

MICHAL BÍL

VYUŽITÍ GIS PŘI DETEKCI NEOTEKTONIKY NA PŘÍKLADU VSETÍNSKÝCH VRCHŮ A OKOLÍ

M. Bíl: *Using GIS to detect neotectonics in the Vsetínské vrchy Mountains and in their surroundings*. – Geografie – Sborník ČGS, 108, 2, pp. 101–114 (2003). This paper discusses the advantages of GIS and numerical analysis in neotectonic studies. An accurate DEM is important for numerous geomorphic and hydrologic applications, particularly over large areas. The method is illustrated on the DEM of the Vsetínské vrchy Mountains, a 367 square km large area in the east of the Czech Republic. Comparing geological maps with large-scale morphometry shows a relationship between the rock resistance and topography. On average, higher mean elevations and steep slopes correlate well with regions of hard bedrock geology. The results together with new geological and geophysical findings show that the evolution of this part of the Outer Western Carpathian topography was proceeding continually. There is no reason to assume the presence of any periods of tectonic standstill here. The topographic relief probably has experienced the state of dynamic equilibrium.

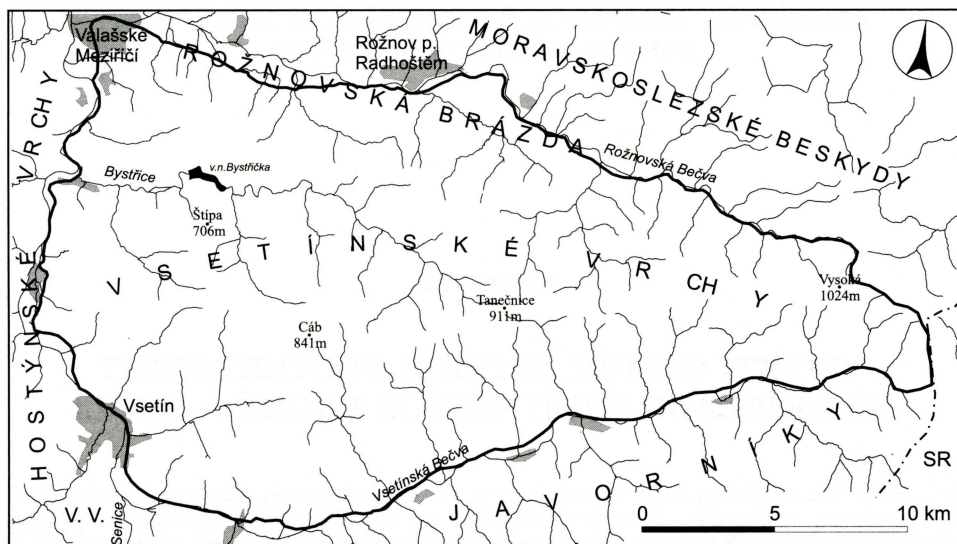
KEY WORDS: GIS – digital elevation model – morphology – geomorphometric techniques – neotectonics – flysch – Vsetínské vrchy Mountains.

Úvod

Využití prostředí GIS v geomorfologii a geologii s důrazem na podchycení projevů mladé zlomové tektoniky je v současnosti velmi aktuální. Důvodem je stále se zvyšující kvalita a počet digitálních topografických a geologických dat. Digitální model reliéfu tak může sloužit jako základ pro sledování složitějších vztahů v krajině (Voženílek a kol 2001) nebo může řešit vztah dynamiky litosféry a topografie (Kuhni, Pfiffner 2001; Tucker a kol. 2001).

Aplikace GIS v geomorfologii je dalším stupněm vývoje metod výzkumu dříve založených výhradně na analýze papírových map (např. Hack 1973; Kudrnovská 1975; Bull, McFadden 1980; McKeown a kol. 1988; Bíl, Máčka 1999). Tyto techniky byly využívány pro svou časovou a finanční nenáročnost jako předstupeň terénnímu výzkumu, přičemž jejich výhoda spočívala v relativně přesném charakterizování geomorfologických a tektonických poměrů v rozsáhlých oblastech. V globální geomorfologii jsou tyto techniky jedinou efektivní metodou výzkumu (Summerfield 2000).

Rozvoj výpočetní techniky umožnil uvedené klasické postupy implementovat do nástrojů analýz v prostředí GIS (ESRI 1996, 2001; DeMers 2002). Tento příspěvek obsahuje vybrané výsledky získané při zpracování disertační práce autora. Cílem práce je ukázat možnosti technologie GIS při výzkumu vývoje reliéfu.



Obr. 1 – Modelové území je ohraničeno údolními dny Vsetínské a Rožnovské Bečvy. V. V. – Vizovická vrchovina.

Vymezení modelového území

Vlastní modelové území, dále v textu souhrnně označené jako Vsetínské vrchy, zahrnuje i menší část Rožnovské brázdy a je ohraničeno údolními dny Rožnovské a Vsetínské Bečvy od pramenů k jejich soutoku ve Valašském Meziříčí. Východní omezení tvoří státní hranice se Slovenskem, která přibližně odpovídá rozvodnici. Od Z na V měří modelové území 35 km, ze S na J (v nejširším místě) 20 km, ale směrem na V se postupně zužuje až na 4 km. Plocha činí 367 km². Nejvyšším bodem je Vysoká (1 024 m) na hlavním hřbetu Vsetínských vrchů. Hlavní hřbet, též Soláňský hřbet (Demek, ed. 1987) se pozvolna snižuje směrem k Z přes vrcholy Polany (937 m), Kotlové (868 m), Jezerné (860 m), Soláně (861 m), Radkova (852 m), Tanečnice (911 m), Beskydu (891 m), Lušovky (875 m) k Ptáčnici (830 m) a Cábě (841 m). Nejnižším bodem modelového území je soutok obou Bečev v nadmořské výšce 285 m. Rozdíl mezi nejvyšším a nejnižším bodem činí 739 m.

Geologická stavba a geologický vývoj modelového území

Vsetínské vrchy jsou tvořeny horninami flyšového pásma Vnějších Západních Karpat. Flyšové pásmo se dělí na dvě základní regionálně geologické jednotky, a to na skupinu příkrovů vnějšího flyšového pásma a magurskou skupinu příkrovů. Vsetínské vrchy jsou budovány převážně račanskou jednotkou magurské skupiny příkrovů. Na S modelového území, v okolí Valašského Meziříčí a v Rožnovské brázdě, je podloží tvořeno horninami slezské jednotky vnější skupiny příkrovů (Pesl 1989). Jednotky jsou na sebe nastohovány v systému tektonických šupin a duplexů, vzniklých během procesů zkracování sedimentačních prostorů a během tvorby akrečního klínu nad subdukční zónou (Kováč 2000).

Geodynamický vývoj karpatsko-panonské oblasti byl počátkem miocénu ovlivněn severovergentní kompresí vyvolanou pohybem mikrodesky Adria a subdukci v čele orogénu. Kolize východoalpského segmentu mikrodesky Alcapa se severoevropskou platformou se projevila vrásněním a přesunem příkrovů v čele akrečního prismatu Východních Alp a finální subdukci jednotek penniského typu J a S od bradlového pásma Západních Karpat. Alpská kolize zároveň indukovala východovergentní extruzi litosférického fragmentu Alcapa do prostoru aktivní subdukce v čele Karpat (Kováč 2000).

V karpatu a spodním badenu byly hlavními geodynamickými faktory ústup subdukce v čelní části Karpat a tah subdukující desky. Ve středním miocénu (svrchní baden – sarmat; 13,8–11,5 Ma) byla kompresní násunová tektonika aktivní již jen v S a V části karpatského oblouku, s převládajícím paleopólem napětí s hlavní kompresní složkou SV–JZ. Výjimku tvořila vídeňská pánev, kde se uplatnila SZ–JV extenze. Střednobadenské sedimenty opavské limnické pánve jsou až do pliocénu (na Moravě) posledními známými sedimenty (výjma vídeňské pánve).

Migrace depocenter od J k S podél karpatského oblouku v karpatu a spodním badenu byla ovlivněna účinkem ponořující se desky, ukončení sedimentace po středním badenu pak bylo způsobeno jejím odtržením (Kováč 2000).

Délka násunu flyšového prismatu Západních Karpat na okraj platformy v neogénu je na Z minimálně 100 km a až 200 km na V karpatského oblouku. Pro desky Centrálních Karpat pak horizontální posun během neogénu činí minimálně 200–300 km (Kováč 2000) nebo až 500 km (Márton a kol. 1995).

Vzhledem k tomu, že k ukončování sunutí příkrovů docházelo v karpatském oblouku s časovým posunem (ve směru hodinových ručiček od Z na V), musí se lišit počátky neotektonických období (Becker 1993; Zuchiewicz 1995; Kováč 2000). Z toho tedy plyne, že obvyklé vymezení neotektonické etapy jednotně pro celé Západní Karpaty (Kopecký 1972; Král 1985) není odůvodnitelné, a to dokonce ani pro oblast vnějšího flyšového pásma. Na jižní Moravě došlo k ukončení sunutí příkrovů ve spodním badenu, na střední a severní Moravě (S od dnešní Fryštácké brázdy) až po spodním badenu. Ve spodním a možná i ve středním badenu však zde probíhal významný levostanný horizontální posun, a to zhruba na hranici mezi račanskou a slezskou jednotkou (Kováč 2000). Pohyby spojené s aktivitou čela příkrovů však již ve středním badenu nejsou na Moravě zaznamenány. Proto se jako počátek neotektonické etapy v severní části Moravy jeví střední baden (Bíl 2002a). Podle Kováče (2000) je definován v rozmezí 15–14 Ma. Doba mezi těmito časovými údaji by pak byla počátkem neotektonické etapy v této části Karpat. Jako neotektonickou poruchu lze tedy označit systém holešovského zlomu, který omezuje (a postihuje) pliocenní výplň Fryštácké brázdy (Stráník 2002 a kol.; Kvapilová 2002, Bíl 2002a). Na rozdíl od výrazných morfologických ohraničení račanské jednotky (Hostýnské a Vsetínské vrchy), které sice místy odpovídají přesmyku (násunu) na slezskou jednotku, ale v neotektonické etapě již nejsou aktivní. O přítomnosti (paleo)napěťového pole v našich Karpatech však svědčí zmínka o samovolném uzavření dolu Frenštát–1 na bázi slezského příkrovu (Dopita a kol. 1997).

Datování neotektonické etapy je ovšem, ve většině případů, založeno na důkazech, které vycházejí z postžení sedimentů známého stáří. Pokud se ale v daném území žádné mladší sedimenty nenacházejí, pak tato metoda nemůže být použita. Jak bylo již uvedeno, v oblasti Karpat se posouvá doba posledních zaznamenaných pohybů spojených s pohybem příkrovů od Z na V. V oblasti Vrancea (Rumunsko) však tato aktivita stále trvá (např. Krejčí a kol.

1999). V této části Karpat tedy neotektonická etapa dosud nezačala, neboť zde stále probíhá subdukce.

Metodika

Pro aplikaci nástrojů GIS v zájmovém území bylo nejprve nutné vytvořit digitální model reliéfu (DMR). Vstupními daty byly vektorizované vrstevnice měřítka 1:25 000 (DMÚ 25), převedené do formátu ESRI – shapefile. Pro oblast Vsetínských vrchů se jednalo o několik mapových listů, které byly v prostředí ArcView GIS (extenze *Geoprocessing*) sloučeny do jednoho tématu. Hranice modelového území, pro účely analýzy, definovaná rozvodím a průběhem údolí obou Bečev sloužila jako polygonové téma pro oříznutí tématu vrstevnic. Dále byla doplněna témata vodních toků, významných kót a terénních hran. Na základě těchto vrstev byl v prostředí ArcView GIS (extenze *3D Analyst*) vytvořen DMR ve formátu nepravidelné trojúhelníkové sítě (TIN). Tento formát ovšem není vhodný pro statistické zpracování reliéfu, a proto byl dále převeden na formát rastrový (GRID). Jako výhodné se ukázalo použití relativně hrubého rastrového modelu (pixel 20 x 20 m), protože při tomto rozlišení zanikají drobné tvary reliéfu, jejichž původ je téměř vždy exogenní (strže, sesuvy, skalní tvary). Vedle DMR byly k dispozici též geologické mapy ve formátu shapefile.

Konverzí formátu TIN na GRID byla každému pixelu přiřazena hodnota nadmořské výšky. Pomocí extenze *Spatial Analyst* (v prostředí ArcView GIS) byl z tématu nadmořských výšek získán nový rastrový soubor sklonů svahů a byly odvozeny hodnoty převýšení (relativní výšky) pro libovolně definované pole. Pro tento případ byla zvolena pole 100x100 m a 4x4 km. Formát GRID umožnil vytvořit pro zadané polygony (povodí, souvrství) histogram hodnot zkoumaného parametru (nadmořská výška, sklon svahu, převýšení) a vypočítat jeho základní statistické charakteristiky. Z původního souboru vrstevnic Vsetínských vrchů byly získány vektorizací, v prostředí ArcView GIS, hranice povodí a struktura říční sítě. Tento postup se osvědčil více než užití extenze *Hydrological modeling*, i když do budoucna představuje užití rastrového modelu pro hydrologické analýzy značný potenciál (např. DeMers 2002). Definovaných povodí je celkem 28 a jsou 3. až 5. řádu, podle Strahlerovy klasifikace (Strahler 1964).

Detekce neotektoniky je založena na následujícím předpokladu: nebude-li určitá oblast vnitřně neotektonicky porušena, budou hodnoty morfometrických parametrů této oblasti závislé především na odolnosti hornin, kterými je budováno podloží. V opačném případě, tedy pokud se odehrají zlomové neotektonické pohyby, nebudou hodnoty morfometrických ukazatelů odpovídat odolnosti hornin, nýbrž budou souhlasit s polohou neotektonických elevací a depresí.

Morfometrické vlastnosti Vsetínských vrchů podle DMR

Na základě analýzy GRID se v modelovém území nachází celkem 916 531 pixelů s plochou každého 400 m², což odpovídá celkové rozloze 367 km² (viz tab. 1).

Modelové území bylo rozděleno na intervaly s krokem 100 m, vyjma prvního, neboť soutok obou Bečev se nachází v nadmořské výšce 285 m. Největší plochu zaujímá výškový interval 501 – 600 m n. m. (27,1 %), Více jak 20 % plo-

Tab. 1 – Morfometrické vlastnosti podle analýzy rastrového modelu

Nadmořská výška	Počet pixelů	Plocha (km ²)	Relativní četnost	Kumulovaná relativní četnost
280–400	76 605	30,6	8,4	8,4
401–500	210 438	84,2	23,0	31,3
501–600	248 425	99,4	27,1	58,4
601–700	210 178	84,1	22,9	81,4
701–800	121 483	48,6	13,3	94,6
801–900	45 085	18,0	4,9	99,5
901–1 000	4 199	1,7	0,5	100,0
1 001–1 100	118	0,05	0,01	100,0
Celkem	916 531	366,6	100,0	–

Tab. 2 – Základní údaje o sklonech svahů

	Sklon svahu (°)	
Minimální	Maximální	Průměrný
0,0	51,2	14,4

Tab. 3 – Rozdělení sklonu svahů

Interval (°)	Plocha (km ²)	Relativní četnost
0,0–2,0	7,100	1,900
2,1–5,0	18,600	5,100
5,1–10,0	61,800	16,900
10,1–18,0	173,500	47,300
18,1–30,0	103,700	28,300
30,1–45,0	1,800	0,500
45,1–90,0	0,003	0,001

chy Vsetínských vrchů zaujímají ještě oba sousední intervaly: 401 – 500 m (23,0 %) a 601 – 700 m (22,9 %). Výšky nad 800 m n. m. zabírají 5,4 % plochy a více jak 80 % plochy se nachází do nadmořské výšky 700 m.

Hodnoty v tabulce 2 vyjadřují minimální, maximální a průměrný sklon svahů v modelovém území. Nejnižší hodnota (0,0°) odpovídá plochým údolním nivám největších toků (Bystřice, Hažovický a Solánecký potok), ale vyskytuje se ojediněle i ve vrcholových částech. Maximální hodnota sklonu (51,2°) se nachází na v. svahu vrchu Štípa (706 m) u přehrady Bystřička.

Tabulka 3 ukazuje rozdělení sklonu svahů. Rozdělení sklonu svahů bylo provedeno v nepravidelných intervalech proto, aby vynikly pro geomorfologii významné sklony, kterými jsou zejména hranice 2° a 5°. Největší plochu zaujímají sklony v intervalu 10,1 – 18,0°, sklony v intervalu 18,1 – 30,0° zabírají téměř třetinu plochy (28,3 %). Sklony nad 45,1° se vyskytují jen na několika místech a na velmi malé ploše.

Mírné sklony (pod 5°) ukazují na místa plochých údolních niv přítoků obou Bečev a na ploché partie, zejména ve vrcholových částech. Celkem tyto plochy zaujímají 25,7 km², což činí 7,0 % celkové plochy.

Povrchová analýza umožňuje definovat zastoupení jednotlivých morfometrických typů georeliéfu uváděných např. Kudrnovskou (1975) nebo Czudkem a kol. (1972). Největší plošné zastoupení mají ve Vsetínských vrších ploché vrchoviny převýšením (v poli 4 x 4 km) 150 – 200 m, a to 42,0 % (tab. 4). Vý-

Tab. 4 – Morfometrické typy georeliéfu

Převýšení (m)	Kategorie	Relativní četnost
0–30,0	roviny	0,1
30,1–75,0	ploché pahorkatiny	1,7
75,1–150,0	členité pahorkatiny	18,8
150,1–200,0	ploché vrchoviny	42,0
200,1–300,0	členité vrchoviny	37,4
300,1–450,0	ploché hornatiny	0,1
		100,0 %

Tab. 5 – Průměrné převýšení v poli 100 x 100 m

Převýšení (m)	Relativní četnost
0–10,0	6,4
10,1–20,0	21,9
20,1–30,0	35,4
30,1–40,0	26,1
40,1–50,0	8,5
50,1–60,0	1,4
60,1–70,0	0,2
70,1–85,0	0,0
	100,0 %

znamně je též zastoupen typ členitých vrchovin (200–300 m, 37,4 %). Reliéf plochých hornatin stejně jako rovin zabírá pouze 0,1 % plochy Vsetínských vrchů. V případě rovin se jedná o část teras Rožnovské Bečvy JV od Valašského Meziříčí, reliéfu plochých hornatin odpovídá území kolem vrchů jižně od přehrady Bystřička (Zámčisko 677 m a Štípa 706 m) a okolí nejvyššího bodu Vsetínských vrchů Vysoké (1 024 m). Absolutně největší převýšení (v poli 4 x 4 km) činí 320 m, absolutně nejmenší 21 m. Průměrná hod-

nota převýšení pro celé Vsetínské vrchy je 184 m, což odpovídá nejčetnějšímu typu reliéfu plochých vrchovin.

Vedle převýšení v poli 4 x 4 km je výhodnější vyjádřit převýšení v menším poli, které by jinak nebylo, při užití běžných kartografických metod, možné provést pro svou časovou náročnost. Velikost menšího pole byla zvolena 100 x 100 m (tab. 5).

Nevyšší četnost převýšení v poli 100 x 100 m vykazuje interval 20,1–30,0 m (35,41 %), následovaný intervaly 30,1 – 40,0 m (26,15 %) a 10,1–20,0 m (21,92 %). Nejmenší zastoupení má interval vyjadřující maximální převýšení, a to 70,1–85,0 m (0,02 %).

Závislost morfometrických charakteristik na litologii

Kombinací rastrů sklonů a souborů vyjadřující geologické podloží (polygonové téma) lze určit rozdělení sklonu svahů v závislosti na druhu podloží (souvrvství, vrstvy; viz tab. 6). Vyjma godulského souvrství se ve všech ostatních vyskytuje alespoň minimální plocha s plochým reliéfem (0°). Jedná se vždy o temenní části, neboť údolní dna vodních toků spadají do kategorie aluvium, které již nebylo v této části hodnoceno. Vyjmout aluvium z hodnocení závislosti sklonů svahů na litologii je nutné, protože mírný sklon údolních niv je způsoben akumulací (a předcházející bočnou erozí) a není tudíž ovlivněn odolností litologie, která se nachází v podloží.

Největší sklon svahu (51,2°) se vyskytuje na zlínském souvrství (tab. 6). Jedná se o velmi odolné rusavské vrstvy, které budují vrch Štípa u přehrady Bystřička. Největší průměrný sklon svahu (nad 15°) vykazují souvrství godulské (18,6°), zlínské (16,8°) a solánské (15,6°), což převyšuje průměrný sklon svahu pro celé Vsetínské vrchy, který činí 14,4° (tab. 2). Všechna tři uvedená

Tab. 6 – Sklony svahů v závislosti na geologickém podloží

Sovrství	Sklon svahu (°)			Směrodatná odchylka
	Minimální	Maximální	Průměrný	
belovežské	0	38,8	13,5	4,9
zlínské	0	51,2	16,8	5,6
soláňské	0	45,7	15,6	5,3
kaumberské	0	31,7	12,3	4,7
menilitové	0	24,1	8,6	3,4
krosněnské	0	20,7	6,9	3,2
podmenilitové	0	26,9	8,8	4,6
istebňanské	0	43,1	12,8	7,4
godulské	2,5	38,6	18,6	7,3

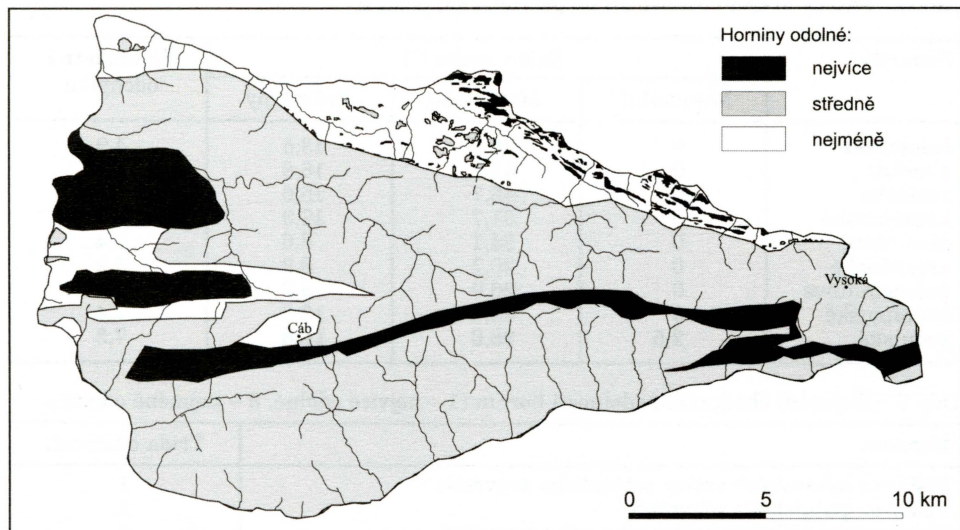
Tab. 7 – Expertní ohodnocení odolnosti hornin (1 – nejvíce odolné, 3 – nejméně odolné)

Hornina	Třída odolnosti
Pískovce lukovských vrstev soláňského souvrství	1
Pískovce godulského souvrství	1
Ciezkowické pískovce podmenilitového souvrství	1
Pískovce belovežského souvrství	1
Pískovce a slepence rusavských vrstev zlínského souvrství	1
Pískovce istebňanského souvrství	2
Flyš soláňského souvrství	2
Pelity a pískovce ráztockých vrstev soláňského souvrství	2
Flyš vsetínských vrstev zlínského souvrství	2
Křivské vrstvy zlínského souvrství	3
Jílovce istebňanského souvrství	3
Pelity menilitového a podmenilitového souvrství	3
Drobné rytmický flyš a jílovce belovežského souvrství	3
Flyš krosněnského souvrství	3

souvrství patří k těm odolnějším. Souvrství menilitové, krosněnské a podmenilitové jsou naopak velmi málo odolná, jak plyne u hodnot maximálního a průměrného sklonu svahu. Hodnoty směrodatné odchylky ukazují rozptýl hodnot sklonu svahu kolem průměru. Jsou vyšší u odolných souvrství (např. godulské), protože vedle strmých sklonů na svazích se zde nacházejí i mírnější sklony na temenech vyvýšenin. U méně odolných souvrství (např. menilitové, krosněnské) jsou hodnoty směrodatné odchylky nižší neboť i na úbočích se nacházejí mírnější sklony svahů.

Pro hodnocení odolnosti hornin nebyly k dispozici objektivní ukazatele, kterými jsou např. pevnost v tlaku, tahu atd. Situace je komplikovaná také tím, že se zde nacházejí výhradně sedimenty, které se odolností neliší vzájemně natolik, jak by se lišily vzhledem k horninám metamorfovaným nebo vyvřelým. Využilo se tedy zkušeností terénních geologů z ČGS (Stráník, Krejčí, ústní sdělení) k sestavení tabulky expertní klasifikace hornin podle odolnosti (tab. 7 a obr. 2), jak se jim jeví při geologickém mapování.

Rozdílná odolnost jednotlivých souvrství vynikne při rozdělení sklonů svahů do intervalů (tab. 8). Z této tabulky pak vychází jako nejodolnější souvrství godulské, protože maximum jeho četnosti (48,8 %) se nachází v intervalu 18,1–30,0°. Na druhé místo v odolnosti se řadí souvrství zlínské, dále souvrství soláňské. Nejméně odolná souvrství (kaumberské, menilitové a podmenilitové) mají maximum četnosti v intervalu 5,1–10,0°, a to odpovídá i údajům z předchozí tabulky 6, ze sloupce pro průměrný sklon svahu.



Obr. 2 – Jednotlivá souvrství byla rozdělena do kategorií podle odolnosti. Horniny odolné: nejvíce (černá), středně (šedá), nejméně (bílá).

Tab. 8 – Četnosti sklonů (°) pro jednotlivá souvrství

Sklon(°)	belo- vežské	zlínské	soláňské	kaum- berské	meni- litové	krosněn- ské	podmeni- litové	isteb- ňanské	godul- ské
0,0–2,0	0,6	0,7	0,8	1,2	5,3	7,7	4,7	3,4	0,0
2,1–5,0	2,7	1,9	1,9	4,1	6,2	19,1	13,8	7,8	2,0
5,1–10,0	20,4	8,9	10,8	26,2	58,0	59,4	48,6	29,1	13,3
10,1–18,0	58,8	45,2	54,1	56,7	29,5	13,4	28,8	38,7	30,9
18,1–30,0	17,4	42,5	31,8	11,7	1,0	0,5	4,0	18,1	48,8
30,1–45,0	0,2	0,7	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	2,9	5,0
45,1–90,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Tab. 9 – Sklony svahů na jednotlivých členech zlínského a soláňského souvrství

Sklon(°)	Zlínské souvrství				Soláňské souvrství	
	vsetínské	újezdské	rusavské	křivské	rážtocké	lukovské
0,0–2,0	0,5	1,2	0,6	2,2	0,7	0,7
2,1–5,0	1,4	2,4	1,6	9,5	1,7	2,0
5,1–10,0	6,6	12,8	6,3	40,0	9,1	9,9
10,1–18,0	42,8	62,1	32,6	42,9	48,9	49,8
18,1–30,0	48,1	21,3	52,4	5,3	38,9	37,1
30,1–45,0	0,6	0,3	6,5	0,0	0,7	0,5
45,1–90,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Protože je modelové území budováno převážně souvrstvím zlínským a soláňským, je na místě ukázat rozložení sklonu svahů v jednotlivých členech obou souvrství (tab. 9). Jako nejodolnější se jeví rusavské vrstvy zlínského souvrství, protože svahy na nich vyvinuté se z více jak poloviny (52,4 %) nacházejí v intervalu 18,1–30,0°. Jako nejméně odolné se z uvedených vrstev zdají být vrstvy křivské, protože mají největší zastoupení svahů o menších sklonech.

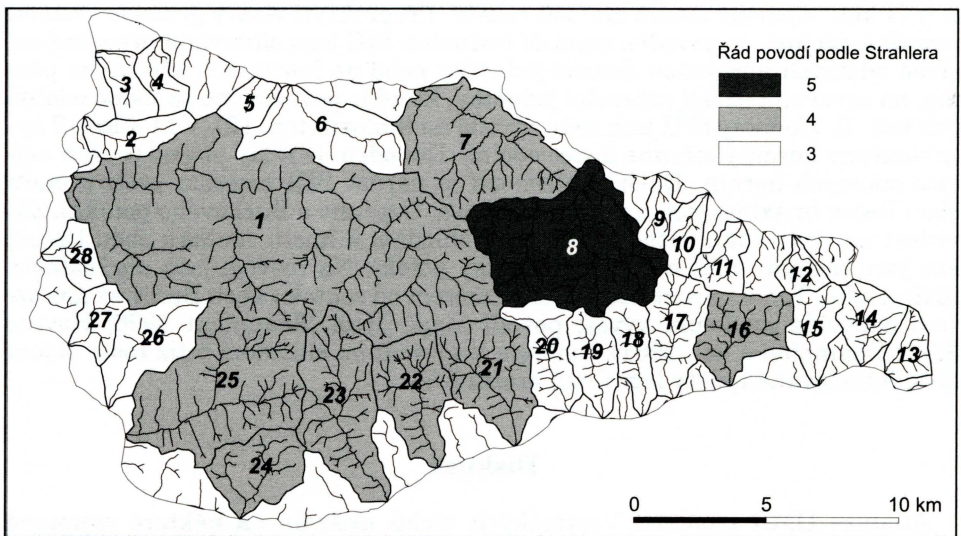
Tab. 10 – Převýšení v poli 100 x 100 m podle souvrství

Převýšení (m)	belovežské	zlínské	soláňské	kaumberské	menilitové	krosněnské	podmenilitové	istebňanské	godulské
0–10,0	2,5	1,6	1,7	4,4	13,4	32,3	20,9	9,3	1,8
10,1–20,0	29,7	12,1	15,8	37,6	70,2	61,2	54,9	36,9	12,6
20,1–30,0	43,2	34,0	40,7	42,7	15,7	6,2	19,0	30,3	23,3
30,1–40,0	20,6	35,6	31,0	13,9	0,7	0,4	4,8	14,1	34,7
40,1–50,0	3,7	13,8	9,3	1,3	–	–	0,5	5,3	20,1
50,1–60,0	0,4	2,5	1,3	0,0	–	–	–	2,7	7,2
60,1–70,0	0,0	0,3	0,1	–	–	–	–	1,1	0,1
70,1–85,0	0,0	0,0	0,0	–	–	–	–	0,3	–

Tabulka 10 ukazuje hodnoty maximálního převýšení v poli 100x100 m podle souvrství. Nejméně odolná souvrství (krosněnské, menilitové, podmenilitové) mají největší zastoupení převýšení do 20 m. Totéž ovšem platí i pro souvrství istebňanské, což může být způsobeno jílovcovými členy tohoto souvrství. Největší četnost v intervalu 20,1–30,0 m mají souvrství belovežské (43,2 %), soláňské (40,7 %) a kaumberské (42,7 %). Největší četnost v intervalu 30,1–40,0 m mají souvrství zlínské (35,6 %) a godulské (34,7 %). Tato charakteristika tedy jiným způsobem ukazuje opět na odolnost hornin.

Morfometrické charakteristiky povodí

Modelové území bylo rozděleno na jednotlivá povodí. V úvahu byla brána všechna povodí toků, které jsou přítokem některé z Bečev a zároveň jsou velikosti minimálně 3. řádu, podle Strahlerova systému, s počtem zdrojnic min. 6 (počet zdrojnic je tzv. magnitudo, viz. Shreve 1966; Bíl, Máčka 1999). Celkem se jedná o 28 povodí (obr. 3). Pro každé z povodí byl vypočítán Strahlerův hypsometrický integrál (SHI, viz. Strahler 1952), který představuje poměrnou ve-



Obr. 3 – Modelové území bylo rozděleno na 28 povodí 3. až 5. řádu podle Strahlerova systému. Každé povodí ústí do jedné z obou Bečev. Názvy povodí jsou uvedeny v tab. 11.

Tab. 11 – Hodnoty SHI pro povodí 3. až 5. řádu. Čísla povodí odpovídají obrázku 3.

Povodí	SHI	Č.	Povodí	SHI	Č.
Raďkov	52	19	Lýkový potok	44	28
Uzgruň	52	13	Rybjanka	44	15
Bučkový potok	51	11	Brodská	44	21
Solánecký potok	49	8	Bystřice	44	1
Jezerné	48	17	potok Babská	43	14
Kobylská	48	20	Dinotice	42	23
Vesník	48	27	Lušová	42	22
Bzové	47	18	Kyvňačka	40	9
Hluboký potok	47	10	Jasenice	40	25
Mšadla	47	12	Maretka	36	6
potok U Hovězí	47	24	Strítěž	36	5
Medůvka	47	2	Hrachovec	31	4
Jasenka	46	26	Hažovický potok	30	7
Miloňovský potok	45	16	Křivský potok	29	3

Tab. 12 – Hodnoty SHI. Rozdíl mezi oběma průměry je statisticky významný na $\alpha = 0,05$.

	Převaha kategorií podle odolnosti	
	Nejméně odolné	Středně a více odolné
Počet povodí	6	22
Průměr SHI	33,0	46,5

likost plochy (v jednotkovém grafu) uzavřené hypsometrickou křivkou (tab. 11). Strahler (1952) prvně použil hypsometrického integrálu pro stanovení, v jakém stadiu geomorfologického cyklu se dané povodí nachází. Tato metoda je však schopna též ukázat na neotektonické pohyby, kdy neotektonickým elevacím na méně odolných horninách by odpovídalo stadium mládí (více viz McKeown a kol. 1988; Bíl 2002a).

Nejvyšší hodnota SHI (tab. 11) činí 52 (Raďkov a Uzgruň), nejnižší 29 (Křivský potok). Průměr SHI pro modelové území je 43,5. Tato hodnota podle Strahlera (1952) odpovídá stadiu zralosti reliéfu. Při překrytí vrstvy geologie vrstvou povodí je zřejmé, že povodí s nejnižší hodnotou SHI jsou situována převážně na slabě odolných horninách slezské jednotky nebo na horninách křivského pásma, na severním okraji račanské jednotky, které je považováno za méně odolné (viz tab. 7). Hodnoty SHI jsou tedy závislé na litologii (tab. 12). V tabulce 12 byly sloučeny horniny středně a více odolné. Důvodem je malý plošný rozsah nejvíce odolných hornin. Další skutečností je nárůst SHI směrem proti proudu obou Bečev (maxima jsou u povodí Raďkova, Uzgruň a Bučkového potoka). Závislost na uspořádání říční sítě se jeví vzhledem k místu soutoku obou Bečev, kde jsou hodnoty SHI nejmenší (Křivský potok). Na rozvodí jsou ale hodnoty SHI vysoké. Tento nárůst hodnot SHI směrem od soutoku obou Bečev až na rozvodí odpovídá modelům vývoje povodí (např. Kooi; Beaumont 1996; Hovius 2000; Champion a kol. 2001). Směrem k rozvodním oblastem totiž roste objem neoddenudované hmoty ležící nad erozní bází.

Diskuse

Analýza DMR z oblasti Vsetínských vrchů ukázala na některé zajímavé skutečnosti, které by bez nástrojů GIS nebylo možné odhalit. Jedná se především o výraznou shodu mezi:

- odolností hornin a rozložením nadmořských výšek, sklonů svahů a převýšení
- hodnotou SHI a polohou povodí
- hodnotou SHI a odolností hornin.

Tato závislost morfometrických parametrů na struktuře podloží ukazuje, že je velmi nepravděpodobné, aby v minulosti docházelo k významným vertikálním kerným pohybům, které by rozčlenily Vsetínské vrchy na bloky. Pokud by ale k těmto pohybům došlo, musely by být velmi malých amplitud, neboť nejsou zaznamenány na geologických řezech (Menčík 1983; Bíl 2002a) a navíc by musely být velmi staré, protože existuje uvedená výrazná závislost současné morfologie na litologii. Muselo by tedy uběhnout dostatek času na to, aby se setřel vliv těchto pohybů na morfologii Vsetínských vrchů a aby se opět začala v morfologii projevovat odolnost hornin. Dosud převládající názor, že Vsetínské vrchy byly v minulosti rozčleněny na kry v důsledku vertikálních tektonických pohybů (např. Stehlík 1964; Demek 1976; Kalvoda, Prášek 1987; Ondřej 2000), je tedy nepodložený. Jediným důkazem pro tuto tvrzení jsou údajné zbytky zarovnaných povrchů, které ovšem nebyly nikde v této oblasti datovány. Navíc jsou stále pochybnosti nad genezí těchto plochých povrchů (Menčík 1983; Zuchiewicz 1998; Bíl 2002a). Přiřazování jejich stáří podle analogie s polskou anebo slovenskou částí Karpat je nesprávné, neboť se tyto oblasti prokazatelně vyvíjely v odlišných tektonických podmínkách a s časovým posunem (Krejčí a kol. 1999; Kováč 2000; Bíl 2002a). Nelze též spekulovat nad zachováním neogenních plochých povrchů v temenních částech Vsetínských vrchů (anebo Moravskoslezských Beskyd), a to vzhledem k současnému silnému postižení vrcholových partií hlubokými svahovými deformacemi, jejichž stáří je převážně holocenní (Margielewski 1998; Alexandrowicz, Alexandrowicz 1999). Staré ploché povrchy se tedy nemohou na temenních částech udržet po tak dlouhou dobu, zvláště ve flyši, který se velice snadno deformuje podél nesených tektonických poruch, jejichž založení spadá do preneotektonického období tvorby akrečního klínu. Uvedené výsledky analýzy DMR tedy ukazují, že se reliéf Vsetínských vrchů vyvíjel, po dosunutí příkrovů flyše od středního badenu, bez výraznější vnitřní diferenciaci. Mladou zlomovou aktivitu omezeného rozsahu a malých amplitud však nelze zcela vyloučit, a to zejména na okraji modelové oblasti, např. v okolí Vsetína (Krejčí 1955; Bíl 2002b).

Závěr

Výhody užití metod GIS při geomorfologickém výzkumu se zaměřením na detekci neotektoniky plynou ze skutečnosti, že lze provádět morfometrické analýzy s ohledem na geologickou stavbu. Při převedení jednotlivých litologií na polygony, je možné k těmto plochám přiřazovat hodnoty morfometrie z rastrových témat. Množství a rozsah analýz vykonaných nad DMR v prostředí GIS není možné pomoci klasických kartometrických technik efektivně napodobit. Velkou předností aplikace metod GIS je tedy rychlost. Rastrový DMR se jeví jako efektivní a finančně nenáročná metoda pro získání kvalitních údajů o zkoumaném území. Tyto metody najdou uplatnění v přípravných fázích před vlastním terénním výzkumem. Pro výzkum rozsáhlých oblastí jsou však jediným efektivním nástrojem. Před hodnocením závěrů z analýzy DMR, je vždy třeba se držet aktuálních geologických a geofyzikálních poznatků. Jenom tak lze zabránit chybné interpretaci dat z DMR.

Literatura:

- ALEXANDROWICZ, S. W., ALEXANDROWICZ, Z. (1999): Recurrent Holocene landslide: a case study of the Krynica landslide in the Polish Carpathians. *The Holocene*, 9, č. 1, s. 91-99.
- BECKER, A. (1993): An attempt to define a „neotectonic period“ for central and northern Europe. *Geol. Rundsh.*, 82, s. 67-83.
- BÍL, M. (2002a): Využití geomorfometrických technik při studiu neotektoniky. Disertační práce, archiv kat. geografie PřF MU, 100 s.
- BÍL, M. (2002b): The identification of neotectonics based on changes of valley floor width. *Landform Analysis*, 3, s. 77-85.
- BÍL, M., MAČKA, Z. (1999): Využití spádových indexů řek jako indikátorů tektonických pohybů na zlomech. *Geol. výzk. Mor. Slez*, 6, Brno, s. 2-5.
- BULL, W. B., MCFADDEN, L. D. (1980): Tectonic geomorphology north and south of the Garlock Fault, California. In: Doehring, D. O. (ed.): *Geomorphology in Arid Regions*. Allen & Unwin, London, s. 115-138.
- CHAMPION, C., CRAVE, A., CHARDON, D., DAVY, P., CHOUKROUNE, P. (2001): Interaction of tectonics and erosion: The Miocene Luberon Anticline (Provence, France). *Geophysical Research Abstracts*, 3, Nice.
- CZUDEK, T. a kol. (1972): Geomorfologické členění ČSR. *Studia Geographica*, 23, Brno, 137 s.
- DEMEK, J. (1976): Planation surfaces of the Moravian Carpathians. *Sborník Československé společnosti zeměpisné*, 81, Praha, s. 9-15.
- DEMEK, J. (ed.) a kol. (1987): *Zeměpisný lexikon ČSR. Hory a nížiny*. Academia, Praha, 584 s.
- DeMERS, M. N. (2002): *GIS Modeling in Raster*. John Wiley & Sons, Inc, 203 s.
- DOPITA, M. a kol. (1997): *Geologie české části hornoslezské pánve*. MZP ČR. Praha. 280 s.
- ESRI (1996): *ArcView Spatial Analyst. Uživatelský manuál*, ESRI, 148 s.
- ESRI (2001): *Using ArcGIS – Spatial Analyst. Uživatelský manuál*, ESRI, 230 s.
- HACK, J. T. (1973): Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Jour. Research U.S. Geol. Survey*, 1, č. 4, s. 421-429.
- HOVIUS, N. (2000): Macroscale process systems of mountain belt erosion. In: Summerfield, M. (ed.): *Geomorphology and Global Tectonics*, Wiley, s. 77-101.
- KALVODA, J., PRAŠEK, J. (1987): Tektonické aspekty vývoje reliéfu Moravskoslezských Beskyd v oblasti geodynamického polygonu Horní Bečva. In: Gardavský, V., Kříž, V.: *Kulturní krajiny v průmyslových oblastech*. Sborník referátů k XVII. Sjezdu ČGS, Brno, s. 120-124.
- KOOI, H., BEAUMONT, C. (1996): Large scale geomorphology: classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via a surface process model. *Jour. Geoph. Res.*, 101, s. 3361-3386.
- KOPECKÝ, A. (1972): Hlavní rysy neotektoniky Československa. *Antropozoikum*, řada A, 6, s. 77-155.
- KOVÁČ, M. (2000): Geodynamický, paleogeografický a štruktúrny vývoj karpatsko-panónskeho regiónu v miocéne: Nový pohľad na neogénne panvy Slovenska. *Veda, SAV, Bratislava*, 204 s.
- KRÁL, V. (1985): Zarovnané povrchy Západních Karpat, Východních Alp a České vysočiny – pokus o srovnání. *Geografický časopis*, 37, č. 2-3, s. 325-334.
- KREJČÍ, J. (1955): Nejmladší tektonické poruchy v údolí Dřevnice a Vsetínské Bečvy. *Práce Brněn. zákl. ČSAV*, 27, č. 2, s. 73-103.
- KREJČÍ, O. a kol. (1999): Geodynamický model styku Českého masivu a Západních Karpat, dílčí úkol: Vytvoření prognózních map výskytu uhlovodíků, MS Archiv ČGÚ Brno. 154 s.
- KUDRNOVSKÁ, O. (1975): Morfometrické metody a jejich aplikace při fyzickogeografické regionalizaci. *Studia geographica*, 45, Brno, 185 s.
- KUHNI, A., PFIFNER, O. A. (2001): The relief of the Swiss Alps and adjacent areas and its relation to lithology and structure: topographic analysis from a 250-m DEM. *Geomorphology*, 41, s. 285-307.
- KVAPÍLOVÁ, M. (2002): Vliv morfostruktury na reliéf jz. okraje Hostýnských vrchů a přilehlého okolí. Bakalářská práce, archiv kat. geografie PřF MU, 30 s.
- MARGIELEWSKI, W. (1998): Landslides phases in the Polish Outer Carpathians and their relation to climatic changes in the Late Glacial and the Holocene. *Quaternary Studies in Poland*, 15, s. 37-53.

- MÁRTON, E., VASS, D., TÚNYI, I. (1995): Early Tertiary rotations of the Pelso megaunit and neighbouring Central Western Carpathians. In: Hamršíd, B. (ed.): New results in Tertiary of West Carpathians II, Moravian Oil Company, Hodonín.
- McKEOWN, F., A., JONES-CECIL, M., ASKEW, B., L., MCGRATH, M., B. (1988): Analysis of stream-profile data and inferred tectonic activity, eastern Ozark Mountain region. U.S. Geol. Survey bull, 1807, s. 35.
- MENČÍK, E. (1983): Komplexní geologické zhodnocení úseku Sever. MS Archiv ÚÚG Brno.
- ONDŘEJ, T. (2000): Zarovnané povrchy Valašskobystřické vrchoviny a jejího severního předpolí. Sborník ČGS, 105, č. 4, Praha, s. 333-346.
- PEŠL, V. (1989): Vysvětlivky k Základní geologické mapě 1: 25 000, list Horní Bečva. MS Archiv ÚÚG Brno.
- SHREVE, R., L. (1966): Statistical law of stream numbers. Jour. Geology, 74, s. 17-37.
- STEHLÍK, O. (1964): Příspěvek k poznání tektoniky beskydského horského oblouku. Geografický časopis, 16, Bratislava, s. 271-280.
- STRAHLER, A. N. (1952): Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. Bull. Geol. Soc. Am., 63, s. 1117-1142.
- STRAHLER, A. N. (1964): Quantitative geomorphology of drainage basin and channel networks. In: Chow, T. (ed.): Handbook of Applied Hydrology, McGraw-Hill, New York, s. 4-11.
- STRÁNÍK, Z. a kol. (2002): Vysvětlivky k Základní geologické mapě 1: 25 000, list Holešov. MS Archiv ČGS Praha.
- SUMMERFIELD, M., A. (2000): Geomorphology and Global Tectonics. Wiley, Chichester, New York, Weinheim, s. 367.
- TUCKER, G., E., CATANI, F., RINALDO, A., BRAS, R., L. (2001): Statistical analysis of drainage density from digital terrain data. Geomorphology, 36, s. 187-202.
- VOŽENÍLEK A kol. (2001): Integrace GPS/GIS v geomorfologickém výzkumu. UP, Olomouc, 185 s.
- ZUCHIEWICZ, W. (1995): Neotectonics of Poland: A State-of-the-art Review. Folia Quaternaria, Kraków, 66, s. 7-37.
- ZUCHIEWICZ, W. (1998): Structural geomorphological studies in the Polish Carpathians, a review. Studia Geom. Carp.-Balcan, 32, Kraków, s. 31-45.

Summary

USING GIS TO DETECT NEOTECTONICS IN THE VSETÍNSKÉ VRCHY MOUNTAINS AND IN THEIR SURROUNDINGS

This paper deals with the contribution of DEM (digital elevation model) to the neotectonic history of landscape. The Vsetínské vrchy Mountains were selected as a model territory for application of these techniques. The model territory is situated in the Outer Western Carpathians (eastern part of the Czech Republic). Its total area is 367 square km. The difference between the highest (Vysoká Mt., 1 024 m) and the lowest points (the confluence of the Rožnovská and the Vsetínská Bečva Rivers) is 739 m. The bedrock of the Vsetínské vrchy Mountains is built of flysch rocks of the Raca, Foremagura and Silesian nappes. It consists of alternating layers of sandstone and claystone. The rock resistance varies according to the component ratio of both rocks and the degree to which they are consolidated. Quaternary sediments are represented by slope deluvial deposits. The neotectonic period in this part of the Carpathians began in the middle of the Badenian (15.0–14.0 Ma). The absence of marine sediments older than the early Badenian ones is evident on the continual uplift from that time.

The model territory was divided into 28 river basins of the 3rd and higher orders according to Strahler's classification of streams. The total area of the largest one, the Bystřice River, is 85.3 square km. The smallest one, the Kyvňáčka River, has an area of 2.3 square km. The results show a strong interdependence between the morphology and the bedrock lithology of the model territory. The most elevated parts as well as the steepest slopes are built by the most resistant rocks. Gentle slopes are predominantly built by less resistant rocks. Flat surfaces („planation surfaces“) which are situated in the highest parts of some ridges are due to the geological structure as well as to the landscape evolution. The impossibility to date them calls in question neotectonic theories, which are based on their different altitudes.

Because the strong interdependence between the morphology and the bedrock lithology of the Vsetínské vrchy Mountains was proved, it will be further necessary to re-evaluate the present theory dealing with the evolution of this part of the Outer West Carpathian topography. These results together with new geological and geophysical findings show that the evolution of the Carpathian topography was proceeding continually. There is no reason to assume the presence of any periods of tectonic standstill here. The topographic relief probably experienced the state of dynamic equilibrium. The uplift of the model territory and of its surroundings was caused by an isostatic rebound of the platform, which started after the slab breakaway and still persists (middle of the Badenian). The Quaternary ice-sheet probably caused an additional, though only temporal acceleration of this uplift. In the Holocene, the most important denudational processes are mass-movements, especially landslides.

A great number of new morphometric data is the main asset of this paper. The advantage of DEM is its quickness and flexibility. However, a comparison of DEM results with geological data is necessary.

Fig. 1 – The model territory is marked off by the Vsetínská and Rožnovská Bečva valley bottoms. V. V. – Vizovická vrchovina Highlands.

Fig. 2 – Individual groups of beds were divided into categories according to their resistance. Rocks: the most resistant ones (black), the middle resistant ones (grey), the least resistant ones (white).

Fig. 3 – The model territory was divided into river basins of the 3rd to the 5th order according to Strahler's classification. Each river basin mouths into one of the both Bečvas. River basins names are given in Tab. 11.

(Pracoviště autora: katedra geoinformatiky Přírodovědecké fakulty UP, tř. Svobody 26, 771 46 Olomouc.)

Do redakce došlo 20. 12. 2002