

VYSOKÉ UČENÍ TECHNICKÉ V BRNĚ

BRNO UNIVERSITY OF TECHNOLOGY



FAKULTA STAVEBNÍ  
ÚSTAV VODNÍCH STAVEB

FACULTY OF CIVIL ENGINEERING  
INSTITUTE OF WATER STRUCTURES

# MEZE POHYBU A KVANTIFIKACE MNOŽSTVÍ DNOVÝCH SPLAVENIN PRO ŠTĚRKONOSNÉ TOKY

THE LIMITS OF MOVEMENT AND QUANTIFICATION OF BEDLOAD AMOUNT FOR GRAVEL-BED  
RIVERS

DISERTAČNÍ PRÁCE  
DOCTORAL THESIS

AUTOR PRÁCE  
AUTHOR

Ing. LADISLAV ROUŠAR

VEDOUCÍ PRÁCE  
SUPERVISOR

doc. Ing. JAROSLAV VESELÝ, CSc.

BRNO 2014





## **ABSTRAKT**

Disertační práce se podrobně a přehledně zabývá mechanikou počátku pohybu dnových splavenin pro šterkonosné toky. Práce na základě teoretických poznatků, experimentálních výzkumů, numerických modelů a terénního šetření rozšiřuje soudobé znalosti počátku pohybu dnových splavenin a transportu splavenin za malých relativních hloubek hydraulicky drsného dna při turbulentním neprovzdušněném proudění s volnou hladinou. Počátek pohybu dnových splavenin a transport splavenin byly určeny pro stejnozrné a nestejnozrné materiály dna. Pro stejnozrný materiál dna byly popsány tvary rychlostního profilu v blízkosti dna různými metodami. Dále byl ohodnocen hydraulický odpor proudění. V případě nestejnozrného materiálu dna bylo prošetřeno statické armování a vliv vytříděnosti krycí vrstvy na hydraulickou drsnost. Správnost získaných poznatků byla potvrzena na objektu přírodního spádového stupně Vyšní Lhoty. Výsledky mimo jiné ukázaly, že počátek pohybu dnových splavenin nezávisí na relativní hloubce a do jaké míry vytříděnost krycí vrstvy ovlivňuje hydraulickou drsnost.

## **KLÍČOVÁ SLOVA**

Krycí vrstva, Nikuradseho ekvivalentní písková drsnostní výška, počátek pohybu splavenin, přírodní spádový stupeň, rychlostní profil, statické armování (třídění), transport dnových splavenin.

## **ABSTRACT**

Doctoral thesis in detail and comprehensively deals with mechanic of incipient bedload motion for gravel-bed rivers. This study based on theoretical knowledge, experimental researches, numerical models and field survey extends present knowledge concerning with incipient bedload motion and sediment transport at small relative height and hydraulically rough surface bed for turbulent unaerated free surface flow. Incipient bedload motion and sediment transport have been determined for homogeneous and inhomogeneous bed materials. For homogeneous bed material the velocity profiles have been described by different methods in near the bed. Further, hydraulic flow resistance has been evaluated. In the case of inhomogeneous bed material, static armouring and influence of surface layer sorting on hydraulic roughness have been investigated. The correctness of obtained knowledge has been confirmed on the object of nature-inspired river widening. Results shown, among others, that incipient bedload motion does not depend on relative height or final armouring of surface layer to what extend hydraulic roughness is influenced.

## **KEYWORDS**

Surface layer, Nikuradse's equivalent sand roughness height, incipient of sediment motion, river widening, velocity profile, static armouring (sorting), bedload.

## **BIBLIOGRAFICKÁ CITACE**

ROUŠAR, Ladislav. *Meze pohybu a kvantifikace množství dnových splavenin pro štěrkonosné toky*. Brno, 2014. 100 s., 18 s. příloh. Disertační práce. Vysoké učení technické v Brně, Fakulta stavební, Ústav vodních staveb. Vedoucí práce doc. Ing. Jaroslav Veselý, CSc.

## **PROHLÁŠENÍ**

Prohlašuji, že jsem celou disertační práci vypracoval samostatně s použitím odborné literatury a pod vedením školitele doc. Ing. Jaroslava Veselého, CSc.

Dále prohlašuji, že veškeré podklady, ze kterých jsem čerpal, jsou uvedeny v seznamu použité literatury.

V Brně, 29. října 2014

.....

podpis

## PODĚKOVÁNÍ

Tato práce prezentuje výsledky a znalosti získané během doktorského studia na ústavu vodních staveb, projekční společnosti ale i zahraniční stáže. Provedené výzkumy byly do rozsahu a náročnosti práce značné. Jak po časové stránce, tak i po fyzické a bez pomoci níže jmenovaných by práce byla obtížně zvládnutelná. Proto bych chtěl poděkovat i těm, se kterými jsem se mohl během studia setkat a kteří ovlivnili mé vodohospodářské kroky.

Prvně bych chtěl poděkovat svému vedoucímu doc. Ing. Jaroslavu Veselému, CSc. za to, že byl nejen stále vstřícný, ale hlavně za to, že mi umožnil nastoupit na cestu vědeckého poznání a byl mi svými radami a zkušenostmi vždy nápomocen.

Dále bych chtěl vyjádřit velké díky Ing. Zbyňku Zachovalovi, Ph.D., který mě zasvětil do experimentálního výzkumu a stal se tak pro mě druhým vedoucím. Byl mi vždy nápomocen s jakýmkoliv problémem nebo dotazem a jeho odborná zdatnost, pracovitost, preciznost a zapálenost pro věc byly pro mě vždy motivací.

Poděkovat bych zde také chtěl Ing. Jiřímu Švancarovi za poskytnutou důvěru a odbornou pomoc při vedení a řešení projektů v projekční praxi. Ing. Haně Uhmánové, CSc. za připomínky k práci.

V poslední řadě, ale né nejméně, bych chtěl poděkovat rodině, přátelům a přítelkyni Veronice za poskytnutou podporu během studia.

Výsledky by nebylo možné získat bez podpory grantového programu FRVŠ 1771/2012 „Počátek pohybu splavenin za vysokých hodnot relativní drsnosti“ a specifického vysokoškolského výzkumu FAST-J-12-29 „Armovací proces krycí vrstvy dna štěrkonosného toku za vysokých hodnot relativní drsnosti“. Dále děkuji společnosti SolidVision za laserové naskenování povrchu dna.

Professor Pierre Julien has been my host supervisor during a visit at Colorado State University, USA. I would like to thank him for provided opportunity. His knowledge and personal approach still inspire me not only in the field of sedimentation and river engineering. I would like to extend my appreciation to Dr. Karan Venayagamoorthy. Karan's motivation and strong demands were challenging me to improve numerical methods. Special thanks to HwaYoung Kim and Jon Rainwater for common discussion on assignments and life.

# OBSAH

<b>ABSTRAKT .....</b>	<b>III</b>
<b>KLÍČOVÁ SLOVA .....</b>	<b>III</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>III</b>
<b>KEYWORDS .....</b>	<b>III</b>
<b>PODĚKOVÁNÍ.....</b>	<b>VI</b>
<b>1 ÚVOD .....</b>	<b>1</b>
1.1 CÍLE A METODA ŘEŠENÍ .....	2
1.2 STRUKTURA DOKTORSKÉ DISERTAČNÍ PRÁCE.....	3
<b>2 STANOVENÍ POČÁTKU POHYBU DNOVÝCH SPLAVENIN .....</b>	<b>4</b>
2.1 KVANTIFIKÁTORY POČÁTKU POHYBU .....	4
2.1.1 Shieldsův graf .....	6
2.2 STABILITA ZRN .....	8
2.3 TEORETICKÁ ANALÝZA POČÁTKU POHYBU.....	9
2.3.1 Vliv úhlu vnitřního tření zeminy.....	11
2.3.2 Vliv Reynoldsova třecího kritéria .....	12
<b>3 POČÁTEK POHYBU A TRANSPORT STEJNOZRNNÝCH SPLAVENIN ZA MALÝCH RELATIVNÍCH HLOUBEK.....</b>	<b>14</b>
3.1 VLIV RELATIVNÍ HLOUBKY .....	14
3.2 POPIS EXPERIMENTU .....	17
3.3 VYHODNOCENÍ A DÍLČÍ ZÁVĚRY .....	21
3.3.1 Stanovení třecí rychlosti.....	21
3.3.2 Změřené stavy .....	22
3.3.3 Absolutní počátek pohybu splavenin .....	23
3.3.4 Transport splavenin.....	24
3.4 ZÁVĚR.....	26
<b>4 TVAR RYCHLOSTNÍHO PROFILU V BLÍZKOSTI DNA A HYDRAULICKÝ ODPOR ZA MALÝCH RELATIVNÍCH HLOUBEK.....</b>	<b>27</b>
4.1 TEORIE TVARU RYCHLOSTNÍHO PROFILU .....	27
4.1.1 „log“ vrstva – vrstva s logaritmickým tvarem rychlostního profilu .....	28
4.1.2 „log-wake“ vrstva .....	29
4.2 MĚŘENÍ BODOVÝCH RYCHLOSTÍ PŘI ABSOLUTNÍM POČÁTKU POHYBU SPLAVENIN .....	29
4.2.1 Vyhodnocení bodových rychlostí a dílčí závěry .....	30
4.3 NUMERICKÝ MODEL .....	32
4.3.1 Laserové skenování dna.....	33
4.3.2 Popis geometrie a výpočetní oblasti.....	33
4.3.3 Okrajové podmínky a parametry výpočtu .....	35
4.3.4 Výsledky numerického modelu.....	36
4.4 VYHODNOCENÍ A DÍLČÍ ZÁVĚRY .....	36
4.5 HYDRAULICKÝ ODPOR PROUDĚNÍ.....	38
4.5.1 Odporové součinitele .....	38
4.5.2 Vyhodnocení a dílčí závěr.....	39

<b>5</b>	<b>ARMOVACÍ PROCES KRYCÍ VRSTVY NESTEJNOZRNNÉHO MATERIÁLU DNA ZA MALÝCH RELATIVNÍCH HLOUBEK .....</b>	<b>43</b>
5.1	STRUKTURA NESTEJNOZRNNÉHO MATERIÁLU DNA.....	43
5.2	PROCES TRÍDĚNÍ ZRN V KRYCÍ VRSTVĚ.....	46
5.3	POPIS EXPERIMENTU.....	52
5.4	VYHODNOCENÍ A DÍLČÍ ZÁVĚRY .....	55
5.4.1	Absolutní počátek pohybu splavenin .....	55
5.4.2	Transport splavenin.....	56
5.4.3	Třídění zrn v krycí vrstvě.....	58
5.4.4	Tloušťka krycí vrstvy.....	60
<b>6</b>	<b>VLIV VYTŘÍDĚNOSTI KRYCÍ VRSTVY NA HYDRAULICKOU DRSNOST</b>	<b>61</b>
6.1	TEORIE .....	61
6.2	VYHODNOCENÍ A ZÁVĚRY .....	64
<b>7</b>	<b>OVĚŘENÍ POZNATKŮ NA PŘÍRODNÍM SPÁDOVÉM STUPNI .....</b>	<b>69</b>
7.1	POSUZOVANÁ LOKALITA .....	69
7.2	PROUDĚNÍ VODY V OBJEKTU .....	71
7.2.1	Popis modelu.....	71
7.2.2	Zhodnocení .....	72
7.3	SPLAVENINOVÝ REŽIM A VÝVOJ ÚROVNĚ DNA KORYTA .....	73
7.3.1	Popis modelu.....	73
7.3.2	Zhodnocení .....	75
7.4	ZÁVĚR.....	75
<b>8</b>	<b>ZÁVĚR A DOPORUČENÍ .....</b>	<b>77</b>
	<b>LITERATURA .....</b>	<b>80</b>
	<b>SEZNAM OBRÁZKŮ .....</b>	<b>91</b>
	<b>SEZNAM TABULEK .....</b>	<b>94</b>
	<b>SYMBOLIKA .....</b>	<b>95</b>
	<b>SEZNAM PŘÍLOH .....</b>	<b>100</b>

# Kapitola 1

## ÚVOD

Přirozený vývoj koryta toku se považuje za dynamický systém, který utvářejí říční procesy jako eroze, usazování a transport splavenin. Říční procesy jsou vyvolány proudem vody, který působí na materiál dna a svahů a vyvolává tak odporové síly. Při překonání odporových sil se materiál dostává do pohybu a nastává transport splavenin, který může být realizován po dně (dnové splaveniny) nebo v suspenzi (plaveniny). Vodní toky se snaží dosáhnout rovnovážného stavu, kdy sklon, šířka i hloubka koryta jsou z dlouhodobého hlediska neměnné. V případě, kdy odporové síly jsou větší než síly vyvolávající pohyb splavenin, materiál se usazuje. Velikost a směr výslednice výše uvedených sil vyvolává říční proces.

Mezi hlavní cíle říčního inženýrství patří prognóza vývoje dna toku (počátek pohybu splavenin, transport splavenin, aj.) závislá na charakteristikách proudu, povrchu dna a transportovaném množství splavenin (*Bettess a Frangipane, 2003*). Dno se vyvíjí přirozeně, antropogenními zásahy nebo jejich kombinací.

Stanovení počátku pohybu splavenin je jedna ze základních klíčových otázek spojená s transportem splavenin. Přesné definování a správné určení kritérií počátku pohybu je od dob Shieldsova experimentu často diskutované téma. Navazující experimenty a postupné upřesňování kritérií pro různé podmínky proudění přináší nové poznatky pro určování stability a vývoje říčních koryt, zhodnocení biotopu, ochranu živočichů nebo porozumění procesům vývoje povrchu planet (*Lamb a kol., 2008*). Současné výsledky výzkumů pro specifické podmínky, jako je proudění o malých hloubkách při velké drsnosti, zatím nepodávají jednotné závěry a kritéria, která počátek pohybu a transport určují, jsou interpretována různě.

## 1.1 Cíle a metoda řešení

Doktorská disertační práce (DDP) si klade za cíl sjednotit současné poznatky a stanovit počátek pohybu dnových splavenin a transport dnových splavenin na šterkonosných tocích pro stejnozrné a nestejnozrné materiály dna při plně turbulentním proudění o malých hloubkách vody (malé relativní hloubky), které je charakteristické pro horské toky. Dalším cílem DDP je prošetřit vlivy možných parametrů na počátek pohybu splavenin a zvláště objasnit vlivy malé relativní hloubky, statického armování (vytvoření „dnové dlažby“) a struktury rychlostního pole v blízkosti dna.

Zvolená metoda řešení cílů DDP spočívá v provedení experimentálních výzkumů, numerických simulací a měření v terénních podmínkách. Uvedené cíle jsou řešeny následujícím postupem:

- Laboratorní experimenty s přibližně stejnozrným materiálem dna (materiál jedné zrnitostní frakce) jsou zaměřeny na stanovení počátku pohybu a na popis rychlostního profilu UVP (Ultrasonic Velocity Profile) Monitorem v jeho blízkosti, který určuje silový účinek proudu na zrna. Součástí vyhodnocení rychlostního profilu je stanovení velikosti Nikuradseho ekvivalentní pískové drsnostní výšky  $k_s$  pro použitý materiál ve vztahu k jeho zrnitostním charakteristikám a určení součinitele tření v závislosti na relativní hloubce. Rychlostní profil je porovnán s rychlostním profilem stanoveným trojrozměrným numerickým modelem, což je základní podmínka pro určení počátku pohybu zrn a použitelnost vybraného numerického modelu pro transport splavenin. Dále jsou provedeny experimenty stanovující průtok splavenin při rovnoměrném proudění a při přibližně rovném dně bez dnových útvarů pro stanovení transportní rovnice za daných podmínek.
- V další části je proveden experiment popisující vliv třídění nestejnozrného materiálu krycí vrstvy dna při statickém armování (bez přísunu splavenin) na počátek pohybu splavenin za malých hodnot relativní hloubky  $h/k_s$ . Rychlostní profil je měřen UVP Monitorem pro různé stupně vytřídění materiálu krycí vrstvy dna a z nich je stanovena Nikuradseho ekvivalentní písková drsnostní výška pro nestejnozrný materiál ve vztahu k jeho zrnitostním charakteristikám.
- V poslední části DDP je provedena simulace transportu splavenin zvoleným numerickým modelem verifikovaným experimentálními výzkumy. Vývoj koryta toku je následně porovnán se skutečným vývojem koryta za malých hodnot relativní hloubky.



## 1.2 Struktura doktorské disertační práce

DDP je členěna do 8 kapitol, po kterých následují výčet citované literatury, seznamy obrázků, tabulek, symboliky a seznam příloh. Přílohy jsou uvedeny za seznamem příloh.

V úvodu DDP (kapitola 1) je všeobecně představena dynamika vývoje koryt a důležitost správného určení počátku pohybu splavenin ve vztahu ochrany a správy vývoje říčních koryt. Následuje představení cílů a metody řešení DDP.

V kapitole 2 je vysvětlen pojem počátku pohybu splavenin a jsou uvedeny jeho nejdůležitější kvantifikátory. Podrobně je specifikováno Shieldsovo kritérium s uvedenými možnostmi vyobrazení Shieldsova grafu. Dále je představena teoretická analýza pro určení stability zrn při počátku pohybu.

Vliv malých relativních hloubek na počátek pohybu stejnozrného materiálu je uveden v kapitole 3. Na základě rešerše soudobých poznatků byl proveden experimentální výzkum. Výsledky výzkumu jsou porovnány s daty dostupných autorů a je provedeno zhodnocení získaných poznatků.

Kapitola 4 pojednává o tvaru rychlostního profilu v blízkosti dna při malých relativních hloubkách a nestejnozrného materiálu dna. V závěru kapitoly jsou vyhodnoceny tvary rychlostních profilů pro případy nepohyblivého a pohyblivého dna.

Armovací proces krycí vrstvy nestejnozrného materiálu dna je představen v kapitole 5. Experimentální výzkum je popsán a vyhodnocen pro podmínky statického armování. Stanoven je počátek pohybu splavenin, transportní vztah, vývoj třídění zrn krycí vrstvy a tloušťka aktivní vrstvy.

Postupným tříděním krycí vrstvy dochází ke změně hydraulické drsnosti, která je vysvětlena v kapitole 6 ve vztahu k jejímu vytřídění. Je uveden přehled způsobů vyhodnocení hydraulické drsnosti a podle zvoleného způsobu je vyhodnocen vztah pro koncové vytřídění. Výsledný vztah je porovnán s dostupnými vztahy autorů.

Výsledky experimentálních výzkumů jsou ověřeny na přírodním spádovém stupni v kapitole 7. Ověření je provedeno pomocí dat z terénního měření. V závěru kapitoly jsou využity výsledky experimentálních výzkumů pro predikci vývoje a ověření funkcí spádového stupně.

Závěrečná kapitola 8 shrnuje poznatky z experimentální činnosti, terénního výzkumu, numerických simulací a předkládá další možné náměty pro další výzkum.

## Kapitola 2

# STANOVENÍ POČÁTKU POHYBU DNOVÝCH SPLAVENIN

### 2.1 Kvantifikátory počátku pohybu

Počátek pohybu splavenin je definován překročením kritické hodnoty vybrané veličiny tzv. kvantifikátoru. Je to stav, kdy je do pohybu uvedeno první zrn (absolutní počátek pohybu) nebo určité množství zrn (všeobecný počátek pohybu), které je kvantifikované vizuálními (např. dle Kramera, 1935) (*Buffington*, 1999), extrapoláčními a analytickými metodami (*Buffington a Montgomery*, 1997). Počátek pohybu stanovený vizuální metodou je definován pohybem prvního zrna nebo pohybem určeného počtu zrn. Při extrapoláční metodě je počátek pohybu stanoven z transportu splavenin zpětně na základě referenční hodnoty (např. bezrozměrného specifického průtoku splavenin). Zrna jsou již transportována, dno je přetvářeno a mohou se na něm vytvářet dnové útvary (vrásky, duny) měnící hydraulické podmínky. Absolutní počátek pohybu je vhodný pro posuzování stability opevnění (kamenné pohozy, záhozy) nebo konstrukcí (balvanité skluzy, bezpečnostní přelivy), kde uvolněné zrn může vyvolat proces celkové destrukce. Všeobecný počátek pohybu obvykle určuje dolní limit transportní rovnice.

Nejvýznamnějšími kvantifikátory pro určení počátku pohybu splavenin jsou:

- **Kritické smykové napětí  $\tau_c$**  (DuBoys, 1879) (*Bogárdi*, 1978; *Julien*, 2010)

$$\tau_c = \gamma h i, \quad (2-1)$$

kde  $\gamma$  je měrná tíha vody,  $h$  je hloubka vody a  $i$  je sklon dna.

- **Shieldsovo kritérium  $\theta$**  (*Shields*, 1936)

$$\theta = \frac{\tau_c}{(\rho_s - \rho)gd}, \quad (2-2)$$

kde  $\rho_s$  je hustota zrn,  $\rho$  je hustota vody,  $g$  je tíhové zrychlení a  $d$  je průměr zrna splavenin.

- **Kritická rychlost  $u_c$  na vrcholu zrna** (Isbash, 1936) (*Recking a Pitlick, 2013*)

$$u_c = E(2g\Delta d)^{1/2}, \quad (2-3)$$

kde  $E$  je bezrozměrný parametr a  $\Delta = \rho_s/\rho - 1$  je relativní hustota splavenin pod vodou. Kritická rychlost je často pro praktické použití nahrazována průřezovou rychlostí.

- **Einsteinův bezrozměrný specifický průtok splavenin  $q^*$**  (Einstein, 1942) (*Einstein, 1950*)

$$q^* = \frac{q_{bv}}{(\Delta g d^3)^{0.5}}, \quad (2-4)$$

kde  $q_{bv}$  je specifický objemový průtok splavenin.

- **Číslo mobility  $Mn$**  (Liu, 1957) (*Armitage a Rooseboom, 2010; Langmaak, 2013*)

$$Mn = \frac{u_*}{v_s}, \quad (2-5)$$

kde  $u_*$  je třecí rychlost a  $v_s$  je usazovací rychlost.

- **Specifický průtok vody  $q$**  (Schoklitsch, 1962) (*Bathurst a kol., 1987*)

$$q = vh, \quad (2-6)$$

kde  $v$  je průřezová rychlost.

- **Energie proudu  $\tau \cdot v$**  (podle Bagnolda, 1966) (*Julien, 2010*) (2-7)

- **Bezrozměrný parametr  $N$**  (*Neill a Yalin, 1969*)

$$N = \frac{nd^3}{u_*}, \quad (2-8)$$

kde  $n$  je počet přesunutých zrn přes určenou oblast  $A$  za časový interval  $t$ .

- **Parametr průtoku splavenin  $W$**  (*Parker a Klingeman, 1982b*)

$$W = \frac{q^*}{\theta}. \quad (2-9)$$

- **Intenzita transportu splavenin  $I$**  (*Schvidchenko a Pender, 2000*)

$$I = \frac{n}{mt}, \quad (2-10)$$

kde  $m$  je počet zrn na určené oblasti  $A$ .

- **Pravděpodobnostní koncept  $\Gamma$**  (*Dancey a kol., 2002*)

$$\Gamma = I\theta = \frac{nI}{m}, \quad (2-11)$$

kde  $I$  je průměrný časový interval turbulencí a  $\bar{n}$  je průměrný počet přesunutých zrn.

- **Průřezová rychlost  $v$**  (Hjulström) (*Miedema*, 2008).
- **Nevymílací rychlost  $v_c$**  (*Raplík a kol.*, 1989).
- A další jako fluktuace tlaku, průtok, svislicová rychlost, dnová rychlost aj.

Výběr kvantifikátoru komplikuje skutečnost, že každý výzkum byl proveden za různých podmínek proudění a složení dna. Určení počátku pohybu by mělo vycházet z analýz metod a výchozí metoda pro stanovení by měla co nejlépe odpovídat simulovaným podmínkám (*Roušar*, 2013a). Je třeba zdůraznit, že počátek pohybu stanovený vizuální metodou nebo extrapolací metodou je různý především ve své podstatě (*Southard*, 2006) a proto se hodnota kvantifikátoru bude lišit. Hodnota kvantifikátoru pro absolutní počátek pohybu určená vizuální metodou je menší než hodnota určená extrapolací metodou (*Buffington a Montgomery*, 1997).

### 2.1.1 Shieldsův graf

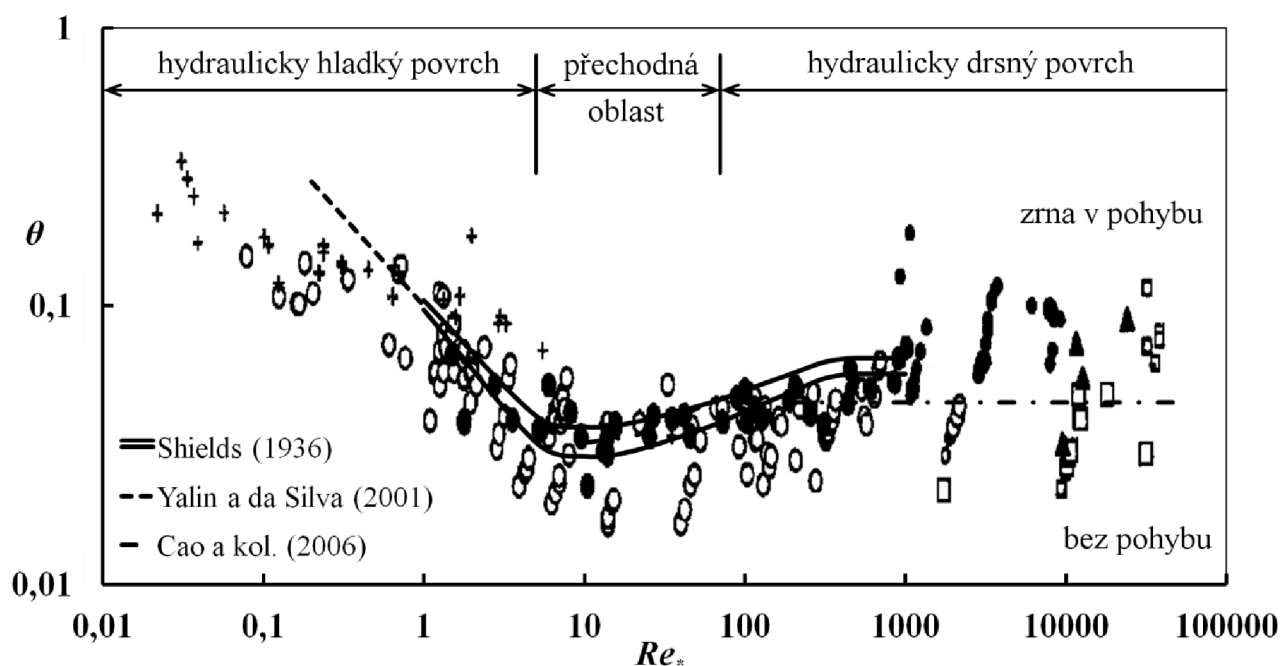
Nejpoužívanějším kvantifikátorem počátku pohybu splavenin je Shieldsovo kritérium (*Schvidchenko a Pender*, 2000; *Lenzi a kol.*, 2006) všeobecně známé v podobě Shieldsova grafu (*Shields*, 1936). Doplněný graf je vyobrazen na Obr. 2.1 a jako jeden z kvantifikátorů nejlépe vystihuje (*Paphitis*, 2001) počátek pohybu splavenin pro nesoudržný materiál (*Julien*, 2010).

Shields navázal na již provedené experimenty (*Kramer, Casey*) a v roce 1936 publikoval své výsledky v disertační práci (*Buffington*, 1999), kde počátek pohybu splavenin nesoudržného téměř stejnozrného materiálu (hnědé uhlí, drcená žula, drcený baryt) vyjádřil závislostí Shieldsova kritéria  $\theta$  a třetího Reynoldsova kritéria  $Re_*$

$$Re_* = \frac{u_* k_s}{\nu}, \quad (2-12)$$

kde  $k_s$  je Nikuradseho ekvivalentní písková drsnostní výška a  $\nu$  je kinematická viskozita vody.

Shieldsovo kritérium pro vodorovné dno určil (*Julien*, 2010) z poměru aktivní (hydrodynamické vodorovné) síly a pasivních (vztlakové a tíhové) sil. Shieldsův graf je platný pro poměr  $R/d > 25$  (*Shields*, 1936), kde  $R$  je hydraulický poloměr.



Obr. 2.1 Shieldsův graf doplněný body z výzkumů provedených různými autory, vynesené bodové hodnoty (Buffington, 1995) jsou vztaženy na medián zrna krycí vrstvy

Z hlediska charakteru rychlostního profilu v blízkosti dna ovlivněného velikostí zrn se závislost v grafu vyjadřující počátek pohybu splavenin dělí na 3 hlavní oblasti. Pro hydraulicky hladký povrch  $Re_* < 5$  je proudění laminární nebo turbulentní (Buffington a Montgomery, 1997). V rozsahu  $5 < Re_* < 70$  se jedná o přechodnou oblast a pro hydraulicky drsný povrch  $Re_* > 70$  je proudění turbulentní (Yalin, 1972). Pro  $Re_*$  větší než 500 je hodnota Shieldsova kritéria konstantní. Hodnota se liší podle autora a pohybuje se od 0,030 do 0,086 (Buffington a Montgomery, 1997), kde hodnota uváděná Shieldsem (1936) pro přirozená zrna je 0,060. Kanellopoulos (1998) uvedl pro kulová zrna 0,011. Bathurst a kol. (1972) změřili hodnotu 0,193 pro malé hodnoty relativní hloubky a přirozená zrna. Rozptyl uvedených hodnot může být způsoben metodou stanovení počátku pohybu, drsností koryta, tvarem rychlostního profilu, definicí tečného napětí, složením krycí vrstvy, tvarem a zaobleností částic, technikou měření aj. (Buffington a Montgomery, 1997), (Recking, 2009).

Taylor a Vanoni (1972) (Raudkivi, 1976; García, 2000) zpětnou analýzou definovali Shieldsovu křivku hodnotou Einsteinova bezrozměrného specifického průtoku splavenin  $q^* \approx 0,1$ .

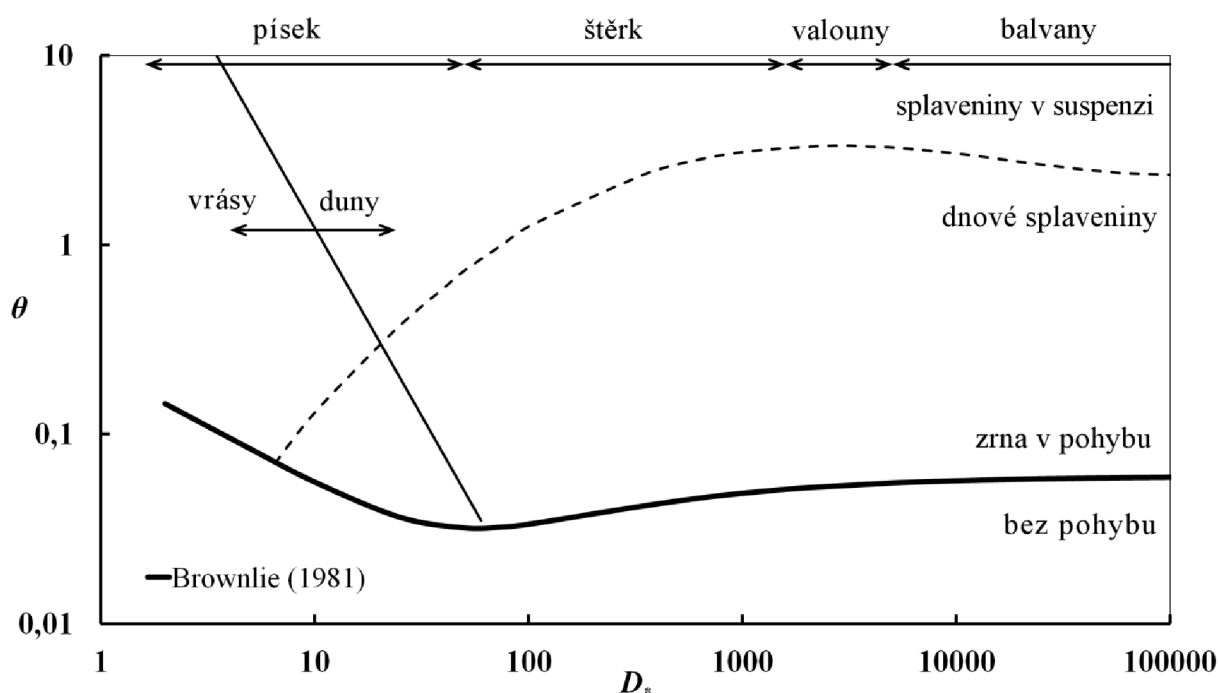
Praktické využití Shieldsova grafu je znesnadněno přímým určením počátku pohybu z měřených dat. V obou určujících kritériích je zakomponována třetí rychlost  $u_*$  a pro její stanovení je nutná iterace. Proto se přechází k modifikovanému Shieldsově grafu (Obr. 2.2), kde Vanoni (1964) (García, 2008) nahradil  $Re_*$  bezrozměrnou velikostí zrna  $D_*$  (Julien, 2010; Armitage a Rooseboom, 2012)

$$D_* = d \left( \frac{\Delta g}{\nu^2} \right)^{1/3} . \quad (2-13)$$

Křivku kritické hodnoty Shieldsova kritéria v závislosti na bezrozměrné velikosti zrna matematicky vyjádřil Brownlie (1981) (García, 2000)

$$\theta_c = 0,22D_*^{-3/5} + 0,06\exp(-17,77D_*^{-3/5}) . \quad (2-14)$$

Další vztahy např. dle Paphitise (2001), Chenga (2004) aj. jsou uvedené v (Beheshti a Ataie-Ashtiani, 2008; Miedema, 2008).



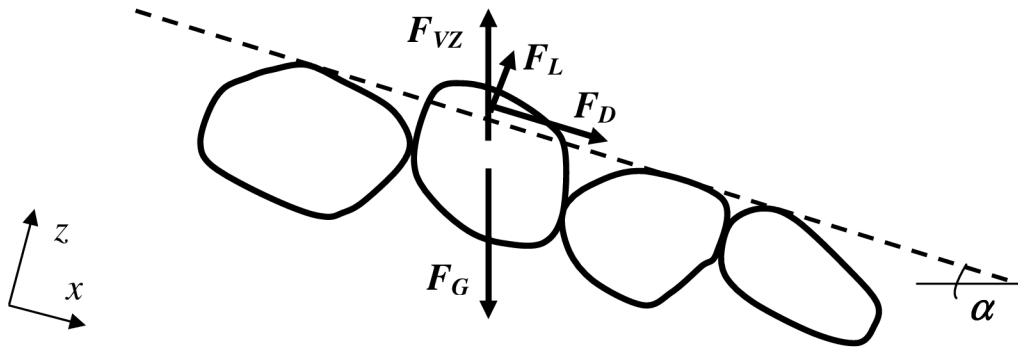
Obr. 2.2 Modifikovaný Shieldsův graf doplněný vztahem dle Niña a Garcíi (García, 2008) určující rozhraní pohybu splavenin po dně a v suspenzi, křivka je definovaná poměrem třecí rychlosti a usazovací rychlosti;  $u^*/v_s \approx 1$

Na Obr. 2.2 je uveden výskyt dnových útvarů (García, 2008) a roztrídění podle velikosti zrna (ČSN EN ISO 14688-1) pro teplotu vody 10 °C a hustotu zrn 2650 kg·m<sup>-3</sup>.

## 2.2 Stabilita zrn

Pro vyjádření stability nesoudržných zrn vystavěných rovnoměrnému proudu lze vycházet ze silové rovnováhy (Wiberg a Smith, 1987; Lamb a kol., 2008), momentové analýzy (Lau a Engel, 1999; Julien, 2010) nebo z regresní analýzy bezrozměrných parametrů (Dey a Raju, 2002).

Při silové rovnováze proud kapaliny působí na obtékané zrno ve dně a zrno je stabilní dokud síly vyvolané proudem kapaliny jsou menší než síly odporové. Síly vyvolané proudem kapaliny jsou hydrodynamické odporové síly vodorovná (drag)  $F_D$  a vztlková (lift)  $F_L$ . Další síla napomáhající pohybu je síla vztlková  $F_{VZ}$ . Mezi odporové síly patří síla tíhová  $F_G$  a v případě soudržných zrn kohezní síly  $F_R$  (Lick, 2009). Silový účinek na nesoudržná zrna je vykreslen na Obr. 2.3, kde  $\alpha$  je sklon dna.



Obr. 2.3 Silový účinek na zrno ve dně při obtékání kapalinou v rovnoměrném proudu

Hydrodynamická odporová síla pro vodorovný směr  $F_D$

$$F_D = \frac{C_D}{2} \rho u^2 A_{yz}, \quad (2-15)$$

hydrodynamická odporová síla vztlková  $F_L$

$$F_L = \frac{C_L}{2} \rho u^2 A_{yz}, \quad (2-16)$$

vztlková síla  $F_{VZ}$

$$F_{VZ} = V \rho g, \quad (2-17)$$

a síla tíhová  $F_G$

$$F_G = V \rho_s g, \quad (2-18)$$

kde  $C_D$  a  $C_L$  jsou hydrodynamické odporové součinitele,  $u$  je bodová rychlost,  $A_{yz}$  je plocha v rovině  $yz$  vystavená proudu ve směru  $x$  a  $V$  je objem zrna.

## 2.3 Teoretická analýza počátku pohybu

Stanovení počátku pohybu ponořených stejně velkých nesoudržných kulových zrn uložených na rovném vodorovném dně je závislé na charakteristikách proudu na dně a na charakteristikách zrna a jeho uložení ve dně, tedy na  $u_*$  třecí rychlosti, hloubce  $h$ , hustotě vody  $\rho$ , kinematické viskozitě vody  $\nu$  a na hustotě zrn pod vodou  $\rho_s - \rho$ , úhlu vnitřního tření zrn  $\tan\phi$ , průměru zrn  $d$  a na tíhovém zrychlení  $g$ .

Z rozměrové analýzy vyplývá (Yalin, 1972; Novak a Čábelka, 1981; Ettema, 2000), že počátek pohybu pro rovný a vodorovný povrch dna je dán funkční závislostí

$$Fr_*^2 = f_1 \left\{ \Delta, \tan \varphi, Re_*, \frac{h}{d} \right\}, \quad (2-19)$$

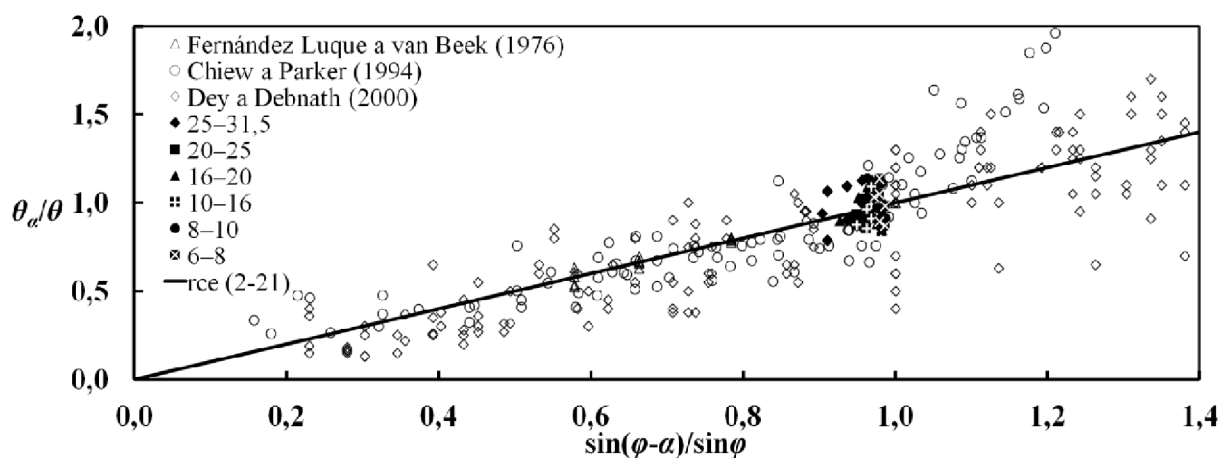
kde  $Fr_* = u_*/(gd)^{1/2}$  je Froudovo třecí kritérium. Zavedením Shieldsova kritéria (pro vodorovné dno)  $\theta = Fr_*^2/\Delta$  přejde funkční závislost (2-19) do tvaru

$$\theta = f_2 \left\{ \tan \varphi, Re_*, \frac{h}{d} \right\}. \quad (2-20)$$

V případě skloněného dna je pohyb zrn ovlivněn směrem působící tíhové síly způsobující zvětšení unášecí síly a zmenšení třecí síly (Fernández Luque, 1974; Fernández Luque a Van Beek, 1976; Mizuyama, 1977; Bathurst a kol., 1987; Whitehouse a Hardisty, 1988; Chiew a Parker, 1994; Damgaard a kol., 1997; Lau a Engel, 1999; Zanke, 2003; Lamb a kol., 2008). Sklon dna má vliv pouze na Froudovo třecí kritérium, tedy ve funkčním vztahu (2-20) pouze na Shieldsovo kritérium (nemění hodnotu  $\varphi$ ). Vztah vyjádřený z momentové rovnováhy (Fernández Luque, 1974) a také ze silové rovnováhy (Chiew a Parker, 1994), případně s použitím rozměrové analýzy (Lau a Engel, 1999) a ověřený měřeními (Fernández Luque, 1974; Chiew a Parker, 1994; Dey a Debnath, 2000) je

$$\theta = \theta_\alpha \frac{\sin \varphi}{\sin(\varphi - \alpha)} = \theta_\alpha \cos \alpha \left( 1 - \frac{\tan \alpha}{\tan \varphi} \right). \quad (2-21)$$

Pomocí vztahu (2-21) lze přepočítat Shieldsovo kritérium obdržené z měření pro daný sklon dna  $\theta_\alpha$  na Shieldsovo kritérium pro vodorovné dno  $\theta$ . Na Obr. 2.4 jsou uvedena data s vlastním měřením, která závislost potvrzují. Experimentální výzkum provedený pro stejnozrný materiál s frakcemi kameniva 6–8, 8–10, 10–16, 16–20, 20–25, 25–31,5 [mm] je popsán v kapitole 3.



Obr. 2.4 Vliv sklonu dna na hodnotu Shieldsova kritéria při počátku pohybu



### 2.3.1 Vliv úhlu vnitřního tření zeminy

Geometrické vlastnosti zrna, jako jsou velikost zrna (*Julien*, 2010), tvar zrna (*Komar a Li*, 1986), zaoblenost (*Simons*, 1957) a povrchová drsnost (*Shields*, 1936), stejně tak zastoupení velikostí zrn (*Komar a Li*, 1986; *Wiberg a Smith*, 1987; *Bridge a Bennett*, 1992), zhutnění a uložení zrn (*Fenton a Abbott*, 1977; *Papanicolaou*, 1997; *Dancey a kol.*, 2002; *Miedema*, 2008), mají vliv na úhel vnitřního tření  $\tan\varphi$ , na stanovení charakteristického rozměru zrna  $d$  (*Bunte a Abt*, 2001) a na hydrodynamické odporové síly působící na zrno, protože určují  $Re_*$  (*García*, 2008).

Z výše uvedeného přehledu plyne, že geometrické vlastnosti zrna, velikostní zastoupení zrn, jejich zhutnění a uložení mají celkový dopad na všechny nezávislé proměnné uvedené ve funkční závislosti (2-20) a proto jsou obtížně obecně stanovitelné. Některé modely stanovující počátek pohybu zrn jsou založené přímo na regresní analýze bezrozměrných parametrů (*Dey a Raju*, 2002), jiné jsou založené na momentové analýze (*Ling*, 1995; *Dey*, 1999; *Vollmer a Kleinhans*, 2007; *Lee a Balachandar*, 2012) a jiné na silové analýze (*Wiberg a Smith*, 1987; *Zanke*, 2003) s využitím úhlu vnitřního tření  $\tan\varphi$ , který většinu z nich souhrnně vyjadřuje.

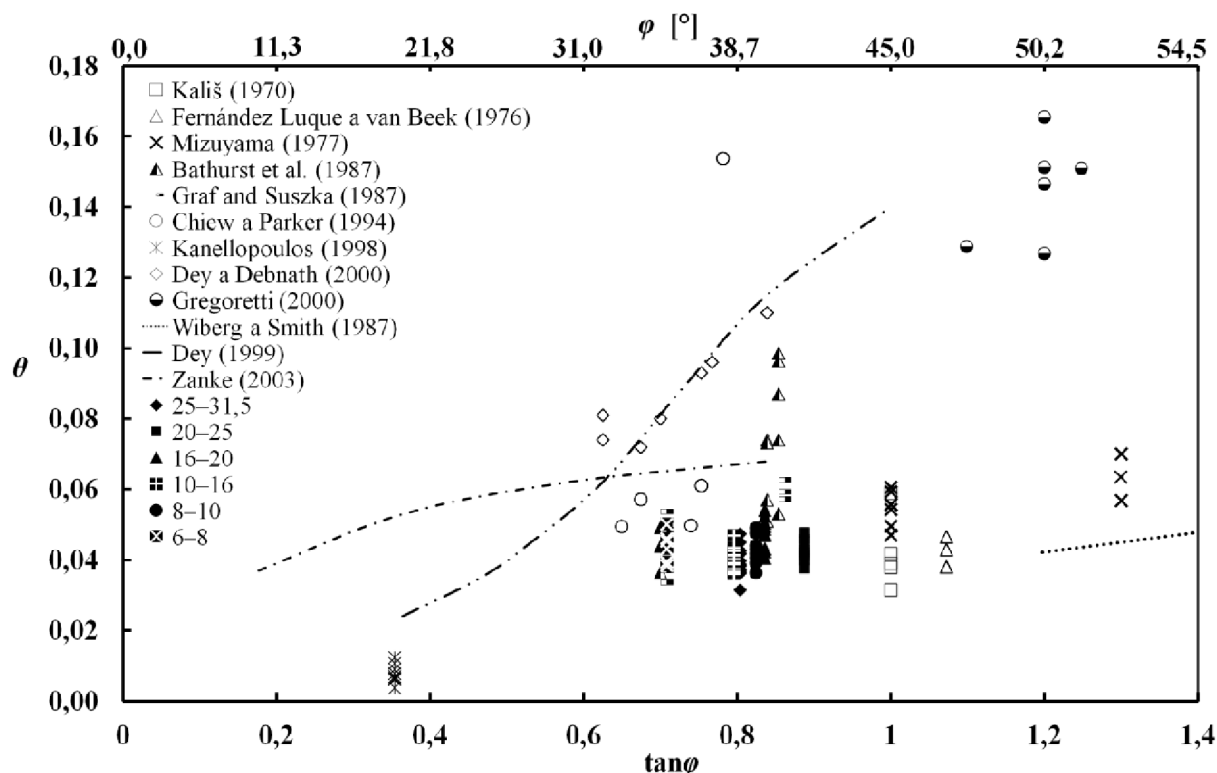
Vliv úhlu vnitřního tření  $\tan\varphi$  na Shieldsovo kritérium  $\theta$  odvozený teoreticky ze silové rovnováhy pro zrno, které se pohne sunutím (*Iwagaki*, 1956; *Chepil*, 1959; *Coleman*, 1967; *Ikeda*, 1982; *Wiberg a Smith*, 1987; *Armanini a Gregoretti*, 2005) a pro plně turbulentní proudění se zahrnutím pouze časově a plošně středních hodnot rychlosti lze obecně zapsat ve tvaru

$$\theta = C_\varphi \frac{\tan\varphi}{C_D - C_L \tan\varphi}, \quad (2-22)$$

kde  $C_\varphi$  je součinitel proporcionality (*Komar a Li*, 1986). Potvrzení správnosti rovnice (2-22) (*Bridge a Bennett*, 1992) je obtížné, poněvadž obsahuje tři neznámé součinitele.

Součinitel  $C_\varphi$  je možné odvodit analyticky z geometrie zrna, tvaru rychlostního profilu, volbě Nikuradseho ekvivalentní pískové drsnostní výšky  $k_s$  a vzdálenosti těžiště obtékaného zrna od volené srovnávací roviny dna (*Wiberg a Smith*, 1987). Odporový součinitel  $C_D$  a součinitel hydrodynamického vztlaku  $C_L$  (způsobený rychlostním gradientem) se vztahují k tvaru obtékané části zrna a tvaru rychlostního profilu. Hodnoty  $C_D$  se pohybují v širokém rozmezí od 0,3 až do 2,0, hodnoty  $C_L$  se pohybují od 0,1 až do 0,8 a poměr  $C_L/C_D$  je od 0,4 do 1,8 (*Chepil*, 1959; *Chepil*, 1961; *Brayshaw a kol.*, 1983; *Zanke*, 2003; *Zeng a kol.*, 2005; *Vollmer a Kleinhans* 2007; *Hölzer a Sommerfeld*, 2008; *Loth*, 2008; *Dwivedi*, 2010; *Lee a Balachandar*, 2012).

Hodnoty z experimentů pro  $h/d \geq 1$ ,  $Re_* \geq 100$  a modely některých autorů zobrazuje Obr. 2.5. Vlastní experimentální výzkum je popsán v kapitole 3.



Obr. 2.5 Vliv úhlu vnitřního tření zeminy na hodnotu Shieldsova kritéria při počátku pohybu

### 2.3.2 Vliv Reynoldsova třecího kritéria

Při plně turbulentním proudění přibližně od  $Re_* > 70$  (Yalin, 1972) až  $Re_* > 500$  (Shields, 1936), při použití materiálu stejných vlastností (stejný úhel vnitřního tření zeminy) a při velkých hodnotách relativní hloubky přibližně  $h/d > 10$  experimenty potvrzují nezávislost Shieldsova kritéria na Reynoldsově třecím kritériu (Yalin a Karahan, 1979). Hodnota Shieldsova kritéria se zde mění pouze s vlastnostmi materiálu uvedenými výše, s definicí a způsobem stanovení jednotlivých veličin, se způsobem pohybu – sunutím, valením, saltací (Ling, 1995) a také s metodou stanovení počátku pohybu (Buffington a Montgomery, 1997).

Nezávislost na Reynoldsově kritériu se opírá o neměnnost tvaru rychlostního profilu v blízkosti rovného dna při rovnoměrném plně turbulentním proudění  $Re_* > 70$  (Schlichting, 1979) s relativní hloubkou  $h/d > 3$  až 4 (Bettes, 1984; Wiberg a Smith, 1987). Vzhledem k nehomogenitě drsnosti vytvořené přírodními zrny, je vhodné vyjádřit rychlostní profil pomocí časově a plošně střední hodnoty rychlosti  $\bar{u}_x$

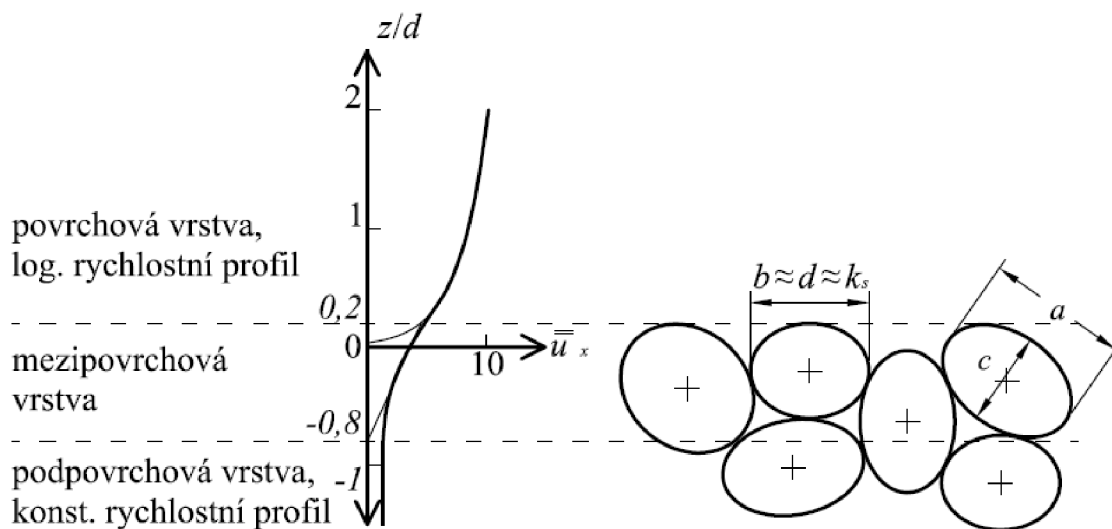
$$\frac{\bar{u}_x}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{k_s}\right) + C, \quad (2-23)$$

kde  $\kappa$  je von Karmánova konstanta a  $k_s$  je Nikuradseho ekvivalentní písková drsnostní výška, která se vyjadřuje pomocí velikosti zrna  $d$ . Pro Nikuradseho případ je  $\kappa = 0,4$ ,  $k_s = d$ ,  $C = 8,5$  (Keulegan, 1938; Schlichting, 1979).

Platnost rovnice (2-23) se vztahuje pouze k povrchové vrstvě se zrnky uloženými v jedné rovině (Fenton a Abott, 1977). Povrchová zrna však zasahují do mezipovrchové a podpovrchové vrstvy. Rychlost v podpovrchové vrstvě je konstantní. V mezipovrchové vrstvě proto nastává plynulý přechod mezi těmito rychlostmi (Lee a Ferguson, 2002; Nikora a kol., 2004; Gregoretti, 2008). Schéma rychlostního profilu je vykresleno na Obr. 2.6.

Nedílnou podmínkou pro neměnnost počátku pohybu je i neměnný poměr flukтуаční rychlosti  $u'$  k časově i plošně střední rychlosti  $\bar{u}$ , který vyjadřuje Karmánovo kritérium  $Ka = u'/\bar{u}$  (Novak a Čábelka, 1981) a to ve všech směrech, protože turbulence v blízkosti povrchu je anizotropní (Okazaki, 2004). Ze spektra flukтуаčních rychlostí (Schlichting, 1979) postačí zohlednit pouze makroturbulentní víry, protože mají dostatek energie, aby pohnuly se zrnem (Yalin, 1972, Valyrakis a kol., 2013). Makroturbulentní víry určuje především povrchová geometrie, proto musí být splněna geometrická neměnnost tvaru povrchové vrstvy.

Z výše uvedeného plyne, že pokud se zanedbá hodnota podpovrchové rychlosti a zrna budou ležet v jedné rovině, budou stejná a budou uložena stejně, nemá při plně turbulentním proudění hodnota Reynoldsova třecího kritéria  $Re_*$  vliv na počátek pohybu.



Obr. 2.6 Schéma rychlostního profilu v blízkosti povrchové vrstvy zrn, kde  $a$  je délka,  $b$  je šířka a  $c$  je tloušťka zrna

## Kapitola 3

# POČÁTEK POHYBU A TRANSPORT STEJNOZRNNÝCH SPLAVENIN ZA MALÝCH RELATIVNÍCH HLOUBEK

### 3.1 Vliv relativní hloubky

Z rozměrové analýzy (2-20) vyplývá, že počátek pohybu vyjádřený hodnotou Shieldsova kritéria  $\theta$  je závislý i na relativní hloubce  $h/d$  (Neill, 1967; Yalin 1972; Bogárdi, 1978; Novak a Čábelka, 1981; Ettema, 2000; Dey a Raju, 2002).

Vlivem relativní hloubky na počátek pohybu se zabývalo poměrně mnoho autorů, avšak s nejednotnými závěry. V Tab. 3.1 je uveden souhrn výzkumů s rozsahem vybraných veličin, které byly provedeny za plně turbulentního proudění  $Re_* \geq 400$  a s relativní hloubkou  $h/d \leq 16$ .

Shields (1936) uvádí, že vliv relativní hloubky (vyjádřené hydraulickým poloměrem  $R$ ) se projeví pro hodnoty  $R/d < 25$ , zdůvodňuje to významnými odchylkami měřených hodnot. Data z laboratorních experimentů provedených Meyer-Peter a Müller (1948) závislost nepotvrzují. Neill (1967a; 1967b) ve svých pracích vazbu na relativní drsnost uvádí, ale jeho měření ji také nepotvrzují. Shieldsovo kritérium stanovuje z průřezové rychlosti. Kališ (1970) vliv relativní hloubky zmiňuje ve smyslu provzdušnění proudu a vyzdvihuje neurčitost při stanovení úrovně hladiny a úrovně dna. Gessler (1971) uvedl (Mizuyama, 1977; Schvidchenko a Pender, 2000), že počátek pohybu splavenin závisí jen na velikosti třecí rychlosti se zahrnutím turbulence v blízkosti dna a nezávisí na zvětšující se relativní drsnosti. Yalin (1972) s vlivem relativní hloubky neuvažuje, protože předpokládá, že struktura proudu v blízkosti dna se vlivem relativní hloubky nemění. Fenton a Abott (1977) zdůrazňují význam tvaru povrchu dna z pohledu vyčnívání zrn do proudu a na základě měření stanovují významnou vazbu. Uvádějí tři hlavní charaktery povrchu pro tři charakteristické materiály: rovné dno – štěrk, některá zrna převyšují jiná – hrubozrný písek, některá zrna kompletně vystavena proudu – jemnozrný písek.

Mizuyama (1977) stanovuje významnou závislost na  $h/d$  (i po přepočtu změřených hodnot dle rovnice (2-21)) a přisuzuje ji změně rychlostního pole vyvolané změnou odporu. Graf a Suszka (1987) se o závislosti na  $h/d$  nezmiňují, jejich data však závislost potvrzují. Bathurst a kol. (1987) analyzovali transportní rovnice splavenin v případě velkých sklonů dna žlabů a řek. Uvádějí konec platnosti konstantní hodnoty Shieldsova kritéria pro sklony větší než 1 % a relativní hloubku  $h/k_s \leq 10$ . Suszka (1991) se zabýval úpravou transportních rovnic za rovnoměrného ustáleného proudění a malých relativních hloubek. Odvodil závislost Shieldsova kritéria na relativní hloubce a pro korekci Shieldsova kritéria pro skloněná dna použil vztah Mizuyami (1977). Papanicolaou (1997) určuje vliv zastoupení zrn v zóně nade dnem s homogenní drsností na počátek pohybu, z jeho měření vyplývá, že relativní hloubka nemá vliv na počátek pohybu. Kanellopoulos (1998) na základě měření s plně vystavenými zrny proudu zjistil, že relativní hloubka pro  $h/d \leq 4$  má na počátek pohybu vliv, ale neuvádí důvod, protože nezjistil změnu rychlostního profilu v blízkosti dna se změnou relativní hloubky. Schvidchenko a Pender (2000) vychází při stanovení počátku pohybu z hodnot bezrozměrného průtoku splavenin a pro vybranou hodnotu uvádí závislost na relativní hloubce. Závislost bezrozměrného průtoku splavenin pro  $R/d \leq 10$  na relativní hloubce vysvětlují změnou odporového součinitele vlivem změny  $h/d$ . Gregoretti (2000) prováděl měření pro stanovení počátku vzniku výmolu. Z měřených dat nelze vliv relativní hloubky ponořených zrn na počátek pohybu určit, protože proud byl provzdušněn a některá zrna vyčnívala nad hladinu. Recking (2006) provedl měření, kde stanovil počátek pohybu hodnotou bezrozměrného průtoku splavenin. Z takto stanovených hodnot vyplývá, že relativní hloubka s hodnotami  $R/d \leq 20$  má vliv na počátek pohybu. Výsledky terénního monitoringu provedeného Lenzi a kol. (2006) pro všechna změřená data ukazují zřetelnou závislost zvětšujícího se Shieldsova kritéria při zmenšující se relativní hloubce. Pokud se však vyhodnotí pouze data pro největší transportované zrno, nelze závislost prokázat. Opačné výsledky terénního měření uvádějí Mueller a kol. (2005), kde pro daný sklon koryta se Shieldsovo kritérium zvětšuje s rostoucí relativní hloubkou. Lamb a kol. (2008) ve své práci na základě teoretického rozboru uvádějí, že vliv relativní hloubky nemá vliv na počátek pohybu, ale vliv polohy zrna na něj vliv má.

V Tab. 3.1 jsou uvedeny relevantní experimentální výzkumy a jejich rozsahy, které jsou zobrazeny na Obr. 3.1. Pro vyhodnocení byly použity následující zásady. Pokud byla známa šířka zrna, tak  $d = b$ , v případě nestejnozrnného materiálu bylo bráno zrno  $d_{50}$  (50 % zrno z křivky zrnitosti). Vyhodnocení bylo provedeno pouze pro  $Re_* > 400$ , s použitím rovnice (2-21), pokud nebyl znám úhel vnitřního tření, byl stanoven z velikosti zrna dle Simonse (1957) (v Tab. 3.1 je uvedený v závorce). Sklon čáry mechanické energie  $i$  je nahrazen sklonem dna (rovnoměrné proudění). Tabulka a graf jsou doplněné vlastními měřeními, která jsou popsána v kapitole 3.2.

Z provedených experimentů vyplývá, že na počátek pohybu zrn při malých hodnotách relativní hloubky má vliv relativní pozice zrna vůči dnu a relativní míra zatopení zrna. Tyto vlivy však nesouvisí s vlivem relativní hloubky na počátek pohybu

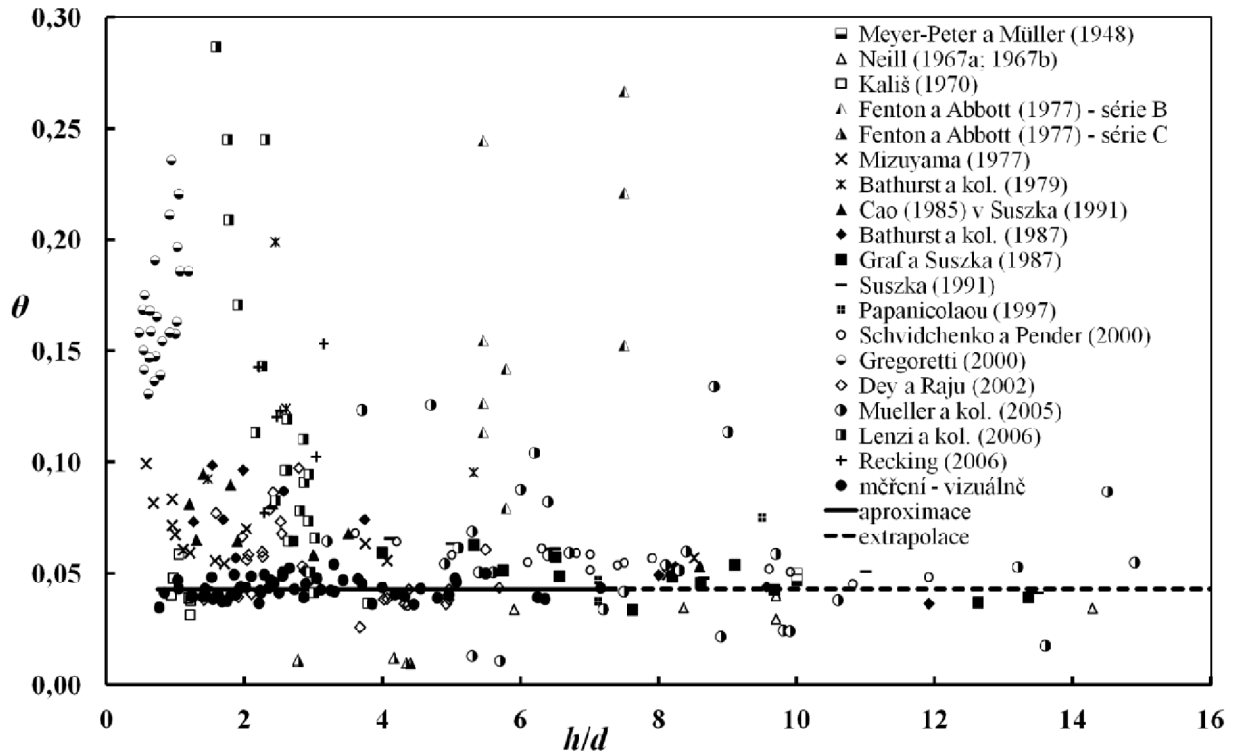
ponořených zrn. Oba vlivy je možné eliminovat použitím stejně velkých zrn stejného geometrického tvaru a jejich uložení v rovině.

Zbylé příčiny možného zvětšení hodnoty Shieldsova kritéria se souhrnně přisuzují zejména změně tvaru rychlostního profilu v okolí zrna, fluktuaci rychlosti a intenzitě turbulence způsobené změnou relativní hloubky.

Z výše uvedeného výčtu protikladných závěrů mnoha autorů vyplývá, že v současné době nelze jednoznačně určit obecnou závislost Shieldsova kritéria na relativní hloubce, proto bylo třeba provést vlastní měření, které by danou závislost pro určité podmínky jednoznačně stanovilo.

Tab. 3.1 Přehled výzkumů a rozsahu dat použitých pro vyhodnocení

Autor	$\varphi$ ( $\varphi=f\{d\}$ ) [°]	$i = \sin \alpha$ [%]	$h/d$ ( $R/d$ ) [-]	$Re_*$ [-]	$\theta$ [-]
Meyer-Peter a Müller (1948)	(36)	0,49-1,05	9,7-18,1	575-686	0,037-0,050
Neill (1967a; 1967b)	(35)	0,85-2,7	4,9-14,3	596-1987	0,029-0,041
Kališ (1970)	45	5,9-9,2	0,94-1,47	10889- 17963	0,032-0,059
Fenton a Abbott (1977) - série B	(35,3; 38)	0,52-1,9	5,45-7,50	405-820	0,080-0,267
Fenton a Abbott (1977) - série C	(35,3)	0,5-1,6	2,8-4,4	1690-3280	0,009-0,012
Mizuyama (1977)	52,4; 45	1-20	0,6-8,5	463-3558	0,047-0,099
Bathurst a kol. (1979)	(35)	2-8	1,5-5,3	881-6198	0,090-0,193
Cao (1985) v Suszka (1991)	(35)	1-9	1,2-8,6	3008-9567	0,053-0,088
Bathurst a kol. (1987)	35; 40,5; 40	0,5-9	1,3-11,9	1059-11296	0,036-0,099
Graf a Suszka (1987)	35; 40,5	0,5-2,5	4,0-13,4	929-3816	0,034-0,063
Suszka (1991)	35	0,5-2,5	4,1-13,5	1086-3577	0,041-0,064
Papanicolaou (1997)	(35,3)	0,8-1,2	7,13-9,50	536-757	0,037-0,075
Schvidchenko a Pender (2000)	(35)	0,65-2,87	(3,6-11,9)	421-1514	0,045-0,068
Gregoretti (2000)	50,2; 51,3; 47,7	21-36	0,47-1,19	4616-8963	0,131-0,236
Dey a Raju (2002)	(35)	0,73-1,85	1,4-5,7	400-1977	0,026-0,097
Mueller a kol. (2005)	(35)	0,21-5,09	3,2-14,9	5582-96865	0,011-0,134
Lenzi a kol. (2006)	(41,5)	13,6	1,6-3,8	28684- 95349	0,037-0,406
Recking (2006)	(35)	5-9	2,20-3,14	409-1808	0,077-0,153
vlastní měření	35,3; 39,5; 38,5; 39,9; 41,5; 38,8	1-7,5	0,76-7,16	523-4519	0,035-0,054



Obr. 3.1 Shieldsovo kritérium  $\theta$  pro počátek pohybu splavenin v závislosti na relativní hloubce  $h/d$

### 3.2 Popis experimentu

Experimenty byly provedeny v Laboratoři vodohospodářského výzkumu Ústavu vodních staveb Fakulty stavební Vysokého učení technického v Brně. Použit byl 6 m dlouhý, 0,5 m široký a 0,5 m vysoký sklopný žlab (Obr. 3.2) v rozsahu od 0 % do 7 % s bočními stěnami z průhledného plexiskla. Dno bylo zdrsňeno betonovými příčnými prahy s výškou, šířkou a vzájemnou odlehlostí 8 mm, aby byl odstraněn nežádoucí smyk zrna po povrchu dna. Na zdrsňený povrch byla uložena zrna určité frakce, pojezdem urovnána a ztuhněna dusáním deskou. Tloušťka vrstvy materiálu byla minimálně  $3d$ , aby byly splněny podmínky pro uložení zrn (Salem, 2013), a maximálně  $5d$ , aby se eliminoval vliv podpovrchového průtoku (Obr. 3.3). Aby bylo možné vyhodnotit vliv relativní drsnosti a nikoliv uspořádání zrn na hodnotu Shieldsova kritéria, byla povrchová vrstva zrn materiálu uložena tak, aby odpovídala rovnému dnu dle hodnocení Fentona a Abotta (1977).

Nátoková a odtoková část žlabu byly uzpůsobeny tak, aby v místě měření ( $2/3$  délky žlabu) bylo zajištěno rovnoměrné proudění s plně vyvinutým rychlostním profilem. K uklidnění kinetické energie proudu byly na přítoku umístěny děrované síto, deska z polystyrenu a přítok byl zdrsňen vyskládanými kameny frakce 100 mm, aby se rychlostní profil vyvinul na kratší délce. Na konci žlabu byla umístěna výškově

nastavitelná přehrážka zasahující vždy do střední úrovně zrn v krycí vrstvě, která zabezpečovala fixaci vrstvy zrn. Při říčním proudění byla hladina na odtoku vzdouvána hradítky. K zachycení pohybujícího se materiálu byl odtok vystrojen lapačem splavenin v podobě děrovaného síta. Rozsah průtoku byl volen od  $0,004 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  do  $0,036 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , aby poměr  $b/h > 5$  ( $b$  je šířka žlabu) a neprojevil se tak vliv bočních stěn (Julien, 2010).



*Obr. 3.2 Pohled na sklopný žlab, v popředí žlabu nátok s polohovacím zařízením žlabu*





Obr. 3.3 Vlevo pohled do žlabu na urovnaný materiál, vpravo tloušťka vrstvy materiálu a transport splavenin v krátkém časovém intervalu

Bylo použito 6 frakcí těžného přírodního (zaobleného) kameniva 6–8, 8–10, 10–16, 16–20, 20–25, 25–31,5 [mm]. U jednotlivých frakcí byl odebrán vzorek 100 zrn, na kterých digitálním posuvným měřidlem (chyba měřidla 0,02 mm) byly změřeny rozměry  $a$  (délka),  $b$  (šířka) a  $c$  (tloušťka). Z hodnot byly vypočítány průměrné hodnoty, tvarové indexy a Coreyho tvarový faktor  $Co = c/(ab)^{1/2}$ . Stanovena byla hustota zrn  $\rho_s$  metodou vážením pod vodou, objemová hmotnost zrn  $\rho_{sm}$  z jednotkového objemu, úhel vnitřního tření  $\varphi$  ze sklonu nasypného svahu a pórovitost splavenin  $n$  z objemu vody nalitého do jednotkového objemu s materiálem. Vypočítané a změřené hodnoty jsou uvedeny v Tab. 3.2 a pro největší frakci na Obr. 3.4, zbylé frakce jsou doloženy v příloze A.

Tab. 3.2 Vlastnosti kameniva

frakce [mm]	$a$ [mm]	$b \approx d$ [mm]	$c$ [mm]	$Co$ [-]	$\rho_s$ [kg·m <sup>-3</sup> ]	$\rho_{sm}$ [kg·m <sup>-3</sup> ]	$\varphi$ [°]	$n$ [-]	$k_t$ [m·s <sup>-1</sup> ]
6-8	11,7	8,1	5,7	0,59	2674	1557	35,3	0,42	0,030
8-10	13,7	9,5	6,0	0,52	2611	1567	39,5	0,40	0,036
10-16	19,5	14,6	9,9	0,58	2876	1733	38,5	0,40	0,061
16-20	28,2	20,3	13,9	0,58	2567	1400	39,9	0,45	0,082

frakce [mm]	$a$ [mm]	$b \approx d$ [mm]	$c$ [mm]	$Co$ [-]	$\rho_s$ [kg·m <sup>-3</sup> ]	$\rho_{sm}$ [kg·m <sup>-3</sup> ]	$\varphi$ [°]	$n$ [-]	$k_t$ [m·s <sup>-1</sup> ]
20-25	34,3	25,3	16,8	0,57	2632	1533	41,5	0,42	0,084
25-31,5	43,0	31,5	21,5	0,58	2684	1553	38,8	0,42	0,098

**Frakce 25–31,5**

$a = 43,0 \text{ mm}$

$b = 31,5 \text{ mm}$

$c = 21,5 \text{ mm}$

$a/b = 1,4$

$a/c = 2,0$

$b/c = 1,5$

$Co = 0,58$

Obr. 3.4 Frakce 25–31,5 s uvedenými tvarovými charakteristikami

Hloubka vody  $h$  byla měřena délkovým měřidlem s přesností  $\pm 1$  mm a byla určena jako kolmá vzdálenost časově a plošně zprůměrované úrovně hladiny a střední úrovně povrchu zrn. Měření probíhalo přes boční stěnu z důvodu neovlivnění stability zrn délkovým měřidlem. Úroveň dna byla stanovena  $0,2b$  pod vrcholem zrn na základě tvaru rychlostního profilu (Grass, 1971; Bayazit, 1982; Dwivedi, 2010) a to pro všechny průtoky. Průtok byl stanoven elektromagnetickým průtokoměrem s 1 % nejistotou. Absolutní počátek pohybu každé frakce byl určen vizuálně při postupné změně sklonu dna za rozsahu průtoků uvedených v Tab. 3.3 splňujících podmínku neovlivnění proudění povrchovým napětím  $h \geq 0,015$  m (Novak a Čábelka, 1981). Při absolutním počátku pohybu byly UVP Monitorem XW-PSi přes hladinu s použitím 4 MHz sondy (Zachoval a kol., 2011) změřeny bodové rychlosti po hloubce a traverzováním v ose žlabu i po její délce. Z těchto změřených rychlostí byly stanoveny průběhy časově a plošně středních rychlostí po hloubce proudu  $\bar{u}$  v rozsahu od  $h/d = 0,1$  do úrovně 0,015 m pod hladinu (omezení vlivem měřidla). Po změření bodových rychlostí byl postupným zvětšováním sklonu dna dosahován transport splavenin, který byl vyjádřen hmotnostním průtokem splavenin (Roušar, 2013a). Splaveniny se usazovaly v lapači splavenin, kde byly v časovém intervalu odebrány a váženy. Pro nízké intenzity transportu splavenin byla hmotnost určena digitálními váhami, pro vysoké intenzity závěsnou váhou. Pro zachování

hmotnostní bilance byly splaveniny na nátoku dotovány v poměru 1:1 k odebraným. Po každém změřeném stavu bylo dno urovnáno a ztuhněno.

Pro stanovení časově a plošně střední rychlosti  $\bar{u}$  v podpovrchové vrstvě  $h/d \leq -0,8$  bylo provedeno měření na Darcyho propustoměru za rozsahu sklonů čáry piezometrické výšky  $i$  při počátku pohybu (Tab. 3.3). Proudění mezi zrny bylo turbulentní, proto byla vyjádřena hydraulická vodivost při turbulentním proudění  $k_t = \bar{u} \cdot n / i^{1/2}$  (Tab. 3.2).

Tab. 3.3 Rozsah měření pro absolutní počátek pohybu

frakce [mm]	$h$ [m]	$Q$ [m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	$i = \sin \alpha$ [%]	$h/d$ [-]	$Re_*$ [-]	$\theta$ [-]
6–8	0,030-0,058	0,0079-0,0198	1,0-2,0	3,70-7,16	523-603	0,038-0,050
8–10	0,019-0,062	0,0050-0,0235	1,0-3,5	1,95-6,25	699-823	0,036-0,049
10–16	0,023-0,072	0,0073-0,0329	1,5-4,0	1,68-4,97	1286-1504	0,036-0,047
16–20	0,021-0,085	0,0045-0,0329	1,5-6,0	1,05-4,18	1976-2327	0,041-0,054
20–25	0,032-0,077	0,0098-0,0360	2,5-5,0	1,23-3,05	2899-3250	0,038-0,048
25–31,5	0,024-0,074	0,0081-0,0360	3,0-7,5	0,76-2,35	3658-4519	0,035-0,050

### 3.3 Vyhodnocení a dílčí závěry

#### 3.3.1 Stanovení třecí rychlosti

Třecí rychlost  $u_*$  lze vyjádřit ze sklonu dna a hydraulického poloměru. Takového vyjádření je nejjednodušší, ale nejméně přesné (Wilcock, 1996) a vyžaduje rovnoměrné proudění (Sime a kol., 2007) jinak podává nespolehlivé výsledky

$$u_* = (gRi)^{1/2} = \left( \frac{\tau}{\rho} \right)^{1/2}. \quad (3-1)$$

Nahrazení hydraulického poloměru hloubkou vody (Julien, 2010) je možné, když je poměr šířky žlabu  $b$  a střední hloubky vody  $h$  je větší než 5. Z důvodu konzistentnosti s ostatními výstupy a pro zachování stejné metody zpracování při užití hydraulického poloměru v disertační práci byla použita hloubka místo hydraulického poloměru.

Při znalosti tvaru rychlostního profilu lze použít odpovídající rovnici (2-23) a třecí rychlost dopočítat nebo přibližně určit z měření bodové rychlosti v blízkosti dna (Wilcock, 1996). Třetí způsobem stanovení (Papanicolaou, 1997; Dwivedi, 2010) je z Reynoldsova napětí

$$\tau = -\overline{\rho u'_x u'_z} = \rho u_*^2 \left(1 - \frac{z}{h}\right), \quad (3-2)$$

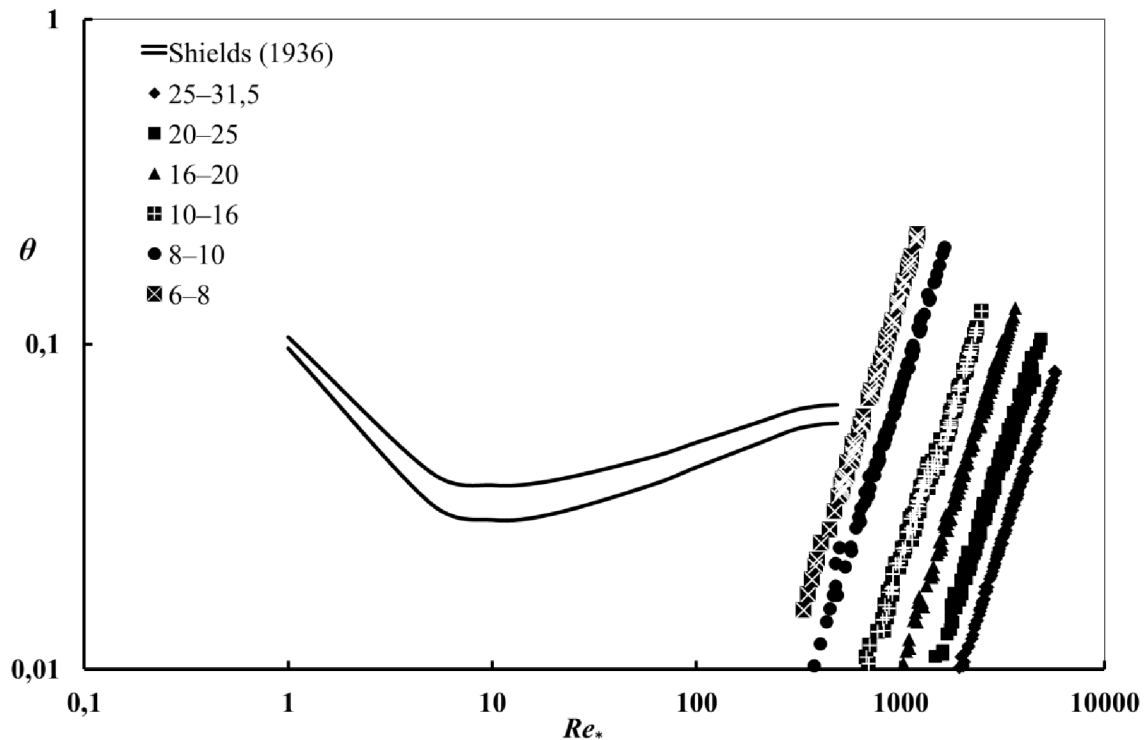
kde  $u'$  jsou fluktuace rychlosti s indexy značící jejich směr. V případě rovného dna složeného z kulových částic (Papanicolaou, 1997) hodnoty třecí rychlosti odpovídají hodnotám z rovnice (3-1). Dwivedi (2010) uvádí, že třecí rychlost stanovená z Reynoldsových napětí je nejmenší ze tří způsobů.

Čtvrtým způsobem je grafické stanovení (Rao a Kumar, 2009) z binárního zákona rozdělení rychlostí, které vychází z prolnutí logaritmického tvaru rychlostního profilu ve vnitřní oblasti a z parabolického tvaru ve vnější oblasti.

V celé práci pro výpočet třecí rychlosti byl použit výpočetní vztah (3-1) a hydraulický poloměr byl nahrazen hloubkou vody.

### 3.3.2 Změřené stavy

Změřené stavy byly vyhodnoceny pro závislost Shieldsova kritéria pro vodorovné dno na Reynoldsově třecím kritériu, viz Obr. 3.5. Výpočetní vztahy jednotlivých veličin jsou v příloze B a změřená data v příloze C.



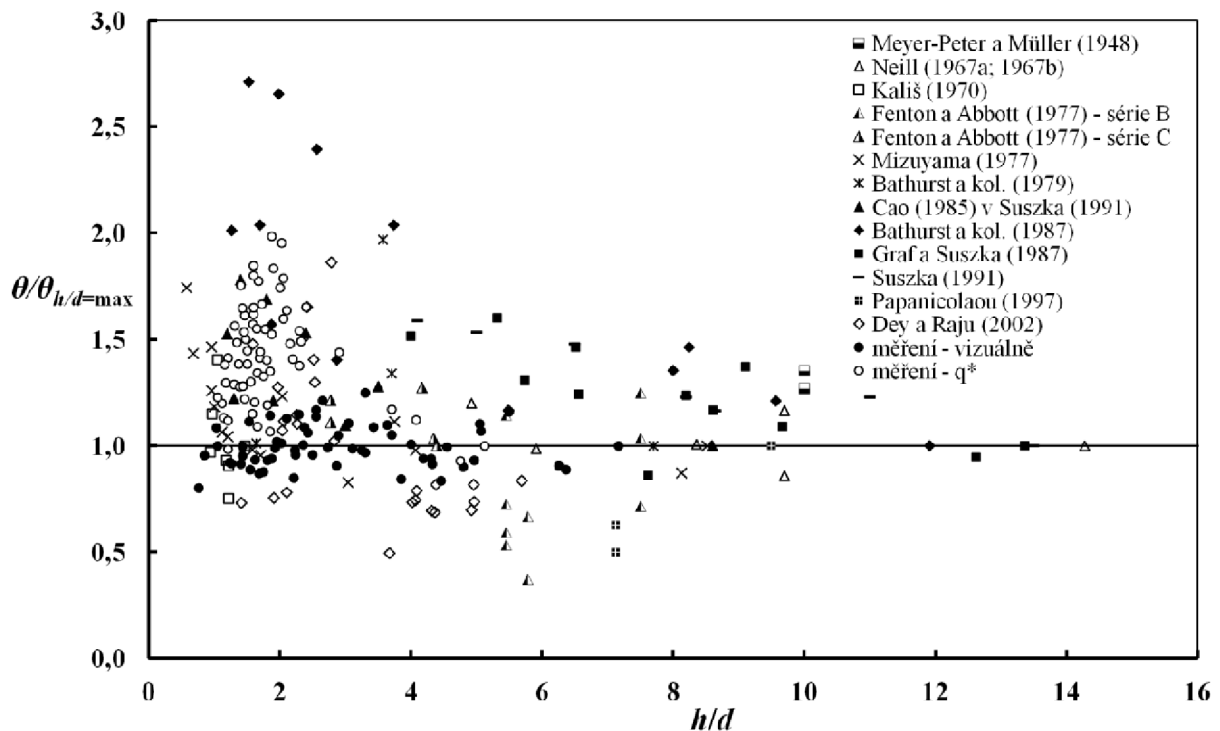
Obr. 3.5 Změřené hodnoty kategorizované podle frakce materiálu



### 3.3.3 Absolutní počátek pohybu splavenin

Závislost Shieldsova kritéria pro vodorovné dno při absolutním počátku pohybu  $\theta$  na relativní hloubce  $h/d$  je vynesena na Obr. 3.1. Z Obr. 3.1 jednoznačně vyplývá, že v případě podmínek experimentu (rovinné dno, homogenní drsnost, neprovzdušněný proud, ponořená zrna, absolutní počátek pohybu), není absolutní počátek pohybu vyjádřený hodnotou Shieldsova kritéria závislý na relativní hloubce. Nezávislost potvrzuje i většina autorů, kteří určovali počátek pohybu za obdobných podmínek (Neill, 1967a; Neill, 1967b; Kališ, 1970; Fenton a Abbott, 1977; Mizuyama, 1977; Dey a Raju, 2002). Pro případ zrn použitých v experimentu lze brát hodnotu  $\theta = 0,043$ .

Z měření stanovené hodnoty Shieldsova kritéria  $\theta$  poměrově k hodnotě při největší změřené relativní hloubce  $\theta/\theta_{h/d=\max}$  byly vyneseny ve vztahu k relativní hloubce  $h/d$  do grafu na Obr. 3.6. Do Obr. 3.6 byly přidány i hodnoty Shieldsova kritéria odpovídající počátku pohybu zrn určeného bezrozměrným průtokem splavenin  $q^* < 0,0001$  (měření –  $q^*$ ). Je zřejmé, že v případě takto určeného počátku pohybu závislost na relativní hloubce je.



Obr. 3.6 Poměr  $\theta/\theta_{h/d=\max}$  v závislosti na relativní hloubce  $h/d$

### 3.3.4 Transport splavenin

Transport splavenin (Obr. 3.7) byl vyjádřen bezrozměrným specifickým průtokem splavenin  $q^*$  na Shieldsově kritériu pro vodorovné dno  $\theta$  v rozmezí hodnot od 0,036 do 0,217 při relativní hloubce  $h/d$  od 1,05 do 8,15. Aproximací naměřených dat metodou nejmenších čtverců pro  $q^* > 10^{-5}$  je výpočetní vztah pro transport splavenin

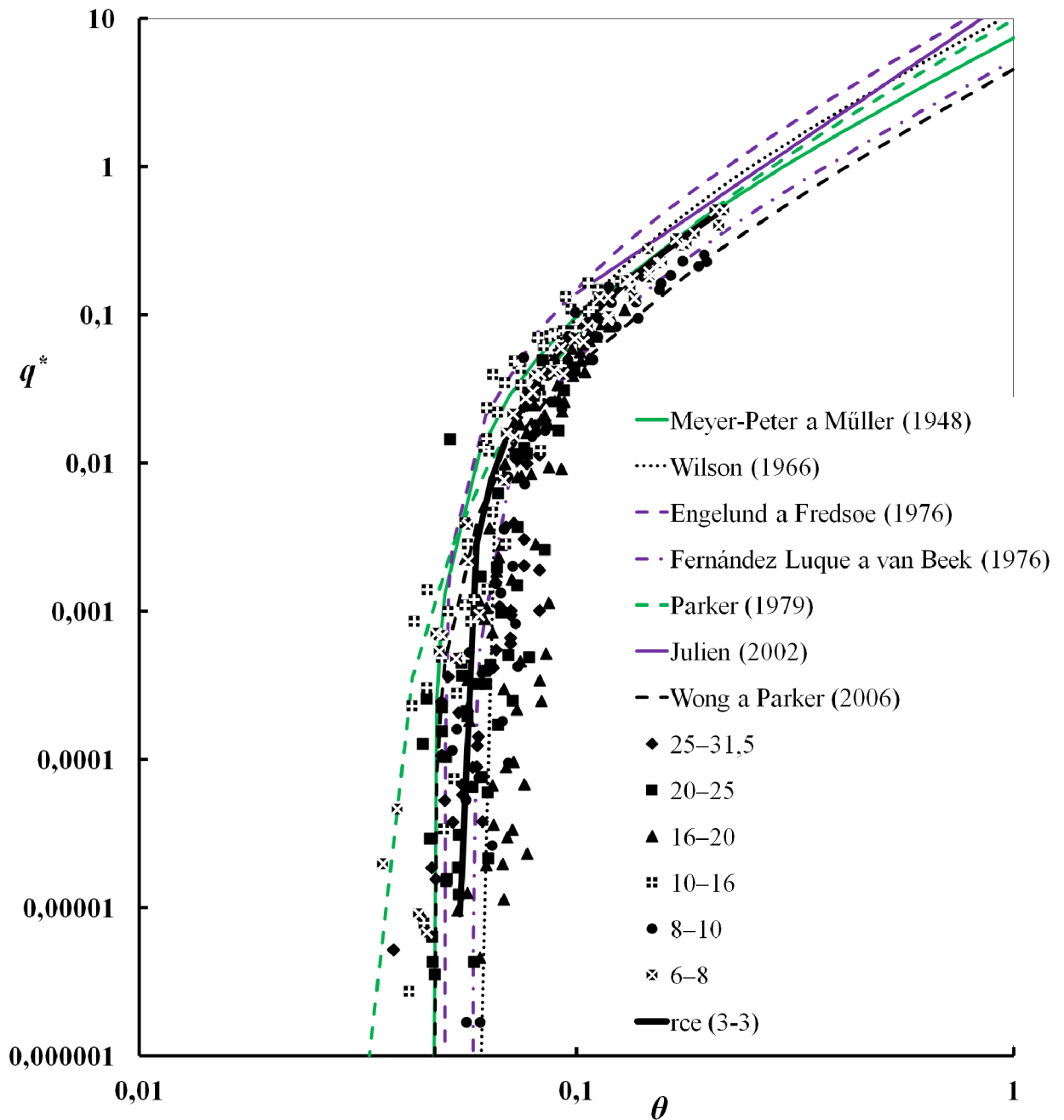
$$q^* = 7,87(\theta - 0,054)^{3/2}, \quad (3-3)$$

kde počátek všeobecného pohybu splavenin (daný dolním limitem transportní křivky) je určen pro  $\theta = 0,054$ . Vztah je platný pro stejnozrnný materiál se sklonem až 7 %.

Výpočetní vztah (3-3) byl porovnán s nejčastěji používanými vztahy autorů uvedených v Tab. 3.4, vztahy jsou vykresleny v Obr. 3.7.

Tab. 3.4 Výpočetní vztahy pro transport splavenin

Autor	Výpočetní vztah	Poznámka
Meyer-Peter a Müller (1948)	$q^* = 8(\theta - \theta_c)^{3/2}$	pro stejnozrnné písky a šěrky; $\theta_c = 0,047$
Wilson (1966) (García, 2008)	$q^* = 12(\theta - \theta_c)^{3/2}$	pro velké intenzity transportu splavenin; $\theta_c$ je určené ze Shieldsova grafu; (uvažováno $\theta_c = 0,060$ )
Engelund a Fredsøe (1976) (García, 2008)	$q^* = 18,74(\theta - \theta_c)(\theta^{1/2} - 0,7\theta_c^{1/2})$	$\theta_c = 0,050$
Fernández Luque a van Beek (1976)	$q^* = 5,7(\theta - \theta_c)^{3/2}$	odvozeno z laboratorních experimentů; pro zrno 0,9 mm je $\theta_c = 0,050$ a pro zrno 3,3 mm je $\theta_c = 0,058$
Parker (1979) (García, 2008)	$q^* = 11,2 \frac{(\theta - 0,03)^{9/2}}{\theta^3}$	pro šěrkonosná koryta
Julien (2002) (Julien, 2010)	$q_{bv} = 18g^{1/2}d_{50}^{3/2}\theta^2$	platné pro $0,1 < \theta < 1$ ; (uvažováno zrno $d_{50} = 0,018$ m)
Wong a Parker (2006) (García, 2008)	$q^* = 4,93(\theta - 0,047)^{8/5}$	analyzovali data Meyer-Petera a Müllera



Obr. 3.7 Závislost bezrozměrného specifického průtoku splavenin na Shieldsově kritériu s vyobrazenými transportními rovnicemi a změřenými daty kategorizovanými podle frakce zrn

Rozptyl hodnot kolem transportní křivky není zanedbatelný. Je však třeba brát v úvahu fluktuace rychlosti a tlaku, které jsou pro malé relativní hloubky značné. V porovnání s ostatními autory lze konstatovat, že změřená data pro  $q^* > 0,01$  odpovídají hodnotám jejich výpočetních vztahů, zejména dobrá shoda s Meyer-Peterem a Müllerem.

### 3.4 Závěr

Měření potvrdilo, že hodnoty úhlu vnitřního tření jsou významně závislé na velikosti zaobleného zrna a méně významné na jejich tvaru (Tab. 3.2), což do jisté míry umožňuje určení (odhad) úhlu vnitřního tření na základě rozměru zrna tak, jak bylo uvedeno v Tab. 3.1. Relativně malý rozptyl hodnot úhlu vnitřního tření zeminy ( $35,3^\circ$  až  $41,5^\circ$ ) a poměrně velký rozptyl hodnot při stanovení počátku pohybu (Tab. 3.3) neumožňují z provedeného měření jednoznačně stanovit tvar závislosti Shieldsova kritéria na úhlu vnitřního tření zeminy.

Hodnoty z provedeného měření spolu s hodnotami autorů (Obr. 2.5), kteří uvažovali absolutní počátek pohybu až občasný pohyb (*Kališ*, 1970; *Fernández Luque* a *Van Beek*, 1976; *Mizuyama*, 1977; *Graf* a *Suszka*, 1987; *Chiew* a *Parker*, 1994) leží v pásu, který závislost  $\theta$  na úhlu vnitřního tření prokazuje. Rozptyl hodnot v pásu je způsoben především způsobem určení počátku pohybu, kde *Kališ* (1970), *Fernández Luque* a *Van Beek* (1976), *Mizuyama* (1977) určovali absolutní počátek pohybu, hodnoty z měření *Graf* a *Suszka*, (1987) byly brány v rozsahu absolutního počátku až občasného pohybu a občasný pohyb určovali *Chiew* a *Parker* (1994). Mimo uvedený pás leží hodnoty pro počátek pohybu určený zvoleným průtokem splavenin (*Dey* a *Debnath*, 2000), hodnoty získané zpětně z extrapolace bezrozměrného průtoku splavenin (*Bathurst* a kol., 1987), hodnoty pro počátek pohybu vyčnívajících zrn nad dno (*Kanellopoulos*, 1998) a hodnoty pro provzdušněný proud (*Gregoretti*, 2000). Vzhledem k širší pásu a relativně malému rozsahu úhlů vnitřního tření, není možné s požadovanou přesností přímo z měřených dat určit závislost počátku pohybu zrn na úhlu vnitřního tření.

Z Obr. 2.5 také vyplývá, že matematické modely pro počátek pohybu zrn jsou buď mimo oblast dat stanovených měřeními (*Zanke*, 2003; *Wiberg* and *Smith*, 1987), nebo kopírují pouze data, na základě nichž byl příslušný model určen (*Dey*, 1999).

Vyhodnocení data na Obr. 3.7 jsou pro velký transport splavenin v rozmezí nejčastěji používaných transportních rovnic. Největší shoda hodnot je se vztahem Meyer-Petera a Müllera a lze konstatovat, že jejich vztah je platný i za podmínek proudění o malých relativních hloubkách a velkých transportech splavenin.



## Kapitola 4

# TVAR RYCHLOSTNÍHO PROFILU V BLÍZKOSTI DNA A HYDRAULICKÝ ODPOR ZA MALÝCH RELATIVNÍCH HLOUBEK

Jedním z možných vlivů malých relativních hloubek na počátek pohybu je změna tvaru rychlostního profilu v blízkosti dna (*Lamb a kol.*, 2008) a to změnou hydrodynamického odporu částic nebo vířivostí (*Wiberg a Smith*, 1987).

Cílem kapitoly je objasnit tvar rychlostního profilu za malých relativních hloubek pro stejnozrnný materiál dna při dvourozměrném turbulentním neprovzdušněném proudění s volnou hladinou. Změřené tvary rychlostního profilu UVP Monitorem byly porovnány s teoreticky odvozeným tvarem a tvarem simulovaným numerickým modelem zohledňujícím povrchovou drsnost. Dále je ověřen vliv relativní hloubky a transport splavenin na tvar rychlostního profilu.

### 4.1 Teorie tvaru rychlostního profilu

Při 2D proudění s volnou hladinou lze rychlostní profil rozdělit na několik vrstev, které mají specifické vlastnosti. Hlavní dělení je na vnitřní a vnější oblast (*Zachoval a kol.*, 2011). Ve vnitřní oblasti dominují viskózní síly a ve vnější oblasti je výrazná turbulence a jedná se o turbulentní proudění. Dělení rychlostního profilu po hloubce je dle *Bartnika a Struzynskiho* (2002) na:

- Vazkou podvrstvu.
- „log“ vrstvu.
- „log-wake“ vrstvu.

- Hladinovou vrstvu.

Existence vazké podvrstvy (z makroskopického hlediska) je závislá na relativní drsnosti a vrstva hladinová je závislá na hodnotě Froudova kritéria a Weberova kritéria. V případě plně turbulentního proudění se tyto dvě vrstvy zanedbávají (Zachoval a kol., 2011).

#### 4.1.1 „log“ vrstva – vrstva s logaritmickým tvarem rychlostního profilu

Logaritmický tvar rychlostního profilu při turbulentním proudění je odvozen ze smykového napětí (Schlichting, 1979; Julien, 2010)

$$\tau_{zx} = \mu \left( \frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x} \right) - \overline{\rho u'_x u'_z}, \quad (4-1)$$

kde  $\tau_{zx}$  je smykové napětí ve směru  $x$  kolmém na osu  $z$ ,  $\mu$  je dynamická viskozita,  $u$  jsou složky rychlosti a  $u'$  jsou složky fluktuace rychlosti s indexy značící jejich směr. Při plně turbulentním proudění je člen způsobený molekulární viskozitou oproti členu způsobeného turbulencí malý a lze ho zanedbat. Zavedením Prandtlovy směšovací délky  $l$  a jejím vyjádřením vztahem Von Karmána (Keulegan, 1938; Schlichting, 1979; Pope, 2000) rovnice (4-1) přechází na

$$\tau_{zx} = \overline{\rho u'_x u'_z} = \rho l^2 \left( \frac{d\bar{u}_x}{dz} \right)^2 = \rho \kappa^2 z^2 \left( \frac{d\bar{u}_x}{dz} \right)^2. \quad (4-2)$$

Smykové napětí v blízkosti povrchu je předpokládáno konstantní a lze ho aproximovat prvním řádem  $\tau_{zx} \approx \tau_0$  (Julien, 2010), napětí lze vyjádřit třetí rychlostí a vztah (4-2) lze upravit na

$$\tau_0 = \rho u_*^2 = \rho \kappa^2 z^2 \left( \frac{d\bar{u}_x}{dz} \right)^2. \quad (4-3)$$

Po úpravách a integraci přejde vztah (4-3) na

$$\frac{\bar{u}_x}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln z + C = \frac{1}{\kappa} \ln \left( \frac{z}{z_0} \right) = \frac{2,3}{\kappa} \log \left( \frac{z}{z_0} \right), \quad (4-4)$$

kde  $z$  je vzdálenost od dna,  $C$  je integrační konstanta stanovená ve vzdálenosti  $z_0$ . Hodnota  $z_0$  musí být experimentálně určena. Pro hydraulicky drsný povrch je  $z_0 = k_s/30$  (Julien, 2010) a vztah (4-4) lze dále přepsat na

$$\frac{\bar{u}_x}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln \left( \frac{30z}{k_s} \right) = \frac{2,3}{\kappa} \log \left( \frac{30z}{k_s} \right), \quad (4-5a)$$

kde  $k_s$  je Nikuradseho ekvivalentní drsností výška.

Pokud se ve vztahu (4-4) nahradí  $z_o = \gamma k_s$  a určí se konstanta  $\gamma$  (Schlichting, 1979) přejde vztah do

$$\frac{u_x}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{k_s}\right) + 8,5 = \frac{2,3}{\kappa} \log\left(\frac{z}{k_s}\right) + 8,5. \quad (4-5b)$$

Platnost logaritmického tvaru je pro  $Re_* > 30$  (Pope, 2000) a pro  $k_s = d$  potvrzena pro poměr  $h/d > 3$  až 4 (Bettes, 1984; Wiberg a Smith, 1987). Tvar rychlostního profilu v mezivrchové vrstvě (viz kapitola 2.3.2) může být konstantní, lineární nebo exponenciální. Nikora a kol. (2004) na základě experimentálního měření stanovili jako nejbližší reálnému tvar lineární.

#### 4.1.2 „log-wake“ vrstva

Ve vnější vrstvě je porušena platnost logaritmického tvaru rychlostního profilu. Vliv ve vnější vrstvě se vyjadřuje např. Colesovou funkcí  $w\{z/h\}$ , která je definována jednotlivými autory odlišně (např. Guo a kol., 2005; García, 2008), pak tvar rychlostního profilu platící pro celou vrstvu s plně vyvinutou turbulencí je

$$\frac{\overline{u_x}}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln\left(\frac{u_* z}{\nu}\right) + 5,5 - \frac{\Delta u}{u_*} + w\left\{\frac{z}{h}\right\}, \quad (4-6)$$

kde  $\Delta u$  představuje zmenšení hodnoty rychlosti vlivem drsnosti.

## 4.2 Měření bodových rychlostí při absolutním počátku pohybu splavenin

Souřadný systém byl zvolen tak, aby rovina  $xy$  reprezentovala dno, které bylo zvoleno do střední úrovně těžišť povrchové vrstvy zrn. Osa  $z$  byla kolmá na dno. Měření okamžitých bodových rychlostí v podélné rovině žlabu bylo provedeno UVP Monitorem XW-PSi. Metoda je založena na měření změny frekvence ultrazvukového paprsku odraženého od malých částic v kapalině. Pro dosažení lepších výsledků měření byly do vody dodávány částice, od kterých se ultrazvukový paprsek odrážel. Rychlost šíření ultrazvukových (UV) vln byla určena na základě teploty a ověřena pomocí metody měření s vyrovnáním délky.

Pro měření byla použita jedna 4 MHz sonda, která byla nakloněna o úhel  $+45^\circ$  ( $0^\circ$  je ve směru osy  $x$ , rotace je po směru hodinových ručiček). Testovány byly i úhly  $+30^\circ$ ,  $-30^\circ$ ,  $-45^\circ$  avšak přesnost měření nedopovídala požadavkům (Zachoval a kol., 2011). Měření probíhalo spojitě v intervalu 100 s při posunu sondy na délce 1 m, aby byl

stanoven časově a plošně střední rychlostní profil po délce UV paprsku. Pomocí goniometrických funkcí byla časově a plošně střední rychlost po délce UV paprsku přepočítána na časově a plošně střední rychlost na svislici. Rychlost pojezdu měřicí sondy byla ve výpočtech odečtena od naměřené bodové rychlosti  $\bar{u}_x$  (Roháčová, 2013).

Měření probíhalo přes hladinu pomocí měřidla, tzv. „lodičky“ (Obr. 4.1), která byla napuštěna vodou, v ní byla umístěna sonda, aby se co nejvíce využil měřicí rozsah. Lodička byla vkládána do proudu tak, aby vlivem vln nedocházelo ke ztrátě smáčení jejího povrchu v místě průchodu ultrazvukového paprsku (Zachoval a kol., 2011). Testováním v celém rozsahu průtokových stavů byla nalezena nejvhodnější pozice 0,015 m pod střední úroveň hladiny vody.

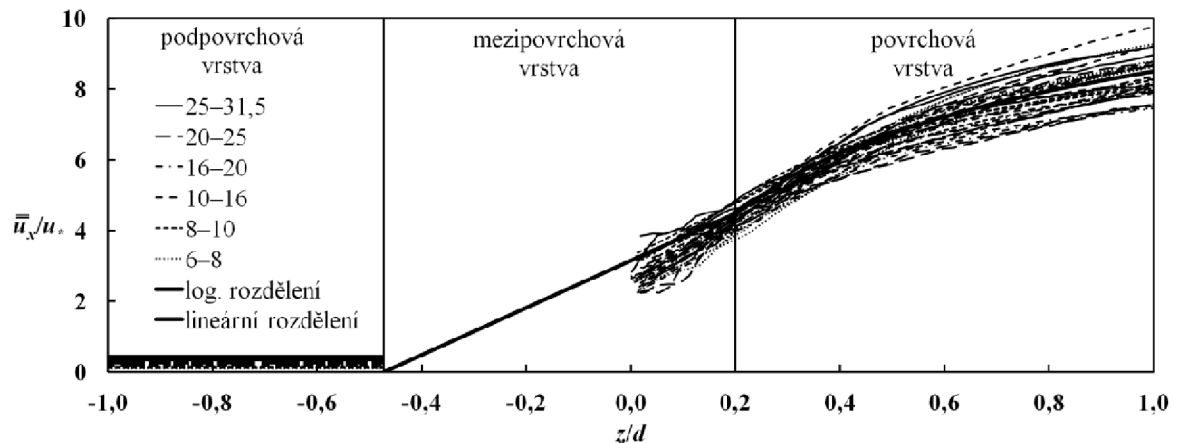


*Obr. 4.1 Vlevo měření bodových rychlostí protiproudě natočenou sondou umístěnou v měřidle, vpravo detail měřidla a ukázka změřených bodových rychlostí po délce UV paprsku UVP Monitorem*

#### 4.2.1 Vyhodnocení bodových rychlostí a dílčí závěry

Časově a plošně střední rychlosti ve směru osy  $x$  byly vztaženy relativně k třetí rychlosti  $\bar{u}_x/u_*$  a vyneseny v závislosti na relativní výšce  $z/d$  pro všechny stavy absolutního počátku pohybu zrn Tab. 3.3 (Obr. 4.2). Z průběhů rychlostí v rozsahu  $z/d > 0,2$  (povrchová vrstva proudu) a za předpokladu, že  $k_s = d = b$  byla stanovena

průměrná hodnota Karmánovy konstanty  $\kappa = 0,4$ , rozptyl jejich hodnot byl relativně malý. Hodnota  $C$  se pro  $z/d = 1$  pohybovala v rozmezí od 7,5 do 9,8. Průměrná hodnota byla přibližně  $C = 8,5$ . Lze konstatovat, že hodnoty parametrů rovnice (4-5b) jsou ve shodě s hodnotami z měření mnohých autorů (Keulegan, 1938; Schlichting, 1979).

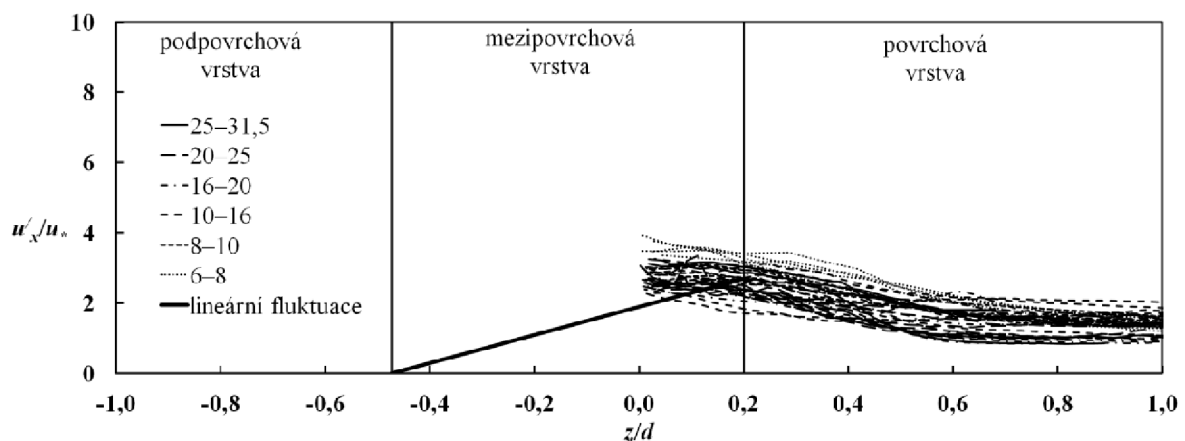


Obr. 4.2 Závislost mezi poměrem časově a plošně střední bodové rychlosti a třetí rychlosti k relativní výšce v případě absolutního počátku pohybu splavenin

Z Obr. 4.2 vyplývá, že relativní hloubka  $h/d$  nemá vliv na časově a plošně střední tvar rychlostního profilu a také, že tvar rychlostního profilu není ovlivněn relativní výškou  $z/d$  pro  $z/d > 0,2$ , tedy v daném rozsahu ho popisuje rovnice (4-5b) s výše uvedenými konstantami. Z hodnot rychlostí v podpovrchové vrstvě proudu vyplývá, že její hodnota je oproti hodnotě na povrchu zrn významně menší (minimálně 12 krát) a lze ji považovat v daných podmínkách za zanedbatelnou. V mezipovrchové vrstvě bylo provedeno měření pouze v rozsahu relativní výšky  $0,0 < z/d < 0,2$  protože metoda a měřidlo rychlostí neumožňovaly měření níže v prostoru pórů. Měření v oblasti  $0,0 < z/d < 0,2$  je třeba považovat za přibližné, vzhledem k možným odrazům ultrazvukového paprsku.

Z daných měření dále vyplývá (Obr. 4.2), že hranice mezi povrchovou a mezipovrchovou vrstvou je v úrovni horního povrchu povrchových zrn, tedy  $z/d = 0,2$ . Hranici mezi mezipovrchovou a podpovrchovou vrstvou z těchto měření určit nelze, protože v dané části nebyly změřeny rychlosti. Její stanovení proto bylo provedeno lineární extrapolací změřených hodnot časově a plošně středních rychlostí v oblasti  $0,0 < z/d < 0,2$  až do hodnoty rychlosti v podpovrchové vrstvě. Tím byla stanovena i tloušťka mezipovrchové vrstvy odpovídající přibližně nejmenšímu rozměru zrna  $c$ . Součinitel  $C_i$  v poměru  $\bar{u}_x/u_* = C_i \cdot z/d$  pro takto stanovenou tloušťku mezipovrchové vrstvy je 6,7, což je přibližně v rozsahu hodnot uváděných jinými autory (Shimizu a kol., 1990; Nikora a kol., 2001).

Dále byly vyhodnoceny také pulzační složky rychlosti ve směru osy  $x$  vztažené k třecí rychlosti  $u'_x/u_*$  po relativní výšce  $z/d$  pro každý průtokový stav (Obr. 4.3). Maxima pulzační složky se vyskytují přibližně v místě horního povrchu povrchových zrn  $z/d = 0,2$ , kde průměrná hodnota je  $u'_x/u_* = 2,6$  (1,7 až 3,5), což je ve shodě s měřeními jiných autorů (Papanicolaou, 1997; Pokrajac a Manes, 2009). Změřené pulzační složky ve směru osy  $x$  v mezipovrchové vrstvě je třeba brát, vzhledem k metodě měření, jako přibližné, přesto odpovídají měřením jiných autorů ve velkých povrchových pórech (Pokrajac a Manes, 2009).



Obr. 4.3 Závislost mezi poměrem pulzační složky bodové rychlosti a třecí rychlosti k relativní výšce v případě absolutního počátku pohybu splavenin

Z výše uvedených závislostí vyplývá, že tvar časově a plošně středního rychlostního profilu, stejně tak pulzační složka ve směru proudu se s hodnotou Reynoldsova kritéria nemění a tedy působení proudu na zrna je také neměnné. Proto hodnota Reynoldsova kritéria za daných podmínek nemá vliv na počátek pohybu zrn vyjádřený Shieldsovým kritériem.

### 4.3 Numerický model

Pro výpočet rychlostního pole byl použit program ANSYS Workbench 14.0 a jeho modul CFX simulující proudění tekutin. Programem bylo řešeno trojrozměrné turbulentní proudění s volnou hladinou bez provzdušnění proudu na podrobně zaměřeném povrchu dna pro frakci materiálu 25–31,5 mm a pro zvolený scénář proudění M3\_26 (sklon dna 4 %, hloubka vody 0,0485 m) s odpovídajícím průtokem  $0,0019 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  za malé relativní hloubky  $h/d = 1,9$ .

### 4.3.1 Laserové skenování dna

Pro největší frakci materiálu byl povrch dna po stavu absolutního počátku pohybu splavenin laserově naskenován. Skenování bylo provedeno firmou SolidVision za sucha, s přesností 1 pixel = 1 mm. Povrch dna byl zaměřen skenovací hlavou s pozičními značkami, které byly prostorově zaznamenávány duálními kamerovými snímači, tzv. C-trackem (Obr. 4.4).

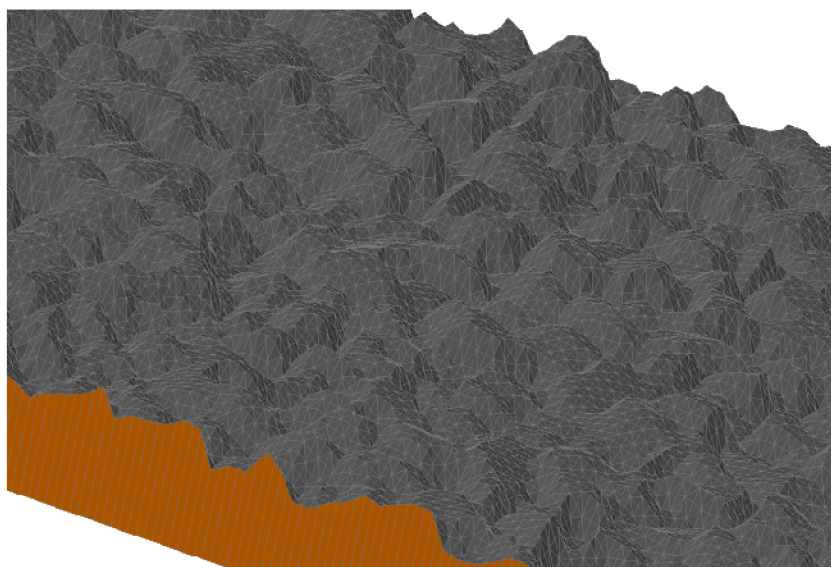


Obr. 4.4 Vlevo skenovací hlava s pozičními značkami. Vpravo duální kamerové snímače

### 4.3.2 Popis geometrie a výpočetní oblasti

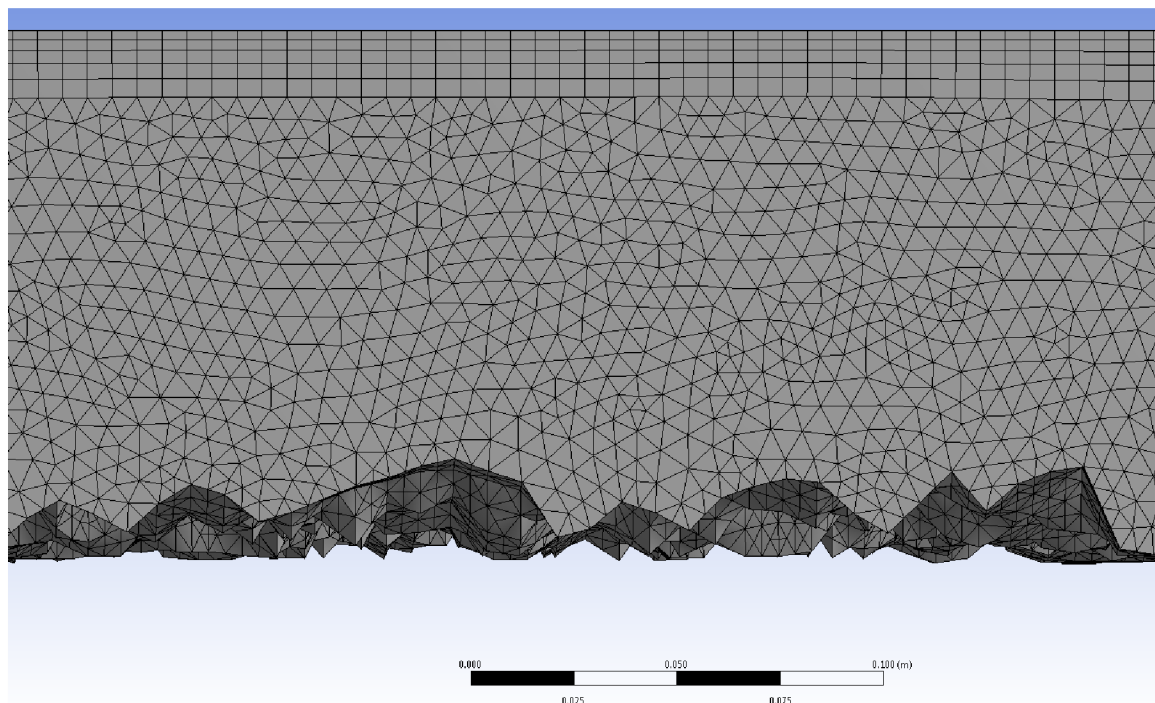
Naskenovaný povrch dna byl v programu AutoCAD převeden na těleso, které bylo naimportováno do výpočetního programu. Zpracování velkého množství zaměřených bodů vyžadovalo značné nároky na operační paměť (32 GB, 6x CPU AMD Phenom II X6). Pro tak podrobné zaměření se nepodařilo spustit výpočet, proto byla přesnost zaměření snížena z 1 pixel = 1 mm na 1 pixel = 4 mm (Obr. 4.5) a úloha byla řešena jako symetrická s rovinnou symetrie v podélné ose žlabu.





*Obr. 4.5 Detail povrchu dna vyhodnocený s velikostí 1 pixel = 4 mm*

Těleso bylo převedeno na náhradní oblast a diskretizováno čtyřstěny s délkou hrany 4 mm. Vygenerovaná výpočetní oblast měla 1,95 mil. prvků. Detail výpočetní oblasti v blízkosti dna je znázorněn na Obr. 4.6.



*Obr. 4.6 Detail výpočetní oblasti*



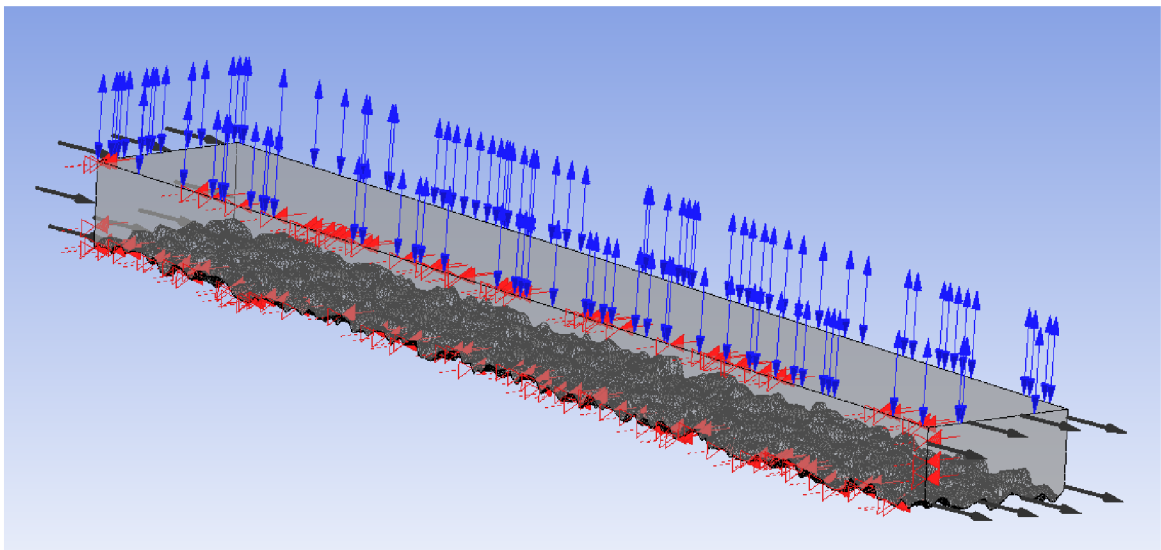
### 4.3.3 Okrajové podmínky a parametry výpočtu

Na hranicích výpočetní oblasti (Obr. 4.7) byly zadány okrajové podmínky v podobě:

- Rychlosti na vstupu.
- Nulové hodnoty hydrostatického tlaku na výstupu.
- Symetrie na stěně procházející podélnou rovinou žlabu.
- Atmosférického tlaku na horní hranici oblasti.
- Nulové rychlosti na stěně („no slip“) v oblastech kontaktu tekutiny a se změřeným povrchem dna. Povrch dna byl uvažován hydraulicky drsný s povrchovou drsností  $k_s = 2$  mm.

Pro inicializaci výpočtu byla stanovena poloha hladiny ve výšce nad dnem odpovídající hloubce vody z měření.

Řešeno bylo ustálené dvousložkové proudění o volné hladině. Interakce dvou složek na rozhraní byla řešena homogenním modelem, který předpokládá stejné rychlosti na rozhraní dvou nemísících se složek. Na hladinu vody pak působí vzduch pouze tlakem. Rozhraní složek, úroveň volné hladiny, je řešeno metodou VOF (Volume Of Fluid) s působením povrchového napětí vody  $\sigma = 73 \text{ mN}\cdot\text{m}^{-1}$ . Fyzikální vlastnosti vody a vzduchu při teplotě 25 °C byly importovány z materiálové knihovny programu (Ansys, 2011). Pro modelování turbulence byl zvolen  $k$ - $\varepsilon$  turbulentní model, který prokazuje dobrou shodu vypočítaných rychlostních poli se změřenými (Olsen a kol., 2010).

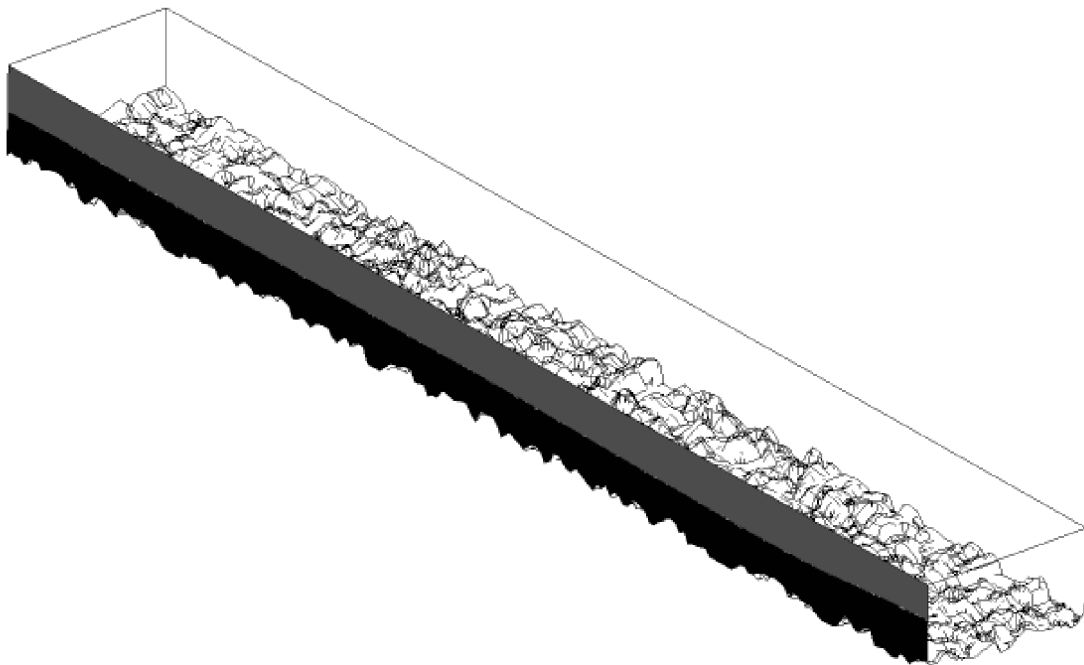


Obr. 4.7 Výpočetní oblast se zadanými okrajovými podmínkami

V řešiči programu byl nastaven maximální počet iterací 100 s délkou časového kroku 0,5 s tak, aby výpočet konvergoval a hodnota reziduí sledovaných veličin byla menší než 0,0001.

#### 4.3.4 Výsledky numerického modelu

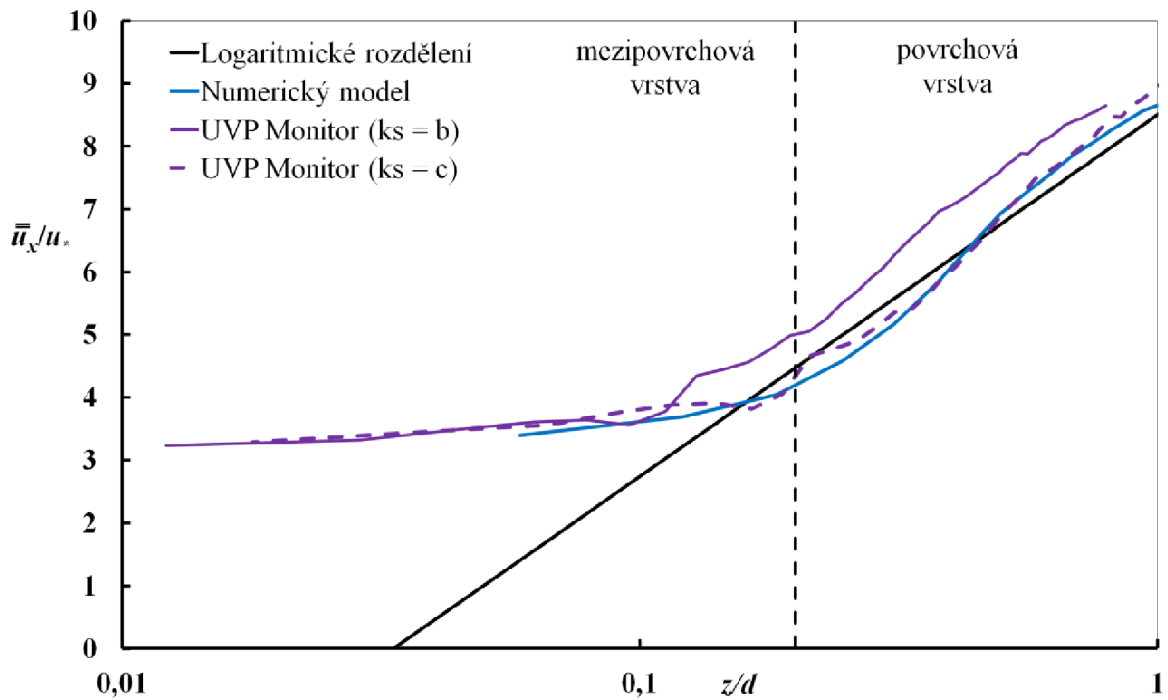
Rozhraní voda-vzduch (úroveň hladiny) bylo určeno pro objemový podíl vody 0,5. Úroveň hladiny je vykreslena na Obr. 4.8. Na hranici symetrie v dostatečné vzdálenosti od vstupní podmínky bylo vytvořeno po délce 20 svislic, po jejichž výšce bylo určeno 100 bodových rychlostí. Pro oblast svislic byl rychlostní profil plně vyvinut a tvary rychlostních profilů byly zprůměrovány.



*Obr. 4.8 Výsledná hladina simulace proudění za malé hodnoty relativní hloubky, černá barva značí vodu, šedá barva vzduch*

#### 4.4 Vyhodnocení a dílčí závěry

Pro vybraný scénář proudění za malé relativní hloubky byly vykresleny tvary rychlostních profilů stanovené dle teorie (logaritmické rozdělení), měření UVP Monitorem a simulací proudění numerického modelu. Na Obr. 4.9 jsou tvary vyjádřeny v bezrozměrné podobě jako závislost poměru bodové a třecí rychlosti na relativní výšce.



Obr. 4.9 Porovnání tvarů rychlostních profilů

Z výsledků lze konstatovat, že trend tvaru rychlostního profilu v povrchové vrstvě z měření UVP Monitorem ( $k_s = b$ ) odpovídá logaritmickému rozdělení (4-5b), ačkoliv je tvar posunutý. Pokud je zvolena Nikuradseho ekvivalentní písková drsnostní výška  $k_s = d = c$ , je dosažena větší shoda tvaru rychlostního profilu UVP Monitorem ( $k_s = c$ ) s logaritmickým rozdělením. To znamená, že hodnota Nikuradseho ekvivalentní pískové drsnostní výšky  $k_s = b$  je nadhodnocena a ve skutečnosti není tak velká. Volba hodnoty  $k_s = c$  pro největší zrno použité v experimentálním výzkumu (kapitola 3) odpovídá výsledkům Roháčové (2013). Pro menší frakce je platné  $k_s = b$ .

Tvar rychlostního profilu z numerického modelu kopíruje logaritmicke rozdělení a je téměř totožný s tvarem UVP Monitorem ( $k_s = c$ ). Změnou hodnoty  $k_s$  nebylo dosaženo stejného tvaru rychlostního profilu s logaritmickým rozdělením.

Výsledky z numerického modelu potvrdily, že v mezipovrchové vrstvě logaritmicke tvar rychlostního profilu není platný.

Numerický model s laserově naskenovaným povrchem dna verifikovaný s měřením a teorií je vhodný pro výpočet tvaru rychlostního profilu. Pro možné použití je třeba zvážít časovou náročnost zpracování geometrie dna, případně použití stěnových funkcí s vhodně zvolenou hodnotou  $k_s$ .

## 4.5 Hydraulický odpor proudění

Zrnitost povrchu koryta, vegetace, dnové útvary nebo transport splavenin způsobují hydrodynamický odpor způsobující ztráty mechanické energie. Celková ztráta mechanické energie je podle Rouseho (*Yen, 2002*) součet ztráty způsobené třením, ztráty způsobené tvarem koryta, ztráty způsobené zvlněním hladiny a ztráty způsobené lokálním zrychlením nebo zpomalením proudu. Pro hydraulicky drsné dno je ztráta třením způsobena třením kapaliny o povrch zrn, nepravidelností povrchu dna a transportovanými zrny (*Griffiths, 1989*).

Při povodňových situacích je zvětšený odpor přisuzován pohybu splavenin (*Matoušek, 2008*). Vliv transportovaných zrn na hydraulickou drsnost experimentálně prošetřil *Recking* (2006, 2009), který uvádí zvětšení odporových součinitelů při transportu splavenin. Stejně tvrzení teoreticky zdůvodňuje *Yen* (2002). Zvětšený odpor je pravděpodobně způsoben zvětšenou disipací energie v blízkosti dna (*Camenen a kol., 2006*) vlivem vzájemného působení transportovaných zrn a materiálu dna.

Vliv zmenšující relativní hloubky na zvětšující odpor při proudění je prokázáný (*Mizuyama, 1977; Bayazit, 1982; Graf a Suszka, 1987; Recking, 2009; Julien, 2010*), např. v podobě Moodyho diagramu pro koryta (*Yen, 2002*). Teoreticky lze stanovit vliv relativní hloubky z rovnice (4-5a, 4-5b) popisující tvar rychlostního profilu. Problematické je stanovení Nikuradseho ekvivalentní pískové drsnostní výšky  $k_s$  (*Bayazit, 1982; García, 2008*), která by měla být určena experimentálně. Tuto tzv. hydraulickou drsnost Nikuradse určil experimentálně pro zrna písku přilepená na stěnu potrubí (*Nikuradse, 1933*). Hydraulická drsnost  $k_s$  u dna složeného z různě velkých kamenů, různě uložených (nestejnozrnný materiál) by měla být tak velká, aby v kvadratické oblasti (*Kolář a kol., 1983*) odpor způsobený nehomogenitou povrchu dna (drsnosti) odpovídal odporu přilepených zrn o velikosti  $k_s$ . Pro stejnozrnný materiál se používá  $k_s = b$ , který je pro zrna menší než 25 mm experimentálně potvrzený (*Roháčová, 2013*). Přístupy stanovení hodnot  $k_s$  jsou vysvětleny v kapitole 6.

### 4.5.1 Odporové součinitele

Odpor je nejčastěji vyjadřován třemi přístupy, tzv. odporovými součiniteli (*Ven Te Chow, 1959; Yen, 2002; Roušar, 2011a*):

- Chézyho rychlostní součinitel  $C$ , kde průřezová rychlost je stanovena jako

$$v = C(Ri)^{1/2} . \quad (4-7)$$

- Manningův součinitel drsnosti  $n$ , kde průřezová rychlost je stanovena jako

$$v = \frac{1}{n} R^{2/3} i^{1/2} . \quad (4-8)$$

- Darcy-Weisbachův součinitel tření  $\lambda$ , kde průřezová rychlost je stanovena jako

$$v = \left( \frac{8g}{\lambda} \right)^{1/2} (Ri)^{1/2}. \quad (4-9)$$

Mezi součiniteli vyjádřenými v bezrozměrné podobě platí přepočtení vztah (Simões, 2010; Julien, 2010)

$$\frac{v}{u_*} = \frac{C}{g^{1/2}} = \frac{R^{1/6}}{ng^{1/2}} = \left( \frac{8}{\lambda} \right)^{1/2} = \frac{v}{(gRi)^{1/2}}. \quad (4-10)$$

#### 4.5.2 Vyhodnocení a dílčí závěr

Data byla vyhodnocena pro dva scénáře. První scénář odpovídá průtokovým stavům až do pohybu splavenin (4-11), tj. včetně absolutního počátku. Změřená data byla porovnána se vztahy autorů uvedených v Tab. 4.1. Druhý scénář je pro pohyb splavenin (4-12). Změřená data byla porovnána se stejnými vztahy autory, přičemž jejich vztahy jsou platné pro nepohyblivé dno. Uvedení těchto vztahů je z důvodu jejich častého užití při pohybu splavenin. Pouze vztah *Reckinga* (2006) byl převzat pro pohyblivé dno. Při vyhodnocení změřených dat bylo uvažováno  $R = h$  a  $k_s = b$ . Změřenými daty byly metodou nejmenších čtverců aproximovány logaritmické závislosti a určeny koeficienty determinace.

Tab. 4.1 Výpočetní vztahy

Autor	Výpočetní vztah	Poznámka
Keulegan (1938)	$\frac{v}{u_*} = 5,75 \log \left( \frac{R}{k_s} \right) + 6,25$	
Manning-Strickler (Julien, 2010)	$\frac{v}{u_*} = 6,73 \left( \frac{R}{k_s} \right)^{1/6}$	$k_s = n; n = \frac{d^{1/6}}{21,1}$
Thompson a Campbell (1979) (García, 2008)	$\frac{v}{u_*} = 5,75 \log \left( \frac{R}{k_s} \right) + 2$	
Griffits (1981) (Simões, 2010)	$\frac{v}{u_*} = 5,75 \log \left( \frac{R}{k_s} \right) + 5$	
Graf, Cao a Suszka (Graf a kol., 1983)	$\frac{v}{u_*} = 5,75 \log \left( \frac{R}{k_s} \right) + 3,25$	
Julien (2002) (Julien, 2010)	$\frac{v}{u_*} = 5,75 \log \left( \frac{R}{k_s} \right)$	$k_s = d/2$

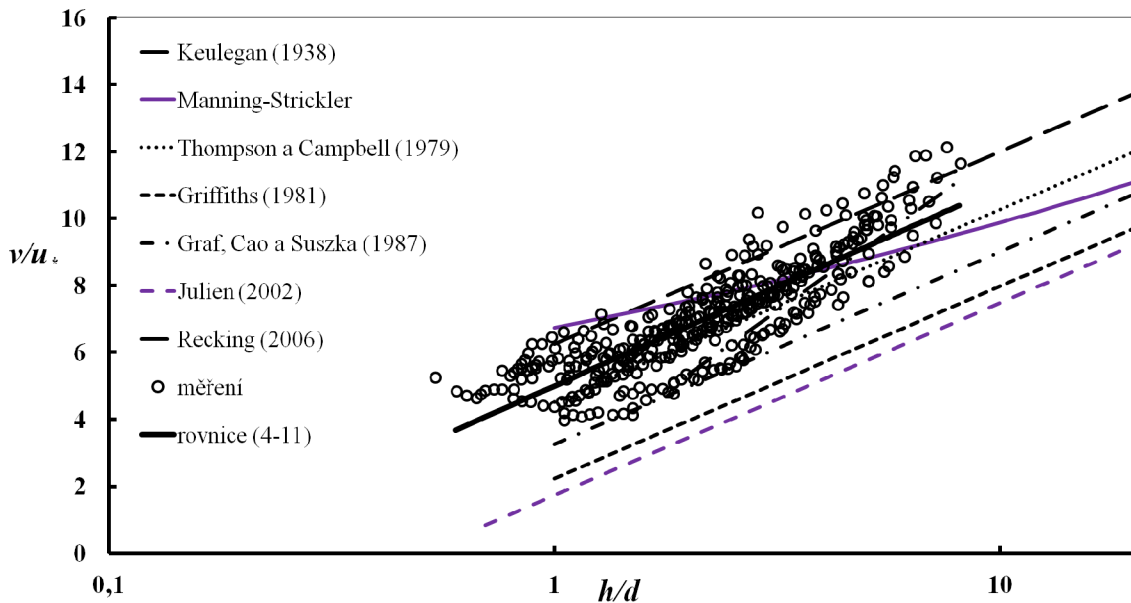
Tvar rychlostního profilu v blízkosti dna a hydraulický odpor za malých relativních hloubek

Autor	Výpočetní vztah	Poznámka
Recking (2006)	$\frac{v}{u_*} = 2,5 + 9,5 \log\left(\frac{R}{k_s}\right)$	nepohyblivé dno
Recking (2006)	$\frac{v}{u_*} = -1 + 9,5 \log\left(\frac{R}{k_s}\right)$	pohyblivé dno

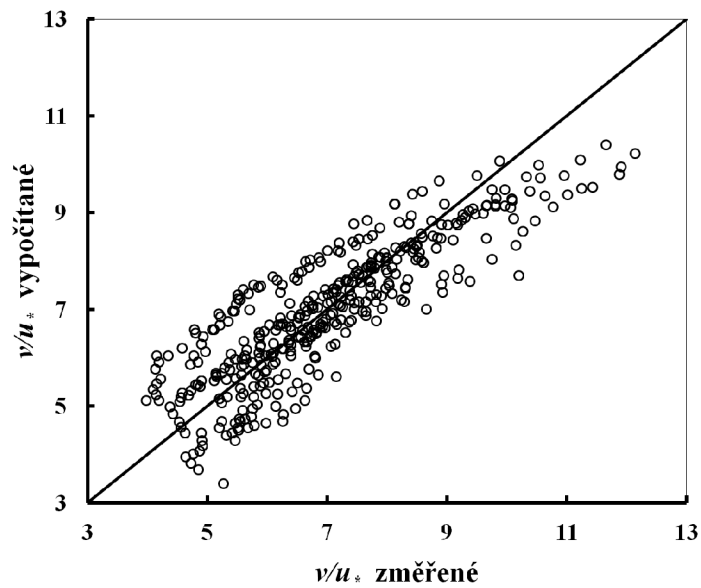
Výpočetní vztah pro scénář nepohyblivého dna

$$\frac{v}{u_*} = 2,58 \ln\left(\frac{h}{d}\right) + 5,00 \quad (4-11)$$

s koeficientem determinace  $R^2 = 0,74$ . Výpočetní vztah (4-11) se zaměřenými daty a se vztahy uvedených autorů v Tab. 4.1 je znázorněn na Obr. 4.10. Graf shody vypočítaných a naměřených hodnot je na Obr. 4.11.



Obr. 4.10 Změřená data, výpočetní vztah a vztahy dle autorů pro nepohyblivé dno

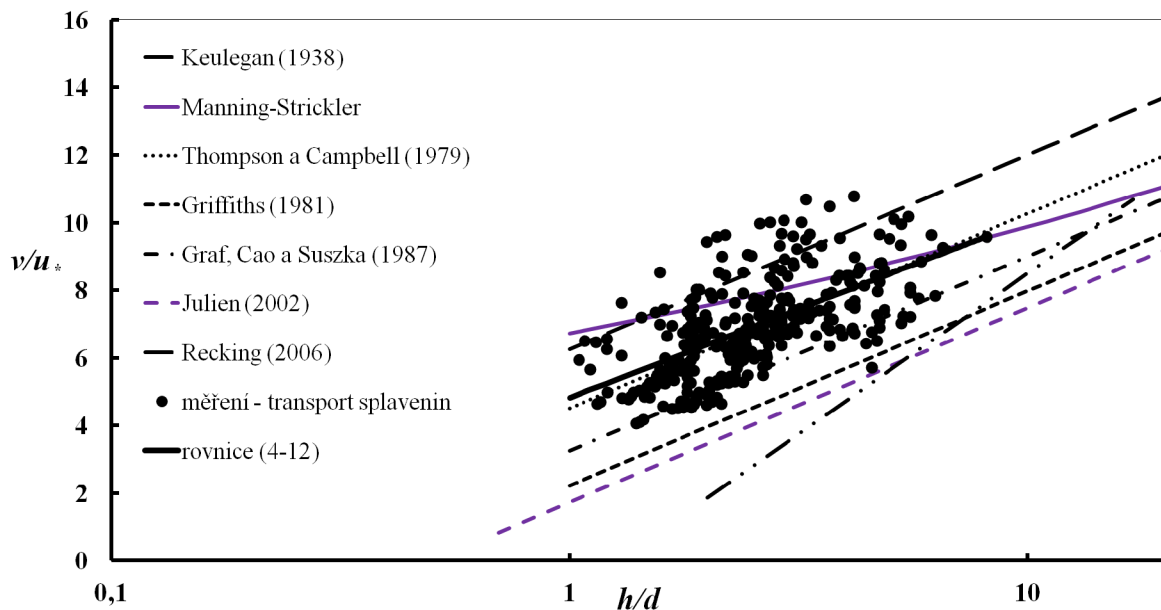


Obr. 4.11 Graf shody změřených hodnot a hodnot vypočítaných dle rovnice pro nepohyblivé dno

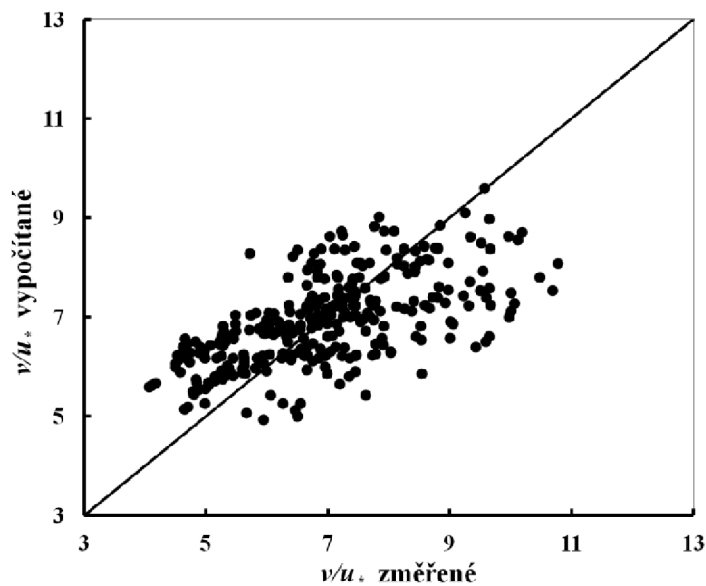
Výpočetní vztah pro scénář pohyblivého dna

$$\frac{v}{u_*} = 2,28 \ln\left(\frac{h}{d}\right) + 4,82 \quad (4-12)$$

s koeficientem determinace  $R^2 = 0,39$ . Výpočetní vztah (4-12) se zaměřenými daty a se vztahy uvedených autorů v Tab. 4.1 je znázorněný na Obr. 4.12. Graf shody vypočítaných a naměřených hodnot je na Obr. 4.13.



Obr. 4.12 Změřená data a výpočetní vztah pro pohyblivé dno



Obr. 4.13 Graf shody změřených hodnot a hodnot vypočítaných dle rovnice pro pohyblivé dno

Vliv zmenšující se relativní hloubky na zvětšující se odpor při proudění je z výsledků potvrzený. Data pro nepohyblivé dno jsou ohraničena vztahy *Keulegana* (1938) a *Grafa* a kol. (1987). Vyhodnocení je silně závislé na stanovené poloze dna zejména pro pohyblivé dno, kdy měření hloubky je problematické z důvodu neustálého vývoje dna. Velký rozptyl hodnot a tedy malá hodnota koeficientu determinace tuto skutečnost potvrzuje. Vztah *Reckinga* (2006) pro pohyblivé dno, který prováděl experimenty za obdobných podmínek, neodpovídá výsledkům. Vlivem transportu splavenin došlo ke zvětšení odporu proudění, avšak zvětšení není tak markantní, jak bylo předpokládáno. Tato skutečnost je pravděpodobně způsobena malým transportem splavenin ( $q^* < 0,5$ ).



## Kapitola 5

# ARMOVACÍ PROCES KRYCÍ VRSTVY NESTEJNOZRNNÉHO MATERIÁLU DNA ZA MALÝCH RELATIVNÍCH HLOUBEK

Cílem kapitoly je ověřit proces armování (kapitola 5.2) nestejnozrnného materiálu dna při dvourozměrném turbulentním neprovzdušněném proudění s volnou hladinou. Dále stanovit absolutní počátek pohybu splavenin nearmovaného dna, vliv vytřídění krycí vrstvy na hydraulickou drsnost, tloušťku armované vrstvy a určit vliv relativní hloubky na počátek pohybu splavenin.

### 5.1 Struktura nestejnozrnného materiálu dna

Dna přirozených koryt jsou pokryta nestejnozrnným materiálem, který dle zrnitostního zastoupení se dělí na krycí vrstvu a spodní vrstvu, viz Obr. 5.1. Vrstvy mají specifickou funkci pro určení počátku pohybu a transportu splavenin.

Krycí vrstva vzniká přirozeným procesem třídění zrn a pronikáním do spodní vrstvy. Vyvinutí krycí vrstvy určuje stupeň vytřídění definovaný poměrem  $d_{k50}$  zrna krycí a  $d_{s50}$  zrna spodní vrstvy (Bunte a Abt, 2001), který je v korytě prostorově proměnný (Lisle a Madej, 1992). Tloušťka krycí vrstvy je popsána výškou největšího zrna  $d_{max}$ , jelikož zrna mají trojrozměrný charakter je tloušťka odhadována podle charakteristického zrna jako (Bunte a Abt, 2001):

- Tloušťka  $c$  největšího zrna  $d_{max}$  (Ettema, 1984).
- Šířka  $b$  největšího zrna  $d_{max}$  (Diplas, 1992).
- Dvojnásobek šířky  $b$  zrna  $d_{90}$  (Simons a Sentürk, 1992).

- Hloubka uložení průměrného zaklesnutého zrna  $d_{90}$  (Winema National Forest, 1998).
- Hloubka uložení největšího zrna  $d_{max}$ .

Všeobecně je tloušťka armované vrstvy odhadována jako  $(2-3)d_{50}$  zrna krycí vrstvy (Julien, 2010).

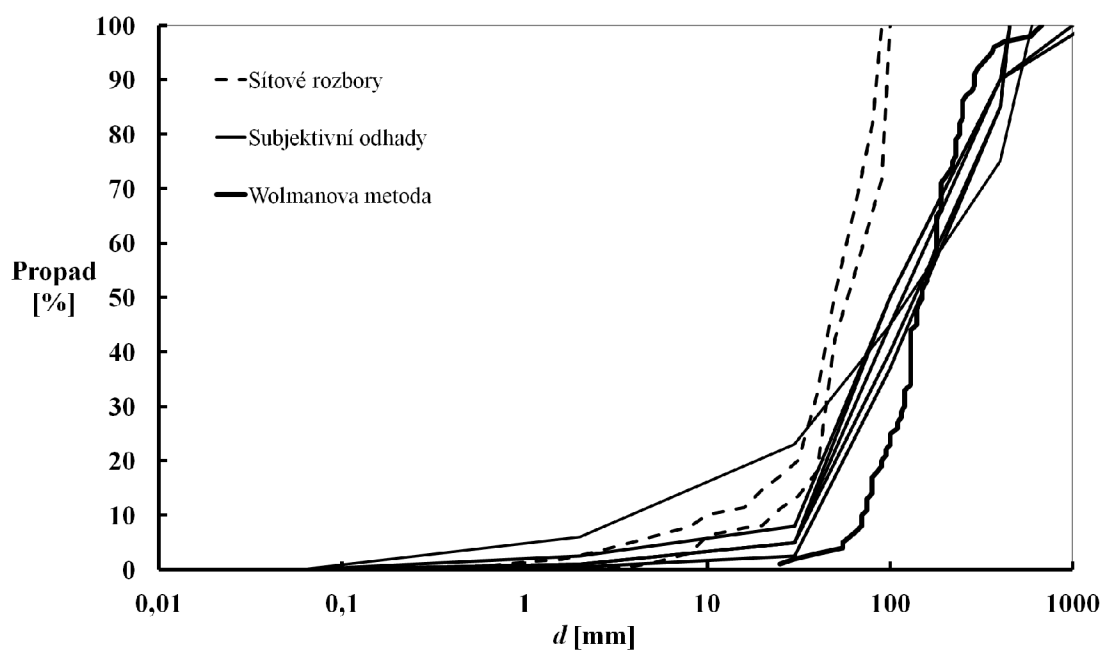


Obr. 5.1 Ukázka vytríděné krycí vrstvy uložené na spodní vrstvě řeky Wharfe (Velká Británie), foto Parker (García, 2008)

Způsob odběru vzorku krycí vrstvy se provádí buď metodou odběru z povrchu dna (počítání zrn, mřížková metoda, vzorek dna), nebo objemovou metodou. Podrobnější členění a popis metod jsou vysvětleny v publikacích Bunte a Abt (2001) nebo Roušar (2011b). Smelík a kol. (2012) provedli zrnitostní rozbor krycí vrstvy materiálu dna na 17 lokalitách moravských a slezských řek. Zrnitostní křivky byly stanoveny Wolmanovou metodou, síťovým rozbohem a subjektivním odhadem zastoupení jednotlivých frakcí (provedené v in situ nebo dodatečně z fotografie). Výsledky lze shrnout a ukázat na řece Morávce (Obr. 5.2). Zrnitostní složení Morávky (Obr. 5.3) stanovené subjektivní a Wolmanovou metodou více postihuje hrubé frakce a poskytuje lepší shody vypočtených součinitelů drsnosti se součiniteli odpovídající stavu koryta (Smelík a kol., 2012). V případě správně odebrané reprezentativní hmotnosti vzorku (krycí i spodní vrstvy) je zrnitostní složení provedené síťovým rozbohem jemnozrnější a prakticky použitelné pro výpočet transportu splavenin jak dokazuje kapitola 7.



Obr. 5.2 Morávka ve Vyšních Lhotách (foto Smelík)



Obr. 5.3 Porovnání zrnitostních křivek řeky Morávky ve Vyšních Lhotách

## 5.2 Proces třídění zrn v krycí vrstvě

Vlivem proudu dochází k postupnému vytřídování zrn krycí vrstvy, která se stává oproti spodní vrstvě jemnozrnější nebo hrubozrnější. Jemnozrnější krycí vrstva se vytváří za specifických hydraulických podmínek (malé sklony, stojatá voda) doprovázených skladbou materiálu dna náchylného k abrazi. Jedná se o dolní úseky toků s materiálem formovaným v geologicky mladém období (García, 2008). V případě kdy je překročeno kritické tečné napětí pro nejmenší zrno se stává krycí vrstva hrubozrnější a tento proces je nazýván armování. Armování je prokázáno terénními měřeními (Livesey, 1963; Milhous, 1973; Williams a Wolman, 1984; Ashworth a Ferguson, 1989; Ryan a Emmett, 2002), experimentálními výzkumy (Sutherland a Williman, 1977; Day, 1981; Dietrich a kol., 1989; Hassan a Church, 2000; Hersberger, 2002; Mao a kol., 2011) a matematickými modely (Parker a Klingeman, 1982b; Weinhold, 2001; Hunziker a Jaeggi, 2002; Wilcock a Crowe, 2003; Wilcock a DeTemple, 2005).

Armování může být tak významné, že zrnitostní složení armované krycí vrstvy se při povodňové situaci nemusí změnit nebo jen minimálně, což zvyšuje stabilitu dna proti vymílání (Williams a Wolman, 1984; Wilcock a DeTemple, 2005). Clayton a Pitlick (2008) stabilitu dna vysvětlili na základě terénního průzkumu odlišným prostorovým zrnitostním složením krycí vrstvy a transportovaných splavenin (platí v případě proudění v obloucích), stupni krytí malých zrn velkými nebo zrny uvedenými do pohybu, která jsou nahrazována zrny o stejné velikosti. Armovací proces je nejvíce patrný na šterkonosných (Raplík a kol., 1989) a šterkopískových tocích (García, 2008) s koeficientem vytřídění  $\sigma = (d_{84}/d_{16})^{1/2}$  větším než 3 (Julien, 2010). Armovaná vrstva je dobře vyvinuta, pokud stupeň vytřídění je větší než 2 (Hassan a kol., 2006).

Pravděpodobně nejstarší experimentální výzkum provedl Harisson (1950) (Hunziker a Jaeggi, 2002; Hersberger, 2002). Harrison rozdělil proces třídění zrn v krycí vrstvě na základě přísunu splavenin na statické armování (bez přísunu splavenin) a dynamické armování (s přísunem splavenin).

Statické armování probíhá při nulovém transportu splavenin (Mao a kol., 2011) nebo omezeném transportu splavenin (Koll a kol., 2010). Statické armování více objasnil Gessler (1965) (Hunziker a Jaeggi, 2002), který odvodil vztah pro odhad zrnitostního složení krycí (armované) vrstvy na základě smykového napětí a zrnitostního složení spodní vrstvy. Guenter (1971) experimentálně určil stabilitu armované vrstvy při statickém armování (Hunziker a Jaeggi, 2002), ale v jeho originální práci výpočetní vztah není uveden (Guenter, 1971). Stabilita armované vrstvy a tedy počátku pohybu vyjádřeného Shieldsovým kritériem je tedy

$$\theta_{cdms} = \theta_c \left( \frac{d_{mk}}{d_{ms}} \right)^{0.67}, \quad (5-1)$$

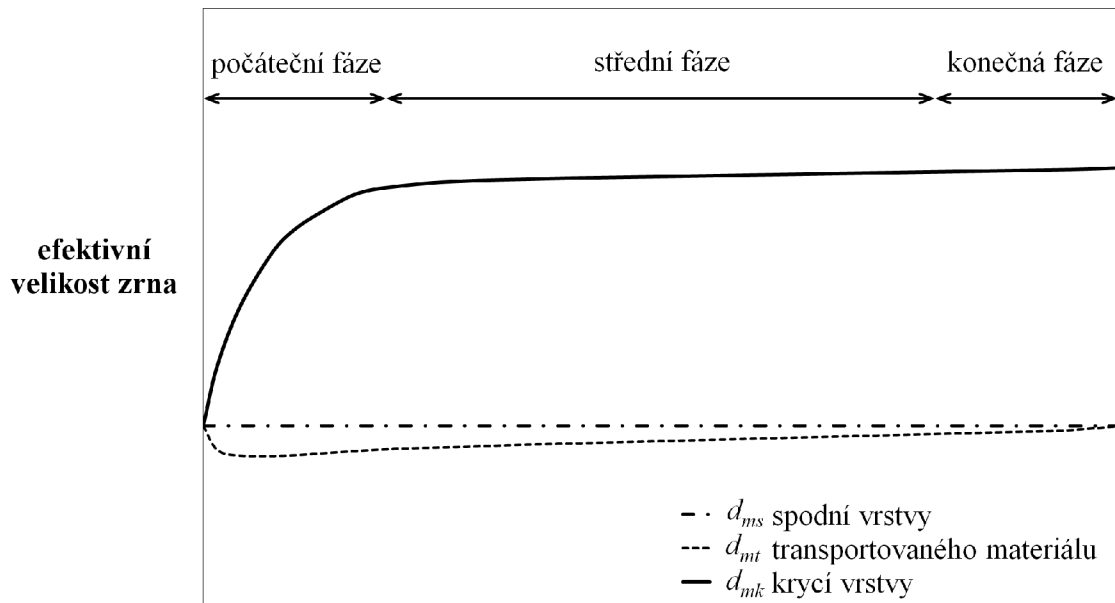
kde  $\theta_c$  je kritické Shieldsovo kritérium pro stejnozrnný materiál, autorem pro hydraulicky drsné dno stanovené hodnotou 0,050,  $d_m$  je efektivní velikost zrna, kde index značí  $k$  – krycí vrstvu a  $s$  – spodní vrstvu. Efektivní velikost zrna  $d_m$  je

$$d_m = \sum_{i=1}^n d_i f_i, \quad (5-2)$$

kde  $d_i$  je aritmetický průměr velikosti zrn  $i$ -té frakce o hmotnostním podílu  $f_i$   $i$ -té frakce a celkovém počtu frakcí  $n$ . Porušení stability nastává, pokud Shieldsovo kritérium vztažené ke spodní vrstvě  $\theta_{dms}$  a jeho efektivnímu zrnu  $d_{ms}$  je větší než  $\theta_{cdms}$  (vztah 5-1).

Statické třídění zrn (Obr. 5.4) probíhá ve třech fázích (Guenter, 1971):

- V počáteční fázi armovacího procesu dochází k překročení kritického napětí pro odnos nejmenších zrn z krycí vrstvy. Zrna se dostávají do pohybu a krycí vrstva se postupně stává hrubozrnější. Zrnitostní složení transportovaných splavenin je jemnozrnější než složení spodní vrstvy. Hrubozrná zrna z krycí vrstvy nejsou transportována. Průtok splavenin odpovídá transportní kapacitě.
- Ve střední fázi jsou vytřídována a transportována jemnozrná zrna krycí i spodní vrstvy a to současně se změnou struktury hrubozrných zrn krycí vrstvy. Tloušťka krycí vrstvy se zvětšuje. Vytřídování relativně malých zrn z krycí vrstvy probíhá pomaleji, než v počáteční fázi. Zrnitostní složení transportovaného materiálu se přibližuje zrnitostnímu složení spodní vrstvy, množství transportovaného materiálu je mírně menší, než transportní kapacita a hrubá zrna jsou shlukována (Dunkerley, 1990; Kozłowski a Ergenzinger, 1999; Hassan a Church 2000; Mao a kol., 2011) a formována do útvarů (kruhy, řádky, aj.) (Weichert a kol., 2008) vytvářejících mezodrsnost (Curran, 2010; Curran a Tan, 2013).
- V konečné fázi vytřídování krycí vrstvy neprobíhá. Armovaná vrstva je složena z hrubozrných zrn, tzv. dnové dlažby (Raplík a kol., 1987) ochraňující dno toku proti vymílání. Při porušení celistvosti krycí vrstvy, či při překročení stability dojde k pohybu krycí i spodní vrstvy.



Obr. 5.4 Vývoj zrnitosti krycí a spodní vrstvy a transportovaného materiálu. Upraveno po Hunziker a Jaeggi (2002)

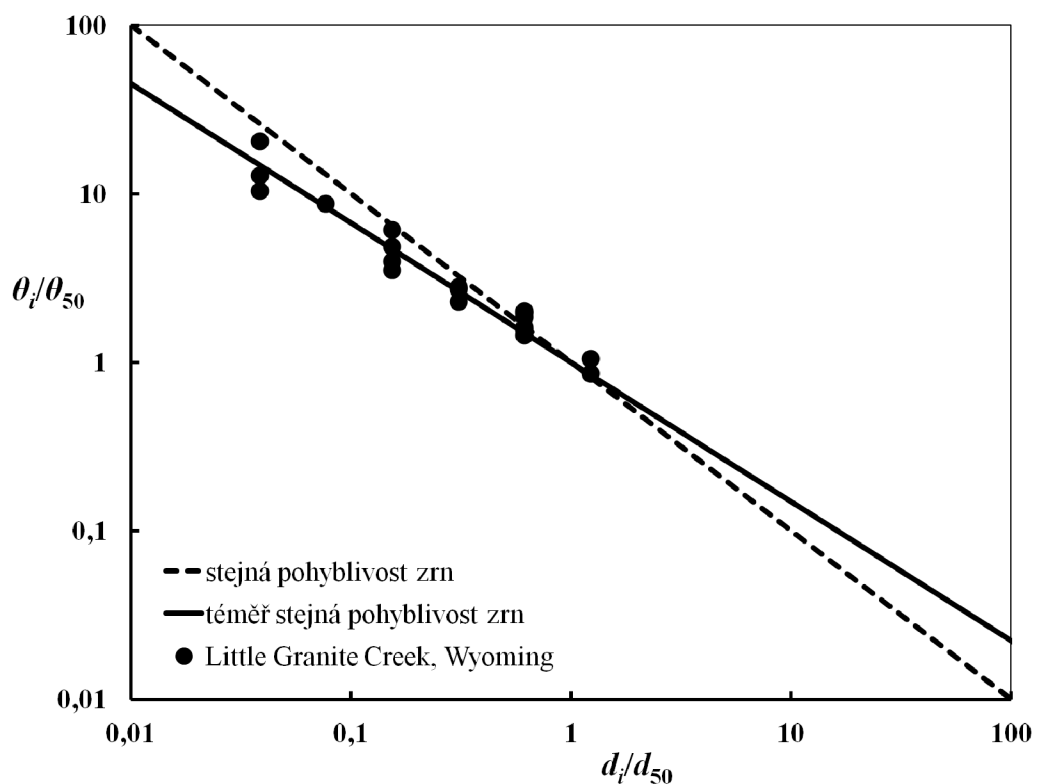
Livesey (1963) provedl průběžný terénní průzkum před a zejména po výstavbě vodního díla. Prokazuje statické armování a vyvinutí armované vrstvy do 10 let po výstavbě, kdy největší vývoj byl zaznamenán do 3 let po výstavbě. Tloušťka armované vrstvy byla 0,15 m, což odpovídalo zrnům  $d_{98}$  spodní vrstvy. Milhous (1973) provedl rozsáhlá měření na toku Oak a absolutní počátek pohybu splavenin z vizuálního pozorování určil hodnotou Shieldsova kritéria 0,030. Jemnozrná zrna mohou být skrytá pod hrubozrnnými a armovaná vrstva je stabilní pro hodnotu Shieldsova kritéria 0,047 stanoveného pro zrnům  $d_{65}$ . Vývoj dna před a po výstavbě 21 přehrad analyzují Williams a Wolman (1984), kteří uvádějí vzdálenost největší změny zrnitostního složení v jednotkách km od hráze. V závislosti na zrnitostním složení spodní vrstvy, doby od výstavby vodního díla, vývoje vegetace a rozšíření příčného profilu koryta je změna zrnitostního složení znatelná až desítky km.

Při transportu splavenin, např. během povodňové události, je armovaná vrstva stále přítomna (Parker a Klingeman, 1982) jelikož jen mále množství zrn z krycí vrstvy je v pohybu (Parker a kol., 1982a). Armovaná vrstva je proto při dynamickém armování jemnozrnější než během statického armování (Parker a kol., 1982c; Suzuki a Hano, 1992; Hassan a Church, 2000; Mao a kol., 2011). Dynamické armování je vysvětleno ve dvou odlišných teoriích. Teorie stejné pohyblivosti zrn a téměř stejné pohyblivosti zrn.

Stejná pohyblivost zrn znamená pohyb zrn při stejném smykovém napětí (Parker a Klingeman, 1982; Recking, 2006; Julien, 2010), kde krycí vrstva není tříděna. Malá zrna jsou chráněna velkými a při pohybu velkých dochází i k pohybu malých zrn. Odlišný jev

je prokázáný terénními měřeními (Obr. 5.5), kde balvany na horských tocích jsou stabilní i při velkých průtocích (Julien, 2010).

Teorie téměř stejné pohyblivosti zrn je vysvětlována makroskopickým a mikroskopickým krycím efektem (Parker a Klingeman, 1982; Hunziker a Jaeggi, 2002). V počátku jsou nejmenší zrna vytříděna a dále chráněna malými a velkými zrny – makroskopický efekt. Poté jsou malá zrna chráněna velkými zrny, velká zrna jsou více vystavena proudu a dochází k vyrovnání počátku pohybu malých a velkých zrn – mikroskopický efekt. Ashworth a Ferguson (1989) na základě terénního měření potvrzují dominanci mikroskopického efektu za delší časový horizont, kdy za velkého transportu splavenin je vyrovnán transport jemnozrných a hrubozrných zrn.



Obr. 5.5 Teorie stejné pohyblivosti zrn a téměř stejné pohyblivosti zrn s body z terénního měření v Little Granite Creek (Julien, 2010). Na svislé ose je vynesena poměr Shieldsova kritéria pro  $i$ -té zrna a zrna  $d_{50}$ . Na vodorovné ose je poměr velikosti  $i$ -tého zrna a velikosti zrna  $d_{50}$ .

Počátek pohybu zrna  $i$ -té frakce lze pak pro téměř stejnou pohyblivost zrn vyjádřit (Julien, 2010) jako

$$\frac{\theta_i}{\theta_{50}} = \left( \frac{d_i}{d_{50}} \right)^{1-x} \quad (5-3a)$$

Parker a kol. (1982b) z terénních dat Oak Creeku (Milhous, 1973) uvádějí vztah

$$\theta_i = 0,0876 \cdot \left( \frac{d_i}{d_{s50}} \right)^{-0,982}, \quad (5-3b)$$

kde Shieldsovo kritérium 0,0876 je stanovené pro spodní vrstvu zpětně pro referenční hodnotu  $W = 0,002$ .

*Andrews* (1983) analyzoval transportní rovnice a konstatoval lepší shodu počátku pohybu, pokud je ve vztahu použito zrno ze spodní vrstvy

$$\theta_i = 0,0834 \cdot \left( \frac{d_i}{d_{s50}} \right)^{-0,872}. \quad (5-3c)$$

*Ashworth* a *Ferguson* (1989) vyhodnotili terénní měření ze tří štěrkonosných řek s Shieldsovým kritériem od 0,054 do 0,087 a s exponentem od -0,65 do -0,92.

*Weinhold* (2001) odvodil vztah z terénního měření na štěrkonosném Little Granite Creek a poukazuje na potřebu kalibrace exponentu pro konkrétní řeku.

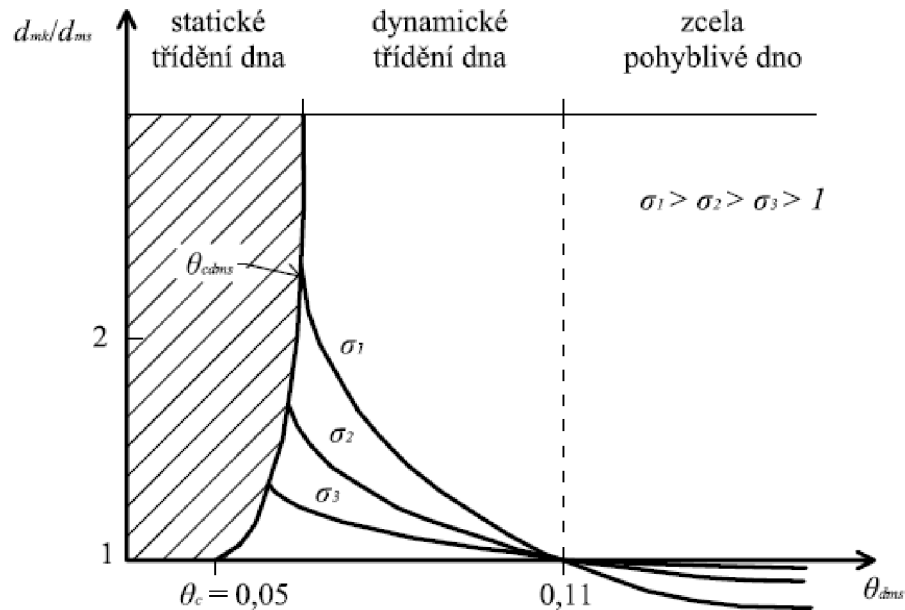
$$\theta_i = \theta_{50} \left( \frac{d_i}{d_{s50}} \right)^{-0,973}, \quad (5-3d)$$

kde  $\theta_{50}$  určil v závislosti na průtoku pro Little Granite Creek (průtok  $Q$  v jednotkách cfs) jako

$$\theta_{50} = 0,068 \cdot Q^{0,302}. \quad (5-4)$$

Proces statického a dynamického třídění dna lze souhrnně ukázat na Obr. 5.6 dle *Parkera* (*Hunziker* a *Jaeggi*, 2002). Statické třídění nastává v případě, že zrnitostní složení krycí vrstvy je podobné jako zrnitostní složení spodní vrstvy. Pokud je Shieldsovo kritérium mírně větší než kritické Shieldsovo kritérium pro pohyb zrn ( $\theta_c < \theta_{dms} < \theta_{cdms}$ ) dochází k pohybu nejmenších zrn a tím k mírnému zdrsnění dna (*Roháčová*, 2013). V případě, že nejsou do systému dodávána žádná další zrna, vzniká stabilní armovaná krycí vrstva a nedochází k erozi. V případě dotace malých zrn do systému dochází k jejich pohybu bez výraznějších změn v drsnosti dna. *Suzuki* a *Hano* (1992) uvádějí stabilní krycí vrstvu při statickém třídění do hodnoty Shieldsova kritéria 0,05 až 0,08 v závislosti na koeficientu vytřídění. Po překročení těchto hodnot nastává eroze dna. Armovaná krycí vrstva je patrná do hodnoty Shieldsova kritéria dle autora. *Parker* (1990) uvádí 0,11 (*Hunziker* a *Jaeggi*, 2002), *Suzuki* a *Kato* (1991) 0,12 nebo *Suzuki* a *Hano* (1992) 0,13.



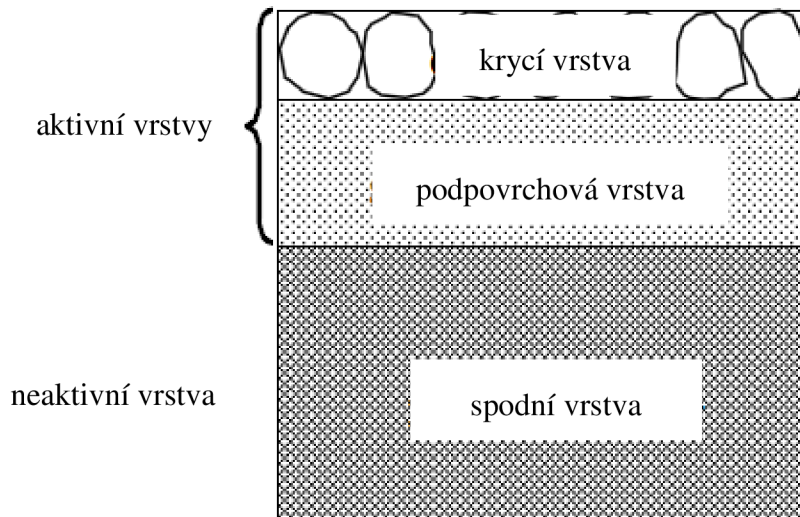


Obr. 5.6 Proces třídění zrn krycí vrstvy dle Parkera (upraveno po Hunziker a Jaeggi, 2002)

Matematicky je výšková změna úrovně dna v časovém kroku popisována Exnerovu rovnicí (García, 2008; Julien, 2010) odvozenou ze zákona zachování hmotnosti splavenin a armovací proces je modelován dle uvažovaného počtu vrstev. Hirano (1971) jako první představil jednovrstvý model s konceptem aktivní vrstvy (Bettess a Frangipane, 2003; Blom a kol. 2006; García, 2008), ve kterém je matematicky popsáno třídění zrn. Jednovrstvé modely nepopisují interakci jednotlivých vrstev, proto se přechází na přesnější více vrstvé modely (Bettess a Frangipane, 2003), ačkoliv jsou náročnější na vstupní parametry. Problematickými parametry je tloušťka armované vrstvy a uvažovaná konstantní pórovitost, která se reálně během transportu mění (DeVries, 2002). Nedávno publikovaný více vrstevnatý model je např. model transportu splavenin pro horské toky Lopeze a Falcona (1999) nebo jednovrstvý model rozšířený pro dvourozměrné proudění (Kassem a Chaudhry, 2005). Jeden z nejpoužívanějších více vrstevnatých modelů je model Exner 5.

Model Exner 5 je třívrstvý model odvozený pro statické armování (Hec-Ras, 2010). Dno je rozděleno na aktivní a neaktivní vrstvu (Obr. 5.7), kde zrnitostní složení transportovaných splavenin odpovídá zrnitostnímu složení aktivní vrstvy. Ta je dále rozdělena na krycí a podpovrchovou vrstvu. Eroze a ukládání materiálu je realizováno v krycí vrstvě. Před výpočetním cyklem je podpovrchová vrstva složena z materiálu z neaktivní vrstvy a tloušťka krycí vrstvy je vypočítána z velikosti zrna v krycí vrstvě. Pokud tloušťka krycí vrstvy je menší než  $0,5d$ , materiál z podpovrchové vrstvy je promíchán s materiálem z krycí vrstvy. Současně je vytvořena nová spodní vrstva

z materiálu neaktivní vrstvy o objemu transportní kapacity stanovené výpočetním cyklem. Po výpočetním cyklu je všechen materiál z podpovrchové vrstvy přesunut do neaktivní vrstvy společně s jílovitým materiálem z krycí vrstvy (pokud byl přítomen). Přesun platí i pro materiál v krycí vrstvě, pokud tloušťka krycí vrstvy je větší než 0,61 m. Tloušťka krycí vrstvy je pak zmenšena na 0,06 m. Materiál je v neaktivní vrstvě promíchán.



Obr. 5.7 Schéma modelu Exner 5 pro třídění a armování

Uvedené poznatky relativně dobře popisují proces třídění (armování), ačkoliv experimenty, terénní měření a vývoj matematických modelů je stále zpřesňují. V současné době chybí informace o vývoji statického armování v případě hydraulicky drsného dna a plně turbulentního proudění za malých relativních hloubek. Proto bylo provedeno vlastní měření s cílem tuto problematiku dále rozvést a ověřit.

### 5.3 Popis experimentu

Experiment s nesterjnozrnným materiálem byl proveden v Laboratoři vodohospodářského výzkumu ve stejném žlabu a za stejných podmínek jako v experimentech se stejnozrnným materiálem (kapitola 2). Ve vzdálenosti 2,2 m od nátoky byl nade dnem mezi stěnami vybrán kontrolní profil, z kterého se po měřeném stavu pořizovaly fotografie dna o snímané ploše 0,154 m<sup>2</sup>. Experiment proběhl pro dva nesterjnozrnné materiály s počátečním zrnitostním složením Ia, Ib a II (Obr. 5.14). Nesterjnozrnné materiály byly namíchány ve stavební míchačce z kameniva použitého v experimentech se stejnozrnným materiálem dna, tj. z frakcí těžného přírodního kameniva 8–10, 10–16, 16–20, 20–25, 25–31,5 [mm]. Pro počáteční zrnitost Ia a Ib byla efektivní velikost zrna  $d_m = 0,0153$  m a koeficient vytřídění  $\sigma = 1,60$ . Pro počáteční

zrnitost II byla efektivní velikost zrna  $d_m = 0,0157$  m a koeficient vytrřídění  $\sigma = 1,58$ . Pro snadnější vizuální pozorování byly větší frakce nabarveny. Frakce 16–20 byla nabarvena modře, frakce 20–25 žlutě a frakce 25–31,5 červeně (Obr. 5.8). Vliv nabarvení na změnu povrchové drsnosti kameniva byl stanoven usazovacím experimentem. Následným porovnáním usazovacích rychlostí nenabarvených a nabarvených zrn nebyl vyhodnocen žádný rozdíl a tedy žádný vliv změny povrchové drsnosti na odporovou sílu. Hustota materiálu zrn  $2674 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$  byla stanovena jako průměr hustot zrn jednotlivých frakcí.



*Obr. 5.8 Nestejnozrnný materiál. Vlevo pohled na uložená zrna ve žlabu. Vpravo zobrazený kontrolní profil. Červená barva frakce 25–31,5; žlutá barva frakce 20–25; modrá barva frakce 16–20; frakce menší nejsou nabarveny*

Hloubka vody  $h$  byla měřena délkovým měřidlem s přesností  $\pm 1$  mm a byla určena jako kolmá vzdálenost časově a plošně zprůměrované úrovně hladiny a střední úrovně povrchu zrn. Měření probíhalo přes boční stěnu z důvodu neovlivnění stability zrn délkovým měřidlem. Úroveň dna byla stanovena  $0,2d_m$  pod vrcholem zrn na základě tvaru rychlostního profilu (Grass, 1971; Bayazit, 1982; Dwivedi, 2010) a to pro všechny průtoky. Průtok byl stanoven elektromagnetickým průtokoměrem s 1 % nejistotou. Absolutní počátek pohybu u nesterjnozrnných materiálů byl určen vizuálně při postupné změně sklonu dna za rozsahu průtoků uvedených v Tab. 5.1 splňujících podmínku neovlivnění proudění povrchovým napětím  $h \geq 0,015$  m (Novak a Čábelka, 1981). Postupným zvětšováním sklonu dna bylo dosahováno třídění zrn v krycí vrstvě

a transportu splavenin. Transport splavenin byl vyjádřen hmotnostním průtokem splavenin. Splaveniny se usazovaly v lapači splavenin, kde byly v časovém intervalu odebírány a váženy. Splaveniny nebyly na nátoku dotovány z důvodu zajištění podmínek pro statické třídění. Konec vytřídění krycí vrstvy byl určen nulovým hmotnostním průtokem. Doba měřeného stavu byla přibližně 1 hod. Po vytřídění byly změřeny bodové rychlosti UVP Monitorem XW-PSi přes hladinu s použitím 4 MHz sondy (Zachoval a kol., 2011) po hloubce a traverzováním v ose žlabu i po její délce. Z těchto změřených rychlostí byly stanoveny průběhy časově a plošně středních rychlostí po hloubce proudu  $\bar{u}_x$  v rozsahu od  $h/d = 0,1$  do úrovně 0,015 m pod hladinu (omezení vlivem měřidla). Rozsah měřených stavů je uveden v Tab. 5.2. V konečné fázi třídění byla změřena tloušťka krycí vrstvy, odebrán vzorek armované vrstvy povrchovou metodou a proveden zrnitostní rozbor.

Tab. 5.1 Rozsah měření při absolutním počátku pohybu

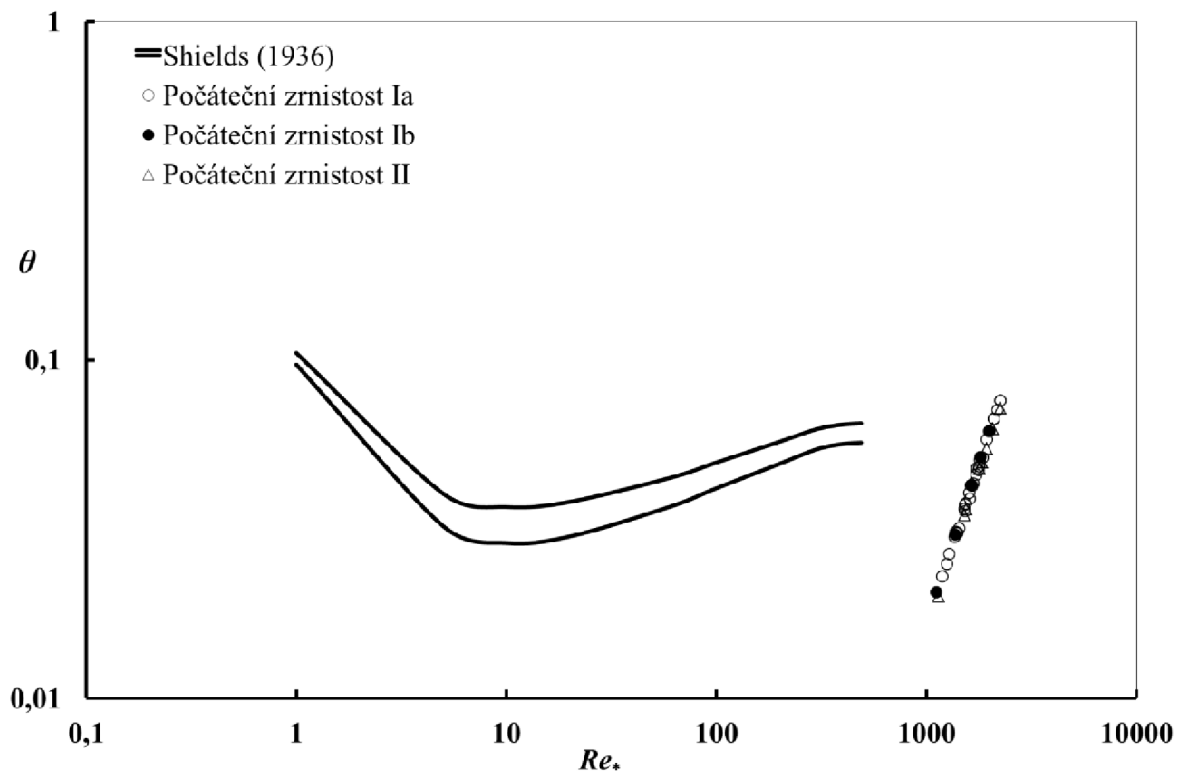
Materiál	$h$ [m]	$Q$ [m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	$i = \sin \alpha$ [%]	$h/d_m$ [-]	$Re^*$ [-]	$\theta$ [-]
Ia	0,024-0,045	0,0098-0,0162	3,0-6,0	1,54-2,94	1633-1743	0,043-0,048
Ib	0,045	0,0195	3,0	2,94	1633	0,043
II	0,058-0,061	0,0229-0,0267	1,5-2,0	3,69-3,89	1521-1552	0,035-0,036

Tab. 5.2 Rozsah veličin při měření bodových rychlostí

Měřený stav	$h$ [m]	$Q$ [m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	$i = \sin \alpha$ [%]	$h/d_m$ [-]	$Re^*$ [-]
M1_30	0,018-0,025	0,0082-0,0084	3,0-6,0	1,17-1,60	1305-1582
M1_35	0,021-0,034	0,0097-0,0103	2,0-7,0	1,37-2,25	1265-1865
M1_40	0,023-0,041	0,0120-0,0123	2,0-7,0	1,50-2,68	1379-1932
M1_45	0,036-0,047	0,0143	2,0-6,0	2,35-3,07	1476-2238
M1_50	0,036-0,049	0,0162	2,0-6,0	2,35-3,20	1507-2238
M3_26	0,041-0,068	0,0195-0,0197	1,0-4,0	2,68-4,44	1170-1818
M3_28	0,048-0,063	0,0229-0,0235	1,0-4,0	3,07-4,03	1209-2112
M3_30	0,045-0,063	0,0264-0,0267	1,0-4,0	2,88-4,03	1236-2089

## 5.4 Vyhodnocení a dílčí závěry

Měření bylo provedeno v platnosti poměru  $b/h > 5$ , aby se neprojevil vliv bočních stěn (Julien, 2010). Změřené stavy byly vyhodnoceny pro závislost Shieldsova kritéria pro vodorovné dno na Reynoldsově třecím kritériu (Obr. 5.9). Kritéria byla vyjádřena pro efektivní velikost zrna  $d_m$ . Změřená data jsou uvedena v příloze D.



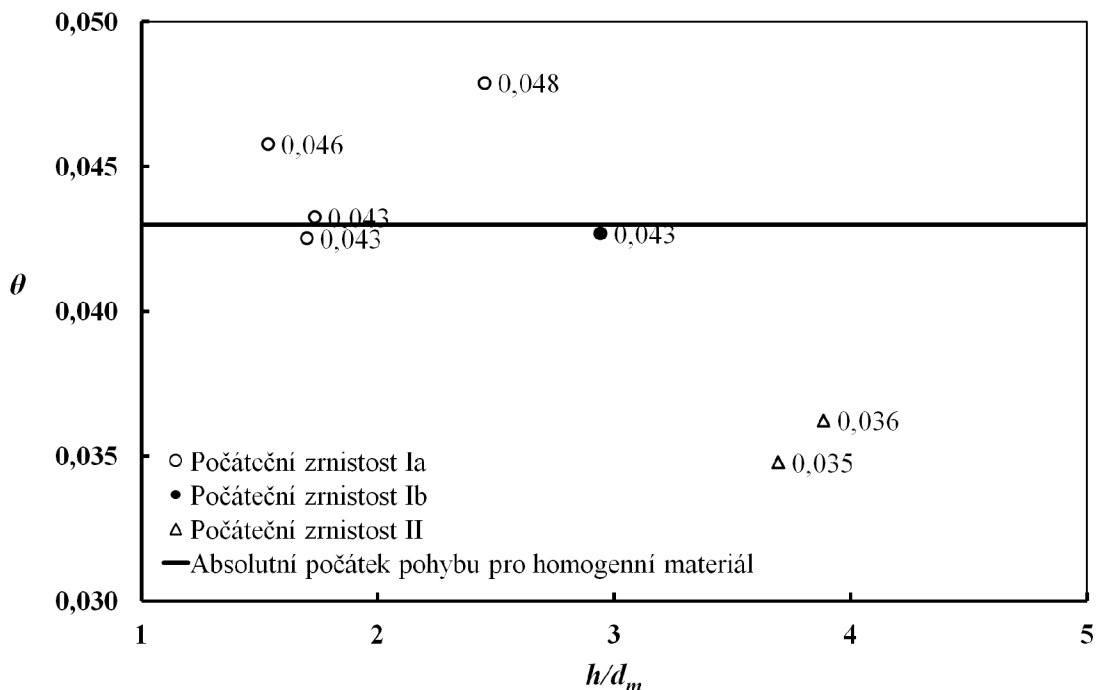
Obr. 5.9 Změřené hodnoty kategorizované podle počáteční zrnitosti materiálu

### 5.4.1 Absolutní počátek pohybu splavenin

Absolutní počátek pohybu byl vyhodnocen pro Shieldsovo kritérium  $\theta$  pro vodorovné dno v závislosti na relativní hloubce  $h/d_m$  a je vyneseno na Obr. 5.10. V grafu je dále vykreslena závislost z experimentu pro stejnozrný materiál dna (kapitola 3.3.3). Z Obr. 5.10 je patrné, že absolutní počátek pohybu stanovený za stejných podmínek (rovinné dno, neprovzdušněný proud, ponořená zrna, obdobné zrnitostní křivky) je pro počáteční zrnitosti materiálu obdobný. Hodnoty Shieldsova kritéria pro materiál s počáteční zrnitosti Ia a Ib jsou mírně větší nebo stejné než v případě experimentu se stejnozrným materiálem. Uvedené zvětšení Shieldsova kritéria lze vysvětlit mikroskopickým efektem, kde malá zrna jsou chráněna velkými. Hodnoty Shieldsova kritéria jsou v rozmezí hodnot stejnozrného materiálu. Materiál s počáteční zrnitosti II byl v průběhu míchání nedostatečně promíchán, což vedlo k vytvoření jemnozrnější

krycí vrstvy a tedy absenci mikroskopického efektu. Hodnoty Shieldsova kritéria jsou v rozmezí hodnot menších frakcí materiálu z experimentu se stejnozrnným materiálem dna.

Hodnoty Shieldsova kritéria pro vodorovné dno a pro počáteční zrnistost Ia a Ib byly aproximovány metodou nejmenších čtverců a absolutní počátek byl vyhodnocen pro  $\theta = 0,044$ . Hodnota je menší než určený počátek statického armování autorů *Suzuki* a *Hano* (1992) nebo *Guenther* (1971) a odpovídá počátku pohybu splavenin pro stejnozrnný materiál dna ( $\theta = 0,043$ ). Hodnoty nenaznačují závislost Shieldsova kritéria na relativní hloubce za daných podmínek experimentu, ale vykazují závislost na složení krycí vrstvy.



Obr. 5.10 Shieldsovo kritérium pro počátek pohybu splavenin v závislosti na relativní hloubce  $h/d_m$

## 5.4.2 Transport splavenin

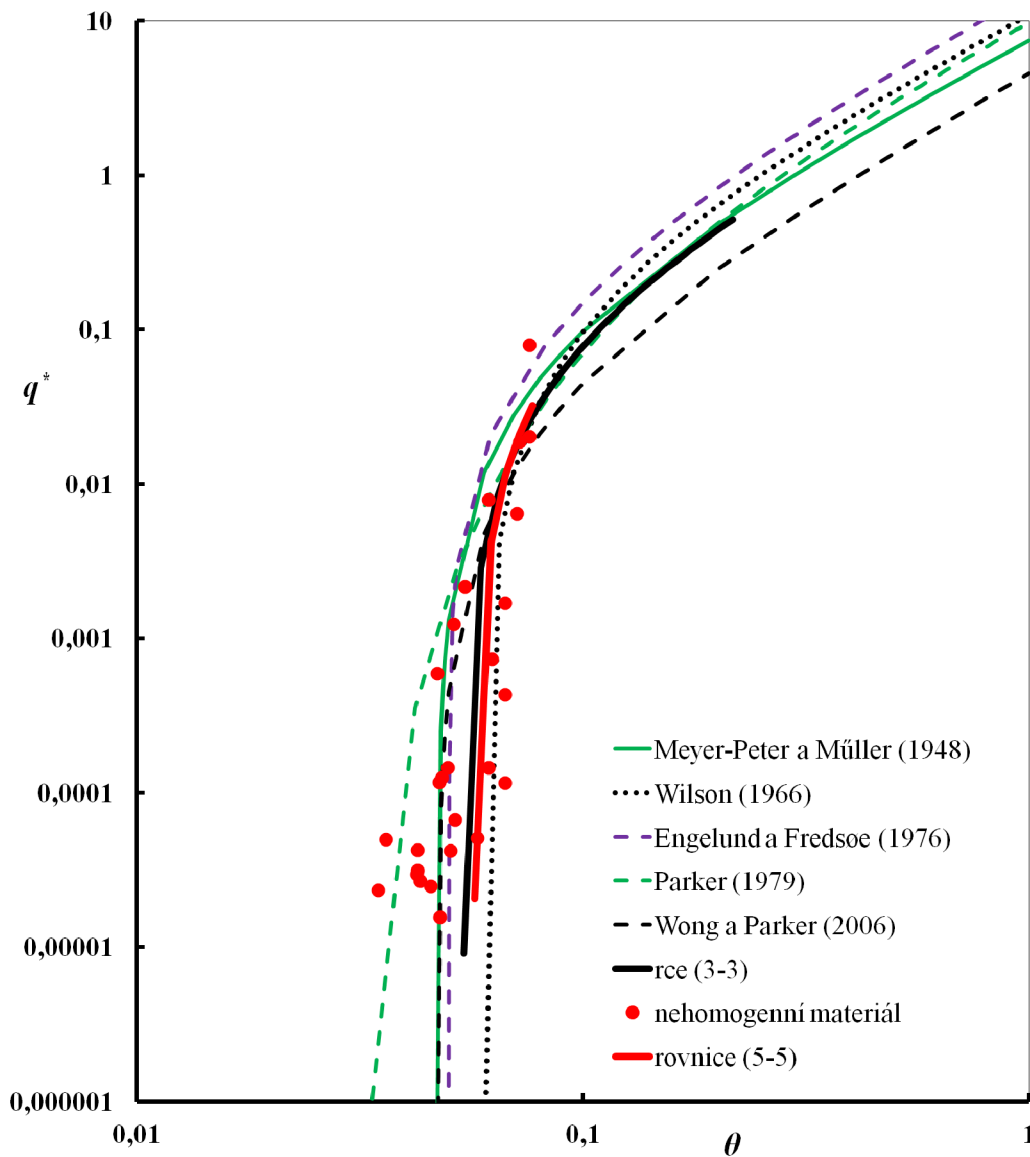
Transport splavenin (Obr. 5.11) byl určen bezrozměrným specifickým průtokem splavenin  $q^*$  vyjádřeného zrnem  $d_m$  v závislosti na Shieldsově kritériu pro vodorovné dno  $\theta$  v rozmezí hodnot od 0,035 do 0,076 při relativní hloubce  $h/d_m$  od 1,37 do 3,89. Aproximací naměřených hodnot metodou nejmenších čtverců pro  $q^* > 10^{-5}$  je výpočetní vztah pro transport splavenin

$$q^* = 11,25 (\theta - 0,057)^{3/2}, \quad (5-5)$$



kde počátek všeobecného pohybu splavenin (daný dolním limitem transportní křivky) je určen pro hodnotou Shieldsova kritéria 0,057. Vztah je platný pro nesterjnozrnný materiál dna (viz kapitola 5.3) se sklonem až 7 %.

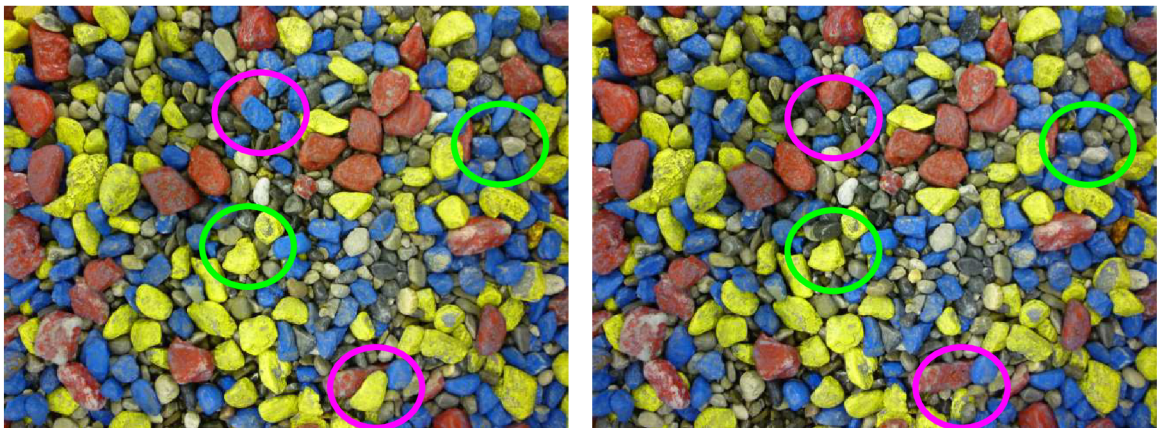
Výpočetní vztah (5-5) byl porovnán se vztahy autorů uvedených v Tab. 3.4 (kapitola 3.3.4), vztahy jsou zkrsleny do Obr. 5.11. Při vyhodnocení bezrozměrných kritérií efektivní velikostí zrna  $d_m$  je dosažena větší shoda s výpočetními vztahy pro stejnozrnný materiál jak předpokládali Meyer-Peter a Müller (1948). Vztah (5-5) oproti vztahu (3-3) má pro počátek pohybu splavenin větší hodnotu Shieldsova kritéria což naznačuje vliv mikroskopického efektu, který není příliš výrazný. Uvedené je pravděpodobně způsobeno úzkou zrnitostní frakcí materiálu v krycí vrstvě (Julien, 2010).



Obr. 5.11 Závislost bezrozměrného specifického průtoku splavenin na Shieldsově kritériu s vyobrazenými transportními rovnicemi a změřenými daty pro nesterjnozrnný materiál

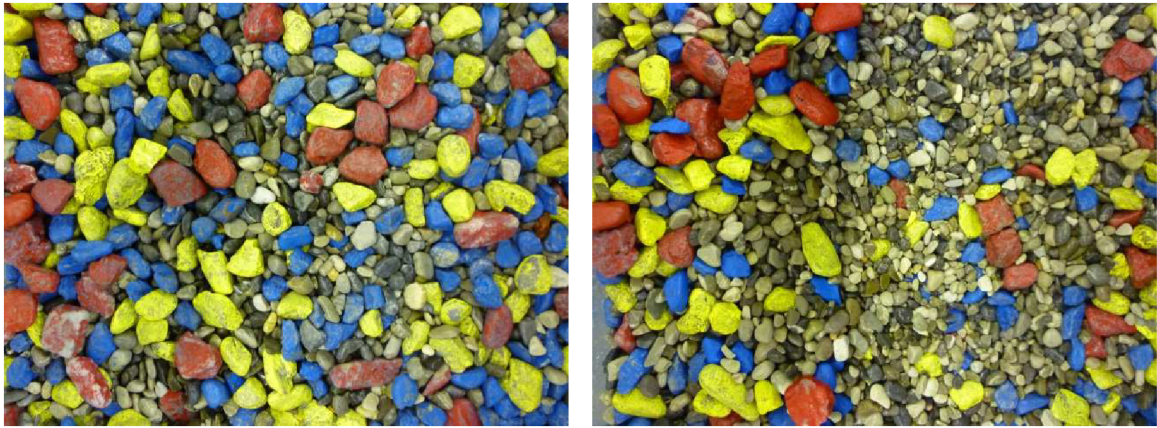
### 5.4.3 Třídění zrn v krycí vrstvě

Zrna v krycí vrstvě byla tříděna postupně se zvětšující se hodnotou Shieldsova kritéria. Nejdříve byla malá zrna natočena a zaklíněna mezi velká zrna. Při zvětšujícím se průtoku docházelo k pohybu malých zrn. Velká zrna byla stabilní i přes to, že docházelo k jejich natočení. Pokud nastal ojedinělý pohyb velkých zrn, která pohybem mechanicky narušovala krycí vrstvu, byla do pohybu uvedena i malá zrna (Obr. 5.12). Experiment pokračoval až do stavu, kdy si proud v ose žlabu vytvořil menší koryto (porušení krycí vrstvy), v němž bylo realizováno proudění. Stejný jev byl pozorován *Dietrichem* a kol. (1989). Při tomto stavu byla povrchově odebrána krycí vrstva mimo vytvořené koryto a byl proveden zrnitostní rozbor na standardizovaných sítích. Změna zrnitostního složení krycí vrstvy počáteční zrnitosti I a II je vykreslena na Obr. 5.12. Lokální porušení dnové dlažby způsobilo zmenšení šířky aktivní části proudu, což vedlo k zvětšenému namáhání dna a většímu transportu splavenin až k transportu zrn ze spodní vrstvy (Obr. 5.13). Změna vytvoření aktivní části proudu je vyhodnocena pro specifický průtok  $q$  v závislosti na poměru šířky žlabu  $b$  a hloubky vody  $h$ , viz Obr. 5.15.

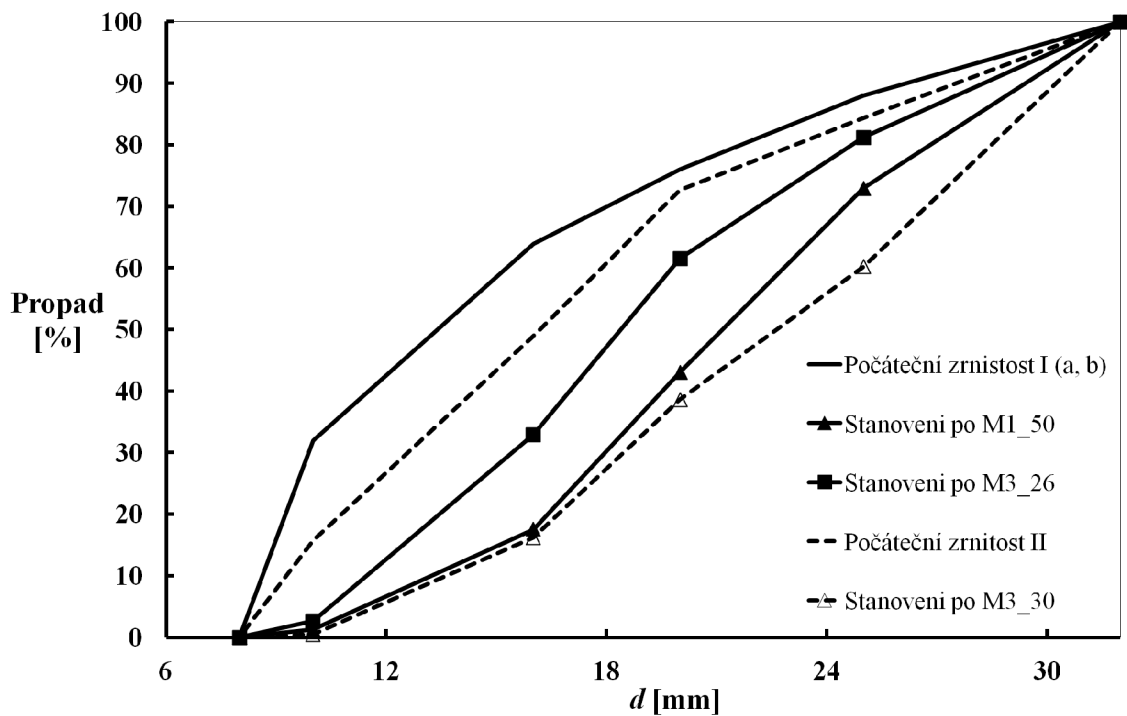


Obr. 5.12 Na levém obrázku je počáteční zrnitost Ia, vpravo je prvotní natočení a zaklínění malých zrn s ojedinělým pohybem velkých zrn. Fialové kružnice zobrazují pohyb zrn, zelené kružnice zobrazují natočení zrn

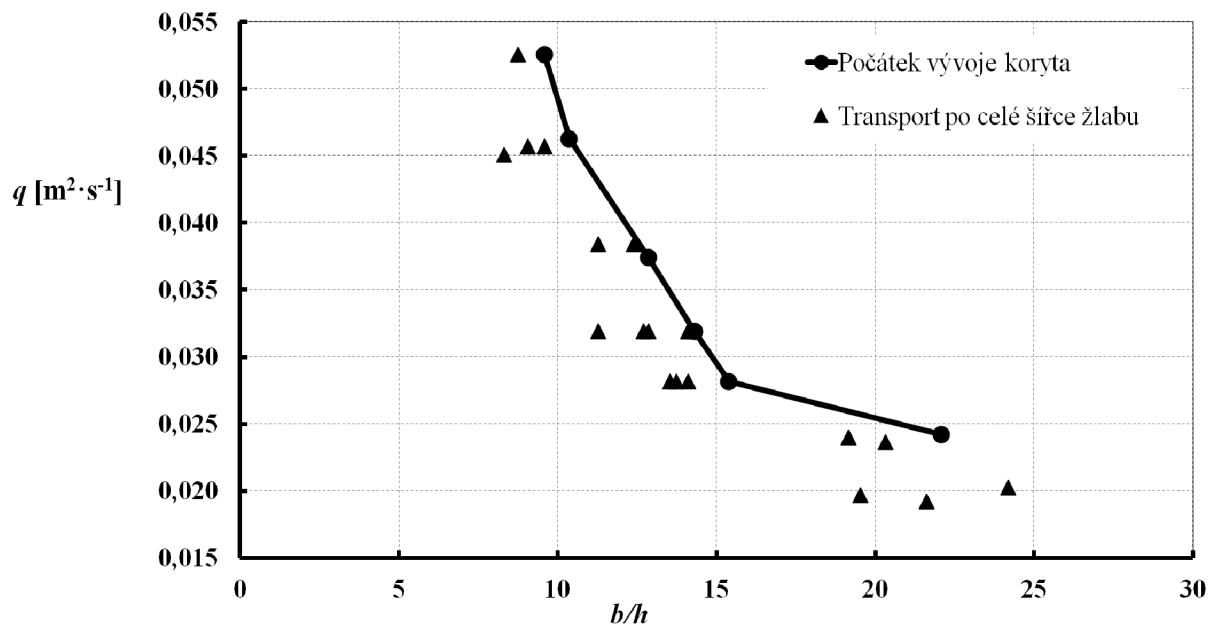




Obr. 5.13 Vlevo je konečný stav vytrídění počáteční zrnitosti Ia (Stanovení po M1\_50), vpravo změna aktivní části žlabu a porušení dnové dlažby



Obr. 5.14 Zrnitostní křivky počátečních složení směsí a jejich konečného vytrídění



Obr. 5.15 Počátek vývoje nového koryta ve dně v závislosti specifického průtoku  $q$  na poměru šířky žlabu  $b$  a hloubky vody  $h$

Vlivem zmenšující se relativní hloubky  $h/d_m$  docházelo ke změně aktivní šířky proudu a vytvoření nového koryta s přibližnou šířkou  $(0,4-0,6) \cdot b$ .

#### 5.4.4 Tloušťka krycí vrstvy

V konečném stavu vyřídování byla stanovena hloubka výmolů určující dosah erozní činnosti a tedy tloušťka krycí vrstvy. Tloušťka krycí vrstvy byla změřena délkovým měřidlem od prostorově zprůměrovaného nejvyššího povrchu zrn po nejnižší dno. Průměrná tloušťka krycí vrstvy se pohybovala v rozmezí od 1,4 do 3,1 násobku zrna  $d_{50}$  počáteční zrnitosti. Tloušťka vztáhnuta k zrnitostnímu složení armované vrstvy byla  $(1-2) \cdot d_{50}$ , přičemž maximální tloušťka byla  $2,9 \cdot d_{50}$ . Vztah *Juliena* (2010) pro maximální tloušťku armované vrstvy odpovídá jeho mezím, tj.  $(2-3) \cdot d_{50}$  krycí vrstvy. Vztah Van Niekerka a kol. (*Lick*, 2009) pro tloušťku krycí vrstvy  $T_a$  je

$$T_a = 2d_{50} \left( \frac{\tau}{\tau_c} \right), \quad (5-6)$$

kde  $d_{50}$  je medián krycí vrstvy aproximován 50 % zrnem krycí vrstvy a  $\tau_c$  je kritické smykové napětí. Tloušťka krycí vrstvy určená dle vztahu (5-6) se pohybuje od 41 mm do 55 mm, tj. od 2,6 do 4,1 násobku zrna  $d_{50}$  počáteční zrnitosti. Vztah zohledňuje hlubší proniknutí turbulence do krycí vrstvy a pro provedený experiment mírně nadhodnocuje tloušťku krycí vrstvy.

## Kapitola 6

# VLIV VYTRŽIDĚNOSTI KRYCÍ VRSTVY NA HYDRAULICKOU DRSNOST

### 6.1 Teorie

Hydraulická drsnost byla definována Nikuradseho ekvivalentní pískovou drsnostní výškou  $k_s$ , která byla experimentálně prošetřena pro turbulentní proudění v potrubí *Nikuradsem* (1933). Nikuradseho ekvivalentní písková drsnostní výška  $k_s$  pro dno složeného z různě velkých zrn různě uložených by měla být tak velká, aby při plně turbulentním proudění (*Kolář a kol.*, 1983) odpor způsobený drsností dna odpovídal odporu přilepených zrn o velikosti  $k_s$ . *Nikuradse* (1933) zajistil homogenní drsnost potrubí tak, že na nalakované dno rozprostřel zrnka písku frakce 0,78-0,82 mm o průměrné velikosti 0,8 mm ( $k_s$ ), která znovu přelakoval. Celkově příprava homogenní drsnosti trvala od 5 do 7 týdnů. Po prvotních testech se ukázalo, že tloušťka vrchní vrstvy laku je proměnlivá a proto byla tloušťka vyrovnána terpentýnem. Z provedených měření tlaků a bodových rychlostí při turbulentním proudění stanovil závislosti odporového součinitele  $\lambda$  na relativních drsnostech a ověřil tvar rychlostního profilu aj.

Koncept Prandtl-Karmánova (kapitola 4.1.1) stanovení tvaru rychlostního profilu je závislý na správném určení  $k_s$ , které je stanoveno (*Yen*, 2002; *García*, 2008) součinitelem  $\alpha_s$  a charakteristickým zrnem  $d_x$  z křivky zrnitosti jako

$$k_s = \alpha_s \cdot d_x. \quad (6-1)$$

Nejčastěji používané hodnoty součinitele a charakteristického zrna jsou uvedeny v Tab. 6.1.

Tab. 6.1 Hodnoty charakteristických zrn a koeficientů podle různých autorů (García, 2008)

Autor	Charakteristické zrno z křivky zrnitosti $d_x$	$\alpha_s$
Strickler (1923)	$d_{50}$	3,3
Keulegan (1938)	$d_{50}$	1
Meyer-Peter a Müller (1948)	$d_{50}$	1
Irmay (1949)	$d_{65}$	1,5
Einstein a Barbarossa (1952)	$d_{65}$	1
Lane a Carlson (1953)	$d_{75}$	3,2
Leopold a kol. (1964)	$d_{84}$	3,9
Simons a Richardson (1966)	$d_{85}$	1
Engelund a Hansen (1967)	$d_{65}$	2
Limerinos (1970)	$d_{84}$	2,8
Mahmood (1971)	$d_{84}$	5,1
Ackers a White (1973)	$d_{35}$	1,23
Kamphuis (1974)	$d_{90}$	2
Gladki (1979)	$d_{80}$	2,5
Hey (1979), Bray (1979)	$d_{84}$	3,5
Thompson a Campbell (1979)	$d_{50}$	2
Van Rijn (1982)	$d_{90}$	3
Ikeda (1983)	$d_{84}$	1,5
Hammond a kol. (1984)	$d_{50}$	6,6
Colosimo a kol. (1986)	$d_{84}$	3,6
Aguirre-Pe a Feutes (1990)	$d_{84}$	1,6
Whiting a Dietrich (1990)	$d_{84}$	2,95
Katul a kol. (2002)	$d_{84}$	3,5

Experimentální stanovení hydraulické drsnosti vychází z vyhodnocení rychlostního pole nebo ze vztahů pro vyjádření odporů (kapitola 4.5). Senior (1997) pro určení hydraulické drsnosti uvádí 4 způsoby.

- 1. způsob použitý Schlichtingem (1936), který vyhodnotil  $k_s$  porovnáním rychlostního profilu při proudění přes drsnostní elementy o známé výšce  $k_h$

$$\frac{u}{u_*} = A' + B' \log\left(\frac{z - z_0}{k_h}\right) \quad (6-2)$$

s rychlostním profilem při proudění přes zrna písku o drsnosti  $k_s$

$$\frac{u}{u_*} = A + B \log\left(\frac{z - z_0}{k_s}\right), \quad (6-3)$$

kde  $u$  je bodová rychlost,  $z$  je vzdálenost ode dna,  $z_0$  je vzdálenost od původního dna,  $A$ ,  $B$ ,  $A'$  a  $B'$  jsou součinitelé. Schlichting uvažoval Nikuradseho koeficienty  $A = 8,48$  a  $B = 5,75$ . Úpravou rovnice (6-2) na tvar

$$A' = \frac{u}{u_*} - B' \log\left(\frac{z - z_0}{k_h}\right) \quad (6-4)$$

s předpokladem  $B' = B$ , lze stanovit koeficient  $A'$  pro každý bod rychlostního profilu a vypočítat jejich střední hodnotu  $\overline{A'}$ . Porovnáním vztahů (6-3) a (6-4) a substitucí  $\overline{A'}$  vznikne vztah

$$B \log \frac{k_s}{k_h} = A - \overline{A'}, \quad (6-5)$$

z kterého hodnota  $k_s$  může být pro každý experiment získána.

- 2. způsob vychází z grafického stanovení. Pokud se vztah (6-3) rozepíše jako

$$\frac{u}{u_*} = A - B \log k_s + B \log(z - z_0) \quad (6-6)$$

a vynese se závislost  $\frac{u}{u_*}$  na  $\log(z - z_0)$  vznikne přímka, která má s osou  $\frac{u}{u_*}$  průsečík v bodě  $D$ , který je

$$D = A - B \log k_s \quad (6-7)$$

a hydraulická drsnost je potom

$$k_s = 10^{\left(\frac{A - D}{B}\right)}. \quad (6-8)$$

- 3. způsob z regresní analýzy vztahu (6-3) metodou nejmenších čtverců jako

$$y' = k_s \cdot 10^x, \quad (6-9)$$

kde  $y' = z - z_0$  a  $x = \frac{\frac{u}{u_*} - A}{B}$ .

Regresní analýza je pak vyjádřena pro  $k_s$  jako

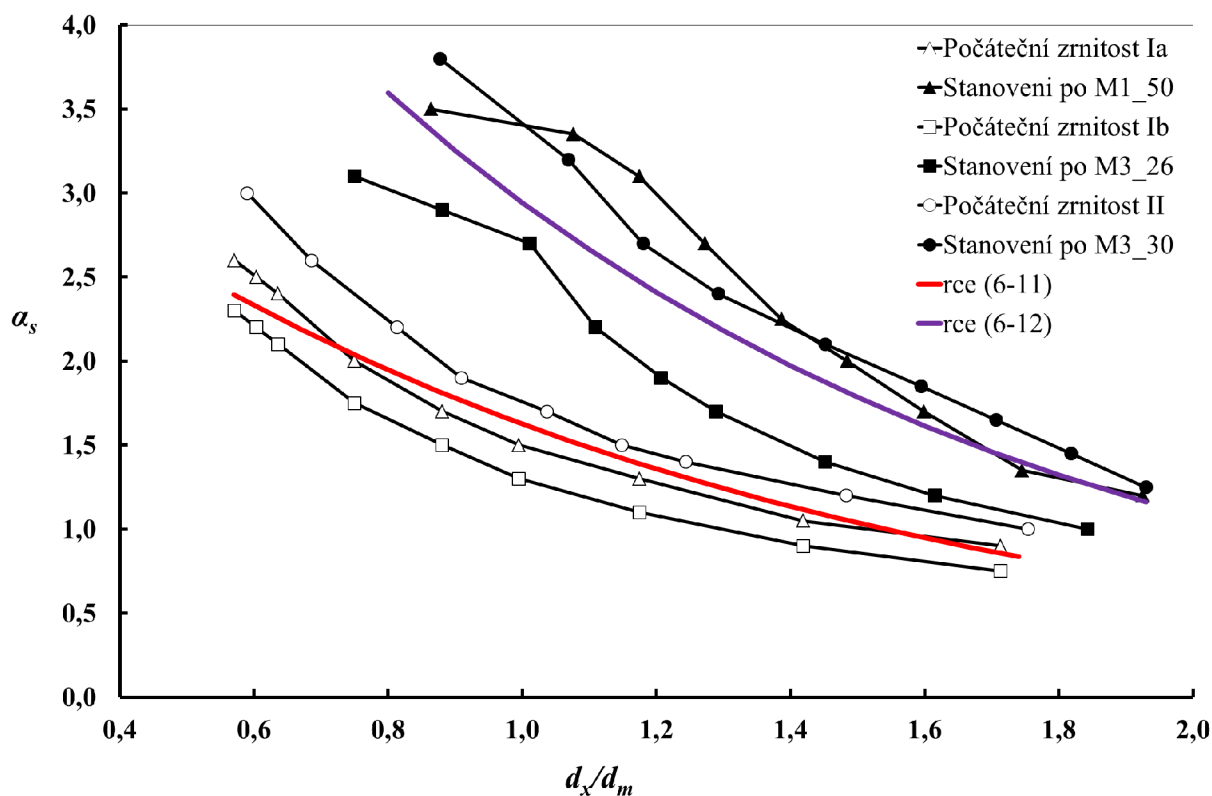
$$k_s = \frac{\sum_{i=1}^n y' \cdot 10^x}{\sum_{i=1}^n 10^{2x}}. \quad (6-10)$$

- Z uvedených metod je patrné, že umístění náhradního dna  $z_0$  je známé. Pokud náhradní dno není určené, používají se alternativní metody např. Clausera (1956) spočívající v optimalizaci jak  $k_s$  tak i  $z_0$ . Metoda spočívá v optimalizaci umístění náhradního dna, kde je tvar rychlostního pole v logaritmickém měřítku co nejvíce podobný přímce.

Vlivem postupného třídění krycí vrstvy dochází ke změně zrnitostního složení a vývoji polohy dna, což ovlivňuje tvar rychlostního profilu v blízkosti dna. Stanovení Nikuradseho ekvivalentní pískové drsnostní výšky pomocí součinitelů a charakteristických zrn nepodává přesné informace, pro jaký stav vytřídění jejich hodnoty byly stanoveny a do jaké míry se shodují v případě dvourozměrného turbulentního neprovzdušněného proudění s volnou hladinou za malých relativních hloubek hydraulicky drsného dna. Uvedené je stanoveno z experimentu armovacího procesu krycí vrstvy nestejnozrnitého materiálu dna vyhodnocením změřených bodových rychlostí.

## 6.2 Vyhodnocení a závěry

Časově a plošně střední rychlosti ve směru osy  $x$  byly vztaženy relativně k třetí rychlosti  $\bar{u}_x/u_*$  a vyneseny v závislosti na relativní výšce  $z/k_s$  pro všechny měřené stavy (Tab. 5.2). Nikuradseho ekvivalentní písková drsnostní výška  $k_s$  byla optimalizována pro charakteristická zrna počátečních zrnitostí  $d_x$  změnou hodnot součinitele  $\alpha_s$  tak, aby tvary rychlostních profilů co nejvíce graficky odpovídaly teoretickému logaritmickému rozdělení s koeficienty stanovenými Schlichtingem (kapitola 4.1.1). Hodnoty součinitelů  $\alpha_s$  byly vyneseny (viz Obr. 6.1) v závislosti na poměru charakteristických zrn  $d_x$  a efektivních velikostí zrn  $d_m$  vztažených k odpovídajícím počátečním zrnitostem (Obr. 5.14).



Obr. 6.1 Závislost součinitele  $\alpha_s$  na poměru  $d_x/d_m$  pro počáteční zrnitosti a zrnitosti po vytřídění

Z Obr. 6.1 je patrné, že hodnoty součinitelů  $\alpha_s$  závisí na počáteční zrnitosti krycí vrstvy. Čím menší charakteristické zrno se použije, tím je rozsah hodnot větší. Pro stanovení součinitele je vhodné vycházet z poměru alespoň  $d_x/d_m > 1,2$ , kde rozmezí hodnot součinitele  $\alpha_s$  je od 1,2 do 1,4. Změřené hodnoty byly aproximovány metodou nejmenších čtverců a výpočetní vztah pro počáteční zrnitost je

$$\alpha_s = 4 \cdot e^{\left(-0,9 \frac{d_x}{d_m}\right)} \quad (6-11)$$

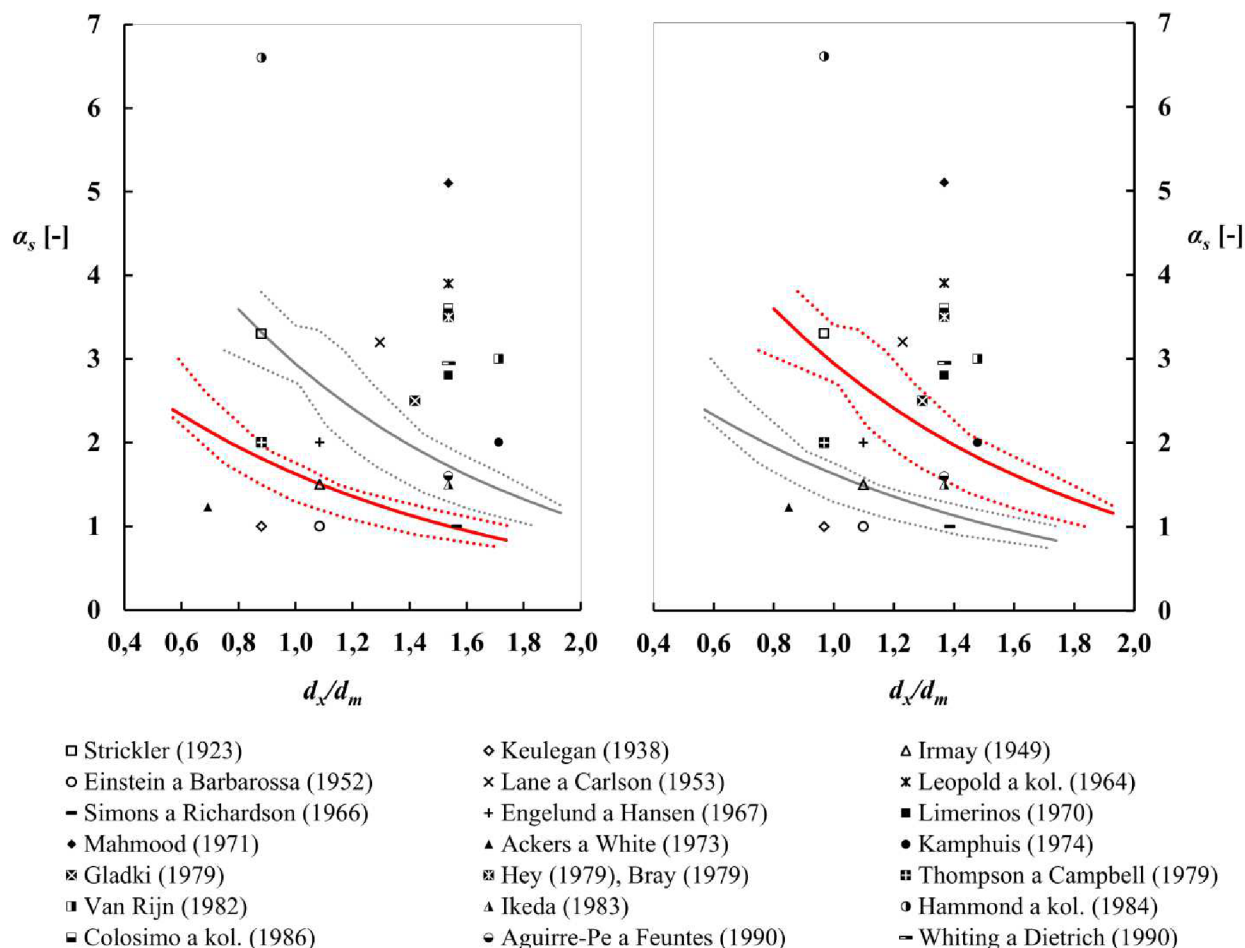
s koeficientem determinace  $R^2 = 0,87$ .

Rozptyl hodnot součinitele  $\alpha_s$  po vytřídění není ve srovnání s počátečními zrnitostmi velký. S výjimkou pro stav Stanovení po M3\_26, kde dle fotografií neproběhlo vytřídění do konečné fáze. Změřené hodnoty byly aproximovány metodou nejmenších čtverců a výpočetní vztah pro stav po vytřídění je

$$\alpha_s = 8 \cdot e^{\left(-\frac{d_x}{d_m}\right)} \quad (6-12)$$

s koeficientem determinace  $R^2 = 0,80$ .

Výsledné vztahy byly porovnány s hodnotami uvedených autorů a vykresleny do Obr. 6.2. Pokud hodnoty autorů byly totožné, byly uvažovány pouze hodnoty autorů staršího data. Hodnoty součinitelů autorů byly vyhodnoceny pro efektivní velikost zrna  $d_m$  pro počáteční zrnitosti (levý graf) a pro stav po vyřídění – Stanovení po M3\_26 (pravý graf).

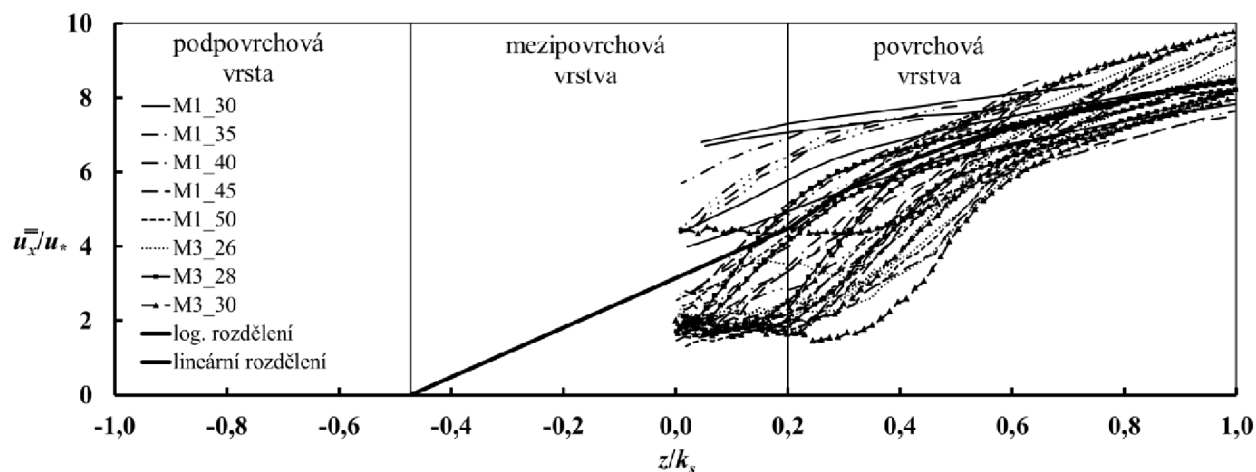


Obr. 6.2 Závislost součinitele  $\alpha_s$  na poměru  $d_x/d_m$  vyhodnocených závislostí a hodnot podle autorů. Efektivní velikost zrna  $d_m$  je pro hodnoty autorů vyhodnocena z počáteční zrnitosti Ia v levém grafu a pro charakteristická zrna pro stav po vyřídění ze Stanovení po M3\_26 v pravém grafu. Vyhodnocené závislosti jsou doplněny obalovou křivkou změřených bodů

Z porovnání vyplývá (levý graf), že největší shoda hodnot součinitele  $\alpha_s$  vyhodnocených pro počáteční zrnitost Ia a jeho efektivního zrna je s hodnotami autorů Irmaye (1949), Simonse a Richardsons (1966) a Thompsona a Campbella (1979). Vyříděnému stavu (pravý graf) nejvíce odpovídají hodnoty autorů Stricklera (1923), Gladkeho (1979) a Kamphuisse (1974). Z pravého grafu lze konstatovat, že vlivem změny výchozí velikosti efektivního zrna nedošlo k výraznému přiblížení hodnot součinitelů autorů k vyhodnoceným.



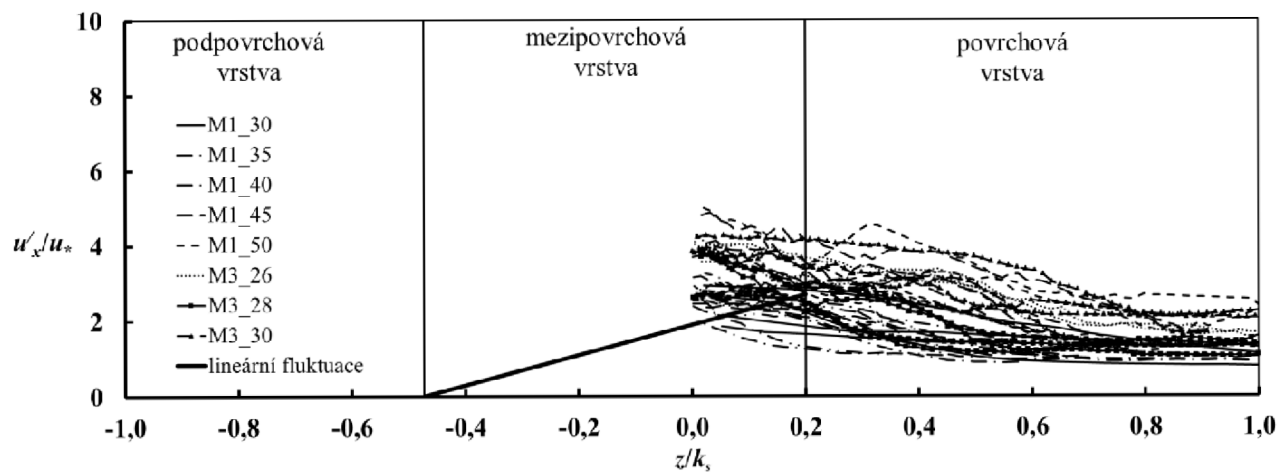
Tvary časově a plošně středních rychlostních profilů po optimalizaci Nikuradseho ekvivalentní pískové drsnostní výšky pro  $k_s = a_s \cdot d_{50}$  jsou vykresleny na Obr. 6.3.



Obr. 6.3 Závislost mezi poměrem časově a plošně střední bodové rychlosti a třecí rychlosti k relativní výšce v procesu třídění zrn v krycí vrstvě

Z Obr. 6.3 vyplývá, že časový a plošný střední tvar rychlostního profilu je v blízkosti dna ovlivněn zrnitostním složením krycí vrstvy, zejména stupněm vytřídění jak dokazují Obr. 6.1 a Obr. 6.2. Dosah ovlivnění je až do hodnoty  $z/k_s = 0,5$ , tzn. pro  $z/k_s > 0,5$  lze tvar rychlostního profilu uvažovat logaritmický. Pro  $z/k_s < 0,5$  nebylo dosaženo rovinného dna, což pravděpodobně způsobilo velký rozsah rychlostí. Hranice vrstev proudu (kapitola 2.3.2) jsou převzaty z experimentu se stejnozrnným materiálem dna (kapitola 4.2.1). Na úrovni dna, hranice povrchové a mezipovrchové vrstvy, dosahují hodnoty  $\bar{u}_x/u_*$  od 1,75 do 7 (v experimentu se stejnozrnným materiálem dna průměrná hodnota 4). V mezipovrchové vrstvě bylo provedeno měření pouze v rozsahu relativní výšky  $0,0 < z/k_s < 0,2$  protože metoda a měřidlo rychlostí neumožňovaly měření níže v prostoru pórů. Měření v oblasti  $0,0 < z/k_s < 0,2$  je třeba považovat za přibližné, vzhledem k možným odrazům ultrazvukového paprsku. Rychlosti v podpovrchové vrstvě měřeny nebyly.

Dále byly vyhodnoceny také pulzační složky rychlosti ve směru osy  $x$  vztahené k třecí rychlosti  $u'_x/u_*$  po relativní výšce  $z/k_s$  pro každý měřený stav (Obr. 6.4). Maxima pulzační složky se vyskytují přibližně v místě horního povrchu povrchových zrn  $z/k_s = 0,2$ , kde průměrná hodnota je  $u'_x/u_* = 2,7$  (1,2 až 4,2), což je ve shodě s měřeními pro experiment se stejnozrnným materiálem dna ( $u'_x/u_* = 2,6$ ; od 1,7 do 3,5) a jiných autorů (Papanicolaou, 1997; Pokrajac a Manes, 2009). Změřené pulzační složky ve směru osy  $x$  v mezipovrchové vrstvě je třeba brát, vzhledem k metodě měření, jako přibližné.



Obr. 6.4 Závislost mezi poměrem pulzační složky bodové rychlosti a třecí rychlosti k relativní výšce v procesu třídění zrn v krycí vrstvě

## Kapitola 7

# OVĚŘENÍ POZNATKŮ NA PŘÍRODNÍM SPÁDOVÉM STUPNI

Výsledky z experimentálních výzkumů byly ověřeny na objektu přírodního spádového stupně, který byl po více než 4 letech provozu. Simulována byla hydrodynamika dvourozměrným numerickým modelem (SMS 11.0-FESWMS), na který navazovala analýza splaveninového režimu jednorozměrným numerickým modelem (HEC-RAS 4.1). Parametry numerického modelu pro analýzu splavenin byly zadány z výsledků provedených experimentálních výzkumů. Vzájemně byly porovnány návrhový stav (z roku 2001), realizovaný stav (z roku 2007) a stav z roku 2011.

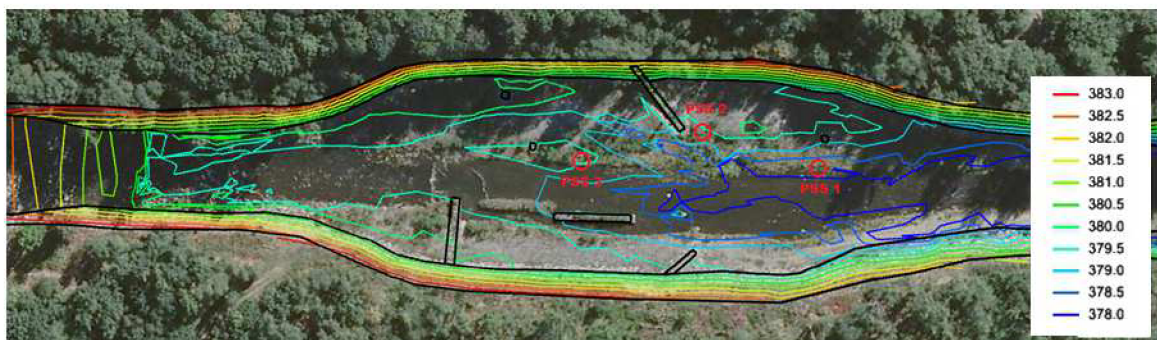
### 7.1 Posuzovaná lokalita

V katastrálním území obce Vyšní Lhoty na řece Morávce byl na základě fyzikálního modelu (Veselý a kol., 2001) v roce 2007 zrealizován přírodní spádový stupeň (objekt) ve tvaru hrušky s drátokamennými výhony (Obr. 7.1). Cílem realizace bylo stabilizovat balvanitý skluz nad objektem, který byl při povodni 1997 značně poškozen. Dno pod skluzem bylo silně namáháno a docházelo zde k soustavnému zahlubování toku. V současnosti se prozatím jedná o jediný realizovaný projekt svého druhu v České republice. V zahraničí bylo realizováno několik obdobných staveb, především v alpských zemích (Hunzinger, 1998; Formann a kol., 2007).



*Obr. 7.1 Na levém obrázku protiproudni pohled na balvanitý skluz, na pravém obrázku poproudni pohled na spádový stupeň s rozmístěnými výhony z drátokamene (foto Pařílková, duben 2007)*

Po více než 4 letech provozu byl v srpnu 2011 spádový stupeň geodeticky zaměřen. Kóta koruny balvanitého skluzu je v ose 383,10 m n. m., kóta jeho paty v ose 380,90 m n. m. a tedy výška skluzu je 2,20 m (Roušar a kol., 2012). Spádový stupeň je v úseku ř. km 10,63 až ř. km 10,80 náhle rozšířen na celkové délce 170 m z šířky cca 25 m na šířku 100 m mezi břehovými hranami. Přečhodné úseky na začátku a na konci rozšířené části mají délku každý 34 m, na rozšířenou část zbývá cca 102 m. Průměrný sklon spádového stupně je cca 1,1 % a sklon navazujícího koryta 0,8 %. Sklon svahů je 1:2. Doposud největší zaznamenaný průtok  $185 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  za provozu díla byl v květnu 2010, přičemž dlouhodobý průměrný průtok Morávky je  $2,29 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Výškové úrovně dna v ose toku z doby výstavby a ze zaměření jsou vykresleny na Obr. 7.6. Izolinie úrovně dna ze zaměření jsou znázorněny na Obr. 7.2. Výškové úrovně jsou uváděny ve výškovém systému Balt po vyrovnání.



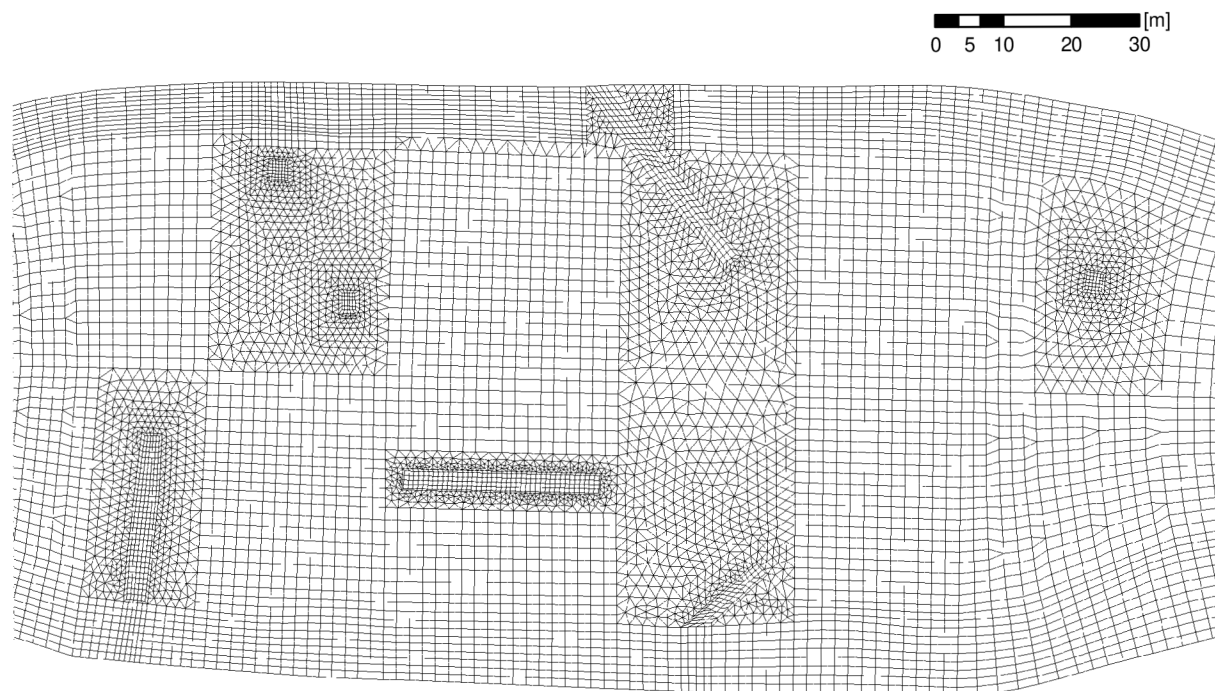
*Obr. 7.2 Izolinie úrovně dna (m n. m.) z geodetického zaměření 2011 (Varianta 3) se zakreslenými místy odběrů vzorků PSS 1, PSS 2 a PSS 3 (ortofoto: CENIA), s černým obrysem jsou výhony a usměrňovače proudu*

## 7.2 Proudění vody v objektu

Proudové charakteristiky (svislicové rychlosti, hloubky, úrovně hladiny, tečné napětí a specifický průtok) byly počítány programem SMS 11.0-FESWMS, který simuluje 2D proudění vody s volnou hladinou. K výpočtu používá rovnic mělkého proudu a turbulentní viskozitu určuje kombinací 0-rovnicových modelů turbulence (Froehlich, 2002; Roušar, 2011a).

### 7.2.1 Popis modelu

Z podrobného zaměření a následné lineární interpolace byl vytvořen digitální model terénu (DMT) se zachováním povinných hran (výhony, linie svahů). Náhradní oblast byla rozdělena na makro prvky, které definují oblasti, ve kterých se předpokládají stejné vlastnosti (součinitele drsnosti, typ sítě, způsob výpočtu turbulentní viskozity atd.) (Roušar a kol., 2012). Velký důraz byl kladen na splnění geometrických kritérií doporučených programem pro diskretizaci výpočtové oblasti konečnými prvky (Obr. 7.3). V místech předpokládaného velkého gradientu veličin bylo dělení sítě hustější. Byly provedeny výpočty ustáleného proudění.



Obr. 7.3 Diskretizace náhradní oblasti konečnými prvky v objektu (Roušar, 2012)

Provedeny byly tři základní výpočtové varianty (Tab. 7.1), které se lišily geometrií dna a simulovaly vždy dva průtokové stavy (posuzované průtoky)  $52 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (cca  $Q_2$ ) a  $144 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (cca  $Q_{20,ovl}$ ).

Tab. 7.1 Výchozí geometrie výpočetních variant

Výpočetní varianta	Výchozí geometrie dna
<i>Varianta 1</i>	Geometrie dna odpovídá výsledným geometriím z fyzikálního výzkumu po simulaci průtokových stavů $52 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ a $144 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$
<i>Varianta 2</i>	Geometrie dna odpovídá návrhovému stavu v době výstavby objektu
<i>Varianta 3</i>	Geometrie vychází z tachymetrického zaměření ze srpna 2011

*Varianta 1* popisuje proudění odpovídající stavu na fyzikálním modelu a byla použita pro kalibraci modelu pro rok 2007 (*Varianta 2*). Kalibrace byla provedena změnou součinitelů drsnosti tak, aby hladina vypočítaná byla totožná s hladinou určenou z měření na fyzikálním modelu. *Varianta 3* popisuje proudění při stavu v roce 2011, součinitele drsnosti byly stanoveny pomocí tabulek, katalogů, výpočetních vztahů a fotodokumentace za povodňových stavů.

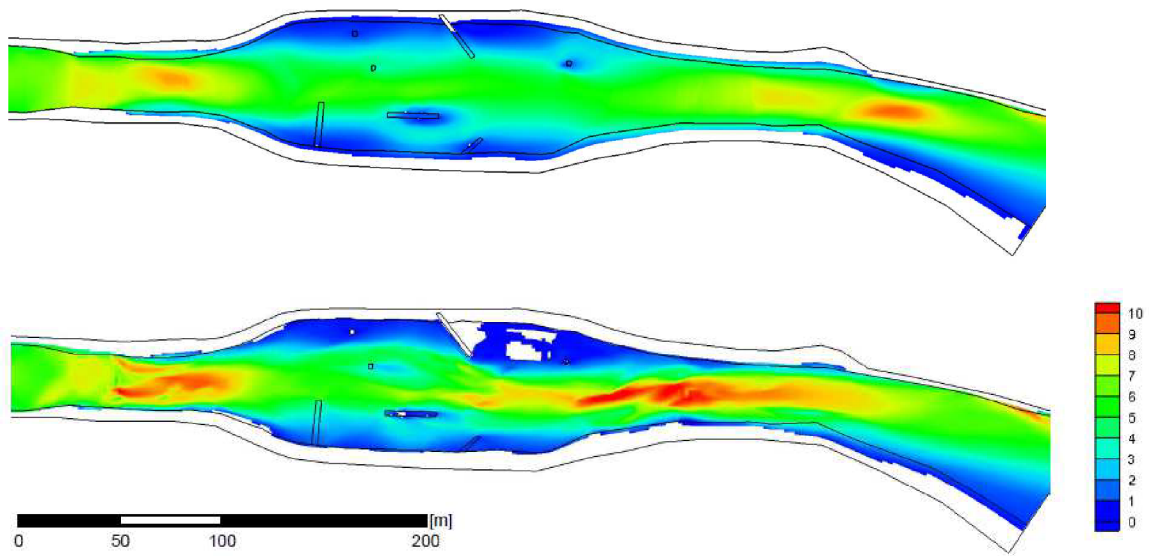
Za dolní okrajovou podmínku byla zadána úroveň hladiny pro *Variantu 1* z výsledků fyzikálního výzkumu a pro *Varianty 1* a *2* úroveň hladin při rovnoměrném proudění určené z geometrie profilu a sklonu čáry mechanické energie. Horní okrajovou podmínkou byl simulovaný průtok.

## 7.2.2 Zhodnocení

Hodnoty kalibrovaných součinitelů drsnosti jsou větší než hodnoty ze zrnitostního rozboru a tabulek. Součinitel drsnosti na balvanitém skluzu 0,050, po kalibraci 0,100. Při nižších hodnotách hladina více pulzovala. Součinitel drsnosti koryta dna byl určen ze zrnitostního rozboru 0,027, kalibrovaný 0,034.

Proudové poměry ukazují velké zatížení balvanitého skluzu a prostoru pod ním (Obr. 7.4). Rozložení tečného napětí naznačuje silné vymílání dna pro všechny varianty. V současném stavu (*Varianta 3*) je proud ve střední části objektu rozdělen drátokamenným prvkem na dva hlavní proudy a podélný výhon (viz Obr. 7.2) výrazně usměřňuje proud (Roušar a kol., 2013b). Poproudě za ním se vytváří koncentrovaný proud s výrazným úplavem (Roušar a kol., 2012). V zúžené části je koryto opět silně namáháno a terénní měření to prokazuje výraznými výmoly. Hunzinger (1998) uvádí, že se v prvních letech po výstavbě jedná o dočasné zahlubování během sedimentace splavenin v rozšířené části.





Obr. 7.4 Rozložení specifického průtoku  $q$  [ $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ] pro  $Q = 144 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (cca  $Q_{20,ovl}$ ) nahoře Varianta 2, dole Varianta 3

## 7.3 Splaveninový režim a vývoj úrovně dna koryta

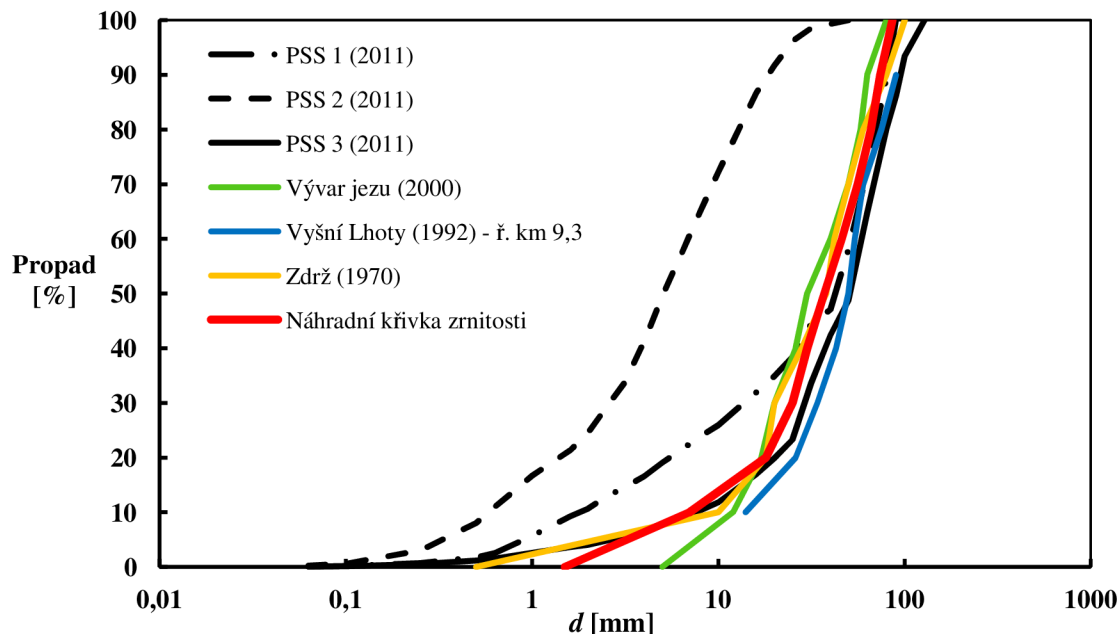
Analýza splaveninového režimu byla provedena na základě simulace 1D proudění o volné hladině s transportem splavenin v programu HEC-RAS 4.1 (HEC-RAS, 2010). Určovány byly splaveninové charakteristiky jako hmotnostní průtok splavenin, vytřídování krycí vrstvy a časový vývoj úrovně dna.

### 7.3.1 Popis modelu

Spádový stupeň byl schematizován příčnými profily vygenerovanými z DMT. Příčné profily byly voleny tak, aby byly kolmé na proudnici a v místech usměrňovačů co nejlépe vystihly změny geometrie. Hodnoty součinitelů drsnosti jednotlivých variant byly převzaty z 2D hydrodynamického modelu.

Počáteční zrnitostní složení dna pro výpočet pohybu splavenin bylo definováno náhradní zrnitostí (Obr. 7.5) určenou na základě analýzy známých zrnitostních křivek. Během terénního měření byly odebrány 3 vzorky sedimentů a byl proveden jejich zrnitostní rozbor. Odběrná místa jsou znázorněna na Obr. 7.2. Vzorek PSS 1 byl odebírán ze šterkové lavice v blízkosti zužující se části, odběr PSS 2 byl odebírán v úplavové zóně levobřežního výhonu (zde se hrubozrnné splaveniny nedostanou, proto má výrazně jemnozrnnější složení) a odběr PSS 3 byl odebrán za usměrňovačem ze šterkové lavice. Křivky zrnitosti jsou společně s křivkami z jiných průřezů (Veselý a kol., 2002) vykresleny v Obr. 7.5. Balvanitý skluz byl popsán zrnem o efektivní velikosti zrna  $d_m = 1,5 \text{ m}$  (Roušar a kol., 2012).

Počátek pohybu splavenin byl stanoven hodnotou Shieldsova kritéria pro vodorovné dno 0,044. Pro výpočet transportu splavenin byl použit vztah Meyera-Petera a Müllera, který se dle zjištěných poznatků nejlépe shoduje s experimentálními daty. Třídění zrn v krycí vrstvě dna bylo řešeno metodou Exner 5 (kapitola 5.2).



Obr. 7.5 Křivky zrnitosti vzorků dané lokality

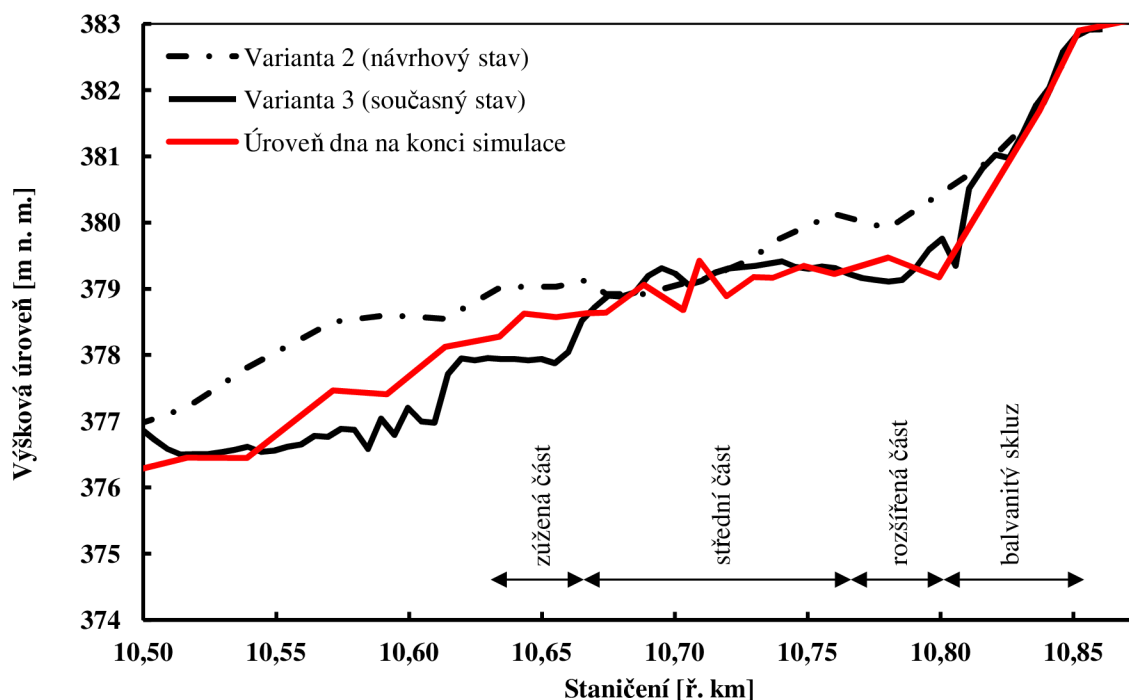
Z hodnot denních průtoků v časovém intervalu od dubna 2007 do srpna 2011 byla sestavena průtoková vlna a následně byl simulován vývoj dna objektu od doby výstavby (*Varianta 2*). Výpočet byl proveden v časovém kroku 1 den po částech ustáleným nerovnoměrným prouděním se zadáním dolní okrajové podmínky pro hydrodynamiku v podobě úrovně hladiny převzaté z 2D modelu. Horní okrajová podmínka pro transport splavenin byla zadána ve formě nulového přítoku splavenin. Předpokládalo se, že se většina splavenin usadí v prostoru nad spádovým stupněm, kde je nutné je těžít z důvodu funkčnosti limnigrafu. Uvedený předpoklad (*Roušar a kol., 2012*) potvrdil variantní výpočet s rovnoměrným přítokem splavenin, kdy poloha dna na konci simulace byla významně výše, než byla změřena v roce 2011. Vývoj polohy dna při nulovém přítoku splavenin zobrazuje Obr. 7.6, porovnání efektivních velikostí zrn uvádí Tab. 7.2. Vypočítaná poloha dna přibližně odpovídá poloze změřené, pouze v zúžené části a za ní je výše, což je pravděpodobně způsobeno poměrně významným příčným prouděním (*Veselý a kol., 2001*), které 1D přístup nepostihuje.

Tab. 7.2 Efektivní velikost zrn  $d_m$  [mm] vzorků v místě odběrů

Vzorek	Odběrné místo	Současný stav	Simulace
PSS 1	Štěrková lavice v korytě	39,8	31,4



Vzorek	Odběrné místo	Současný stav	Simulace
PSS 2	Nános za výhonem (úplav)	7,8	nelze
PSS 3	Šterková lavice vedle usměrňovače	50,8	29,3



Obr. 7.6 Výškové úrovně dna v ose toku

### 7.3.2 Zhodnocení

Při simulaci transportu splavenin s deformací dna se ukázalo, že výmol pod balvanitým skluzem se vytvořil během prvního roku a byl stabilní až do doby povodňové vlny s kulminací při průtoku  $153 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , kdy se zvětšil. Při následujících průtokových vlnách s kulminací až  $46 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  zůstal beze změny. Pokud nedojde ke snížení dna v rozšířené části objektu, bude výmol až do průtoku  $46 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  stabilní. Poloha dna v rozšířené části objektu se za celé sledované období významně nezměnila. V zúžené části proběhlo zahlubování dna přibližně stejně jako pod balvanitým skluzem. Další zahlubování je závislé na vývoji úrovně dna níže po toku.

## 7.4 Závěr

Ověření poznatků a zhodnocení spádového objektu lze shrnout do následujících bodů:

- Charakter proudění v objektu při současném stavu je podobný stavu na fyzikálním modelu.
- Největší spojitě transportované zrno objektem má průměr 32 mm, největší lokálně transportované zrno bylo při povodňovém průtoku 64 mm. Velikosti transportovaných zrn byly pozorovány v krycí vrstvě při terénním šetření a odpovídají rozmezí hodnot efektivních velikostí zrn z provedených odběrů. Po povodňové situaci byla pozorována větší zrna (balvany) v prostoru objektu, ale ta pravděpodobně pochází z balvanitého skluzu, jelikož jejich ostrohranný tvar a velikost neodpovídají zrnitostní skladbě v objektu ani v toku.
- Hmotnost odneseného materiálu z objektu určená z rozdílu úrovní dna v roce 2007 a v roce 2011 je 6 700 m<sup>3</sup>, tj. cca 10 000 tun. Simulací stanovená hmotnost je 8 700 tun, což je o 13 % méně oproti skutečnosti. Rozdíl hmotnosti je největší v místě zúžení, kde dochází k příčnému proudění. Vzhledem k tomu, že 1D výpočet nepostihuje příčné proudění, lze považovat výsledky z numerického modelu za odpovídající.
- V prostoru dna na štěrkových lavicích, kde není převáděn běžný průtok, začíná růst vegetace, která zvyšuje drsnost objektu a koncentruje proud. Z fotografií pořízených v různých letech je možné pozorovat na čelech výhonů nahromaděné plávi. Zastavení prohlubování dna v rozšířené části umožnilo do jisté míry stabilizaci balvanitého skluzu. Aktuální deformace dna pod balvanitým skluzem je přibližně stejná jako na fyzikálním modelu. Dle numerických simulací je výmol do průtoku cca 46 m<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup> stabilní.
- Objekt je funkční, avšak oproti očekávání z fyzikálního výzkumu nezvýšil polohu dna ve střední části objektu, ale zastavil jeho prohlubování, které by nastalo bez spádového stupně (Roušar a kol., 2012). Uvedené může být způsobeno menším přísunem splavenin z horního úseku, než bylo předpokládáno dle doporučené manipulace jezem; nedostatečnou délkou povodňové vlny oproti fyzikálnímu výzkumu; významným zahloubením úseku pod objektem; absencí skalního výchozu v dolní části objektu.
- Na základě numerických simulací, fotodokumentace, zrnitostních rozborů a tachymetrického zaměření lze konstatovat, že hlavní deformace dna objektu proběhly především v prvním roce provozu a po povodňové vlně v roce 2010. Nyní lze očekávat jejich zpomalení a přiblížení se k setrvalému stavu. Předpokládá se, že terénní šetření a následné vyhodnocení bude probíhat nadále.

## Kapitola 8

# ZÁVĚR A DOPORUČENÍ

Předložená disertační práce na téma „Meze pohybu a kvantifikace množství dnových splavenin pro šterkonosné toky“ podrobně shrnuje dosažené poznatky v oblasti transportu splavenin, které dále rozšiřuje pro proudění o malých relativních hloubkách a zobecňuje jejich využitelnost pro praktické činnosti.

Rešerše literatury souhrnně uvádí výsledky a závěry autorů, které se často vzájemně vylučují. Analýzou jejich hodnot a postupů jsem nově provedl zhodnocení současných znalostí, týkajících se počátku pohybu splavenin, transportu splavenin, třídění zrn v krycí vrstvě, odporových součinitelů a hydraulické drsnosti.

Na základě rozměrové analýzy jsem vymezil hlavní kritéria obsažená ve vztahu (2-20), která by mohla mít vliv na počátek pohybu vyjádřený Shieldsovým kritériem u plně ponořených nekohezních stejně velkých zrn uložených na rovinném vodorovném dně při neprovzdušněném plně turbulentním proudění. Podkladem pro vyjádření jednotlivých vlivů byl souhrn teoretických znalostí opírajících se o základní rovnice mechaniky a jejich ověření bylo provedeno porovnáním s měřeními mnoha autorů (Obr. 2.4, Obr. 2.5, Obr. 3.1). Z provedených teoretických analýz ověřených dostupným experimentálním výzkumem pro stejnozrné a nestejnozrné materiály dna vyplynuly tyto nové dílčí závěry: Podélný sklon dna (příčný nebyl vyšetřován) má vliv na počátek pohybu dle vztahu (2-21) (Obr. 2.4). Vliv úhlu vnitřního tření doposud nebyl plně stanoven a z měření nebylo možné stanovit obecně platnou závislost (Obr. 2.5). Třetí Reynoldsovo kritérium při plně turbulentním proudění nemá praktický vliv na rychlostní profil v povrchové vrstvě při dodržení stejné povrchové geometrie, avšak zrno je ovlivněno prouděním v mezipovrchové vrstvě, kde současné znalosti o rychlostním profilu jsou omezené. Na základě dostupných podkladů nebylo možné jednoznačně stanovit vliv relativní hloubky na počátek pohybu (Obr. 3.1).

Dílčí závěry ukázaly, že bylo nutné provést experimenty, které doplnily některé chybějící informace a umožnily jednotlivé vlivy kvantifikovat. Experimenty ukázaly, že pro šterky a menší zrna lze zanedbat vliv velikosti rychlosti v podpovrchové vrstvě (Obr.

4.2) a tím potvrdily, že při plně turbulentním proudění je vliv Reynoldsova kritéria na počátek pohybu prakticky zanedbatelný. Experimenty dále potvrdily, že relativní hloubka v případě rovinného dna nemá vliv na absolutní počátek pohybu a že v případě určení počátku pohybu bezrozměrným průtokem splavenin zde závislost existuje (Obr. 3.1).

Při experimentech jsem s kolegy z LVV stanovil hmotnostní průtoky, ze kterých byly vyhodnoceny transportní vztahy pro stejnozrnné (Obr. 3.7) a nestejnozrnné (Obr. 5.11) materiály dna v případě neprovzdušněného plně turbulentního proudění a malých relativních hloubek. Odvozené vztahy jsem porovnal s často používanými transportními vztahy a nově rozšířil platnost vztahu Meyer-Petera a Müllera pro uvedené specifické podmínky proudění.

Během experimentů jsem s kolegy měřil bodové rychlosti UVP Monitorem (Obr. 4.1). Z bodových rychlostí jsem vykreslil tvary rychlostních profilů (Obr. 4.2, Obr. 6.3) a stanovil jsem vliv struktury stejnozrnného a nestejnozrnného materiálu dna na rychlostní profil. Pro zvolený měřený stav na počátku pohybu dnových splavenin byl povrch stejnozrnného materiálu dna podrobně laserově naskenován (Obr. 4.4) a nově jsem pomocí trojrozměrného numerického modelu ověřil věrohodnost tvaru rychlostního profilu.

Vyhodnotil jsem vztah (4-12) vyjadřující odpor dna ze stejnozrnného materiálu, který jsem porovnal s často používanými výpočetními vztahy. V případě nestejnozrnného materiálu dna jsem určil změnu Nikuradseho ekvivalentní pískové drsnostní výšky pro počáteční a koncové vytrídění krycí vrstvy. Potřebné stanovení Nikuradseho ekvivalentní pískové drsnostní výšky jsem rozšířil o výpočetní vztahy, které jsem porovnal s dostupnými vztahy autorů.

Z analýzy metod pro určení zrnitosti dna jsme s kolegy potvrdili, že zrnitostní křivka použitá pro splaveninové studie by měla být pečlivě zvážena, zdali reprezentuje zrnitost dna v daném úseku.

Zanalyzoval jsem soudobé znalosti o procesu třídění zrn a shrnul hlavní myšlenky třídění. Provedený experiment s nestejnozrnným materiálem umožnil detailněji popsat proces statického třídění zrn v krycí vrstvě pro neprovzdušněné plně turbulentní proudění o malých relativních hloubkách. Stanovil jsem stabilitu dna ve smyslu změny aktivní šířky proudění vlivem vytrídění krycí vrstvy (Obr. 5.15). Dále jsem vyhodnotil tloušťku krycí vrstvy.

V objektu přírodního spádového stupně jsem proudové charakteristiky simuloval dvourozměrným numerickým modelem pro stav z roku 2011. Analýzu transportu splavenin a vývoj úrovně dna (Obr. 7.6) jsem simuloval jednorozměrným modelem s nastavenými parametry modelu dle výsledků experimentálních výzkumů. Ověření výsledků modelu s vývojem objektu prokazují dobrou shodu. Numerické modely umožnily detailněji zhodnotit funkčnost pilotní vodohospodářské stavby – přírodního spádového stupně v klimatických a geologických podmínkách České republiky.

Disertační práce obsahuje nové poznatky o počátku pohybu a kvantifikaci dnových splavenin v případě štěrkonosných horských toků stanovených pomocí experimentálních výzkumů, numerických modelů ověřených na reálném objektu přírodního spádového stupně. Z uvedených postupů a vyhodnocení vyplývají doporučení pro navazující práce:

- Rozvést proces mobilního armování pro případ proudění o malých relativních hloubkách.
- Z výsledků měření tvaru rychlostního profilu analyticky stanovit počátek pohybu splavenin s využitím závislosti Shieldsova kritéria na úhlu vnitřního tření, jelikož vliv úhlu vnitřního tření doposud nebyl plně stanoven.
- Porovnat matematické modely popisující třídění zrn v krycí vrstvě.
- Provést analýzu transportu splavenin vícerozměrným numerickým modelem a výsledky porovnat s terénním měřením v podmínkách České republiky (objekt přírodního spádového stupně).
- Simulovat absolutní počátek pohybu splavenin trojrozměrným numerickým modelem.

Ing. Ladislav Roušar

# LITERATURA

- ALBERTSON, M. L. Effect of shape on the fall velocity of gravel particles. *Proceedings of the fifth hydraulic conference*. 1953. pp. 243-261.
- ANDREWS, E. D. Entrainment of gravel from naturally sorted riverbed material. *GEOL. SOC. AMER. BULLETIN*, 94, 1983. pp. 1225-1231.
- ANSYS. Interaktivní manuál ANSYS 14.0 Workbench. 2011.
- ARMANINI, A., GREGORETTI, C. Incipient sediment motion at high slopes in uniform flow condition. *Water Resources Research*, 41, 2005, 8 p.
- ARMITAGE, N., ROOSEBOOM, A. The link between Movability Number and Incipient Motion in river sediments. *Water SA*, 36(1), 2010. pp. 89-96.
- ASHWORTH, P. J., FERGUSON, R. I. Size-Selective Entrainment of bed Load in Gravel Bed Streams. *Water Resources Research*, 25(4), 1989. pp. 627-634.
- BAGCHI, P., BALACHANDER, S. Effect of turbulence on the drag and lift of a particle. *Physics of Fluids*, 15(11), 2003. pp. 3496-3513.
- BARTNIK, W., STRUZYNSKI, A. Velocity profile and shear stresses calculation in high volume relative bed roughness flow. *11<sup>th</sup> International Conference on Transport and Sedimentation of solid Particles*. Conference Materials, 2002.
- BATHURST, J. C., GRAF, W. H., CAO, H. H. Bed Load Discharge Equations for Steep Mountain Rivers. *Sediment Transport in Gravel-bed Rivers*, edited by C. R. Thorne, J. C. Bathurst and R. D. Hey, 1987. pp. 453-491.
- BAYAZIT, M. Flow structure and sediment transport mechanics in steep channels. *Proceedings of EU: Mechanics of Sediment Transport*, 156, 1982. pp. 197-206.
- BEHESHTI, A. A., ATAIE-ASHTIANI, B. Analysis of threshold and incipient conditions for sediment movement. *Coastal Engineering* 55, 2008. pp. 423-430.
- BETTES, R. Initiation of sediment transport in gravel streams. *Proc. Inst. Civ. Eng., Part 2*, 77, 1984. pp. 79-88.
- BETTES, R., FRANGIPANE, A. A one-layer model to predict the time development of static armour. *Journal of hydraulic Research*, 41(2), 2003. pp. 179-194.
- BOGÁRDI, J. *Sediment transport in alluvial streams*. ed.1. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1978. 826 p. ISBN 963 05 1826 0.
- BOOR, B., KUNŠTÁTSKÝ, J., PATOČKA, C. *Hydraulika pro vodohospodářské stavby*. SNTL/ALFA: Praha, 1968. 520 s.

- BRAYSHAW, A. C., FROSTICK, L. E., REID, I. The hydrodynamics of particle clusters and sediment entrainment in coarse alluvial channels. *Sedimentology*, 30, 1983. pp. 137-143.
- BRIDGE, J. S., BENNETT, S. J. A model for the entrainment and transport of sediment grains of mixed sizes, shapes, and densities. *Water Resources Research*, 28(2), 1992. pp. 337-363.
- BUFFINGTON J. M. Effects of hydraulic roughness and sediment supply on surface textures of gravel-bedded rivers. *Master thesis*, Washington, 1995. 184 p.
- BUFFINGTON J. M. The Legend of A. F. Shields. *Journal of Hydraulic Engineering*, 125(4), 1999. pp. 376-387.
- BUFFINGTON J. M., MONTGOMERY D. R. A systematic analysis of eight decades of incipient motion studies, with special reference to gravel-bedded rivers. *Water Resources Research*, Vol. 33(8), 1997. pp. 1993-2029.
- BUNTE, K., ABT, S. R. *Sampling surface and subsurface particle-size distributions in wadable gravel- and cobble-bed streams for analyses in sediment transport, hydraulics, and streambed monitoring*. Fort Collins, Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station, 2001. 428 p.
- CAMENEN, B., BAYRAM, A., LARSON, M. Equivalent Roughness Height for Plane Bed under Steady Flow. *Journal of Hydraulic Engineering*, 132(11), 2006. pp. 1146-1158.
- CARLING, P. A. Threshold of coarse sediment transport in broad and narrow natural streams. *Earth Surface Processes and Landforms*, 8, 1983. pp 1-18.
- CAO, Z., PENDER, G., MENG, J. Explicit formulation of the Shields diagram for incipient motion of sediment. *Journal of Hydraulic Engineering*, 132(10), 2006. pp. 1097-1099.
- CHAN, H. C., HUANG, W. C., LEU, J. M., LAI, C. J. Macroscopic modelling of turbulent flow over a porous medium. *International Journal of Heat and Fluid Flow*, 28, 2007. pp. 1157-1166.
- CHEPIL, W. S. Equilibrium of Soil Grains at the Threshold of Movement by Wind. *Soil Science Society of America Proceedings*, 23(6), 1959. pp. 422-428.
- CHEPIL, W. S. The use of Spheres to Measure Lift and Drag on Wind-Eroded Soil Grains. *Soil Science Society Proceedings*, 1961. pp. 342-345.
- CHIEW, Y., PARKER, G. Incipient sediment motion on nonhorizontal slopes. *Journal of Hydraulic Research*, 32(5), 1994. pp. 649-660.
- CLAYTON, J. A., PITLICK, J. Persistence of the surface texture of gravel-bed river during a large flood. *Earth Surface processes and Landforms*, 33, 2008. pp. 661-673.

ČSN EN ISO 14688-1 *Geotechnický průzkum a zkoušení – Pojmenování a zařídování zemín – Část 1: Pojmenování a popis*. Červen 2003.

CURRAN, J. C. An investigation of bed armouring process and the formation of microclusters. *2nd Joint Federal Interagency Conference*, Las Vegas, NV, 2010.

CURRAN, J. C., TAN, L. Effect of bed sand content on the turbulent flows associated with clusters on an armored gravel bed surface. *Journal of Hydraulic Engineering*, 140(2), 2013. pp. 137-148.

DAMGAARD, J. S., WHITEHOUSE, R. J. S., SOULSBY, R. L. Bed-load sediment transport on steep longitudinal slopes. *Journal of Hydraulic Engineering*, 123(12), 1997. pp. 1130-1138.

DANCEY C. L., DIPLAS P., PAPANICOLAOU A., BALA M. Probability of Individual Grain Movement and Threshold Condition. *Journal of Hydraulic Engineering*, 128(12), 2002. pp. 1069-1075.

DAY, T. J. An experimental study of armouring and hydraulic properties of coarse bed material channels. *Erosion and Sediment Transport in Pacific Rim Steeplands*. I.A.H.S. 132, Christchurch, 1981. pp. 236-251.

DEVRIES, P. Bedload Layer Thickness and Disturbance Depth in Gravel Bed Streams. *Journal of Hydraulic Engineering*, 128(11), 2002. pp. 983-991.

DEY, S. Sediment threshold. *Applied Math. Modelling*, 23, 1999. pp. 399-417.

DEY, S., DEBNATH, K. Influence of streamwise bed slope on sediment threshold under stream flow. *J. Irrig. Drain. Engineering*, 126(4), 2000. pp. 255-263.

DEY, S., RAJU, U. Incipient motion of gravel and coal beds. *Sadhana*, 27(5), 2002. pp. 559-568.

DIETRICH, W. E., KIRCHNER, J., IKEDA, H., ISEYA, F. Sediment supply and the development of the coarse surface layer in gravel-bedded rivers. *NATURE*, 340, 1989. pp. 215-217.

DUNKERLEY, D. L. The development of armour in the Tambo river, Victoria, Australia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15, 1990. pp. 405-412.

DWIVEDI, A. Mechanics of sediment entrainment. *Doctoral thesis*. The University of Auckland, 2010.

EINSTEIN, H. A. The Bed-Load Function for Sediment Transportation in Open Channel Flows. *Technical Bulletin No. 1026*. ASDA, 1950.

ETTEMA R., ARNDT R., ROBERTS P., WAHL T. *Hydraulic Modelling - Concepts and Practise*. ASCE manuals and Reports on Engineering Practise No. 97, Virginia, 2000.

FENTON, J. D., ABBOTT, J. E. Initial movement of grains on a stream bed: the effect of relative protrusion. *Proc. R. Soc. Lond. A.*, 352, 1977. pp. 523-537.

FERNÁNDEZ LUQUE, R. F. *Erosion and transport of bed-load sediment*. Delft, 1974.



- FERNÁNDEZ LUQUE, R. F., VAN BEEK, R. V. Erosion and Transport of Bed-Load Sediment. *Journal of Hydraulic Research*, 14(2), 1976. pp. 127-144.
- FORMANN, E., HABERSACK, H. M., SCHÖBER, S. Morphodynamic river processes and techniques for assessment of channel evolution in Alpine gravel bed rivers. *Geomorphology*, 90, 2007. pp. 340-355.
- FROELICH, D. C. *User's Manual for FESWMS Flo2DH*. Two-dimensional Depth-averaged Flow and Sediment Transport Model. Release 3. September 2002. FHWA-RD03-053.
- GARCÍA M. H. The Legend of A. F. Shields, Discussion by Marcelo H. García, Member, ASCE. *Journal of Hydraulic Engineering*, September 2000. pp. 718-720.
- GARCÍA M. H. *Sedimentation Engineering. Processes, Measurements, Modelling and Practise*. ASCE Manuals and Reports on Engineering Practise No. 110, 2008. ISBN 978-0-7844-0814-8. 1144 p.
- GRAF W. H., SUSZKA L. Sediment transport in steep channels. *Journal of Hydroscience and Hydraulic Engineering*, 5(1), 1987. pp. 11-26.
- GRASS. Structural features of turbulent flow over smooth and rough boundaries. *Journal of Fluid Mechanics*, 50(2), 1971. pp. 233-255.
- GREGORETTI, C. The initiation of debris flow at high slopes: experimental results. *Journal of Hydraulic Research*, 38(2), 2000. pp. 83-88.
- GREGORETTI, C. Inception Sediment Transport Relationships at High Slopes. *Journal of Hydraulic Engineering*, 134(11), 2008. pp. 1620-1629.
- GRIFFITHS, G. A. Form Resistance in Gravel Channels with Mobile Beds. *Journal of Hydraulic Engineering*, 115(3), 1989. pp. 340-
- GUENTER, A. Die kritische mittlere Sohlenschubspannung bei Geschiebemischungen unter Berücksichtigung der Deckschichtbildung und der turbulenzbedingten Sohlenschubspannungsschwankungen. *Abhandlung zur Erlangung der Würde eines Doktors der technischen Wissenschaften*, Zurich, 1971. 70 p.
- GUO, J., JULIEN, P., MERONEY, R. N. Modified log-wake law for zero-pressure-gradient turbulent boundary layers. *Journal of Hydraulic Research*, 43(4), 2005. pp. 421-430.
- HAMMOND, D. C., HEATHERSHAW, A. D., LANGHORNE, D. N. A comparison between Shields' threshold criterion and the movement of loosely packed gravel in tidal channel. *Sedimentology*, 31, 1984. pp. 51-62.
- HASSAN, M. A., CHURCH, M. Experiments on surface structure and partial sediment transport on a gravel bed. *Water Resources Research*, 36(7), 2000. pp. 1885-1895.

- HASSAN, M. A., EGOZI, R., PARKER, G. Experiments on the effect of hydrograph characteristics on vertical grain sorting in gravel bed rivers. *Water Resources Research*, 42(9), 2006. pp. 1-15.
- HEC-RAS. River Analysis System. Hydraulic Reference Manual, Version 4.1, 2010.
- HERSBERGER, D. S. *Wall roughness effects on flow and scouring in curved channels with gravel bed*. Communication 14. Laboratoire de Constructions hydrauliques Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, Lausanne, 2002.
- HÖLZER, A., SOMMERFELD, M. New simple correlation formula for the drag coefficient of non-spherical particles. *Powder Technology*, 184, 2008. pp. 361-365.
- HUNZIKER, R. P., JAEGGI, M. N. R. Grain Sorting Processes. *Journal of Hydraulic Engineering*, 128(12), 2002. pp. 1060-1068.
- HUNZINGER, L. Morphology in river widenings of limited length. *Laboratory of Hydraulics, Hydrology and Glaciology*, Zurich, 1998. 7p.
- IKEDA, S. Incipient motion of sand particles on side slopes. *Journal of Hydraulics Division*, 108(1), 1982. pp. 95-114.
- IWAGAKI, Y. Hydrodynamical study on critical tractive force. *Trans. JSCE*, 41, 1956. pp. 1-21.
- JULIEN, P. Y. *Erosion and Sedimentation*. Colorado State University, Cambridge university press, 2nd edition, 2010. 371 p. ISBN 978-0-521-53737-7.
- KALIŠ, J. *Hydraulický výzkum balvanitých skluzů*. VVÚH, Brno University of Technology, 1970.
- KANELLOPOULOS, P. M. Incipient Motion Under Shallow Flow Conditions. *Master thesis*, Virginia Polytechnic Institute and State University, 1998. p. 150.
- KASSEM, A., CHAUDHRY, M. H. Effect of Bed Armoring on bed Topography of Channel Bends. *Journal of Hydraulic Engineering*, 131(12), 2005. pp. 1136-1140.
- KEULEGAN, G. H. Laws of turbulent flow in open channels. *Journal of Research of the National Bureau of Standards*, 21, 1938. pp. 707-741.
- KOLÁŘ V., PATOČKA, C., BÉM, J. *Hydraulika*. SNTL – Nakladatelství technické literatury ALFA, Praha, 1983. 475 s.
- KOLL, K., KOLL, K., DITTRICH, A. Sediment transport over static armour layers and its impact on bed stability. *River Flow 2010*, 2010. pp. 929-936. ISBN 978-3-939230-00-7
- KOMAR, P. D., LI, Z. Pivoting analyses of the selective entrainment of sediments by shape and size with application to gravel threshold. *Sedimentology*, 33, 1986. pp. 425-436.
- KOZLOWSKI, B., ERGENZINGER, P. Ring structures – a specific new cluster type in steep mountain torrents. *XXVII IAHR Congress Proceedings Graz*, 1999.

- LAMB, M. P., DIETRICH, W. E., VENDITTI, J. G. Is the critical Shields stress for incipient sediment motion dependent on channel-bed slope? *Journal of Geophysical Research*, 113, 2008. pp. 1-20.
- LANGMAAK, K. R. Incipient motion of riprap on steep slopes. *Master thesis*. Stellenbosch university, 2013.
- LAU, L., ENGEL, P. Inception of sediment transport on steep slopes. *Journal of Hydraulic Engineering*, 125(5), 1999. pp. 544-547.
- LEE, A. J., FERGUSON, R. I. Velocity and flow resistance in step-pool streams. *Geomorphology*, 46, 2002. pp. 59-71.
- LEE, H., BALACHANDAR, S. Critical shear stress for incipient motion of a particle on a rough bed. *Journal of Geophysical Research*, 117, 2012. 19 p.
- LENZI, M. A., MAO, L., COMITI, F. When does transport begin in steep boulder-bed streams? *Hydrological Processes*, 20, 2006. pp. 3517-3533.
- LICK, W. *Sediment and Contaminant Transport in Surface Waters*. Taylor & Francis Group, 2009. 398 p. ISBN 978-1-4200-5987-8.
- LING, C.-H. Criteria for incipient motion of spherical sediment particles. *Journal of Hydraulic Engineering*, 121(6), 1995. pp. 472-478.
- LISLE, T. E., MADEJ, M. A. Spatial Variation in Armouring in Channel with High Sediment Supply. *Dynamics of gravel-bed Rivers*, John Wiley and Sons Ltd., 1992. pp. 277-293.
- LIVESEY, R. H. Channel armoring below Fort Randall dam. *Proceedings of the Federal Inter-Agency Sedimentation Conference*, 970, 1963. pp. 461-470.
- LOPEZ, J. L., FALCON, M., A. Calculation of bed changes in mountain streams. *Journal of Hydraulic Engineering*, 1258(3), 1999. pp. 263-270.
- LOTH, E. Drag of non-spherical solid particles of regular and irregular shape. *Powder Technology*, 182, 2008. pp. 342-352.
- MAO, L., COOPER, J. R., FROSTICK, L. E. Grain size and topographical differences between static and mobile armour layers. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2011. pp. 1-14.
- MATOUŠEK, V. Odpor pohyblivého dna sklonitého koryta za povodňových průtoků. *Vodní hospodářství*, 58(6), 2008. ISSN 1211-0760.
- MEYER-PETER, E., MÜLLER, R. Formulas for Bed-Load Transport. *International Association for Hydraulic Structures Research*, Stockholm, second meeting, 1948. pp. 39-65.
- MIEDEMA, S. A. An Analytical Method to Determine Scour. *WEDA XXVII & Texas A&M 39*, St. Louis, USA, June 8-11, 2008. 27 p.

- MILHOUS, R. T. Sediment Transport in a Gravel-Bottomed Streams. *Doctoral Thesis*. Oregon State University, 1973. 232 p.
- MIZUYAMA, T. Bedload Transport in Steep Channels. *Doctoral Thesis*. Kyoto University, January 1977. 118 p.
- MUELLER, E. R., PITLICK, J., NELSON, J. N. Variation in the reference Shields stress for bed load transport in gravel-bed streams and rivers. *Water Resources Research*, 41, 2005. pp. 1-10.
- NAKAGAWA, H., TSUJIMOTO, T. Hydrodynamic Drag Force Acting upon a Spherical Particle on a Rough Bed Composed of Identical Particles. *Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute*, 31(2), 1981. pp. 115-130.
- NEILL, C. R. Mean-velocity criterion for scour of coarse uniform bed-material. *Proc. Congr., IAHR*, 3, Colorado State University, Fort Collins, USA, 1967a. pp. 46-54.
- NEILL, C. R. Stability of coarse bed-material in open-channel flow. *Research council of Alberta*, Edmonton, 1967b.
- NEILL, CH. R., YALIN, M. S. Quantitative definition of beginning of bed movement. *Journal of the Hydraulic Division*, 95, No. HY1, January 1969. pp. 585-588.
- NIKORA, V., GORING, D., MCEWAN, I., GRIFFITHS, G. Spatially averaged open-channel flow over rough bed. *Journal of Hydraulic Engineering*, 127(2), 2001. pp. 123-133.
- NIKORA, V., KOLL, K., MCEWAN, I., MCLEAN, S., DITTRICH, A. Velocity distribution in the roughness layer of rough-bed flows. *Journal of Hydraulic Engineering*, 130(10), 2004. pp. 1038-1042.
- NIKURADSE, J. Laws of flow in rough pipes. *Technical memorandum 1292*. National Advisory Committee for Aeronautics. Translation of "Strömungsgesetze in rauhen Rohren" VDI-Forschungheft 361. Beilage zu "Forschung auf dem Gebiete des Ingenieurwesens" Ausgabe B Band 4, July/August 1933. Washington, 1950.
- NOVAK, P., ČÁBELKA, J. *Models in hydraulic engineering, Physical principles and design applications*. Pitman Advanced Publishing Program, 1981.
- OKAZAKI, S. Some Defects in Iwagaki's Model for the Criterion of Sediment Entrainment. *Science Reports of Tohoku University*, 7th Series (Geography), 53(1), 2004. pp. 29-55.
- OLSEN, N. R. B., ABERLE, J., KOLL, K. Resolving large bed roughness elements with an unstructured hexahedral grid. *River Flow 2010*, 2010. pp. 377-383. ISBN 978-3-939230-00-7.
- PAPANICOLAOU, A. N. The role of turbulence on the initiation of sediment motion. *Doctoral Thesis*. Virginia Polytechnic institute and State Univeristy, 1997.
- PAPHITIS, D. Sediment movement under unidirectional flows: an assessment of empirical threshold curves. *Coastal Engineering* 43, Issues 3-4, August 2001. pp. 227-245.
- PARKER, G., KLINGEMAN, P. C. On why gravel bed streams are paved. *Water resources research*, 18(5), October 1982. pp. 1409-1423.

- PARKER, G., DHAMOTHARAN, S., STEFAN, H. Model Experiments on Mobile, Paved Gravel Bed Streams. *Water Resources Research*, 18(5), 1982a. pp. 1395-1408.
- PARKER, G., KLINGEMAN, P. C., MCLEAN, D. G. Bedload and Size Distribution In Paved Gravel-Bed Streams. *Journal of Hydraulics Division*, 108(4), 1982b. pp. 544-571.
- POKRAJAC, D., MANES, C. Velocity measurements of a free-surface turbulent flow penetrating a porous medium composed of uniform-size spheres. *Transp. Porous Med*, 2009.
- POPE, S. B. *Turbulent flows*. Cambridge University Press, 2000. 771 p. ISBN 978-0-521-59886-9.
- RAO, A. R., KUMAR, B. Incipient Motion Criterion for Plane Bed Channels. *International Journal of Fluid Mechanics Research*, 36(1), 2009. pp. 80-95.
- RAPLÍK, M., VÝBORA, P., MAREŠ, K. *Úprava tokov*. ALFA vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Bratislava, 1989. 639 s. ISBN 80-08-00128-2.
- RAUDKIVI, A. J. *Loose Boundary Hydraulics*. 2nd edition, Pergamon press, 1976. 397 p. ISBN 0-08-018772-2.
- RECKING, A. An experimental study of grain sorting effects on bedload. *Doctoral Thesis*. Institut National des Sciences Appliquées de Lyon, 2006.
- RECKING, A. Theoretical development on the effects of changing flow hydraulics on incipient bed load motion. *Water Resources Research*, 45, 2009. pp. 1-16.
- RECKING, A., PITLICK, J. Shields versus Isbach. *Journal of Hydraulic Engineering*, 139(1), 2013. pp. 51-54.
- RICHTER, A., NIKRITYUK, P. A. Drag forces and heat transfer coefficients for spherical, cuboidal and ellipsoidal particles in cross flow at sub-critical Reynolds numbers. *Int. J. Heat Mass Transfer*, 55, 2012. pp. 1343-1354.
- ROHÁČOVÁ, D. Vliv zrnitosti krycí vrstvy na hydraulickou drsnost dna. *Diplomová práce*, Vysoké učení technické v Brně, Ústav vodních staveb, Brno, 2013. 77 s.
- ROUŠAR, L. Parametrická studie vlivu stupně drsnosti záplavového území na výšku ochranných hrází. *Diplomová práce*, Vysoké učení technické v Brně, Ústav vodních staveb, Brno, 2011a. 118 s.
- ROUŠAR, L. Metody odběrů vzorků sedimentů. *Semestrální projekt z předmětu DR72 - Kalibrační a laboratorní měření hydraulických veličin*, Vysoké učení technické v Brně, Ústav vodních staveb, Brno, 2011b. 24 s.
- ROUŠAR, L. Zhodnocení současného stavu přírodního spádového stupně na řece Morávce pod jezem Vyšní Lhoty. *Sborník anotací konference Juniorstav 2012*, Vysoké učení technické v Brně, Fakulta stavební, 2012. 9 s. ISBN 978-80-214-4393-8.

- ROUŠAR, L., VESELÝ, J., ZACHOVAL, Z., TUREČEK, B. Zhodnocení funkce přírodního spádového stupně na řece Morávce pod rozdělovacím objektem Vyšní Lhoty. *Vodní hospodářství*, 62(11), 2012. s. 352-355. ISSN 1211-0760.
- ROUŠAR L. Počátek pohybu splavenin za vysokých hodnot relativní drsnosti: experiment. *Sborník anotací konference Juniorstav 2013*, Vysoké učení technické v Brně, Fakulta stavební, 2013. 7 s. ISBN 978-80-214-4669-4.
- ROUŠAR, L., ROHÁČOVÁ, D., SMELÍK, L., VESELÝ, J. Armovací proces krycí vrstvy dna šterkonosného toku za vysokých hodnot relativní drsnosti. *Závěrečná zpráva*, Vysoké učení technické v Brně, Ústav vodních staveb, 2013a, Brno. 13 s.
- ROUŠAR, L., VESELÝ, J., ZACHOVAL, Z., TUREČEK, B. Přírodní spádový stupeň na řece Morávce – vysvětlení. *Vodní hospodářství*, r63(2), 2013b. s. 58. ISSN 1211-0760.
- RYAN, S. E., EMMETT, W. W. The Nature of Flow and Sediment movement in Little Granite Creek Near Bondurant, Wyoming. USDA Forest Service General Technical Report, RMRS-GTR-90, 2002. 48 p.
- SALEM, A. M. The effects of the sediment bed thickness on the incipient motion of particles in a rigid rectangular channel. *Seventeenth International Water Technology Conference, IWTC17*, 2013.
- SCHLICHTING, H. *Boundary-layer theory*. McGRAW-HILL book company, 1979. 817 p.
- SCHMEECKLE, M. W., NELSON, J. M., SHREVE, R. L. Forces on stationary particles in near-bed turbulent flows. *Journal of Geophysical Research*, 112, 2007. pp. 1-21.
- SCHVIDCHENKO, A. B., PENDER, G. Flume study of the effect of relative depth on the incipient motion of coarse uniform sediments. *Water Resources Research*, 36(2), 2000. pp. 619-628.
- SENIOR, A. K. A numerical study of resistance in a rough walled channel flow where the ratio of roughness length scale to the depth of flow varies over a wide range. *Doctoral thesis*, Cranfield University, 1997. 377 p.
- SHIELDS, A. Application of Similarity Principles and Turbulence Research to Bed-Load Movement. Translated from „Anwendung der Aehnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung“, Berlin 1936, 26 p., by W. P. Ott and J. C. Van Uchelen. *California Institute of Technology*, publication No. 167, 1936. 47 p.
- SHIMIZU, Y., TSUJIMOTO, T., NAKAGAWA, H. Experiment and macroscopic modelling of flow in highly permeable porous medium under free-surface flow. *Journal of Hydroscience and Hydraulic Engineering*, 8(1), 1990. pp. 69-78.
- SIME, L. C., FERGUSON, R. I., CHURCH, M. Estimating shear stress from moving boat acoustic Doppler velocity measurements in large gravel bed river. *Water Resources Research*, 43(3), 2007. pp. 1-12.

- SIMÕES, F. J. M. Flow resistance in open channels with fixed and movable bed. 2nd Joint Federal Interagency Conference, Las Vegas, 2010. pp. 1-11.
- SIMONS, D. B. Theory and design of stable channels in alluvial materials. *Doctoral thesis*, Colorado State University, Fort Collins, 1957. 394 p.
- SMELÍK, L., ROUŠAR, L., UHMANNOVÁ, H. Porovnání způsobů stanovení zrnitostních křivek materiálu dna. *In Vodní toky 2012*, Hradec Králové. Lesnická práce, s.r.o., 2012. s. 196-201. ISBN: 978-80-7458-029-1.
- SOUTHARD, J. Special Topics: An Introduction to Fluid Motions, Sediment Transport, and Current-generated Sedimentary Structures. *Lecture notes*, Massachusetts Institute of Technology, Fall 2006.
- SUSZKA, L. Modification of transport rate formula for steep channels. *Fluvial Hydraulics of Mountain Regions, Lecture Notes in Earth Sciences*, 37, 1991. pp. 59-70.
- SUTHERLAND, A. J., WILLIMAN, E. B. Development of Armoured Surfaces in Alluvial Channels. *6th Australasian Hydraulics and Fluid Mechanics Conference*, Adelaide, Australia, 1977. pp. 352-355.
- SUZUKI, K., KATO, K. Mobile armouring of bed surface in steep slope river with gravel and sand mixture. *Fluvial Hydraulics of Mountain Regions. Lecture Notes in Earth Sciences*, 37, 1991. pp. 393-404.
- SUZUKI, K., HANO, A. Grain size change of bed surface layer and sediment discharge of an equilibrium river bed. *Proceedings, International Seminar on Grain sorting*, Ascona, Switzerland, 1992. pp. 151-156.
- VALYRAKIS, M., DIPLAS, P., DANCEY, C. L. Entrainment of coarse particles in turbulent flows: An energy approach. *Journal of Geophysical Research Earth Surf.*, 118, 2013. pp. 42-53.
- CHOW, V. T. *Open-Channel Hydraulics*. MCGRAW-HILL KOGAKUSHA LTD., 1959. 680 p. ISBN 07-010776-9.
- VESELÝ, J., PAŘÍLKOVÁ, J., ZACHOVAL, Z., MALEŇÁK, J. Fyzikální model přírodního spádového stupně na řece Morávce pod jezem Vyšní Lhoty. *Závěrečná zpráva*, LVV ÚVST FAST VUT v Brně, 2001.
- VESELÝ, J., MALEŇÁK, J., PAŘÍLKOVÁ, J., ZACHOVAL, Z. *Souhrnné hodnocení splaveninového průzkumu hlavních toků v povodí Odry*. Granulometrická skladba dna vodních toků. Souhrn výsledků výzkumů provedených v letech 1962 až 2002. LVV ÚVST FAST VUT v Brně, 2002.
- VOLLMER, S., KLEINHANS, M. G. Predicting incipient motion, including the effect of turbulent pressure fluctuations in the bed. *Water Resources Research*, 43, 2007. pp. 1-16.
- WEICHERT, R. B., BEZZOLA, G. R., MINOR, H.-E. Bed morphology and generation of step-pool channels. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33, 2008. pp. 1678-1692.

- WEINHOLD, M. R. Application of a Site-calibrated Parker-Klingeman Bedload Transport Model. Little Granite Creek, Wyoming. *Master Thesis*. Colorado State University, Fort Collins, 2001. 68 p.
- WHITEHOUSE, R. J. S., HARDISTY, J. Experimental assessment of two theories for the effect of bedslope on the threshold of bedload transport. *Marine Geology*, 79, 1988. pp.135-139.
- WIBERG, P. L., SMITH, J. D. Calculations of the critical shear stress for motion of uniform and heterogeneous sediments. *Water Resources Research*, 23(8), 1987. pp. 1471-1480.
- WILCOCK, P. R. Estimating local bed shear stress from velocity observations. *Water Resources Research*, 32(11), 1996. pp. 3361-3366.
- WILCOCK, P. R., CROWE, J. C. surface-based Transport Model for mixed-Size Sediment. *Journal of Hydraulic Engineering*, 129(2), 2003. pp. 120-128.
- WILCOCK, P. R., DETEMPLE, B. T. Persistence of armor layers in gravel-bed streams. *Geophysical Research Letters*, 32, 2005. pp. 1-4.
- WILLIAMS, G. P., WOLMAN, M. G. *Downstream Effects of Dams on Alluvial Rivers*. Geological Survey Professional Paper 1286, Washington 1984. 83 p.
- YALIN, M. S. *Mechanic of sediment transport*. Pergamon Press Ltd., Germany, 1972. 290 p.
- YALIN, M. S., KARAHAN, E. Inception of sediment transport. *Journal Hyd. Div.*, 105(11), 1979. pp. 1433-1443.
- YALIN, M. S., DA SILVA, A. M. *Fluvial Processes*. IAHR Queen's University, Kingston, Canada. 2001. 197 p. ISBN 90-805649-2-3.
- YEN, B. C. Open Channel Flow Resistance. *Journal of Hydraulic Engineering*, 128(1), 2002. pp. 20-39.
- ZACHOVAL, Z., PAŘÍLKOVÁ, J., ROUŠAR, L., ROHÁČOVÁ, D. Tvar rychlostního pole v blízkosti dna za vysokých hodnot relativní drsnosti. In *25th symposium on anemometry*, Institute of Hydrodynamics ASCR, Praha, květen 2011. pp. 75-84.
- ZANKE, U. C. E. On the influence of turbulence on the initiation of sediment motion. *Int. J. Sediment Res.*, 18(1), 2003. pp. 17-31.
- ZASTAWNY, M., MALLOUPPAS, G., ZHAO, F., VAN WACHEM, B. Derivation of drag and lift force and torque coefficients for non-spherical particles in flows. *Int. J. Multiphase Flow*, 39, 2012. pp. 227-239.
- ZENG, L., BALACHANDAR, S., FISCHER, P. Wall-induced forces on a rigid sphere at finite Reynolds number. *J. Fluid Mech.*, 536, 2005. pp. 1-25.



# SEZNAM OBRÁZKŮ

Obr. 2.1 Shieldsův graf doplněný body z výzkumů provedených různými autory, vnesené bodové hodnoty (Buffington, 1995) jsou vztaženy na medián zrna krycí vrstvy.....	7
Obr. 2.2 Modifikovaný Shieldsův graf doplněný vztahem dle Niña a Garcí (García, 2008) určující rozhraní pohybu splavenin po dně a v suspenzi, křivka je definovaná poměrem třecí rychlosti a usazovací rychlosti; $u^*/v_s \approx 1$ .....	8
Obr. 2.3 Silový účinek na zrno ve dně při obtékání kapalinou v rovnoměrném proudu.....	9
Obr. 2.4 Vliv sklonu dna na hodnotu Shieldsova kritéria při počátku pohybu .....	10
Obr. 2.5 Vliv úhlu vnitřního tření zeminy na hodnotu Shieldsova kritéria při počátku pohybu .....	12
Obr. 2.6 Schéma rychlostního profilu v blízkosti povrchové vrstvy zrn, kde $a$ je délka, $b$ je šířka a $c$ je tloušťka zrna.....	13
Obr. 3.1 Shieldsovo kritérium $\theta$ pro počátek pohybu splavenin v závislosti na relativní hloubce $h/d$ .....	17
Obr. 3.2 Pohled na sklopný žlab, v popředí žlabu nátok s polohovacím zařízením žlabu ..	18
Obr. 3.3 Vlevo pohled do žlabu na urovnaný materiál, vpravo tloušťka vrstvy materiálu a transport splavenin v krátkém časovém intervalu .....	19
Obr. 3.4 Frakce 25–31,5 s uvedenými tvarovými charakteristikami.....	20
Obr. 3.5 Změřené hodnoty kategorizované podle frakce materiálu .....	22
Obr. 3.6 Poměr $\theta/\theta_{h/d=\max}$ v závislosti na relativní hloubce $h/d$ .....	23
Obr. 3.7 Závislost bezrozměrného specifického průtoku splavenin na Shieldsově kritériu s vyobrazenými transportními rovnicemi a změřenými daty kategorizovanými podle frakce zrn .....	25
Obr. 4.1 Vlevo měření bodových rychlostí protiproudě natočenou sondou umístěnou v měřidle, vpravo detail měřidla a ukázka změřených bodových rychlostí po délce UV paprsku UVP Monitorem .....	30
Obr. 4.2 Závislost mezi poměrem časově a plošně střední bodové rychlosti a třecí rychlosti k relativní výšce v případě absolutního počátku pohybu splavenin.....	31
Obr. 4.3 Závislost mezi poměrem pulzační složky bodové rychlosti a třecí rychlosti k relativní výšce v případě absolutního počátku pohybu splavenin.....	32

---

Obr. 4.4 Vlevo skenovací hlava s pozičními značkami. Vpravo duální kamerové snímače	33
Obr. 4.5 Detail povrchu dna vyhodnocený s velikostí 1 pixel = 4 mm	34
Obr. 4.6 Detail výpočetní oblasti	34
Obr. 4.7 Výpočetní oblast se zadanými okrajovými podmínkami	35
Obr. 4.8 Výsledná hladina simulace proudění za malé hodnoty relativní hloubky, černá barva značí vodu, šedá barva vzduch	36
Obr. 4.9 Porovnání tvarů rychlostních profilů	37
Obr. 4.10 Změřená data, výpočetní vztah a vztahy dle autorů pro nepohyblivé dno	40
Obr. 4.11 Graf shody změřených hodnot a hodnot vypočítaných dle rovnice pro nepohyblivé dno	41
Obr. 4.12 Změřená data a výpočetní vztah pro pohyblivé dno	41
Obr. 4.13 Graf shody změřených hodnot a hodnot vypočítaných dle rovnice pro pohyblivé dno	42
Obr. 5.1 Ukázka vyříděné krycí vrstvy uložené na spodní vrstvě řeky Wharfe (Velká Británie), foto Parker (García, 2008)	44
Obr. 5.2 Morávka ve Vyšních Lhotách (foto Smelík)	45
Obr. 5.3 Porovnání zrnitostních křivek řeky Morávky ve Vyšních Lhotách	45
Obr. 5.4 Vývoj zrnitosti krycí a spodní vrstvy a transportovaného materiálu. Upraveno po Hunziker a Jaeggi (2002)	48
Obr. 5.5 Teorie stejné pohyblivosti zrn a téměř stejné pohyblivosti zrn s body z terénního měření v Little Granite Creek (Julien, 2010). Na svislé ose je vynesena poměr Shieldsova kritéria pro $i$ -té zrna a zrna $d_{50}$ . Na vodorovné ose je poměr velikosti $i$ -tého zrna a velikosti zrna $d_{50}$	49
Obr. 5.6 Proces třídění zrn krycí vrstvy dle Parkera (upraveno po Hunziker a Jaeggi, 2002)	51
Obr. 5.7 Schéma modelu Exner 5 pro třídění a armování	52
Obr. 5.8 Nestejnozrný materiál. Vlevo pohled na uložená zrna ve žlabu. Vpravo zobrazený kontrolní profil. Červená barva frakce 25–31,5; žlutá barva frakce 20–25; modrá barva frakce 16–20; frakce menší nejsou nabarveny	53
Obr. 5.9 Změřené hodnoty kategorizované podle počáteční zrnitosti materiálu	55
Obr. 5.10 Shieldsovo kritérium pro počátek pohybu splavenin v závislosti na relativní hloubce $h/d_m$	56
Obr. 5.11 Závislost bezrozměrného specifického průtoku splavenin na Shieldsově kritériu s vyobrazenými transportními rovnicemi a změřenými daty pro $n$	57

---

Obr. 5.12 Na levém obrázku je počáteční zrnitost Ia, vpravo je prvotní natočení a zaklínění malých zrn s ojedinělým pohybem velkých zrn. Fialové kružnice zobrazují pohyb zrn, zelené kružnice zobrazují natočení zrn.....	58
Obr. 5.13 Vlevo je konečný stav vytřídění počáteční zrnitosti Ia (Stanovení po M1_50), vpravo změna aktivní části žlabu a porušení dnové dlažby .....	59
Obr. 5.14 Zrnitostní křivky počátečních složení směsí a jejich konečného vytřídění.....	59
Obr. 5.15 Počátek vývoje nového koryta ve dně v závislosti specifického průtoku $q$ na poměru šířky žlabu $b$ a hloubky vody $h$ .....	60
Obr. 6.1 Závislost součinitele $\alpha_s$ na poměru $d_x/d_m$ pro počáteční zrnitosti a zrnitosti po vytřídění.....	65
Obr. 6.2 Závislost součinitele $\alpha_s$ na poměru $d_x/d_m$ vyhodnocených závislostí a hodnot podle autorů. Efektivní velikost zrna $d_m$ je pro hodnoty autorů vyhodnocena z počáteční zrnitosti Ia v levém grafu a pro charakteristická zrna pro stav po vytřídění ze Stanovení po M3_26 v pravém grafu. Vyhodnocené závislosti jsou doplněny obalovou křivkou změřených bodů .....	66
Obr. 6.3 Závislost mezi poměrem časově a plošně střední bodové rychlosti a třecí rychlosti k relativní výšce v procesu třídění zrn v krycí vrstvě.....	67
Obr. 6.4 Závislost mezi poměrem pulzační složky bodové rychlosti a třecí rychlosti k relativní výšce v procesu třídění zrn v krycí vrstvě.....	68
Obr. 7.1 Na levém obrázku protiproudí pohled na balvanitý skluz, na pravém obrázku poproudí pohled na spádový stupeň s rozmístěnými výhony z drátokamene (foto Pařílková, duben 2007).....	70
Obr. 7.2 Izolinie úrovně dna (m n. m.) z geodetického zaměření 2011 (Varianta 3) se zakreslenými místy odběrů vzorků PSS 1, PSS 2 a PSS 3 (ortofoto: CENIA), s černým obrysem jsou výhony a usměřňovače proudu .....	70
Obr. 7.3 Diskretizace náhradní oblasti konečnými prvky v objektu (Roušar, 2012) .....	71
Obr. 7.4 Rozložení specifického průtoku $q$ [ $m^2 \cdot s^{-1}$ ] pro $Q = 144 m^3 \cdot s^{-1}$ (cca $Q_{20,ovl}$ ) nahoře Varianta 2, dole Varianta 3.....	73
Obr. 7.5 Křivky zrnitosti vzorků dané lokality.....	74
Obr. 7.6 Výškové úrovně dna v ose toku .....	75

# SEZNAM TABULEK

Tab. 3.1 Přehled výzkumů a rozsahu dat použitých pro vyhodnocení .....	16
Tab. 3.2 Vlastnosti kameniva .....	19
Tab. 3.3 Rozsah měření pro absolutní počátek pohybu .....	21
Tab. 3.4 Výpočetní vztahy pro transport splavenin .....	24
Tab. 4.1 Výpočetní vztahy .....	39
Tab. 5.1 Rozsah měření při absolutním počátku pohybu .....	54
Tab. 5.2 Rozsah veličin při měření bodových rychlostí .....	54
Tab. 6.1 Hodnoty charakteristických zrn a koeficientů podle různých autorů (García, 2008).....	62
Tab. 7.1 Výchozí geometrie výpočetních variant .....	72
Tab. 7.2 Efektivní velikost zrn $d_m$ [mm] vzorků v místě odběrů.....	74

# SYMBOLIKA

## Seznam veličin a proměnných

$a$	délka zrna a časový interval $t$	[m]
$A$	oblast pro výpočet počtu zrn	[m <sup>2</sup> ]
$A$	součinitel	[-]
$A'$	součinitel	[-]
$A_{yz}$	je plocha v rovině $yz$ vystavená proudu ve směru $x$	[m <sup>2</sup> ]
$B$	součinitel	[-]
$b$	šířka zrna	[m]
$b$	šířka žlabu	[m]
$B'$	součinitel	[-]
$C$	Chézyho rychlostní součinitel	[m <sup>0,5</sup> ·s <sup>-1</sup> ]
$C$	integrační konstanta v rychlostním profilu	[-]
$c$	tloušťka zrna	[m]
$C_D$	hydrodynamický odporový součinitel	[-]
$C_i$	součinitel	[-]
$C_L$	hydrodynamický vztlakový součinitel	[-]
$Co$	Coreyho tvarový faktor; $Co = c/(ab)^{1/2}$	[-]
$C_\varphi$	součinitel proporcionality	[-]
$d$	průměr zrna splavenin	[m]
$D$	průsečík os	[-]
$D_*$	bezrozměrná velikost zrna; $D_* = d \left( \frac{\Delta g}{\nu^2} \right)^{1/3}$	[-]
$d_{50}$	50 % zrno z křivky zrnitosti	[m]
$d_m$	efektivní velikost zrna	[m]
$d_{mk}$	efektivní velikost zrna krycí vrstvy	[m]
$d_{ms}$	efektivní velikost zrna spodní vrstvy	[m]
$d_x$	$x$ % zrno z křivky zrnitosti (charakteristické zrno)	[m]
$E$	Isbashiho bezrozměrný parametr	[-]
$F_D$	hydrodynamická odporová síla pro vodorovný směr	[kg·m·s <sup>-2</sup> ]

## Symbolika

$F_G$	tíhová síla	$[\text{kg}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-2}]$
$F_L$	hydrodynamická odporová vztlaková síla	$[\text{kg}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-2}]$
$F_R$	kohezní síla	$[\text{kg}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-2}]$
$Fr_*$	Froudovo třecí kritérium; $Fr_* = u_*/(gd)^{1/2}$	[-]
$F_{VZ}$	vztlaková síla	$[\text{kg}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-2}]$
$g$	tíhové zrychlení	$[\text{m}\cdot\text{s}^{-2}]$
$h$	hloubka	[m]
$I$	intenzita transportu splavenin; $I = \frac{n}{mt}$	$[\text{s}^{-1}]$
$i$	sklon dna	[-]
$Ka$	Karmánovo kritérium; $Ka = u'/\bar{u}$	[-]
$k_h$	výška drsnosti	[m]
$k_s$	Nikuradseho ekvivalentní písková drsnostní výška	[m]
$k_t$	hydraulická vodivost při turbulentním proudění	$[\text{m}\cdot\text{s}^{-1}]$
$l$	Prandtlova směřovací délka	[m]
$m$	hmotnost splavenin	[kg]
$m$	počet zrn na určené oblasti $A$	[-]
$Mn$	číslo mobility; $Mn = \frac{u_*}{v_s}$	[-]
$N$	bezrozměrný parametr; $N = \frac{nd^3}{u_*}$	[-]
$n$	Manningův součinitel drsnosti	[-]
$n$	počet přesunutých zrn přes určenou oblast $A$	$[\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}]$
$n$	pórovitost splavenin	[-]
$\dot{n}$	průměrný počet přesunutých zrn	[-]
$q$	specifický průtok	$[\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}]$
$q^*$	Einsteinův bezrozměrný specifický průtok splavenin;	[-]
	$q^* = \frac{q_{bv}}{(\Delta g d^3)^{1/2}}$	
$q_{bm}$	specifický hmotnostní průtok splavenin	$[\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}]$
$q_{bv}$	specifický objemový průtok splavenin	$[\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}]$
$Q$	průtok	$[\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}]$
$R$	hydraulický poloměr	[m]

$Re_*$	třecí Reynoldsovo kritérium; $Re_* = \frac{u_* d}{\nu}$	[-]
$t$	čas	[s]
$T$	teplota	[°C]
$T_a$	tloušťka krycí vrstvy	[m]
$u$	bodová rychlost	[m·s <sup>-1</sup> ]
$u'$	flukтуаční rychlost	[m·s <sup>-1</sup> ]
$u_c$	kritická rychlost v blízkosti dna; $u_c = E(2g\Delta d)^{1/2}$	[m·s <sup>-1</sup> ]
$\bar{u}_x$	časově a plošně střední hodnota x-ové složky bodové rychlosti	[m·s <sup>-1</sup> ]
$V$	objem zrna	[m <sup>3</sup> ]
$\nu$	průřezová rychlost	[m·s <sup>-1</sup> ]
$\nu_c$	nevymílací rychlost	[m·s <sup>-1</sup> ]
$\nu_s$	usazovací rychlost	[m·s <sup>-1</sup> ]
$W$	parametr průtoku splavenin; $W = \frac{q^*}{\theta}$	[-]
$z$	vzdálenost ode dna	[m]
$z_0$	vzdálenost ode dna pro stanovní integrační konstanty	[m]

## Řecké symboly

$\alpha$	sklon dna	[°]
$\alpha_s$	součinitel	[-]
$\gamma$	měrná tíha vody	[kg·m <sup>-2</sup> ·s <sup>-2</sup> ]
$\gamma$	konstanta	[-]
$\Gamma$	pravděpodobnost pohybu; $\Gamma = \Pi = \frac{\dot{n}l}{m}$	[-]
$\Delta$	relativní hustota splavenin pod vodou; $\Delta = \rho_s/\rho - 1$	[-]
$\theta$	Shieldsovo kritérium; $\theta = \frac{\tau}{(\rho_s - \rho)gd}$	[-]
$\theta_\alpha$	Shieldsovo kritérium pro daný sklon dna	[-]
$\theta_c$	kritické Shieldsovo kritérium pro stejnozrnný materiál	[-]
$\theta_{cdms}$	kritické Shieldsovo kritérium stanovené pro zrno $d_{ms}$	[-]
$\theta_{dms}$	Shieldsovo kritérium stanovené pro zrno $d_{ms}$	[-]
$\theta_{l/d=\max}$	Shieldsovo kritérium při největší měřené relativní hloubce	[-]

$I$	průměrný časový interval turbulencí	[s]
$\kappa$	von Kármánova konstanta	[-]
$\lambda$	Darcy-Weisbachův součinitel tření	[-]
$\mu$	dynamická viskozita vody	[kg·m <sup>-1</sup> ·s <sup>-1</sup> ]
$\nu$	kinematická viskozita vody	[m <sup>2</sup> ·s <sup>-1</sup> ]
$\rho$	hustota vody	[kg·m <sup>-3</sup> ]
$\rho_s$	hustota zrn	[kg·m <sup>-3</sup> ]
$\rho_{sm}$	objemová hmotnost zrn	[kg·m <sup>-3</sup> ]
$\sigma$	povrchové napětí vody	[kg·s <sup>-2</sup> ]
$\sigma$	koeficient vytrídění; $\sigma = (d_{84}/d_{16})^{1/2}$	[-]
$\tau$	smykové napětí	[kg·m <sup>-1</sup> ·s <sup>-2</sup> ]
$\tau_c$	kritické smykové napětí	[kg·m <sup>-1</sup> ·s <sup>-2</sup> ]
$\tau_{zx}$	smykové napětí ve směru $x$ kolmé na osu $z$	[kg·m <sup>-1</sup> ·s <sup>-2</sup> ]
$\varphi$	úhel vnitřního tření zrn	[°]

## Indexy

/	fluktuace
=	časově a prostorové středování
$k$	zrno krycí vrstvy
$s$	zrno spodní vrstvy
$x$	složka ve směru osy $x$
$y$	složka ve směru osy $y$
$z$	složka ve směru osy $z$

## Zkratky

1D – jednorozměrný

2D – dvourozměrný

DDP – doktorská disertační práce

DMT – digitální model terénu

FAST – fakulta stavební

FESWMS – the finite element surface water modeling system

HEC-RAS – hydrological engineering center river analysis system



LVV – laboratoř vodohospodářského výzkumu

PSS – označení vzorku

SMS – surface-water modeling solution

UV – ultrazvukové vlny

UVP – ultrasonic velocity profile

ÚVST – ústav vodních staveb

VUT v Brně – Vysoké učení technické v Brně

# SEZNAM PŘÍLOH

Příloha A – Tvarové charakteristiky kameniva .....	i
Příloha B – Neuvedené vyhodnocující vztahy.....	iii
Příloha C – Změřená data pro experiment se stejnozrnným materiálem dna .....	iv
Příloha D – Změřená data pro experiment s nestejnozrnným materiálem dna.....	xiv
Curriculum Vitae .....	xv
Thesis summary .....	xvii

## Příloha A – Tvarové charakteristiky kameniva



### **Frakce 6-8**

$$a = 11,7 \text{ mm}$$

$$b = 8,1 \text{ mm}$$

$$c = 5,7 \text{ mm}$$

$$a/b = 1,4$$

$$a/c = 2,1$$

$$b/c = 1,4$$

$$Co = 0,59$$

*Frakce 6–8 s uvedenými tvarovými charakteristikami*



### **Frakce 8–10**

$$a = 13,7 \text{ mm}$$

$$b = 9,5 \text{ mm}$$

$$c = 6,0 \text{ mm}$$

$$a/b = 1,4$$

$$a/c = 2,3$$

$$b/c = 1,6$$

$$Co = 0,52$$

*Frakce 8–10 s uvedenými tvarovými charakteristikami*



### **Frakce 10–16**

$$a = 19,5 \text{ mm}$$

$$b = 14,6 \text{ mm}$$

$$c = 9,9 \text{ mm}$$

$$a/b = 1,3$$

$$a/c = 2,0$$

$$b/c = 1,5$$

$$Co = 0,58$$

*Frakce 10–16 s uvedenými tvarovými charakteristikami*



### **Frakce 16–20**

$$a = 28,2 \text{ mm}$$

$$b = 20,3 \text{ mm}$$

$$c = 13,9 \text{ mm}$$

$$a/b = 1,4$$

$$a/c = 2,0$$

$$b/c = 1,5$$

$$Co = 0,58$$

*Frakce 16–20 s uvedenými tvarovými charakteristikami*



### **Frakce 20–25**

$$a = 34,3 \text{ mm}$$

$$b = 25,3 \text{ mm}$$

$$c = 16,8 \text{ mm}$$

$$a/b = 1,4$$

$$a/c = 2,1$$

$$b/c = 1,5$$

$$Co = 0,57$$

*Frakce 20–25 s uvedenými tvarovými charakteristikami*

## Příloha B – Neuvedené vyhodnocující vztahy

Kinematická viskozita vody byla stanovena (*Kolář a kol.*, 1983) jako

$$\nu = \frac{\nu_{T=0^{\circ}\text{C}}}{1 + 0,0337 \cdot T + 0,000221 \cdot T^2},$$

kde  $T$  je teplota vody a  $\nu_{T=0^{\circ}\text{C}}$  je kinematická viskozita při 0 °C ( $1,7938 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ).

Hustota vody byla určena jako

$$\rho = 0,00005 \cdot T^3 - 0,0083 \cdot T^2 + 0,06397 \cdot T + 999,84328.$$

Specifický objemový průtok splavenin  $q_{bv}$  (*Julien*, 2010)

$$q_{bv} = \frac{q_{bm}}{\rho_{sm}},$$

kde  $\rho_{sm}$  je objemová hmotnost splavenin (viz Tab. 3.2) a  $q_{bm}$  je specifický hmotnostní průtok splavenin (*Julien*, 2010)

$$q_{bm} = \frac{m}{tb},$$

kde  $m$  je hmotnost zachycených splavenin za čas  $t$  a  $b$  je šířka žlabu.

## Příloha C – Změřená data pro experiment se stejnozrnným materiálem dna

Poznámka k transportu splavenin:

0 – absolutní počátek pohybu

1 – transport splavenin

- – bez pohybu

Frakce	$Q$ [ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ]	$i$ [%]	$h$ [m]	$q^*$ [-]	Pozn.
25–31,5	0,00364	0,5	0,032		-
25–31,5	0,00401	1	0,029		-
25–31,5	0,00453	1,5	0,028		-
25–31,5	0,0048	2	0,027		-
25–31,5	0,00478	2,5	0,026		-
25–31,5	0,0048	3	0,024		-
25–31,5	0,00488	3,5	0,023		-
25–31,5	0,00484	4	0,022		-
25–31,5	0,00486	4,5	0,022		-
25–31,5	0,00482	5	0,021		-
25–31,5	0,00479	5,5	0,020		-
25–31,5	0,00477	6	0,019		-
25–31,5	0,00475	7	0,017		-
25–31,5	0,00816	7	0,024		0
25–31,5	0,00813	6,5	0,025		-
25–31,5	0,00818	6	0,026		-
25–31,5	0,00822	5,5	0,026		-
25–31,5	0,00828	5	0,027		-
25–31,5	0,00822	4,5	0,027		-
25–31,5	0,00823	4	0,028		-
25–31,5	0,00828	3,5	0,028		-
25–31,5	0,00828	3	0,030		-
25–31,5	0,00838	2,5	0,031		-
25–31,5	0,0084	2	0,033		-
25–31,5	0,00845	1,5	0,037		-
25–31,5	0,00845	1	0,040		-
25–31,5	0,00835	0,5	0,051		-
25–31,5	0,0101	0,5	0,057		-
25–31,5	0,0101	1	0,047		-

Frakce	$Q$ [ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ]	$i$ [%]	$h$ [m]	$q^*$ [-]	Pozn.
20–25	0,00481	0,5	0,039		-
20–25	0,00481	1	0,034		-
20–25	0,00481	1,5	0,031		-
20–25	0,00481	2	0,029		-
20–25	0,00481	2,5	0,027		-
20–25	0,00481	3	0,026		-
20–25	0,00481	3,5	0,025		-
20–25	0,00481	4	0,023		-
20–25	0,00481	4,5	0,022		-
20–25	0,00481	5	0,021		-
20–25	0,00745	0,5	0,049		-
20–25	0,00745	1	0,042		-
20–25	0,00745	1,5	0,037		-
20–25	0,00745	2	0,036		-
20–25	0,00745	2,5	0,034		-
20–25	0,00727	3	0,032		-
20–25	0,0073	3,5	0,031		-
20–25	0,0072	4	0,030		-
20–25	0,0072	4,5	0,029		-
20–25	0,0072	5	0,028		-
20–25	0,0098	0,5	0,054		-
20–25	0,0098	1	0,048		-
20–25	0,0098	1,5	0,043		-
20–25	0,0098	2	0,040		-
20–25	0,0098	2,5	0,038		-
20–25	0,0098	3	0,036		-
20–25	0,0098	3,5	0,035		-
20–25	0,0098	4	0,034		-
20–25	0,0098	4,5	0,033		-

Frakce	$Q$ [ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ]	$i$ [%]	$h$ [m]	$q^*$ [-]	Pozn.
25-31,5	0,0101	1,5	0,041		-
25-31,5	0,0101	2	0,038		-
25-31,5	0,0101	2,5	0,036		-
25-31,5	0,0101	3	0,035		-
25-31,5	0,0101	3,5	0,034		-
25-31,5	0,01	4	0,032		-
25-31,5	0,01	4,5	0,031		-
25-31,5	0,01	5	0,031		-
25-31,5	0,01	5,5	0,029		-
25-31,5	0,01	6	0,029		-
25-31,5	0,01	6,5	0,028		-
25-31,5	0,00995	7	0,028		-
25-31,5	0,00985	7,5	0,027		0
25-31,5	0,0123	0,5	0,063		-
25-31,5	0,01225	1	0,052		-
25-31,5	0,0122	1,5	0,047		-
25-31,5	0,0122	2	0,043		-
25-31,5	0,0122	2,5	0,041		-
25-31,5	0,0122	3	0,039		-
25-31,5	0,0122	3,5	0,038		-
25-31,5	0,0122	4	0,037		-
25-31,5	0,0122	4,5	0,037		-
25-31,5	0,0122	5	0,035		-
25-31,5	0,0122	5,5	0,034		-
25-31,5	0,0122	6	0,034		-
25-31,5	0,01215	6,5	0,034		-
25-31,5	0,01215	7	0,033		0
25-31,5	0,0143	0,5	0,069		-
25-31,5	0,0143	1	0,059		-
25-31,5	0,0143	1,5	0,053		-
25-31,5	0,01425	2	0,049		-
25-31,5	0,0143	2,5	0,047		-
25-31,5	0,0143	3	0,044		-
25-31,5	0,0142	3,5	0,042		-
25-31,5	0,0142	4	0,041		-
25-31,5	0,0142	4,5	0,041		-
25-31,5	0,0142	5	0,040		0
25-31,5	0,0162	0,5	0,073		-

Frakce	$Q$ [ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ]	$i$ [%]	$h$ [m]	$q^*$ [-]	Pozn.
20-25	0,0098	5	0,032		0
20-25	0,012	0,5	0,064		-
20-25	0,012	1	0,054		-
20-25	0,012	1,5	0,050		-
20-25	0,012	2	0,046		-
20-25	0,012	2,5	0,043		-
20-25	0,012	3	0,041		-
20-25	0,012	3,5	0,039		-
20-25	0,012	4	0,038		-
20-25	0,012	4,5	0,037		0
20-25	0,0142	0,5	0,068		-
20-25	0,0142	1	0,061		-
20-25	0,0142	1,5	0,054		-
20-25	0,0142	2	0,050		-
20-25	0,0142	2,5	0,048		-
20-25	0,0142	3	0,045		-
20-25	0,0142	3,5	0,044		0
20-25	0,0162	0,5	0,079		-
20-25	0,0162	1	0,065		-
20-25	0,0162	1,5	0,057		-
20-25	0,0163	2	0,053		-
20-25	0,0163	2,5	0,051		-
20-25	0,0163	3	0,048		-
20-25	0,0163	3,5	0,047		0
20-25	0,0191	0,5	0,080		-
20-25	0,0191	1	0,070		-
20-25	0,0191	1,5	0,063		-
20-25	0,0191	2	0,058		-
20-25	0,019	2,5	0,055		-
20-25	0,019	3	0,053		-
20-25	0,0189	3,5	0,050		0
20-25	0,023	0,5	0,090		-
20-25	0,023	1	0,077		-
20-25	0,023	1,5	0,069		-
20-25	0,023	2	0,064		-
20-25	0,023	2,5	0,060		-
20-25	0,023	3	0,058		0
20-25	0,0264	1	0,083		-

Frakce	$Q$ [ $m^3 \cdot s^{-1}$ ]	$i$ [%]	$h$ [m]	$q^*$ [-]	Pozn.	Frakce	$Q$ [ $m^3 \cdot s^{-1}$ ]	$i$ [%]	$h$ [m]	$q^*$ [-]	Pozn.
25-31,5	0,0162	1	0,062		-	20-25	0,0264	1,5	0,075		-
25-31,5	0,0161	1,5	0,057		-	20-25	0,0264	2	0,069		-
25-31,5	0,0161	2	0,054		-	20-25	0,0264	2,5	0,065		-
25-31,5	0,0161	2,5	0,050		-	20-25	0,0264	3	0,063		0
25-31,5	0,0161	3	0,048		-	20-25	0,0297	1	0,087		-
25-31,5	0,0161	3,5	0,047		-	20-25	0,0297	1,5	0,080		-
25-31,5	0,0161	4	0,046		-	20-25	0,0298	2	0,074		-
25-31,5	0,0161	4,5	0,044		0	20-25	0,0297	2,5	0,069		0
25-31,5	0,0193	0,5	0,079		-	20-25	0,0329	1	0,094		-
25-31,5	0,0193	1	0,072		-	20-25	0,0329	1,5	0,086		-
25-31,5	0,0192	1,5	0,062		-	20-25	0,0329	2	0,078		-
25-31,5	0,0192	2	0,058		-	20-25	0,0329	2,5	0,073		0
25-31,5	0,01915	2,5	0,055		-	20-25	0,036	1,5	0,088		-
25-31,5	0,01915	3	0,053		-	20-25	0,036	2	0,081		-
25-31,5	0,019	3,5	0,050		-	20-25	0,036	2,5	0,077		0
25-31,5	0,019	4	0,049		0	20-25	0,0096	6,5	0,031	0,000015	1
25-31,5	0,023	0,5	0,086		-	20-25	0,0096	7	0,030	0,000019	1
25-31,5	0,0232	1	0,074		-	20-25	0,0119	5	0,038	0,000004	1
25-31,5	0,0232	1,5	0,068		-	20-25	0,0119	6	0,036	0,000012	1
25-31,5	0,023	2	0,063		-	20-25	0,0119	6,5	0,035	0,000065	1
25-31,5	0,023	2,5	0,060		-	20-25	0,0119	7	0,034	0,000076	1
25-31,5	0,0229	3	0,057		-	20-25	0,0141	4,5	0,042	0,000006	1
25-31,5	0,0228	3,5	0,055		0	20-25	0,0141	5	0,041	0,000016	1
25-31,5	0,0266	0,5	0,090		-	20-25	0,0141	5,5	0,039	0,000031	1
25-31,5	0,0265	1	0,081		-	20-25	0,0141	6	0,039	0,000004	1
25-31,5	0,02645	1,5	0,073		-	20-25	0,0141	6,5	0,038	0,000060	1
25-31,5	0,0266	2	0,068		-	20-25	0,0141	7	0,037	0,000172	1
25-31,5	0,0265	2,5	0,066		-	20-25	0,0161	6	0,042	0,000022	1
25-31,5	0,0264	3	0,062		-	20-25	0,0161	7	0,040	0,000249	1
25-31,5	0,0264	3,5	0,059		0	20-25	0,0186	4	0,047	0,000029	1
25-31,5	0,0299	1	0,084		-	20-25	0,0186	5	0,045	0,000213	1
25-31,5	0,03	1,5	0,078		-	20-25	0,0186	6	0,042	0,000437	1
25-31,5	0,0299	2	0,073		-	20-25	0,0183	7	0,041	0,001492	1
25-31,5	0,0299	2,5	0,070		-	20-25	0,0229	3,5	0,052	0,000127	1
25-31,5	0,0298	3	0,067		-	20-25	0,0229	4	0,050	0,000155	1
25-31,5	0,0297	3,5	0,064		0	20-25	0,0227	5	0,048	0,000322	1
25-31,5	0,033	1	0,090		-	20-25	0,0227	6	0,044	0,001979	1
25-31,5	0,033	1,5	0,082		-	20-25	0,0227	7	0,043	0,012577	1



Frakce	$Q$ [ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ]	$i$ [%]	$h$ [m]	$q^*$ [-]	Pozn.	Frakce	$Q$ [ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ]	$i$ [%]	$h$ [m]	$q^*$ [-]	Pozn.
25-31,5	0,0329	2	0,077		-	20-25	0,0261	3,5	0,053	0,000259	1
25-31,5	0,0329	2,5	0,073		-	20-25	0,0261	4	0,050	0,000224	1
25-31,5	0,0329	3	0,071		0	20-25	0,0261	4,5	0,049	0,000450	1
25-31,5	0,036	1	0,094		-	20-25	0,026	5	0,049	0,001724	1
25-31,5	0,036	1,5	0,087		-	20-25	0,026	5,5	0,048	0,006281	1
25-31,5	0,036	2	0,081		-	20-25	0,026	6	0,048	0,011558	1
25-31,5	0,036	2,5	0,077		-	20-25	0,026	6,5	0,047	0,029880	1
25-31,5	0,036	3	0,074		0	20-25	0,0258	7	0,046	0,030927	1
25-31,5	0,0375	2	0,083		-	20-25	0,0295	3	0,067	0,000104	1
25-31,5	0,0141	6,5	0,035	0,000019	1	20-25	0,0295	3,5	0,064	0,000196	1
25-31,5	0,0141	7	0,033	0,000016	1	20-25	0,0295	4	0,063	0,000322	1
25-31,5	0,0161	5	0,038	0,000005	1	20-25	0,0295	4,5	0,061	0,000987	1
25-31,5	0,0161	6	0,036	0,000009	1	20-25	0,0295	5	0,059	0,003728	1
25-31,5	0,0161	7	0,034	0,000107	1	20-25	0,0295	5,5	0,056	0,011636	1
25-31,5	0,0182	6	0,041	0,000053	1	20-25	0,029	6	0,034	0,014495	1
25-31,5	0,0182	7	0,038	0,000058	1	20-25	0,029	7	0,047	0,049386	1
25-31,5	0,0223	5	0,052	0,000038	1	20-25	0,0326	3	0,073	0,000367	1
25-31,5	0,0223	6	0,050	0,000038	1	20-25	0,0326	3,5	0,070	0,000396	1
25-31,5	0,0223	7	0,049	0,000660	1	20-25	0,0326	4	0,069	0,000507	1
25-31,5	0,0223	7	0,049	0,000604	1	20-25	0,0325	4,5	0,068	0,000490	1
25-31,5	0,0258	5	0,059	0,000089	1	20-25	0,0326	5	0,066	0,002602	1
25-31,5	0,0258	6	0,058	0,001013	1	20-25	0,0323	5,5	0,064	0,016593	1
25-31,5	0,0258	6,5	0,057	0,003056	1	20-25	0,0322	6	0,062	0,031082	1
25-31,5	0,0258	7	0,057	0,001894	1	20-25	0,0324	6,5	0,060	0,044248	1
25-31,5	0,0258	7	0,057	0,001011	1	20-25	0,0324	7	0,058	0,063026	1
25-31,5	0,0292	4	0,062	0,000246	1	10-16	0,0049	0,5	0,031		-
25-31,5	0,0291	4,5	0,060	0,000207	1	10-16	0,0048	1	0,027		-
25-31,5	0,0291	5	0,060	0,000142	1	10-16	0,0048	1,5	0,025		-
25-31,5	0,0291	5,5	0,059	0,000549	1	10-16	0,0048	2	0,023		-
25-31,5	0,0291	6	0,058	0,000940	1	10-16	0,0047	2,5	0,021		-
25-31,5	0,0291	6,5	0,057	0,002034	1	10-16	0,0046	3	0,020		-
25-31,5	0,0291	7	0,057	0,011364	1	10-16	0,0046	3,5	0,020		-
25-31,5	0,0323	4	0,069	0,000068	1	10-16	0,0046	4	0,019		-
25-31,5	0,0323	4,5	0,066	0,000124	1	10-16	0,0046	4,5	0,018		-
25-31,5	0,0323	5	0,062	0,000407	1	10-16	0,0046	5	0,017		-
25-31,5	0,0323	5,5	0,060	0,001080	1	10-16	0,0045	5,5	0,017		-
25-31,5	0,0323	6	0,059	0,003927	1	10-16	0,0045	6	0,016		-
25-31,5	0,0323	6,5	0,058	0,009960	1	10-16	0,0074	0,5	0,039		-

Frakce	$Q$ [m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	$i$ [%]	$h$ [m]	$q^*$ [-]	Pozn.	Frakce	$Q$ [m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	$i$ [%]	$h$ [m]	$q^*$ [-]	Pozn.
25–31,5	0,0323	7	0,056	0,016107	1	10–16	0,0074	1	0,034		-
25–31,5	0,0355	3,5	0,074	0,000363	1	10–16	0,0073	1,5	0,031		-
25–31,5	0,0355	4	0,073	0,000089	1	10–16	0,0074	2	0,028		-
25–31,5	0,0355	4,5	0,072	0,000418	1	10–16	0,0073	2,5	0,027		-
25–31,5	0,0355	5	0,065	0,001569	1	10–16	0,0073	3	0,026		-
25–31,5	0,0355	5,5	0,062	0,003725	1	10–16	0,0073	3,5	0,025		-
25–31,5	0,0355	6	0,060	0,010458	1	10–16	0,0073	4	0,024		0
25–31,5	0,0355	6,5	0,058	0,024585	1	10–16	0,0098	0,5	0,046		-
16–20	0,00496	0,5	0,038		-	10–16	0,0098	1	0,041		-
16–20	0,00488	1	0,036		-	10–16	0,0098	1,5	0,037		-
16–20	0,00481	1,5	0,032		-	10–16	0,0098	2	0,034		-
16–20	0,0048	2	0,030		-	10–16	0,0098	2,5	0,033		-
16–20	0,0048	2,5	0,029		-	10–16	0,0097	3	0,031		0
16–20	0,0048	3	0,027		-	10–16	0,012	0,5	0,051		-
16–20	0,00473	3,5	0,025		-	10–16	0,012	1	0,045		-
16–20	0,00469	4	0,024		-	10–16	0,012	1,5	0,041		-
16–20	0,00461	4,5	0,023		-	10–16	0,012	2	0,038		-
16–20	0,00461	5	0,022		-	10–16	0,012	2,5	0,037		-
16–20	0,00457	5,5	0,021		-	10–16	0,012	3	0,035		0
16–20	0,00453	6	0,021		0	10–16	0,0142	0,5	0,057		-
16–20	0,0076	0,5	0,046		-	10–16	0,0142	1	0,051		-
16–20	0,0076	1	0,044		-	10–16	0,0142	1,5	0,046		-
16–20	0,0076	1,5	0,040		-	10–16	0,0142	2	0,043		-
16–20	0,0076	2	0,037		-	10–16	0,0142	2,5	0,040		0
16–20	0,0076	2,5	0,035		-	10–16	0,0163	0,5	0,062		-
16–20	0,0076	3	0,033		-	10–16	0,0163	1	0,055		-
16–20	0,0076	3,5	0,031		-	10–16	0,0162	1,5	0,050		-
16–20	0,00745	4	0,030		-	10–16	0,0163	2	0,047		-
16–20	0,00745	4,5	0,029		0	10–16	0,0163	2,5	0,044		0
16–20	0,0101	0,5	0,055		-	10–16	0,0193	0,5	0,072		-
16–20	0,0101	1	0,050		-	10–16	0,0193	1	0,060		-
16–20	0,0101	1,5	0,047		-	10–16	0,0193	1,5	0,055		-
16–20	0,0101	2	0,043		-	10–16	0,0193	2	0,051		-
16–20	0,0101	2,5	0,041		-	10–16	0,0193	2,5	0,048		0
16–20	0,0101	3	0,039		-	10–16	0,0232	0,5	0,079		-
16–20	0,0101	3,5	0,037		-	10–16	0,0232	1	0,068		-
16–20	0,0101	4	0,037		0	10–16	0,0232	1,5	0,060		-
16–20	0,0123	0,5	0,061		-	10–16	0,0231	2	0,056		0

Frakce	$Q$ [ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ]	$i$ [%]	$h$ [m]	$q^*$ [-]	Pozn.	Frakce	$Q$ [ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ]	$i$ [%]	$h$ [m]	$q^*$ [-]	Pozn.
16-20	0,0123	1	0,056		-	10-16	0,0267	0,5	0,084		-
16-20	0,0123	1,5	0,052		-	10-16	0,0267	1	0,073		-
16-20	0,0123	2	0,049		-	10-16	0,0266	1,5	0,065		0
16-20	0,0123	2,5	0,046		-	10-16	0,0299	0,5	0,093		-
16-20	0,0123	3	0,043		-	10-16	0,03	1	0,077		-
16-20	0,0123	3,5	0,042		0	10-16	0,0299	1,5	0,070		0
16-20	0,0144	0,5	0,066		-	10-16	0,0329	0,5	0,094		-
16-20	0,0144	1	0,061		-	10-16	0,0329	1	0,083		-
16-20	0,0144	1,5	0,057		-	10-16	0,0329	1,5	0,073		0
16-20	0,0144	2	0,053		-	10-16	0,0083	5	0,023	0,000008	1
16-20	0,0144	2,5	0,050		-	10-16	0,0082	6	0,021	0,000034	1
16-20	0,0144	3	0,048		0	10-16	0,0081	7	0,019	0,000280	1
16-20	0,0162	0,5	0,072		-	10-16	0,01	4	0,027	0,000003	1
16-20	0,0162	1	0,065		-	10-16	0,01	5	0,027	0,000074	1
16-20	0,0162	1,5	0,059		-	10-16	0,01	6	0,024	0,001106	1
16-20	0,0162	2	0,055		-	10-16	0,01	7	0,023	0,012124	1
16-20	0,0162	2,5	0,053		-	10-16	0,012	4	0,032	0,000489	1
16-20	0,0162	3	0,051		0	10-16	0,0121	5	0,029	0,002853	1
16-20	0,0191	0,5	0,079		-	10-16	0,0121	6	0,029	0,035089	1
16-20	0,0191	1	0,071		-	10-16	0,012	7	0,023	0,039582	1
16-20	0,0191	1,5	0,065		-	10-16	0,0142	3	0,037	0,000230	1
16-20	0,0191	2	0,059		-	10-16	0,0142	4	0,036	0,000486	1
16-20	0,0191	2,5	0,055		-	10-16	0,0142	5	0,036	0,002853	1
16-20	0,0191	3	0,053		0	10-16	0,0142	6	0,035	0,028144	1
16-20	0,0228	0,5	0,090		-	10-16	0,0142	7	0,033	0,045572	1
16-20	0,0228	1	0,078		-	10-16	0,0161	3	0,040	0,000306	1
16-20	0,0228	1,5	0,071		-	10-16	0,0162	4	0,038	0,001206	1
16-20	0,0228	2	0,066		0	10-16	0,0162	5	0,032	0,014635	1
16-20	0,0266	0,5	0,095		-	10-16	0,0162	6	0,032	0,033835	1
16-20	0,0266	1	0,088		-	10-16	0,0161	7	0,030	0,061968	1
16-20	0,0266	1,5	0,076		-	10-16	0,019	3	0,051	0,000856	1
16-20	0,0266	2	0,070		-	10-16	0,0188	4	0,042	0,004700	1
16-20	0,0266	2,5	0,067		0	10-16	0,0185	5	0,032	0,023656	1
16-20	0,0299	0,5	0,102		-	10-16	0,0185	6	0,032	0,043516	1
16-20	0,0298	1	0,089		-	10-16	0,0185	7	0,031	0,072422	1
16-20	0,0298	1,5	0,080		-	10-16	0,023	3	0,055	0,001411	1
16-20	0,0298	2	0,074		0	10-16	0,023	4	0,054	0,012142	1
16-20	0,0329	0,5	0,106		-	10-16	0,023	5	0,045	0,045295	1

Frakce	$Q$ [ $m^3 \cdot s^{-1}$ ]	$i$ [%]	$h$ [m]	$q^*$ [-]	Pozn.
16–20	0,0329	1	0,094		-
16–20	0,0329	1,5	0,085		0
16–20	0,0076	5,5	0,030	0,000013	1
16–20	0,0076	7	0,028	0,000011	1
16–20	0,0101	5	0,036	0,000005	1
16–20	0,0101	5,5	0,035	0,000037	1
16–20	0,0101	6	0,034	0,000089	1
16–20	0,01	6,5	0,032	0,000097	1
16–20	0,01	7	0,030	0,000219	1
16–20	0,0122	4	0,043	0,000066	1
16–20	0,0122	4,5	0,041	0,000019	1
16–20	0,0122	5	0,040	0,000020	1
16–20	0,0122	5,5	0,038	0,000034	1
16–20	0,0122	6	0,038	0,000023	1
16–20	0,0122	6,5	0,037	0,000250	1
16–20	0,0122	7	0,035	0,000521	1
16–20	0,0143	3,5	0,046	0,000010	1
16–20	0,0143	5	0,041	0,000030	1
16–20	0,0143	5,5	0,041	0,000068	1
16–20	0,0142	6	0,040	0,000344	1
16–20	0,0142	6,5	0,039	0,001146	1
16–20	0,0142	7	0,038	0,009137	1
16–20	0,0162	3,5	0,049	0,000183	1
16–20	0,0162	4	0,048	0,000068	1
16–20	0,0162	4,5	0,045	0,000301	1
16–20	0,0162	5	0,044	0,000465	1
16–20	0,0162	5,5	0,043	0,002857	1
16–20	0,0162	6	0,042	0,009433	1
16–20	0,0162	6,5	0,041	0,027124	1
16–20	0,0162	7	0,042	0,049210	1
16–20	0,0185	3,5	0,049	0,000347	1
16–20	0,0185	4	0,048	0,000723	1
16–20	0,0185	4,5	0,047	0,001651	1
16–20	0,0187	5	0,047	0,008465	1
16–20	0,0186	5,5	0,046	0,018335	1
16–20	0,0182	6	0,045	0,022416	1
16–20	0,0185	6,5	0,045	0,042640	1
16–20	0,0182	7	0,043	0,041517	1

Frakce	$Q$ [ $m^3 \cdot s^{-1}$ ]	$i$ [%]	$h$ [m]	$q^*$ [-]	Pozn.
10–16	0,0223	6	0,042	0,077947	1
10–16	0,022	7	0,039	0,112421	1
10–16	0,0264	2	0,057	0,000856	1
10–16	0,0264	3	0,049	0,003952	1
10–16	0,0264	4	0,043	0,021988	1
10–16	0,0264	5	0,042	0,070412	1
10–16	0,026	6	0,041	0,109126	1
10–16	0,0262	7	0,040	0,148644	1
10–16	0,0299	2	0,068	0,001006	1
10–16	0,03	3	0,059	0,008247	1
10–16	0,0298	4	0,047	0,049042	1
10–16	0,0298	5	0,046	0,075105	1
10–16	0,029	6	0,040	0,132900	1
10–16	0,029	7	0,038	0,165296	1
10–16	0,0328	2	0,061	0,001405	1
10–16	0,0329	3	0,054	0,012838	1
10–16	0,0328	4	0,048	0,046717	1
10–16	0,0326	5	0,048	0,077947	1
10–16	0,0329	6	0,045	0,105916	1
10–16	0,0326	7	0,045	0,169680	1
8–10	0,00507	0,5	0,033		-
8–10	0,00507	1	0,027		-
8–10	0,005	1,5	0,025		-
8–10	0,00492	2	0,023		-
8–10	0,00507	2,5	0,022		-
8–10	0,00507	3	0,021		-
8–10	0,00507	3,5	0,020		0
8–10	0,00764	0,5	0,039		-
8–10	0,00764	1	0,033		-
8–10	0,00764	1,5	0,030		-
8–10	0,00764	2	0,029		-
8–10	0,00764	2,5	0,027		-
8–10	0,00764	3	0,026		0
8–10	0,01	0,5	0,045		-
8–10	0,01	1	0,038		-
8–10	0,01	1,5	0,035		-
8–10	0,01	2	0,033		0
8–10	0,0122	0,5	0,050		-

Frakce	$Q$ [ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ]	$i$ [%]	$h$ [m]	$q^*$ [-]	Pozn.
16–20	0,0223	2,5	0,060	0,000105	1
16–20	0,0225	3	0,057	0,000230	1
16–20	0,0226	3,5	0,053	0,000892	1
16–20	0,0226	4	0,049	0,001862	1
16–20	0,0226	4,5	0,049	0,008135	1
16–20	0,0225	5	0,050	0,021134	1
16–20	0,0223	5,5	0,048	0,026326	1
16–20	0,0224	6	0,046	0,043579	1
16–20	0,022	6,5	0,046	0,056250	1
16–20	0,022	7	0,045	0,072821	1
16–20	0,0263	3	0,063	0,001056	1
16–20	0,0266	3,5	0,058	0,002832	1
16–20	0,0266	4	0,056	0,008232	1
16–20	0,0264	4,5	0,053	0,024810	1
16–20	0,0262	5	0,054	0,033769	1
16–20	0,0256	5,5	0,054	0,073437	1
16–20	0,0258	6	0,054	0,071453	1
16–20	0,0258	6,5	0,053	0,084189	1
16–20	0,0256	7	0,053	0,108638	1
16–20	0,0297	2,5	0,069	0,002270	1
16–20	0,0292	3	0,065	0,003650	1
16–20	0,0296	3,5	0,059	0,009918	1
16–20	0,0295	4	0,058	0,015967	1
16–20	0,0294	4,5	0,054	0,034027	1
16–20	0,0294	5	0,053	0,051154	1
16–20	0,0292	5,5	0,052	0,059258	1
16–20	0,029	6	0,052	0,067335	1
16–20	0,029	6,5	0,052	0,097096	1
16–20	0,029	7	0,050	0,089477	1
16–20	0,0328	2	0,076	0,000706	1
16–20	0,033	2,5	0,074	0,001200	1
16–20	0,033	3	0,068	0,002317	1
16–20	0,0328	3,5	0,065	0,018240	1
16–20	0,0327	4	0,062	0,019677	1
16–20	0,0324	4,5	0,062	0,026069	1
16–20	0,0324	5	0,058	0,038893	1
16–20	0,0324	5,5	0,057	0,050492	1
16–20	0,0324	6	0,052	0,074072	1

Frakce	$Q$ [ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ]	$i$ [%]	$h$ [m]	$q^*$ [-]	Pozn.
8–10	0,0122	1	0,044		-
8–10	0,0122	1,5	0,039		0
8–10	0,0143	0,5	0,055		-
8–10	0,0143	1	0,047		-
8–10	0,0143	1,5	0,043		0
8–10	0,0162	0,5	0,058		-
8–10	0,0162	1	0,050		-
8–10	0,0162	1,5	0,046		0
8–10	0,0198	0,5	0,065		-
8–10	0,0198	1	0,056		-
8–10	0,0198	1,5	0,051		0
8–10	0,0235	0,5	0,073		-
8–10	0,0235	1	0,063		0
8–10	0,00429	5	0,017	0,000002	1
8–10	0,00429	5,5	0,017	0,000002	1
8–10	0,00429	6	0,016	0,000026	1
8–10	0,00429	6,5	0,016	0,000095	1
8–10	0,00429	7	0,016	0,000424	1
8–10	0,0081	4	0,023	0,000076	1
8–10	0,0081	4,5	0,023	0,000182	1
8–10	0,00787	5	0,022	0,000827	1
8–10	0,0079	6	0,019	0,007247	1
8–10	0,0079	7	0,019	0,026082	1
8–10	0,01	3	0,029	0,000054	1
8–10	0,01	4	0,028	0,002014	1
8–10	0,01	5	0,024	0,015115	1
8–10	0,01	6	0,020	0,027959	1
8–10	0,01	7	0,016	0,051745	1
8–10	0,0118	3	0,030	0,000528	1
8–10	0,0118	4	0,029	0,011291	1
8–10	0,0118	5	0,025	0,029623	1
8–10	0,0118	6	0,024	0,068091	1
8–10	0,0118	7	0,021	0,103597	1
8–10	0,0143	2	0,041	0,000116	1
8–10	0,0143	3	0,034	0,001536	1
8–10	0,0143	4	0,031	0,018189	1
8–10	0,0143	5	0,029	0,049822	1
8–10	0,0143	6	0,028	0,095582	1

Frakce	$Q$ [m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	$i$ [%]	$h$ [m]	$q^*$ [-]	Pozn.
16–20	0,0323	6,5	0,051	0,086694	1
16–20	0,0324	7	0,050	0,119977	1
8–10	0,00776	0,5	0,041		-
8–10	0,00779	1	0,036		-
8–10	0,0077	1,5	0,031		-
8–10	0,00795	2	0,030		0
8–10	0,00995	0,5	0,046		-
8–10	0,00995	1	0,041		-
8–10	0,01	1,5	0,035		0
8–10	0,0122	0,5	0,051		-
8–10	0,0122	1	0,046		-
8–10	0,0122	1,5	0,041		0
8–10	0,0142	0,5	0,056		-
8–10	0,0142	1	0,050		-
8–10	0,0142	1,5	0,045		0
8–10	0,0161	0,5	0,059		-
8–10	0,0161	1	0,052		0
8–10	0,0198	0,5	0,066		-
8–10	0,0198	1	0,058		0
8–10	0,00776	3	0,025	0,002207	1
8–10	0,008	4	0,025	0,027456	1
8–10	0,0078	5	0,024	0,040046	1
8–10	0,01	2	0,032	0,000709	1
8–10	0,0097	3	0,030	0,015876	1
8–10	0,0097	4	0,027	0,040193	1
8–10	0,0097	5	0,025	0,069024	1
8–10	0,0097	6	0,025	0,132444	1
8–10	0,0097	7	0,024	0,178975	1
8–10	0,0119	2	0,035	0,000480	1
8–10	0,0118	3	0,031	0,021538	1
8–10	0,012	4	0,030	0,059769	1
8–10	0,012	5	0,029	0,130992	1
8–10	0,0118	6	0,027	0,170482	1
8–10	0,0117	7	0,026	0,279079	1
8–10	0,0141	2	0,040	0,000954	1
8–10	0,0141	3	0,035	0,030461	1
8–10	0,0141	1,25	0,042	0,000046	1
8–10	0,016	1,5	0,043	0,000541	1

Frakce	$Q$ [m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	$i$ [%]	$h$ [m]	$q^*$ [-]	Pozn.
8–10	0,0143	7	0,025	0,155008	1
8–10	0,0161	2	0,042	0,000160	1
8–10	0,0161	3	0,036	0,003587	1
8–10	0,0161	4	0,033	0,038786	1
8–10	0,0161	5	0,029	0,071656	1
8–10	0,0161	6	0,030	0,120914	1
8–10	0,0161	7	0,030	0,180963	1
8–10	0,0191	2	0,048	0,000382	1
8–10	0,0191	3	0,044	0,016572	1
8–10	0,0191	4	0,042	0,050042	1
8–10	0,0191	5	0,042	0,094716	1
8–10	0,0191	6	0,039	0,163823	1
8–10	0,0191	7	0,037	0,230971	1
8–10	0,0233	2	0,053	0,001330	1
8–10	0,0233	3	0,048	0,023212	1
8–10	0,0227	4	0,043	0,070756	1
8–10	0,0227	5	0,042	0,122372	1
8–10	0,0227	6	0,041	0,184540	1
8–10	0,0227	7	0,042	0,255176	1
8–10	0,0268	2	0,055	0,008112	1
8–10	0,0268	3	0,050	0,040942	1
8–10	0,0266	4	0,048	0,083562	1
8–10	0,0265	5	0,047	0,147593	1
8–10	0,0263	6	0,048	0,212982	1
8–10	0,0258	7	0,042	0,229368	1
8–10	0,014	4	0,034	0,084722	1
8–10	0,014	5	0,034	0,153023	1
8–10	0,014	6	0,032	0,225345	1
8–10	0,014	7	0,030	0,326731	1
8–10	0,016	2	0,045	0,007658	1
8–10	0,016	3	0,039	0,041571	1
8–10	0,016	4	0,038	0,097297	1
8–10	0,016	5	0,037	0,180010	1
8–10	0,016	6	0,036	0,296025	1
8–10	0,016	7	0,037	0,402694	1
8–10	0,0189	2	0,048	0,015161	1
8–10	0,0192	3	0,045	0,066431	1
8–10	0,0193	4	0,044	0,129684	1

Frakce	$Q$ [ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ]	$i$ [%]	$h$ [m]	$q^*$ [-]	Pozn.
8-10	0,0192	1,5	0,050	0,003836	1
8-10	0,023	1	0,066	0,000688	1
8-10	0,0231	2	0,053	0,038873	1
8-10	0,0227	3	0,051	0,093379	1
8-10	0,0231	4	0,047	0,195269	1
8-10	0,0226	5	0,045	0,302784	1
8-10	0,0226	6	0,043	0,513326	1

Frakce	$Q$ [ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ]	$i$ [%]	$h$ [m]	$q^*$ [-]	Pozn.
8-10	0,0193	5	0,040	0,225996	1
8-10	0,0189	6	0,039	0,356309	1
8-10	0,0189	7	0,038	0,511229	1
8-10	0,0083	2	0,030	0,000007	1
8-10	0,01	1,75	0,033	0,000009	1
8-10	0,0121	1,25	0,039	0,000020	1

## Příloha D – Změřená data pro experiment s nestejnnozrnným materiálem dna

Poznámka k transportu splavenin:

0 – absolutní počátek pohybu

1 – transport splavenin

- – bez pohybu

Zrnitost	$Q$ [m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	$i$ [%]	$h$ [m]	$q^*$ [-]	Pozn.
Ia	0,00815	3	0,025		-
Ia	0,00842	4	0,023		-
Ia	0,00834	5	0,019		-
Ia	0,00826	6	0,018		-
Ia	0,0079	7	0,017		-
Ia	0,00972	2	0,035		-
Ia	0,01	3	0,031		-
Ia	0,01	4	0,028		-
Ia	0,01	5	0,026		0
Ia	0,00976	6	0,024		0
Ia	0,0103	7	0,021	0,000589	1
Ia	0,0122	2	0,041		-
Ia	0,0122	3	0,039		-
Ia	0,0121	4	0,031		-
Ia	0,0122	5	0,027		0
Ia	0,0123	7	0,023	0,001228	1
Ia	0,0143	2	0,047		-
Ia	0,0143	3	0,039		-
Ia	0,0143	4	0,038		0
Ia	0,0143	5	0,037	0,000051	1
Ia	0,0143	6	0,036	0,000116	1
Ia	0,0143	7	0,033	0,006370	1
Ia	0,0162	2	0,049		-
Ia	0,0162	3	0,045		0
Ia	0,0162	5	0,040	0,000144	1

Zrnitost	$Q$ [m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	$i$ [%]	$h$ [m]	$q^*$ [-]	Pozn.
Ia	0,0162	6	0,036	0,001682	1
Ia	0,0162	6	0,036	0,000430	1
Ia	0,0162	7	0,036	0,020251	1
Ia	0,0162	7	0,036	0,078735	1
Ib	0,0197	1	0,010		-
Ib	0,0196	2	0,020		-
Ib	0,0195	3	0,030		0
Ib	0,0195	4	0,040	0,000066	1
Ib	0,019	5	0,050	0,007864	1
II	0,0235	1	0,010		-
II	0,0229	2	0,020		0
II	0,0232	3	0,030	0,000144	1
II	0,0232	4	0,040	0,000733	1
II	0,0235	5	0,050	0,018634	1
II	0,0267	2	0,020		0
II	0,0267	3	0,030	0,000117	1
II	0,0268	4	0,040	0,002148	1



# Curriculum Vitae

## Osobní údaje

Jméno, příjmení, titul: Ladislav Roušar, Ing.  
Narozen: 1985 v Poličce  
Rodinný stav: svobodný  
Bydliště: Radčice 24, Skuteč 539 73, Česká republika  
E-mail: rousar.l@fce.vutbr.cz

## Vzdělání

2011 - dosud Doktorský studijní program na Fakultě stavební VUT v Brně  
v oboru: Vodní hospodářství a vodní stavby.  
2008 - 2011 Navazující magisterský studijní program na Fakultě stavební VUT  
v Brně v oboru: Vodní hospodářství a vodní stavby.  
2004 - 2008 Bakalářský studijní program na Fakultě stavební VUT v Brně  
v oboru: Vodní hospodářství a vodní stavby.  
2000 - 2004 Střední odborná škola stavební, Vysoké Mýto. Zaměření:  
Vodohospodářské stavby.

## Zahraniční stáže

2013 Colorado State University, Fort Collins (USA): Department of Civil  
Engineering.  
2009 - 2010 Aarhus University, Aarhus (Dánsko), Department of Environmental  
Engineering.

## Vědecká činnost

2014 Sestavení elektronického glosáře odborných termínů a jejich  
anglických ekvivalentů – spoluřešitel.  
2014 Charakteristika zatopení nízkých pravoúhlých přelivů se širokou  
korunou – spoluřešitel.  
2013 Transport dnových splavenin přes přeliv pravoúhlého průřezu se  
šírokou korunou – spoluřešitel.  
2013 Aplikace metody EIS v objektu ČOV při měření provzdušnění –  
spoluřešitel.  
2012 Počátek pohybu splavenin za vysokých hodnot relativní drsnosti –  
řešitel.  
2012 Armovací proces krycí vrstvy dna šterkonosného toku za vysokých  
hodnot relativní drsnosti – řešitel.  
2012 Průtokové charakteristiky pravoúhlého přelivu se širokou korunou  
– spoluřešitel.

- 2012 Stanovení hodnoty součinitele drsnosti vodních toků vybranými empirickými vzorci – spoluřešitel.
- 2011 Experimentální výzkum a numerické modelování úplavu za návodní hranou přelivu se širokou korunou obdélníkového průřezu – spoluřešitel.

### **Pracovní zkušenosti**

- 2009 - 2013 Pöyry Environment a.s. – hydrodynamické modely, hydrotechnické výpočty, grafické práce.
- 2007 - 2008 ŽP PROJEKT s.r.o. – geodetické práce, projekční práce.
- 2006 - 2007 Agroprojekce Litomyšl, spol. s r.o. – geodetické práce, projekční práce.
- 2005 Vodní zdroje Ekomonitor, spol. s r.o. – odběr vzorků vody, vrtné práce, výroba filtračních náplní.

### **Zahraniční pracovní zkušenosti**

- 2014 Srbsko (Provod, s.r.o.) – zmapování povodňových škod zasažených obcí Bogatic a Koceljevo.
- 2008 Island (INEX) – stavba pergoly, obnova pěších cest.

### **Publikace v recenzovaných, impaktovaných časopisech a indexovaná konference**

ZACHOVAL, Z., ROUŠAR, L. Flow structure in front of the broad-crested weir. *Experimental Fluid Mechanics 2014*, 18. 11. 2014 – 21. 11. 2014, Český Krumlov, přijato.

ROUŠAR, L., ZACHOVAL, Z. Incipient motion of coarse uniform sediment. *Journal of Hydraulic Research*, v recenzním řízení.

ZACHOVAL, Z., ROUŠAR, L. Incipient Transport of Single Particles over Broad-Crested Weirs. *Journal of Hydrology and Hydromechanic*, v recenzním řízení.

ZACHOVAL, Z., KNÉBLOVÁ, M., ROUŠAR, L., RUMANN, J., ŠULC, J. Discharge coefficient of a rectangular sharp-edged broad-crested weir. *Journal of Hydrology and Hydromechanic*, 62(2), 2014. p. 145-149. ISSN: 0042-790X.

ROUŠAR, L., VESELÝ, J., ZACHOVAL, Z., TUREČEK, B. Přírodní spádový stupeň na řece Morávce – vysvětlení. *Vodní hospodářství*, 63(2), 2013. s. 58. ISSN 1211-0760.

ZACHOVAL, Z., MISTROVÁ, I., ROUŠAR, L., ŠULC, J., ZUBÍK, P. Zone of flow separation at the upstream edge of a rectangular broad-crested weir. *Journal of Hydrology and Hydromechanic*, 60(4), 2012. p. 288-298. ISSN 0042-790X.

ROUŠAR, L., VESELÝ, J., ZACHOVAL, Z., TUREČEK, B. Zhodnocení funkce přírodního spádového stupně na řece Morávce pod rozdělovacím objektem Vyšní Lhoty. *Vodní hospodářství*, 62(11), 2012. s. 352-355. ISSN 1211-0760.

## Thesis summary

This dissertation thesis with the title “The limits of movement and quantification of bedload amount for gravel-bed rivers” in detail summarizes the findings in the field of sediment transport extending for flow at small relative height and generalizing their applicability for practical activity. The thesis enriches inception motion and bedload quantification in the case of gravel-bed rivers by experimental researches, numerical models and the verification of results in river widening (river bed drop).

The literature review summarizes results and authors conclusions that are often mutually excluded. Analyzing their values and procedures the assessment was carried out of present knowledge concerning inception motion, sediment transport, sorting of surface layer, roughness coefficients and hydraulic roughness. The criteria for inception motion were defined based on dimensionless analysis expressed by Shields criteria for full submerged cohesionless homogenous grains placed on a flat horizontal bed at unaerated full turbulent flow. The partial conclusions showed the experiments had to be performed to complete missing information and allowed to quantify the individual effects.

Measurements took place in the Laboratory of Water Management Research of the Department of Water Structures at the Faculty of Civil Engineering of Brno University of Technology. During the experiments bedload mass discharge was measured from which transport equations were evaluated for homogenous and heterogenous bed materials in the case of unaerated full turbulent flow and small relative height. Evaluated equations were compared with the most commonly used transport equations and newly Meyer-Peter and Müller relationship was extended for this specific flow conditions. Point's velocities were measured by UVP Monitor in axis along flume. Velocity profiles were plotted from point's velocities and the influence of structure of homogenous and heterogenous bed materials on velocity profile was determined. The bed surface of homogenous material was scanned by laser for one case chosen measurement at initial motion of bedload and newly imported into a three dimensional numerical model. Velocity profile from numerical model was verified with measured and theoretical velocity profiles. In the case of heterogenous bed material the change of Nikuradse's equivalent sand roughness height was determined for initial and final surface layer sorting. Practically, equations for needed determination of Nikuradse's equivalent sand roughness height were determined and compared with available author's relationships.

Contemporary knowledge about sorting process were analyzed and explained for main sorting ideas. Performed experiment with heterogeneous material allowed to describe in detail process of static sorting in surface layer for unaerated full turbulent flow at small relative height. The bed stability was expressed in terms of a change of active flow width due to final surface layer sorting. In addition, the surface layer thickness was evaluated.

The findings from experimental part were verified with the object of nature-inspired river widening. Flow characteristics were simulated by two dimensional numerical model

for present state. Sediment transport analyze and bed level development were simulated by one dimensional model of the set parameters from experimental conclusions. The verification of models results with present state yields good agreement. Verified models allowed to describe the functionality of the pilot hydrotechnics structure – river bed drop in climatic and geological conditions of Czech Republic.