
GEOGRAFICKÝ ČASOPIS

56

2004

4

*Tomáš Pánek**

MORFOTEKTONIKA SLEZSKÉHO A MAGURSKÉHO PŘÍKROVU NA ÚZEMÍ ZÁPADNÍCH BESKYD (ČESKÁ REPUBLIKA)

T. Pánek: Morphotectonics of the Silesian and Magura nappe in the area of the Western Beskydy Mts. (Czech Republic). *Geografický časopis*, 56, 2004, 4, 8 figs., 3 tabs., 26 refs.

The aim of the presented study is to deal with specifics of the morphostructural formation of the Silesian and Magura nappes in the area of the Western Beskydy Mts. Both the nappe units represent basic geological systems of the flysch range of the Western Beskydy Mts. with considerably diverse displays of synorogenic deformations. By means of morphometric and statistical methods some differences in the geomorphology of the nappe units were identified and at the same time zones with displays of young Quaternary tectonics were defined. Digital elevation model (DEM) made it possible to map concrete relief displays of both passive and active morphostructures.

Key words: Western Beskydy Mts., flysch, morphotectonics, morphostructures, hypsometric analysis, morphometry, digital elevation model (DEM)

ÚVOD

Západní Beskydy jsou nejvyšším horským celkem Západních Karpat na území České republiky FG. Z morfostrukturálního hlediska se jedná o velmi pestré území s výraznými reliéfovými projevy litologie, úložných poměrů hornin a disjunktivních i plastických tektonických deformací. Strukturní náplní území jsou magurský a slezský příkrov, které jsou základními stavebními jednotkami vnitřních Západních Karpat.

* Katedra fyzické geografie a geoekologie, Přírodovědecká fakulta Ostravské univerzity, Chittussiho 10, 710 00 Slezská Ostrava, Česká republika

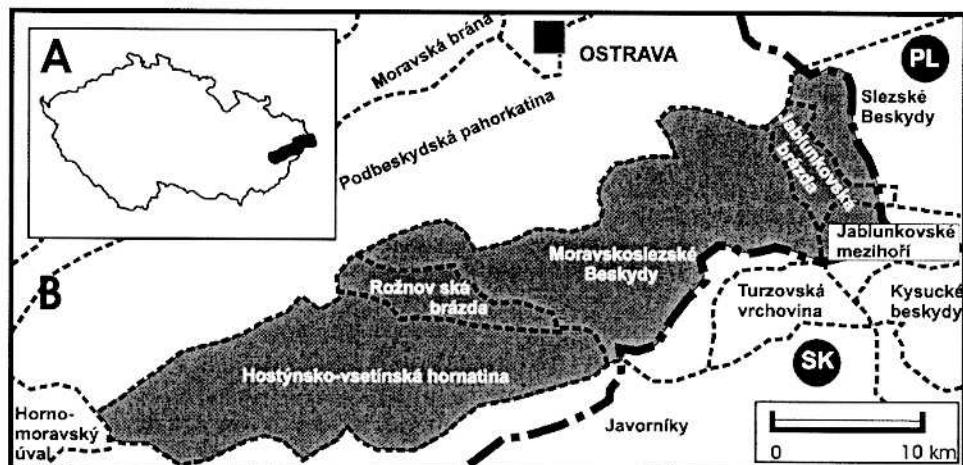
Vymezené území nebylo v minulosti pokryto geomorfologickými výzkumy, které odpovídají jeho rozloze, významu a specifickosti. První publikované geomorfologické práce o území Západních Beskyd se zabývaly zejména tektonickými aspekty georeliéfu (Krejčí 1955 a Stehlík 1964). Další geomorfologické studie se zaměřují zejména na plošně omezené území centrální části Moravskoslezských Beskyd, a to hlavně z hlediska hodnocení současných geomorfologických procesů (Buzek 1981).

Předložená práce si klade dvě základní otázky. Prvním problémem je významnost rozdílů ve formování morfostruktur mezi magurským a slezským příkrovem, druhá otázka řeší, zda má zásadní vliv na formování georeliéfu kulminační partie flyšových Karpat litologie, úložné poměry nebo mladá tektonika.

Morfostruktural analýza reliéfu, která se snaží vyřešit nastíněné problémy, sestává z morfometricko-statistické analýzy, studia digitálního modelu terénu (dále jen DEM) a terénního geomorfologického mapování.

POLOHA ÚZEMÍ A JEHO GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA

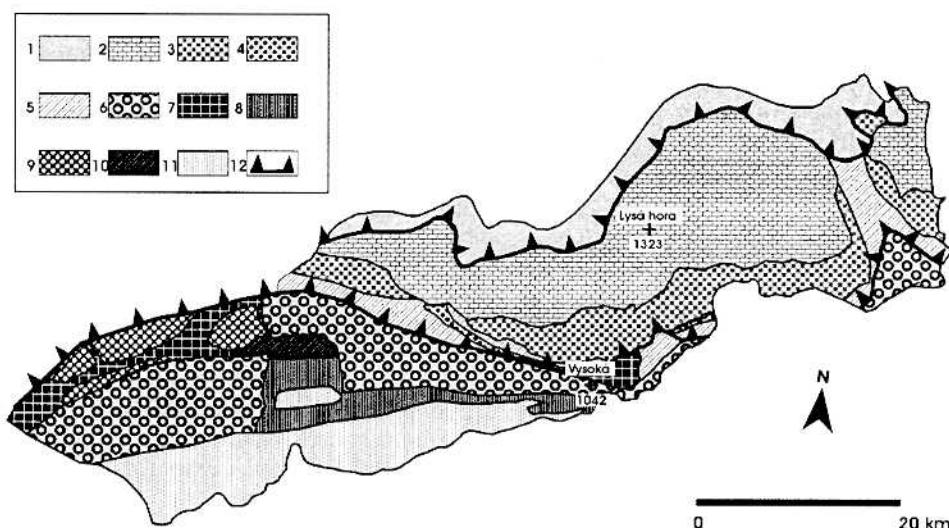
Studované území představuje geomorfologickou oblast o rozloze 1950 km², která je protažena ve směru SZ-JV zhruba mezi městy Zlín a Jablunkov (obr. 1). Délka vymezeného prostoru je cca 90 km, šířka činí maximálně 25 km. Západní Beskydy se skládají ze čtyř geomorfologických celků (od západu): Hostýnsko-vsetinská hornatina, Rožnovská brázda, Moravskoslezské Beskydy, Jablunkovská brázda, Slezské Beskydy a Jablunkovské mezihoří. Nejvyšším bodem je Lysá hora (1323 m) v Moravskoslezských Beskydech, celkové převýšení území činí 1078 m. Celkově roste nadmořská výška území směrem z jihozápadu k severovýchodu.



Obr. 1. Poloha a vymezení studovaného území
(čárkovaně jsou vyznačené geomorfologické celky)

Základní geologické črtý území tvoří tři strukturní patra akrečního prizmatu, tvořená flyšovými střížnými příkrovovými (obr. 2).

V nejspodnější pozici leží podslezský příkrov zahrnující svrchnokřídové až oligocenní flyšové sedimenty, převážně v jílovcovém vývoji. Ve vlastním studovaném území se na povrchu horniny podslezského příkrovu prakticky nevykrytuje, protože jsou zakryty výše situovanými příkrovovými. Jedinou výjimkou jsou menší tektonická okna (např. frýdlantské tektonické okno při severním omezení mapovaného území). Podslezský příkrov se v georeliéfu území prakticky neprojevuje.



Obr. 2. Zjednodušená geologická stavba Západních Beskyd

1 – drobně rytmický flyš dílčího těšínského příkrovu (horní spodní křída), 2 – godulské souvrství (svrchní křída), 3 – istebňanské souvrství (svrchní křída-paleocén), 4 – cižkovický pískovec (eocén), 5 – paleogén slezské jednotky, 6 – soláňské souvrství račanské jednotky magurského příkrovu (svrchní křída-eocén), 7 – hostýnské vrstvy račanské jednotky magurského příkrovu (paleocén-eocén), 8 – drobně rytmický flyš běloveského souvrství račanské jednotky (eocén), 10 – újezdské vrstvy račanské jednotky (eocén), 11 – drobně rytmický flyš zlínského souvrství račanské jednotky (eocén-oligocén), 12 – nasunutý příkrov (upraveno podle dílčích geologických map 1:25 000 a 1:50 000)

V tektonickém nadloží podslezského příkrovu vystupují na velkých plochách horninové komplexy k jihu ukloněného deskovitého tělesa slezského příkrovu, který obsahuje vrstevní sledy o stáří spodní křída až oligocén (Menčík et al. 1983). Slezský příkrov se rozpadá do dvou dílčích příkrovů, kterými jsou godulský příkrov (zaujímá podstatnou část Moravskoslezských Beskyd) a těšínský příkrov (buduje výrazně rozpojenou morfostrukturu Podbeskydské pahorkatiny na severním předpolí Moravskoslezských Beskyd). Horniny dílčího godulského příkrovu, které jsou součástí slezské jednotky, budují převážnou část Rožnovské brázdy, Moravskoslezských Beskyd, Jablunkovské brázdy a Slezských Beskyd. Podle pozice čela slezského příkrovu, vzhledem k miocenním sedimentům předhlubně lze datovat poslední výraznější horizontální přesuny před svrchním

bádenem během mladoštýrské alpinotypní fáze (Menčík et al. 1983). Hodnota horizontálního přesunu slezského příkrovu se odhaduje minimálně na 30 km.

V nejvyšší strukturní pozici se nachází račanská jednotka magurského příkrovu s výchozy hornin o stáří svrchní křída až eocén. Linie nasunutí magurského příkrovu na podslezský a slezský příkrov sleduje v hrubých rysech severní okrajový svah Hostýnsko-vsetínské hornatiny a česko-slovenské pohraniční pásmo v jižní části Moravskoslezských Beskyd. Do východní části studovaného území zasahuje magurský příkrov pouze v podobě menšího území Jablunkovského mezihoří. Tektonika magurského příkrovu je velmi odlišná od slezského příkrovu a projevuje se silným zvrásněním s přítomností synklinálních a antiklinálních pásem směru ZJZ-VSV a SZ-JV. Nasunutí magurského příkrovu proběhlo již během sávské orogenetické fáze na rozhraní oligocénu a miocénu, v pozdější štýrské fázi došlo k dalším příkrovovým deformacím. Maximální hodnota násunu dosahuje u Zlína okolo 20 km, ve východní části území se hodnota pohybuje pouze kolem několika kilometrů.

Rozložení příkrovových jednotek, jejich vnitřní stavba a tektonika je velmi výrazně ovlivněno morfologií fundamentu příkrovů, který tvoří prekambrické a paleozoické komplexy (Dopita et al. 1997). Ve vymezeném území se signifikantně projevují zejména přičné deprese v morfologii fundamentu směru SZ-JV a nápadný subbeskydský stupeň, na kterém se ponořuje fundament příkrovu velmi rychle směrem k jihu. Morfologickým projevem subbeskydského stupně je zjevně monoklinální úklon tělesa slezského příkrovu v centrální části Moravskoslezských Beskyd a celková geometrie čelního pásmá dílčího godulského příkrovu, který zde tvoří zjevně strukturu typu *fault bend fold*, resp. *fault propagation fold* (Burbank a Anderson 2001).

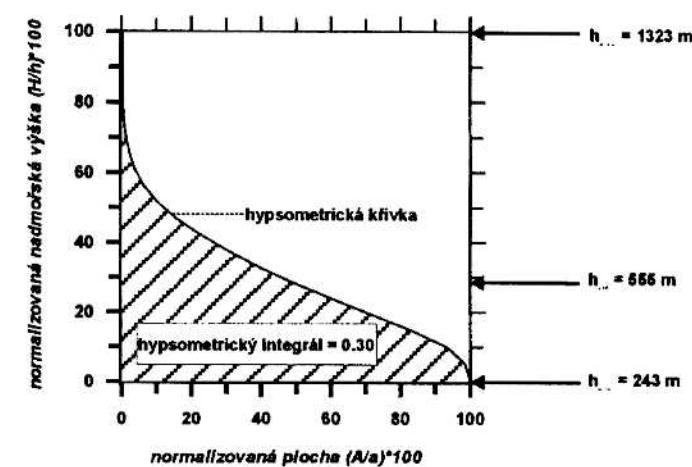
METODY MORFOSTRUKTURNÍ ANALÝZY GEORELIÉFU

Hypsometrická analýza

Hypsometrická analýza je založena na studiu vztahu mezi nadmořskou výškou a plochou území (obr. 3). Klasickým prostředkem hypsometrické analýzy je konstrukce hypsometrické křivky, jejíž tvar odráží tektonické, litologické a klimatické podmínky formování daného území (Huertrez et al. 1999). Císelným vyjádřením tvaru hypsometrické křivky je tzv. hypsometrický integrál (Summerfield 1991, p. 211). Oblasti s vysokou hodnotou hypsometrického integrálu se velmi často kryjí se zónami mladé tektonické činnosti, jak bylo v poslední době ukázáno ze seismicky aktivních oblastí světa (Delcaillau et al. 1998, Chen et al. 2003, Riquelme et al. 2003).

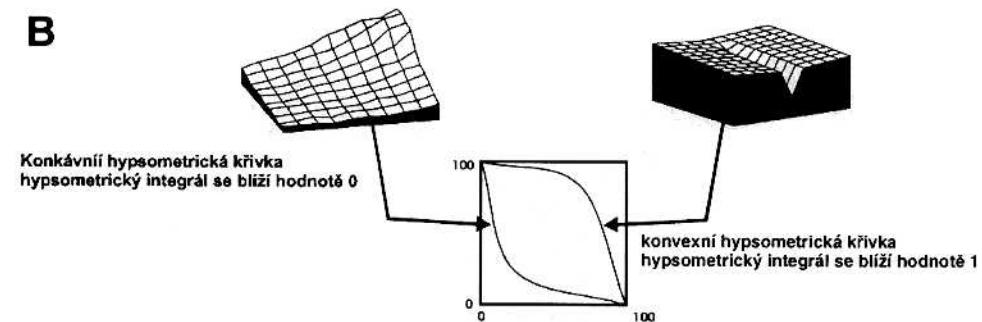
Ve studovaném území byla pro vybraná povodí zkonstruována hypsometrická křivka a vypočítán hypsometrický integrál. Hodnota hypsometrického integrálu počítaná pro 60 povodí 4. řádu kolísá v rozmezí 0,25-0,54, hodnoty jsou v území rozprostřeny celkem nerovnoměrně, s průměrnou hodnotou vyšší v oblasti magurského příkrovu. Povodí se zvýšenou hodnotou hypsometrického integrálu jsou situovaná na čele magurského příkrovu v jižní a jihozápadní části území a ve východní části slezského příkrovu v okolí Jablunkovské brázdy. Zvýšené hodnoty integrálu zde zhruba kopírují areály přesmykových defromací, násunová čela příkrovů a poklesové zlomy.

A



$$\text{hypsometrický integrál(Hint)} = \frac{h_{\text{stř}} - h_{\min}}{h_{\max} - h_{\min}}$$

B

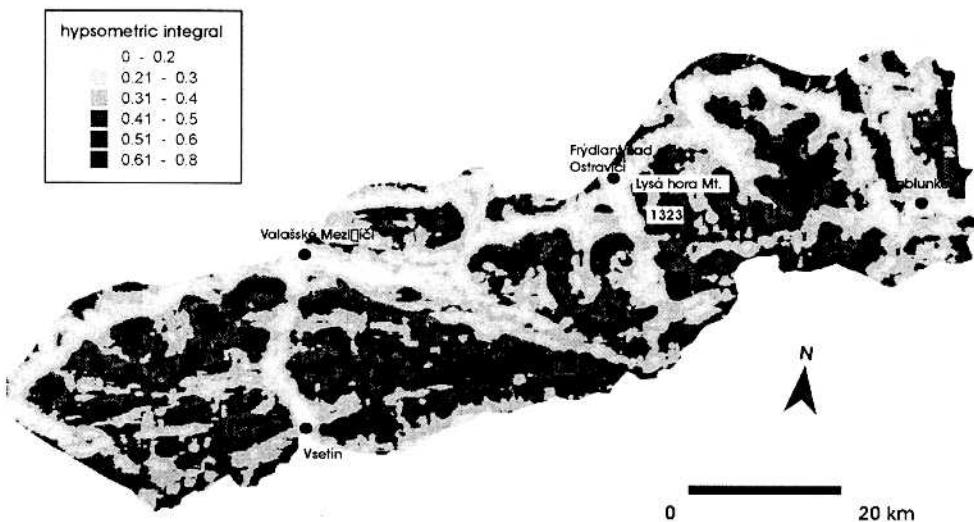


Obr. 3. Hypsometrická křivka a její interpretace

A – výpočet hypsometrického integrálu na příkladu hypsometrické křivky území Západních Beskyd, B – tvar hypsometrických křivek v závislosti na charakteru reliéfu (upraveno podle Huertreze et al. 1999)

Lepší představu pro plošné hodnocení hypsometrických poměrů přineslo zkonstruování mapy hypsometrického integrálu z DEM (obr. 4). Hypsometrický integrál je zde zobrazen kontinuálně v celé ploše studovaného území a hodnoty se vytahují k ploše pohybujících se čtverců o straně 2,05 km. Výpočet byl proveden nad DEM v programu SURFER 8 s mírnou modifikací, kdy hodnota střední nadmořské výšky vstupující do vzorce pro výpočet hypsometrického integrálu (obr. 3) byla nahrazena mediánem. Rozložení hodnot hypsometrického integrálu koresponduje s tektonickou stavbou území. Vysoké hodnoty nad 0,5

se nachází zejména na čele magurského příkrovu, v prostoru blokově vyzdvižené kulminační partie Moravskoslezských Beskyd, na jihozápadním okraji studovaného území, zhruba podél linie holešovského zlomu, a podobně rovněž podél jablunkovského zlomového pásma ve východní části území. Plošně nejrozsáhlejší území s vysoce nadprůměrnou hodnotou integrálu nad 0,6 je situované ve východní části Moravskoslezských Beskyd, kde kopíruje východní křídlo klenbového výzdvihu, který vytvořil dnešní elevační strukturu mezi nejvyšším bodem území Lysou horou a jablunkovským zlomovým pásmem.



Obr. 4. Rozložení hodnot hypsometrického integrálu v oblasti Západních Beskyd (hodnoty vztažené ke čtverci pohybujícího se filtru o straně 2,2 km)

Morfometrická analýza vybraných povodí

Ve vymezeném území byly studovány vybrané morfometrické parametry, které jsou obvykle považovány za vhodné nepřímé ukazatele morfostrukturních a neotektonických poměrů (Engstrom 1989, Zuchiewicz 1989, 1995 a 2002). Cílem bylo porovnat měřitelné charakteristiky georeliéfu mezi oběma hlavními příkrovovými jednotkami území.

Pro vzájemné srovnání jednotlivých částí území a příkrovových jednotek bylo nutné v prvé řadě vybrat srovnatelné plošné jednotky. Pro porovnání jednotlivých oblastí Západních Beskyd byly proto vybrány všechny povodí údolí 4. řádu podle Strahlerovy klasifikace. Celkem se jedná o 60 povodí, 28 povodí se nachází v prostoru slezského příkrovu a 32 povodí v prostoru magurského příkrovu.

Studováno bylo celkem 8 morfometrických parametrů, které lze seskupit do tří skupin: 1) charakteristiky gradientu území (energie reliéfu, index reliéfu), 2)

charakteristiky údolních sítí (hustota údolní sítě, bifurkační index, poměr počtu údolí prvního řádu k celkovému počtu údolí, frekvence údolí), 3) charakteristiky tvaru povodí (index protažení povodí, index kompaktnosti povodí).

Energie reliéfu R představuje základní charakteristiku vertikální členitosti území a zároveň je veličinou vstupující do dalších morfometrických výpočtů. Parametr byl vypočítán jako rozdíl H_{\max} a H_{\min} v každém ze studovaných povodí. Hodnoty kolísají v rozsahu 242-909 m, největší hodnoty vykazují povodí situovaná v prostoru dílčího godulského příkrovu v kulminační partií Moravskoslezských Beskyd (povodí Mohelnice, Celadenky, Řečice atd.). Energie reliéfu je prvním hrubým náhledem na rozložení neotektonických pohybů v území.

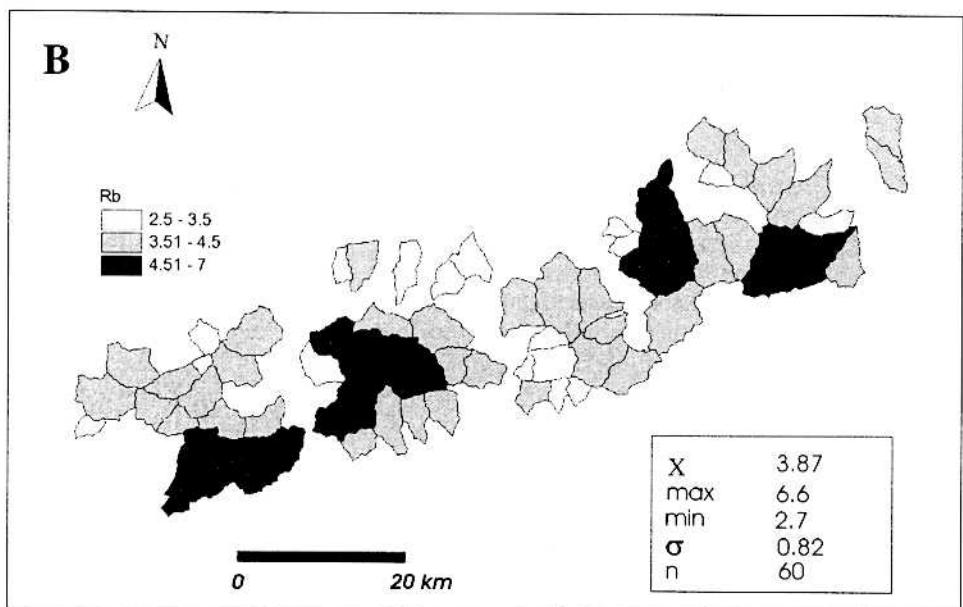
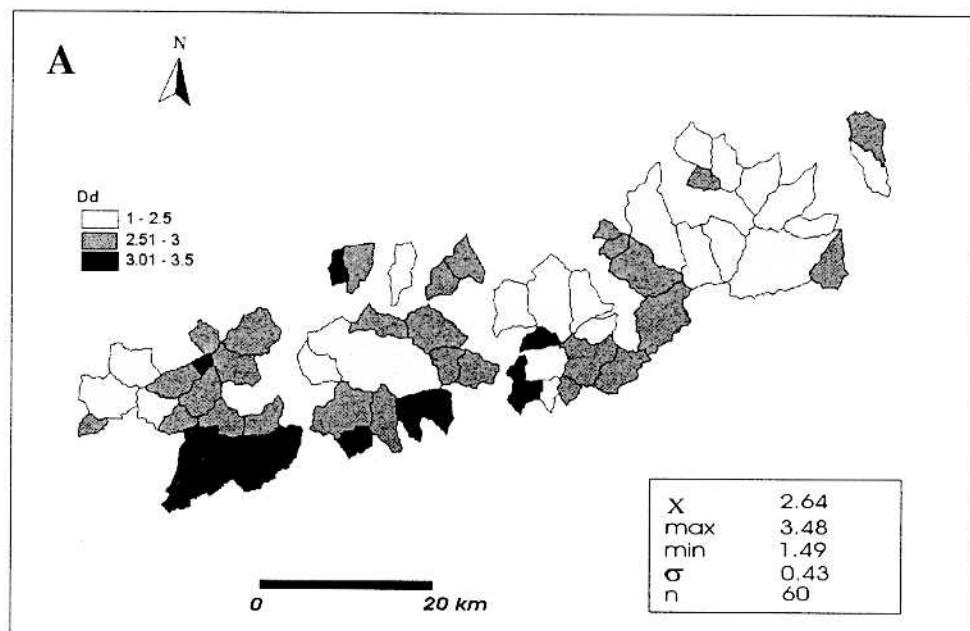
Index reliéfu Rr je bezrozměrnou charakteristikou, vypočítanou jako poměr mezi energií reliéfu *R* a délkou povodí *L*. Jeho hodnota se zvětšuje se zmenšováním délky povodí a růstem energie reliéfu. Průměrná hodnota indexu reliéfu ve studovaném území je 0,09 s rozsahem 0,03-0,25. Největší hodnoty mají podobné rozložení jako energie reliéfu v kulminační partií Moravskoslezských Beskyd, vysokých hodnot dosahují, na rozdíl od absolutní energie reliéfu, rovněž anaklinální povodí na čele magurského příkrovu v Hostýnsko-vsetínské hornatině (obr. 5). Dlouhá povodí s největší hodnotou energie reliéfu v kulminační partií Moravskoslezských Beskyd mají hodnotu indexu reliéfu redukovanou.

Hustota údolní sítě Dd, počítaná jako poměr sumy délek všech údolnic v daném povodí k jeho ploše, má do značné míry inverzní rozložení maximálních hodnot ve srovnání s hodnotami *R* a *Rr*. Největší hodnoty jsou rozloženy v území s malou hodnotou vertikální členitosti v jihozápadní a jižní části Hostýnsko-vsetínské hornatiny na komplexech zlinského souvrství magurského příkrovu (např. povodí Všemínky, Rokytenky a Trnávky). Hodnoty v rámci 60 studovaných povodí kolísají v rozmezí 1,49-3,48 km·km⁻² s průměrnou hodnotou 2,63 (obr. 5).

Bifurkační index Rb je ukazatelem větvění údolních systémů v povodí. Počítá se jako průměrná hodnota dílčích bifurkačních indexů (tj. poměr mezi počtem údolí 1. a 2. řádu, poměr mezi počtem údolí 2. a 3. řádu a poměr mezi počtem údolí 3. a 4. řádu). Vysoké hodnoty bifurkačního indexu se podle Zuchiewicze (1989) nachází v územích s přítomností mladých tektonických pohybů. Ve studovaném území je průměrná hodnota bifurkačního indexu 3,87 v rozmezí naměřených hodnot 2,7-6,61. Nejvyšší hodnoty vykazují povodí s velkou hustotou údolní sítě (např. Všemínka, Trnávka a Rokytenka), povodí situovaná v kulminační partií Moravskoslezských Beskyd (Mohelnice) a povodí ústící do prolomu Jablunkovské brázdy (Lomná).

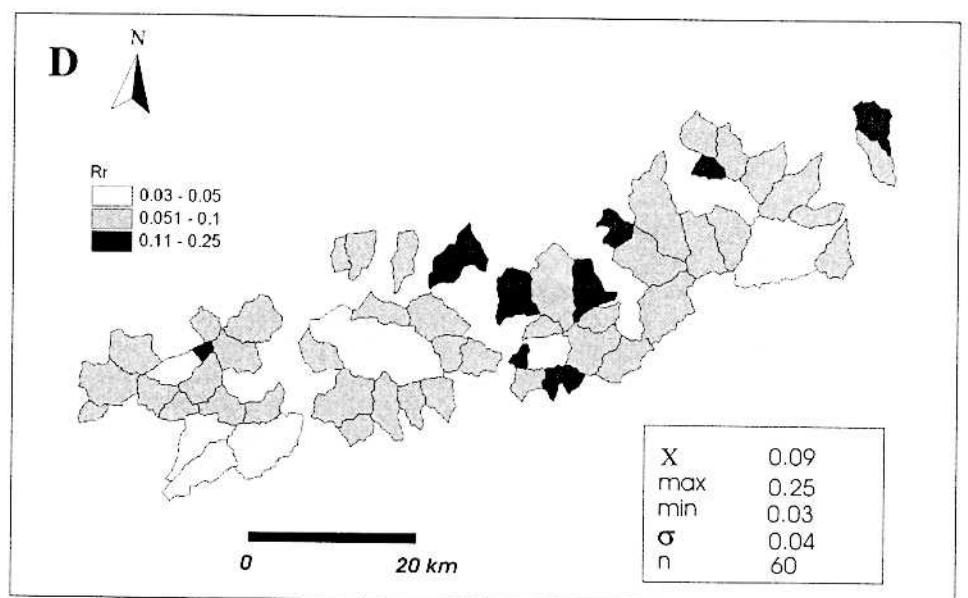
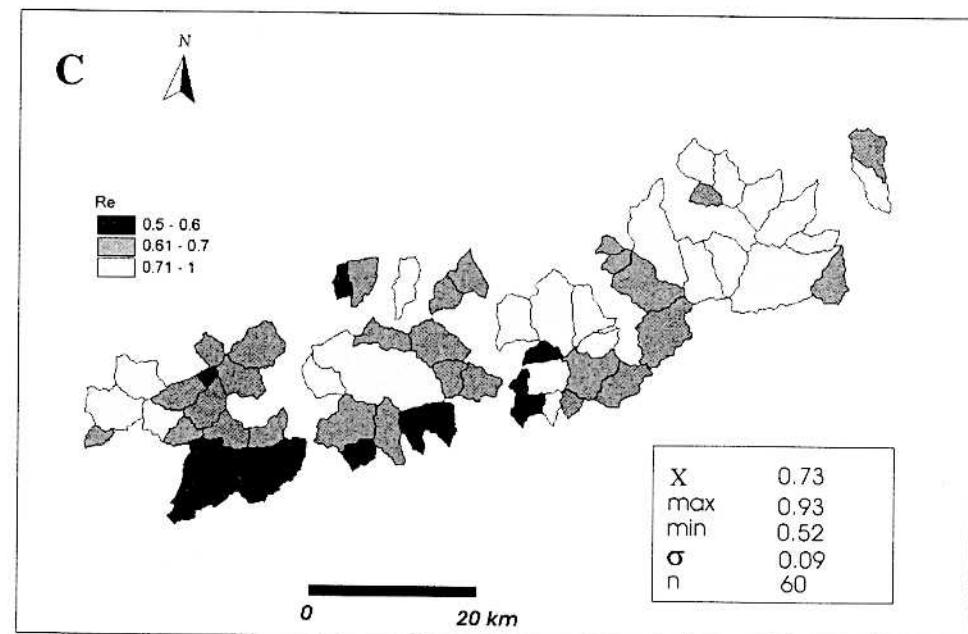
Poměr počtu údolí prvního řádu k celkovému počtu údolních segmentů N1/N ukazuje stupeň omlazení daného povodí. Podobně jako v případě *Rb* indikuje poměr *N1/N* možnou přítomnost mladých tektonických pohybů a zejména lithologickou diverzitu (Zuchiewicz 1989). Prostorové rozložení hodnot je podobné jako u bifurkačního indexu s rozpětím 56,8-82,6 %, průměrná hodnota je 74,9 %.

Frekvence údolí Fv je charakteristika počítaná z poměru počtu údolních segmentů k celkové ploše povodí. Charakteristika *Fv* silně koreluje s *Dd* a její hodnoty vykazují podobné prostorové rozmístění jako v případě *Dd*. Průměrná hodnota je 5,4 s maximem 8,95 a minimem 1,83.



Obr. 5. Vybrané morfometrické charakteristiky povodí Západních Beskyd

A – hustota údolní sítě, B – bifurkační index,



Obr. 5. (pokr.)

C – index protážení povodí, D – index reliéfu

Index protažení povodí Re se vypočítá ze vztahu $Re = (2\sqrt{A}/\sqrt{\pi})/L$, kde A je plocha povodí a L je délka povodí. Se zvětšující se hodnotou indexu se půdorysný tvar daného povodí blíží k ideálnímu kruhu s plochou stejnou jako je povodí. Podle Zuchiewicze (2001) kolísají hodnoty Re od < 0,50, přes 0,50–0,75 až po > 0,75 pro povodí v tektonicky aktivních, mírně aktivních a neaktivních oblastech. Většina povodí studovaného území se nachází podle tohoto ukazatele v zóně se slabými tektonickými pohyby, pouze několik málo povodí (např. Mohelnice, Hluchová atd.) se blíží svými hodnotami do kategorie s intenzivními neotektonickými výzdvihy (obr. 5).

Index kompaktnosti povodí Bc je kvantitativním ukazatelem členitosti půdorysu povodí. Počítá se jako poměr mezi délkou obvodu (perimetru) povodí a jeho plochou. Se zvětšující se hodnotou Bc se zvětšuje délka hlavní rozvodnice na úkor plochy povodí, roste tedy půdorysná členitost povodí (obr. 5). Vysoké hodnoty Bc vykazují zejména povodí v méně odolných horninách s dlouhodobějším působením eroze.

Analýza DEM

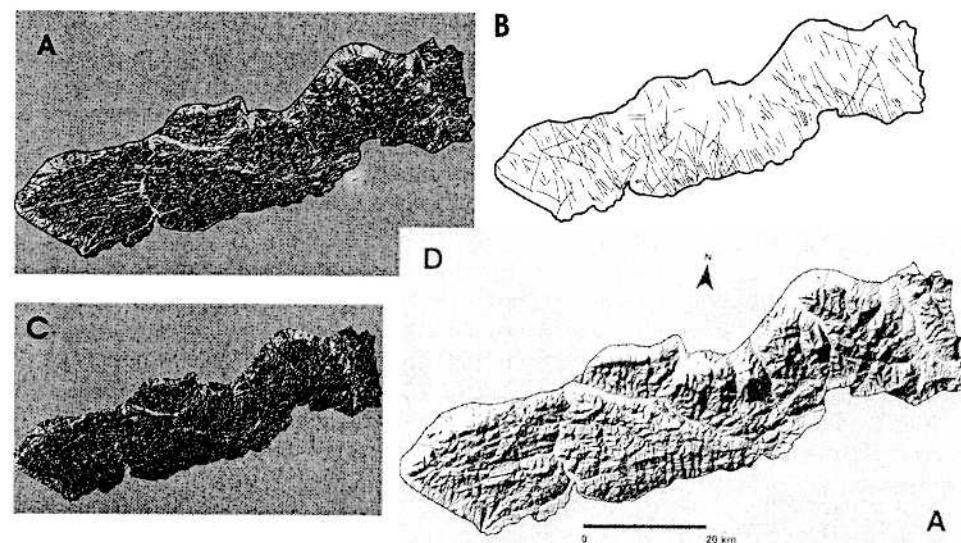
Analýza digitálního modelu terénu (dále DEM) patří v současné době k nejmodernějším metodám v morfostrukturální analýze reliéfu (Mayer 2000, Oguchi et al. 2003). Oproti topografickým mapám má DEM řadu výhod, spočívajících v názornější počítacové vizuální interpretaci studovaného reliéfu a v možnostech rychlého získávání odvozených informací. V poslední době se ukazuje, že DEM není jen silným nástrojem tektonických geomorfologů (Jordan et al. 2003), ale i strukturních geologů (Jelínek 2003).

Efektivitu využití DEM při morfotektonických analýzách lze spatřovat v následujících skutečnostech: 1) usnadnění interpretace reálného povrchu prostřednictvím různých vizualizačních metod (3D i 2D metody), 2) možnost rychlého získání odvozených morfometrických parametrů a jejich vhodného vizuálního vyjádření, 3) automatizace získávání některých morfotektonických jevů, např. lineamentů (Jedlička a Mentlík 2003), 4) propojení DEM s GIS s možnostmi dalších prostorových analýz.

Základem morfostrukturální interpretace DEM s 50 metrovým rozlišením byla analýza tzv. stínovaného reliéfu a 3D povrchu. Stínovaný reliéf je rastrovým vyjádřením, kde je pro každý čtverec gridu počítána orientace a jednotlivé pixely mění svůj odstín v závislosti na úhlu simulovaného nasvícení. Výsledné vyjádření je velmi názorné a působí plasticky, což je výhodné pro hledání lineárních i nelineárních rysů v georeliéfu (obr. 6). Jako účelné se ukázalo i využití 3D povrchu, což je prostorové vyjádření georeliéfu s možností odstupňování jednotlivých hypsometrických stupňů i simulace nasvícení podobně jako u stínovaného modelu reliéfu.

Kromě simulace reálného povrchu byly nad DEM studovaného území vypočteny vybrané morfometrické ukazatele, jejichž prostorové vyjádření v podobě stínovaného modelu přineslo nové informace o morfostrukturálních poměrech území. Velmi efektivní obraz prostorového rozložení tektonicky i litologicky podmíněných forem reliéfu přinesla konstrukce map směrových derivací. Metoda je založena na výpočtu změn nadmořských výšek v předem definovaném

směru (Jordan et al. 2003.). Aplikována byla metoda první i druhé směrové derivace. Metoda je velmi citlivá na znázornění průběhu terénních hran, které se zde projeví ve zvýrazněné podobě na úkor ostatních částí povrchu (obr. 6). Vzhledem k charakteru území byly počítány derivace ve směru západ – východ a sever – jih, tj. zhruba paralelně a přičně na průběh orogénu.



Obr. 6. DEM Západních Beskyd a jeho vizualizace

A – první směrová derivace DEM ve směru S-J v podobě stínovaného modelu, B – topolineamenti odvozené z DEM, C – sklon reliéfu vyjádřený v podobě stínovaného modelu, D – stínovaný reliéf území se směrem nasvícení od SZ pod úhlem 45°

Interpretace vybraných metod analýzy DEM přinesla v některých částech území nový pohled na možný morfostrukturální vývoj. Jednotlivé vizualizace DEM a odvozené parametry se vyznačují specifickou citlivostí na vybrané morfostrukturální prvky. Stínovaný model reálného povrchu a 3D zobrazení ukazují velmi názorně zejména projevy směrných tektonických deformací, litologických projevů (např. strukturní hřbety podél Rožnovské brázdy), vrássových deformací (antiklinální a synklinální pásmá v magurském příkrovu, javornická brachysynklinála ve slezském příkrovu atd.) a významných normálních (poklesových) zlomů (holešovský zlom, jablunkovské zlomové pásmo). Vizuální analýza stínovaného modelu a 3D povrchu navíc ukázala velmi zřetelně anulární stavbu kulminační partie slezského příkrovu v Moravskoslezských Beskydech. Stínovaný model směrových derivací terénu odhalil velmi hustou síť topolineamentů příčných na směr hlavních strukturních prvků území. Tyto linie směru SZ-JV, S-J až SSV-JJZ lze interpretovat zřejmě jako puklinové systémy a v některých případech zřejmě i normální (poklesové) zlomy s částečně horizontální složkou pohybu. Topolineamenti v uvedeném kontextu lze chápat jako všechny lineárně uspořádané segmenty georeliéfu, jejichž směr má vztah k regionálnímu tektonickému plánu území (nejedná se vždy jen o projevy hlubinných struktur).

VÝSLEDKY

Hypsometricko-morfometrická analýza území a interpretace DEM přinesla základní data o prostorovém rozložení indikátorů morfotektonických poměrů.

Z geomorfologického hlediska se jeví magurský a slezský příkrov jako dvě podstatně odlišné jednotky. Řada morfometrických parametrů povodí, které byly studovány, vykazuje odlišné hodnoty v rámci obou příkrovových jednotek. Významnost rozdílů středních hodnot morfometrických parametrů mezi magurským a slezským příkrovem byla testována pomocí *t*-testu (tab. 1). V první fázi byla testována významnost rozdílu rozptylů morfometrických charakteristik mezi slezským a magurským příkrovem pomocí *F*-testu. Testování pomocí *F*-testu (testování významnosti rozdílu rozptylů) a *t*-testu (testování významnosti rozdílů středních hodnot jednotlivých charakteristik s ohledem na výsledek *F*-testu) bylo uskutečněno na hladině významnosti $\alpha = 0,05$.

Tab. 1. Průměrné hodnoty morfometrických charakteristik magurského a slezského příkrovu

Charakteristika	Magurský příkrov	Slezský příkrov	<i>P</i>
<i>A</i> (km^2)	16,52	18	0,6436616882
<i>L</i> (km)	6,62	6,8	0,8070455745
<i>R</i> (m)	381,75	617,25	0,0000000002
<i>Rr</i>	0,06	0,1	0,0005537329
<i>H int</i>	0,44	0,39	0,0005857922
<i>Rb</i>	4,02	3,7	0,1359770451
<i>N1/N (%)</i>	75,91	73,83	0,0673255792
<i>Dd</i> ($\text{km} \cdot \text{km}^{-2}$)	2,82	2,42	0,0002531731
<i>Fv</i> ($\text{n} \cdot \text{km}^{-2}$)	6,00	4,65	0,0009662388
<i>Re</i>	0,71	0,68	0,6483000489
<i>Bc</i>	1,26	1,2	0,5777909753

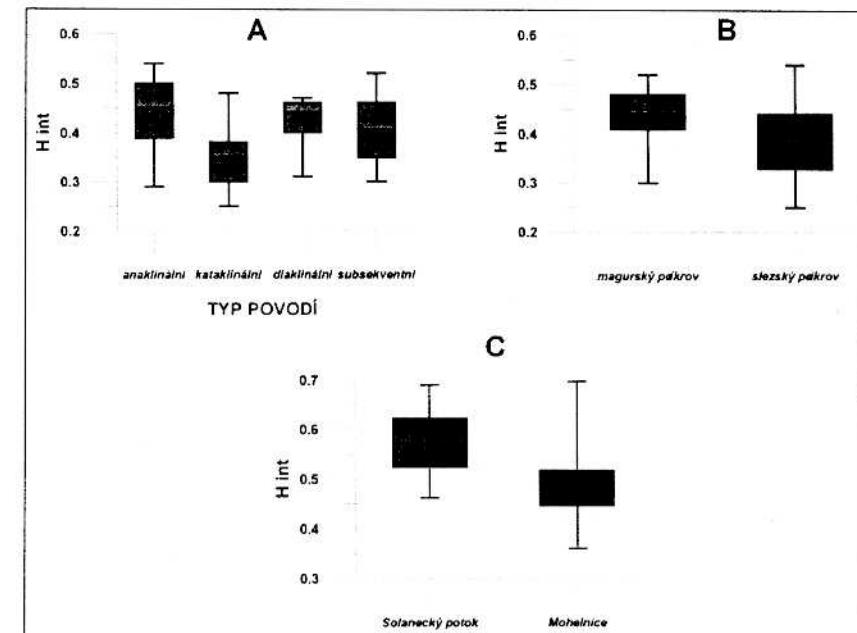
Poznámka: Pro magurský příkrov $n = 32$, pro slezský příkrov $n = 28$, šedě jsou vyznačeny charakteristiky statisticky se významně lišící na hladině významnosti $\alpha = 0,05$ (světle šedou barvou je vyznačena charakteristika ležící těsně za hranicí zamítání nulové hypotézy), hodnota *P* je nejmenší hladina významnosti testu, při které bychom rovnost morfometrické charakteristiky obou příkrovů ještě zamítli.

Z výsledků testování lze konstatovat statisticky významně rozdílné hodnoty u hypsometrického integrálu, charakteristik gradientu území (*R*, *Rr*) a některých parametrů údolních sítí (*Dd*, *Fv*). V případě *N1/N* lze ještě uvažovat o významnějších rozdílech, zatímco nulovou hypotézu nelze zamítou v rozdílech mezi plochou povodí 4. řádu, bifurkačním indexem a charakteristikami tvaru povodí (*Re* a *Bc*).

Vyšší hodnoty ukazatelů gradientu území v prostoru slezského příkrovu jsou zřetelným důkazem neotektonické exponovanosti území, vyššího stupně seg-

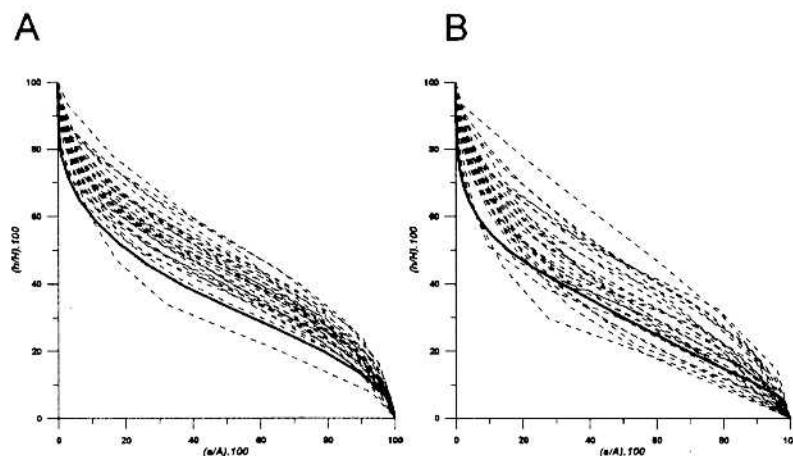
mentace území příčnými tektonickými liniemi odrážejícími morfologii fundamentu, izostáze a přítomností několika kilometrové polohy godulského souvrství. Naopak signifikantně vyšší hodnoty *Dd* a *Fv* v prostoru magurského příkrovu dobře poukazují na pestrou litologii a celkově méně odolné horninové komplexy. V případě *Rb* a *N1/N* se rozdíly mezi slezským a magurským příkrovem stírají. Vysoké hodnoty *Rb* a *N1/N* u magurského příkrovu lze interpretovat jako odraz malé geomorfologické hodnoty hornin a velké litologické pestrosti území, poměrně vysoké hodnoty stejných parametrů u slezského příkrovu mohou být naopak vyvolány většími diferenciálními postorogenními pohyby. Rozdíly středních hodnot parametrů tvaru povodí (*Re* a *Bc*) jsou u obou příkrovových jednotek nepatrné a statisticky neprůkazné.

Zajímavé výsledky přineslo statistické zhodnocení hodnot hypsometrického integrálu (*Hint*). Průměrná hodnota integrálu počítaná pro povodí 4. řádu je prokazatelně vyšší u magurského příkrovu. Při pohledu na kontinuální rozložení hodnot integrálu však vyplývá, že kulminační pásmo slezského příkrovu mezi sedlem Pindula (severně od Rožnova pod Radhoštěm) a jablunkovským zlomovým pásmem dosahuje nejen vyšších absolutních hodnot, ale i rozsáhlejších ploch území s nadprůměrnými hodnotami hypsometrického integrálu, než je tomu u magurského příkrovu (obr. 4). Slezský příkrov je z hlediska hypsometrických poměrů výrazně diverzifikovanější než magurský příkrov (obr. 7), což je patrné z rozptylu hodnot hypsometrického integrálu pro jednotlivá povodí čtvrtého řádu i z tvaru jejich hypsometrických křivek (obr. 8).



Obr. 7. Hodnoty hypsometrického integrálu podle různých kritérií třídění

A – třídění podle úložných poměrů v povodích, B – třídění podle příkrovů, C – rozptyl hodnot hypsometrického integrálu pro elementární povodí náhodně vybraných povodí ze slezského příkrovu (Mohelnice) a z magurského příkrovu (Solanecký potok)



Obr. 8. Tvar hypsometrických křivek pro jednotlivá povodí magurského příkrovu (A) a slezského příkrovu (B) (tučně je znázorněna hypsometrická křivka pro celé území daného příkrovu)

Zpracování morfometrických dat přineslo i důležité poznatky o významu úložných poměrů a geomorfologické hodnoty hornin při formování georeliéfu Západních Beskyd. K uskutečnění této analýzy byla aplikována jednocestná analýza variance (dále jen všeobecně vžitý název ANOVA) na hladině významnosti $\alpha = 0,05$.

Cílem bylo odpovědět na dvě základní otázky:

- 1) existuje statisticky významný rozdíl v měřitelných parametrech georeliéfu povodí situovaných v odlišných strukturních poměrech?
- 2) existuje statisticky významný rozdíl v měřitelných parametrech georeliéfu povodí situovaných v odlišných litologických poměrech?

Základním krokem k zodpovězení první otázky bylo rozřídění povodí podle svých dominantních úložných poměrů. Povodí byla rozřídena na *anaklinální* (situovaná převážně na vrstevních čelech, $n = 14$), *kataklinální* (situovaná převážně na vrstevních plochách, $n = 6$), *diaklinální* (protínající antiklinály a synklinály, $n = 16$) a *subsekventní* (kopírující vrásové osy a pruhy méně odolných hornin, $n = 24$). Z výsledků jednocestné ANOVY (tab. 2) vyplývá, že jednoznačný vliv mají úložné poměry pouze na rozložení hodnot hypsometrického integrálu (*Hint*) a hustoty údolní sítě (*Dd*). V případě ostatních morfometrických parametrů neexistuje ve studovaném území vazba na úložné poměry, což lze vysvětlit silnějším uplatněním litologie a neotektoniky.

K zodpovězení druhé otázky byla studovaná povodí rozřídena podle převažující litologie na *povodí s převahou odolných hornin* (pískovce a slepence, $n = 23$), *povodí litologicky pestré* (s poměrným zastoupením pískovců a jílovců, $n = 25$) a *povodí s převahou málo odolných hornin* (s převahou jílovců a jílovitých břidlic, $n = 12$). Rozřídění proběhlo podle publikovaných geologických map 1:50 000 a 1:25 000 (Menčík et al. 1983, Menčík a Tyráček 1985, Pesl et al. 1991 atd.). Analýza byla dále provedena podobně jako u úložných poměrů

(tab. 3). Na rozdíl od úložných poměrů ovlivňuje litologie větší počet studovaných morfometrických parametrů. Vazbu na litologické poměry vykazují jak parametry gradientu území (*R* a *Rr*), tak parametry údolních sítí (*Rb*, *N1/N*, *Dd* a *Fv*). Hodnota hypsometrického integrálu naopak na litologii závislá není. Podobně jako u úložných poměrů nejsou litologickými poměry ovlivněny charakteristiky tvaru povodí (*Re* a *Bc*).

Tab. 2. Výsledky jednocestné ANOVY pro úložné poměry hornin jednotlivých povodí

Charakteristika	F	P
A	0,876176	0,459003
L	0,569915	0,637144
R	2,403513	0,077102
Rr	0,425725	0,735316
<i>Hint</i>	3,539488	0,020269
Rb	1,699635	0,177531
N1/N	0,505623	0,679981
Dd	3,556634	0,019869
Fv	2,097731	0,110815
Re	1,478401	0,230270
Bc	1,150891	0,336668

Poznámka: Šedě jsou vyznačeny parametry, které jsou signifikantně ovlivněny úložnými poměry hornin na hladině významnosti $\alpha = 0,05$ (světle šedou barvou je vyznačena charakteristika s nižším stupněm ovlivnění), F je vypočítaná hodnota testovací statistiky a P je pravděpodobnost nezamítnutí nulové hypotézy. Kritická hodnota (*Fkrit*) je 2,769433.

DISKUZE

Tělesa magurského a slezského příkrovu v rámci hornatiny Západních Beskyd jsou do značné míry autonomními morfotektonickými jednotkami s vlastní vnitřní strukturní náplní, litologií a paleotektonikou. Jako sjednocující prvek se ukazuje na druhou stranu do značné míry neotektonika, projevující se mimo jiné shodnou segmentací obou příkrovů podél příčných tektonických linií směru SZ-JV až SSV-JJZ.

Statistické zhodnocení morfometrických dat ukázalo hrubé rysy a vzájemné odlišnosti obou jednotek. Paleotektonika spojená s přítomností synorogenních deformací se v dnešním georeliéfu projevuje spíše v mikro a mezoměřítku, protože většina morfometrických parametrů studovaných pro jednotlivá povodí ne-

vykazuje vazbu na úložné poměry hornin. Generelně lze konstatovat, že ve studovaném území roste směrem od jihozápadu k severovýchodu statisticky významně vertikální členitost území, ale zároveň klesá členitost horizontální. Ve stejném směru lze konstatovat silnější neotektonickou transformaci příkrovových struktur, projevující se ve zmenšování vlivu povrchových projevů předneotektonických deformací a v četnějších projevech extenzní tektoniky.

Tab. 3. Výsledky jednocestné ANOVy pro litologické poměry jednotlivých povodí

Charakteristika	F	P
A	0,228650	0,796333
L	0,267325	0,766378
R	3,285736	0,044613
Rr	4,369884	0,017153
Hint	1,729280	0,186589
Rb	3,637866	0,032591
N1/N	4,026378	0,023140
Dd	3,710963	0,030547
Fv	3,732450	0,029972
Re	0,057826	0,943869
Bc	0,584859	0,560493

Poznámka: Šedě jsou vyznačeny parametry, které jsou signifikantně ovlivněny úložnými poměry hornin na hladině významnosti $\alpha = 0,05$, F je vypočítaná hodnota testovací statistiky a P je pravděpodobnost nezamítnutí nulové hypotézy. Kritická hodnota (F_{krit}) je 3,158846.

Hypsometricko-morfometrické parametry a analýza DEM umožnila definovat areály, které v rámci studovaného území vykazují pravděpodobné projevy mladých tektonických deformací. Jedná se o území jihozápadního okrajového svahu Hostýnských vrchů podél linie holešovského zlomu, severní okrajový svah Vsetínských vrchů na čele magurského příkrovu, hřebenové partie Vsetínských vrchů na rozvodí mezi Vsetínskou a Rožnovskou Bečvou, kulminační severní pásmo Moravskoslezských Beskyd, jablunkovské zlomové pásmo s morfologickými projevy okrajových svahů Moravskoslezských a Slezských Beskyd a blok Slezských Beskyd.

Holešovský zlom směru SZ-JV při jihozápadním okraji studovaného území je nápadnou morfotektonickou linií s projevy na okrajovém svahu Hostýnských vrchů, který má charakter rozčleněných facet s malou sinuositou úpatí. Údolí toků protínajících linii holešovského zlomu zpravidla vykazují zvýšený gradient a malou šířku údolního dna. Zlom utíná vráslové struktury Hostýnských vrchů a

došlo podél něj k zaklesnutí pliocenních sedimentů do současného dna Fryštácké brázdy. Mladá kvartérní mobilita zlomu byla již dříve doložena geologickými metodami (Stráník a Švábenická 2000). Uvedení autoři dokonce nevylučují holocenní disjunktivní pohyby v území na jihozápad od holešovského zlomu. V morfometrii se struktura holešovského zlomu projevuje zvýšenou hodnotou hypsometrického integrálu, nápadná je linie zlomu rovněž ve vizualizacích DEM. Lineament holešovského zlomu je regionálně významným strukturním prvkem, protože tvoří přímé jihovýchodní pokračování struktur, podél kterých vznikl rozsáhlý *pull-apart* Hornomoravského úvalu (Jelínek 2003). Hostýnské vrchy jsou jinak extenzní tektonikou postižené poměrně málo, v morfologii převažují projevy pasivních struktur v podobě denudovaných antiklinál a synklinál. Jedinou výjimku tvoří linie zhruba paralelní s holešovským zlomem, která prochází centrální částí hornatiny. V geologické literatuře není uvedena, ale z DEM je patrná její návaznost na systém okrajového zlomu Hornomoravského úvalu. Linie se projevuje v průběhu údolní sítě, nemá však vliv na hypsometrii území a rozložení pravděpodobných zarovnaných povrchů.

Projevy neotektoniky jsou patrné i z východní části magurského příkrovu v oblasti Vsetínských vrchů. Nápadný přímočarý facetovaný svah na čele přesmyku magurského příkrovu vykazuje současné projevy horizontálních i vertikálních pohybů, které byly zjištěny geodetickými metodami (Kalvoda a Prášek 1996). Povodí situovaná napříč linií přesmyku mají nadprůměrné hodnoty hypsometrického integrálu, značný gradient a malou šířku údolního dna. Z neotektonického hlediska je zajímavá i poloha hlavního rozvodního hřbetu Vsetínských vrchů, který vykazuje zvýšené hodnoty hypsometrického integrálu. Hřbet je z větší části založen na jílovcovém bělovežském a vsetínském souvrství, což jsou relativně nejméně odolné horniny budující Vsetínské vrchy.

Kulminační oblast Moravskoslezských Beskyd patří mezi nejvyšší a nejvýraznější morfostruktury vnějších Západních Karpat. Území tvoří několik rozpojených, vysoko vyzdvížených hřbetů s velkou energií georeliéfu a vysokými hodnotami hypsometrického integrálu, vyskytujících se v plošně rozsáhlých areálech. Velmi nápadné jsou severní okrajové svahy kulminačního pásma, založené na čele přesmyku godulského příkrovu, místy zvýrazněném normálními (poklesovými) zlomy. Výška facetovaných svahů dosahuje až cca 500 m, jejich úpatí má malou sinuositu a údolí, která protínají severní kulminační pásmo, vykazují nápadné zvýšení gradientu, malou šířku dna, malou hodnotu poměru šířky údolního dna vzhledem k výše údolních svahů a nízkou hodnotu indexu protažení povodí (Pánek 2003). Velmi zajímavou stavbu má areál v okolí nejvyššího vrcholu Lysé hory (1323 m), která se jeví z analýzy DEM jako klenba o velkém poloměru zakřivení. Na východním křídle vyklenutí se nachází plošně nejrozsáhlejší areál nadprůměrných hodnot hypsometrického integrálu v celém studovaném území. Nepřímými důkazy neotektonického výzdvihu kulminační partie Moravskoslezských Beskyd je pokračující kolaps často celých horských hřbetů v podobě hlubokých svahových deformací s plochou přesahující až 5 km². Při vývoji kulminační části Moravskoslezských Beskyd sehrály zcela zasadní roli morfologie paleozoického podkladu (přítomnost tzv. subbeskydského stupně) a přítomnost lehkých hornin karpatu a zvrásněného paleogénu podslezské jednotky v tektonickém podloží godulského příkrovu (Dopita et al. 1997, Krejčí et al. 2004). Silný vliv měla i flexurní izostáze při vývoji hlubokých údo-

lí (Mohelnice, Ostravice, Čeladenka), kde v důsledku odlehčení lze předpokládat celkový izostatický efekt až 250 m z celkové relativní výšky kulminačního pásma. Kromě neotektoniky a izostáze je ale v případě kulminačního pásma Moravskoslezských Beskyd třeba brát do úvahy i silný vliv litologie mocného a relativně odolného středního oddílu godulského souvrství.

Východ studovaného území představuje prakticky jedinou rozsáhlou oblast Západních Beskyd, která je ve větším měřítku postižena extenzní tektonikou spojenou s projevy normálních (poklesových) zlomů. Hlavními strukturami jsou zde tektonické linie tzv. jablunkovského zlomového pásma směru SZ-JV, podél kterých došlo ke vzniku prolomu Jablunkovské brázdy. O poměrně mladém tektonickém založení okrajových svahů prolomu svědčí geometrie svahů Moravskoslezských a Slezských Beskyd s přímočarým úpatím a stupňovitou topografií. Detailní studium stupňovité rozčlenění kvartérního pedimentu při západním okraji Jablunkovské brázdy přineslo důkazy o pravděpodobně středněpleistocenní tektonické aktivitě jablunkovského zlomového pásma (Pánek a Duras 2002). Významnou tektonickou linií je v oblasti Slezských Beskyd normální (poklesový) zlom sledující údolí Hluchové, podél kterého pokleslo západní křídlo území směřující k Jablunkovské brázdě. Podél jablunkovského zlomového pásma i geneticky podobného zlomu v údolí Hluchové jsou rozloženy nadprůměrné hodnoty hypsometrického integrálu. Podobně i některé jiné morfometrické parametry svědčí o mladé aktivitě jablunkovského zlomového pásma, jako je vysoká hodnota bifurkačního indexu, energie reliéfu či nízká hodnota indexu protažení povodí pro údolí Hluchové. Kromě zlomů skupiny jablunkovského systému jsou významnými liniemi východní části Západních Beskyd i přesmyky směru SV-JZ, které se však projevují pouze v půdorysu údolní sítě (nemají vliv na výškovou členitost území). Příkladem může být přesmyk spojený s antiklinálním pásmem Kozubové.

ZÁVĚR

Flyšové pásmo Západních Karpat představuje komplikovanou mozaiku morfostruktur se silnými vlivy aktivní tektoniky i pasivní geologické struktury. Morfometricko-statistická analýza se zde ukazuje jako vhodný nástroj morfostrukturální analýzy georeliéfu pro definování hlavních rysů a odlišností základních příkrovových jednotek. Aplikace DEM a jeho interpretace do značné míry upřesňuje výsledky morfometrických analýz a umožnuje definovat rozsah pasivních a aktivních morfostruktur. Díky absenci datovatelných morfostratigrafických úrovní ve flyšovém pásmu Západních Karpat je tak kvantitativní analýza, DEM a DPZ alespoň dočasným únikem ze zdánlivě neřešitelné situace interpretace morfostruktur. Další výzkumy, které by umožnily přesněji interpretovat morfostrukturální stavbu Západních Beskyd, by měly vést k interpretaci napěťového pole v horninovém masivu, studiu pravděpodobných tektonicko-gravitačních deformací a k vyřešení sporných otázek kolem morfostratigrafických úrovní a denudační chronologie.

Příspěvek vznikl díky podpoře projektu IGS 311056 financovaného Ostravskou univerzitou a výzkumnému záměru MSM 173100002.

LITERATURA

- BURBANK, D. W., ANDERSON, R. S. (2001). *Tectonic geomorphology*. Oxford (Blackwell).
- BUZEK, L. (1981). *Eroze proudící vodou v centrální části Moravskoslezských Beskyd*. Praha (SPN).
- CHEN, Y. E., QUOCHEUNG, S., CHENG, K. Y. (2003). Along-strike variations of morphotectonic features in the Western Foothills of Taiwan: tectonic implications based on stream-gradient and hypsometric analysis. *Geomorphology*, 56, 109-137.
- DELCAILLAÜ, B., DEFFONTAINES, B., FLOISSAC, L., ANGELIER, J., DERAMOND, J., SOUQUET, P., CHU, H. T., LEE, J. F. (1998). Morphotectonic evidence from lateral propagation of an active frontal fold; Pakuan Shan anticline, foothills of Taiwan. *Geomorphology*, 24, 263-290.
- DOPITA, M. et al. (1997). *Geologie české části hornoslezské pánve*. Praha (MŽP ČR).
- ENGSTROM, W. N. (1989). Morphometric analysis of mountain drainage basins in the Basin and Range Province, USA. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 33, 443-453.
- HUERTREZ, J. E., SOL, C., LUCAZEAU, F. (1999). Effect of drainage area on hypsometry from an analysis of small-scale drainage basins in the Siwalik hills (Central Nepal). *Earth Surface Processes and Landforms*, 24, 799-808.
- JEDLIČKA, K., MENTLÍK, P. (2003). Užití některých prvků morfostrukturální analýzy v prostředí GIS. In Mentlík, P., ed. *Geomorfologický sborník*, 2. Plzeň (Západočeská univerzita), pp. 223-231.
- JELÍNEK, J. (2003). *Morfotektonická analýza vzájemného strukturního ovlivnění na styku variského a alpinského orogénů – Moravskoslezská oblast*. Autoreferát disertační práce doktorského studia, VŠB-Technická univerzita, Ostrava.
- JORDAN, G., CSILLAG, G., SZUCZ, A., QVARFORT, U. (2003). Application of digital terrain modelling and GIS methods for the morphotectonic investigation of the Kali Basin, Hungary. *Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge*, 47, 45-169.
- KALVODA, J., PRÁŠEK, J. (1996). Geomorphological observations in the area of the Bečva geodynamic polygon (The Moravskoslezské Beskydy Mountains). *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 30, 63-72.
- KREJČÍ, J. (1955). Nejmladší tektonické poruchy v údolí Dřevnice a Vsetínské Bečvy. *Práce Brněnské základny Československé akademie věd*, 27, 73-92.
- KREJČÍ, O., HUBATKA, F., ŠVANCARA, J. (2004). Gravitational spreading of the elevated mountain ridges in the Moravian-Silesian Beskids. *Acta geodynamica et geomaterialia*, 1 (3), 1-13.
- MAYER, L. (2000). Application of digital elevation models to macroscale tectonic geomorphology. In Summerfield, M., ed. *Geomorphology and global tectonics*. Chichester (Wiley), pp. 15-27.
- MENČÍK, E. et al. (1983). *Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny*. Praha (ČGÚ).
- MENČÍK, E., TYRÁČEK, J. (1985). *Geologická mapa Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny 1:100 000*. Praha (UÚG).
- OGUCHI, T., AOKI, T., MATSUTA, N. (2003). Identification of an active fault in the Japanese Alps from DEM-based hill shading. *Computers and Geosciences*, 28, 885-891.
- PÁNEK, T., DURAS, R. (2002). The morphotectonics of the eastern marginal slope of the Ropice-Range (The Moravskoslezské Beskydy Mts.). *Moravian Geographical Reports*, 10 (2), 20-27.
- PÁNEK, T. (2003). *Morfostruktury východní části Západních Beskyd*. Doktorská disertační práce, Geografický ústav SAV, Bratislava.
- RIQUELME, R., MARTINOD, J., HÉRAIL, G., DARROZES, J., CHARRIER, R. (2003). A geomorphological approach to determining the Neogene to Recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama). *Tectonophysics*, 361, 255-275.

- STEHLIK, O. (1964). Příspěvek k poznání tektoniky beskydského horského oblouku. *Geografický časopis*, 16, 271-280.
- STRÁNIK, Z., ŠVABENICKÁ, L. et al. (2000). *Vysvětlivky k základní geologické mapě České republiky 1:25 000, List 25-314 Otrokovice*. Praha (ČGÚ).
- SUMMERFIELD, M. A. (1991). *Global geomorphology*. London (Longman).
- ZUCHIEWICZ, W. (1989). Morphotectonic phenomena in the Polish flysch Carpathians: a case study of the Eastern Beskid Niski Mountains. *Questiones Geographicae*, 2, 155-167.
- ZUCHIEWICZ, W. (1995). Selected aspect of neotectonics of the Polish Carpathians. *Folia Quaternaria*, 66, 145-204.
- ZUCHIEWICZ, W. (2001). Morphotectonics of the Gorce mountains, Western Outer Carpathians. *Folia Quaternaria*, 73, 69-78.

Tomáš Pánek

MORPHOTECTONICS OF THE SILESIAN AND MAGURA NAPPE IN THE AREA OF THE WESTERN BESKYDY MTS. (CZECH REPUBLIC)

The Magura nappe and the Silesian nappe stand for elementary geological units of the Outer Western Carpathians. The nappes are tectonic systems of a higher rank with distinct manifestation of synorogenic deformations, lithology and neotectonics. Dissimilar geological structure shows itself in dissimilar arrangement of valley the network, in hypsometry and even in the spatial arrangement of slope inclinations. The aim of this article is to point to objective geomorphological differences between the nappe units by means of the study of a digital model of the relief and morphometric-statistic analysis. The analysis was carried out using a digital model of the relief with the spatial resolution of 50 m. We have chosen the area of the Western Beskydy Mts as a model territory where the nappes are represented to a roughly equivalent extent. The Silesian nappe forms most of the area of the Moravskoslezské Beskydy Mts, Rožnovská brázda Furrow, Jablunkovská brázda Furrow and Silesian Beskydy Mts; the Magura nappe can be observed in the southwest part of the studied area within the territory of the Hostýnsko-vsetínská hornatina Mts.

To compare the nappe units of the Western Beskydy Mts with each other it was necessary to select comparable space units in the first place. All basins of the fourth rank according to Strahler's classification were selected. Out of the total number of 60 basins there are 28 basins in the area of the Silesian nappe and 32 basins in the area of the Magura nappe. The georelief of each basin was defined by 10 morphometric parameters altogether, which reflect hypsometry, vertical articulation, horizontal articulation, the intensity of valley network branching and the shape of each basin. Morphometric parameters were as follows: basin area (A), basin-length (L), vertical articulation (R), relief index (Rr), hypsometric integral ($Hint$), bifurcation index (Rb), proportion of the number of first rank valleys to the total number of valleys ($N1/N$), the density of the valley network (Dd), frequency of the valley network (Fv), drainage basin elongation index (Re) and index of basin compactness (Bc). The comparison of the two nappe units was carried out by means of testing variances and mean values (F -test and T -test) and by means of analysis of variance (one-way ANOVA). The testing was carried out on the significance level of $\alpha = 0,05$.

The results of the testing on the differences between the average values of parameters for the Silesian and Magura nappes make it possible to state different values with R , Rr , $Hint$, Dd and Fv which are statistically very important. Parameters of Rb and $N1/A$ lie closely behind the limit of the rejection of null hypothesis while A , L , Re and Bc do

not embody any statistically significant differences. Statistically significant differences are thus embodied in parameters characterizing hypsometry, energy and horizontal relief articulation. With the increase of the importance level, the parameters of the dynamics of valley network branching (Rb and $N1/A$) can also be considered statistically significant. The basin plan and absolute values of the basin area and basin-length are very similar in both nappe structures and are not therefore influenced by different structural foundation and postorogenic development.

The other level of the research consisted in the determination of the degree of influence of morphometric parameters by selected structural characteristics of the Silesian and Magura nappes by means of ANOVA. The influence of the lithological features of rocks and their deposition conditions were studied. According to lithology the studied basins were also classified as basins with the prevalence of sandstone, basins with the prevalence of claystone and lithologically varied basins. On the base of deposition conditions the studied basins were classified as anaclinal (on fronts of beds), cataclinal (on bedding planes), diaclinal (secant fold structures) and subsequent (consistent with the direction of lithological complexes).

The results of the one-way ANOVA show big instability of morphometric parameters as a consequence of changing lithological structure of the territory. A link to the lithology is embodied both in the parameters of the relief energy (R and Rr) and in the parameters of the valley networks (Rb , $N1/N$, Dd and Fv). The parameters A , L , $Hint$, Re and Bc are not significantly influenced by the lithological characteristics. As for deposition conditions of rocks ANOVA shows distinct influence of the values of $Hint$ and Dd . The influence of R can also be regarded as considerable. Other parameters are not significantly influenced by deposition conditions of rocks.

Morphometric-statistical analysis appeared to be a relatively efficient instrument to define differences between the georeliefs of the Silesian and the Magura nappes. The Silesian nappe stands for a monoclinal neotectonically broken tabular body with relatively smaller display of lithological conditions. The Magura nappe represents a heavily folded unit with a conspicuous manifestation of lithology in the relief. Neotectonic development with a dominant transversal segmentation of the direction of NW-SE to NNW-SSE appears to be a unifying element of the two nappes. The study of the morphometric parameters and digital elevation model (DEM) confirms the presence of important tectonic structures in the area such as the Holešovský fault, the front of the Magura nappe, northern marginal slope of the Moravskoslezské Beskydy Mts and the Jablunkovské fault range.

Translated by the author