

TOMÁŠ GALIA, VÁCLAV ŠKARPICH, JAN HRADECKÝ

DNOVÝ TRANSPORT SEDIMENTŮ V SOUVISLOSTI S TRANSFORMACÍ GEOMORFOLOGICKÉHO REŽIMU ŠTĚRKONOSNÝCH TOKŮ MORAVSKOSLEZSKÝCH BESKYD

GALIA, T., ŠKARPICH, V., HRADECKÝ, J. (2012): Bedload Sediment Transport in Connection with the Geomorphological Transition of Gravel-Bed Streams in the Moravskoslezské Beskydy Mountains. *Geografie*, 117, No. 1, pp. 95–109. – This paper summarizes the results of bedload transport research in the Morávka, Mohelnice and Ostravice basins, conducted using the BAGS (Bedload Assessment for Gravel-bed Streams) spreadsheet-based program and unit stream power empirical formulas. The presented results only show the potential rate of bedload transport, because sediment inputs and barriers were not included in the model. Trends in the potential bedload transport rate represent a good instrument for identifying the range of disconnected sediment transport along the longitudinal profile. Modelling on cross-sections with a high rate of fluvial erosion shows an increase in potential bedload transport and larger diameters of the largest possible transported particles, calculated using unit stream power empirical formulas. The results may be applied to improve local watershed management.

KEY WORDS: gravel-bed rivers – channel processes – bedload transport – unit stream power – Moravskoslezské Beskydy Mountains.

Odborná studie vznikla za podpory grantu SGS6/PřF/2011 Ostravské univerzity.

1. Specifika fluviálních geosystémů Moravskoslezských Beskyd a jejich podhůří

Od konce 19. století postupně dochází k transformaci geomorfologického režimu beskydských toků. U původně štěrkonosných řek s projevy větvení koryt tak dnes v podstatě převažují koryta jednoduchá, místy se silnými projevy hloubkové eroze. Tento stav je způsoben sníženým nebo úplným přerušением dodávky sedimentů ve fluviálním systému a regulací původních tras vodních toků. Na některých úsecích dochází naopak k akceleraci akumuláčních procesů v regulovaných korytech. V důsledku toho přistupují správci toků k odtěžování dnových sedimentů s cílem udržet předepsané průtočné kapacity koryta, což je impulzem k dalšímu snižování erozní báze a další akceleraci korytové nestability.

Současný charakter korytotvorných procesů jsme schopni určit výpočtem potenciálního dnového transportu sedimentů v určitém úseku během povodňových průtoků a výsledné hodnoty následně porovnat s potenciálními dotacemi sedimentů do fluviálního systému. V našem příspěvku jsme tento typ fluviálního transportu hodnotili v odlišných typech koryt z hlediska parametrů

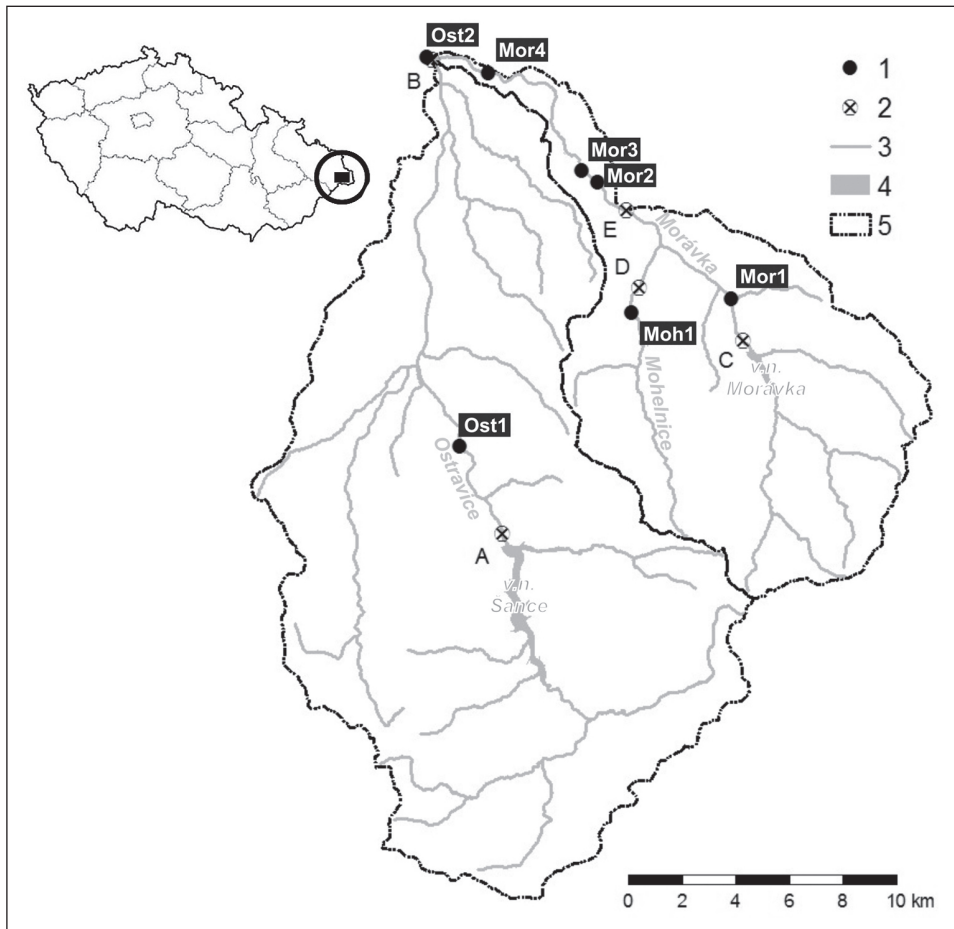
Tab. 1 – Přehled zkoumaných úseků

Úsek	Délka toku (km)	Plocha povodí (km ²)	Sklon (m/m)	Šířka B _f (m)	D ₂₅ (mm)	D ₅₀ (mm)	D ₇₅ (mm)	D ₈₄ (mm)	n	Trend
Mor1	12,7	67,2	0,014	24	24	44	74	101	0,037	E
Mor2	19,8	135,7	0,010	50	32	60	109	137	0,041	A+
Mor3	20,7	136,4	0,007	102	33	55	89	112	0,044	A+
Mor4	27,4	146,6	0,017	18	26	56	109	139	0,041	E+
Moh1	9,8	33,9	0,016	25	33	65	134	184	0,050	E/A
Ost1	16,0	166,7	0,009	28	13	47	117	155	0,041	E/A
Ost2	23,3	468,4	0,003	49	11	35	98	139	0,039	E/A

současných erozních a akumulčních procesů, konkrétně na sedmi vybraných úsecích řeky Morávky, Mohelnice a Ostravice (tab. 1). Nástrojem hodnocení dnového transportu bylo modelovací prostředí BAGS (*Bedload Assesment for Gravel-bed Streams*) a některé empirické rovnice pro výpočet maximální velikosti transportovaného klastu za určitého průtoku (viz dále v textu).

Povodí Morávky a Ostravice bylo od konce 19. století postupně ovlivněno změnou využití území, kdy docházelo k postupnému zalesňování ploch, které byly během valašské kolonizace odlesněné a využívané jako orná půda nebo pastviny. Následné přímé zásahy do koryt (hrazení bystřin, výstavba údolních nádrží, regulační opatření, budování odlehčovacích kanálů a převodů vody) vedly nejen k omezení transportu sedimentů, ale také ke změně hydrologických parametrů povodí a transformaci charakteristických fluvialních procesů.

Problematické fluvialní systémů z geomorfologického a geoekologického pohledu se v Česku věnují práce Demka, Vatolíkové, Mackovčina (2007), Hrádka (1999, 2000, 2004), Langhammera (2010) a Máčky (2009), které se zabývají spíše korytovými formami, jejich genezí a hodnocením. Informace o samotném transportu sedimentů v povodí přináší Buzek (2000, 2004, 2007), který však ve svých studiích v horní části povodí Ostravice poukazuje pouze na plaveninové poměry, ale nebere v potaz splaveninový režim. Z prostředí Českého masívu (povodí Blšanky) lze pak zmínit práci Klimenta (2000), resp. Klimenta, Kadlece, Langhammera (2008), jenž srovnával erozně-transportní modely AnnAGNPS a SWAT na základě desetiletého pozorování průtoků a koncentrací plavenin. Rychlostí zanášení Mladotického jezera sedimenty se ve vztahu k jeho morfologickému vývoji a změnám využití krajiny v povodí nad ním zabývali Schulte a kol. (2006) a Janský a kol. (2010). Podobně lze z uložených sedimentů stanovit míru denudace krajiny v povodí nad vodním rezervoárem (Smolková, Pánek, Hradecký 2009; Baroň, Baldík, Fiferová 2010). Z karpatské oblasti pocházejí studie granulometrických poměrů jako je práce Hradeckého a Děda (2008), kteří zkoumali granulometrické parametry fluvialních akumulací Sihelského potoka (povodí Mohelnice) v kontextu reakce vodního toku na dlouhodobé působení člověka nebo studie Škarpicha a kol. (2010) zabývající se trendy zrnitostního složení dnových sedimentů v profilu vysokogradientových toků (Býčinec, Velký Lipový potok, Malá Ráztoka) a výkyvy v těchto trendech spojuje s překážkami omezujícími pohyb splavenin. Přímo transportem dnových sedimentů beskydských bystřin během květnových povodní v roce 2010 se pak ve svém příspěvku



Obr. 1 – Přehledová mapa zájmové oblasti: 1 – zkoumané úseky, 2 – vodoměrné stanice ČHMÚ: A – VD Šance (Ost1), B – Sviadnov (Ost2), C – VD Morávka (Mor1), D – Raškovi-ce-Mohelnice (Moh1), E – Raškovice (Mor2, Mor3, Mor4), 3 – vodní toky, 4 – vodní plochy, 5 – hranice povodí Ostravice a Morávky

zabývají Galia a Hradecký (2010) a stejní autoři později rozebírají různé přístupy k určení kritických podmínek k pohybu dnových splavenin během této události (Galia, Hradecký 2011). Marešová a Mareš (1988) prováděli výzkum rychlosti proudění spojenou s drsností šterkových koryt na šumavských tocích.

Při výběru analyzovaných úseků (obr. 1) bylo cílem postihnout jak úseky transformované, tak úseky se zachovalými přírodě blízkými podmínkami koryto-nivního systému. Studovány byly dva úseky, jež mají dosud zachovaný typický šterkonosný charakter větvičího se koryta (Mor2, Mor3 – obr. 2). Dále byl zvolen úsek s vyšší intenzitou dnové eroze (Mor1) a úsek s extrémně vysokou intenzitou současného zahlubování (Mor4 – obr. 3). Vybrán byl i mírně regulovaný úsek Mohelnice (Moh1; přítok Morávky), kde je poměrně vyrovnaná bilance eroze a akumulace. Na řece Ostravici byly vytipovány dva úseky v silně regulované části toku (Ost1, Ost2), kde v dnešní době převládají mírně akumuláční procesy



Obr. 2 – Divočící úsek Mor3 (převaha recentních akumulčních procesů)



Obr. 3 – Kaňon řeky Morávky; úsek Mor4 (převaha recentních erozních procesů)

nad procesy erozními. U obou těchto úseků je však patrný nedávný erozní trend, kdy zjištěné celkové zahloubení úseku Ost1 je cca 2,5 m pod úroveň okolní nivy, a to za období posledních cca 50 let.

2. Metodická východiska

Z hlediska dlouhodobého pohledu na transport sedimentů v korytech jsou nejefektivnější průtoky transportující celkově největší objemy materiálu takové, které se pohybují okolo stavu plného (angl. *bankfull*) koryta. Světová literatura obecně uvádí hodnotu tohoto průtoku jako průtok o 1–2,5letém intervalu opakování (Gordon a kol. 2004), vyskytují se však i odhady vyšší, např. Mosley (1981) uvádí hodnoty v rozmezí 1–10letého průtoku. V recentně zahlubovaných korytech je zpravidla obtížné na základě morfologických znaků stanovit přesné geometrické parametry plného stavu koryta (*bankfull*), zvláště jeho hloubku. Proto jsme přistoupili k výpočtům dnového transportu na základě známých N-letých průtoků z nejbližších měrných profilů. Pro detekci intenzity dnového transportu v průběhu 1, 2, 5 a 10letých průtoků byla použita dvě metodická východiska. Naše předpoklady o míře erozních, transportních či akumulačních procesů vycházejí jednak (1) z transportního modelu BAGS (Pitlick, Cui, Wilcock 2009), jenž zahrnuje některé známé rovnice odhadující celkový potenciální průtok dnových splavenin a (2) dále z empirických vztahů odvozených pro šterkové toky a založených na jednotkovém výkonu toku (z angl. *unit stream power*), díky kterým lze určit potenciálně největší transportovaný klast během určitého průtoku.

Ad (1): Volně dostupná BAGS extenze byla vyvinuta v U.S. Forest Service v Coloradu (USA) a je určena pro prostředí MS Excel. Na základě zjištěných parametrů vybraných úseků jako je charakter příčného profilu koryta a jeho celkový sklon, velikostní rozložení dnových sedimentů a rozpětí průtoků je možno pomocí klasických transportních rovnic pro určité hodnoty průtoku získat následující charakteristiky: intenzitu transportu splavenin (Q_b), transportní stav, výsledný omočený obvod, maximální hloubka proudění a při aplikaci některých rovnic i míru transportu pro jednotlivé zrnitostní frakce. Intenzita transportu splavenin v našem pojetí vyjadřuje hmotnost materiálu, který prochází průtočným profilem za jednu minutu během určitého N-letého průtoku. Transportním stavem (z angl. *transport stage*) je zde myšlen poměr mezi aktuálním dnovým tečným napětím (angl. *bed shear stress*) a kritickým tečným napětím, kdy začíná pohyb dnových splavenin. Odhadované hodnoty je možné zpřesnit zadáním drsnostních Manningových koeficientů pro aktivní koryto a nivu a dále kalibrací známými hodnotami průtoku splavenin za určitých povodňových stavů. V našem případě jsme použili rovnici Parkera (1990), která neuvažuje podpovrchovou vrstvu sedimentů a jemné frakce v krycí vrstvě. Tato rovnice byla zvolena vzhledem k absenci podpovrchové vrstvy v úsecích s erozním trendem a často vystupujícím skalním podložím. Manningův koeficient pro aktivní koryto toku byl vypočítán dle vztahu Limerinose (1970), pro pravobřežní a levobřežní nivu jsme koeficient nestanovovali. N-leté průtoky byly poskytnuty Českým hydrometeorologickým ústavem.

Ad (2): Jednotkový výkon toku ω ($W \cdot m^{-2}$) během bankfull průtoku lze vypočítat ze vztahu:

$$\omega = (\rho \cdot g \cdot Q \cdot S) / B_f, \quad (1)$$

kde ρ je měrná hustota vody (1 020 kg.m⁻³), g je gravitační zrychlení (9,81 m.s⁻²), Q je průtok (m³.s⁻¹), S sklon koryta (m/m) a B_f šířka bankfull koryta (m). V našem případě jsme za šířku koryta dosazovali hodnotu přibližně šířky plného stavu koryta (*bankfull*), jež jsme získali morfologickou interpretací příčného profilu. Zatímco v jednoduchém korytě lze takovou šířku určit poměrně snadno, ve větvičích se úsecích Morávky (Mor2, Mor3) byla, vzhledem k dynamice překládání jednotlivých koryt během povodňových průtoků, dosazena hodnota celé šířky aktivní zóny. Je zřejmé, že tímto zjednodušením může dojít k mírnému podhodnocení jednotkového výkonu toku v daných úsecích Mor2 a Mor3.

Pro stanovení maximální velikosti klastů D_i (vyjádřena osou b v mm) potenciálně transportovaných během povodňových průtoků za kritického jednotkového výkonu toku ω_{ci} (W.m⁻²) byly použity vztahy:

$$\omega_{ci} = 0,079D_i^{1,3} \text{ (dle Williams 1983)} \quad (2)$$

$$\omega_{ci} = 2,9D_i^{1,3} \text{ (dle Williams 1983)} \quad (3)$$

$$\omega_{ci} = 1,130D_i^{1,438} \text{ (dle Petit a kol. 2005)} \quad (4)$$

Williams (1983) empirické vztahy (2) a (3) odvodil z celosvětového souboru dat získaných na štěrkových tocích a označují dolní a horní mez možné velikosti potenciálně transportovaného klastu, přičemž vztah (2) platí pro rozsah délek b-osy klastů 0,015–0,5 m a vztah (3) pro rozsah 0,01–1,5 m. Petit a kol. (2005) uvádí rozsah platnosti vztahu (4) pro klasty o délkách prostřední osy pouze v rozmezí 0,02–0,15 m a definuje jej na základě pozorování belgických štěrkonosných toků. Po dosažení známého průtoku, šířky a sklonu koryta do vztahu (1) je možno získat kritickou hodnotu jednotkového výkonu toku, kterou lze následně uplatnit ve zpětném přepočtu rovnic (2), (3) a (4) a získat tak maximální velikosti potenciálně transportovaného klastu během daného průtoku.

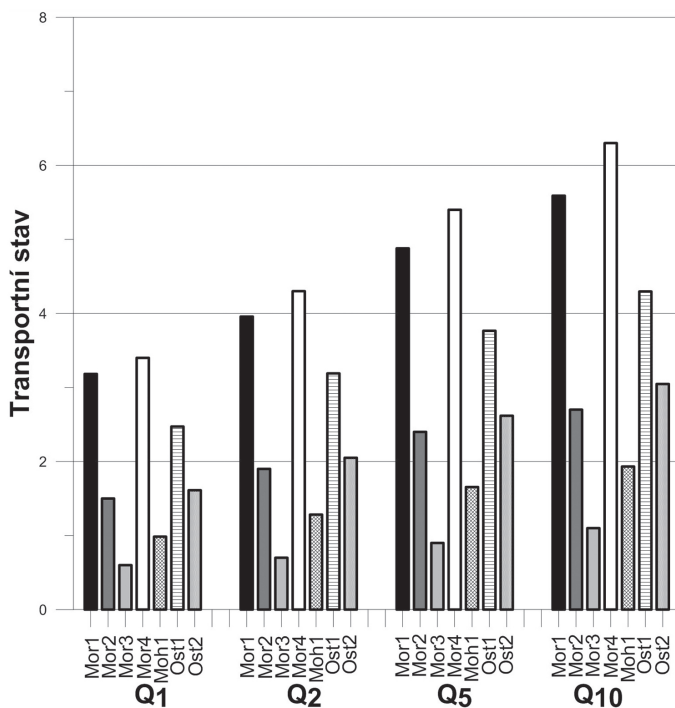
Výsledné hodnoty průtoku dnových splavenin a zvláště transportního stavu v korytě během N-letých průtoků, ale také i hodnoty maximálních velikostí transportovaných klastů, slouží jako vodítka k odhadu míry erozních procesů v korytě. Lze předpokládat, že pokud donáška sedimentů pokrývá vypočtenou míru dnového transportu, měl by být úsek v dynamické rovnováze. Vyšší hodnoty transportních stavů a velikostí potenciálně transportovatelných klastů hovoří o celkově vysoké intenzitě fluviačního transportu. Pokud se v daném úseku vyskytuje nedostatek transportovatelného materiálu, je zbylá síla proudící vody vynaložena na erozní procesy. V opačném případě, pokud se do sledovaného úseku dostává v rámci podélného profilu větší množství materiálu než je vodní tok schopen dále transportovat, dochází k tvorbě akumulací ve formě rozsáhlých štěrkových lavic, případně může dojít k transformaci geomorfologického režimu z jednoduchého koryta toku k větvičímu se nebo divočímu říčnímu vzoru koryta (angl. *braided river pattern*).

3. Výsledky modelování

3.1. Transportní stav

Namodelované hodnoty transportních stavů během 1–10letých průtoků dobře korespondují se současným charakterem erozně-akumulačních procesů

na sledovaných profilech (obr. 4). Podívejme se blíže na situaci ve zkoumaných korytových úsecích během desetiletého povodňového průtoku. V úsecích Mor1 a Mor4, jež se vyznačují vysokou intenzitou erozních procesů, dochází dle modelu BAGS k více jak pětinasobnému překročení kritického tečného napětí pro povrchovou vrstvu dnových sedimentů. Hodnota transportního stavu pro Mor1 odpovídá hodnotě 5,6, pro zahlubující se úsek Mor4 dokonce hodnotě 6,3. Zvýšenou hodnotu tohoto parametru lze pozorovat i na jednom z profilů Ostravice (Ost1), kde dosahuje hodnoty 4,3. Ačkoliv se profil Ost1 nachází stejně jako Mor1 nedaleko přehradní hráze a dala by se tak předpokládat absence sedimentů v podélném profilu toku, nepřevažuje v současnosti v tomto úseku erozní trend. Je to pravděpodobně způsobeno bohatou dotací sedimentů z malých povodí odvodňující kulminační partie Moravskoslezských Beskyd (masiv Smrku a Lysé hory) nacházejících se mezi tělesem hráze a sledovaným profilem Ost1. Nižších hodnot dosahuje transportní stav u regulovaného úseku Ost2 a horního úseku s větvicím se říčním vzorem Mor2 (hodnota 3,0 u Ost2, resp. 2,7 u Mor2). Na obou úsecích v současnosti pozorujeme akumulaci štěrkového materiálu s vývojem štěrkových lavic. Nejnižší hodnota byla odvozena pro úsek s větvením (Mor3), kde dosahuje pouze hodnoty 1,1. Na této lokalitě tedy lze predikovat nejvyšší intenzitu akumulčních procesů. Podobně by se měl chovat i částečně regulovaný úsek řeky Mohelnice na lokalitě Moh1, kde byl pro desetiletý průtok odhadnut poměr mezi aktuálním dnovým a kritickým tečným napětím na 1,9. Na základě těchto skutečností lze na dolním úseku toku Mohelnice předpokládat akumulční režim, ačkoliv se po morfologické stránce jedná



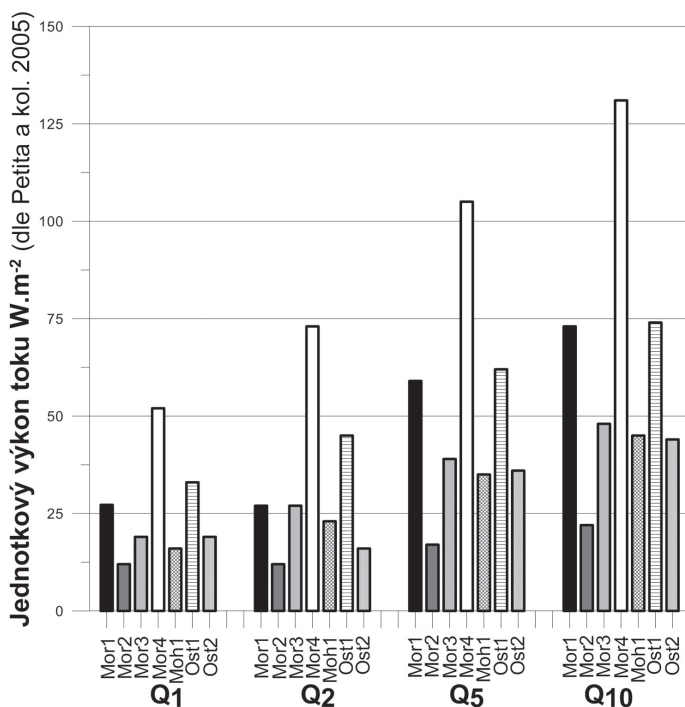
Obr. 4 – Transportní stav ve sledovaných úsecích během N-letých průtoků

o úsek s poměrně rovnovážným stavem mezi erozními a akumulacími procesy. Za předpokladu, že by úsek Moh1 v minulosti neprošel regulací, jednalo by se pravděpodobně o úsek s větvením koryta a byl by ekvivalentem k zachovalým úsekům Mor2 a Mor3.

3.2. Maximální rozměry potenciálně transportovaných klastů

Obdobných výsledků bylo dosaženo analýzou úseků z hlediska jednotkového výkonu toku a maximální velikosti klastu, který může vodní tok transportovat během povodňových průtoků (viz obr. 5). Nejvyšší hodnoty těchto parametrů opět nacházíme u úseku se silně erozním trendem – Mor4 (tzv. kaňon Morávky). Dle Williamse (1983) se potenciálně největší transportovaný klast již během jednoletého průtoku může pohybovat v širokém rozmezí 38–614 mm, dle Petita a kol. (2005) 52 mm. Pro desetiletý průtok za použití vztahu Petita a kol. (2005) dosahuje hodnoty 131 mm. Na první pohled je patrné široké rozpětí Williamsových vztahů (2) a (3), dále v textu proto uvádíme jen výsledky na základě vztahu Petita a kol. (4), které se blíží dolní hranici vztahů Williamse.

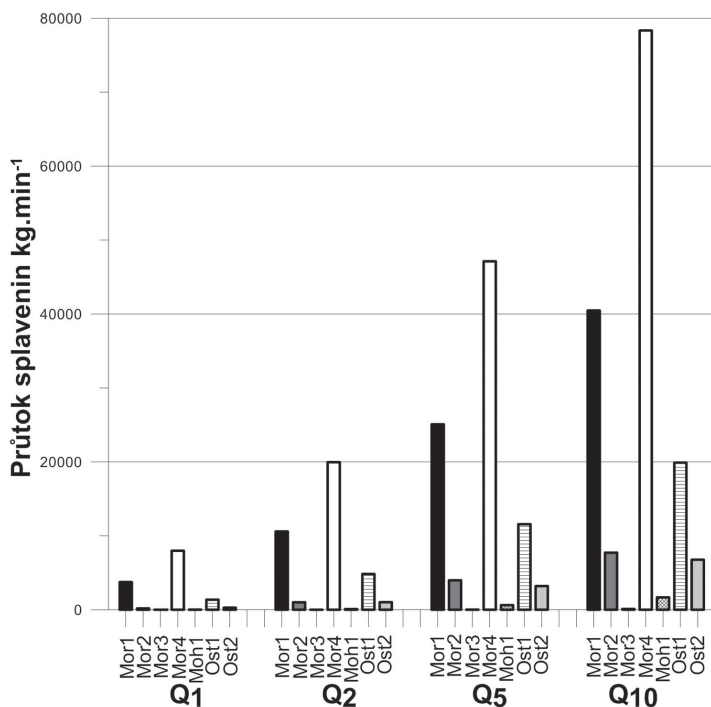
Ekvivalentně vycházejí potenciální velikosti transportovaného klastu během desetiletého průtoku pro druhý úsek se silně erozním trendem Mor1 a pro úsek s erozně-akumulačním a tedy rovnovážným charakterem Ost1 – 73 mm



Obr. 5 – Maximální velikosti potenciálně transportovaného klastu ve sledovaných úsecích dle vztahu Petita a kol. (2005) během N-letých průtoků

(Mor1) a 74 mm (Ost1). Výsledky opět poukazují na vyšší dotaci sedimentů pro Ost1, zatímco obdobná dodávka sedimentů bezprostředně pod přehradní nádrží Morávka (Mor1) chybí a dochází zde k zahlubování koryta do skalního podloží. V rozmezí 44–48 mm se pohybují hodnoty pro úseky Mor3 (48 mm), Moh1 (45 mm) a Ost2 (44 mm). Jednotkový výkon toku je v těchto úsecích velmi podobný a ukazuje, že zde během korytotvorných průtoků dochází k transportu pouze drobnější zrnitostní frakce. Společně s úsekem Mor2 (pouze 22 mm během průtoků Q_{10} dle vztahu Petit a kol. 2005) by se potenciálně jednalo o toky s výrazně akumulacním trendem, tedy v našich podmínkách toky s větvičím se říčním vzorem a intenzivním transportem šterkové frakce a naopak nízkou intenzitou transportu větších balvanů.

Všechny výše uvedené hodnoty je třeba brát jako přibližné, protože na transport jednotlivého klastu má vliv jak jeho poloha v rámci proudění koryta, tak charakter jeho umístění mezi ostatními klasty (míra imbrikace). Například Lenzi, Mao, Comiti (2006) poukazuje na rozdílné hodnoty kritických bezrozměrných tečných napětí pro uvedení do pohybu klastů D_x o totožných rozměrech při různém poměru D_x/D_{50} nebo D_x/D_{90} . Uvádí, že při vzrůstající velikosti klastu D_i (tzn. i poměru D_i/D_{50} či D_i/D_{90}) není bezrozměrné tečné napětí konstantní, ale dochází k jeho postupnému snižování vlivem větší expozice klastu vůči účinkům proudění. Nicméně, tato studie nemá za cíl určit absolutní hodnoty rozměrů teoreticky transportovaného klastu, ale pouze odhalit relativní rozdíly v těchto hodnotách mezi jednotlivými zkoumanými úseky.



Obr. 6 – Intezita transportu dnových splavenin ve sledovaných úsecích během N-letých průtoků

3.3. Míra transportu dnových splavenin

Absolutní hodnoty potenciální intenzity dnového transportu sedimentů vypočtené pro jednotlivé úseky modelem BAGS za použití rovnice dle Parkera (1990) jsou znázorněny na obrázku 6. Úseky se silným erozním trendem (Mor1, Mor4) vykazují velmi vysoké hodnoty transportu už za průtoků Q_1 , během průtoků Q_{10} se pak hodnoty pohybují již v řádech desítek tun transportovaného materiálu za minutu (cca 40 000 kg/min u Mor1 a 80 000 kg/min u Mor4). V případě nedostatečné dotace sedimentů v těchto úsecích musí zákonitě docházet k silné dnové erozi spojené s tzv. efektem hladové vody. Úsek Ost1 rovněž vykazuje vysokou intenzitu transportu dnových sedimentů během desetiletého průtoků (20 000 kg/min), ale momentálně zde nejsou žádné morfologické znaky významnější dnové eroze a dotace sedimentů pravděpodobně vyrovnává potenciální erozní trendy. Potenciálního dnového transportu sedimentů u hodnotách 7 700 kg/min a 6 750 kg/min dosahují úseky Mor2 a Ost2 a lze zde uvažovat o dominující korytové akumulaci. Extrémně nízké hodnoty model přináší pro úseky Moh1 (1 670 kg/min) a Mor3 (108 kg/min). Navíc, u Q_1 průtoků dle Parkerovy rovnice v úseku Mor3 dnový transport sedimentů v podstatě nenastává a u průtoků Q_2 dosahuje jen 0,1 kg/min. Jedná se tedy o oblast s potenciálně velmi silnými akumulačními trendy a minimálními předpoklady pro transport materiálu (nízký gradient a relativně velká šířka aktivního koryta) do dalších částí podélného profilu toku. Veškeré namodelované hodnoty pro jednotlivé průtoky lze nalézt v tabulce 2.

4. Závěr a diskuze

Modelovací prostředí BAGS a stejně kvalitně i empirické rovnice kalkulující s jednotkovým výkonem toku mohou dobře posloužit jako nástroje pro odhad transportu sedimentů ve fluvialním systému a následně predikovat míru eroze či akumulace materiálu. V úsecích, kde byl vypočten vyšší potenciál pro transport sedimentů (Mor1 a Mor4), lze, vzhledem k chybějícím dotacím materiálu do koryta, nadále předpokládat erozní trend a další zahlubování toku. Stejně tak existuje potenciál pro zahlubování toku na úseku Ost1, pokud by došlo ke snížení stávajících dotací sedimentů. Nižší hodnoty transportního stavu a maximální velikosti potenciálně transportovaného klastu během povodňových průtoků byly očekávané u úseků Mor2 a Mor3 s větvičím se říčním vzorem a výraznými akumulačními trendy. Avšak poměrně nízké hodnoty těchto parametrů pro úseky Ost2 a Moh1 poukazují na přírodě blízký akumulační trend štěrkonosného koryta, jenž převažoval v těchto úsecích před jejich regulací. Především v úseku Ost2 vývoj akumulací ve formě štěrkových lavic, vzhledem k jeho poloze v intravilánu Frýdku-Místku, vede ke snižování průtočné kapacity koryta. Otázkou zůstává, nakolik tyto akumulace snižují průtočnou kapacitu v mnohých případech vysoce naddimenzovaných koryt a zda jejich odstraňování není kontraproduktivní ve smyslu negativního ovlivnění korytotvorných procesů. Především jde o akceleraci hloubkové eroze, kterou vyvolává snížení místní erozní báze, a která je popsána v řadě prací (Holbrook, Sčoty, Oboh-Ikuenobe 2006; Bull 1991). Nutné je vnímat i ekologickou funkci štěrkových lavic coby stanovišť chráněných rostlinných a živočišných druhů.

Tab. 2 – Modelované hodnoty transportního stavu, průtoku splavenin a maximální velikosti potenciálně transportovaného klastu pro průtoky Q_b , Q_2 , Q_5 a Q_{10} ve zkoumaných úsecích. Q je hodnota N-letého průtoku, R je hydraulický poloměr za daného průtoku, Q_b je intenzita transportu dnových sedimentů (celková hmotnost transportovaných splavenin za minutu), T_s je transportní stav, $D_{i(w1)}$ a $D_{i(w2)}$ je dolní a horní mez maximální velikosti potenciálně transportovaného klastu dle vztahů Williamse (1983), $D_{i(P)}$ je maximální velikosti potenciálně transportovaného klastu dle vztahu Petita a kol. (2005).

Q_1							
	Q ($m^3 \cdot s^{-1}$)	R (m)	Q_b ($kg \cdot min^{-1}$)	TS	$D_{i(w1)}$ (mm)	$D_{i(w2)}$ (mm)	$D_{i(P)}$ (mm)
Mor1	21,8	0,52	3 737,72	3,10	19	299	27
Mor2	35,4	0,60	175,75	3,30	11	180	23
Mor3	35,4	0,42	0,01	1,50	8	123	12
Mor4	35,4	0,90	7 970,46	0,60	38	614	52
Moh1	9,6	0,43	6,08	0,95	10	163	16
Ost1	53,0	0,90	1 360,06	2,50	23	367	33
Ost2	131,0	1,40	273,05	1,60	13	206	19
Q_2							
	Q ($m^3 \cdot s^{-1}$)	R (m)	Q_b ($kg \cdot min^{-1}$)	TS	$D_{i(w1)}$ (mm)	$D_{i(w2)}$ (mm)	$D_{i(P)}$ (mm)
Mor1	39,4	0,65	10 584,62	3,90	19	299	27
Mor2	57,7	0,75	1 005,15	4,20	16	261	24
Mor3	57,7	0,47	0,09	1,90	8	72	12
Mor4	57,7	1,10	19 954,68	0,65	56	894	73
Moh1	16,7	0,57	90,01	1,30	16	250	23
Ost1	84,9	1,15	4 842,69	3,19	33	527	45
Ost2	202,0	1,90	1 008,81	2,05	18	287	26
Q_5							
	Q ($m^3 \cdot s^{-1}$)	R (m)	Q_b ($kg \cdot min^{-1}$)	TS	$D_{i(w1)}$ (mm)	$D_{i(w2)}$ (mm)	$D_{i(P)}$ (mm)
Mor1	67,0	0,80	25 078,42	4,70	44	710	59
Mor2	96,5	0,95	3 979,61	5,20	24	388	34
Mor3	96,5	0,60	9,51	2,30	11	183	17
Mor4	96,5	1,30	47 125,46	0,90	83	1 327	105
Moh1	29,9	0,74	611,24	1,60	25	392	35
Ost1	132,0	1,40	11 566,90	3,75	46	740	62
Ost2	317,0	2,35	3 198,58	2,60	25	406	36
Q_{10}							
	Q ($m^3 \cdot s^{-1}$)	R (m)	Q_b ($kg \cdot min^{-1}$)	TS	$D_{i(w1)}$ (mm)	$D_{i(w2)}$ (mm)	$D_{i(P)}$ (mm)
Mor1	90,7	0,92	40 464,80	5,60	56	896	73
Mor2	133,0	1,08	7 719,63	6,30	31	497	43
Mor3	133,0	0,77	107,67	2,70	15	235	22
Mor4	133,0	1,67	78 339,85	1,15	106	1 699	131
Moh1	43,2	0,87	1 670,05	1,95	33	520	45
Ost1	370,0	1,60	19 891,13	4,30	56	899	74
Ost2	421,0	2,75	6 764,63	3,05	32	505	44

Pro zpřesnění těchto odhadů a určení konkrétních objemů transportovatelného materiálu by byla nutná kalibrace použitých rovnic na toky Moravskoslezských Beskyd. Bohužel, prozatím nebylo v této oblasti žádné terénní měření fluvialního transportu dnových sedimentů během povodňových průtoků prováděno, ačkoliv by takové měření výborně posloužilo k pochopení problematiky transportu ve zdejších šterkonosných tocích a následnému navrhnutí vhodného vodohospodářského managementu na lokální podmínky, a to i s ohledem na přírodovědně velmi cenné lokality zachovalých úseků šterkonosných koryt. Historický a současný management toků vede k prohlubování geomorfologické nestability.

Na příkladových úsecích byly naším modelováním demonstrovány signifikantní rozdíly v hodnotách transportního stavu mezi koryty se současnými erozními a akumulacími trendy. Teoreticky je možno stanovit pro každý úsek kritickou hodnotu transportního stavu určující počátek převahy erozních či akumulacími procesů. Takto však nelze studovanou problematiku zobecnovat. Jak bylo naznačeno výše, samotný transportní stav je jen určitým vodítkem k náchylnosti úseku toku k erozním nebo akumulacími procesům. Vždy je nutné zohlednit lokální podmínky, především pak intenzitu donášky sedimentů a výskyt různých (dis)konektivit v rámci zkoumaného toku a samozřejmě pak také erodibilitu podloží a rozkolísanost průtoků. Pokud by se v budoucnu podařilo rádně kvantifikovat i tyto parametry, bylo by možné pro konkrétní úseky stanovit bilanční rovnice materiálu v aktivních korytech.

Literatura:

- BAROŇ, I, BALDÍK, V., FIFERNOVÁ, M. (2010): Orientační stanovení recentní míry denudace flyšového pásma Vnějších západních Karpat na příkladu povodí Bystřičky ve Vsetínských vrších. Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2010, s. 10–13.
- BULL, W. B. (1991): Geomorphic response to climatic change. Oxford University Press, 326 s.
- BUZEK, L. (2000): Erosion of forest soil under conditions of higher precipitation and snow melt (case study central part of the Moravskoslezské Beskydy Mountains). Geografie, 105, č. 4, s. 317–332.
- BUZEK, L. (2004): Plaveninový režim jako ukazatel intenzity eroze v horských zalesněných povodích (na příkladu Moravskoslezských Beskyd). Journal Hydrol. Hydromech, 52, č. 1, s. 24–40.
- BUZEK, L. (2007): Water erosion of the watershed of the upper Ostravice river from 1976 to 2000. Moravian geographical reports, 15, č. 4, s. 2–12.
- DEMEK, J., VATOLÍKOVÁ, Z., MACCOVČIN, P. (2007): Metodika pro hodnocení hydromorfologie na referenčních lokalitách v rámci monitoringu ekologického stavu tekoucích vod podle rámcové směrnice o vodách (WFD 2000/60/ ES). AOPK ČR, Brno, 11 s.
- GALIA, T., HRADECKÝ, J. (2010): Úvod do problematiky transportu dnových sedimentů beskydských vysokogradientových toků. In: Geografie pro život ve 21. století: Sborník příspěvků z XXII. sjezdu České geografické společnosti pořádaného Ostravskou univerzitou v Ostravě 31. srpna – 3. září 2010. Ostravská univerzita v Ostravě, Ostrava, s. 43–48.
- GALIA, T., HRADECKÝ, J. (2011): Bedload transport nad morphological effects of high-magnitude floods in small headwater streams – Moravskoslezské Beskydy Mts. (Czech Republic). Journal of Hydrology and Hydromechanics, 59, č. 4, s. 238–250.
- GORDON, N., MCMAHON, T. A., FINLAYSON, B. L., GIPPELI, C. J., NATHAN, R. J. (2004): Stream Hydrology. An introduction for ecologists. John Wiley & Sons, 444 s.
- HOLBROOK, J., SCOTT, R. W., OBOH-IKUENOBE, F. E. (2006): Base-level buffers and buttresses: A model for upstream versus downstream control on fluvial geometry and architecture within sequences. Journal of Sedimentary Research, 76, s. 162–174.

- HRÁDECKÝ, J., DĚD, M. (2008): Současné trendy v zrnitostním složení sedimentů štěrkových lavic toků Moravskoslezských Beskyd – příkladová studie Sihelský potok. *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2007*, s. 19–23.
- HRÁDEK, M. (1999): Geomorfologické účinky povodně v červenci 1997 v nivách a korytech toků povodí Odry a Moravy na Moravě. In: *Niva z multidisciplinárního pohledu. III. Sborník rozšířených abstraktů*, PrF MU Brno, Geotest a.s., Brno, s. 12–14.
- HRÁDEK, M. (2000): Geomorfologické účinky povodně 1997 na území severní Moravy a Slezska. *Geografický časopis*, 52, č. 4, s. 303–321.
- HRÁDEK, M. (2004): Floods and human impacts to braided river patterns in the Western Carpathian Foothill. In: *Drbohlav, D., Kalvoda, J. a Voženílek, V. (eds.): Czech Geography at the dawn of the Millennium*. Czech Geographic Society and Palacky University Olomouc, Olomouc, s. 137–149.
- JANSKÝ, B., SCHULTE, A., ČESÁK, J., RIOS ESCOBAR, V. (2010): The Mladotice Lake, western Czechia: The unique genesis and evolution of the lake basin. *Geografie*, 115, č. 3, s. 247–265.
- KLIMENT, Z. (2000): Balance, regime and geochemistry of suspended sediment of the Blšanka River. *Geografie*, 105, č. 3, s. 255–265.
- KLIMENT, Z., KADLEC, J., LANGHAMMER, J. (2008): Evaluation of suspended load changes using AnnAGNPS and SWAT semi-empirical erosion models. *Catena*, 73, s. 286–299.
- LANGHAMMER, J. (2010): Analysis between stream regulations and the geomorphic effects of floods. *Natural Hazards*, 54, s. 121–139.
- LENZI, M. A., MAO L., COMITI F. (2006): When does bedload transport begin in steep boulder-bed stream? *Hydrological processes*, 20, s. 3517–3533.
- LIMERINOS, J. T. (1970): Determination of the Manning coefficient from measured bed roughness in natural channels. *U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 1898-B*, 47 s.
- MÁČKA, Z. (2009): *Geology, Geomorphology and Human Impact over the Fluvial System. In: History, Biodiversity, and Management of Floodplain Forest (Case Study of National Nature Reserve Vrapac, Czech Republic)*, Univerzita Palackého, Olomouc, s. 27–40.
- MAREŠOVÁ, I., MAREŠ, K. (1988): Roughness and resistance of flow in cross sections of gauging stations on mountainous rivers in south Bohemia. In: *Hydrology of Mountainous Areas (Proceedings of the Štrbské Pleso Workshop, Czechoslovakia, June 1988)*, Intl. Assn. of Hydrological, Washington, D.C., s. 119–127.
- MOSLEY, M. P. (1981): Semi-determinate hydraulic geometry of river channels, South Island, New Zealand. *Earth surface processes and landforms*, 6, s. 127–137.
- PARKER G. (1990): Surface-based bedload transport relation for gravel rivers. *Journal of Hydraulic Research*, 28, s. 417–436.
- PETIT, F., GOB, F., HOUBRECHTS, G., ASSANI, A. A. (2005): Critical stream power in gravel-bed rivers. *Geomorphology*, 69, s. 92–101.
- PITLICK, J., CUI, Y., WILCOCK, P. (2009): *Manual for computing bed load transport using BAGS (Bedload Assessment for Gravel-bed Streams) Software*. Gen. Tech. Rep. RMRS-GTR-223. Fort Collins, CO: U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station, 45 s.
- SCHULTE, A., ALBRECHT, M., DAUT, G., WALLNER, J., JANSKÝ, B., VAN GELDERN, R. (2006): Analyses and assessment of the sedimentary record of Lake Mladotice (western Czech Republic) in relation to flood events and pre- to postcommunist change in land use. *Zeitschrift für Geomorphologie. Suppl.*, 142, s. 229–243.
- SMOLKOVÁ, V., PÁNEK, T., HRÁDECKÝ, J., (2009): Holocene sedimentation dynamics and average catchment denudation acquired from the sedimentary basins of the landslide-dammed lakes in the Flysch Carpathians. In: *Geomorfologický sborník 8: Sborník abstraktů. Západočeská univerzita v Plzni, Ústav struktury a mechaniky hornin AV ČR, v. v. i., Česká asociace geomorfologů*, s. 52.
- ŠKARPICH, V., GALIA, T., HRÁDECKÝ, J., PEČ, J. (2010): Identifikace (dis)konektivity vodních toků za využití makrogranulometrické analýzy korytových sedimentů (Moravskoslezské Beskydy). *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2010*, s. 199–204.
- WILLIAMS, G. P. (1983): Paleohydrological methods and some examples from Swedish fluvial environments. *Geografiska Annaler* 65A, s. 227–243.

**BEDLOAD SEDIMENT TRANSPORT IN CONNECTION
WITH THE GEOMORPHOLOGICAL TRANSITION OF GRAVEL-BED
STREAMS IN THE MORAVSKOSLEZSKÉ BESKYDY MOUNTAINS**

Beskydian streams have recently been subject to geomorphological transition as a result of human intervention in local landscapes and stream channels. Consequently, we can observe prevailing channel reaches with erosion processes, whereas preserved braided river systems are rare. We have attempted to predict trends in erosion and deposition in local stream channels on the basis of sediment transport modelling. Our paper summarizes the results of bedload transport research conducted, using the BAGS (Bedload Assessment for Gravel-bed Streams) spreadsheet-based program (Pitlick et al. 2009) and unit stream power empirical formulas (Williams 1983, Petit et al. 2005). The program extension enabled us to calculate the potential of bed load transport using six equations developed specially for gravel-bed rivers. We used the Parker (1990) surface-based bedload formula in the study, due to the lack of subsurface layers in some deeply eroded reaches.

To create bedload transport models, we used several channel cross-sections in the Morávka (Mor1, Mor2, Mor3, and Mor4), Mohelnice (Moh1) and Ostravice Rivers (Ost1, Ost2). The selected channel cross-sections include preserved gravel-bed reaches with anabranching development (Mor2, Mor3) as well as transformed reaches with accelerated deep erosion (Mor1) and the occurrence of a single bedrock channel (Mor4). The Ost2 cross-section shows a slightly accumulative trend with well-developed river benches, whereas the Moh1 and Ost1 reaches have no significant trend in terms of erosion or deposition.

We measured the channel cross-section profiles and obtained particle-size analysis of stream bed sediment. The most effective discharges for sediment transport (Q_1 , Q_2 , Q_5 and Q_{10}) used in the model were provided by the Czech Hydrometeorological Institute. Consequently, we were able to compute transport stage (a ratio of actual bed shear stress and critical shear stress), bedload discharge and the maximum diameter of potentially transported particles of Q_1 – Q_{10} discharges in the selected reaches. The presented results only show potential rate of bedload transport because sediment inputs and barriers were not included in the model.

Trends in this parameter represent a good instrument for the identification of disconnected sediment transport reaches along the longitudinal profile. Modelling on cross-sections with a high rate of fluvial erosion (Mor1, Mor4) shows an increase in the values of transport stage, potential bedload transport and larger diameters of the largest potentially transported particles, calculated using unit stream power empirical formulas (Williams 1983, Petit et al. 2005). The propagation of erosion is caused by the absence of sediment load (the hungry water effect). The relatively high values of these parameters computed for the Ost1 reach may indicate high erosion intensity; however, no intense erosive processes can really be observed there. This could be caused by high sediment delivery from culminating parts of the Moravskoslezské Beskydy Mountains. In contrast, reaches with preserved anabranching development (Mor2, Mor3) show significantly lower values of these parameters. Finally, the Moh1 and Ost2 reaches show similar values of transport stage and unit stream power, revealing balanced trends of erosion and deposition. We have focused making relative comparisons of calculated values of transport stage, maximum transported particle diameter and bedload discharge. Determining the exact values of such parameters for Q_1 – Q_{10} flood events is only possible after the model and formulas have been calibrated to local conditions. Unfortunately, no suitable bedload transport data are currently available for Czech gravel-bed streams. Nevertheless, the obtained results should improve our understanding of fluvial system behaviour and contribute to the improvement of local watershed management.

Fig. 1 – Location of the study area. 1 – studied reaches, 2 – Czech Hydrometeorological Institute gauging stations: A – Šance Reservoir reach (Ost1), B – Sviadnov reach (Ost2), C – Morávka Reservoir reach (Mor1), D – Raškovice-Mohelnice reach (Moh1), E – Raškovice reaches (Mor2, Mor3, Mor4), 3 – streams, 4 – bodies of water, 5 – boundaries of the Ostravice and Morávka basins.

Fig. 2 – Mor3 anabranching reach (predominance of recent accumulative processes).

Fig. 3 – Canyon of the Morávka River – Mor4 reach (predominance of recent erosive processes).

Fig. 4 – Transport stage in the studied reaches.

Fig. 5 – Maximum diameter of potentially transported particles by unit stream power – Petit et al. (2005) formula in the studied reaches. Y axis – unit stream power.

Fig. 6 – Potential bedload transport in the studied reaches. Y axis – bedload transport.

Pracoviště autorů: Ostravská Univerzita v Ostravě, Přírodovědecká fakulta, katedra fyzické geografie a geoekologie, Chittussiho 10, 710 00 Slezská Ostrava; e-mail: tom.galia@seznam.cz, skarpich@centrum.cz, jan.hradecky@osu.cz.

Do redakce došlo 10. 2. 2011; do tisku bylo přijato 15. 12. 2011.

Citační vzor:

GALIA, T., ŠKARPICH, V., HRADECKÝ, J. (2012): Dnový transport sedimentů v souvislosti s transformací geomorfologického režimu štěrkonosných toků Moravskoslezských Beskyd. *Geografie*, 117, č. 1, s. 95–109.