





An introduction in to the problematics of bedload sediment transport of

Beskydian headwater streams

Úvod do problematiky transportu dnových sedimentů beskydských vysokogradientových toků

Tomáš GALIA^a, Jan HRADECKÝ^b

Ostravská univerzita, ^atom.galia@seznam.cz, ^bjan.hradecky@osu.cz

Abstract

In headwater streams, we recognise two patterns of sediment transport - the fluvial (relative high frequence floods or debris floods) and the colluvial one (low frequence and high-magnitude debris flows). In May 2010, Malá Ráztoka torrent located in Moravskoslezské Beskydy Mts. was affected by flood with 100-200 year occurrence. Several accumulations were developed during flood event in this experimental basin. We used a "flood competence" approach to identify a magnitude of critical shear stress (τ_{ci}) and critical velocity (v_{ci}), which was able to transport and store the largest clasts into these accumulations. We found some differences between critical forces necessary to begin bedload transport in channel reaches located in 0,7 and 1,2 river km of the torrent. This premises are based on different dimensionless shear stress values (τ^*_{ci}) due to unequal particle-size characteristics of bed sediment in both of profiles above accumulations. Because of much lower values of critical velocities identified in our study than values mentioned in some Czech technical literature (Zuna 2008) there is a need of further research of mechanism and magnitudes of bedload transport in local torrents.

Keywords: bedload transport, flood event, critical shear stress, headwater streams, Moravskoslezské Beskydy Mts. **Klíčová slova:** transport dnových sedimentů, povodňová událost, kritické tečné napětí, vysokogradientové toky, Moravskoslezské Beskydy

Horské partie severovýchodní Moravy patří mezi srážkami nejexponovanější místa v ČR (Lysá hora 1440 mm/rok). V posledních letech (1997, 2009, 2010) zasáhly oblast Moravskoslezských Beskyd a jejich podhůří mimořádné povodňové situace, během kterých byly ohroženy životy občanů a vznikaly značné materiální škody. Je tedy nutné se zaměřit také na zdrojnicové oblasti těchto povodní a lépe porozumět procesům v místních vysokogradientových korytech. Během povodní v květnu 2010 dosáhly toky na severním předpolí Beskyd až 100-letého průtoku (Jičínka v Novém Jičíně Q20, Lubina v Petřvaldě a Lučina v Domaslavicích Q50, Ostravice ve Frýdku Místku až Q100, navíc ovlivněn přehradní nádrží Šance, Morávka ve Vyšních Lhotách >Q100, ovlivněn přehradní nádrží Morávka) (Povodí Odry, 2010). Kulminační průtok v závěru experimentálního povodí Výzkumného ústavu lesního hospodářství a myslivosti (VÚLHM) Malá Ráztoka (2,02 km²), nacházejícího se na severním úbočí Radhošťské hornatiny, dosáhl 17.5. 2010 hodnoty přibližně 3,96 m³.s ¹, což odpovídá 100- až 200-letému průtoku z hydrologické řady pozorování 1953-2007. Během výše zmíněné události došlo na pramenných beskydských tocích k význačným projevům eroze za vzniku nátrží a odnosu dnových sedimentů. Stejně tak vznikly v údolních dnech i některé rozsáhlejší akumulace uložením transportovaného materiálu v místech lokálního snížení rychlosti proudění vody.

Teorie transportu sedimentů ve vysokogradientových tocích

Vysokogradientové toky jsou definovány jako uzavřené a relativně příkré úseky koryta se sklonem dna vyšším než 0.002-0.01m/m (záleží na pojetí různých autorů), jež se zpravidla nacházejí v hornatém terénu. Přestože jednotlivé horské toky mohou mít specifické vlastnosti, které vylučují jejich celkové zobecnění, jsou jejich dnové sedimenty tvořeny převážně balvanitou, valounovitou nebo štěrkovitou zrnitostní frakcí. Ta se vyznačuje zvýšenou odolností vůči erozním procesům a způsobuje velkou hydraulickou drsnost koryta. Nivní segmenty jsou prostorově omezeny přimknutými údolními svahy anebo zcela chybí (Wohl, Merritt 2008). Ve studované oblasti se na těchto tocích setkáváme s transportem dnových sedimentů ve dvojí formě. Během relativně častějších povodňových situací nastává klasický fluviální transport dnových sedimentů ve formě plavenin či dnových splavenin, který ve vyšších partiích údolních segmentů přechází až do podoby debris flood. S větší periodou výskytu se pak v nejstrmějších korytových segmentech mohou zaktivizovat pohyby blokovobahenních proudů, které řadíme mezi procesy koluviální (Šilhán, Pánek Ve studiu fluviálního transportu dnových 2010). sedimentů uvnitř štěrkonosných toků existují dva základní přístupy:

a) Výpočet či odhad jednotkového objemu transportovaného materiálu během povodňové události (např. [kg.m³.s⁻¹]) a







 b) maximální velikost klastu [m], který může vodní tok během takového eventu transportovat.
S prvním přístupem se setkáváme spíše u úseků toků lokalizovaných v předpolí hor, v přirozeném stavu meandrujících či divočících, u kterých je v údolním dně dostatečný prostor pro akumulaci sedimentů ve formě rozsáhleiších štěrkových lavic. Druhý přístup je vhodně

rozsáhlejších štěrkových lavic. Druhý přístup je vhodně aplikovatelný pro drobnější pramenné toky s obvykle vysokým gradientem dna a zároveň omezeným prostorem pro vytváření povodňových akumulací vzhledem k těsnému sevření koryt údolními stěnami. V takových tocích pak lze sledovat buď pohyb označených klastů během určitých průtoků ("travel distance of marked particles") anebo měřit největší klasty v akumulacích vytvořených určitou povodňovou situací ("flood competence") (Lenzi et al. 2008). Druhou variantou, tedy měřením parametrů klastů uložených v akumulacích po povodňové události z května 2010, se zabýváme v naší studii.



Obr. 1: Povodňová fluviální akumulace na profilu MR1 vzniklá zahrazením kmenem stromu padlého do koryta toku po vzniku břehové nátrže během povodně v květnu 2010 (foto: Tomáš Galia)

Metody

července 2010 proveden V průběhu průzkum experimentálního povodí Malé Ráztoky a dalších toků severních svahů Radhošťské hornatiny. V toku Malé Ráztoky byly vytipovány dvě lokality MR1 (0,7 ř. km) a MR2 (1,2 ř. km) s výskytem povodňové štěrkové akumulace vzniklé během povodňové události v květnu 2010. Obě mají charakter akumulace za spadlými kmeny smrku, jež byly vyvráceny podemletím břehu a vzniku břehové nátrže během této povodňové události. Materiál za těmito kmeny se tedy musel zákonitě akumulovat fluviálním transportem v bystřině po pádu těchto stromů do koryta. Morfologicky lze profil MR1 dle klasifikace Montgomery-Buffington (1997) zařadit do kaskádového typu. V profilu MR2 ze dna často vystupují lavice godulských pískovců orientovány pod sklonem cca 15° proti sklonu dna údolí, proto jej zařazujeme do kombinace kaskádového a skalního koryta dle výše

zmíněné klasifikace. Na obou lokalitách byly zaznamenány geometrické parametry akumulací a v každé z nich byly změřeny všechny tři osy 15-20 největších se vyskytujících klastů. Z měření byly vynechány klasty, jež mohly být akumulací jen pohřbeny a nemusely vůbec během povodní změnit svou polohu. Vycházeli jsme z předpokladu, že klast, jenž byl později zakomponován do akumulace, musel být transportován v úseku toku nacházející se bezprostředně nad touto akumulací. Tudíž nad každou takovou akumulací byly změřeny geometrické parametry koryta povodňového průtoku v místech, kde se nepředpokládala zvýšená eroze nebo akumulace materiálu ovlivňující změřenou hloubku proudění. Šířka v případě MR2 odpovídala "bankfull" korytu, hloubka proudění, jež překračovala stav "bankfull" koryta, byla stanovena dle indikátorů v podobě splaveného listí z přimknutého svahu a dle erozních znaků (výmolová rýha konformní s korytem).

Na profilu MR1 došlo během povodňové události k vybřežení toku a bylo zaplaveno celé údolní dno o šířce až sedm metrů včetně přilehlé stromové vegetace. Jako šířka tedy brán celý prostor údolního dna a vypočtena průměrná hloubka proudění dle indikátorů jako v profilu MR2. Dále bylo v každém z profilů Wolmanovou metodou (1954) určeno velikostní rozložení dnových sedimentů a určení zastoupení pískovců a jílovců, kdy v profilu MR1 obsahují dnové sedimenty až 5% jílovců. V profilu MR2 je pak jejich podíl nižší jak 1%. Je nutno uvést, že jsme se zabývali pouze povrchovou (krycí) vrstvou dnových sedimentů a výpočty neberou v úvahu vrstvu podpovrchovou, která má zpravidla nižší hodnoty indexu D₅₀ a k aktivizaci transportu této vrstvy dochází až po rozrušení a odnosu Výše zmíněné vrstvy krycí. geometrické а sedimentologické parametry profilů následně posloužily k určení kritických tečných napětí (τ_{ci}) a kritických rychlostí (v_{ci}) pro klasty, jež byly během povodňové události zakomponované do akumulací pod těmito profily.



Obr. 2: Povodňová akumulace na profilu MR2 vytvořená povodní v květnu 2010 (foto: Tomáš Galia)







Tabulka 1: Základní charakteristiky studovaných profilů v toku Malé Ráztoky

| Profil | L (km) | A (km ²) | S (m/m) | Morf. typ | w (m) | d (m) | Jíl. (%) | D ₅₀ (m) | D ₉₀ (m) |
|--------|--------|----------------------|---------|-----------|-------|-------|----------|---------------------|---------------------|
| MR1 | 0,7 | 0,85 | 0,14 | Ka | 7,0 | 0,35 | 5 | 0,050 | 0,165 |
| MR2 | 1,2 | 1,41 | 0,11 | Ka-Sk | 3,4 | 0,35 | <1 | 0,045 | 0,145 |

L je délka toku od pramene k profilu, *A* je plocha povodí nad profilem, *S* je sklon koryta, *Morf.* je zařazení úseku do klasifikace Montgomery-Buffington (1997), *w* je šířka povodňového koryta 5/2010, *d* je průměrná hloubka proudění během povodní 5/2010, *Jil.* je procento obsahu klastu jílovců ve vzorku, D_{50} a D_{90} jsou makrogranulometrické indexy.

| Tabulka 2: Parametry | 7 10 ne | ivětších | klastů zakom | ponovanýci | h v akumulacíci | h úseků I | MR1 a | MR2 |
|-----------------------|---------|----------|--------------|------------|------------------|-----------|--------|--------|
| i ubulka 2. i arameti | 10 110 | , custem | Mastu Zakom | ponovanyci | ii v aisumulacie | u usenu i | TILL G | 111144 |

| MR1 | a | Ь | с | I_{v} | I_t |
|-----|------|------|------|---------|-------|
| 1 | 0,47 | 0,35 | 0,34 | 0,39 | 0,81 |
| 2 | 0,38 | 0,33 | 0,07 | 0,21 | 0,54 |
| 3 | 0,49 | 0,32 | 0,06 | 0,21 | 0,43 |
| 4 | 0,39 | 0,28 | 0,11 | 0,23 | 0,59 |
| 5 | 0,48 | 0,27 | 0,12 | 0,25 | 0,52 |
| 6 | 0,45 | 0,26 | 0,10 | 0,23 | 0,50 |
| 7 | 0,43 | 0,23 | 0,17 | 0,26 | 0,60 |
| 8 | 0,51 | 0,21 | 0,19 | 0,28 | 0,54 |
| 9 | 0,50 | 0,21 | 0,17 | 0,26 | 0,52 |
| 10 | 0,38 | 0,20 | 0,04 | 0,15 | 0,38 |
| Ø | 0,45 | 0,27 | 0,14 | 0,25 | 0,54 |
| MR2 | a | b | c | I_{v} | I_t |
| 1 | 0,47 | 0,32 | 0,15 | 0,29 | 0,60 |
| 2 | 0,96 | 0,31 | 0,13 | 0,34 | 0,35 |
| 3 | 0,46 | 0,31 | 0,14 | 0,27 | 0,59 |
| 4 | 0,56 | 0,30 | 0,06 | 0,22 | 0,39 |
| 5 | 0,46 | 0,27 | 0,08 | 0,22 | 0,47 |
| 6 | 0,54 | 0,26 | 0,17 | 0,29 | 0,53 |
| 7 | 0,52 | 0,26 | 0,16 | 0,28 | 0,54 |
| 8 | 0,51 | 0,26 | 0,12 | 0,26 | 0,49 |
| 9 | 0,55 | 0,24 | 0,21 | 0,31 | 0,55 |
| 10 | 0,36 | 0,23 | 0,09 | 0,20 | 0,54 |
| Ø | 0 54 | 0.28 | 0.13 | 0.27 | 0.51 |

a, b, c jsou délky jednotlivých os klastů, I_v index velikosti klastu (a.b.c)^{1/3}, I_t index tvaru klastu (b.c/a²)^{1/3}

Hodnotu kritického tečného napětí τ_{ci} [N.m⁻²] pro klast D_i o známé délce osy b [m] lze určit vztahem:

$$\tau_{ci} = g.(\rho_k - \rho_v).\tau^*_{ci}.D_i \qquad , \qquad (1)$$

kde g je konstanta gravitačního zrychlení [9,81 m.s⁻²], ρ_k měrná hustota klastu [2550 kg.m⁻³ pro flyšové pískovce], ρ_v měrná hustota vody [1000-1020 kg.m⁻³] a τ^*_{ci} bezrozměrné tečné napětí neboli Shieldsův koeficient. Velikost hodnoty bezrozměrného tečného napětí τ^*_{ci} u vysokogradientových toků je díky jejich specifickým vlastnostem závislá na charakteru uspořádání dnových sedimentů (Zimmerman, Church 2001), poměru velikosti klastů D_i vůči reprezentativním klastům D₅₀ nebo D₉₀ (Lenzi et al. 2006) či sklonu dna (Lamb et al. 2008). Lenzi et al. (2006) při výzkumu na alpském povodí Rio Cordon (5,0 km²) odvodil vztah závislosti τ^*_{ci} na charakteru dnových sedimentů

$$\tau^*_{ci} = 0,054.(D_i/D_{90})^{0,737} \quad , \tag{2}$$

kde D_{90} je 90. percentil zrnitostní frakce dnového sedimentu. Z tohoto vztahu tedy vyplývá, že drobnější klasty mají vyšší hodnoty bezrozměrných tečných napětí.







Lenzi et al. (2006) zároveň uvádí, že sedimentologický index D_{90} je pro výpočty tečných napětí, vzhledem k celkové povaze vysokogradientových toků, reprezentativnější než index D_{50} . Lamb et al. (2008) odvodil vztah závislosti τ^*_{ci} na průměrném sklonu koryta $S \text{ [m.m}^{-1}$]

$$\tau^*_{ci} = 0.15.S^{0,2} \quad , \tag{3}$$

který nepředpokládá rozdílné hodnoty $\tau *_{\rm ci}$ pro různé velikosti klastů.

Na základě zjištěných hodnot τ^*_{ci} je následně možné určit kritickou rychlost proudění v_{ci}

[m.s⁻¹] nebo kritický průtok Q_{ci} [m³.s⁻¹], při kterých je klast uveden do pohybu. Pro výpočet takové rychlosti je možno použít upravenou Karman-Prandtl-Keuleganovu (KPK) rovnici použitelnou pro vysokogradientové toky, jež nabývá základního tvaru

$$\tau_{ci} = v_{ci}^{2} \rho k^{2} / ln(14, 4.d/D_{84c}), \qquad (4)$$

kde je *k* von Karmanovou konstantou ~ 0,4, *d* je hloubka proudění [m] a D_{84c} 84. percentilem zrnitostní frakce sedimentů dle nejkratší z os klastu. Za předpokladu ponoření všech sedimentů během povodňového průtoku je poměr d/D_{84c} roven číslu 1 (Zimmerman, Church 2001). Pro kritický průtok Q_{ci} uvádí Lenzi et al. (2006) empirický vztah $Q_{ci} = 1,176D_i^{0,641}.w$, (5)

kde w je šířka koryta [m].

Výsledky a závěr

Hodnoty vypočteného τ^*_{ci} dle (2), τ_{ci} dle (1) a v_{ci} dle (4) pro deset největších klastů uložených v akumulacích v jednotlivých úsecích jsou uvedeny v Tab. 3. Šedým podkladem jsou vyznačeny klasty o stejném D_i nacházející se v obou úsecích. Lze vyčíst, že se vzrůstajícím indexem D90 vzrůstá i kritické tečné napětí a rychlost, které jsou nutné pro uvedení klastu o stejné velikosti do pohybu a výsledné hodnoty se tak pro oba úseky, vzhledem k rozdílnému zrnitostnímu složení dnových sedimentů, mírně liší. Kvůli vysoké dnových heterogenitě sedimentů ve vysokogradientových tocích tedy nelze pro výpočty dnového transportu paušálně použít jedinou hodnotu, ale musí být brát zřetel na celkovou charakteristiku dnových sedimentů. Hodnoty τ^*_{ci} vypočtených dle Lamba et al. (2008), jež jsou založeny pouze na sklonech proudění uvnitř koryta (3), odpovídají na toku Malé Ráztoky hodnotám $\tau ^{\ast}{}_{ci}~$ pro klasty $D_{50} {<} D_i {<} D_{90}.$ Pro MR1 tímto způsobem vypočtená hodnota τ^*_{ci} dosahuje 0,092 a pro MR2 0,086.

| MR1 | | | | MR2 | | | | |
|-------|------------|-------------------------------|--------------------------------------|-------|--------------|--------------------|--|--|
| b [m] | T_{ci}^* | T_{ci} [N.m ⁻²] | v _{ci} [m.s ⁻¹] | b [m] | T_{ci}^{*} | $T_{ci}[N.m^{-2}]$ | <i>v_{ci} [m.s⁻¹]</i> | |
| 0,35 | 0,031 | 165,5 | 1,65 | 0,32 | 0,030 | 146,2 | 1,55 | |
| 0,33 | 0,032 | 162,9 | 1,63 | 0,31 | 0,031 | 145,0 | 1,54 | |
| 0,32 | 0,033 | 161,6 | 1,63 | 0,31 | 0,031 | 145,0 | 1,54 | |
| 0,28 | 0,037 | 156,0 | 1,60 | 0,30 | 0,032 | 143,8 | 1,53 | |
| 0,27 | 0,038 | 145,6 | 1,59 | 0,27 | 0,034 | 139,9 | 1,51 | |
| 0,26 | 0,039 | 153,0 | 1,58 | 0,26 | 0,035 | 138,5 | 1,51 | |
| 0,23 | 0,042 | 148,2 | 1,56 | 0,26 | 0,035 | 138,5 | 1,51 | |
| 0,21 | 0,045 | 144,7 | 1,54 | 0,26 | 0,035 | 138,5 | 1,51 | |
| 0,21 | 0,045 | 144,7 | 1,54 | 0,24 | 0,037 | 135,6 | 1,49 | |
| 0,20 | 0,047 | 142,8 | 1,53 | 0,23 | 0,038 | 134,1 | 1,48 | |

Tabulka 3: Bezrozměrná tečná napětí, kritická tečná napětí a kritické rychlosti proudění pro deset největších klastů uložených v povodňových akumulacích studovaných profilů

b je délka prostřední osy klastu, τ^*_{ci} je bezrozměrné tečné napětí pro klast, τ_{ci} je kritické tečné napětí pro klast, v_{ci} je kritická rychlost pro transport klastu, šedě jsou vyznačeny klasty o stejné délce osy b nacházející se v akumulacích obou úseků.

Kritické průtoky vypočítané rovnicí (5) vzhledem k nízkému počtu profilů nelze příliš srovnávat s povodňovým průtokem změřeným v závěrovém profilu Malé Ráztoky. Dle rovnice (5) je kritický průtok nutný pro transport klastu o délce osy b 0,35 m ve výše položeném úseku MR1 4,2 m³.s⁻¹ (při ploše 0,85 km² z celkové plochy povodí nad úsekem), zatímco kulminační průtok na vodočtu dosáhl hodnoty 3,96 m³.s⁻¹ (2,02 km² celková plocha povodí). Přitom největší klast (D_i=0,35 m), jenž byl nalezený v povodňové akumulaci pod tímto profilem, nemusí být právě tím největším klastem, který mohl tok teoreticky v tomto úseku během







povodňové situace transportovat. Je však třeba vzít v úvahu, že za šířku w v rovnici (5) byla dosazena šířka vybřeženého toku, který však nemusel zaplavit celé údolní dno v jednom okamžiku a mohlo docházet k postupnému překládání. Pokud bychom vzali v úvahu "bankfull" šířku koryta (3,6 m) v tomto profilu, kritický průtok vypočtený dle (5) vychází 2,16 m³.s⁻¹. Pro úsek MR2 pak vychází pro největší nalezený klast D_i=0,32 m hodnota Q_{ci} 1,93 m³.s⁻¹ při ploše povodí 1,41 km² nad sledovaným úsekem. Je to sice nižší hodnota než v případě MR1, ale jak již bylo řečeno, klast o největším D_i nemusí být tím největším, který povodňový průtok mohl transportovat. Je třeba brát v úvahu také celkovou morfologii klastu, protože transportní rovnice uvažují pouze prostřední osu a nezabývají se délkami os a a c ani tvarem klastu a jeho polohou mezi ostatními klasty vůči hlavnímu směru proudění. Pro zajímavost uvádíme, že na říčním km 0,5 (cca 200 metrů nad vodočtem) byla květnová povodeň, dle zpětného přepočtu rovnice (5) včetně dosazení naměřené hodnoty kulminačního průtoku z vodočtu a známé šířky koryta během povodní v tomto úseku, schopna transportovat klastv až o velikosti 0.5 m.

Závěrem je třeba zdůraznit, že dle vztahů (1), (2) a (4) se kritické rychlosti pro transport téměř celé povrchové vrstvy sedimentů mimo největší balvany (Di<0,35 m) ve zkoumaných profilech Malé Ráztoky pohybují do 1,65 m.s⁻¹ v závislosti na zrnitostních charakteristikách dnových sedimentů. Dle povodně 5/2010 zdejší pramenné toky takové rychlosti dosahují během Q₁₀₀-Q₂₀₀ průtoků, ale pravděpodobně také i při průtocích nižších. Pro srovnání, Zuna (2008) ve svých skriptech pojednávajících o hrazení bystřinných toků uvádí, že pro D_i<0,3 m a hloubku proudění 0,4 m se nevymílací rychlost pohybuje okolo 3,85 m.s⁻¹, tedy jím zmiňovaná kritická rychlost proudění je přibližně 2x-3x vyšší. Dle našeho názoru se dosažení takové rychlosti v místních zkoumaných profilech jeví jako vysoce nereálné a muselo by docházet, vzhledem k relativně malé šířce koryta a vysokým tečným napětím působícím na břehy a dno, k rozsáhlé (destruktivní) laterální i vertikální erozi. I proto je nutné se dále zabývat problematikou fluviálního transportu v českých vysokogradientových tocích a dále

prohlubovat naše poznatky, jež mohou být využitelné při územním plánování, provádění vodohospodářských úprav či hospodaření v horských lesích.

Použité zdroje:

- LAMB M.P., DIETRICH W.E., VENDITTI J.G. (2008): Is the critical Shields stress for incipient sediment motion dependent on channel-bed slope? Journal of Geophysical Research, č. 113, pp. 20.
- LENZI M.A., MAO L., COMITI F. (2006): When does bedload transport begin in steep boulder-bed streams? Hydrological Processes, č. 20, s. 3517-3533.
- MONTGOMERY D., BUFFINGTON J.M. (1997): Channel-reach morphology in mountain drainage basins. Geological Society of America Bulletin, 107, č. 5, s. 596-611.
- Povodí Odry 2010. Tisková konference k povodním 05-06 2010, 8.6.2010, Ostrava. Dostupné online < http://www.pod.cz/files/pro_media/2010/06/Pov oden_2010_Povodi_Odry.ppt>
- ŠILHÁN K., PÁNEK T. (2010): Fossil and recent debris flows in the medium-high mountains (Moravskoslezské Beskydy Mts, Czech Republic). Geomorphology, doi:10.1016/j.geomorph.2010.03.026.
- WOHL E., MERRITT D.M. (2008): Reach-scale channel geometry of mountain streams. Geomorphology, č. 93, s. 168-185.
- WOLMAN M.G. (1954): A method of sampling coarse river-bed material. Transactions American Geophysical Union, 35, č. 6, s. 951-956.
- ZIMMERMAN A., CHURCH M. (2001): Channel morphology, gradient profiles and bed stresses during flood in step-pool channel. Geomorphology, č. 40., s. 311-327.
- ZUNA J. (2008): Hrazení bystřin. Stavební fakulta ČVUT, Praha, 180.

Výzkum je podporován grantem Hluboké svahové deformace a jejich vliv na svahové a fluviální morfosystémy (komparace morfologických odezev tektonicky vyzdvižených hřbetů Vnějších Západních Karpat a Krymského pohoří) Ostravské univerzity, hydrologická data poskytl VÚLHM, pobočka Frýdek-Místek.

Adresa autora:

Mgr. Tomáš Galia Katedra fyzické geografie a geoekologie Přírodovědecké fakulty Ostravské univerzity Chittussiho 10 701 03 Ostrava tom.galia@seznam.cz