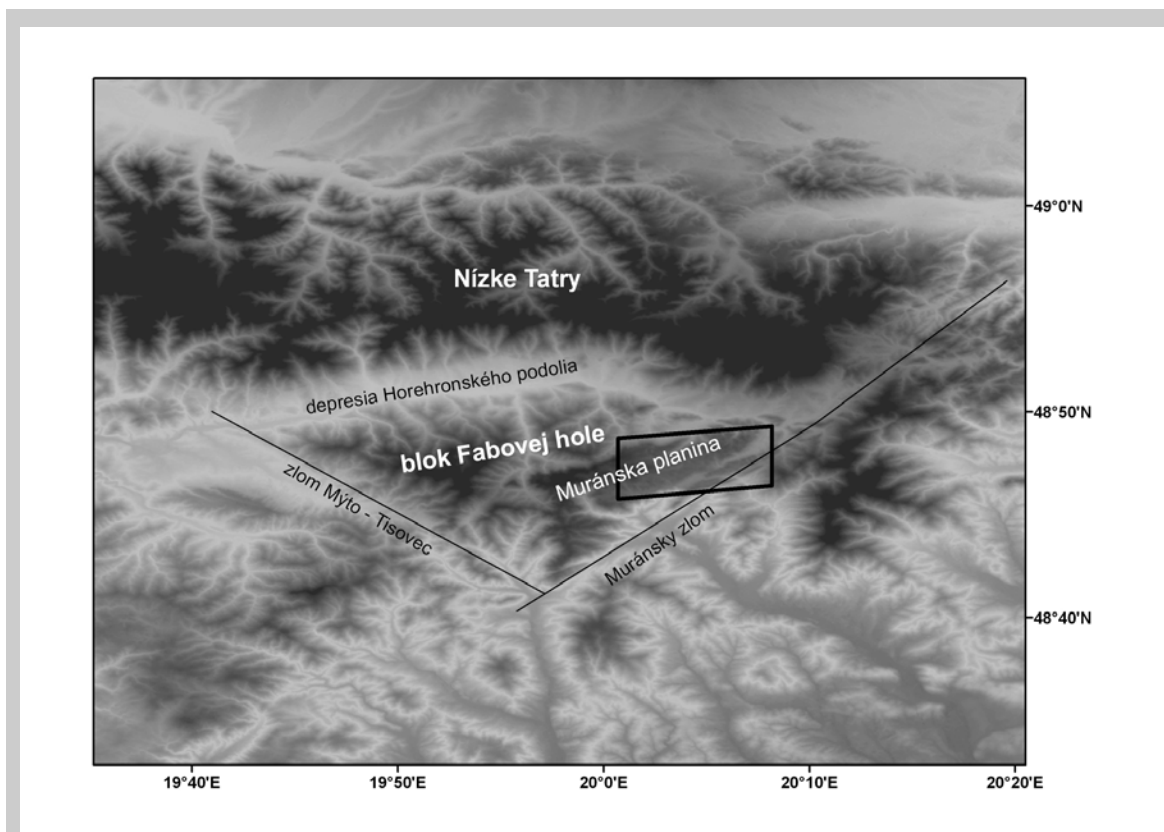
Povrch sledovaného územia je charakteristický množstvom kopovitých vrcholov, obklopujúcich depresie uvalovitého charakteru, čím sa značne líši od iných krasových planín Slovenska. Výrazná je hlavne odlišnosť od typického, závrtového povrchu Slovenského krasu, ktorý predstavuje Šilická planina. Tieto rozdiely v morfológii doposiaľ neboli vysvetlené, pravdepodobne preto, lebo problematika nebola riešená z vyššie uvedených dôvodov. Predstavená štúdia sa preto zameriava na definovanie morfoštruktúrneho poľa Muránskej planiny a porovnanie s podobným krasom vo svete. Nástrojmi základnej priestorovej analýzy sa snaží zachytiť podobnosť tohto reliéfu s polygonálnym, kokpitovým či kuželovým krasom. Dôležitou súčasťou problematiky sú aj podmienky vzniku tohto typu krasu, ktoré sú dosť špecifické a otázky časového zaradenia jeho tvorby patria k často diskutovaným problémom. Nedajú sa oddeliť od všeobecnej denudačnej chronológie daného územia, ktoré s veľkou pravdepodobnosťou prešlo cyklom pochovania a exhumácie. Cieľom práce preto bolo

skúmať i tieto súvislosti a terénnym výskumom získať dôkazy pre oprávnenosť takejto geomorfologickej interpretácie.

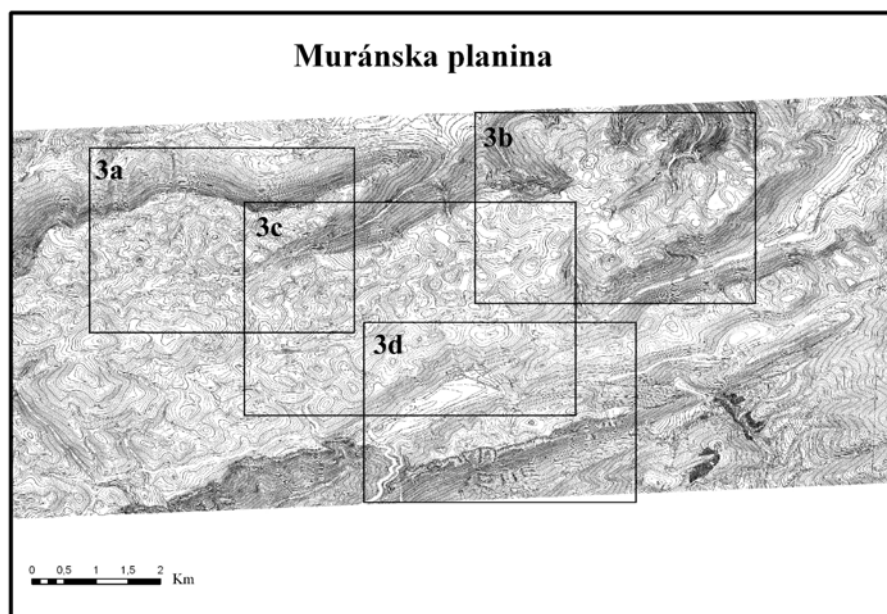
## MODEL MORFOŠTRUKTÚRNEHO POĽA MURÁNSKEJ PLANINY

### ŠTUDOVANÉ ÚZEMIE A GEOMORFOLOGICKÝ KONCEPT

Muránska planina je situovaná vo veporskej časti Slovenského rudohoria (**Obr. 1**) v štruktúrnom bloku Fabovej hole (1439 m), ohraničenom trojicou výrazných tektonických línií: prepadlinou Horehronského podolia, muránskym zlomom a zlomom Mýto-Tisovec (MARKO a VOJTKO 2006). Podľa geomorfologického členenia (MAZÚR et al. 1986) patrí do celku Spišsko-gemerský kras, čo vychádza z jej geologickej stavby. V centrálnej časti ju tvoria masívne svetlé wettersteinské vápence silicika (BYSTRICKÝ 1959), v ktorých je vyvinutá najpodstatnejšia časť krasového reliéfu. Táto časť predstavuje geomorfologickú mozaiku výrazných depresí a kopovitých vrcholov, oddelených plytkými sedlami (**Obr. 2**). Výšková hladina týchto vrcholov sa pohybuje okolo 1100 m n. m. a sedlá (s výškovým rozdielom 20 – 50 m oproti nim) schádzajú pozvoľna do



**Obr. 1** Poloha študovaného územia a výrazných tektonických línií



**Obr. 2** Študované územie s označenými podoblasťami (na Obr. 3)

znížením charakteru úval. Takýto povrch má najmä oblasť Havranného, časti Lopusné-Šindliarka a Škutová-Kobyliarky, zbytky sa zachovali na hrebeňoch Ploštín a Siancí (**Obr. 3**). Smerom na JZ územie stúpa do oblasti Malého (1215 m) a Veľkého Cigáňa (1235 m) a najvyšší bod dosahuje na Kľaku (1409 m), kde z vápencov vystupuje kupola neogénnych vulkanitov. Okraje planiny prudko spadajú do okolitých dolín miestami až niekoľko sto metrov vysokými úbočiami.

Centrálna časť pôvodného zarovnaného povrchu je najtypickejším, modelovým územím, kde reliéf sformovali skoro výlučne procesy rozpúšťania karbonátov. Tým je podobná mnohým vápencovým plató vo svete s tzv. kokpitovým alebo kuželovým krasom.

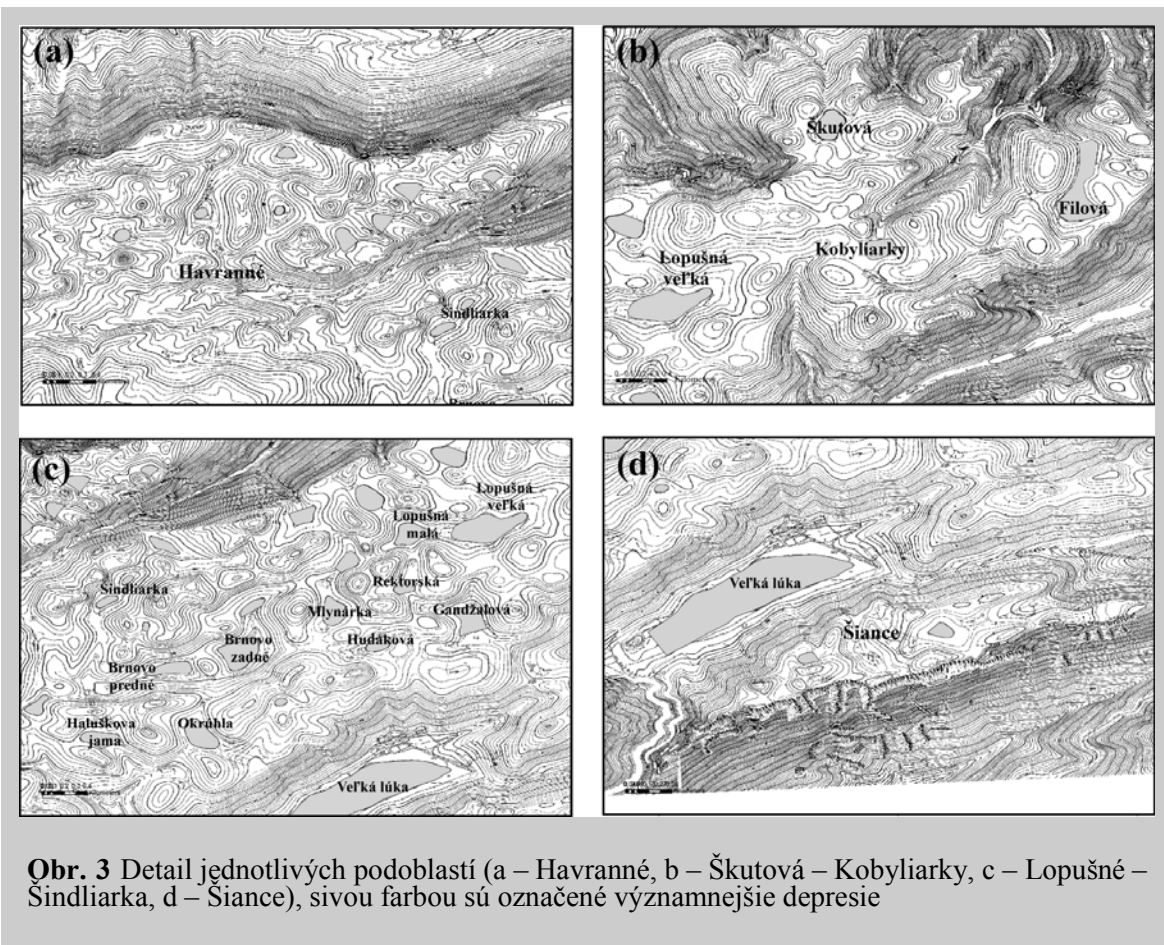
Základná geomorfologická charakteristika Muránskej planiny bola daná LUKNIŠOM (1974). Považuje ju za stavebne zložitý útvar, ktorého najväčšiu časť predstavuje nami skúmané územie, pomenované Muránsky kras. Formy reliéfu by mali pochádzať z dvoch vývojových etáp. Prvú, starú, predstavuje plytká krasová pahorkatina, ktorej povrch sa vyvíjal pravdepodobne už pred transgresiou paleogénneho mora, sedimenty ktorého ho pochovali. Má byť tvorená širokými misovitými úvalami, ktoré sa vyvíjali zo závrtovej ústupom svahov.

Ako pozitív k týmto negatívnym formám majú vystupovať početné humy a ich skupiny. Po exhumovaní v staršom miocéne ju ešte následne pochovali tufy a brekcie sarmatskej vulkanickej periódy. Mladá vývojová fáza je spojená s pliocénym výzdvihom a silnou hĺbkovou eróziou, typickou tvorbou strmých strání a denudačných brázd.

Pomerne rozsiahly geomorfologický koncept územia načrtol MITTER (1975), ktorý sa podrobne venoval hlavne krasovým javom, ich opisu a kategorizácii. Vyčlenil viac typov škrapov, krasových jám, popísal úvaly, slepé doliny, jaskyne a priepasti. Osobitne opísal charakter planiny so zarovnaným povrchom, charakteristický sedielkami a vrškami. V náčrte genézy tohto povrchu kladie dôraz na exhumáciu spod produktov tortónskeho vulkanizmu, reliéf s roztrúsenými štrkami považuje za sarmatopánonsky. Vývin mladej riečnej siete mal prebiehať od spodného pliocénu, keď rieky mali už podobný smer ako dnes.

#### **METODIKA ANALÝZY DEFINOVANÉHO MORFOŠTRUKTÚRNEHO POJA**

Modelovanie vzniku zmienených typov krasu prešlo viacerými fázami a boli naň použité



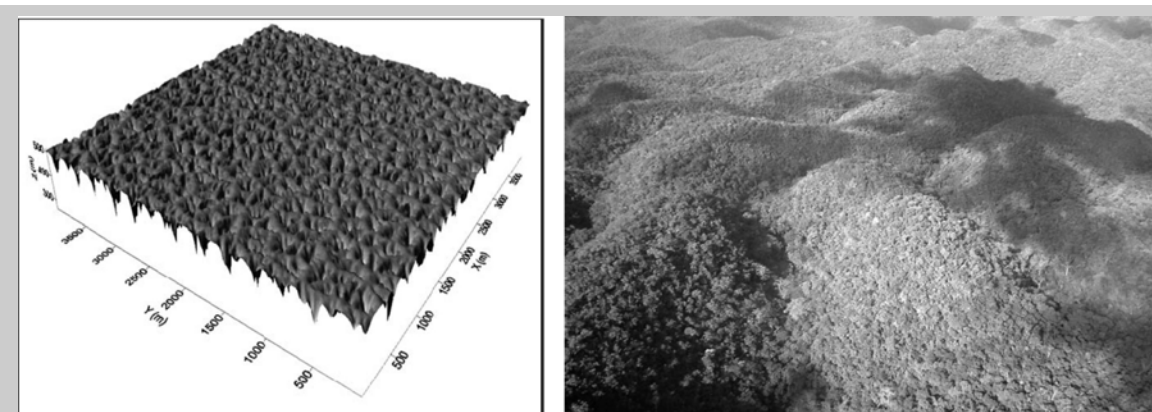
**Obr. 3** Detail jednotlivých podoblastí (a – Havranne, b – Škutová – Kobyliarky, c – Lopušné – Sindliarka, d – Šiance), sivou farbou sú označené významnejšie depresie

viaceré denudačné modely, sumarizované COULTHARDOM (2001). Užitočným nástrojom pre simulovanie vývoja reliéfu sa stal hlavne model CHILD – Channel - Hillslope Integrated Landscape Development (TUCKER et al. 2001) s možnosťou veľmi verného zachytenia procesu disolúcie. Iničiálnym povrchom je vy-zdvihnutý blok čistého vápenca s náhodne umiestnenými malými závrťmi. Model, vychádzajúci z predpokladov tvorby takéhoto krasu (WHITE 1984), počíta s dostatočným ročným zrážkovým úhrnom (aspoň 2000 mm), teplou klímou a rozvinutým systémom fraktúr, ktoré zabezpečujú podzemnú drenáž. Pri tomto scenári sa v priebehu 4 Ma vyvinie polygonálny, kokpitový kras, zobrazený na **Obr. 4** ako model aj ako reálny kras na Jamajke (Cockpit Country).

Tak ako bolo spomenuté, iničiálne závrty sú v modeli umiestnené náhodne. V územiach s výrazným tektonickým porušením, napríklad v blízkosti zlomových línií alebo subdukčných zón (Gunung Sewu), už samotné vytváranie takýchto závrťov sleduje určité lineamenty alebo mriežky. Základný fyzikálny mechanizmus pri kompresii hornín dáva vzniknúť komplementárnemu systému sklzových plôch, ktoré sa v ideálnom prípade pretínajú pod pravým uh-

lom. Vo väčšine prípadov sú tieto zlomové (či poruchové) mriežky len kvázi-ortogonálne alebo niekedy výrazne romboidálne. Tiež prevažne jedna rodina týchto zlomov býva dominantná a jej smer sa v morfológii zvýrazní. Výsledný kokpitový alebo kuželový kras, ktorý v takýchto oblastiach vznikne, tak vykazuje orientovanú štruktúru, popísateľnú poľom morfolineamentov (HARYONO a DAY 2004).

Z množstva prác, ktoré sa zaoberajú štúdiom tohto typu krasu existujú viaceré priamo modelujúce jeho vznik pomocou počítačových nástrojov a tiež vplyvy tektoniky na charakter takéhoto povrchu. Kokpitový kras ako variant polygonálneho krasu (FORD a WILLIAMS 1989) má hlboké, hviezdicové depresie s reziduálnymi pahorkami medzi nimi. Priblížením, daným jednoduchými zákonmi erózie (AHNERT a WILLIAMS 1997) bol navrhnutý prvý model kuželového krasu, súčasné modely pracujú prevažne metódami konečných objemov (TUCKER et al. 2001). Tento prístup bol použitý na modelovanie kokpitového krasu Jamajky (FLEURANT et al. 2008). Vychádza síce z náhodného rozloženia nehomogenít povrchu, ale výpočtovo sleduje závislosť denudácie od podzemného rozpúšťania, ktoré už nie je náhodné, lebo závisí od tektonickej porušenosti



**Obr. 4** Model kokpitového krasu a jeho letecký záber z Jamajky (podľa FLEURANT et al. 2008)

vápencov. Toto hľadisko má vplyv aj na morfoštruktúrny obraz reliéfu, v ktorom je vidieť sieť lineamentov. Na tomto základe boli v krase Jávy klasifikované tri druhy kuželového krasu - labyrintový, polygonálny a reziduálny (HARYONO a DAY 2004). Na vyčleňovanie takýchto typov povrchov boli tiež použité metódy GIS - u (LYEW - AYEE et al. 2007) alebo jednoduchého zakresľovania (WALTHAM 2008).

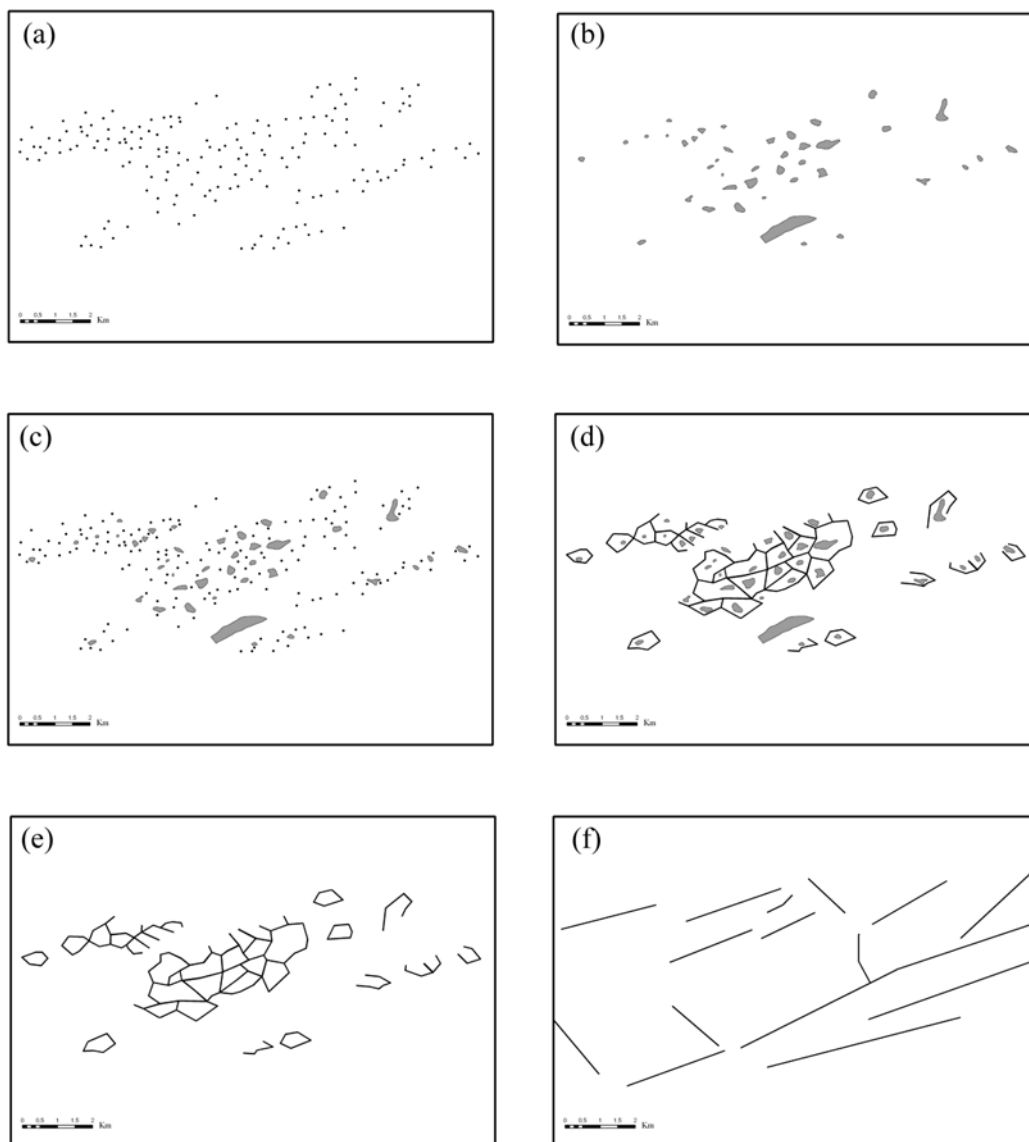
#### VÝSLEDKY MORFOLOGICKEJ ANALÝZY ÚZEMIA

Na zviditeľnenie morfoštruktúrneho poľa Muránskej planiny sme použili jednoduché grafické zobrazenie, vychádzajúce z rozloženia depresí a vrcholových kót vo vybranom území. Je to v podstate plošné premietnutie výškových pomerov reálneho povrchu do určitého opakujúceho sa geometrického vzoru, ktorý potom môže byť porovnaný s príkladmi z literatúry.

Najvhodnejšou podkladovou mapou sa ukázala byť základná mapa mierky 1:10 000, ktorej vrstevnice už dostatočne presne zachycujú aj detaily usporiadania jednotlivých prvkov poľa. Množstvo kopovitých vrcholov je výraznou, až prekvapivou črtou topografie Muránskej planiny, dobre viditeľnou na celej jej centrálnej časti (**Obr. 2**) a ešte lepšie v jednotlivých podoblastiach (**Obr. 3**). Ich usporiadanie okolo depresí je tiež zrejme, preto sme sa v analýze zamerali na túto súvislosť. Do poľa vrcholových kót (**Obr. 5a**) sme vložili pole depresí (**Obr. 5b**) s výsledkom na **Obr. 5c**. Po vrcholoch najbližších k jednotlivým depresiam sme zakreslili spojnice (**Obr. 5d**) a po odobratí depresí dostali vizualizované polygóny (**Obr. 5e**), prevažne pentagonálneho, miestami hexagonálneho tvaru. Sú podobné povrchovým deleniám, ako ich znázornil WALTHAM (2008)

v kuželovom krase Číny, avšak so zjavne menším počtom vrcholov. Nad pozdĺžnymi dolinami sú tieto bunky neuzavreté, pretože tu ich odrezala spätná erózia tokov. Pri porovnaní s príkladmi zo sveta by sme ho mohli charakterizovať ako hlbší kokpitový alebo plyšší kuželový polygonálny kras. Najvýraznejším polygonálnym útvárom (alebo kokpitom) je uzavretá depresia Škutovej na SV planiny s piatimi obvodovými vyvýšeninami (**Obr. 3b**), v strednej časti je to polygón Rektorská (**Obr. 3c**), pekné hexagonálne polygóny sú v oblasti Havranného (**Obr. 3a**) a pri okraji planiny v oblasti Šiancí (**Obr. 3d**).

Rozmiestnenie depresí a tým aj polygónov na povrchu Muránskej planiny ale nie je náhodné. Blízkosť výrazného muránskeho zlomu, ktorý je zlomom prvého rádu (MARKO a VOJTKO 2006), morfoštruktúrne pole značne ovplyvnila a jeho paralelné poruchové línie, pretínajúce planinu približne v smere JZ – SV museli ovplyvniť aj priebeh procesu krasovatenia. Umiestnenie zárodočných závrtovej a potom kokpitov sledovalo tieto línie, čo je vidieť na poli depresí (**Obr. 5b**) v celej skúmanej oblasti, najviac v strede planiny v častiach Lopusné - Šindliarka (**Obr. 3c**) a samozrejme aj na orientácii depresie Veľkej lúky. Tu sú aj osi vykreslených polygónov natiahnuté v smere JZ – SV. Vo všeobecnosti nejde o nič prekvapujúce, keďže aj rozloženie hlavných morfolineamentov (doliny a okraje planiny) vykazuje tento trend (**Obr. 5f**). Priečne, komplementárne poruchy neovplyvnili kras tak výrazne ako pozdĺžne, ale dajú sa v reliéfe vysledovať. Ich vodičom štruktúrou je zlom Mýto - Tisovec, ohraničujúci planinu od juhozápadu, takže aj ich prejav bude odtiaľ postupne slabnúť. Štruktúra morfotektonického poľa v tvare kvázi-ortogónalnej mriežky je tak aj na Muránskej planine nevyhnutným dôsledkom pôsobenia tektoniky.



**Obr. 5** Grafická definícia polygonálneho krasu v študovanom území (a – pole vrcholových kót, b – pole depresí, c – pole kót a depresí, d – pole depresí a polygónov, e – pole polygónov, f – pole morfolineamentov)

## VEK MORFOŠTRUKTÚRNEHO POĽA A PÔVOD SEDIMENTOV

### INTERPRETÁCIA ZÍSKANÝCH POZNATKOV

Aby sme mohli sledovať časový scénar formovania morfoštruktúrneho poľa Muránskej planiny, musíme sa zamerať predovšetkým na tektonickú históriu bloku Fabovej hole v rámci Vepora a existenciu muránskeho zlomu. Počas mezoalpínskeho presunu príkrovov bola časť silicika nasunutá na veporské kryštalinikum

a jeho obal. Po týchto pohyboch pokračovalo silné skracovanie západokarpatského priestoru (MARKO a VOJTKO 2006) a následne dochádzalo k výzdvihu oblasti interníd. Na nasunutom silickom príkrove tu došlo k zrezu mezozoika viac ako 2 000 m, časť z toho dokumentuje zaklesnutý blok pod Muránskou Hutou (KLÍNEC 1976). Muránska kryha vápencov sa zachovala len vďaka blízkosti muránskeho zlomu, pozdĺž ktorého relatívne subsidovala. Zo SZ časti Vepora a kráľovoohľských Nízkych Tatier (a pravdepodobne i z pásma Kohúta) bolo mezozoikum odstránené už pred transgre-

siou eocénneho mora, keďže toto transgredovalo v Breznianskej kotline priamo na kryštalinikum (PULEC 1985). Obdobie od konca kriedy po skorý eocén bolo teda obdobím intenzívneho výzdvihu a erózie a aj časom značnej zlomovej aktivity (MARKO a VOJTKO 2006).

Všetky skutočnosti preukázaného subaerického vývoja mohli viesť ku krasovateniu na kryhe Muránskej planiny, rovnako ako aj na iných územiach v paleoalpínskej perióde (CINCÚRA 1993). Tento proces v tektonicky značne porušenom vápenci umožňoval tvorbu usmerných disolučných koridorov, začiatok formovania morfotektonickej mriežky. Teplotné a zrážkové pomery boli tiež veľmi priaznivé vývoju kokpitového či kuželového krasu. Transgresia eocénneho mora pravdepodobne zastihla tento povrch už vo fáze vyvinutého polygonálneho krasu a tým by mohol byť determinovaný aj vek primárneho morfoštruktúrneho poľa ako paleogénny.

Oblasť sa nachádzala pod morskou hladinou asi až do začiatku miocénu, súdime tak podľa priebehu sedimentácie v Breznianskej panve a okolí (KLINEC 1976), aj keď priame dôkazy na to nie sú. V období spodného miocénu sa územie mohlo začať exhumovať na miestach,

ktoré v nasledujúcich etapách neprekryli pokryvy vulkanitov (LUKNIŠ 1974). Počas panónu pomaly pokračovala exhumácia spod obidvoch komplexov, ale dokončila sa až po finálnych zdvihoch (trvajúcich periodicky od rozhrania panón-pont), kedy oblasti postupne nadobudli súčasný charakter.

S uvedenými skutočnosťami úzko súvisí aj otázka pokryvných sedimentov a pri objasňovaní ich pôvodu sme vychádzali práve z načrtnutej denudačnej histórie. Na dne depresii, ale aj na plytkých sedlách a vrcholovej plošine Kľaku sa nachádzajú hlinité delúviá (mocnosti 1 – 4 m) s vtrúsenými kremennými a limonitovými úlomkami, smerom k juhozápadu aj s vulkanitmi. Tieto sú pomerne malé (do 1 cm), niektoré dobre opracované, iné úplne ostrohranné. Iba na Škutovej (**Obr. 6**) sú tieto štrky relatívne veľké (3 – 5 cm), slabo opracované a polámané. MITTER (1975) ich vzhľad prirovnáva k štrkom poltárskej formácie. Zaujímavou zložkou sedimentu úval sú úplne ostrohranné, pomerne čerstvo vyzerajúce klasty metamorfovaných granitoidov (až do 20 cm), ako napríklad na Zadnom Brnove (**Obr. 7**).

Charakter štrkov a úlomkov, ale hlavne ich rozloženie v sedimente, ktoré je pomerne rov-



**Obr. 6** Krasová depresia Škutová a detail slabo opracovaných štrkov hornín a kremeňa, vybraných z jej pokryvného sedimentu (foto: P. Orvoš)





**Obr. 7** Krasová depresia Zadné Brnovo a detail neopracovaných úlomkov granitoidov, nájdených na jej povrchu (foto: P. Orvoš)

norodé na všetkých lokalitách a bez akýchkoľvek znakov stratifikácie, vylučuje ukladanie vo fluviálnom prostredí. Preto úvaha o tom, že boli transportované na povrch Muránskej planiny riekami, nemá faktickú oporu. Nemohli byť z takýchto náplavov ani resedimentované, pretože ich priestorová distribúcia tomu nezodpovedá. Klasy granitoidov pochádzajú pravdepodobne z väčších blokov, ktoré boli uzavreté v litifikovanom sedimente, inak by boli už dávno úplne zvetrané. Preto predpokladáme, že sú súčasťou rezídua po rozpadnutých bazálnych súvrstviach paleogénu podobne ako v krase Slovenského raja (LUKNIŠ 1974 a NOVOTNÝ 1993), či pozdĺž celého severného okraja Slovenského rudohoria (LUKNIŠ 1964). Okrem materiálu z kryštalínika tvoria sediment i spomínané limonity (menej či viac zaoblené), ktoré sú zvyškami železitých kôr zvetrávania. Na akom povrchu sa vytvorili a aký by mohol byť ich vek zatiaľ nevieme s určitosťou povedať. Zbytky neovulkanitov bádensko - sarmatského cyklu boli znesené lokálnymi dolinami z Kľaku do depresí len v juhozápadnej, viac elevovanej časti územia, ďalej smerom na SV sa nevyskytujú. To by tiež mohlo ukazovať na to, že panónsky reliéf bol už členitý a toky do týchto miest nemohli dosiahnuť.

## DISKUSIA

Ak porovnáme charakter povrchu Muránskej planiny s inými rozsiahlejšími krasovými plošinami Slovenska, podobá sa istými črtami na Slovenský raj, ale výrazne sa líši od morfológie Slovenského krasu. Tento je typický množstvom závrtovej rozličnej veľkosti, ktoré na Muránskej planine pozorujeme veľmi málo. Kopovité vrcholy sú prítomné len na severozápadnom okraji Plešiveckej a Koniarskej planiny (JAKÁL 2001 a GAÁL 2008). Takáto rozdielnosť morfoštruktúrneho poľa nemusí byť prekvapujúca, keďže práve model CHILD (TUCKER et al. 2001) začína zo závrtovej povrchu. Ak bol Slovenský kras vyzdvihnutý len v súčasnej tektonickej perióde (od rozhrania panón-pont), vidíme vlastne zárodočné pole, ktoré sa nedokázalo transformovať na kokpitový či kužeľový polygonálny kras kvôli nevyhovujúcej klíme (príliš chladnej, možno aj menej vlhkej). Taktiež je možné, že sa kras začal vyvíjať v kriedovom období, ale subsidoval skôr, ako sa stačil vyprofilovať. Neprítomnosť významnejších ponorových priepastí a jaskynných systémov pod Muránskou planinou a Slovenským rajom by mohla sved-



čiť o tom, že sústredené toky v čase výzdvihu na tieto planiny nedosahovali, pretože vápence planín už boli od kryštalinika dávnejšie oddelené dolinami, vytvorenými pozdĺž ich kontaktu. V každom prípade sa denudačná história týchto území líši, čo je dôsledkom iného priebehu zdvihov a teda aj rozdielnej tektonickej genézy.

## ZÁVER

Prezentovaná analýza morfoštruktúrneho poľa Muránskej planiny, ktorá vychádza z modelov vývoja kokpitového a kuželového krasu je snahou o definovanie takejto geomorfologickej formy na území Slovenska. Typické polygonálne usporiadanie kopovitých vrcholov v reliéfe sa podarilo zachytiť na veľkej časti územia, čo mimo iného ukazuje na vývoj krasu v teplej, humídnej klíme. Tiež je evidentné, že korózne procesy sledovali poruchové línie paralelné s priebehom výrazných zlomov, tvoriace zhruba pravouhlú morfofotektonickú mriežku. Na základe výskytu alochtónnych sedimentov v depresiách planiny, ktoré sú s veľkou pravdepodobnosťou rezíduom po rozpade eocénnych zlepcov, sa dá usudzovať na paleocénny, možno kriedový vek začiatku formovania tohto poľa. Primárny polygonálny kras (pripomínajú ho súčasné kopovité vyvýšeniny), vznikajúci za optimálnych klimatických podmienok, pravdepodobne pochovala transgresia eocénneho mora. Povrch sa spod týchto pokryvov exhumoval pomaly počas miocénu, no viac sa vynoril až v popanónnskych tektonických zdvihoch, kedy sa ešte mohol prehlbovať. Málo zvetraný granitoidný materiál svedčí dokonca o veľmi mladom vypadávaní zo spevneného sedimentu, ktoré sa zrejme dialo ešte počas kvartéru.

## POĎAKOVANIE

Výskum bol uskutočnený s podporou grantu Agentúry na podporu výskumu a vývoja APVV - 0625 - 11. Ďakujeme tiež za cenné rady, ktoré nám poskytli Pavel Bella, Jozef Minár, Ras'to Vojtko a Daniel Pivko.

## LITERATÚRA

- AHNERT, F., WILLIAMS, P. W. (1997). Karst landform development in a three-dimensional theoretical model. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementband 108 (Williams, P. W., ed. Tropical and Subtropical Karst: Essays dedicated to the memory of Dr. Marjorie Sweeting), 63 – 80.
- BYSTRICKÝ, J. (1959). Príspevok k stratigrafii muránskeho mezozoika (Muránska plošina). *Geologické práce*, zošit 56, Bratislava, 5 – 53.
- COULTHARD, T. J. (2001). Landscape evolution models: a software review. *Hydrological Processes* 15, 1, 165 – 173.
- ČINČURA, J. (1993). Plateau palaeokarst of the Western Carpathians. *Geologica Carpathica*, 44, 1, 43 – 48.
- DROPPA, A. (1966). Typisation of the Karst Regions in the Carpathians. In Štelcl, O., ed. *Problems of the speleological Research: Proceedings of the international speleological conference (Brno, Czech Republic, June 29 - July 4, 1964) – Part II*. Czechoslovak Academy of sciences, Institute of geography, Brno, 23 – 32.
- FLEURANT, C., TUCKER, G. E., VILES, H. A. (2008). A model of cockpit karst landscape, Jamaica. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 1/2008, 3 – 14.
- FORD, D. C., WILLIAMS, P. W. (1989). *Karst geomorphology and hydrology*. Unwin Hyman, London, 551 p.
- GAÁL, E. (2008). *Geodynamika a vývoj jaskýň Slovenského krasu*. Speleologia Slovaca, 1. Štátna ochrana prírody SR, Správa slovenských jaskýň, Liptovský Mikuláš.
- HARYONO, E., DAY, M. (2004). Landform differentiation within the Gunung Kidul Kegelkarst, Java, Indonesia. *Journal of Cave and Karst Studies*, 66, 2, 62 – 69.
- JAKÁL, J. (2001). Porovnávací analýza krasových planín Západných Karpát. *Geografický časopis*, 53, 1, 3 – 20.
- JAKÁL, J. (2005). Hlavné názorové smery na genézu a vek krasových plošín Západných Karpát. *Slovenský kras*, 43, 5 – 16.
- KLINEC, A. (1976). *Geologická mapa Slovenského rudohoria a Nízkych Tatier (1:50 000)*. GÚDŠ, Bratislava.
- LUKNIŠ, M. (1964). Pozostatky po starších povrchoch zarovnania reliéfu v československých Karpatoch. *Geografický časopis*, 16, 3, 289 – 298.
- LUKNIŠ, M. (1974). Muránska planina z hľadiska vývoja reliéfu a ochrany prírody. *Československá ochrana prírody*, 14, 107 – 116.

- LYEW - AYEE, P., VILES, H. A., TUCKER, G. E. (2007). The use of GIS-based digital morphometric techniques in the study of cockpit karst. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, 2, 165 – 179.
- MARKO, F., VOJTKO, R. (2006). Structural record and tectonic history of the Mýto - Tisovec fault. *Geologica Carpathica*, 57, 3, 211 – 221.
- MAZÚR, E., LUKNIŠ, M., BALATKA, B., LOUČKOVÁ, J., SLÁDEK, J. (1986). *Geomorfologické členenie SSR a ČSSR*. Slovenská kartografia, Slovenský ústav geodézie a kartografie, Bratislava.
- MITTER, P. (1975). Geomorfológia Muránskej planiny a Švermovského hrdla. *Slovenský kras*, 13, 131 – 165.
- NOVOTNÝ, L. (1993). Treťohorné jaskynné úrovně a zarovnané povrchy v Slovenskom raji. *Slovenský kras*, 31, 55 – 59.
- PULEC, M. (1985). *Správa o náleze tehliarskych surovín v strednej časti Breznianskej kotliny*. Manuscript, GÚDŠ, Bratislava, 15 p.
- TUCKER, G. E., LANCASTER, S. T., GASPARINI, N., BRAS, R. E. (2001). The channel-hillslope integrated landscape development model (CHILD). In Harmon, R. S., Doe, W. W. III, eds. *Landscape Erosion and Evolution Modeling*. Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York, 349 – 388.
- WALTHAM, T. (2008). Fengcong, fenglin, cone karst and tower karst. *Cave and Karst Science*, 35, 3, 77 – 88.
- WHITE, W. B. (1984). Rate processes: chemical kinetics and karst landform development. In LaFleur, R. G., ed. *Groundwater as a geomorphic agent (The "Binghampton" Symposia in Geomorphology: International series no. 13)*. Allen & Unwin, Boston, 227 – 248.