

PRÁCE A STUDIE  
SEŠIT 205

# VÝPOČET PRŮTOKU V OTEVŘENÝCH KORYTECH

**Ing. Daniel Mattas, CSc.**

Vydal Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, v.v.i.  
Praha 2014

Vědecká redakce:

Ing. Šárka Blažková, DrSc., prof. Ing. Alexander Grünwald, CSc.,  
doc. Ing. Aleš Havlík, CSc., prof. Ing. Pavel Pitter, DrSc.,  
prof. RNDr. Alena Sládečková, CSc., prof. Ing. Jiří Zezulák, DrSc.

Lektoroval:

doc. Ing. Aleš Havlík, CSc.

*Věnováno památce doc. Ing. Jaroslava Skaličky, CSc.*

© Daniel Mattas, 2014

ISBN 978-80-87402-27-6

# Obsah

## SEZNAM TABULEK

## SEZNAM OBRÁZKŮ

## SEZNAM SYMBOLŮ

<b>ÚVOD</b>	<b>9</b>
<b>1 ZÁKLADY TEORIE PROUDĚNÍ V OTEVŘENÝCH KORYTECH</b>	<b>10</b>
1.1 PROUDĚNÍ LAMINÁRNÍ A TURBULENTNÍ	10
1.2 HYDRAULICKY HLADKÉ, HYDRAULICKY DRSNÉ KORYTO <i>Mikro-, makro- a mezodrsnost</i>	10 12
1.3 PROUDĚNÍ ŘÍČNÍ, KRITICKÉ A BYSTRINNÉ	13
1.4 CORIOLISOVO ČÍSLO	14
1.5 CHÉZYHO ROVNICE	16
1.6 ROZDĚLENÍ RYCHLOSTÍ	18
1.6.1 <i>Rozdělení rychlostí ve svislici</i>	18
1.6.2 <i>Rozdělení rychlostí napříč koryta</i>	21
1.7 RYCHLOSTNÍ (CHÉZYHO) SOUČINITELE	22
1.7.1 <i>Vzorec Ganguillet-Kutterův</i>	23
1.7.2 <i>Mocninné vzorce</i>	24
1.7.3 <i>Logaritmické vzorce</i>	26
1.7.4 <i>Stricklerův vzorec a jeho modifikace</i>	31
1.7.5 <i>Vzorce vyjadřující Manningův součinitel drsnosti na základě     charakteristického zrna a dalších parametrů</i>	32
1.7.6 <i>Toky se zvýšenou drsností</i>	33
1.8 EMPIRICKÉ VZORCE („BEZ SOUČINITELE DRSNOSTI“)	36
1.9 VÝPOČET USTÁLENÉHO NEROVNOMĚRNÉHO PROUDĚNÍ <i>Výpočet průtoku na základě nerovnoměrného proudění</i>	40 42
<b>2 PRAKTICKÉ PROBLÉMY VÝPOČTU PRŮTOKU</b>	<b>43</b>
2.1 URČENÍ ZÁKLADNÍCH GEOMETRICKÝCH CHARAKTERISTIK PROFILU	43
2.2 KORYTO SE SLOŽENOU DRSNOSTÍ	43
2.3 SLOŽENÉ KORYTO	47
2.4 HYDRAULICKÁ GEOMETRIE KORYTA	50
<b>3 PRAKTICKÉ PROBLÉMY VOLBY DRSNOSTI</b>	<b>51</b>
3.1 VLIVY, PŮSOBÍCÍ NA VELIKOST SOUČINITELE DRSNOSTI	52
3.1.1 <i>Povrchová drsnost</i>	53
3.1.2 <i>Vegetace</i>	53
3.1.3 <i>Nepravidelnost koryta</i>	54
3.1.4 <i>Půdorys koryta</i>	54
3.1.5 <i>Zanášení a vymílání</i>	54
3.1.6 <i>Překážky</i>	55
3.1.7 <i>Velikost a tvar koryta</i>	55
3.1.8 <i>Vodní stav a průtok</i>	55
3.1.9 <i>Sezonní změny</i>	55
3.1.10 <i>Splaveniny</i>	56

3.2 COWANOVA PROCEDURA	56
3.3 DRSNOST VEGETACE	57
3.3.1 <i>Travní porosty</i>	57
3.3.2 <i>Stromové porosty</i>	59
<b>4 URČENÍ SOUČiniteLE DRSNOSTI NA ZÁKLADĚ MĚŘENÍ</b>	<b>68</b>
4.1 VÝBĚR MĚRNÉ TRATI	68
4.2 URČENÍ HYDRAULICKÝCH PARAMETRŮ KORYTA	69
4.3 URČENÍ SKLONU HLADINY	70
4.4 URČENÍ PRŮTOKU A RYCHLOSTI	71
4.4.1 <i>Hydrometrický profil</i>	71
4.4.2 <i>Vodní stav</i>	71
4.4.3 <i>Počet a rozmístění měrných a sondovacích svislic</i>	72
4.4.4 <i>Měření vzdáleností a hloubek</i>	73
4.4.5 <i>Měření rychlostí</i>	73
4.4.6 <i>Vyhodnocení průtoku</i>	74
4.5 VYHODNOCENÍ MANNINGOVA SOUČiniteLE DRSNOSTI	75
4.6 URČENÍ PARAMETRŮ ZRNITOSTI SUBSTRÁTU DNA	76
<b>5 DRSNOST KORYTA S POHYBLIVÝM DNEM</b>	<b>78</b>
5.1 METODY UPLATŇUJÍCÍ LINEÁRNÍ SUPERPOZICI ODPORŮ	78
5.1.1 <i>Metoda Einsteina</i>	79
5.1.2 <i>Metoda Shena</i>	81
5.1.3 <i>Metoda Engelunda a Hansena</i>	81
5.1.4 <i>Metoda Lovery a Kennedyho a Alana a Kennedyho</i>	83
5.2 NELINEÁRNÍ METODY	84
5.2.1 <i>Metoda Camacha a Yena</i>	84
5.2.2 <i>Metoda Whitea a ostatních</i>	85
5.2.3 <i>Metoda Yanga</i>	86
<b>6 ZÁVĚR</b>	<b>88</b>
<b>SUMMARY</b>	<b>89</b>
<b>LITERATURA</b>	<b>91</b>
<i>Knižní katalogy drsností</i>	94
<i>On-line katalogy drsností</i>	95
<b>PŘÍLOHY</b>	<b>97</b>
HODNOTY SOUČiniteLE DRSNOSTI <i>n</i> PRO OTEVŘENÁ KORYTA PODLE CHOWA	97
DRSNOSTI PŘIROZENÝCH TOKŮ PODLE SRIBNÉHO	103
HODNOTY EKVIVALENTNÍ PÍSKOVÉ DRSNOSTI <i>k<sub>s</sub></i> PODLE DVWK (ANONYMM, 1991)	104
VÝŠKA ÚČINNÉ DRSNOSTI PODLE MOSTKOVA, 1954	105
SOUČiniteLE DRSNOSTI HORSKÝCH A PODHORSKÝCH TOKŮ PODLE NOSOVA	107
HODNOTY DÍLČÍCH SOUČiniteLŮ DRSNOSTI PODLE COWANA	108

## SEZNAM TABULEK

Tabulka 1	Hodnoty Coriolisova čísla podle Evrainova	15
Tabulka 2	Porovnání vzorce Morozova a Železnjakova a údajů Evrainova	15
Tabulka 3	Mocninný zákon – koeficienty $k_1$ a $k_2$	20
Tabulka 4	Exponent mocninného vzorce v závislosti na drsnosti podle Sribného	24
Tabulka 5	Exponent $y$ v závislosti na $R/k$ podle Chena	24
Tabulka 6	Součinitel pro určení hydraulické drsnosti z charakteristického zrna	26
Tabulka 7	Součinitelé $m$ – souhrn přehledu uvedeného Yenem	26
Tabulka 8	Hodnoty $\Delta$ pro střední zrno $d_{stř}$ podle Mostkova	31
Tabulka 9	Vzorce Stricklerova typu	32
Tabulka 10	Součinitel drsnosti v závislosti na zrnitosti substrátu	33
Tabulka 11	Součinitel drsnosti v závislosti na zrnitosti substrátu (Herschly, 1995)	33
Tabulka 12	Součinitel $k$ Lindboeova vzorce	38
Tabulka 13	Součinitel $n$ Lindboeova vzorce	38
Tabulka 14	Složená drsnost – výsledné drsnosti podle různých vzorců	46
Tabulka 15	Součinitel drsnosti vegetace v závislosti na ponoření	55
Tabulka 16	Retardance různých bylinných porostů	58
Tabulka 17	Počet měrných svislic podle ČSN EN ISO748	72
Tabulka 18	Počet měrných svislic podle ČHMÚ	72

## SEZNAM OBRÁZKŮ

Obr. 1	Měrná energie průřezu	13
Obr. 2	Porovnání mocninných vzorců ( $n = 0,035$ )	25
Obr. 3	Závislost $a'$ na $R/h_{\max}$	29
Obr. 4	Porovnání některých logaritmických vzorců	30
Obr. 5	$\Delta = f(R/k_s)$	30
Obr. 6	Rozdělení rychlostí v horských řekách (podle Jarretta, 1992)	34
Obr. 7	Bernoulliho rovnice	40
Obr. 8	Hydraulické dno a drsnost	43
Obr. 9	Geometrické charakteristiky v případě makrodrsnosti	43
Obr. 10	Schéma určení dílčích ploch	45
Obr. 11	Složená drsnost podle jednotlivých vzorců	47
Obr. 12	Schéma složeného koryta	48
Obr. 13	Závislost parametrů složeného koryta podle obr. 12 na hloubce	48
Obr. 14	Dělení složeného koryta pro výpočet průtoku	49
Obr. 15	Segmentace koryta podle HEC-2	50
Obr. 16	Součinitel drsnosti pro travní pokryv (podle Frenche, 1985)	59
Obr. 17	Dělení příčného profilu na jednotlivé sekce	61
Obr. 18	Definiční schéma	63
Obr. 19	Nomogram pro stanovení rychlostního součinitele stromových porostů	65
Obr. 20a	Závislost Manningova $n$ na hloubce vody $d$ [m] při různé hustotě stromů $S$ [ks.ha <sup>-1</sup> ] (Karvonen et al., 2000)	66
Obr. 20b	Závislost Manningova $n$ na součinu rychlosti vody $v$ [ms <sup>-1</sup> ] a hloubce vody $d$ [m] při různé hustotě stromů $S$ [ks.ha <sup>-1</sup> ] (Karvonen et al., 2000)	66
Obr. 20c	Závislost Manningova $n$ na celkovém objemu ponořených částí kmenů $V_{\text{sub}}$ [m <sup>3</sup> ha <sup>-1</sup> ] při různé hustotě stromů $S$ [ks.ha <sup>-1</sup> ] (Karvonen et al., 2000)	66
Obr. 21	Schéma rozmístění měrných bodů	73
Obr. 22	Opravný faktor $x$ podle Einsteina	80
Obr. 23	Ztráty nepravidelnostmi koryta (podle Einsteina a Barbarossy)	80
Obr. 24	Vztah odporů proudění podle Engelunda a Hansena	82
Obr. 25	Součinitel ztráty třením pro rovné dno podle Lovery a Kennedyho	83
Obr. 26	Součinitel ztráty vlivem makrodrsnosti podle Alana a Kennedyho	84

## SEZNAM SYMBOLŮ

A	konstanta
A'	konstanta
a	konstanta, součinitel, amplituda dnového útvaru [m]
a <sub>0</sub>	součinitel
B	šířka v hladině [m]
C	Chézyho (též rychlostní) koeficient [ $m^{0,5}s^{-1}$ ], koncentrace [ $kgm^{-3}$ ]
C <sub>d</sub>	součinitel odporu
C <sub>p</sub>	průměrný Chézyho součinitel
c	konstanta, součinitel
d	velikost zrna splavenin; průměr kmene stromu [m]
d <sub>e</sub>	efektivní (střední) zrno splavenin [m]
d <sub>x</sub>	kde x je číslo – velikost zrna x-procentního kvantilu křivky zrnitosti [m]
E	energie, energetická výška [m]
F	síla [N]
f	součinitel ztráty třením, ztrátový součinitel
Fr	Froudovo číslo [-]
G	tíha [N]
g	tíhové zrychlení [ $ms^{-2}$ ]
h	hloubka vody v dané svislici; střední hloubka; hloubka [m]
h <sub>max</sub>	maximální hloubka; délka normály k omočenému obvodu procházející místem maximální rychlosti [m]
i	sklon [-]
i <sub>e</sub> , i <sub>E</sub>	sklon čáry energie [-]
k	absolutní drsnost [m]; součinitel; jako index označuje kritické proudění
k <sub>s</sub>	ekvivalentní písková drsnost [m]
K	integrační konstanta; modul průtoku [ $m^3s^{-1}$ ]
l	délka, směšovací dráha [m]
L	vlnová délka dnového útvaru [m]
m	koeficient; parametr; exponent
M	číslo pohyblivosti sedimentů
N	celkový počet prvků, dílčích částí aj.
n	součinitel drsnosti (Manningův součinitel drsnosti) [ $m^{1/6}$ ]; exponent
O	omočený obvod [m]
p	tlak [Pa]
P	jednotkový výkon proudění [W]
Q	objemový průtok [ $m^3s^{-1}$ ]
R	hydraulický poloměr, $R = S / O$ [m]
R <sub>p</sub>	průměrný hydraulický poloměr
Re	Reynoldsovo číslo [-]
Re*	Reynoldsovo č. třecí (vztažené k třecí rychlosti $v^*$ ) [-]
Re <sub>w</sub>	sedimentační Reynoldsovo číslo [-]
S	průtočná plocha; půdorysná plocha [ $m^2$ ]
S <sub>p</sub>	průměrná průtočná plocha; půdorysná plocha kmenů (celková)
T	parametr
u	bodová (místní) rychlost [ $ms^{-1}$ ]
U	bezrozměrná jednotková energie
u <sub>max</sub>	maximální rychlost ve svislici [ $ms^{-1}$ ]

$v$	střední průřezová rychlost [ $\text{ms}^{-1}$ ]
$v_*$	třecí rychlost [ $\text{ms}^{-1}$ ]
$v_s$	střední svislicová rychlost [ $\text{ms}^{-1}$ ]
$v_p$	průměrná rychlost [ $\text{ms}^{-1}$ ]
$w$	sedimentační rychlost [ $\text{ms}^{-1}$ ]
$x$	Einsteinova funkce $x = f(k_s/\delta)$
$y$	hloubka; výška daného bodu nade dnem [m]; exponent
$y_k$	kritická hloubka [m]
$y'$	vzdálenost hydraulického (ideálního) dna pod vrcholky elementů drsnosti [m]
$z$	výška dna nad srovnávací rovinou [m]
$Z$	ztráta [m]
$Z_t$	ztráta třením [m]
$Z_m$	ztráta místní [m]
$\alpha$	úhel, Coriolisovo číslo
$\delta$	tloušťka vazké podvrstvy, tloušťka mezní vrstvy [m]
$\Delta$	výška výstupků drsnosti, absolutní drsnost [m]
$\Delta l$	přírůstek dráhy, vzdálenost dvou profilů [m]
$\Delta z$	spád, rozdíl hladin mezi dvěma profily [m]
$\kappa$	Kármánova univerzální konstanta turbulence
$\lambda$	součinitel ztráty třením [-], parametr
$\nu$	kinematická viskozita [ $\text{ms}^{-2}$ ]
$\rho$	hustota kapaliny [ $\text{kgm}^{-3}$ ]
$\psi$	parametr
$\theta$	parametr
$\zeta$	součinitel místní ztráty [-]
$\tau$	tangenciální napětí [ $\text{Nm}^{-1}$ ]
$\tau_0$	tangenciální napětí na stěně [ $\text{Nm}^{-1}$ ]



## ÚVOD

Jako červená nit se táhne hydraulikou již od dob jejího vzniku jako vědního oboru problém výpočtu průtoku, respektive střední průřezové rychlosti v otevřených korytech. Na toto téma bylo již mnoho napsáno, protože téměř každý, kdo chtěl (a chce) v hydraulice něco znamenat, se tímto problémem nějakým způsobem zabýval či zabývá. Z teoretického hlediska je řada problémů objasněna, existuje množství vzorců, takže se zdá být na místě zásadní otázka: Proč další práce na toto téma?

Pokud byl ovšem čtenář nucen nějaké výpočty tohoto charakteru provést, zajisté i v nejjednodušších případech narazil na množství praktických otázek a problémů typu např.

- kdy použít jaký vzorec,
- jaké použít výpočetní schéma v případě koryt se složenou drsností a koryt s bermami či inundačními prostory,
- jak stanovit, resp. odhadnout hydraulickou drsnost koryta aj.

Dá se říci, že zejména poslední uvedený bod představuje kruciólní problém. Chybně odhadnout součinitel drsnosti není problém, ba dalo by se říci, že zejména pro méně zkušené pracovníky je to spíše normou. Již Tolman ve své stěžejní práci „O pohybu vody v korytech otevřených” (Tolman, 1908) uvádí: „Důležitější ještě než volba formule je volba vhodného koeficientu drsnosti. ... Dle původního významu koeficientu drsnosti měl by býti hodnotou odvislou jedině od jakosti stěn a břehů a naprosto nezávislou na tvaru koryta neb jiných okolnostech. V tomto případě byla by volba jeho aspoň pro umělá koryta dosti snadna; ale od koeficientu drsnosti žádá se mnohem více, tj. jak uvádějí Ganguillet a Kutter má vyjádřiti všechny nepravidelnosti řečiště a vůbec vyznačiti všechny příčiny zdržení odtoku. A dodávají: 'Bude záležitosti na bystrozraku a zkušenosti odborníků stanoviti v daném případě koeficient drsnosti dle účelu dané úlohy a dle všech stávajících okolností' ”. O padesát let později ve své dnes již klasické práci „Open-Channel Hydraulics” (Chow, 1959) praví Ven Te Chow: „(určení drsnosti) ... pro zkušeného inženýra znamená zaměstnat zdravý inženýrský úsudek a zkušenost; pro začátečníky je často pouze hádáním a různí jedinci dospějí k různým výsledkům.” A bohužel musíme konstatovat, že po dalších zhruba padesáti letech jsme stále ve stejné situaci, jak dokládají mimo jiné práce Koutkové a Říhy (Koutková a Říha, 2002; 2002a). Přitom chyba v určení průtoku je obvykle stejného řádu, jako je chyba odhadu drsnosti (viz např. Manningova rovnice), a zpravidla podstatně větší než chyba, které se můžeme dopustit použitím méně vhodného vzorce.

Naše práce si proto klade za cíl poskytnout čtenáři vodítko pro relativně nejlepší volbu výpočetního postupu a zejména pro co možná nejspolehlivější volbu součinitele drsnosti. Zejména se nám jedná o výpočty říčních tratí, které se sice v současné době úspěšně počítají pomocí řady matematických modelů, ovšem i matematické modely vyžadují jako jeden z parametrů zadání hydraulické drsnosti. Navíc pro jejich správné použití i správnou interpretaci výsledků je třeba dobře znát principy, na nichž jsou založeny. Proto uvádíme i základní teoretické poznatky z oboru hydrauliky otevřených koryt, které považujeme za důležité pro pochopení celkové problematiky a které jsou občas i užitečné např. z hlediska terénních prací. A protože pokud chceme znát drsnost určitého úseku toku co nejpřesněji, musíme do terénu a měřit, uvádíme i velmi stručný přehled zabývající se základem hydrometrických prací v terénu, nutných pro stanovení součinitele drsnosti, a jejich vyhodnocením.

# 1 ZÁKLADY TEORIE PROUDĚNÍ V OTEVŘENÝCH KORYTECH

Proudění může být obecně ustálené či neustálené. Při ustáleném proudění je průtok v daném profilu v čase konstantní, při proudění neustáleném je průtok v čase proměnný. V přírodě se v zásadě setkáváme pouze s průtokem neustáleným, v čase proměnným. Často ale lze pro kratší časový interval (ale mnohdy i v délce několika dní) i v přírodě průtok považovat za ustálený.

V případě ustáleného proudění rozlišujeme další dva typy proudění, a to proudění rovnoměrné a nerovnoměrné. V případě rovnoměrného pohybu je konstantní nejen průtok, ale i ostatní charakteristiky proudění a koryta – tvar, drsnost a sklon koryta, hloubka a rychlost proudění. S výjimkou dostatečně dlouhých prizmatických koryt konstantního sklonu s drsností neproměnnou po délce (tedy v zásadě umělých kanálů) se s rovnoměrným prouděním prakticky nelze setkat, ale často se uvažuje jako velmi užitečná abstrakce. Proudění nerovnoměrné má konstantní průtok v čase i prostoru, avšak ostatní parametry koryta a proudění jsou po délce koryta proměnné.

## 1.1 Proudění laminární a turbulentní

Osborne Reynolds svými pokusy dokázal, že existují dva zásadně odlišné režimy proudění kapaliny – laminární a turbulentní. Při laminárním pohybu (lamina = vrstva) se částice kapaliny pohybují v plynulých, navzájem rovnoběžných drahách, zatímco při turbulentním pohybu (turbulentus = neuspořádaný) se jednotlivé částice kapaliny pohybují po drahách nepravidelných a rychlost (či přesněji její vektor) v daném bodě kapaliny je v čase proměnná jak co do velikosti, tak i co do směru.

Základním kritériem režimu proudění je Reynoldsovo číslo

$$Re = \frac{vl}{\nu} \quad (1.1),$$

kde  $v$  je střední průřezová rychlost proudění,  $l$  charakteristický rozměr (u koryt se obvykle bere hydraulický poloměr  $R$  nebo střední hloubka  $h$ ) a  $\nu$  je kinematická viskozita kapaliny.

Bylo zjištěno, že horní hranice laminárního pohybu je pro všechny tekutiny stálá a pro otevřená koryta odpovídá podmínce  $Re \approx 580$ . Plně turbulentní pohyb lze pro koryta uvažovat při  $Re > 3\,450$ . Mezi oběma hranicemi je tzv. přechodná oblast pohybu.

V praktických případech proudění s volnou hladinou se obvykle setkáváme s prouděním plně turbulentním.

## 1.2 Hydraulicky hladké a hydraulicky drsné koryto

Podobně jako v případě tlakového proudění v potrubí lze i v případě proudění s volnou hladinou rozlišit tři oblasti proudění s ohledem na poměr velikosti výstupků (absolutní drsnosti) stěny koryta  $k$  a tloušťky laminárního filmu (laminární podvrstvy) na stěně. Pokud jsou výstupky stěny natolik malé, že nevystupují z vazké podvrstvy, resp. neovlivňují proudění v turbulentním jádru, označujeme koryto jako hydraulicky hladké. V tomto případě nemá drsnost koryta žádný vliv na proudění vně vazké podvrstvy. Pokud však výstupky stěny pronikají celou tloušťkou laminární podvrstvy a jsou dostatečně vysoké, je proudění vně vazké podvrstvy drsností koryta ovlivněno

a koryto nazýváme hydraulicky drsným. Schlichtling (viz např. French, 1985; Sturm, 2001 aj.) uvádí pro jednotlivé oblasti následující hranice:

hydraulicky hladký povrch

$$0 \leq Re_* \leq 5 \quad (1.2),$$

přechodná oblast

$$5 \leq Re_* < 70 \quad (1.3)$$

a hydraulicky drsný povrch

$$Re_* \geq 70 \quad (1.4).$$

V uvedených vztazích  $Re_*$  je Reynoldsovo číslo vztažené k tzv. třecí rychlosti  $v_*$  a velikosti absolutní drsnosti  $k^1$ ,

$$Re_* = \frac{v_* k}{\nu} \quad (1.5),$$

kde  $\nu$  je kinematická viskozita vody při dané teplotě.

Třecí rychlost lze vyjádřit jako

$$v_* = \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}} = \sqrt{g R i} \quad (1.6),$$

kde  $\tau_0$  je tangenciální napětí na stěně,  $\rho$  hustota kapaliny,  $R$  je hydraulický poloměr a  $i$  sklon (v případě rovnoměrného proudění je sklon dna roven sklonu hladiny i čáry energie, v případě nerovnoměrného proudění se bere sklon čáry energie). S použitím Chézyho rovnice (viz níže – rov. 1.26) lze třecí rychlost vyjádřit též jako

$$v_* = \frac{v \sqrt{g}}{C} \quad (1.7),$$

kde  $v$  je střední průřezová rychlost a  $C$  je Chézyho (rychlostní) součinitel.

Meze hydraulicky hladkého a drsného dna lze též stanovit na základě poměru velikosti drsnosti  $k$  a tloušťky vazké mezní vrstvy  $\delta$ . Hydraulicky hladké koryto se uvažuje v případě

$$k < \frac{\delta}{3} \quad (1.8),$$

hydraulicky drsné dno v případě

$$k > 6\delta \quad (1.9).$$

Tloušťku vazké podvrstvy  $\delta$  lze přitom stanovit ze vztahu

---

<sup>1</sup> Je nutné poznamenat že drsnost, a to i tzv. drsnost absolutní, není skutečnou výškou výstupků povrchu stěny, ale je pouze jakousi lineární mírou jejich vlivu na hydraulické odpory. Například dva zcela různé elementy drsnosti mohou mít různé rozměry, ale vzhledem ke své hustotě, tvaru a orientaci mají stejný efekt, takže jejich vliv na odpory proudění je týž, a proto i hydraulická, resp. absolutní drsnost je i přes různé rozměry totožná. Podobně např. v případě dvou souborů tvarově stejných drsnostních elementů, přičemž ale každý ze souborů má jiné jejich geometrické uspořádání, může být naopak hydraulická drsnost různá.

$$\delta = 11,6 \frac{V}{v_*} \quad (1.10).$$

V praxi se obvykle setkáváme s prouděním v hydraulicky drsných korytech, proudění nad hydraulicky hladkým dnem se vyskytuje, zejména v přírodních korytech, jen výjimečně při malých hodnotách hydraulického poloměru a velmi jemném materiálu dna (písek – zrno 0,5–1 mm – a menší).

Samozřejmě nic není tak jednoduché, jak to vyhlíží na první pohled. Morris a Wiggert (1972) např. konstatují, že záleží mimo jiné i na vzdálenosti jednotlivých elementů drsnosti, resp. jejich geometrickém uspořádání, takže i dno s velkými drsnostními elementy se může za určitých předpokladů chovat jako dno hydraulicky hladké. Jde však víceméně o dosti speciální případy.

### Mikro-, makro- a mezodrsnost

U hydraulicky drsných koryt lze za předpokladu pevného dna bez pohybu splavenin rozlišit ještě další tři hydraulicky výrazně se lišící oblasti drsnosti. První a v zásadě nejběžnější oblastí je oblast tzv. mikrodrsnosti. Mikrodrsnost nazýváme též zrnovou či povrchovou drsností. Ta je typická pro větší toky s relativně jemnozrnnými splaveninami (písky až štěrky o velikosti výstupků dna  $k$  řádu  $10^{-3}$ – $10^{-2}$  m), většími hloubkami  $h$  a relativně mírnými podélnými sklony. V tomto případě je  $h \gg k$ . Naopak pro horské a podhorské toky větších gradientů jsou typické hrubozrnné splaveniny velikosti řádu  $10^{-1}$  m, často při hloubkách proudění téhož řádu. Zde dochází k tomu, že tvarový odpor jednotlivých zrn se výrazně odlišuje podle jejich velikosti; odpor malých zrn se sice příliš nemění, ale výrazně se zvyšuje vliv největších částic na celkový odpor. Při jejich obtékání dochází k makroturbulentním jevům a závislost odporů proudu se řídí jinými zákonitostmi než v případě mikrodrsnosti. Tuto oblast nazýváme makrodrsností. Mezi oběma krajními oblastmi pak existuje oblast přechodná, tzv. mezodrsnost.

Literatura udává jako meze makrodrsnosti a mikrodrsnosti následující vztahy založené na charakteristických parametrech splavenin (cit. např. Marešová, 1992):

pro makrodrsnost platí

$$\frac{h}{d_{84}} < 1,2 \quad \text{resp.} \quad \frac{h}{d_{50}} < 2 \quad (1.11),$$

pro mikrodrsnost

$$\frac{h}{d_{84}} > 4 \quad \text{resp.} \quad \frac{h}{d_{50}} > 7,5 \quad (1.12),$$

kde  $h$  je hloubka vody a  $d_{84}$ , resp.  $d_{50}$  velikost zrna odpovídající percentilu křivky zrnitosti uvedenému v indexu.

Kromě toho existuje ještě druhá, horní hranice, kterou literatura (např. Macura, 1958 nebo Gordon, McMahon a Finlayson, 1992) udává hodnotou

$$\frac{R}{d_{50}} < 276 \quad (1.13).$$

Pokud je uvedená hodnota překročena, nelze podle práce (Gordon, McMahon a Finlayson, 1992) již uvažovat pevné dno a je třeba zohlednit vliv změn hydraulické drsnosti způsobené tvorbou a změnami dnových útvarů.

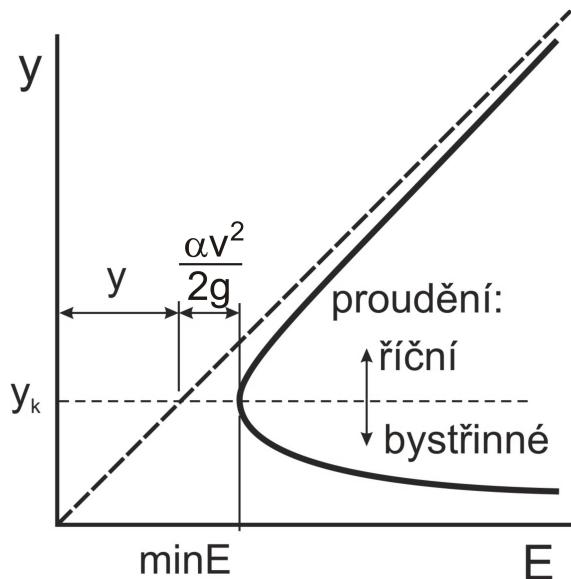
### 1.3 Proudění říční, kritické a bystřinné

V otevřených korytech se lze setkat s několika režimy proudění význačnými z hlediska energie, které se zásadně odlišují svými vlastnostmi a na něž je nutné i při výpočtech, zejména při výpočtech průběhů hladin, brát zřetel.

Uvažujme mechanickou energii  $E$  proudu vztahenou k nejnižšímu bodu příčného profilu. Potom bude

$$E = y + \frac{\alpha v^2}{2g} = y + \frac{\alpha Q^2}{2g S^2} \quad (1.14),$$

kde  $y$  je hloubka vody nad nejnižším bodem dna,  $\alpha$  Coriolisovo číslo, které vyjadřuje vliv nerovnoměrného rozdělení rychlosti po průřezu na celkovou energii,  $Q$  průtok a  $S$  průtočná plocha.



Obr. 1. Měrná energie průřezu

pro daný příčný profil jedinečná a má pro jistou hloubku  $y_k$  minimum energie. Hloubka  $y_k$  (kritická hloubka) představuje jednak rozhraní mezi pohybem říčním (též podkritickým) a bystřinným (nadkritickým), jednak hloubku samostatného režimu proudění, tzv. proudění kritického.

Vyřešíme-li minimum funkce dané výše uvedenou energetickou rovnicí, získáme obecnou podmínku kritického pohybu

$$\frac{\alpha Q^2 B_k}{g S_k^3} = 1 \quad (1.15),$$

kde  $B$  je šířka koryta v hladině a index  $k$  označuje velikost dané veličiny právě při kritickém proudění. Obecná podmínka kritického pohybu je analyticky řešitelná jen pro několik málo speciálních případů, v případě přirozených koryt (a v zásadě např. již i koryt lichoběžníkových) je nutné řešení numerickými metodami nebo graficko-početní.

Z energetické křivky je patrné, že pokud je hloubka rovnoměrného proudění větší než kritická, je proudění říční, v opačném případě mluvíme o proudění bystřinném.

Často je výhodnější pro určení druhu proudění použít další charakteristiku, vyjádřenou bezrozměrným číslem zvaným číslo Froudovo, které je definováno jako

$$Fr = \frac{v}{\sqrt{g l}} \quad (1.16),$$

kde  $v$  je střední průřezová rychlost a  $l$  charakteristická délka, v tomto případě obvykle brána jako střední hloubka  $h = S/B$ . Pokud je  $Fr = 1$ , jedná se právě o kritický pohyb, pro  $Fr < 1$  o pohyb říční a pro  $Fr > 1$  o pohyb bystřinný. V zásadě je Froudovo číslo poměrem střední průřezové rychlosti vody v korytě k rychlosti malých povrchových vln. Toho lze využít i pro identifikaci typu proudění – v říčním proudění se vlny na hladině, způsobené např. vhozením předmětu do vody, pohybují na všechny strany, i proti proudu, zatímco v bystřinném proudění jsou snášeny po proudu.

V přírodě se zpravidla setkáváme s pohybem říčním; např. i toky o velkém gradientu jsou za běžných průtoků zpravidla globálně charakterizovány Froudovým číslem menším než 1, i když lokálně k bystřinnému proudění dochází. Na druhou stranu se v umělých kanálech a zejména na skluzech lze s bystřinným prouděním dosti často setkat, podobně i za vysokých, povodňových průtoků v tocích vyšších gradientů.

V případě bystřinného proudění dochází k výskytu řady specifických hydraulických jevů, které jsou bystřinnému pohybu vlastní a které často značně komplikují návrh koryta. Typická je zejména tvorba stojatých příčných vln, které jsou působeny každou změnou tvaru i směru koryta, ale lze se setkat i s dalšími jevy. Z hlediska namáhání koryta jsou velmi významné např. vodní skoky. Pro podrobný popis specifík bystřinného proudění je nutno odkázat na literaturu; z tuzemských je asi nejpodrobnější práce Haindla a Lískovce (1973).

Značné problémy nastávají i v případě proudění kritického a v jeho blízkosti (tzv. proudění okolokritické), což je velmi specifická oblast, doposud jen velmi málo prozkoumaná, též s řadou velmi zajímavých jevů a projevující se zejména nestabilitami. V případě návrhu koryta je vhodné se této oblasti pokud možno vyhnout.

#### 1.4 Coriolisovo číslo

Coriolisovo číslo udává vliv nerovnoměrného rozdělení rychlosti po profilu na celkovou kinetickou energii toku. Je definováno jako

$$\alpha = \frac{\int \rho u^3 dS}{\rho v^3 S} \quad (1.17).$$

Podle některých autorů závisí na charakteristice rozdělení rychlosti, např. na Chézyho rychlostním součiniteli  $C$  nebo na exponentu parabolického rozdělení rychlosti. Například Chow (1959) uvádí vztah

$$\alpha = 1 + 3 \left( \frac{u_{\max}}{v} - 1 \right)^2 - 2 \left( \frac{u_{\max}}{v} - 1 \right)^3 \quad (1.18),$$

podle Morozova je

$$\alpha = 1,0 + 0,84 \left( \frac{3,7}{C^{1/4}} - 1 \right)^{1,8} \quad (1.19),$$

Železnjakov (1975) uvádí vztah

$$\alpha = 1 + 0,88 \left( 0,34 + \frac{1 + \frac{\sqrt{g}}{C}}{2,3 + 0,3 \frac{C}{\sqrt{g}}} \right)^2 \quad (1.20).$$

Evreinov udává hodnoty Coriolisova čísla v závislosti na Chézyho rychlostním součiniteli tabelárně (tabulka 1).

Tabulka 1. Hodnoty Coriolisova čísla podle Evrainova

C	20	22	25	28	30	32	35	38	40	45	50
$\alpha$	1,525	1,435	1,336	1,270	1,224	1,204	1,171	1,144	1,132	1,105	1,084
$\alpha$								1,1			
C	55	60	65	70	75	80	85	90	95	100	110
$\alpha$	1,069	1,057	1,051	1,045	1,039	1,033	1,030	1,027	1,024	1,021	1,020
$\alpha$	1,05								1,0		

V tabulce 2 uvádíme hodnoty Coriolisova čísla vypočtené podle vzorců Morozova a Železnjakova a hodnoty podle Evreinova. Z tabulky je zřejmé, že zejména Železnjakovův vzorec poněkud vybočuje; ze vzorce mj. vyplývá, že minimální hodnota Coriolisova čísla (pro velmi vysoké hodnoty C) je ca  $\alpha = 1,10$  oproti hodnotě  $\alpha = 1,0$ , která vyplývá ze vzorce Morozova i z údajů Evreinova.

Tabulka 2. Porovnání vzorce Morozova a Železnjakova a údajů Evrainova

C	20	25	30	40	50	70	100
Morozov	1,500	1,392	1,316	1,217	1,155	1,084	1,035
Železnjakov	1,332	1,296	1,270	1,234	1,211	1,183	1,160
Evreinov	1,525	1,336	1,224	1,132	1,084	1,045	1,021

Chanson (1999) udává za předpokladu parabolického rozdělení rychlostí ve svislících (viz níže) vztah

$$\alpha = \frac{(n+1)^3}{n^2(n+3)} \quad (1.21),$$

kde  $n$  je exponent mocninného rozdělení.

Výše uvedené vztahy platí pro jednoduchá koryta. V případě koryta složeného (viz níže) je nutné uvažovat vliv různých rychlostí v jednotlivých dílčích částech koryta a lze odvodit vztah (např. Chow, 1959)

$$\alpha = \frac{\sum_i (\alpha_i K_i^3 / S_i^2)}{\left( \sum_i K_i \right)^2 / \sum_i S} \quad (1.22),$$

kde  $\alpha_i$ ,  $K_i$  a  $S_i$  jsou Coriolisovo číslo, modul průtoku a průtočná plocha příslušné  $i$ -té dílčí části složeného koryta, přičemž modul průtoku je určen jako

$$K = CSR^{1/2} \quad (1.23).$$

## 1.5 Chézyho rovnice

Uvažujme koryto konstantního profilu i konstantního sklonu (tedy prizmatické) s konstantní drsností po obvodě i po délce a předpokládejme, že jím protéká konstantní průtok (tedy máme rovnoměrné proudění). Na elementární objem kapaliny v korytě mezi profily 1 a 2, vzdálenými od sebe  $\Delta l$ , působí následující síly:

Tíha kapaliny

$$G = \rho g S \Delta l,$$

kde  $\rho$  je hustota kapaliny,  $g$  je gravitační zrychlení a  $S$  je průtočná plocha. Průmět tíhy kapaliny do osy proudu je  $G \sin \alpha$ , kde  $\alpha$  je úhel dna k horizontále. Pro malé úhly přibližně platí  $\sin \alpha = \operatorname{tg} \alpha$ , a tedy  $\sin \alpha$  je roven sklonu dna  $i$ . Bude tedy platit  $G \sin \alpha = \rho g S \Delta l i$ .

Tlakové síly okolní kapaliny na průřezy omezující úsek proudu lze vyjádřit  $F_1 = S p_1$  a  $F_2 = S p_2$ . Protože proudění je rovnoměrné, plochy jsou shodné a vzhledem k tomu, že rozdělení tlaků je v obou profilech hydrostatické, jsou i tlaky shodné, a obě síly se tudíž vyruší.

Silový účinek stěn omezujících proud je kolmý k ose proudu, a tedy jejich průmět do osy pohybu je nulový.

Odporové síly vznikají účinkem vazkosti jako síly tření mezi různou rychlostí se pohybujícími vrstvičkami kapaliny. Na rozhraní těchto vrstev se tyto síly vytvářejí v párech a podle principu akce a reakce se vzájemně ruší, protože pomalejší vrstva brzdí vrstvu rychlejší, která naopak urychluje vrstvu pomalejší. Zůstává tak jen tření na stěnách, které působí proti směru pohybu. Příslušné tangenciální napětí  $\tau_0$  působí po celém omočeném obvodu a výsledná síla  $F_\tau = \tau_0 O \Delta l$ , kde  $O$  je omočený obvod průřezu. Z podmínky rovnováhy sil potom bude  $\rho g S \Delta l i = \tau_0 O \Delta l$ .

Zavedme tzv. hydraulický poloměr  $R$  jako poměr průtočné plochy a omočeného obvodu,  $R = S/O$ . Po úpravě pak bude

$$\tau_0 = \rho g R i \tag{1.24},$$

což je základní obecně platná závislost pro rovnoměrný pohyb kapaliny při režimu laminárním i turbulentním. V případě rovnoměrného proudění je sklon dna roven sklonu hladiny i sklonu čáry energie; správné je uvažovat sklon čáry energie.

Ztráty třením jsou charakterizovány výrazem  $\tau_0/\rho g$  a jsou v turbulentním pohybu úměrné mocnině rychlosti,  $Z_t = a v^m$ . V kvadratickém pásmu odporů je  $m = 2$  a po úpravách tedy bude platit

$$a v^m = \frac{\tau_0}{\rho g} = R i, \text{ resp. } v = \frac{1}{\sqrt{a}} \sqrt{R i_e} \tag{1.25}.$$

Zavedeme-li ve výše uvedené rovnici  $1/\sqrt{a} = C$ , dostáváme známou Chézyho<sup>2</sup> rovnici

---

<sup>2</sup> Chézy tuto rovnici zavedl podle evropské literatury roku 1775, Chow udává datum dřívější, již 1769. Starší evropská literatura uvádí, že ještě před Chézým ji odvodil Brahms roku 1753.



$$v = C\sqrt{Ri} \quad (1.26).$$

Součinitel  $C$  nazýváme Chézyho rychlostní součinitel. Má rozměr  $[m^{0.5}s^{-1}]$ , tedy rozměr odmocniny z gravitačního zrychlení. To vede některé autory k domněnce, zda by nebylo správnější vyjadřovat Chézyho rovnici ve tvaru

$$v = C_g \sqrt{g Ri} \quad (1.26a),$$

v níž je již rychlostní součinitel  $C_g = C/\sqrt{g}$  bezrozměrný<sup>3</sup>. Tento přístup se zatím neujal.

Zde je třeba zdůraznit, že Chézyho rovnice byla odvozena a platí **pouze v kvadratickém pásmu odporů**.

Na základě Chézyho rovnice a rovnice spojitosti pak již není problém vyjádřit průtok daným korytem při ustáleném rovnoměrném proudění ve tvaru

$$Q = vS = CS\sqrt{Ri} \quad (1.27).$$

---

Ohledně autorství zřejmě bylo nejasno již před sto lety – Tolman např. uvádí Brahmse jako prvotního autora s velkým otazníkem, jiné publikace z počátku minulého století, ač rovnici dávají jméno Chézyho, o Brahmsově prvenství nepochybují.

<sup>3</sup> Navíc by se touto úpravou formálně sjednotil výpočet střední průřezové rychlosti a třecí rychlosti, pro kterou platí  $v_* = \sqrt{gRi}$ ; střední průřezová rychlost by potom byla  $v = C_g v_*$ .

## 1.6 Rozdělení rychlostí

### 1.6.1 Rozdělení rychlosti ve svislici

Rozdělení rychlosti v korytě je zajímavé z řady teoretických i praktických důvodů. V začátcích hydrauliky otevřených koryt byla navržena řada různých typů rozdělení rychlosti ve svislici na základě měření na tocích (např. Tolman, 1908), tedy ryze empiricky. Do dnešní doby se udrželo rozdělení logaritmické a mocninné, v literatuře se uvádí i několik dalších (např. Mäsiar a Kamenský, 1989; Železnjakov, 1976). Přitom logaritmické rozdělení je v současnosti uznáváno jako teoreticky nejlépe podložené. Vzhledem ke své jednoduchosti se v praxi velmi často používá i rozdělení mocninné.

Prandtl ukázal, že tangenciální napětí  $\tau$  v libovolném bodě proudu je

$$\tau = \rho l^2 \left( \frac{du}{dy} \right)^2,$$

kde  $l$  je tzv. směšovací délka, o které se obvykle předpokládá, že je úměrná hloubce,  $l = \kappa y$ ,  $u$  je rychlost v uvažovaném bodě a  $y$  vzdálenost uvažovaného bodu nade dnem. Konstanta  $\kappa$  je tzv. Kármánova univerzální konstanta<sup>4</sup> turbulence; zpravidla se uvažuje  $\kappa = 0,4$ .

Po dosazení a úpravě dostáváme

$$du = \frac{1}{\kappa} \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} \frac{dy}{y} = \frac{v_*}{\kappa} \frac{dy}{y} \quad (1.28)$$

a integrací pak výsledný vztah mezi rychlostí a výškou daného bodu nade dnem, zvaný Prandtl-Kármánův univerzální zákon rozdělení rychlosti,

$$u = \frac{v_*}{\kappa} \ln \frac{y}{K} = \frac{v_*}{\kappa} (\ln y + K_1) \quad (1.29),$$

kde  $K$ , resp.  $K_1$  je integrační konstanta.

Pro hydraulicky drsné koryto bude rozdělení rychlosti záviset pouze na výšce výstupků stěny (absolutní drsnosti)  $k$  a integrační konstanta  $K$  bude (např. French, 1985)  $K = mk$ . Výsledný vztah pak je

$$u = \frac{v_*}{\kappa} \ln \frac{y}{mk} = \frac{v_*}{\kappa} \left( \ln \frac{y}{k} + A \right) = v_* \left( \frac{1}{\kappa} \ln \frac{y}{k} + A_1 \right) \quad (1.30).$$

Koeficient  $m$  je podle Nikuradseho (např. Chow, 1959) pro písčovou drsnost roven přibližně  $m = 1/30$ , a tedy konstanta  $A = 3,4$ , konstanta  $A_1$  je pak  $A_1 = A / \kappa = 8,5$ .

Prandtl-Kármánův vztah se též uvádí v poněkud jiném tvaru jako tzv. deficit rychlosti, který lze snadno odvodit kombinací základní rovnice pro  $y$  a pro  $y = h \Rightarrow u_{\max}$

---

<sup>4</sup> Pozdější práce ukázaly, že von Kármánova „univerzální konstanta“ není konstantní, ale poněkud závisí na Reynoldsově čísle a dalších parametrech (např. i obsahu suspendovaných látek aj.).

$$\frac{u_{\max} - u}{v_*} = \frac{1}{\kappa} \ln \frac{h}{y} \quad (1.31),$$

kde  $u_{\max}$  je maximální rychlost ve svislici a  $h$  hloubka vody ve svislici.

Střední svislicová rychlost pak bude, položíme-li  $\eta = h/y$  (např. Železnjakov, 1976)

$$v_s = u_{\max} - \frac{v_*}{\kappa} \int_0^1 \ln \eta \, d\eta = u_{\max} - \frac{v_*}{\kappa} \quad (1.32).$$

Je ovšem nutno upozornit, že platnost tzv. univerzálního zákona rozdělení rychlosti není neomezená. Další práce ukázaly, že logaritmický zákon je omezen jak zdola, kde se při malých vzdálenostech od stěny uplatňuje vliv vazké podvrstvy, tak i shora. Vliv vazké podvrstvy omezuje platnost logaritmického zákona při

$$\frac{yv_*}{v} \leq 60 \quad (1.33),$$

podle jiných pramenů při

$$\frac{yv_*}{v} \leq 30 \quad (1.33a).$$

Horní hranice platnosti logaritmického zákona je pro potrubí udávána hodnotou (Boor, Kunštátský a Patočka, 1968)

$$\frac{yv_*}{v} \geq 5 \cdot 10^3 \quad (1.34).$$

Prandtl-Kármánův zákon byl původně odvozen pro potrubí. Zejména v západní literatuře se již dlouhou dobu (v zásadě od konce 30. let minulého století) víceméně automaticky předpokládá jeho platnost i pro otevřená koryta; potvrzuje ji i shoda s pokusy Zegždovými v kanále s volnou hladinou a s homogenní pískovou drsností (podrobný rozbor např. Libý, 1977). Sovětští odborníci byli dosti dlouho poněkud opatrnější a např. ještě Agroskin, Dmitrijev a Pikalov (1955) se zmiňují pouze o empirických postupech; navíc uvádějí jen vzorec Velikanova, údajně platný pro široká koryta (resp. pro koryta s poměrem  $B/h > 5$ ):

$$u = v \frac{\ln \left( 1 + \frac{y}{\Delta} \right)}{\ln \frac{h}{\Delta} - 1} \quad (1.35),$$

kde  $v$  je střední průřezová rychlost,  $\Delta$  výška výstupků drsnosti a  $h$  je hloubka vody v dané svislici. Novější sovětská literatura (např. Železnjakov, 1976) již logaritmický zákon přijímá bez výhrad.

Často se uvádí též parabolické rozdělení rychlosti (tzv. mocninný zákon), obvykle ve tvaru (např. Boiten, 2000; Železnjakov, 1976):

$$\frac{u}{u_{ref}} = \left( \frac{y}{y_{ref}} \right)^{1/n} \quad (1.36),$$

kde  $u_{ref}$  je referenční rychlost v referenční výšce nade dnem  $y_{ref}$ , a  $n$  je konstanta. Obvykle se jako referenční výška nade dnem uvažuje hloubka vody  $h$  ve svislici,

čemuž odpovídá  $u_{max}$  jako referenční rychlost. Exponent  $n$  se pohybuje v mezích ca  $n = 3-10$  od extrémně drsného po extrémně hladké koryto (Chanson, 1999 uvádí rozmezí 4–12 od širokých drsných koryt po koryta úzká hladká), s běžnými hodnotami pro přirozené toky v rozmezí  $n = 5-7$ . Hodnota exponentu může být určena přesněji ze vztahu (Boiten, 2000)

$$n = 1,77 + 0,098 C \quad (1.37),$$

kde  $C$  je Chézyho rychlostní součinitel.

Uvažujme  $y_{ref} = h$  a  $u_{ref} = u_{max}$ , tedy rychlost vody na hladině. Potom střední svislicová rychlost bude

$$v_s = \frac{1}{h} \int_0^h u_{max} \left( \frac{y}{h} \right)^{1/n} dy = u_{max} \frac{1}{h^{1+1/n}} \int_0^h y^{1/n} dy = \frac{1}{1 + \frac{1}{n}} u_{max} = \frac{n}{n+1} u_{max} \quad (1.38).$$

Obdobně lze dosazením střední svislicové rychlosti do mocninného zákona získat hloubku  $y$ , v níž je bodová rychlost právě rovna rychlosti střední svislicové; výsledný vztah (již bez odvození) je

$$y = \left( \frac{n}{n+1} \right)^n h \quad (1.39).$$

V *tabulce 3* uvádíme vypočtené koeficienty  $k_1$  pro výpočet střední svislicové rychlosti z rychlosti maximální (tj.  $v = k_1 u_{max}$ ) a koeficienty  $k_2$  pro určení hloubky, v níž je bodová rychlost právě rovna střední svislicové rychlosti (tj.  $y_v = k_2 h$ ).

Tabulka 3. Mocninný zákon – koeficienty  $k_1$  a  $k_2$

n	3	4	5	7	10	12
$k_1$	0,750	0,800	0,833	0,875	0,909	0,923
$k_2$	0,422	0,410	0,402	0,393	0,386	0,383

Z parabolického rozdělení tedy mimo jiné vyplývá, že bodová rychlost se rovná střední rychlosti ve vertikále přibližně ve výšce  $0,4h$  nade dnem, čehož se využívá při tzv. jednobodové metodě hydrometrických měření. Obdobně lze využít koeficient  $k_1$  k odhadu střední svislicové rychlosti, máme-li k dispozici pouze měřené maximální (tedy v zásadě povrchové) rychlosti. Je zajímavé, že zejména hodnoty koeficientu  $k_1$  neobyčejně dobře souhlasí s empirickými součiniteli, které podle řady starších autorů cituje Tolman (1908).

Yen (1992) uvádí mocninný zákon ve tvaru

$$\frac{u}{v_*} = c \left( \frac{y}{k_s} \right)^m \quad (1.36a),$$

kde  $c$  a  $m$  ( $m = 1/n$ ) jsou konstanty,  $y$  výška bodu nade dnem a  $k_s$  tzv. ekvivalentní písková drsnost. Chen (1992) ukázal, že z mocninného zákona v tomto tvaru lze přímo odvodit Manningovu rovnici (viz níže).

Mäsiar a Kamenský (1989) uvádějí logaritmický zákon ve tvaru

$$u = v_s \left[ 1 + \frac{\sqrt{g}}{\kappa C} \left( 1 + \ln \frac{y}{h} \right) \right] \quad (1.40),$$

kde  $v_s$  je střední svislicová rychlost,  $C$  je Chézyho koeficient a  $h$  hloubka ve svislici. Odvození (v práci neuvedené) vychází z toho, že platí

$$\frac{v_s}{v_*} = \frac{C\sqrt{hi}}{\sqrt{ghi}} \Rightarrow v_* = v_s \frac{\sqrt{g}}{C}$$

a z deficitu rychlosti (viz výše)  $u = u_{max} + \frac{v_*}{\kappa} \ln \frac{y}{h}$  a současně  $v_s = u_{max} - \frac{v_*}{\kappa}$ .

Dále uvádějí v podobném tvaru kvadratický (Boussinesq-Bazinův) zákon

$$u = v_s \left[ 1 + \frac{m}{3C} - \frac{m}{C} \left( 1 - \frac{y}{h} \right)^2 \right] \quad (1.41),$$

ve skriptech Mäsiara ale uvedený jako

$$u = u_{max} - m \frac{v_*}{\sqrt{g}} \left( 1 - \frac{y}{h} \right)^2 \quad (1.41a),$$

kde parametr  $m$  má hodnotu 22 až 23 a rozměr  $[m^{0,5}s^{-1}]$ , tedy odmocniny z  $g$ , a zákon eliptický (Karauševův) shodně se skripty jako

$$u = u_{max} \sqrt{1 - \left( 0,57 + \frac{3,3}{C} \right) \left( 1 - \frac{y}{h} \right)^2} \quad (1.42),$$

kde maximální rychlost ve svislici  $u_{max}$  se určí ze vztahu

$$u_{max} = 1,11 \frac{C}{C-1} v_s \quad (1.43).$$

Karauševův eliptický zákon platí podle Mäsiara a Kamenského (1989) v mezích  $10 < C < 65$ .

Nutno podotknouti, že výše uvedené platí pro koryta hydraulicky drsná; pro případ koryt hydraulicky hladkých a přechodné oblasti (což jsou však v praxi jen zřídka přicházející případy) je nutno odkázat na literaturu – velmi kvalitní je např. práce Yena (1992).

## 1.6.2 Rozdělení rychlostí napříč koryta

Zatímco rozdělení rychlostí ve svislici je dobře teoreticky popsáno a zdůvodněno, rozdělení svislicových rychlostí napříč koryta, resp. bodových rychlostí po příčném profilu, zatím v zásadě stále čeká na objasnění. Příčinou je celá řada těžko zohlednitelných vlivů (např. drsnost variabilní po délce omočeného obvodu, nepravidelnost příčného profilu, sekundární příčné proudění aj.).

Dlouhou dobu je známo, že rozdělení rychlostí napříč koryta závisí na jeho tvaru a mění se s průtokem, resp. vodním stavem. Zatímco při nízkých vodních stavech je zejména v nepravidelném korytě rozdělení rychlostí napříč koryta též značně nepravidelné, se zvyšujícím se vodním stavem se nepravidelnost rozdělení rychlostí snižuje.

Například Velikanov (cit. Patočka, 1966) uvádí, že střední svislicová rychlost v libovolné svislici je úměrná odmocnině hloubky,

$$u_s = a\sqrt{y} \quad (1.44).$$

Součinitel  $a$  je podle něj pro celý průřez konstantní a pro daný profil se dá odvodit z výrazu

$$a = \frac{Q}{B \int_0^B y^{3/2} dB} \quad (1.45),$$

kde  $B$  je šířka koryta v hladině. Známé jsou i vztahy odvozené Rozovským či Komorou.

Chiu et al. (Chiu, Lin a Mizumura, 1976; Chiu, Hsiung a Lin, 1978) se pokusili o simulaci rychlostního pole na bázi křivočaré souřadnicové sítě, leč postup je značně složitý a přestože publikované výsledky se zdají být velmi nadějně, je otázkou, nakolik má jejich metoda praktický význam, i když již byla několikrát použita.

### 1.7 Rychlostní (Chézyho) součinitel

Je zřejmé, že pokud známe rychlostní (Chézyho) součinitel  $C$ , který v zásadě vyjadřuje hydraulické odpory koryta, je výpočet průtoku v otevřeném prizmatickém korytě velmi jednoduchý. Bohužel ale určení rychlostního součinitele představuje dodnes ne zcela vyřešený problém.

Celkový hydraulický odpor koryta je totiž dán řadou složek (např. Yen, 1992). Jednou ze základních složek, která se vyskytuje prakticky ve všech případech, je tzv. povrchová drsnost, představující výslednici odporů jednotlivých zrn materiálu koryta. Kromě toho se uplatňují tvarové odpory, působené jednak většími drsnostními prvky (velkými soliterními kameny, balvany a jinými překážkami v proudu), nebo v případě aluviálních toků různými typy dnových útvarů, jednak tvarem koryta, dále odpory působené deformacemi hladiny např. vlivem vyšších lokálních Froudových čísel při obtékání překážek, neprizmatickým korytem, oblouky apod., odpory působené propustností povrchu koryta, příčným prouděním a dalšími jevy, a v případě aluviálních koryt též odpory působené pohybem splavenin a deformacemi koryta. Je zřejmé, že vyjádřit všechny vlivy je značně obtížné. Přitom přístup k problému se musí lišit podle toho, zda povrch omezující proudění (koryto) můžeme považovat za pevný, nebo zda musíme uvažovat povrch podléhající deformacím (typický případ aluviálních koryt s pohybem splavenin). Proto je o problematice drsnosti aluviálních koryt pojednáno ve zvláštním oddíle.

Za posledních sto (či spíše více) let prošel vývoj značný kus cesty. Ještě ve 2. polovině 19. století byl rychlostní součinitel často uvažován konstantní hodnotou, která se však podle různých autorů i dosti lišila (např. Tolman, 1908; Jílek, 1918). Dalšími výzkumy bylo zjištěno, že rychlostní součinitel závisí na drsnosti stěn koryta a střední hloubce vody, resp. hydraulickém poloměru<sup>5</sup>. Řada výzkumníků předložila vzorce pro

---

<sup>5</sup> Dodnes je nedořešenou a téměř zcela pomíjenou otázkou, zda hydraulický poloměr je nejvhodnějším parametrem. Není např. problém nalézt koryta různých rozměrů i tvarů, mající totožný omočený obvod i průtočnou plochu, a tedy i hydraulický poloměr – vezměme třeba obdélníková koryta jednak šířky 4 m s hloubkou vody 1 m a jednak šířky 2 m s hloubkou

výpočet Chézyho součinitele, odvozené na základě různých předpokladů a na základě různého experimentálního materiálu.

Vzorci lze v zásadě rozdělit do několika hlavních skupin, které se liší zejména způsobem vyjádření drsnosti koryta. Tu lze vyjádřit pomocí tzv. součinitele drsnosti  $n$ , zvaného dnes též Manningův součinitel drsnosti<sup>6</sup>, nebo výškou výstupků stěn  $k$  (popř. tzv. ekvivalentní pískovou drsností  $k_s$ , či pomocí velikosti charakteristického zrna materiálu koryta u přirozených koryt). Každý z těchto dvou základních způsobů má své výhody, avšak i značná úskalí. Kromě toho existuje i řada empirických vzorců, které dovolují výpočet střední průřezové rychlosti, aniž by používaly explicitní vyjádření drsnosti.

Vzhledem k množství vztahů odvozených různými autory dále uvádíme jen nejdůležitější a známější vzorce; další lze nalézt zejména ve starší citované literatuře.

### 1.7.1 Vzorec Ganguillet-Kutterův

Jeden z prvních vzorců pro výpočet Chézyho rychlostního součinitele publikovali Ganguillet a Kutter r. 1869. Ve své době (zejména v první polovině 20. století) byl i přes svoji poměrnou složitost velmi oblíbený. Přestože byl odvozen na základě experimentálních dat, z nichž o některých (jedná se jmenovitě o měření Humphreyse a Abbota na Mississippi) byly značné pochybnosti již nedlouho po jejich získání, a člen obsahující sklon je ve vzorci zahrnut právě proto, aby vzorec vyhověl těmto chybným datům, Chow (1959) uvádí, že vzorec i přesto dává uspokojivé výsledky. Jeho tvar je:

$$C = \frac{23 + \frac{0,00155}{i} + \frac{1}{n}}{1 + \left(23 + \frac{0,00155}{i}\right) \frac{n}{\sqrt{R}}} \quad (1.46).$$

Tito autoři jako první použili ve svém vzorci součinitel drsnosti  $n$  a stanovili pro řadu případů jeho hodnoty. Úplnou tabulku podle Chowa (1959) doplněnou podle Koláře aj. (1966) uvádíme v příloze 1.

---

vody 2 m. Zcela zřejmě vliv drsnosti i rychlostní pole budou v každém z obou případů jiné, avšak použití hydraulického poloměru při výpočtu průtoku vede ke stejnému průtoku v obou korytech. Již Tolman (1908) kritizuje tento přístup: „Hydraulický poloměr ... vyjadřuje jen poměr velikosti plochy k délce omočeného obvodu, nikoliv ale vzájemné uspořádání obou částí. Stejně dlouhým částem omočeného obvodu přisuzujeme stejné působení, ať se nalézají v jakékoliv hloubce a poloze. A přece je dokázáno, že vliv drsnosti se umenšuje se vzdáleností od stěny. My měníme vlastně profil v jiný o stálé hloubce, kde působení stěn postranních nahraďujeme jen působením dna a kde není žádného ohraničení postranního. Substituujeme tedy profil vyřatý z nekonečně širokého koryta, jehož hloubka je rovna  $R$ .“ V poslední době se tímto problémem zabýval Christensen (1992), který na základě rozdělení tangenciálního napětí po omočeném obvodu odvodil vlastní metodu výpočtu náhradní hloubky; na příkladu ukazuje, že při daném průtoku jsou rozdíly v hloubce ca 10 %. Na druhou stranu budiž podotknuto, že zejména u přirozených toků nebývá valného rozdílu mezi střední hloubkou a hydraulickým poloměrem, které lze navíc zaměnit, pokud šířka koryta je větší než ca desetinásobek až dvacetinásobek hloubky (např. Chow, 1959).

<sup>6</sup> Ač byl prvně zaveden Ganguilletem a Kutterem r. 1869.

## 1.7.2 Mocninné vzorce

Vzorce mocninného typu mají obecný tvar

$$C = \frac{1}{n} R^y \quad (1.47),$$

kde součinitel  $y$  je proměnný nebo konstantní.

První vzorec tohoto typu předložil roku 1889 Manning<sup>7</sup> s konstantním exponentem  $y = 1/6$  (např. Chow, 1959; podrobný popis historie vzniku Manningovy rovnice viz Dooge, 1992). Tato Manningova rovnice je velmi rozšířená zejména v angloamerické oblasti, ale i u nás.

Velmi podobný je vzorec Forchheimerův, který se liší jen číselnou hodnotou exponentu,  $y = 1/5$ , a vzorec Lacey s  $y = 1/4$ .

Sribný (Macura, 1958) navrhl mocninný vzorec téhož tvaru, údajně vhodný pro přirozené toky, v němž se exponent  $y$  mění v závislosti na součiniteli drsnosti podle *tabulky 4*.

Tabulka 4. Exponent mocninného vzorce v závislosti na drsnosti podle Sribného

n	< 0,010	0,013	0,018	0,025	0,040	0,080	0,200
y	1/8	1/7	1/6	1/5	1/4	1/3	1/2

Hodnoty v tabulce lze na daném intervalu součinitele drsnosti velmi dobře interpolovat vztahem

$$y = 1,0724n^{0,4621} \quad (1.48).$$

Chen (1992) ve své obsáhlé analýze dospěl k závěru, že exponent  $y$  v mocninném vzorci závisí na poměru  $R/k$  podle *tabulky 5*.

Tabulka 5. Exponent  $y$  v závislosti na  $R/k$  podle Chena

y	1/6	1/5	1/4	1/3	1/2	2/3	1
min $R/k$	3,34	0,983	0,278	0,069	0,007	0,003	0
max $R/k$	316,0	132,0	53,6	21,0	7,9	3,2	1,1

<sup>7</sup> Původní Manningova rovnice má tvar  $v = \frac{1,49}{n} R^{2/3} i^{1/2}$  (v imperiální měrové soustavě) a slouží

tedy k určení střední průřezové rychlosti. Porovnáním s Chézyho rovnicí lze pak odvodit vztah pro rychlostní součinitel. Z Manningovy rovnice by též vyplývalo, že součinitel drsnosti má rozměr  $[sm^{-1/3}]$ . Protože však si lze jen obtížně představit fyzikální význam rozměru času u součinitele drsnosti, který je v zásadě mírou velikosti výstupků stěny (tedy vlastně délkovým rozměrem), přisuzuje se konstantě 1 (v SI jednotkách), resp. 1,49 (v imperiálních jednotkách) rozměr odmocniny tíhového zrychlení, tj.  $[m^{0,5}s^{-1}]$ , resp.  $[ft^{0,5}s^{-1}]$ . Tím pak součinitel drsnosti  $n$  nabývá rozměru  $[m^{1/6}]$ , resp.  $[ft^{1/6}]$  a Manningova rovnice se stává rozměrově logičtější (viz též např. Chow, 1959; Yen, 1992).

Číselný koeficient 1,49 (přesněji 1,486) je převodní součinitel mezi SI a tradiční britsko-americkou soustavou měr, takže číselná hodnota součinitele drsnosti je shodná při použití libovolné z obou měrových soustav.



Přesah rozmezí minimum-maximum je však natolik veliký, že v zásadě dovoluje značně libovolnou volbu exponentu.

Pavlovskij uveřejnil roku 1925 vzorec s proměnným exponentem  $y$  ve tvaru

$$y = 2,5\sqrt{n} - 0,13 - 0,75\sqrt{R}(\sqrt{n} - 0,10) \quad (1.49).$$

Literatura uvádí dvě možná zjednodušení navržená autorem vzorce, a to jednak z hlediska uvažovaného hydraulického poloměru (např. Agroskin, Dmitrijev a Pikalov, 1955; Brachtl a Taus, 1962)

$$y = 1,5\sqrt{n} \quad \text{pro } R < 1 \text{ m,}$$

$$y = 1,3\sqrt{n} \quad \text{pro } R > 1 \text{ m,}$$

jednak z hlediska velikosti součinitele drsnosti  $n$  (Brachtl a Taus, 1962)

$$y = 1/6 \quad \text{pro } 0,010 \leq n < 0,015,$$

$$y = 1/5 \quad \text{pro } 0,015 \leq n < 0,025,$$

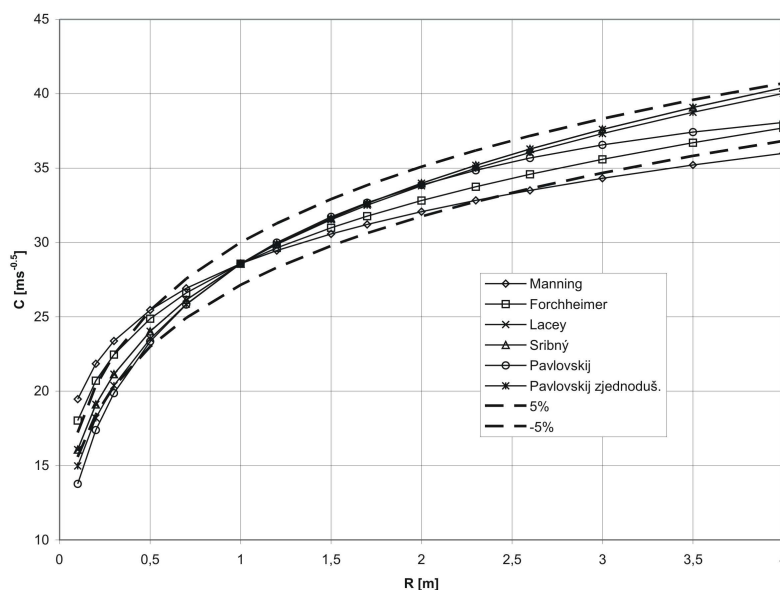
$$y = 1/4 \quad \text{pro } n \geq 0,025.$$

Pavlovského vzorec tedy pro malé součinitele drsnosti přechází v Manningovu rovnici, pro střední drsnosti v rovnici Forchheimera a pro velké drsnosti v rovnici Lacey.

Libý (1977) uvádí další možné zjednodušení na základě hodnoty součinitele drsnosti ve tvaru

$$y = 1,6\sqrt{n} \quad \text{pro } n \geq 0,025.$$

Pavlovského vzorec je naší a sovětskou literaturou uváděn jako nejpřesnější. Meze platnosti vzorce jsou podle autora  $R \in \langle 0,1; 3 \rangle [m]$ ,  $n \in \langle 0,011; 0,040 \rangle$ . Obecně se však udává, že Pavlovského rovnice platí v podstatně širších mezích, než jsou meze uváděné autorem. Vzorec je v bývalém Sovětském svazu, ale i u nás široce používán.



Obr. 2. Porovnání mocninných vzorců ( $n = 0,035$ )

Na obr. 2 uvádíme porovnání výsledků jednotlivých mocninných vzorců pro součinitel drsnosti zvolený hodnotou  $n = 0,035$  (z čehož vyplývá exponent podle Sribného ca  $y = 1/4$ ). V obrázku jsou ještě vyneseny křivky udávající odchylku  $\pm 5\%$  od průměrné hodnoty Chézyho součinitele stanovené ze všech uvedených vztahů. Je zřejmé, že zatímco pro hydraulické poloměry větší než ca  $R = 0,5$  m jsou rozdíly relativně přijatelné s výjimkou vzorce Manninga, který pro větší hydraulické poloměry ( $R > \text{ca } 2,5$  m) ve srovnání s ostatními vzorci poněkud podhodnocuje rychlostní součinitel, zejména pro malé hydraulické poloměry se rozdíly značně zvětšují.

### 1.7.3 Logaritmické vzorce

Logaritmické vzorce vycházejí z teorie turbulentního proudění a jsou podle současných poznatků teoreticky nejlépe podloženy. Z Prandtl-Kármánova zákona rozdělení rychlostí ve svislici lze odvodit výraz pro součinitel ztráty třením v obecném tvaru tzv. Colebrook-Whiteovy rovnice

$$\frac{1}{\sqrt{\lambda}} = c \log \frac{aR}{k_s} \quad (1.50),$$

kde  $c$  je konstanta ( $c = 2,03$  – převod z přirozeného logaritmu na dekadický, někteří autoři zaokrouhlují na  $c = 2,0$ ),  $R$  hydraulický poloměr,  $k_s$  (absolutní) hydraulická drsnost (přesněji řečeno ekvivalentní písková drsnost) a  $a$  je konstanta závislá na tvaru koryta. Podle charakteru koryta nabývá součinitel  $a$  hodnot od ca 11,1 pro nekonečně široké koryto po ca 13,5 pro koryto půlkruhové – viz též obr. 3 a vztah (1.64) (podrobněji např. Marešová, 1986).

Marešová (1992) uvádí, že podle Heye a Braye lze v případě mikrodrsnosti určit ekvivalentní pískovou drsnost  $k_s$  na základě charakteristického zrna splavenin jako

$$k_s = m d_i \quad (1.51),$$

kde součinitel  $m$  lze brát z tabulky 6.

Tabulka 6. Součinitel pro určení hydraulické drsnosti z charakteristického zrna

zrno $d_i$	$d_{50}$	$d_{65}$	$d_{84}$	$d_{90}$
$m$	6,8	5,2	3,5	3,1

Chanson (1999) udává obdobné hodnoty určené několika jinými autory – z nich vyplývá, že velikost ekvivalentní pískové drsnosti se pohybuje v rozmezí ca  $k_s = (1,5-3)d_{90}$ , jako první aproximaci doporučuje hodnotu  $k_s = 2d_{90}$ .

Yen (1992) uvádí přehled součinitelů  $m$  určených pro různé charakteristické zrno různými autory – údaje jsou shrnuty v tabulce 7.

Tabulka 7. Součinitelé  $m$  – souhrn přehledu uvedeného Yenem

	$d_{35}$	$d_{50}$	$d_{65}$	$d_{75}$	$d_{80}$	$d_{84}$	$d_{85}$	$d_{90}$
$m_{\min}$		1	1			1,5		2
$m_{\text{stř}}$	1,23	2,8	1,5	3,2	2,5	3,25	1	2,5
$m_{\max}$		6,6	2			3,9		3
počet autorů	1	5	3	1	1	7	1	2

V poslední době se témuž problému věnoval i autor (Mattas, 2011), který na základě obsáhlé databáze (celkem použito 758 záznamů pro  $d_{50}$ , 705 pro  $d_{84}$  a 508 pro  $d_{90}$ ) odvodil hodnoty  $m = 5,8$  pro  $d_{50}$ ,  $m = 2,6$  pro  $d_{84}$ , a  $m = 2,2$  pro  $d_{90}$ , které jsou sice poněkud nižší než hodnoty uváděné Heyem a Brayem, leč spolehlivě v mezích uváděných Yenem.

Z tabulky 7 i předchozích odstavců je zřejmé, že názory na použití charakteristického kvantilu křivky zrnitosti se liší stejně jako číselné hodnoty odvozené jednotlivými autory. Vezmeme-li v úvahu všechny okolnosti, zdá se, že údaje Heye a Braye (tabulka 6) jsou poměrně rozumné a pravděpodobně poněkud na straně bezpečnosti.

Vzhledem k tomu, že mezi střední průřezovou rychlostí, třecí rychlostí, součinitelem ztráty třením, Chézyho rychlostním součinitelem a součinitelem drsnosti platí vztahy

$$\frac{v}{v_*} = \sqrt{\frac{8}{\lambda}} = \frac{C}{\sqrt{g}} = \frac{K}{\sqrt{g}} \frac{R^{1/6}}{n} \quad (1.52),$$

kde  $K$  je konstanta (pro SI  $K = 1$ ), lze Colebrook-Whiteovu rovnici snadno převést na výraz pro stanovení Chézyho součinitele ve tvaru

$$C = 4\sqrt{2g} \log \frac{aR}{k_s} = 4\sqrt{2g} \left( \log R + \log \frac{a}{k_s} \right) = 4\sqrt{2g} \left( \log \frac{R}{k_s} + \log a \right)^8 \quad (1.53).$$

Výše uvedené modifikace Colebrook-Whiteovy rovnice lze nalézt v literatuře pod různými jmény; jejich tvar je v zásadě totožný a liší se víceméně jenom v použité charakteristice drsnosti  $k_s$  a popř. v číselných konstantách.

U nás je asi nejznámější Agroskinův vztah (např. Agroskin, Dmitrijev a Pikalov, 1955), vycházející ze Zegždových výsledků, ve tvaru

$$C = 4\sqrt{2g} (\log R + k_A) \quad (1.54),$$

kde  $k_A$  je součinitel hladkosti,

$$k_A = \log \frac{2A}{\Delta} \quad (1.55),$$

kde  $A$  je konstanta a  $\Delta$  velikost výstupků dna (stěny). Aby se vyhnul potížím při určení velikosti výstupků stěny, vyšel Agroskin pro určení parametru  $k_A$  z mocninných vztahů pro  $C$  a z nich odvodil výraz

$$k_A = \frac{0,05643}{n} \quad (1.56),$$

kde  $n$  je Manningův součinitel drsnosti. Tím ovšem do značné míry popřel výhodnost svého, teoreticky jinak dobře zdůvodněného vzorce.

Bretting (citace v Martinec, 1958; Macura, 1958) odvodil obdobný vzorec

$$C = 4\sqrt{2g} \left( \log \frac{R}{d} + A' \right) \quad (1.57),$$

kde  $d$  je střední (efektivní) zrno.

---

<sup>8</sup> Numerická konstanta 4 by správně měla být  $2 \cdot 2,03$  (2,03 je převodní koeficient mezi přirozeným a dekadickým logaritmem), většina autorů však v tomto případě zaokrouhluje.

Porovnání Agroskinova a Brettingova vzorce ukazuje, že oba jsou ekvivalentní a pokud položíme  $\Delta = d$ , platí  $A' = \log(2A)$ . Konstanta  $A'$  má přepočtem ze Zegždovy rovnice hodnotu  $A' = 1,062$ , Bretting uvádí hodnotu  $A' = 1,171$ .

Martinec na základě vlastních měření na českých tocích (Martinec, 1958) určil konstantu  $A' = 0,77$  pro velikost zrna  $d = d_{50}$  – tzv. „vzorec VUV“. Vzorec platí „pro toky bez pohybu splavenin, v nichž drsnost není znatelně ovlivněna vegetací nebo dnovými útvary“. Z práce není zcela zřejmá metodika určení charakteristického zrna; pro jemnozrnnější materiál ( $d_{\max} = 50$  mm) byl použit tehdy obvyklý síťový rozbor relativně malého množství odebraného materiálu, stanovení křivky zrnitosti pro hrubozrnný substrát však není jasně popsáno, pro některé lokality Martinec uvádí dokonce jako způsob určení „odborný odhad“, takže z tohoto pohledu může být vzorec dosti problematický. Z dříve provedeného rozboru (Mattas, Petrůjová a Mareš, 1998) vyplývá, že použitou metodikou mohlo dojít (a evidentně i došlo) k dosti značnému podhodnocení zrnitosti v porovnání s použitím např. Wolmanovy metody, což se velmi výrazně projevilo při porovnání Martincova vzorce se vzorci jiných autorů (viz obr. 5), kdy Martincův vzorec dává podstatně vyšší hodnoty rychlostního součinitele.

V další fázi svého výzkumu se Martinec pokusil zohlednit vliv nepravidelností koryta (Martinec, 1966). V této práci zavádí fiktivní přírůstek rozměru nerovností (původně charakterizovaných pomocí  $d_{50}$ )  $\Delta d$ , který stanovuje na základě poměru maximální a minimální plochy příčných profilů v daném úseku. Velikost náhradního zrna použitá pro výpočet Chézyho rychlostního součinitele pomocí jeho vzorce (viz výše) je pak  $d = d_{50} + \Delta d$ . Zatímco z metodického hlediska se jedná o zajímavý přístup, praktické použití Martincových výsledků považujeme za značně problematické vzhledem k problémům uvedeným výše.

Mattas (2003) určil na základě souboru dat z více než 600 vlastních i z literatury převzatých měření na tocích větších gradientů s hrubozrnným substrátem konstantu  $A' = 0,41$  pro  $d = d_{50}$ , resp.  $A' = 0,72$  pro  $d = d_{84}$ .

Leopold, Wolman a Miller (Marešová, 1986) udávají pro hrubozrnný materiál dna rovnicí

$$C = 2,03 \cdot 2\sqrt{2g} \log \frac{3,11h}{d_{84}} \quad (1.58),$$

podobně Limerinos (ibid) uvádí obdobný vztah

$$C = 2,03 \cdot 2\sqrt{2g} \log \frac{3,72R}{d_{84}} \quad (1.59),$$

resp.

$$C = 2,03 \cdot 2\sqrt{2g} \log \frac{1,49R}{d_{50}} \quad (1.60).$$

Podobné vztahy, avšak s jinou než teoretickou konstantou 2,03, uvádí i Bray (1979)

$$C = 2,36 \cdot 2\sqrt{2g} \log \frac{1,27R}{d_{50}} \quad (1.61)$$

a Griffiths (1981)

$$C = 1,98 \cdot 2\sqrt{2g} \log \frac{2,42R}{d_{50}} \quad (1.62).$$

Platnost svého vzorce Griffiths udává v mezích  $1 < R / d_{50} < 200$ .

V rovnicích je  $h$  střední hloubka, resp.  $R$  hydraulický poloměr, a  $d_{50}$ , resp.  $d_{84}$  je zrno materiálu dna příslušné kvantilu 50 %, resp. 84 % křivky zrnitosti.

Hey (Marešová, 1986) předložil rovnici pro šterková koryta tvaru podobného Colebrook-Whiteově rovnici, avšak se součinitelem  $a$  závislým na poměru hydraulického poloměru  $R$  a parametru  $h_{\max}$ , čímž také do jisté míry zohlednil vliv tvaru koryta. Heyova rovnice má tvar

$$C = 4\sqrt{2g} \log \frac{a'R}{3,5d_{84}} \quad (1.63)$$

kde součinitel  $a'$  lze určit buď z grafu na obr. 3, nebo podle Bathurstova empirického vztahu

$$a' = 11,1 \left( \frac{R}{h_{\max}} \right)^{-0,314} \quad (1.64),$$

kde  $h_{\max}$  je délka normály k omočenému obvodu procházející místem maximální rychlosti. Heyova rovnice se dnes považuje za jednu z nejspolehlivějších a literatura uvádí, že i přesto, že původně byla odvozena pro koryta s mikrodrsností, dává velmi dobré výsledky i pro makrodrsnost.

Z Heyovy rovnice vyšla ve své práci Marešová (1992), která na základě vlastních, velmi důkladných opakovaných měření na sedmi lokalitách odvodila vztah (po převodu na Chézyho rychlostní součinitel)

$$C = 4\sqrt{2g} \log \left( \frac{a R}{m d_i} \right) \quad (1.65),$$

kde  $a$  je hodnota z Bathurstova vztahu a parametr  $m$  závisí na použitém charakteristickém zrnu  $d_i$  a charakteru proudění:

pro  $d_i = d_{50}$  je  $m = 55,8 i_E^{0,451}$  pro rovnoměrné proudění a nerovnoměrný zrychlený pohyb a  $m = (55,8 i_E^{0,451})^{(1-3,64\delta)}$  pro zpomalený pohyb;

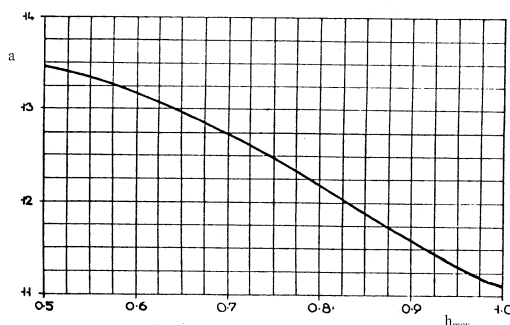
pro  $d_i = d_{84}$  je  $m = 18,1 i_E^{0,358}$  pro rovnoměrné proudění a nerovnoměrný zrychlený pohyb a  $m = (18,1 i_E^{0,358})^{(1-5,64\delta)}$  pro zpomalený pohyb

a pro  $d_i = d_e$  je  $m = 36,2 i_E^{0,405}$  pro rovnoměrné proudění a nerovnoměrný zrychlený pohyb a  $m = (36,2 i_E^{0,405})^{(1-4,43\delta)}$  pro pohyb zpomalený.

Ve všech vztazích  $\delta$  vyjadřuje míru nerovnoměrnosti proudění:  $\delta = 1 - i/i_E$  kde  $i$  je sklon hladiny a  $i_E$  je sklon čáry energie.

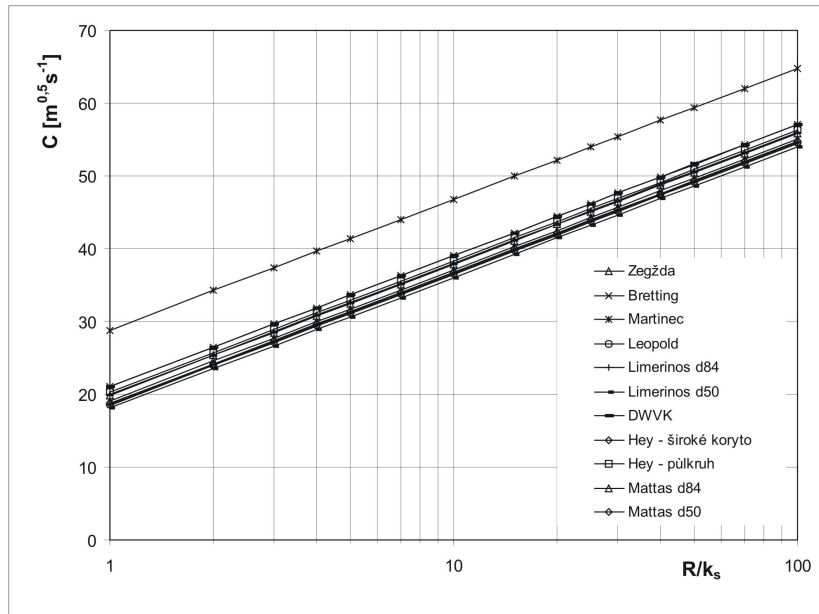
Materiály semináře „Hydraulische Berechnung von Fließgewässern“ (1991) uvádějí Colebrook-Whiteovu rovnici v poněkud méně obvyklém tvaru (po úpravě do formy pro výpočet rychlostního součinitele) jako

$$C = -4\sqrt{2g} \log \frac{k_s}{14,84 R} \quad (1.66).$$



Obr. 3. Závislost  $a'$  na  $R/h_{\max}$

Kromě toho udávají poměrně obsáhlou tabulku hodnot ekvivalentní pískové drsnosti  $k_s$  pro různé druhy materiálu a povrchu koryt (viz přílohu 2).

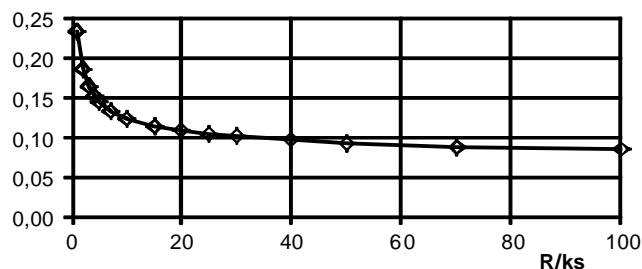


Obr. 4. Porovnání některých logaritmických vzorců

Na obr. 4 uvádíme v grafické formě porovnání některých logaritmických vzorců. Aby bylo porovnání vůbec možné provést, převedli jsme velikost charakteristického zrna  $d_{50}$ , resp.  $d_{84}$ , která je v řadě vzorců použita, na ekvivalentní pískovou drsnost  $k_s$  s použitím údajů Heye a Braye (viz tabulku 5). Je zřejmé, že s výjimkou vzorce Martincova jsou rozdíly relativně přijatelné. To dokumentuje i graf na obr. 5, který uvádí hodnoty

$$\Delta = \frac{C_{\max} - C_{\min}}{\bar{C}} = f\left(\frac{R}{k_s}\right) \quad (1.67).$$

Martincův vzorec byl vzhledem k jeho evidentní odlehlosti v tomto případě ze zpracování vyloučen. Je zřejmé, že relativní chyba (pro malé poměry  $R/k_s$  sice dosti značná) rychle klesá a pro  $R/k_s > 5$  již nedosahuje 15 %.



Obr. 5.  $\Delta = f(R/k_s)$

Mostkov (např. Mostkov, 1959) odvodil přímo z Prandtlovy diferenciální rovnice vztah pro hydraulicky drsná koryta tvaru

$$C = 22 \log \frac{R}{\Delta} + 9,5 \frac{\Delta}{R} + 1,5 \quad (1.68).$$

Ve výše uvedené rovnici  $\Delta$  je „výška vlivu výstupků drsnosti“, kterou uvádí pro 22 tříd umělých i přirozených koryt v tabelární formě (viz přílohu 3 podle Mostkova, 1954). Pro říční koryta udává hodnoty  $\Delta$  pro různé střední zrno *tabulka 8*.

Tabulka 8. Hodnoty  $\Delta$  pro střední zrno  $d_{stř}$  podle Mostkova

$d_{stř}$ [mm]	3–5	30–75	50–90	140–180	180–210	250
$\Delta$ [mm]	10	25	50	100	150	200

Vzorec platí pro  $\Delta/R < 0,5$ . Jeho dalšími úpravami (Mostkov, 1959) dospěl ke vztahu mezi Manningovým součinitelem drsnosti a výškou výstupků  $\Delta$  ve tvaru

$$n = 0,042\Delta^{1/6} \quad (1.69),$$

který již ale vlastně patří do následující skupiny vztahů.

#### 1.7.4 Stricklerův vzorec a jeho modifikace

Mezi první pokusy zavést do výpočtu Chézyho součinitele charakteristický rozměr zrn splavenin patří vzorec Stricklerův, který je nejznámějším vzorcem tohoto typu a který následně doznal řady modifikací. Tyto vzorce mají obecný tvar

$$C = \frac{a}{d^{1/6}} R^{1/6} \quad (1.70),$$

který lze porovnáním s Manningovou rovnicí snadno přepsat do tvaru

$$n = \frac{1}{a} d^{1/6} \quad (1.71),$$

kde  $a$  je konstanta a  $d$  je charakteristické zrno. Multiplikační konstanty  $a$  a příslušná charakteristická zrna podle různých autorů udává *tabulka 9*.

Z tabulky je zřejmé, že ani v otázce hodnoty násobné konstanty, ani v tom, jaké zrno, resp. kvantil křivky zrnitosti by se měl použít, není zcela jasno a hodnoty zejména násobné konstanty se pohybují v natolik širokých mezích, že použití vzorce tohoto typu je značně problematické i přesto, že řada autorů původní Stricklerův vztah přijímá bez výhrad.

Autor (Mattas, 2003) zpracoval více než 600 údajů z měření vlastních i z dat publikovaných v literatuře. Regresní analýzou byly získány hodnoty součinitele  $a = 11,1$  pro  $d_{50}$ , resp.  $a = 12,5$  pro  $d_{84}$ . Jím určené hodnoty jsou ve srovnání s hodnotami uváděnými v *tabulce 10* značně nižší (zhruba poloviční). Vysvětlení by mohlo spočívat v tom, že naprostá většina dat pochází z toků větších gradientů ( $i > 0,002$  až  $0,005$ ) s hrubozrnným substrátem ( $d_{50} > 0,01$  m) a vyšší relativní drsností, která v některých případech spadá i do oblasti makrodrsnosti, a tudíž vybočuje z mezí platnosti Stricklerova vzorce. Kromě toho takové toky vykazují podle současných poznatků značně vyšší odpory (Jarrett, 1992) než toky malých gradientů.

Stricklerovu vzorci jsou podobné vzorce Braye (1979)

$$n = 0,0593d_{50}^{0,179}, \quad n = 0,0561d_{65}^{0,179}, \quad n = 0,0495d_{90}^{0,16} \quad (1.72a, b, c).$$

Tabulka 9. Vzorce Stricklerova typu

Autor	$a$	$d$	Poznámka
Strickler	21,1	$d$ [m]	homogenní písková drsnost, pevné dno
Strickler	24,4	$d_{50}$ [m]	(viz Chanson 1999)
Meyer-Peter a Müller	26,0	$d_{90}$ [m]	písek, směs; ne pro dnovou dlažbu, $R/d_{90} > 10$
Raudkivi (1976)	76,9	$d_{65}$ [mm]	
Garde a Raju (1978)	21,3	$d_{50}$ [m]	
anonym (viz Simons a Senturk, 1992)	38,15	$d_{50}$ [m]	
Henderson	26,31	$d_{75}$ [m]	
Henderson (1966)	29,4	$d_{50}$ [ft]	
Keulegan (1938)	25,3	$d_{50}$ [m]	
Irmay (1949)	40,2	$d_{90}$ [m]	
Irmay (1949)	24,0	$d_{65}$ [m]	
Lane a Carlson	21,14	$d_{75}$ [m]	dnová dlažba z oblázků
Pirkovský	19,4	$d_e$ [m]	průměrný pohyb splavenin; $R/d_e > 5$

Pozn.: Macura (1958) udává meze platnosti Stricklerova vzorce podle Brettinga v hodnotách  $4,32 < R/d < 276$

Analýza dat provedená Mattasem (1998) vedla též ke vztahům blízkým vzorci Braye

$$n = 0,097d_{50}^{0,196}, \quad n = 0,115d_{84}^{0,376} \quad (1.73a, b).$$

Pro uvedené vzorce platí totéž, co bylo uvedeno výše v souvislosti se vzorcem Stricklera.

### 1.7.5 Vzorce vyjadřující Manningův součinitel drsnosti na základě charakteristického zrna a dalších parametrů

Tyto vztahy byly vždy odvozeny empiricky. Oproti Stricklerovu přístupu zahrnují nejen charakteristické zrno materiálu dna, ale i další parametry, nebo vycházejí z hydraulických parametrů a velikost charakteristického zrna vůbec neobsahují.

Jobson a Froehlich (1988) odvodili vztah

$$n = 0,245R^{0,14} \left( \frac{R}{d_{50}} \right)^{-0,44} \left( \frac{R}{B} \right)^{0,30} \quad (1.74),$$

kde  $B$  je šířka koryta v břehové linii. Všechny rozměry jsou udány ve stopách.

Poněkud podobný vzorec udává též Griffiths (1981)

$$n = 0,104R^{1/6} \left( \frac{R}{d_{50}} \right)^{-0,297} \left( \frac{R}{O} \right)^{0,103} \quad (1.75).$$



Několik autorů zahrnuje do svých vzorců sklon hladiny nebo čáry energie. Bray (1979) uvádí jednoduchý vztah

$$n = 0,104i^{0,177} \quad (1.76),$$

Sauer (cit. v Coon, 1998)

$$n = 0,11i^{0,18}R^{0,08} \quad (1.77).$$

Jarrett (1984) na základě svých měření odvodil výraz

$$n = 0,32i_E^{0,38}R^{-0,16} \quad (1.78),$$

a Mattas (1998; 2003) na základě vlastních měření i dostupných dat uvedených v literatuře vztah blízký Jarrettovu,

$$n = 0,267i^{0,323}R^{-0,152} \quad (1.79).$$

Vzorce Jarretta a Mattase platí pro toky s hrubozrnným substrátem (hrubý štěrk a větší) a větších gradientů ( $i > 0,002-0,005$ ).

Kromě výše uvedených vzorců lze pro odhad Manningova součinitele drsnosti na základě zrnitosti materiálu dna použít tabulku uváděnou Coonem (1998). Zde ji poskytujeme v poněkud modifikované a doplněné podobě (*tabulka 10*).

Tabulka 10. Součinitel drsnosti v závislosti na zrnitosti substrátu

Materiál	Hrubý písek	Jemný štěrk	Štěrk	Hrubý štěrk	Velmi hrubý štěrk	Malé oblázky	Oblázky	Balvany
velikost [mm]	1–2	4–8	2–64	16–32	32–64	64–128	64–256	> 256
n	0,026 až 0,035 <sup>1</sup>	0,024 <sup>2</sup>	0,028 až 0,035 <sup>1</sup>	0,028 <sup>2</sup>	0,032 <sup>3</sup>	0,036 <sup>3</sup>	0,030 až 0,050 <sup>1</sup>	0,040 až 0,070 <sup>1</sup>

<sup>1</sup> podle Bensona a Dalrympla; <sup>2</sup> podle Chowa; <sup>3</sup> podle Braye

Podobně Herschy (1995) uvádí Manningův součinitel drsnosti v závislosti na zrnitosti substrátu dna (*tabulka 11*).

Tabulka 11. Součinitel drsnosti v závislosti na zrnitosti substrátu (Herschy, 1995)

Zrnitost [mm]	4–8	8–20	20–60	60–110	110–250
n	0,019–0,020	0,020–0,022	0,022–0,027	0,027–0,030	0,030–0,035

Je zřejmé, že hodnoty udávané Herschym jsou dosti výrazně nižší než součinitele drsnosti podle *tabulky 10*. I na základě vlastních zkušeností se zdají být skutečně nereálně nízké.

Obdobnou tabulku, která udává součinitele drsnosti v závislosti na velikosti substrátu, podélném sklonu a průtoku zpracoval pro horské a podhorské toky Nosov (anonym, 1979), uvádíme ji v *příloze 4*.

### 1.7.6 Toky se zvýšenou drsností

Do této kategorie patří toky horské a podhorské, obvykle vyšších gradientů – ca  $i > 0,002$ , se substrátem větších zrnitostí a často se vyskytujícími většími valouny

nebo balvany, které již zhusta spadají do oblasti makrodrsnosti definované podmínkou (viz výše rov. 1.11, 1.12)

$$\frac{h}{d_{84}} < 1,2, \text{ resp. } \frac{h}{d_{50}} < 2.$$

Pozorování z poslední doby ukazují, že hydraulické odpory takových toků jsou i podstatně (až 2x) vyšší, než by se dalo očekávat na základě zkušeností z toků s menšími gradienty a stejnou relativní drsností (Jarrett, 1992). Přitom při stejné relativní drsnosti se odpory koryta zvyšují se zvětšujícím se hydraulickým gradientem vzhledem ke zvyšující se intenzitě turbulence v úplavech makrodrsnostních prvků a ztrátám energie v lokálních vodních skocích pod balvany. Odpory proudění se přitom výrazně mění v závislosti na hloubce proudu.

Podrobná měření rychlostních polí (ibid) ukázala, že logaritmický zákon rozdělení rychlostí zřejmě v těchto případech neplatí. Rozdělení rychlostí ve svislici má spíše esovitý tvar a rychlosti v blízkosti hladiny dosahují v průměru ca 1,5násobku střední svislicové rychlosti oproti běžně udávané hodnotě 1,16 vyplývající z logaritmického zákona (viz obr. 6 ukazující průměrný rychlostní profil zjištěný Jarrettem spolu se standardním logaritmickým zákonem).

Vzhledem k tomuto silně nerovnoměrnému rozdělení rychlostí je nutné při výpočtech věnovat značnou pozornost i hodnotě Coriolisova čísla. Jarrett (1992) odvodil pro výpočet jeho hodnoty tři vztahy,

$$\alpha = 1,43 \left( \frac{R}{d_{84}} \right)^{-0,77} \quad (1.80a),$$

$$\alpha = 1,97i^{0,08} \quad (1.80b)$$

a

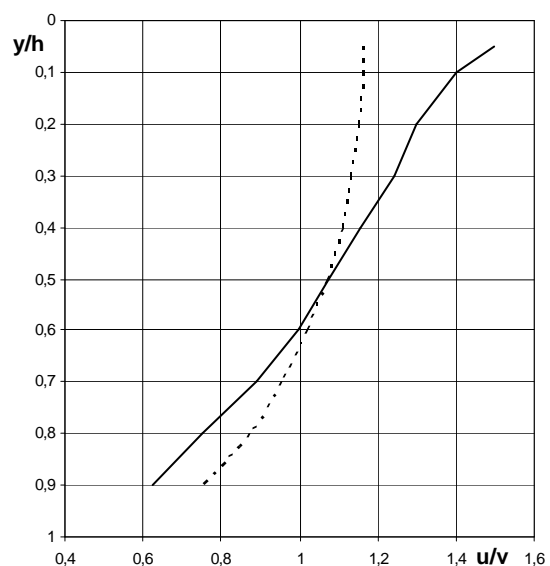
$$\alpha = 2,51n^{0,22} \quad (1.80c).$$

Poslední dva vzorce jsou přibližné – vycházejí jednak z hydraulického gradientu, jednak ze součinitele drsnosti a lze je použít, nejsou-li známy charakteristiky substrátu dna. Jarrett doporučuje použití vzorce prvního, u kterého udává průměrnou standardní chybu ca 10 %.

Pro určení součinitele drsnosti a přímé určení střední průřezové rychlosti Jarrett dále uvádí vztahy citované jinde (rov. 1.78 a 1.102).

Z hlediska charakteru proudění Jarrett udává, že ve všech sledovaných profilech bylo Froudovo číslo (určené ze střední průřezové rychlosti a střední hloubky) menší než 1 a proudění tedy bylo říční s výjimkou velmi krátkých úseků, a to i v případě sklonů čáry energie dosahujících hodnoty  $i = 0,052$ .

Pro toky s makrodrsnostními prvky Bathurst (1985) uvažuje rozmístění velkých drsnostních prvků, které převyšují hladinu při daném průtoku, volně po ploše dna. Přitom bere poměr plochy dna  $S_d$  k součtu jednotlivých ploch



Obr. 6. Rozdělení rychlostí v horských řekách (podle Jarretta, 1992)

těchto makrodrsnostních prvků v jistém pásu kolem příčného profilu. Podle toho, zda jako součet ploch makrodrsnostních prvků uvažujeme jejich čelní plochy  $S_f$ , na něž naráží vodní proud, nebo plochy základů  $S_z$  těchto prvků, vyjádříme buď tzv. frontální koncentraci  $\lambda_1$  drsnostních prvků, nebo jejich základovou koncentraci  $\lambda_2$ , definované vztahy

$$\lambda_1 = \frac{\sum S_f}{S_d}, \quad \text{resp.} \quad \lambda_2 = \frac{\sum S_z}{S_d} \quad (1.81a, b).$$

Protože oba druhy koncentrace korelují s relativní drsností, není třeba je určovat přímo měřeními a lze využít Bathurstem odvozených vztahů

$$\lambda_1 = 0,139 \log \frac{1,91 d_{84}}{R} \quad (1.82)$$

a

$$\lambda_2 = 0,360 \log \frac{1,52 d_{84}}{R} \quad (1.83).$$

Empiricky odvozené vztahy pro určení Chézyho součinitele pak jsou při použití frontální koncentrace

$$C = \sqrt{g} \left( \frac{R}{0,365 d_{84}} \right)^{2,34} \left( \frac{b}{h} \right)^{7(\lambda_1 - 0,08)} \quad (1.84a),$$

resp. při použití základové koncentrace

$$C = \sqrt{g} \left( \frac{R}{0,748 d_{84}} \right)^{5,83} \left( \frac{b}{h} \right)^{7(\lambda_2 - 0,08)} \quad (1.84b).$$

Bathurstovy vztahy platí pro podmínky, pro něž byly odvozeny, tj.  $d_{16} = 0,103$  až  $0,135$  m,  $d_{50} = 0,185$ – $0,270$  m,  $d_{84} = 0,305$ – $0,485$  m.

Simons a kol. (cit. Simons a Sentürk, 1992) analyzovali 118 údajů pro toky velkých gradientů (v rozmezí  $i = 0,0054$ – $0,165$ ) s mezo- a makrodrsností a odvodili mj. empirické vztahy

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = 0,24 \left( \frac{h}{d_{84}} \right)^{0,48} \sigma^{-0,81} i^{-0,81} \quad (1.85),$$

kde parametr

$$\sigma = \log \left( \frac{d_{84}}{d_{50}} \right) \quad (1.86),$$

resp.

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = 1,11 \left( \frac{h}{d_{84}} \right)^{0,46} \left( \frac{d_{84}}{d_{50}} \right)^{-0,85} i^{-0,39} \quad (1.87).$$

Autoři přitom pro výpočty doporučují poslední vzorec (tj. rov. 1.87).

Libý (1977) vyšel z Prandtl-Kármánovy rovnice a na základě vlastních experimentů obdržel za předpokladu, že absolutní drsnost  $\Delta$  závisí na střední aritmetické úchylce  $R_a$  povrchu nerovného zrnitého dna od střední čáry a platí  $\Delta = 8R_a$ , vztah

$$C = 17,72 \log \frac{1,85R}{R_a} \quad (1.88).$$

Střední aritmetická úchylka  $R_a$  je definována způsobem obvyklým ve strojírenství

$$R_a = \frac{1}{L} \int_0^L |y| dx \doteq \frac{\sum_{i=1}^n |y_i|}{n} \quad (1.89),$$

kde  $y$ , resp.  $y_i$  je vzdálenost bodu nerovného povrchu od jeho střední čáry. Přímé stanovení střední aritmetické úchylky je v přirozeném toku velmi pracné; s jistou rezervou lze údajně využít empirických vztahů Kališe a Maleňáka odvozených při zpracování mikroreliefů dna řek Odry, Opavy a Ostravice (cit. Libý, 1977)

$$R_a = 0,633 d_e^{0,75}, \quad \text{resp.} \quad R_a = 0,418 d_{90}^{0,75} \quad (1.90a, b),$$

kde  $d_e$  je velikost efektivního zrna krycí vrstvy.

### 1.8 Empirické vzorce („bez součinitele drsnosti“)

Empirické vzorce, standardní výzbroj inženýrů ještě koncem 1. poloviny 20. století, avšak dnes již asi známé víceméně jen staromilcům, mají obvyklý tvar  $v = f(R, i)$ , resp.  $v = f(h, i)$  a neobsahují tedy žádný člen, který by jakýmkoliv způsobem popisoval drsnost koryta. To bylo ve své době považováno za jejich základní přínos a výhodu, protože problémy s určením součinitele drsnosti jsou staré v zásadě jako sama hydraulika otevřených koryt. Od konce 40. let 20. století však tato jejich vlastnost začala být naopak považována za hlavní nedostatek a časem tento typ vzorců upadl v zapomnění (pokud je autorovi známo, naposled byly u nás některé zmíněny ve skriptech Patočky, 1966).

Vzorce vycházejí převážně z myšlenky, že přirozený tok je ve stavu dynamické rovnováhy, která byla intuitivně přijímána ještě před vznikem režimové teorie. Režimová teorie, prvně formulovaná Blenchem a dalšími autory rozvedená do značné šířky (např. Graf, 1971; Chang, 1988), dává do vzájemných souvislostí základní prvky geometrie koryta (zpravidla omezené na šířku a hloubku), podélný sklon, zrnitost materiálu koryta a jistý charakteristický (obvykle korytotvorný) průtok. To potvrzuje i teorie geometrické hydrauliky, definovaná Leopoldem a Maddockem (viz např. Leopold, Wolman a Miller, 1964). Z toho ovšem též vyplývá logický závěr – jsou-li výše uvedené prvky ve vzájemné vazbě, lze předpokládat, že i hydraulická drsnost bude záviset na těchto několika jednoduchých parametrech a pro dané koryto jimi bude určena.

**Siedek** odvodil dosti složitý postup výpočtu pro přirozená koryta (kompletní popis metody viz např. Tolman, 1908; Jílek, 1918 nebo Weyrauch a Strobel, 1930). Vzhledem k tomu, že svým charakterem značně vybočuje z řady ostatních, zmiňujeme jej zde jen pro úplnost. I přesto, že postup výpočtu je složitý, býval standardně používán c.k. rakouskou hydrografickou službou.

**Lavale** (1883 – cit. Tolman, 1908; Weyrauch a Strobel, 1930) vypracoval zajímavý postup výpočtu, na svou dobu na značné teoretické výši. Vzhledem k tomu, že podobně jako vzorce Siedekovy dosti vybočuje, uvádíme jej jen pro úplnost.

**Manning** (cit. Jílek, 1918) udává pro větší toky vztah pro Chézyho součinitele založený pouze na hydraulickém poloměru ve tvaru

$$C = 34 \left( 1 + \frac{\sqrt{R}}{4} - \frac{0,03}{\sqrt{R}} \right) \quad (1.91).$$

**Heßle** (1899) odvodil pro přirozené toky vztah (cit. Weyrauch a Strobel, 1930)

$$v = 25 \left( 1 + 0,5\sqrt{R} \right) \sqrt{Ri} \quad (1.92).$$

**Hermanek** (1905 – cit. Tolman, 1908; Jílek, 1918; Weyrauch a Strobel, 1930; též Macura, 1958) udává sadu rovnic platných pro přirozené toky s poměrem  $B/h > 10$  v mezích

$$\begin{aligned} h < 1,5 \text{ m} & \quad v = 30,7 h \sqrt{i} \\ 1,5 < h \leq 6 \text{ m} & \quad v = 34 \sqrt[4]{h} \sqrt{hi} \\ 6 \text{ m} < h & \quad v = (50,2 + 0,5h) \sqrt{hi} \end{aligned} \quad (1.93a, b, c)$$

Poslední vzorec lze upravit do přibližného tvaru  $v \approx 44,5 h^{0,6} i^{0,5}$ .

**Christen** (1906) udává pro přirozené toky s valenými splaveninami v rovnováze (nedochází ani k erozi, ani k sedimentaci) rychlostní rovnici tvaru (cit. Tolman, 1908; Jílek, 1918)

$$v = 6,307 \sqrt[3]{hi} \sqrt[8]{\frac{B}{2}} \quad (1.94),$$

kde konstanta 6,307 byla později autorem upravena na hodnotou 7,0. Pro přirozené toky bez pohybu splavenin (nebo se zanedbatelným pohybem) Christen udává (cit. Jílek, 1918) rovnici

$$v = 32 \sqrt{hi} \sqrt[8]{\frac{B}{2}} \quad (1.95).$$

**Matakiewicz** (Tolman, 1908; Jílek, 1918; Weyrauch a Strobel, 1930) odvodil pro přirozené toky postupně tři empirické rovnice – nejstarší z roku 1905 má tvar

$$v = 34 h^m i^n \quad (1.96a),$$

kde koeficienty  $m$  a  $n$  jsou (Tolman, 1908)

$m = 1 - h$	pro $h < 1 \text{ m}$	$n = 0,5$	pro $i < 0,002$
$m = 0,75$	pro $h > 1 \text{ m}$	$n = 0,51$	pro $i = 0,0025$
		$n = 0,52$	pro $i = 0,0035$
		$n = 0,53$	pro $i = 0,0045$ .

Novější vzorec bez data jeho publikace uvádí Jílek (1918) ve tvaru

$$v = 116 \frac{h}{2,2 + h^{2/3} + \frac{0,15}{h^2}} i^{0,493+10i} \quad (1.96b)$$

s mezemi platnosti  $0,1 \leq h \leq 7 \text{ [m]}$ ,  $0,025 \text{ ‰} \leq i \leq 10 \text{ ‰}$ .

Weyrauch a Strobel (1930) uvádějí další Matakiewiczův vzorec (zřejmě z r. 1927) ve tvaru

$$v = 35,4h^{0,7}i^m \quad (1.96c),$$

kde exponent  $m$  je udán tabelárně pro koryta v různých materiálech nebo z různých materiálů (ibid). Speciálně pro přirozená koryta je  $m = 0,493 - 10i$ .

Vzorec má podle Weyraucha a Strobela (1930) meze platnosti  $h < 4,5$  m,  $i < 0,016$ . Macura (1958) uvádí již jen výsledný tvar pro přirozená koryta včetně mezí platnosti, které odpovídají nejstaršímu vzorci,  $0,1 < h < 7$  [m],  $0,000025 < i < 0,01$ .

**Lindboe** (1910 – cit. Jílek, 1918) uvádí pro přirozená koryta rovnicí tvaru

$$v = k \left( m - \frac{h}{B} \right) h^n i^r \quad (1.97),$$

kde součinitele  $m$ ,  $n$  a  $r$  jsou závislé na hloubce, poměru  $h/B$  a sklonu. Rovnice platí pro  $B > 10$  m,  $i < 0,005$  a  $h/B < 0,1$ . Součinitel  $k$  je uveden v *tabulce 12*.

Tabulka 12. Součinitel  $k$  Lindboeova vzorce

	$i < 0,0006$		$0,0006 < i < 0,005$	
	$h/B < 0,028$	$0,028 < h/B < 0,1$	$h/B < 0,028$	$0,028 < h/B < 0,1$
$h < 1,12$ m	23,37	8,19	33,86	11,86
$1,12 < h < 3,65$ m	24,11	8,45	34,94	12,24
$h > 3,65$ m	27,45	9,62	39,77	13,94

Součinitel  $m$  je roven  $m = 0,822$  pro  $h/B < 0,028$  a  $m = 2,293$  pro  $0,028 < h/B < 0,1$ , součinitele  $n$  uvádí *tabulka 13* a součinitel  $r$  je  $r = 0,42$  pro  $i < 0,0006$  a  $r = 0,47$  pro  $0,0006 < i < 0,005$ .

Tabulka 13. Součinitel  $n$  Lindboeova vzorce

$h < 1,12$ m	$1,12 < h < 3,65$ m	$h > 3,65$ m
0,90	0,63	0,53

**Gröger** (1913 – cit. Jílek, 1918; Weyrauch a Strobel, 1930; Macura, 1958) udává pro přirozená koryta s  $B > 10$  m a  $i < 0,005$  rovnice

$$v = 23,781h^{0,776}i^{0,458} \quad \text{pro } 0,2 < h < 2 \text{ m} \quad (1.98a, b),$$

$$v = 22,11h^{0,58}i^{0,43} \quad h > 2 \text{ m}$$

**Winkel** (1923 – cit. Weyrauch a Strobel, 1930; Macura, 1958) uvádí rovnici pro přirozená koryta s  $i < 0,006$

$$v = (185 - 210i^{0,5/7})R^{5/7}i^{4/7} \quad (1.99).$$

Prakticky jeden z posledních klasických vzorců tohoto typu odvodil **Bretting** (Macura, 1958; Smetana, 1957). Vyjádření Chézyho součinitele v zásadě patří již do teoreticky

opodstatněných vzorců logaritmického typu (viz výše), byť s pevnými součiniteli. Základní vzorec je

$$v = (31 + 27,6 \log R) \sqrt{Ri} \quad (1.100a).$$

Autor tento vzorec dále aproximuje na tvar

$$\begin{aligned} v &= 31,7 R^{1,02} i^{0,5} && \text{pro } R < 1,1 \text{ m} \\ v &= 32,3 R^{0,76} i^{0,5} && 1,1 < R < 15,6 \text{ m} \\ v &= 46,1 R^{0,63} i^{0,5} && R > 15,6 \text{ m} \end{aligned} \quad (1.100b, c, d).$$

Jistou obnovu zájmu o tento typ vzorců lze sledovat v posledních letech, i když se jedná spíše o výjimky.

Riggs (cit. v Boiten, 2000; Gordon, McMahon a Finlayson, 1992) odvodil relativně recentně na základě analýzy dat uveřejněných Barnesem (1967) vztah

$$\log Q = 0,191 + 1,33 \log S + 0,05 \log i - 0,056 \log^2 i \quad (1.101),$$

kde  $S$  je průtočná plocha a  $i$  sklon čáry energie.

Jarrett (1984) odvodil z měření na horských tocích státu Colorado ryze empirický vztah

$$v = 3,17 R^{0,83} i^{0,12} \quad (1.102)$$

a autor (Mattas, 2003) na základě vlastních měření na českých tocích horských a podhorských i datech publikovaných v literatuře velmi podobnou rovnicí

$$v = 3,797 R^{0,812} i^{0,161} \quad (1.103).$$

Poslední rovnice byla odvozena na základě více než 600 měření z USA, Velké Británie, Nového Zélandu i Čech, takže z hlediska území je možno předpokládat její obecnou platnost. Rovnice platí pro hrubozrný substrát koryta s  $d_{50} > 10$  mm a větší sklony ( $i > 0,2$ – $0,5$  %).

S použitím výše uvedených vzorců jsme provedli výpočet Manningova součinitele drsnosti pro řadu hydraulických poloměrů a sklonů toku (viz též Mattas, 2003a). Hydraulický poloměr (resp. v některých vzorcích střední hloubku) jsme měnili v mezích  $R = 0,2$ – $3$  [m], sklon v mezích  $i = 0,05$ – $50$  [‰]. Šířku toku v hladině (která se objevuje ve vzorci Christenově a Lindboeově) jsme uvažovali 20 m.

Z teoretického hlediska jsou na první pohled nevhodné vztahy odvozené Christenem a Heßlem a Manningův vzorec pro přirozené toky, které se zmenšováním hydraulického poloměru vedou ke snižování součinitele drsnosti, což je zcela zřejmě nesprávné. Poněkud problematický je vzorec Lindboea, který, ač dává celkově rozumné hodnoty, má pro námi zvolenou šířku toku minimum v oblasti kolem ca  $R = 1,2$  m a dále se zvětšujícím se hydraulickým poloměrem velmi mírně roste.

Z rozboru výsledků dále vyplývá, že lze rozlišit několik oblastí, a to v zásadě oblast malého a velkého hydraulického poloměru s mezí ca  $R = 1$  [m] a oblast jednak malého a středního, jednak velkého sklonu s hranicí ca  $i = 0,002$ – $0,005$ .

Z použitých rovnic se vzorce Jarretta a Mattase ukazují nevhodné pro střední a malé sklony, kde oba vztahy velmi silně podhodnocují drsnost. Naopak pro velké sklony

(větší než ca 2–5 ‰) jsou spolu se vzorcem Winkela (byť literatura udává mez jeho platnosti  $i < 0,006$ ) jediné, které dávají relativně realistické odhady drsnosti.

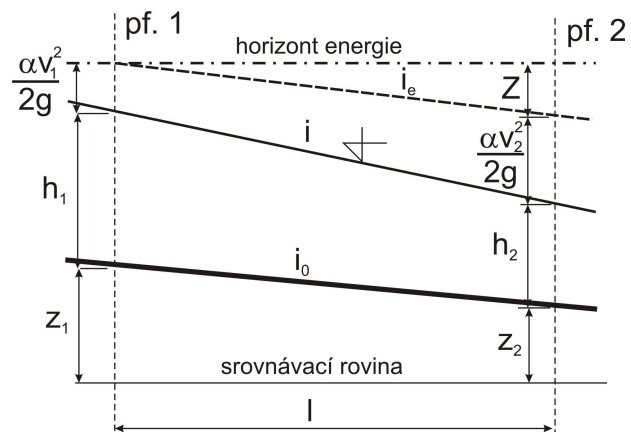
Pro střední a malé sklony ( $i < 0,002$ ) se všechny ostatní vzorce vcelku dobře shodují a předpokládají pro oblast velkých hydraulických poloměrů ( $R > 1$  m) Manningův součinitel drsnosti v rozmezí ca 0,024–0,032. Přitom se snižujícím se sklonem a růstem hydraulického poloměru se rozptyl hodnot zmenšuje a například pro  $R = 3$  m a  $i = 0,05$  ‰ se součinitel drsnosti pohybuje v rozmezí ca 0,024–0,028. Tyto hodnoty dobře odpovídají údajům z literatury pro větší přirozené rovinné toky v dobrém stavu, bez prahů a hlubokých tůní (např. Chow, 1959).

Pro menší hydraulické poloměry (ca  $R < 1–1,5$  m) zejména při malých sklonech dosti vybočují velmi si blízké vzorce Hermaneka a Brettinga, pro které součinitel drsnosti se zmenšováním hydraulického poloměru dosti strmě roste nade všechny meze.

### 1.9 Výpočet ustáleného nerovnoměrného proudění

Výpočet ustáleného nerovnoměrného proudění ručně dnes v praktických případech vzhledem k množství dostupných 1-D matematických simulačních modelů, ať již komerčních nebo freewareových (např. HEC-RAS), připadá v úvahu již jen velmi výjimečně. Vzhledem k obecné dostupnosti výpočetní techniky se převážná část postupů, spočívajících v přímé integraci základních rovnic (velmi obsáhlý vyčerpávající přehled uvádí např. Chow, 1959, základní metody lze nalézt v prakticky každé učebnici hydrauliky), navíc použitelných pouze pro prizmatická koryta, jeví dnes jako zastaralá, i když ve své době měly své nezapustitelné místo.

Proto zde uvedeme jenom metodu řešení nerovnoměrného proudění po úsecích, která jako jediná dovoluje výpočet průběhu hladiny v obecném korytě a ze které navíc vycházejí algoritmy většiny 1-D matematických modelů.



Obr. 7. Bernoulliho rovnice

Metoda řešení po úsecích vychází z Bernoulliho rovnice (obr. 7)

$$z_1 + h_1 + \frac{\alpha v_1^2}{2g} = z_2 + h_2 + \frac{\alpha v_2^2}{2g} + Z \quad (1.104).$$

Označíme-li  $\Delta z$  rozdíl hladin v profilech 1 a 2, po úpravě dostaneme

$$\Delta z = \frac{\alpha(v_2^2 - v_1^2)}{2g} + Z \quad (1.105).$$

V obecném korytě je nutné do ztrát zahrnout nejenom ztráty třením, ale i ztráty změnou průřezu. Ztrátu třením lze vyjádřit z Chézyho rovnice pro průměrný průřez mezi oběma profily



$$Z_t = i_e l = \frac{v_p^2}{C_p^2 R_p} l = \frac{Q^2}{S_p^2 C_p^2 R_p} l \quad (1.106).$$

Místní ztrátu změnou průřezu vyjádříme jako část hodnoty rozdílu rychlostních výšek v obou profilech,

$$Z_m = \mp \zeta \frac{\alpha(v_2^2 - v_1^2)}{2g} \quad (1.107),$$

kde  $\zeta$  je ztrátový součinitel.

Přitom platí znaménko „-“ v případě křivky vzduť (např. rozšíření průřezu směrem po proudu) a znaménko „+“ v případě křivky snížení (např. zúžení průřezu směrem po proudu).

Ztrátový součinitel lze uvažovat hodnotami:

$\zeta = 0,0-0,1$  pro pozvolné zúžení koryta,

$\zeta = 0,2-1,0$  pro pozvolné rozšíření koryta,

$\zeta = 0,5-1,0$  pro náhlé zúžení (spíše k dolní hranici) nebo rozšíření koryta (spíše k horní hranici).

Po dosazení a úpravě pak získáváme výslednou rovnici

$$\Delta z = (1 \mp \zeta) \frac{\alpha(v_2^2 - v_1^2)}{2g} + \frac{v_p^2}{C_p^2 R_p} l \quad (1.108a),$$

resp. zavedeme-li do výpočtu průtok  $Q$  pomocí rovnice kontinuity  $v = Q/S$

$$\Delta z = Q^2 \left[ (1 \mp \zeta) \frac{\alpha}{2g} \left( \frac{1}{S_2^2} - \frac{1}{S_1^2} \right) + \frac{l}{S_p^2 C_p^2 R_p} \right] \quad (1.108b).$$

Postup výpočtu je následující:

1. Zvolíme či jinak určíme příčné profily. Jednotlivé příčné profily se volí tak, aby byly zhruba splněny předpoklady  $i_e = \text{konst.}$ ,  $S = \text{konst.}$  atd., čili aby pohyb v úseku bylo možné považovat za kvazirovnoměrný. Z toho ovšem vyplývá, že čím větší nepravidelnost koryta, tím blíže k sobě musí být profily rozmístěny. V případech náhlých změn je nutné volit úseky s velmi malou délkou, takže obecná rovnice vyjadřuje prakticky jen místní ztrátu. Vzdálenost profilů nám pak udává délky úseků  $l$ .
2. Při výpočtu předpokládáme znalost polohy hladiny ve výchozím profilu. Odhadneme velikost  $\Delta z$  v sousedním profilu.
3. Pro odhadnutou polohu hladiny určíme parametry sousedního profilu ( $S$ ,  $O$ ,  $R$ ,  $C$ ) a průměrné charakteristiky úseku  $S_p$ ,  $R_p$  a  $C_p$ .
4. Řeší se obecná rovnice; výsledek řešení se porovná s primárním odhadem. Pokud se obě hodnoty liší, opravíme odhad a opakujeme od kroku 3.
5. Vypočtený rozdíl hladin  $\Delta z$  s požadovanou přesností určuje úroveň hladiny v sousedním profilu, který je současně výchozím profilem pro řešení dalšího úseku.

Při výpočtu se obvykle postupuje od tzv. kontrolního profilu, tedy profilu se známou hloubkou. Při výpočtu je třeba postupovat proti proudu v případě říčního či po proudu v případě bystřinného proudění. Metoda sice při malých rychlostních výškách nevy-

kazuje větší chyby ani při špatném směru výpočtu, ale přesto je žádoucí doporučený směr výpočtu dodržet.

V přirozených korytech je určení počáteční hloubky, zejména pokud se v blízkosti výchozího profilu nenachází vodočetná nebo limnigrafická stanice, často obtížné. Uvedená metoda má však zajímavou vlastnost, na kterou upozornil Chow (1959) – pokud zvolíme dostatečně dlouhý pomocný prizmatický úsek (tvar koryta bereme stejný jako ve výchozím profilu) před úsekem řešeným a provedeme výpočet, i při libovolně zvolené hladině na počátku pomocného úseku má hladina tendenci dokonvergovat ke správné hodnotě. Výsledek lze ověřit pro jinou počáteční polohu hladiny v pomocném úseku. Pokud je pomocný úsek dostatečně dlouhý, obě hodnoty zpravidla souhlasí. V tomto případě je však zcela nezbytné výpočet provádět správným směrem.

### Výpočet průtoku na základě nerovnoměrného proudění

Ze základní metody rovnice metody po úsecích se vyjádří průtok  $Q$

$$Q = \sqrt{\frac{\Delta z}{(1+\zeta) \frac{\alpha}{2g} \left( \frac{1}{S_d^2} - \frac{1}{S_h^2} \right) + \frac{\Delta l}{C_p^2 S_p^2 R_p}} \quad (1.109a),$$

převýšení hladiny  $\Delta z$  na úseku  $\Delta l$  se zjišťuje z povodňových značek, příčné profily se zaměřují.

Obvykle se volí měrná trať s více zaměřenými profily; potom pro každý úsek zvlášť platí základní rovnice, pro celou měrnou trať lze průtok určit přesněji jako

$$Q = \sqrt{\frac{\sum \Delta z}{\sum (1+\zeta) \frac{\alpha}{2g} \left( \frac{1}{S_d^2} - \frac{1}{S_h^2} \right) + \sum \frac{\Delta l}{C_p^2 S_p^2 R_p}} \quad (1.109b).$$

Základním předpokladem pro správnost výpočtu je, že povodňová vlna je plynulá a pomalu se mění, takže proudění v oblasti kulminace lze považovat za nerovnoměrné, leč ustálené.

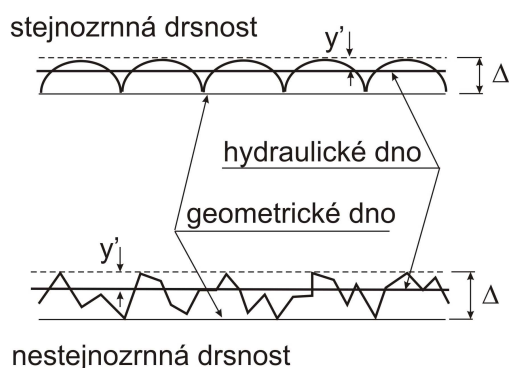
Přitom je však nutné si uvědomit, že kulminační vodní stav, který zanechal povodňové značky, na jejichž základě jsme určili polohu a průběh hladiny, vzhledem k tzv. hysterezi konzumční křivky, přesně neodpovídá kulminačnímu průtoku. S ohledem na nejistotu určení jednak polohy hladiny z povodňových stop, jednak odhadu součinitele drsnosti v oblasti kulminačního průtoku či kulminační hladiny je obvykle možné tento rozdíl v praktických případech pominout.

## 2 PRAKTICKÉ PROBLÉMY VÝPOČTU PRŮTOKU

### 2.1 Určení základních geometrických charakteristik profilu

Ač je určení základních geometrických charakteristik profilu na první pohled bezproblémové, ve skutečnosti již i tento krok má řadu úskalí. Od nejistoty určení průtočné plochy se za předpokladu přesně určené střední průřezové rychlosti přímo odvíjí nejistota určení průtoku. Podobně hydraulický poloměr, jeden ze základních parametrů pro výpočet rychlosti, je určen z průtočné plochy a délky omočeného obvodu. Některé práce (přehledy výsledků prací sovětských autorů viz Železnjakov, 1976, západních Libý, 1977) naznačují, že problém je značně složitější, než se zdá na první pohled.

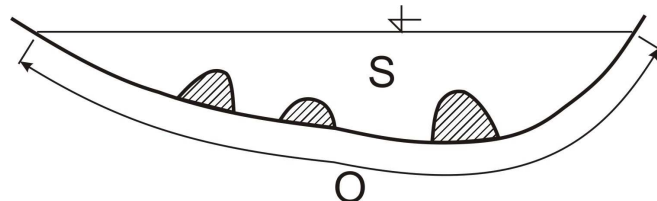
V případě hladkého dna a stěn je pevná hranice současně i hydraulickou hranicí proudění. V případě drsného dna s relativně nevelkými výstupky (oblast mikrodrsnosti) však tomu tak není a hydraulické (ideální) dno je kdesi mezi vrcholy a základnou výstupků na stěnách (obr. 8). Dřívější práce západních autorů (přehled např. Libý, 1977) ukazují, že hydraulické dno je zhruba v rozmezí  $y' = (0,23 - 0,27)\Delta$  pod vrcholy drsnosti, se střední hodnotou ca  $y' = 0,25\Delta$ . Podobně i práce sovětské (např. Železnjakov, 1976) uvádějí rozmezí  $y' = (0,20 - 0,25)\Delta$ .



Obr. 8. Hydraulické dno a drsnost

Poloha hydraulického dna podle výzkumných prací závisí nejen na výšce jednotlivých drsnostních elementů, ale i na hustotě pokrytí dna. Přitom čím jsou jednotlivé elementy nižší a/nebo dále od sebe, tím blíže je hydraulické dno dnu geometrickému (základně výstupků drsnosti).

V praktických případech se tento vliv obvykle zanedbává a jako dno se bere hodnota zjištěná sondováním, čili obvykle kdesi mezi vrcholy výstupků a geometrickým dnem.



Obr. 9. Geometrické charakteristiky v případě makrodrsnosti

V případě výskytu velkých drsnostních prvků (makrodrsnosti) ve formě osamělých balvanů a jiných místních nerovností zasahujících do profilu se tyto drsnostní prvky zanedbávají a pro výpočet průtočné plochy a omočeného obvodu se bere tvar koryta bez nich (obr. 9) a vliv makrodrsnostních prvků se zohlední v drsnosti koryta.

### 2.2 Koryta se složenou drsností

Koryta se složenou drsností jsou jednoduchá koryta (bez širších berem nebo inundačních prostorů), u kterých je sice třeba různým částem omočeného obvodu přisoudit různou drsnost, ale střední průřezovou rychlost lze stále ještě jednoduše

určit z Chézyho rovnice bez nutnosti průtočný profil dělit na dílčí sekce. Taková situace nastává zcela běžně jak u umělých, tak i přirozených koryt – např. u říčního koryta v městské trati je dno ponecháno z původního materiálu (např. šterku), zatímco svahy jsou opevněny např. dlažbou. Podobně v přirozeném korytě při vyšším vodním stavu často lze (a je nutné) uvažovat různou drsnost dna a břehů zarostlých buření nebo křovím.

Pro výpočet průtoku, resp. rychlosti však v tomto případě musíme stanovit jakousi náhradní, celkovou drsnost koryta, která bere v potaz všechny dílčí drsnosti. Na základě různých předpokladů lze odvodit několik různých vzorců pro výpočet této celkové drsnosti. Bohužel však dodnes není zcela jasno, který z předpokladů je optimální, resp. odpovídá skutečnosti, a který z uvedených vzorců je tedy správný.

Uvažujme koryto, jehož celkový omočený obvod  $O$  můžeme rozdělit na  $N$  částí  $O_1, O_2, \dots, O_N$  s příslušnými součiniteli drsnosti  $n_1, n_2, \dots, n_N$ .

Potom jako nejjednodušší přístup lze vzít (např. Gordon, McMahon a Finlayson, 1992) prostý vážený průměr

$$n = \frac{\sum_{i=1}^N O_i n_i}{O} \quad (2.1).$$

Uvažujeme-li, že ve všech částech průtočné plochy je stejná rychlost rovná střední průřezové rychlosti, získáme (např. Chow, 1959; Yen, 1992) vztah původně odvozený Hortonem nebo Einsteinem

$$n = \frac{\left( \sum_{i=1}^N O_i n_i^{1.5} \right)^{2/3}}{O^{2/3}} \quad (2.2).$$

Za předpokladu, že celkový odpor, který musí proudění překonat, je roven součtu odporových sil v dílčích částech koryta, lze obdržet (např. Chow, 1959; Yen, 1992) vztah odvozený např. Pavlovským, Mühlhoferem, či Einsteinem a Banksem

$$n = \frac{\left( \sum_{i=1}^N O_i n_i^2 \right)^{1/2}}{O^{1/2}} \quad (2.3).$$

Za předpokladu, že celková síla vyvolaná tangenciálním napětím na omočeném obvodu je rovna součtu dílčích sil, lze odvodit (Yen, 1992) vzorce

$$n = \frac{\sum_{i=1}^N n_i O_i R_i^{1/3}}{O R^{1/3}}, \quad \text{resp.} \quad n = \frac{\sum_{i=1}^N n_i \frac{O_i}{R^{1/6}}}{\frac{O}{R^{1/6}}} \quad (2.4, 2.5).$$

V těchto dvou vzorcích by se však měly dílčí plochy  $S_i$  pro výpočet dílčích hydraulických poloměrů  $R_i$  určovat jako v případě metody USACE Los Angeles District (podle obr. 10), i když literatura nevyklučuje ani dělení svislicemi.

Podle Mäsiara a Kamenského (1989) Kališ doporučuje pro výpočet celkové drsnosti vztah

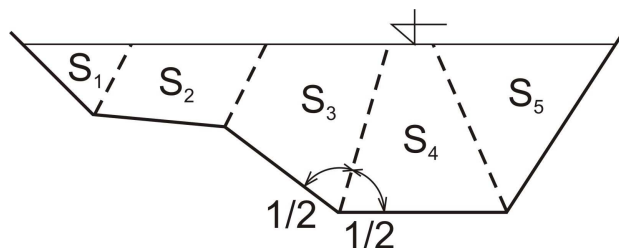
$$n = \left( \frac{\sum_{i=1}^N O_i n_i^{\frac{y}{1+2y}}}{O} \right)^{\frac{1+2y}{y}} \quad (2.6),$$

kde  $y$  je exponent v Pavlovského rovnici.

Za předpokladu, že celkový průtok je roven součtu průtoků dílčími částmi profilu, získáme (např. opět Chow, 1959; Yen, 1992) vztah odvozený Lotterem

$$n = \frac{OR^{5/3}}{\sum_{i=1}^N \frac{O_i R_i^{5/3}}{n_i}} \quad (2.7).$$

French (1985) i Yen (1992) citují další dvě metody, které vycházejí z dílčích průtočných ploch  $S_i$  a celkové plochy  $S$ . Poněkud nepříjemný je způsob určení dílčích ploch, a to zejména v případě přirozeného koryta. Dílčí plochy se totiž určí tak, že se úhly příčného řezu koryta půlí a dílčí plochy jsou určeny vždy příslušnou částí omočeného obvodu, hladinou a přímkami půlící úhly (viz obr. 10). Pokud se náhodou přímky půlící úhly protnou pod úrovní hladiny, vede se z jejich průsečíku svislice k hladině. Potom lze celkovou drsnost určit buď jako prostý vážený průměr (tzv. metoda USACE Los Angeles District)



Obr. 10. Schéma určení dílčích ploch

French (1985) i Yen (1992) citují další dvě metody, které vycházejí z dílčích průtočných ploch  $S_i$  a celkové plochy  $S$ . Poněkud nepříjemný je způsob určení dílčích ploch, a to zejména v případě přirozeného koryta. Dílčí plochy se totiž určí tak, že se úhly příčného řezu koryta půlí a dílčí plochy jsou určeny vždy příslušnou částí omočeného obvodu, hladinou a přímkami půlící úhly (viz obr. 10). Pokud se náhodou přímky půlící úhly protnou pod úrovní hladiny, vede se z jejich průsečíku svislice k hladině. Potom lze celkovou drsnost určit buď jako prostý vážený průměr (tzv. metoda USACE Los Angeles District)

$$n = \frac{\sum_{i=1}^N S_i n_i}{S} \quad (2.8),$$

nebo podle vztahu

$$n = \frac{\left( \sum_{i=1}^N S_i n_i^{3/2} \right)^{2/3}}{S^{2/3}} \quad (2.9).$$

Sturm (2001) i Yen (1992) uvádějí navíc metodu Krishnamurthyho a Christensena založenou na předpokladu logaritmického rozdělení rychlostí v širokém korytě, která dává

$$\ln n = \frac{\sum_{i=1}^N O_i y_i^{3/2} \ln n_i}{\sum_{i=1}^N O_i y_i^{3/2}} \quad (2.10).$$

Z hlediska praktického použití je volba vhodného vzorce poněkud problematická. Havlík a Marešová (1997) uvádějí, že podle Kališe je z prvních tří uvedených vzorců

(2.1, 2.2 a 2.3) nejsprávnější vzorec druhý (2.2). French (1985) uvádí, že v zásadě kterákoliv z metod (uvádí vzorec 2.1–2.5 a 2.7) je uspokojivá pro odhad náhradního součinitele drsnosti, ačkoliv vhodnost a přesnost výsledného odhadu nejsou známy. Straub cituje výzkum, který provedl Motayed a Krishnamurti. S použitím dat z 36 toků Spojených států testovali vzorec (2.2–2.4) a (2.10). Údajně daleko nejmenší rozdíly mezi vypočtenou a změřenou celkovou drsností dával Lotterův vzorec.

Možné rozdíly v běžném případě si demonstrujeme na následujícím příkladu:

Mějme lichoběžníkové koryto šířky ve dně  $b = 20$  m. Dno koryta je tvořeno hrubozrnným šterkem, pro nějž lze odhadnout hodnotu součinitele drsnosti  $n = 0,030$ . Levý břeh je upravený do sklonu 1 : 2, zarostlý buříní a nesouvislým porostem křovin ( $n = 0,050$ ). Pravý břeh tvoří kvalitně provedená nábrežní zeď z tesaného kamene na cementovou maltu ( $n = 0,018$ ) s lícem sklonu 5 : 1.

V tabulce 14 jsou pro řadu hloubek vypočteny výsledné součinitele drsnosti; přitom jak v tabulce, tak v obrázku značí index  $a$  dělení svislicemi, index  $b$  dělení osami úhlů.

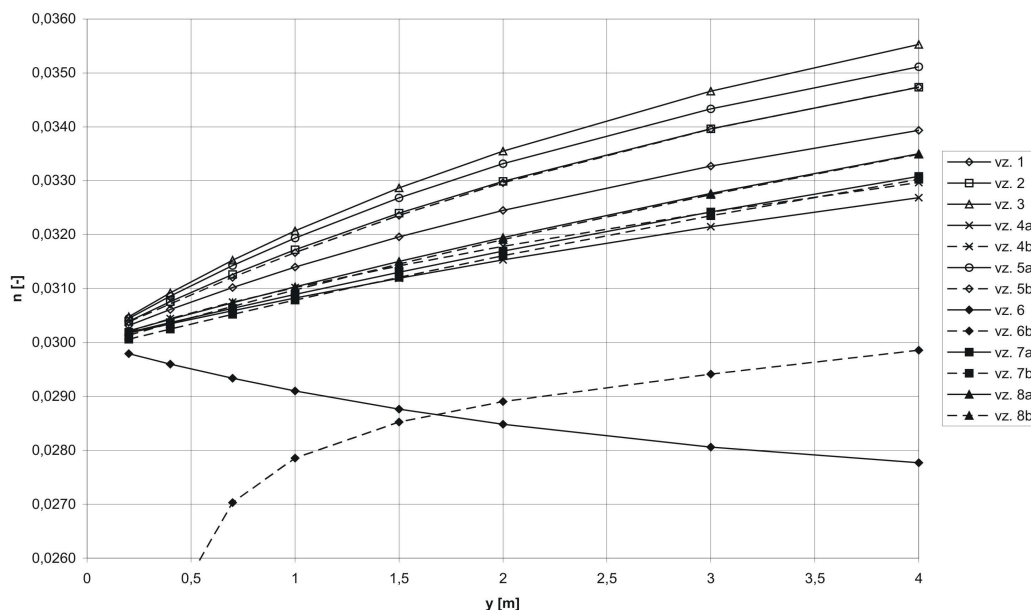
V tabulce uvedené hodnoty průměrů, minim a maxim byly vypočteny bez uvažování Lotterova vzorce (viz. 2.7), který na první pohled vykazuje význačné odchylky (viz též obr. 12 a dále), a tudíž byl ze zpracování vyřazen. Parametr  $\Delta$  byl určen jako

Tabulka 14. Složená drsnost – výsledné drsnosti podle různých vzorců

y	0,2	0,4	0,7	1	1,5	2	3	4
vz. 2.1	0,0303	0,0306	0,0310	0,0314	0,0320	0,0325	0,0333	0,0339
vz. 2.2	0,0304	0,0308	0,0313	0,0317	0,0324	0,0330	0,0340	0,0347
vz. 2.3	0,0305	0,0309	0,0315	0,0321	0,0329	0,0335	0,0347	0,0355
vz.2.4a	0,0302	0,0303	0,0306	0,0308	0,0312	0,0315	0,0321	0,0327
vz. 2.4b	0,0302	0,0304	0,0307	0,0310	0,0314	0,0318	0,0324	0,0330
vz. 2.5a	0,0304	0,0309	0,0314	0,0319	0,0327	0,0333	0,0343	0,0351
vz. 2.5b	0,0304	0,0307	0,0312	0,0317	0,0324	0,0330	0,0340	0,0347
vz. 2.7a	0,0298	0,0296	0,0293	0,0291	0,0288	0,0285	0,0281	0,0278
vz. 2.7b	0,0205	0,0250	0,0270	0,0279	0,0285	0,0289	0,0294	0,0299
vz. 2.8a	0,0302	0,0304	0,0306	0,0309	0,0313	0,0317	0,0324	0,0331
vz. 2.8b	0,0301	0,0302	0,0305	0,0308	0,0312	0,0316	0,0324	0,0330
vz. 2.9a	0,0302	0,0304	0,0307	0,0310	0,0315	0,0319	0,0328	0,0335
vz. 2.9b	0,0301	0,0304	0,0307	0,0310	0,0315	0,0319	0,0327	0,0335
průměr	0,0303	0,0306	0,0309	0,0313	0,0318	0,0323	0,0332	0,0339
min.	0,0301	0,0302	0,0305	0,0308	0,0312	0,0315	0,0321	0,0327
max.	0,0305	0,0309	0,0315	0,0321	0,0329	0,0335	0,0347	0,0355
$\Delta$	0,014	0,022	0,033	0,041	0,053	0,062	0,076	0,084

$$\Delta = \frac{\text{max} - \text{min}}{\text{průměr}} \quad (2.11).$$

Z tabulky 14 i obr. 11 je patrné, že s výjimkou vzorce Lotterova všechny ostatní použité vzorce dávají poměrně blízké výsledky a výsledná drsnost se zvětšuje se zvětšováním hloubky. To lze v zásadě očekávat, protože větší části omočeného obvodu přísluší vyšší drsnost způsobená porostem křovin a tento vliv by opravdu mohl ve skutečnosti překrývat, resp. kompenzovat snižování drsnosti dna s růstem hloubky.



Obr. 11. Složená drsnost podle jednotlivých vzorců

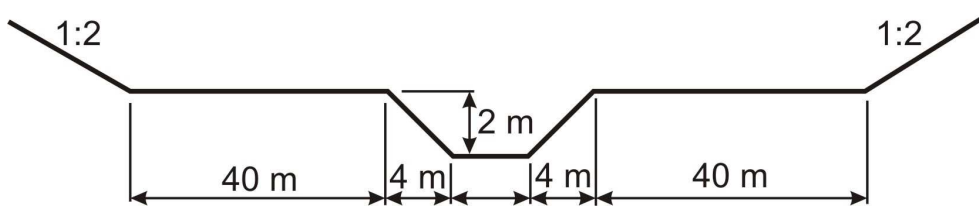
Značně problematický je však Lotterův vzorec, který dokonce i pro malé hloubky, kdy výrazně převažuje vliv drsnosti dna, dává hodnoty drsnosti nižší, než je drsnost dna, přičemž ale při těchto malých hloubkách je vliv nábrežní zdi s nízkou drsností prakticky zanedbatelný. Vzhledem k tomu se zdá být Straubova citace Motayeda a Krishnamurtiho, která udává Lotterův vzorec jako vzorec s nejlepší shodou mezi vypočtenými a v reálu změřenými hodnotami, poněkud podivná.

### 2.3 Složené koryto

Velmi častý praktický případ, který však vyžaduje specifické řešení, je tzv. složené koryto, tedy koryto s kynetou a širšími bermami nebo inundačními prostory. Takové koryto se obvykle dělí do několika částí, které jsou z hydraulického pohledu homogenní. Důvody jsou v zásadě následující:

Pokud je ve složeném korytě hladina pod úrovní berem, je výpočet průtoku standardní. Avšak ve chvíli, kdy výška hladiny přesáhne hloubku kynety, prudce (prakticky skokem) vzroste omočený obvod, zatímco průtočná plocha se mění značně pomaleji. Hydraulický poloměr přitom skokem poklesne, což s ohledem na Chézyho rovnici současně znamená, že poklesne i průtok, což je evidentně nesprávné.

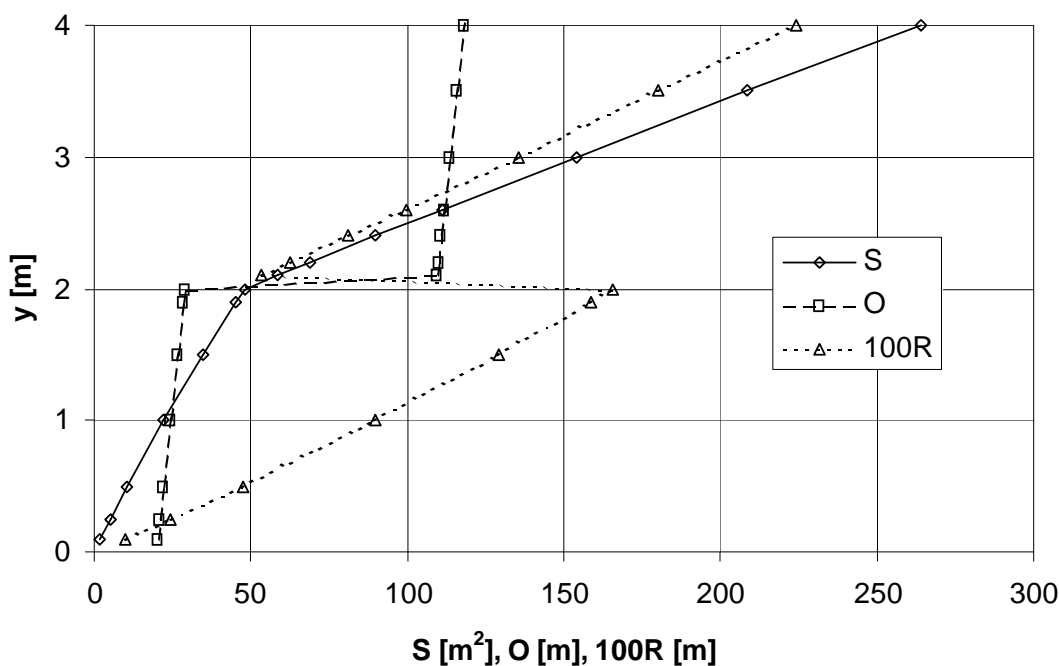
Závislost průtočné plochy, omočeného obvodu a hydraulického poloměru na hloubce vody je pro koryto podle obr. 12 vypočtena a vynesena na obr. 13. V obrázku je měřítko hydraulického poloměru 100krát zvětšeno.



Obr. 12. Schéma složeného koryta

V případě složeného koryta se kromě diskontinuity geometrických parametrů projevují i další jevy. Například nad bermami nebo v inundačních prostorech, kde je podstatně menší hloubka vody než v kynetě, budou i značně menší rychlosti než v oblasti kynety. V oblasti dělicích ploch nad hranami svahů kynety je rychlejší proudění v kynetě brzděno pomalejším prouděním nad bermami a zejména při malých hloubkách nad bermami nebo v inundačních prostorech v této oblasti vznikají i značně mohutné makroturbulentní víry, které se mj. uplatňují přenosem hybnosti v příčném směru (podrobnější diskuse Williams a Julien, 1992). To má za následek na jedné straně zvýšení odporů proudění v kynetě a na druhé straně urychlení proudění v záplavových prostorech.

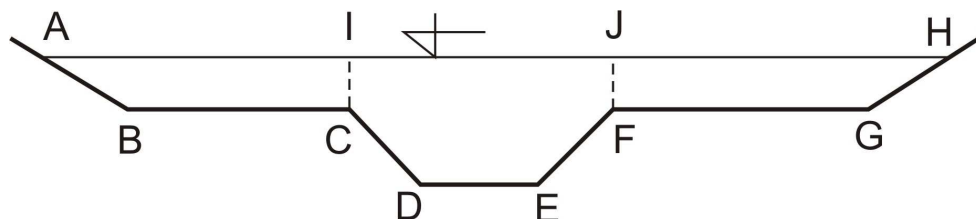
Ze všech těchto důvodů se složené koryto dělí na několik částí, u nichž se průtok počítá pro každou zvlášť. Způsob dělení není zcela ustálen a v literatuře lze najít několik různých schémat. U nás je obvyklé dělení podle obr. 14, při němž se uvažují dělicí plochy CI a FJ, tedy z hrany kynety svisle vzhůru. Tím se koryto rozdělí na dílčí plochy kynety (ICDEFJ) a inundačních prostor (ABCI a FGHI). Západní literatura oproti tomu spíše upřednostňuje metodu, která jako dělicí linie bere osy úhlů BCD a EFG. Kromě toho se lze v literatuře (např. Yen, 1992) setkat i s dělením horizontálním (jako dělicí plocha se uvažuje úsečka CF) či s dělením přímkami vycházejícími z bodů C a F a protínajícími se v hladině v ose kynety.



Obr. 13. Závislost parametrů složeného koryta podle obr. 12 na hloubce



Celý problém je značně složitý; zřejmě existuje závislost jednak na geometrických proporcích koryta s bermami nebo inundačními prostory, jednak i na poměru, resp. rozdělení drsnosti v korytě a záplavovém území (např. Yen a Overton, 1973; Yen



Obr. 14. Dělení složeného koryta pro výpočet průtoku

a Ho, 1983; French, 1985; Williams a Julien, 1992; Johnston a Higginson, 1992; Stephenson, Kolovopoulos a Holden, 1992 aj.). Celkově lze konstatovat, že výše uvedené práce naznačují, že pro malé hloubky nad bermami/záplavovým územím dobře vyhovují svislé dělicí plochy, při větších hloubkách šikmé a pro velké hloubky pak horizontální dělicí plocha. Bohužel ale žádné kritérium se v literatuře nepodařilo nalézt a volba je tedy ponechána inženýrskému citu a zkušenostem výpočtáře. Z literatury není většinou ani zcela jasné, jak v některých případech uvažovat omočené obvody s ohledem na dělicí plochy.

V tuzemské praxi je zvykem dělení profilu svislými plochami podle *obr. 14*, přičemž se příslušné omočené obvody berou následovně: Protože vlivem značně pomalejšího proudění v inundačních prostorech je proudění v kynetě brzděno, uvažuje se pro kynetu omočený obvod včetně dělicích ploch (tedy ICDEFJ), zatímco omočený obvod inundačních prostor se uvažuje bez těchto dělicích ploch (tedy jen ABC a FGH), mimo jiné i proto, že proudění na okraji inundačního prostoru přilehlém ke kynetě je naopak urychlováno (viz výše).

Někdy, zejména při malých hloubkách nad bermami nebo v údolní nivě, se dělicím plochám přisuzuje určitá menší drsnost (ca  $n = 0,018-0,020$  apod.), která se však uvažuje jen pro kynetu. Je nutno si uvědomit, že se zvyšováním vodního stavu se rozdíl hloubek v kynetě a nad bermami snižuje, a proto se obvykle snižuje i tato přídatná drsnost vyvolaná makroturbulencí na styku dvou proudů o různé rychlosti.

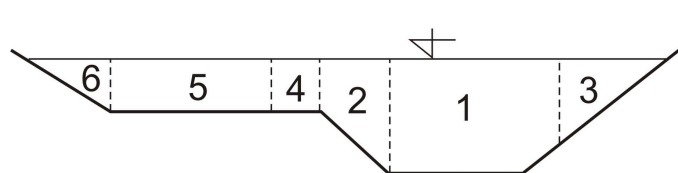
Dlužno podotknout, že výše uvedené schéma nelze brát jako dogma – vždy je třeba zohlednit místní podmínky a poměry. Například v případě, že podél břehové hrany kynety bude (jak je častým případem) souvislý pás zejména víceřadého stromového či keřového porostu, bude asi vhodné uvažovat dělicí plochu i do omočeného obvodu inundačního prostoru a pravděpodobně bude vhodné jí též přisoudit jistou drsnost. V tomto případě se též bude snižovat drsnost dělicích ploch uvažovaná pro výpočet kynety značně méně (pokud vůbec) než v případě, že na břehové hraně takový pás porostu nebude.

I v případě složeného koryta je často nutné jeho jednotlivé části uvažovat jako koryta se složenou drsností; postup určení celkové náhradní drsnosti je uveden výše.

Další možný postup, aplikovatelný v případě koryta se složenou drsností i koryta složeného (i složeného koryta se složenou drsností v jeho jednotlivých částech), je metoda použitá např. v simulačním modelu ustáleného nerovnoměrného proudění HEC-2 vyvinutého U.S. Army Corps of Engineers; tento přístup používá i novější simulační model HEC-RAS. Koryto se rozdělí na segmenty o různé drsnosti; přitom je nutné uvažovat i význačné lomy profilu (*obr. 15*) a segmenty volit tak, aby byl

usnadněn výpočet – např. segmenty 2 a 4 mohou mít stejnou drsnost, ale s ohledem na výpočet je vhodné je uvažovat naznačeným způsobem. Pro každý segment zvlášť se vypočte modul průtoku  $K_i$  a celkový průtok se určí jako

$$Q = \left( \sum K_i \right) \sqrt{i} \quad (2.12).$$



Obr. 15. Segmentace koryta podle HEC-2

Při výpočtu dílčích modulů průtoků se do omočeného obvodu zahrnuje jen pevná hranice, nikoliv dělicí plochy.

Všechny uvedené metody jsou limitovány předpokladem, že hlavní koryto (kyneta) a záplavová území

mají v zásadě paralelní osy. V případě, že koryto meandruje v údolní nivě, jak je poměrně běžným případem, tuto schematizaci v podstatě nelze použít, protože voda vtékající a vytékající do a z kynety způsobuje odlišné rozdělení jak tangenciálních napětí, tak i rychlostních polí, než uvažují výše uvedené postupy. V případě toku meandrujícího v údolní nivě dosud není (alespoň pokud je autorovi známo) navrženo žádné adekvátní řešení, a to i přesto, že problému je v posledních letech věnována značná pozornost.

## 2.4 Hydraulická geometrie koryta

Leopold a Maddock (cit. Leopold, Wolman a Miller, 1964) zjistili, že šířka hladiny  $B$ , střední hloubka vody v korytě  $h$  a střední průřezová rychlost  $v$  jsou, pokud nedojde k vyběžení, pro daný profil přirozeného říčního toku funkcí průtoku  $Q$

$$B = aQ^b \quad h = cQ^f, \quad v = kQ^m \quad (2.13a, b, c),$$

kde  $a$ ,  $b$ ,  $c$ ,  $f$ ,  $k$  a  $m$  jsou empirické konstanty, pro které se dá ukázat, že platí

$$a \cdot c \cdot k = 1 \quad a \quad b + f + m = 1 \quad (2.14a, b).$$

Exponenty  $b$ ,  $f$ ,  $m$  v zásadě popisují jak geometrii koryta, tak i jeho odolnost vůči erozi, danou charakterem břehů i dna. Zcela zřejmě široké miskovité koryto (typické pro aluvium) bude vykazovat podstatně rychlejší nárůst šířky v hladině a pomalejší nárůst hloubky při zvyšujícím se průtoku, tudíž i vyšší koeficient  $b$  a nižší koeficient  $f$ , než koryto se strmými břehy (obvyklé v kohezivních materiálech). Pro 20 toků různých charakteristik z oblasti Great Plains a jihozápadu USA Leopold a Maddock zjistili průměrné hodnoty součinitelů  $a = 0,26$ ,  $b = 0,40$  a  $c = 0,34$ .

Řada autorů (např. Chang, 1998) se zabývala i otázkou, jak se tyto charakteristiky mění v podélném profilu vodního toku. Ukazuje se, že hloubka, šířka i rychlost jsou opět mocninné funkce průtoku (průměrného nebo břehového). Ming (cit. v Chang, 1988) uvádí, že zřejmě nezáleží na použitém průtoku (průměrný nebo břehový) a hodnoty těchto exponentů se nacházejí v rozmezí  $a = 0,39-0,60$ ,  $b = 0,29-0,40$  a  $c = 0,09-0,28$ .

Přitom břehový průtok udává Williams (cit. v Chang, 1988) na základě provedeného rozboru 233 případů vztahem

$$Q = 4,0S^{1,21}i^{0,28} \quad (2.15),$$

kde  $S$  je plocha průtočného profilu při břehovém průtoku (vše v SI jednotkách).

### 3 PRAKTICKÉ PROBLÉMY VOLBY DRSNOSTI

Všechny v současné době používané vzorce obsahují člen, který nějakým způsobem vyjadřuje hydraulickou drsnost koryta, ať již ve formě Manningova součinitele drsnosti  $n$  nebo ve formě součinitele ztráty třením  $\lambda$  v novějších výrazech. A zde nastávají problémy. Liší se podle toho, zda použijeme vzorec založený na užití Manningova součinitele drsnosti (Manningův, Pavlovského, Forchheimerův...), nebo některý z lépe teoreticky zdůvodněných soudobých logaritmických vzorců pro výpočet součinitele ztráty třením.

Při použití Manningova součinitele drsnosti  $n$  je zásadním problémem jeho určení. Existují obsáhlé tabulky (nejznámější a nejpodrobnější uvádí ve své práci Chow, 1959, v tuzemské literatuře pak např. Kolář aj., 1966 – viz přílohu 1), kde je slovnímu popisu koryta či jeho materiálu přiřazena číselná hodnota. Pomineme-li problémy s přiřazením reálného úseku reálného toku krátkému slovnímu popisu, je hodnota  $n$  obvykle udána pro „dobrý stav“, „průměr“ a „špatný stav“. Poměr hodnot „špatného“ a „dobrého“ stavu dosahuje často až hodnoty 2. Proto je odhad součinitele drsnosti vždy značně subjektivní. Navíc se uvádí, že tabulky i jiné pomůcky předpokládají vyšší vodní stavy, blízké břehovým, takže pro nižší průtoky jsou odhady zatížené další chybou. Cowanův pokus (cit. v Chow, 1959) standardizovat proceduru odhadu drsnosti zohledněním hlavních dílčích parametrů, které drsnost ovlivňují, nebyl podle autorova názoru zejména z metodického hlediska špatný, ale v zásadě asi k přílišnému zpřesnění odhadu též nevede, a to opět pro nutnou značnou vágnost slovního popisu jednotlivých parametrů. V posledních desetiletích proto vzniklo několik pomůcek postavených na Barnesově přístupu (kromě původní práce Barnes, 1967 např. ještě také Hicks a Mason, 1991; Coon, 1998) – publikace a dnes již také webové stránky (odkazy v seznamu literatury) s fotografiemi typických říčních úseků, příčnými řezy a dalšími relevantními údaji, takže lze porovnat náš úsek toku s řadou úseků typových a podle toho volit součinitele drsnosti. I tak volba součinitele drsnosti je a bude vždy problematická a založená na zkušenostech, které se získávají dlouho a obtížně. Barnes (1967) např. udává, že výsledky speciálního tréninkového programu USGS naznačují, že osoby, které prošly tímto školením, jsou schopny ve většině případů odhadnout drsnost s přesností  $\pm 15\%$ . Tento údaj však považujeme za značně optimistický. Říha (viz Koutková a Říha, 2002; 2002a a ústní sdělení) oslovil 30 tuzemských odborníků, kterým předložil fotografie řady lokalit na tuzemských i zahraničních tocích. Na základě těchto fotografií experti provedli odhady drsnosti a výsledky byly statisticky zpracovány. Z výsledků analýzy vyplývá, že existuje celkový trend drsnosti spíše podhodnocovat, přičemž ale v jednotlivých případech odhadnuté hodnoty představovaly polovinu až téměř šestinásobek skutečné drsnosti. Průměry odhadu (přes všechny oslovené experty) pro jednotlivé lokality se přitom pohybovaly v rozmezí 0,69–1,73 skutečné drsnosti.

Vzorce, které vycházejí ze součinitele ztráty třením, mají zpravidla dobrý teoretický základ a na první pohled by měly být použitelné bez problémů. Obvykle zohledňují vliv poměru velikosti materiálu koryta a hloubky vody (hydraulického poloměru), popřípadě i další veličiny. I když se zdají být zcela rigorózní, i ony jsou z hlediska praktického použití zhusta problematické. Byť i teoreticky odvozené, obsahují empirické součinitele. Zásadní otázkou je, za jakých podmínek, pro jaké podmínky a z jak rozsáhlého souboru dat byly tyto součinitele získány. Pokud se ve vzorcích udává velikost absolutní drsnosti jako ekvivalentní písková drsnost, je dosud nedořešeným

problémem vztah této ekvivalentní pískové drsnosti a charakteristického zrna splaveninové směsi (viz výše). Dalším vážným problémem je to, že tyto vzorce jsou obvykle založeny na velikosti charakteristického zrna (některého kvantilu křivky zrnitosti – zpravidla  $d_{50}$  nebo  $d_{84}$ , popř. efektivního zrna), přičemž pro stanovení zrnitosti se bere tzv. síťový průměr. Představíme-li si splaveninovou částici jako trojosý elipsoid, je jeho síťovým průměrem délka střední osy. Zkušenost a pozorování ukazuje, že vzhledem k obvyklému způsobu pohybu větších částic válením a snahou částice zaujmout na dně nejstabilnější polohu, jsou splaveninové částice v toku zpravidla uloženy tak, že nejdelší osa směřuje víceméně napříč koryta, střední osa (od níž se odvozuje velikost zrna) ve směru osy toku a nejkratší osa směřuje víceméně svisle. Vzhledem k tomu je to však právě svislý rozměr částice, a nikoliv síťový průměr, který určuje velikosti výstupků na dně, a tím i hydraulickou drsnost koryta. Navíc neexistuje jednoznačný vztah mezi velikostí os; poměr jejich délky závisí na řadě faktorů – na petrografickém složení materiálu, délce transportu aj. Kromě toho je známo, že drsnost závisí i na tvaru výstupků, tedy vlastně na stupni zaoblení částic materiálu dna. Mimo jiné se též např. u těchto vzorců předpokládá rovnoměrné proudění (což však platí i o všech ostatních), avšak v přírodě je prakticky vyloučené najít úsek toku, kde je proudění rovnoměrné ve větším rozsahu průtoků. To nakonec dokládají i data z terénních měření, publikovaná v posledních desetiletích několika výzkumníky (např. Bathurst, 1985; Jarret, 1984 i další). A tak dále.

Nelze též pominout zásadní rozdíl mezi oběma přístupy z hlediska úrovně nahledu či perspektivy. Pokud použijeme Manningův součinitel drsnosti, obvykle v něm automaticky zohledňujeme celkový charakter jistého úseku koryta, přičemž lokální detaily, nepravidelnosti koryta a jeho singularity (zúžení, rozšíření koryta apod.) zahrnujeme do odhadu celkové hodnoty. Naopak v případě užití logaritmických vzorců musíme jít do značného detailu již jen proto, že zrnitostní složení materiálu dna se dokáže dramaticky změnit na vzdálenosti několika málo šířek koryta, navíc nebývá konstantní ani po šířce daného profilu. Dále je nutno upozornit, že určení zrnitosti vyžaduje využití některé standardní metody – ani zkušený pracovník by si neměl dovolit odhadnout  $d_{50}$ , natož pak  $d_{85}$  pouhým pohledem – a je tedy podstatně pracnější. Také v případě použití logaritmických vzorců není prakticky možné přímo uvažovat složenou drsnost – pro stanovení náhradní drsnosti je nutné převést součinitel ztráty třením na Manningův součinitel drsnosti. Stejně tak nelze jednoduše zohlednit nepravidelnosti koryta, singularity a podobně.

### **3.1 Vlivy, působící na velikost součinitele drsnosti<sup>9</sup>**

Zcela běžná představa zejména mezi méně zkušenými vodohospodáři je, že koryto má jednu jedinou hodnotu drsnosti za všech okolností. Ve skutečnosti je však hodnota Manningova součinitele drsnosti vysoce proměnlivá a závisí na množství faktorů. Aby bylo možné zvolit odpovídající hodnotu součinitele drsnosti pro různé návrhové podmínky, je nutné tyto faktory znát. Faktory, které mají největší vliv na součinitel drsnosti ať již v umělých, nebo přirozených korytech, jsou proto popsány níže. Je nutno poznamenat, že tyto faktory jsou do jisté míry vzájemně provázané, pročež některé poznámky týkající se jednoho faktoru se mohou opakovat v rámci diskuse faktoru dalšího.

---

<sup>9</sup> Přeloženo z práce Ven Te Chow: Open Channel Hydraulics (Chow, 1959). Tam uvedený rozbor je natolik podrobný a vyčerpávající, že autor považoval překlad za nejlepší způsob, jak se s danou problematikou vyrovnat.

### 3.1.1 Povrchová drsnost

Povrchová drsnost (drsnost povrchu) je reprezentována velikostí a tvarem zrn materiálu formujícího omočený obvod. Je často pokládána za jediný faktor ovlivňující volbu součinitele drsnosti i přesto, že je ve skutečnosti pouze jedním z několika hlavních faktorů. Obecně řečeno, jemná zrna mají za důsledek nízké hodnoty součinitele drsnosti  $n$ , hrubá zrna pak vysoké hodnoty  $n$ .

V případě aluviálních toků s jemnozrnným materiálem koryta, jako je písek, silt nebo jíl, jsou odpory nižší než v případě materiálu hrubého<sup>10</sup>, jako je štěrku nebo dokonce balvany. V případě jemného materiálu je hodnota  $n$  nízká a relativně neovlivňovaná změnou vodního stavu. Pokud materiál sestává ze štěrku, oblázků nebo balvanů, hodnota  $n$  je obvykle vysoká, a to zejména za nízkých a vysokých vodních stavů. Větší kameny jsou obvykle rozmístěny po dně toku, čímž způsobují, že dno má vyšší drsnost než břehy, a zvětšují drsnost při nízkých vodních stavech. Při vysokých stavech se splaveniny dávají do pohybu a část energie vody se spotřebovává na jejich pohyb, čímž se zvyšuje hodnota  $n$ .

### 3.1.2 Vegetace

Vegetace může být považována za druh povrchové drsnosti; kromě toho také markantně redukuje průtokovou kapacitu koryta a způsobuje zpoždování odtoku. Její vliv závisí hlavně na výšce, hustotě, rozmístění a druhu vegetace a je velmi důležitý zejména při návrhu menších melioračních kanálů. Chow (1959) uvádí zajímavé příklady z výzkumu provedeného ve 20. letech minulého století univerzitou v Illinois:

„Na jednom z melioračních kanálů ... byla změřena hodnota  $n = 0,033$  v březnu 1925, když byl kanál v dobrém stavu. V dubnu 1926 byly svahy kanálu zarostlé keřovitými vrby a suchým býlím a nalezená hodnota  $n$  byla 0,055. Tento přírůstek  $n$  představuje výsledek ročního růstu vegetace. Během léta 1925 a 1926 dno kanálu hustě zarůstalo orobincem. Hodnota  $n$  za středních letních vodních stavů byla kolem 0,115 a při téměř korytovém průtoku 0,099. Orobinec byl vypláchnut povodní v srpnu 1926; poté byla střední hodnota  $n$  shledána 0,072. Závěry z tohoto výzkumu jsou následující:

1. Minimální hodnota  $n$ , která by se měla pro návrh melioračních kanálů v centrální oblasti Illinois používat, je 0,040. Tuto hodnotu lze dosáhnout při vysokých vodních stavech během léta v nejpečlivěji udržovaných kanálech, pokud dno kanálu je čisté, bez vegetace a svahy jsou pokryty trávou nebo nízkým býlím, avšak bez keřů. Takto nízká hodnota by neměla být používána, pokud kanál není každoročně čištěn od veškeré buřeny a křovin.
2. Hodnota  $n = 0,050$  by se měla používat, pokud je kanál čištěn ob rok. Vysoká buřen a křovité vrby výšky 0,9–1,2 m na svazích dávají tuto hodnotu  $n$ .
3. V kanálech, které nejsou čištěny několik let, rozvoj vegetace může být natolik rozsáhlý, že mohou být zjištěny hodnoty  $n > 0,100$ .

---

<sup>10</sup> Zde je však nutné poznamenat, že je míněna skutečně pouze drsnost povrchová; v korytech s jemným nesoudržným materiálem dochází ke tvorbě dnových útvarů (makrodrsnosti), které mohou drsnost významným způsobem ovlivňovat. Navíc typ a velikost dnových útvarů se obvykle mění se změnami průtoku. Tuto makrodrsnost Chow zahrnuje jednak do nepravidelností koryta, jednak do zanášení a vymílání koryta (pozn. autora).

4. Stromy průměru 15–20 cm na svazích nezadrží proudění natolik jako malý keřový porost za předpokladu, že převislé větve jsou ořezávány.“

U.S. Soil Conservation Service provedla studie týkající se proudění vody v malých mělkých kanálech s vegetačním opevněním. Bylo zjištěno, že hodnoty  $n$  se pro takové kanály mění s tvarem a průřezem kanálu, sklonem jeho dna a hloubkou vody. Při srovnání dvou kanálů jinak stejných parametrů jsou u menších hloubek vody větší hodnoty  $n$ , vzhledem k vlivu většího množství vegetace. Proto má trojúhelníkový kanál vyšší  $n$  než kanál lichoběžníkový, a široký kanál má nižší  $n$  než kanál úzký. Proudění dostatečné hloubky má tendenci vegetaci ohnout a ponořit, a tak dosáhnout nízkých hodnot  $n$ . Velké sklony zapříčiňují velké rychlosti, větší polehnutí vegetace a nižší  $n$ .

### 3.1.3 Nepravidelnost koryta

Nepravidelnost koryta zahrnuje nepravidelnost omočeného obvodu a variace velikosti a tvaru příčného profilu po délce koryta. V přirozených korytech jsou takové nepravidelnosti obvykle způsobovány přítomností nánosových lavic, dnových útvarů (čefin, vrásek aj.), hřbetů a prohlubněmi, proláclinami a vyvýšeninami na dně kanálu. Tyto nepravidelnosti jednoznačně způsobují další drsnost nádavkem k drsnosti působené povrchovou drsností a dalšími faktory. Obecně řečeno, pozvolná a stejnosměrná změna ve velikosti a tvaru příčného profilu nebude mít patrný vliv na hodnotu  $n$ , avšak náhlá změna nebo střídání malého a velkého profilu nutí k použití vyšších hodnot  $n$ . V takových případech může být přírůstek  $n$  roven 0,005 i více. Změny, které způsobují rozvlnění proudu ze strany na stranu koryta, mají tentýž efekt.

### 3.1.4 Půdorys koryta

Hladké oblouky s velkými poloměry dávají relativně nízké hodnoty  $n$ , zatímco ostrá zakřivení s velkým meandrováním hodnotu  $n$  zvyšují. Na základě laboratorních zkoušek doporučil Scobey zvýšení hodnoty  $n$  o 0,001 pro každých 20° zakřivení na třicetimetrové délce koryta. Ačkoliv je pochybné, zda zakřivení vůbec někdy zvýší hodnotu  $n$  o více než 0,002–0,003, jeho vliv nelze pominout, protože oblouky mohou zapříčiňovat akumulaci splavenin, a tak hodnotu  $n$  zvyšovat nepřímo. Obecně řečeno, zvýšení drsnosti v neopevněných kanálech vedoucích vodu při nízkých rychlostech je zanedbatelné. Přírůstek  $n$  o 0,002 je přiměřený pro zahrnutí ztráty změnou směru ve většině kanálů, ať již betonových nebo z jiných materiálů. U meandrujících přirozených toků však může dojít ke zvýšení hodnoty  $n$  až o 30 %.

### 3.1.5 Zanášení a vymílání

Obecně řečeno, ukládání splavenin může změnit i velmi nepravidelné koryto v koryto poměrně pravidelné a snížit hodnotu  $n$ , zatímco vymílání může působit opačně a hodnotu  $n$  zvyšovat. V každém případě vliv zanášení bude záležet na charakteru ukládaného materiálu. Nerovnoměrné nánosy, jako lavice a pískové vlny, jsou nepravidelnostmi kanálu a budou drsnost zvyšovat. Velikost a rozložení vymílání bude záviset na materiálu tvořícím omočený obvod. Pískové nebo štěrkové dno se bude vymílat rovnoměrněji než např. hlinité. Nánosy splavenin erodované výše budou mít tendenci vyhlazovat nepravidelnosti kanálu vybagrovaného v jílu. Energie spotřebovaná na erozi a transport splavenin v suspenzi nebo jejich sunutím po dně též bude zvyšovat  $n$ . Vliv vymílání není významný, pokud eroze dna kanálu působená vysokými rychlostmi probíhá rovnoměrně.

### 3.1.6 Překážky

Přítomnost bariér splávi, mostních pilířů aj. má tendenci zvyšovat  $n$ . Velikost zvýšení závisí na charakteru překážek, jejich velikosti, tvaru, počtu a rozložení.

### 3.1.7 Velikost a tvar koryta

Není jednoznačný důkaz, že by velikost a tvar koryta byly důležitými faktory ovlivňujícími velikost  $n$ . Vzrůst hydraulického poloměru může zvýšit, ale i snížit drsnost v závislosti na podmínkách, v nichž se koryto nachází.

### 3.1.8 Vodní stav a průtok

Hodnota  $n$  u většiny toků klesá s růstem vodního stavu a průtoku. Pokud je voda mělká, jsou nepravidelnosti dna exponovány a jejich vliv je významný. Hodnota  $n$  může být přesto vysoká při vysokých vodních stavech, pokud jsou břehy drsné a zarostlé.

Pokud je průtok značně velký, voda může vystoupit z koryta a část průtoku protéká inundačními prostory. Hodnota  $n$  bývá pro inundační prostory zpravidla vyšší než pro vlastní koryto a její velikost závisí na stavu povrchu a vegetaci. Pokud jsou dno a břehy kanálu stejně hladké a pravidelné a sklon dna je stálý, hodnota  $n$  může zůstat téměř stejná v celém rozmezí vodních stavů, takže se při výpočtech předpokládá konstantní hodnota součinitele drsnosti. To platí převážně pro umělé kanály. V inundačních prostorech se hodnota  $n$  obvykle mění v závislosti na stupni ponoření vegetace. Je to patrné z *tabulky 15*, která uvádí hodnoty  $n$  pro různé hloubky ponoření v závislosti na typu vegetace, pozorované na řece Nishnabotna v lowě v průměrné vegetační sezoně.

Tabulka 15. Součinitel drsnosti vegetace v závislosti na ponoření

Hloubka [m]	Vlastní koryto	Vegetace inundačních prostor				
		kukuřice	pastvina	louka	obilí	křoviny a lada
< 0,3	0,03	0,06	0,05	0,10	0,10	0,12
0,3–0,6	0,03	0,06	0,05	0,08	0,09	0,11
0,6–0,9	0,03	0,07	0,04	0,07	0,08	0,10
0,9–1,2	0,03	0,07	0,04	0,06	0,07	0,09
> 1,2	0,03	0,06	0,04	0,05	0,06	0,08

Je nutné poznamenat, že vegetace má významný vliv pouze do určitého vodního stavu a že součinitel drsnosti může být uvažován pro praktické případy určení vybřeženého povodňového průtoku za konstantní.

### 3.1.9 Sezonní změny

Vzhledem k sezonnímu výskytu vodních rostlin, travin, býlí, keřů a stromů v korytech nebo na jejich březích se ve vegetační sezoně může drsnost koryta zvyšovat, a naopak snižovat v sezoně mimovegetační. Tyto sezonní změny mohou působit změny i jiných faktorů.

### 3.1.10 Splaveniny

Splaveniny, jak suspendované, tak i dnové, při pohybu spotřebovávají energii. Pokud se nepohybují, mohou zvyšovat drsnost, a tak způsobují zvýšení ztrát, resp. zvýšení drsnosti koryta.

### 3.2 Cowanova procedura

Cowan vyvinul standardizovaný postup<sup>11</sup> (Chow, 1959 aj.) pro určení součinitele drsnosti  $n$ . Postup vychází z identifikace několika parametrů, které mají na hodnotu součinitele drsnosti zásadní vliv.

Hodnota součinitele drsnosti se vypočte ze vztahu

$$n = (n_0 + n_1 + n_2 + n_3 + n_4)m_5 \quad (3.1),$$

kde  $n_0$  je bazální hodnota pro přímé, pravidelné, hladké koryto v odpovídajícím materiálu. Další hodnoty představují korekce součinitele drsnosti;  $n_1$  zohledňuje vliv nerovností povrchu,  $n_2$  variace tvaru a velikosti příčného profilu,  $n_3$  překážky,  $n_4$  vliv vegetace a poměrů proudění, a  $m_5$  je korekční faktor zohledňující zakřivení, resp. meandrování koryta. Hodnoty jednotlivých parametrů jsou uvedeny v příloze 5.

Při volbě parametru  $n_1$  se uvažují jednotlivé stupně nepravidelnosti následovně:

- *hladký* pro povrch odpovídající nejlepšímu povrchu dosažitelnému v daném materiálu;
- *malý* pro dobře vybagrované kanály, mírně erodované nebo vymleté svahy kanálů a melioračních kanálů;
- *střední* pro nepravidelně vybagrované kanály, mírně zabahněné nebo s erodovanými svahy kanálů a melioračních kanálů;
- *velký* pro značně zbahněné břehy přirozených toků, značně erodované nebo zanesené svahy kanálů a nepravidelné, drsné a neupravené povrchy kanálů vylámaných ve skále.

Při výběru parametru  $n_2$  se změny velikosti a tvaru příčného profilu považují za

- *pozvolné*, když jsou změny tvaru a velikosti plynulé a postupné;
- *příležitostné*, když se velké a malé profily střídají jen občasné, nebo když změny tvaru způsobují občasné zvlnění, resp. krátké meandrování proudnice mezi břehy;
- *časté*, když se velké a malé profily střídají často, nebo když změny tvaru způsobují časté přesuny proudnice od břehu ke břehu.

Volba parametru  $n_3$  je založena na přítomnosti a charakteristice překážek, jako je nakupené splávy, padlé kmeny stromů, pařezy, obnažené kořeny, balvany, popř. i zbytky konstrukcí. Je nutno mít na paměti, že podmínky uvažované při volbě jiných parametrů se nesmí znovu uvažovat v rámci této sekce. Při posouzení relativního efektu překážky je nutné uvážit rozsah překážky vůči ploše celého příčného profilu, charakter překážky (ostrohranné, popř. hranaté objekty způsobují větší turbulenci než zakřivené objekty s hladkým povrchem), polohu a rozmístění překážek jak v příčném, tak podélném směru.

Při volbě hodnoty  $n_4$  se stupeň vlivu vegetace uvažuje následovně:

---

<sup>11</sup> Metoda je též uváděna pod názvem Soil Conservation Service Method (např. French, 1985).



- *nízký*, pokud v korytě je (a) hustá ohebná tráva, přičemž průměrná hloubka vody je 2–3násobek výšky vegetace, nebo (b) ohebné proutí, jako např. vrba, přičemž průměrná hloubka je 3–4násobek výšky vegetace;
- *střední*, pokud je (a) hloubka vody 1–2násobek výšky trávy nebo (b) pro rostliny s tuhou lodyhou, buřen nebo proutí při průměrné hloubce vody rovné 2–3násobku výšky rostlin, nebo (c) pro středně hustý křovitý porost, obdobný 1–2leté vrbě v mimovegetačním období na svazích kanálu s nevýznamnou vegetací na dně, pokud je hydraulický poloměr větší než 0,6 m;
- *velký*, pokud je (a) hloubka vody zhruba rovna výšce trávy nebo (b) v mimovegetačním období pro vrby 8–10 let staré, prorostlé buřen a křovím bez listí při hydraulickém poloměru větším než 0,6 m nebo (c) ve vegetačním období pro křovité vrby zhruba 1 rok staré mírně prorostlé buřen, v plném listí, po svazích kanálu bez významné vegetace na dně při hydraulickém poloměru větším než 0,6 m;
- *velmi značný*, pokud (a) hloubka vody nedosahuje ani poloviny výšky trávy nebo (b) ve vegetačním období pro křovité vrby 1 rok staré hustě prorostlé buřen na svazích kanálu nebo hustý porost orobince na dně kanálu při hydraulickém poloměru až do 3–4,5 m nebo (c) ve vegetačním období pro stromy prorostlé buřen a křovím, plně olistěné, při hydraulickém poloměru až do 3–4,5 m.

Při volbě hodnoty  $m_5$  stupeň zakřivení závisí na poměru délky koryta k délce údolnice a uvažuje se jako

- *malý* pro poměr 1,0–1,2;
- *citelný* pro poměr 1,2–1,5;
- *velký* pro poměr větší než 1,5.

Při aplikaci této metody je třeba vzít v úvahu několik věcí. Metoda neuvažuje vliv splavenin. Udané hodnoty součinitelů byly odvozeny ze 40–50 případů malých a středních kanálů. Proto je použitelnost metody diskutabilní v případě velkých kanálů s hydraulickými poloměry většími než ca 4,5 m. Metoda je použitelná pouze pro přirozené toky, inundační prostory a meliorační a jiné kanály bez opevnění. Dává totiž minimální hodnotu  $n = 0,020$ , zatímco minimální hodnota  $n$  může být pro opevněné kanály až  $n = 0,012$ , pro laboratorní žlaby i jen  $n = 0,008$ .

### 3.3 Drsnost vegetace

Vzhledem k biofyzikálním vlastnostem vegetace je určení odpovídajícího součinitele drsnosti značně problematické. Při proudění vody (ale popř. i vzduchu) přes vegetaci dochází za určitých podmínek k jejímu ohnutí až polehnutí, čímž se jednak sníží její výška, jednak se velmi značně sníží drsnost. Přitom odpor vegetace proti ohnutí či polehnutí závisí na druhu a hustotě vegetace.

To však v zásadě platí jen pro vegetaci dostatečně ohebnou (byliny, některé keře), zatímco stromová a některé druhy keřové vegetace se vzhledem k podstatně větší tuhosti chovají odchylně, a je tedy nutné věnovat pozornost každému z těchto typů vegetace samostatně.

#### 3.3.1 Travní porosty

Přítomnost travin nebo jiné vegetace v korytě má za následek značnou turbulenci, což znamená ztráty energie a zpoždění odtoku. Pro zemní kanály používané k převádění vody na zemědělské půdě je opevnění kanálů travním porostem často vý-

hodné. Tráva stabilizuje těleso kanálu, zpevňuje půdu na dně i svazích a omezuje erozi povrchu kanálu i pohyb půdních částic po dně kanálu.

Ve Spojených státech koncem 40. a začátkem 50. let 20. století provedla U.S. Soil Conservation Service řadu experimentů s kanály opevněnými trávou (podrobná citace Chow, 1959). Výzkumy bylo zjištěno, že Manningův součinitel drsnosti se pro jeden druh travního porostu mění v širokých mezích v závislosti na hloubce vody a tvaru a sklonu kanálu. Vzhledem k tomu by byla volba návrhové hodnoty součinitele drsnosti prakticky nemožná. Naštěstí se ukázalo, že v rámci provedených měření je součinitel drsnosti v jistém vztahu k parametru definovanému jako součin střední průřezové rychlosti a hydraulického poloměru. Tento vztah je pak charakteristický pro daný druh vegetace a nezávisí na sklonu ani tvaru kanálu. Výsledkem výzkumu byl tedy větší počet experimentálních křivek udávajících vztah  $n = f(v, R)$  pro pět různých stupňů tzv. retardance proudění (velmi vysoké, vysoké, střední, nízké a velmi nízké). Základním problémem je to, že Soil Conservation Service pracovala s domácími (severoamerickými) druhy trav, a bylo by tedy značně problematické nalézt jejich odpovídající tuzemské či středoevropské ekvivalenty. Naštěstí jak Chow (1959), tak i French (1985) a Novák a Libý (1966) citují další tabulku, která udává stupeň retardance na základě hustoty a výšky travního porostu (*tabulka 16*).

Tabulka 16. Retardance různých bylinných porostů

Retardance	Hustota *	Délka * [cm]	Součinitel $a_0$
A. velmi vysoká	velká	> 75	24,7
B. vysoká	velká střední	30–60 > 75	30,7
C. střední	velká střední	15–25 30–60	36,4
D. nízká	malá	5–15	40,0
E. velmi nízká	malá	< 5	42,7

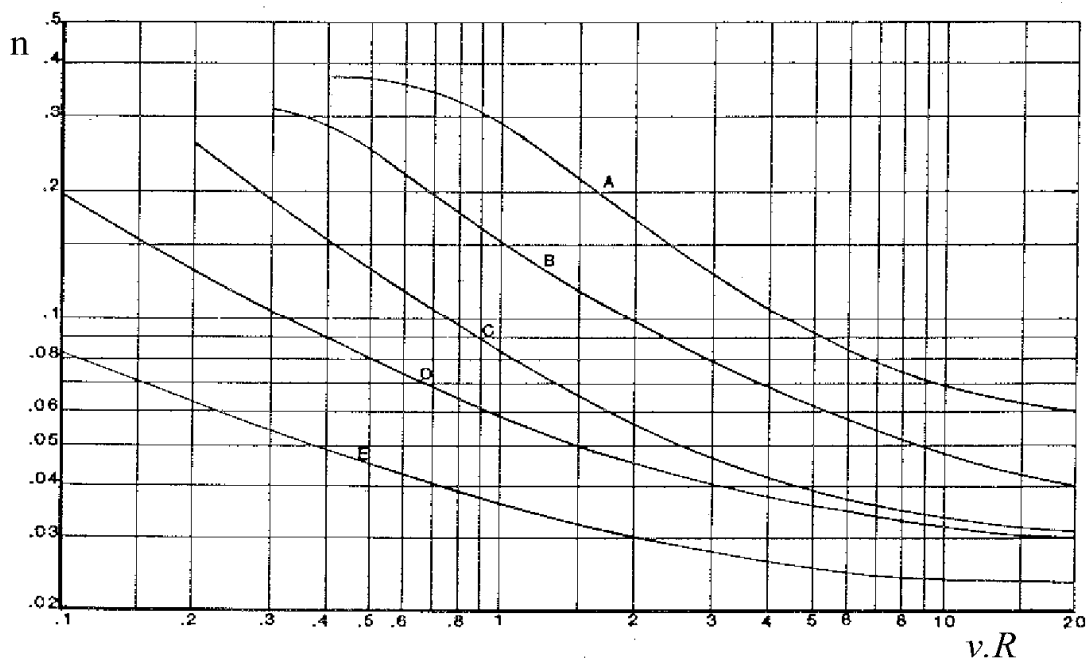
\* podle Chow (1959) tab. 7-5; Novák a Libý (1966)

Tento model byl během doby shledán jako nepříliš vhodný, protože další práce ukázaly, že použité sklony byly natolik velké, že vliv sklonu již byl zanedbatelný (podrobnější rozbor např. Kouwen a Li, 1980), což však při sklonech menších než ca 1 % neplatí. I přesto se však stále používá; novější práce (např. French, 1985, u nás např. již Novák a Libý, 1966) však udávají jen průměrné křivky pro jednotlivé stupně retardance proudění. Výsledné průměrné křivky uvádíme na *obr. 16*.

Straub uvádí rovnici pro určení Manningova součinitele drsnosti, odvozenou na základě novějších prací, ve tvaru

$$n = \frac{R^{1/6}}{a_0 + 16,4 \log(R^{1,4} i^{0,4})} \quad (3.2),$$

v níž součinitel  $a_0$  je dán ve výše uvedené *tabulce 16* pro jednotlivé stupně retardance proudění.



Obr. 16. Součinitel drsnosti pro travní pokryv<sup>12</sup> (podle Frenche, 1985)

### 3.3.2 Stromové porosty

Petryk a Bosmajian (cit. Raplík, Výbora a Mareš, 1989) vyšli z fyzikálního rozboru odporu koryta s vegetací. Při ustáleném rovnoměrném proudění musí platit rovnováha sil,

$$\sum F = 0.$$

Protože hydrostatické síly působící na vegetaci se vzájemně ruší, na úseku koryta o průtočné ploše  $S$ , omočeném obvodu  $O$  a délce  $l$  pro síly gravitace, tangenciální napětí působené viskozitou a drsností a síly odporu vegetace  $F$  platí

$$\rho g S l i - \tau O l - \sum F_i = 0.$$

Vyjádříme velikost hydrodynamického odporu  $F_i$   $i$ -té rostliny

$$F_i = C_d \rho g S_i \frac{v_i^2}{2g},$$

kde  $C_d$  je součinitel odporu rostliny,  $S_i$  plocha průmětu rostliny do roviny kolmé ke směru proudění a  $v_i$  rychlost v místě rostliny (může být vyjádřena střední průřezovou rychlostí,  $v_i = v$ ).

Vyjáříme-li z Manningovy rovnice sklon a dosadíme do známého vztahu pro tangenciální napětí  $\tau = \rho g R i$ , dostáváme po úpravě

<sup>12</sup> Měřítka  $vR$  je evidentně v angloamerických mírách ( $\text{ft}^2\text{s}^{-1}$ ); při použití jednotek SI lze na ose  $vR$  grafu brát s dostatečnou přesností (jedná se o střední hodnoty svazků křivek) hodnotu 10x větší (tj. pro  $vR = 0,1 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  hodnotu  $1,0 \text{ ft}^2\text{s}^{-1}$ ).

$$\tau = \rho g n^2 \frac{v^2}{R^{1/3}},$$

kde součinitel drsnosti  $n$  vyjadřuje pouze drsnost koryta, bez vegetace. Po dosazení do rovnice rovnováhy sil bude

$$\rho g S l i - \rho g n^2 \frac{O}{R^{1/3}} l v^2 - C_d \rho g \sum S_i \cdot \frac{v^2}{2g} = 0$$

a po úpravě a vyjádření rychlosti z Manningovy rovnice

$$v = \frac{1}{n_c} R^{2/3} i^{1/2} = \sqrt{\frac{i}{\frac{C_d \sum S_i}{2g S l} + \frac{n^2}{R^{4/3}}}} \quad (3.3),$$

kde  $n_c$  je celková drsnost koryta (včetně vegetace). Vyjádříme-li z tohoto vztahu celkovou drsnost  $n_c$ , získáme výraz

$$n_c = n \sqrt{1 + \frac{C_d \sum S_i}{S l} \frac{R^{4/3}}{2g n^2}} \quad (3.4a).$$

Člen  $C_d \sum S_i / S l$  vyjadřuje hustotu vegetace na jednotku délky koryta a jednotku průtočné plochy. Je zřejmé, že bude-li hustota vegetace nulová, bude  $n_c = n$ . Bude-li naopak hustota vegetace vysoká, resp. druhý člen pod odmocninou mnohem větší než jedna, lze výsledný vztah zjednodušit do tvaru

$$n_c = R^{2/3} \sqrt{\frac{1}{2g} \frac{C_d \sum S_i}{S l}} \quad (3.4b)$$

a po jeho dosazení do Manningovy rovnice bude

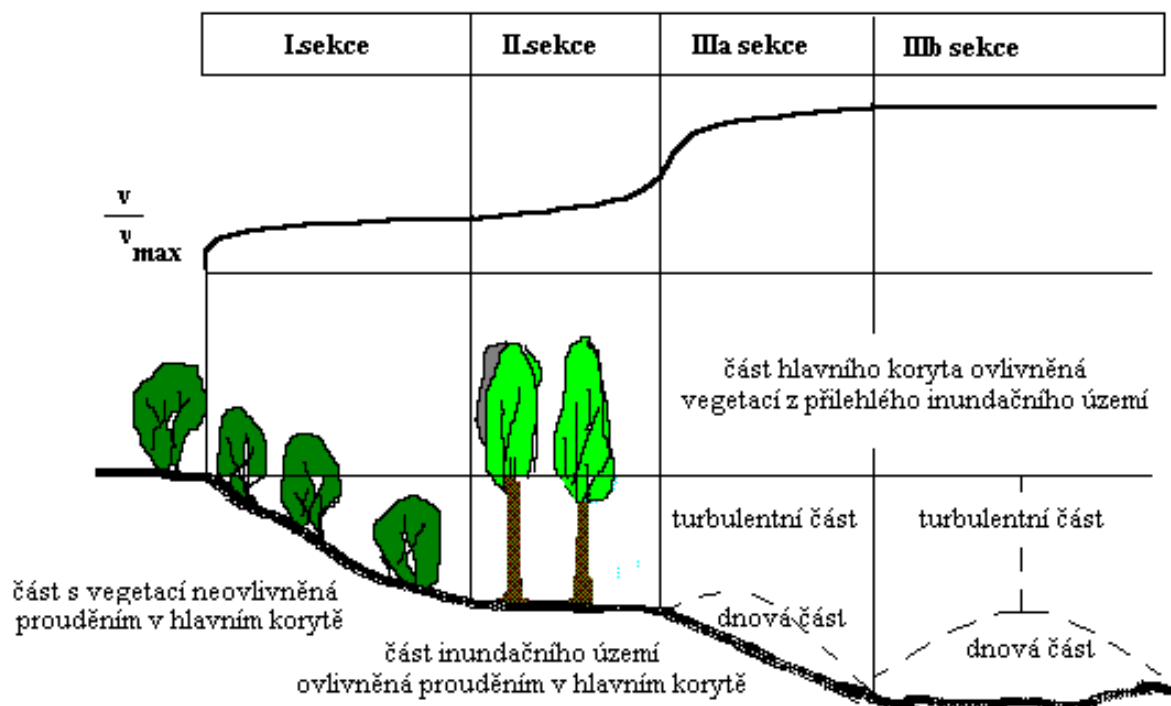
$$v = \sqrt{2g \frac{S l}{C_d \sum S_i} i} \quad (3.5).$$

Zřejmě tedy v tomto případě jsou hustota vegetace a sklon určujícími parametry. Hloubka proudění je implicitně zahrnuta v parametru hustoty vegetace. V práci Raplík, Výbora a Mareš (1989) je citováno porovnání výsledků výpočtů pro několik vegetačních prostředí (obiloviny a lesní porost) uvedeným postupem s měřenými hodnotami, přičemž byla zjištěna dobrá shoda.

Určením průtoku v korytě s inundačním územím porostlým stromy se do značné hloubky zabývali Pasche a Rouvé (1985). Prakticky tentýž postup jako v původní práci je popsán v anon., 1991.

Řešení vychází z rozdělení příčného profilu na jednotlivé sekce v závislosti na průběhu tečných napětí (*obr. 17*). Řídící rovnice pro každou sekci dostaneme integrací momentové rovnice ve vertikálním a příčném směru. Výsledkem je Darcy-Weisbachova rovnice, pro kterou platí:

$$v = \sqrt{\frac{8g}{\sum \lambda_i O_i} \sqrt{R i}} \quad (3.6),$$



Obr. 17. Dělení příčného profilu na jednotlivé sekce

kde  $g$  je gravitační zrychlení,  $i$  sklon čáry energie,  $O$  [m] omočený obvod,  $R$  [m] hydraulický poloměr,  $v$  [m/s] rychlost,  $\lambda$  součinitel tření, indexy  $i$  označují jednotlivé sekce. V každé části je nutné vhodným způsobem vyjádřit součinitel tření  $\lambda_i$ .

### Výpočet jednotlivých částí

#### 1. Část s vegetací neovlivněná prouděním v hlavním korytě

Proudění v této oblasti je ovlivněno zejména obtékáním nezatopených prvků a odpory proudu lze vyjádřit v závislosti na odpovídající poloze dna vztahem pro výpočet součinitele tření a průřezové rychlosti v sekci  $v_i$

$$v_i = \sqrt{\frac{8g}{\lambda_{dno} + \lambda_{veg}}} \sqrt{Ri} \quad (3.7).$$

Výpočet  $\lambda_{dno}$  lze provést podle známých vztahů, např. Colebrook-White, Martinec, Pirkovský, Libý.

Vztah pro odpory vegetace  $\lambda_{veg}$  za předpokladu obtékání nezatopeného válcového prvku lze vyjádřit ve tvaru:

$$\lambda_{veg} = \frac{4h_{s_i} D_p}{A_x A_y} C_{wr} \quad (3.8),$$

kde

$$C_{wr} = \left(1 + 1,9 \frac{D_p}{A_y} C_{w\infty}\right) \left(\frac{v_n}{v_i}\right)^2 + \Delta C_w \quad (3.9).$$

V rovnici vyjadřuje první člen odpor způsobený zúžením proudu mezi sousedními obtékanými prvky, kde  $(v_n/v_l)$  je poměr rychlostí při obtékání prvku, druhý člen vyjadřuje odpor způsobený gravitační silou a je vyjádřen vztahem:

$$\Delta C_w = \frac{2}{Fr^2} \left( 1 - \frac{y_n}{y_0} \right) \quad (3.10).$$

Při úpravě  $y_n/y_0 = Y$  lze psát výraz pro bezrozměrné číslo  $F$ :

$$F = \sqrt{\frac{Y(Y^2 - 1)}{2 \left( Y - \frac{A_y}{A_y - D_p} \right)}} \quad (3.11),$$

kde  $A_x, A_y$  [m] je vzdálenost vegetačního prvku ve směru osy  $x, y$ ,  $D_p$  [m] průměr vegetačního prvku,  $C_{wr}$  [m] součinitel odporu obtékaného prvku,  $C_{w\infty}$  [m] součinitel odporu jednoho obtékaného prvku při idealizaci dvourozměrného proudění,  $Fr$  Froudovo číslo,  $h_s$  střední hloubka průřezu v sekci,  $y$  [m] hloubka,  $Y$  poměr hloubek  $y_n/y_0$  a index  $l$  vyjadřuje typ sekce,  $n$  označuje parametry popisu obtékání nezatopených prvků,  $0$  charakterizuje průměrné hodnoty hydraulických veličin v jednotlivé sekci.

Poměr rychlosti  $v_n/v_l$  je vyjádřen empirickou funkcí

$$\left( \frac{v_n}{v_l} \right) = 1,15 \left( \frac{A_{nl}}{A_x} \right)^{-0,7} 0,5 \left( \frac{A_{nb}}{A_y} \right)^{1,1} \quad (3.12),$$

kde  $A_{nl}$  a  $A_{nb}$  je délka a šířka úplavu za prvkem. Přitom platí:

$$0,03 = 0,9 \left( \frac{A_{nl}}{C_{w\infty} \cdot D_p} \right)^{-0,7} \left( 1 + \frac{g \cdot A_{nl}}{v_l^2 / 2} \right)^{-1,5} \quad (3.13)$$

a

$$A_{nb} = 0,24 A_{nl}^{0,59} (C_{w\infty} D_p)^{0,41} \quad (3.14).$$

## 2. Část hlavního koryta ovlivněná vegetací z přilehlého inundačního území

Odpor proudu v této části je charakterizován odporem dna (dnového materiálu) a propagující se turbulencí z bočních částí s vegetační drsností. Pro dostatečně hustou vegetaci ( $A_{nl} > A_x$ ) lze předpokládat vytvoření imaginární stěny. Z teorie mezní vrstvy pro drsné stěny platí pro rozdělení rychlostí logaritmický zákon, jehož aplikace pro imaginární stěnu (obr. 18) vede ke vztahu:

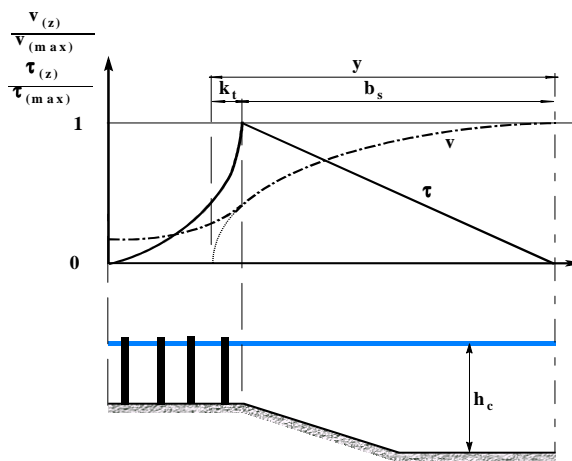
$$\frac{U(y)}{v_*} = \frac{1}{\kappa} \ln \left( \frac{y}{k_T} \right) + c_T \quad (3.15),$$

kde  $v_*$  [m/s] je třecí rychlost v místě imaginární stěny,  $U(y)$  [m/s] svislicová rychlost,  $k_T$  [m] hydraulická drsnost imaginární stěny,  $y$  [m] souřadnice ve směru příčného

profilu s počátkem v místě imaginární stěny,  $y/k_T$  [-] relativní hladkost imaginární stěny,  $c_T$  [-] konstanta pro bezrozměrnou třecí výšku v místě imaginární stěny a  $\kappa$  Kármánova univerzální konstanta (obvykle  $\kappa = 0,40$ ).

Integrací od místa imaginární stěny do středu části dostáváme vztah pro odporový součinitel:

$$\frac{1}{\sqrt{\lambda_{II}}} = -2,03 \log \left( \frac{k_t}{b_c + k_t} \right) + c_t - c \quad (3.16)$$



a také

$$\frac{\lambda_{II}}{8} = \left( \frac{\tau_{II}}{\rho} \right) U_c^{-2} \quad (3.17),$$

kde  $c_t = -3,27 \log \Omega + 2,85$ ,  $U_c$  [m/s] svíslíková rychlost ve středu hlavního koryta,  $b_c$  [m] vzdálenost v hladině mezi středem koryta a imaginární stěnou,  $\rho$  [kg/m<sup>3</sup>] hustota vody,  $\tau$  [Pa] tečné napětí,  $\Omega$  [-] funkce popisující vlivy vegetace,  $c$  [-] konstanta, index II označuje tuto část.

Obr. 18. Definiční schéma

Pasche (1985) pokusy prokázal, že  $\lambda_{II}$  není funkcí Reynoldsova čísla, ale závisí na parametrech vegetace a na turbulenci ovlivněné šířce  $b_m$ . Pro parametry vegetace pak stanovil funkci  $\Omega$  a  $c_T$  pomocí experimentů provedených v laboratoři.

$$\frac{1}{\sqrt{\lambda_{II}}} = -2,03 \log \left[ 0,07 \left( \frac{k_t}{b_c} \right)^{1,07} \Omega \right] \quad (3.18),$$

kde

$$\Omega = \left( 0,07 \frac{A_{nl}}{A_x} \right)^{3,3} \left( \frac{A_{nb}}{A_y} \right)^{0,95} \quad (3.19),$$

$b_m$  je pak stanoveno na základě výpočtu v části s vegetací, ovlivněné hlavní částí koryta III.

### 3. Část inundačního území s vegetací ovlivněná prouděním v hlavním korytě

V této části je proudění ovlivněno tečným napětím  $\tau_{II}$  na imaginární stěně a odporovou silou působící na prvky drsnosti. Rychlost může být aproximována parabolickou funkcí

$$U_{(y)} = \Delta v_I \left( 1 - \frac{y}{b_m} \right)^3 + v_I \quad (3.20).$$

Za nutné podmínky rovnováhy momentů v této části, při doplnění experimentálně zjištěných konstant, lze vyjádřit  $b_m$  ve tvaru

$$b_m = \frac{c \cdot h_H}{\lambda_{veg} (0,068e^{0,56c_T} - 0,056)} \quad (3.21),$$

kde  $c [-]$  je konstanta.

Tím je proudění dostatečně popsáno ve všech sekcích.

Drsností stromových porostů v inundacích se v 70. letech 20. století zabývalo též několik našich autorů. Zelený (1975) zkoumal vliv břehových porostů na průtok vody korytem na hydraulickém modelu velkého měřítka (prakticky 1 : 1). Použitý žlab (přiváděč vody z Morávky do nádrže VD Žermanice) měl miskovité dno a sklon 4,9 ‰; po jeho stranách byly osazeny 2 m široké pásy betonových prefabrikátů výšky 0,10 m s otvory, dovolující vložení jednotlivých drsnostních prvků (vrbové pruty, dřevěná polena) v různém půdorysném uspořádání. Zpráva uvádí výsledky měření jednak s vrbovým porostem, jednak s porostem stromovým. Vzhledem k relativně malým počtům pokusů s jednotlivými typy půdorysného uspořádání zpráva uvádí jen tabulky změřených a dopočítaných hodnot bez pokusu o další zpracování, resp. zobecnění. Pro vrbovou krytinu vychází součinitel  $n$  (uvádíme průměrné hodnoty) v rozmezí od přibližně  $n = 0,039$  pro jednoletý porost z vrbové krytiny ve sponu 0,1 x 0,1 m přes  $n = 0,037$  pro dvojnásobný spon až po hodnotu ca  $n = 0,025$  pro tříletý porost z vrbové krytiny nepravidelného vzrůstu a sponu. Vzhledem k dalším literárním údajům se tyto hodnoty, a zejména hodnota poslední, jeví značně nízké. Vliv stromových porostů byl modelován pomocí dřevěných špalků průměru 0,2–0,3 m. V tomto případě byly určeny součinitele drsnosti  $n$  od  $n = 0,041$  pro zahoustlý porost (kosodélníkové uspořádání, spon 1 x 2 m) přes  $n = 0,044$  pro řidší stromový porost (kosočtvercový spon 2 x 2 m) po  $n = 0,038$  pro břehový porost modelovaný podle přirozeného úseku (pás šířky ca 1,5 m).

Komora (1977) na základě obsáhlého výzkumu na hydraulických modelech ve sklopném žlabu, doplněného terénními měřeními, vypracoval nomogram pro určení Chézyho rychlostního součinitele na základě hloubky vody  $h$ , průměru kmene  $d$  a poměru součtu půdorysné plochy kmenů  $S_p$  k celkové půdorysné ploše  $S$  (v procentech). Reprodukcí nomogramu uvádíme na *obr. 19*. Nomogram platí pro čistý les bez křovin a hustšího podrostu, přičemž větve stromů nezasahují do vody.

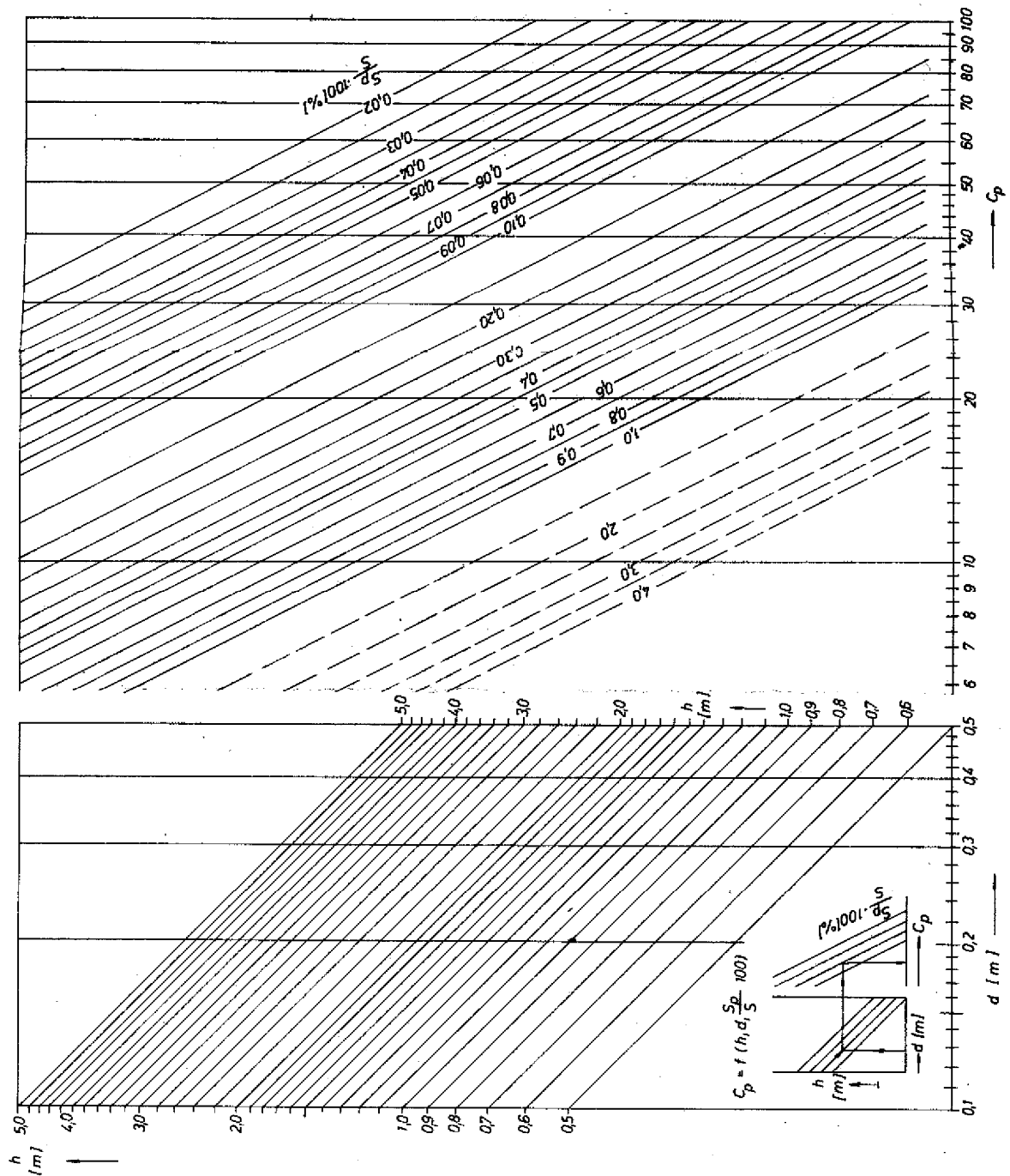
Vincent (1984) zkoumal podobně jako Komora drsnost stromových porostů na hydraulickém modelu. Z experimentů odvodil vztah

$$n_c = \frac{h^{1/6}}{\sqrt{g}} \frac{\left(4 \frac{l}{\pi d^2} h\right)^{0,46}}{1,782 \frac{l}{d} + 0,00305 \left(\frac{l}{d}\right)^2} \quad (3.22).$$

V uvedeném vztahu je  $d$  průměr kmenů stromů,  $l$  jejich spon a  $h$  hloubka vody.

Pro velmi husté porosty obdobným postupem jako Petryk (viz výše) dospěl k vyjádření rychlosti v závislosti na hustotě vegetace a sklonu



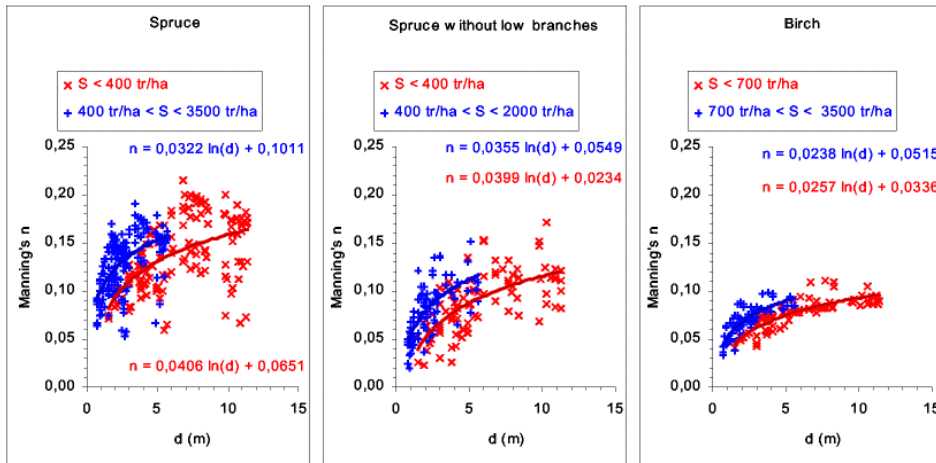


Obr. 19. Nomogram pro stanovení rychlostního součinitele stromových porostů  
(z Komora, J. *Hydraulické odpory stromových porostov v inundovaných územiach riek*)

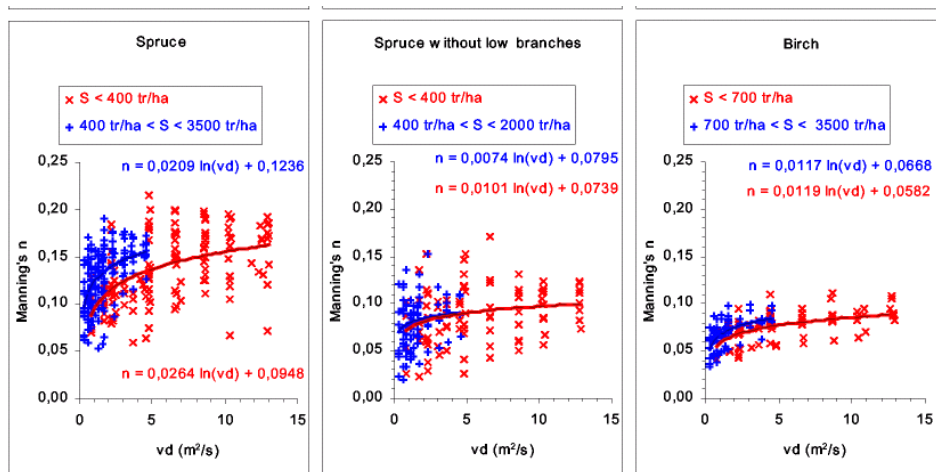
$$v = \left( 6,04 + 0,78 \frac{l}{d} - 0,01035 \frac{l^2}{d^2} \right) \sqrt{li} \quad (3.23).$$

Platnost svých vztahů Vincent udává mezemi

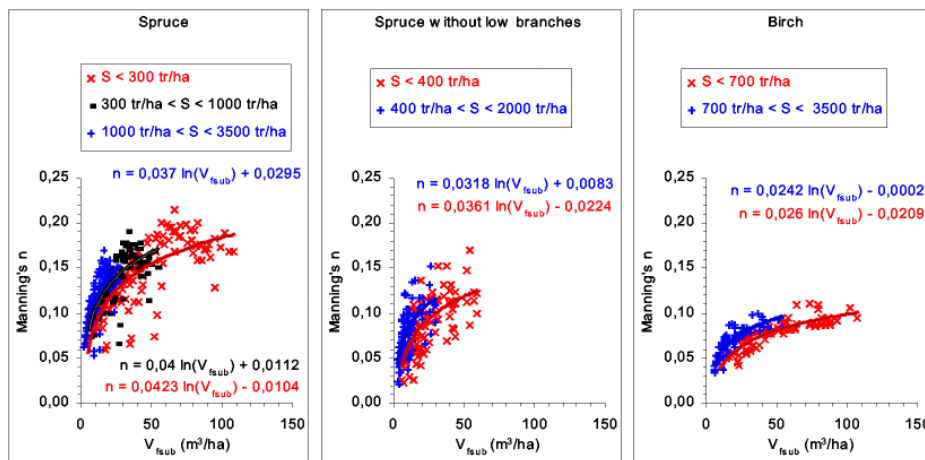
$$5 < \frac{l}{d} < 40, \quad 1,3 < \frac{h^{1/6}}{n\sqrt{g}} < 11, \quad 3 < \frac{4lh}{\pi d^2} < 5000, \quad 0,0002 < i < 0,02.$$



Obr. 20a. Závislost Manningova součinitele drsnosti  $n$  na hloubce vody  $d$  [m] při různé hustotě stromů  $S$  [ $\text{ks} \cdot \text{ha}^{-1}$ ] (Karvonen et al., 2000)



Obr. 20b. Závislost Manningova součinitele drsnosti  $n$  na součinu rychlosti vody  $v$  [ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ] a hloubce vody  $d$  [m] při různé hustotě stromů  $S$  [ $\text{ks} \cdot \text{ha}^{-1}$ ] (Karvonen et al., 2000)



Obr. 20c. Závislost Manningova součinitele drsnosti  $n$  na celkovém objemu ponořených částí kmenů  $V_{\text{sub}}$  [ $\text{m}^3 \cdot \text{ha}^{-1}$ ] při různé hustotě stromů  $S$  [ $\text{ks} \cdot \text{ha}^{-1}$ ] (Karvonen et al., 2000)

Karvonen et al. (2000) simulovali na fyzikálním modelu hydraulické odpory stromového porostu (smrk a bříza) pro 13 různých případů půdorysného uspořádání. Výsledky uvádějí ve formě grafů závislosti Manningova součinitele drsnosti  $n$  na několika různých parametrech (obr. 20a, 20b a 20c). Jednotlivé grafy jsou vždy (zleva doprava) pro smrk s větvemi až na zem, smrk s dolními větvemi odstraněnými a břízu. Uvedené grafy byly převzaty z citované práce.

## 4 URČENÍ SOUČINITELE DRSNOSTI NA ZÁKLADĚ MĚŘENÍ

Měření (pokud je správně provedeno) je nejspolehlivější metodou určení součinitele drsnosti. Vzhledem k tomu, že je zpravidla dosti časově (a tudíž i finančně) náročné, je třeba mu věnovat největší možnou péči. Zde uvádíme jen základní informaci o nutných hydrometrických pracích; podrobnější popis lze nalézt zejména v ČSN EN ISO 748, a dále např. v pracích Kříž, Kupčo a Sochorec (1979), Herschy (1995), Kříž aj. (1988), Boiten (2000) a dalších. Recentně byla kolektivem katedry hydrauliky a hydrologie Fakulty stavební ČVUT v Praze vypracována a MZe ČR oficiálně certifikována metodika sběru dat a jejich zpracování (Matoušek aj., 2011).

Pro určení součinitele drsnosti musíme znát několik základních parametrů, které se vyskytují v Chézyho, resp. Manningově rovnici (viz výše). Těmi jsou:

- průtok  $Q$ , resp. střední průřezová rychlost  $v$ ,
- průtočná plocha  $S$  a omočený obvod  $O$ ,
- hydraulický poloměr  $R$ ,
- sklon čáry energie  $i_E$ .

Protože se součinitel drsnosti mění s vodním stavem (průtokem), je žádoucí provést měření za několika různých průtoků tak, aby tuto závislost bylo možné alespoň přibližně určit.

Pokud chceme pro výpočty hydraulických odporů použít některý z logaritmických vzorců, musíme ještě zjistit efektivní zrno nebo ve vzorci použitý kvantil křivky zrnitosti dnového materiálu.

### 4.1 Výběr měrné trati

Úsek toku pro stanovení součinitele drsnosti – měrná trať – by měl být charakteristický pro celý zájmový úsek. Přitom je třeba vzít v úvahu to, že všechny uvedené vzorce byly odvozeny v zásadě pro ustálené rovnoměrné proudění, a charakter proudění v měrné trati by se tedy měl rovnoměrnému proudění co možná blížit. Pokud celý zájmový úsek nelze charakterizovat jedinou měrnou trati, je nutné zvolit měrných tratí několik, a to tak, aby na jejich základě bylo možné celý zájmový úsek popsat. Je výhodné, je-li v měrné trati nebo v její blízkosti vodoměrný profil (limnigraf či alespoň vodočet se známou a platnou konsumční křivkou) – to nám může ušetřit čas a námahu spojenou s měřením průtoku.

Měrná trať musí být dostatečně dlouhá, aby šlo co nejpřesněji určit podélný sklon hladiny. Sklon hladiny se zaměřuje v měrné trati délky  $L \doteq 3B > 75 - 100$  m, pro malé toky  $L \geq 60$  m. Jiné doporučení (opět pro menší toky) je délka tratě alespoň 7 až 10 šířek koryta. Pokud nelze tuto podmínku dodržet (což je bohužel dosti častý případ), je možno použít několik dalších kritérií:

- délka úseku je alespoň 75násobek střední hloubky průřezu,
- spád v úseku je roven alespoň jedné rychlostní výšce,
- spád je větší než 15 cm.

Ideální samozřejmě je, podaří-li se nalézt úsek splňující všechna uvedená kritéria.

V měrné trati se vytyčí příčné profily. Pokud je koryto velmi pravidelné, beze změn průtočné plochy, takže proudění se blíží rovnoměrnému, a jsme ochotni se spokojit s větší nejistotou stanovení součinitele drsnosti, postačuje jediný příčný profil. Vhodnější je volit alespoň dva profily (na začátku a konci měrné tratě), optimálně pak tři či

více. V případě jednoho nebo tří profilů se doporučuje, aby dvě třetiny trati byly nad měrným, resp. mezilehlým profilem a jedna třetina pod ním. Všechny profily musí být kolmé k ose toku, nebo, pokud je měrná trať zakřivená, k proudnici.

Pokud předpokládáme opakované měření za několika různých vodních stavů (což je nutné doporučit), je třeba profily vytyčit na obou březích takovým způsobem, aby vytyčovací prvky jednak vůbec vydržely potřebnou dobu, jednak aby je bylo možné i po delší době nalézt.

#### 4.2 Určení hydraulických parametrů koryta

Pro určení parametrů koryta je nutné zaměřit příčný profil, resp. příčné profily, které byly vytyčeny. Příčné profily zaměřujeme běžnými metodami. Pokud je tok alespoň za nízkého vodního stavu broditelný v celé šířce, je nejběžnější metodou zaměření tvaru příčného profilu technická nivelace. Zpravidla není zapotřebí příčné profily navazovat na výškopisnou síť (jestliže nechceme naše měření použít i k jiným účelům), pokud ale počítáme s opakovaným určením drsnosti za různých vodních stavů nebo ročních období, je nutné zvolit a dostatečně trvanlivě vyznačit pomocný pevný bod, ke kterému se všechna následná měření budou vztahovat a k němuž též musí být výškově navázáno zaměření příčných profilů.

Výškovou polohu dna koryta stanovujeme s přesností 0,01 m, horizontální vzdálenosti zpravidla odměřujeme předem napjatým měřičským lankem nebo pásmem. Lze samozřejmě použít i jiných metod měření (pomocí totální stanice, GPS aj.). Vždy však příčný profil musí být rovinný.

Pokud jsou hloubky toku větší, je nutné použít vhodného plavidla a tvar koryta určit zpravidla sondováním, popř. jinou vhodnou metodou (např. ozvěnovým hloubkoměrem – echolotem či echografem). Pro sondování lze použít např. hydrometrické křídlo na laně nebo při menších hloubkách (do ca 2 m) i soutyčí hydrometrické vrtule. Přitom se často předpokládá, že hladina je v příčném profilu vodorovná; správnější je ji v každém profilu zanivelovat na obou březích a pokud se výrazněji liší, lineárně interpolovat. Tvar koryta nad hladinou pak určíme opět např. technickou nivelací.

Zaměření koryta provádíme pokud možno podrobně. Počet zaměřených bodů  $n$  by měl být u menších toků nejméně roven šířce koryta v metrech, nejméně však  $n = 10$ . Pokud lze v korytě brodit, často se volí nerovnoměrné rozdělení bodů po šířce koryta tak, aby byl co možná nejlépe vystižen jeho tvar. Pokud musíme pro stanovení tvaru koryta hloubky sondovat, obvykle se volí rovnoměrné rozdělení bodů po šířce koryta.

Ze zaměřených souřadnic příčného řezu korytem pak pro danou polohu hladiny určíme omočený obvod a průřezovou plochu. Lze použít různých metod; v současnosti je asi nejjednodušší výpočet, v němž povrch koryta mezi měřenými body interpolujeme přímkou. Pokud se v zaměřeném příčném profilu koryta vyskytují makrodrsnostní prvky (větší kameny, balvany apod.), neuvažují se a omočený obvod a průřezová plocha koryta se vyhodnocují způsobem naznačeným na obr. 9.

Budiž  $b_i$  vzdálenost  $i$ -té svislice (horizontální vzdálenost měřeného bodu povrchu koryta) od průsečíku břehu a hladiny a  $H_i$  budiž hloubka vody v  $i$ -té svislici. Potom je

$$\text{omočený obvod } O = \sqrt{b_1^2 + H_1^2} + \sum_1^{n-1} \sqrt{(b_{i+1} - b_i)^2 + (H_{i+1} - H_i)^2} + \sqrt{(b_n - b_{n-1})^2 + H_n^2} \quad (4.1),$$

$$\text{průtočná plocha } S = 0,5H_1b_1 + \sum_1^{n-1} \frac{H_i + H_{i+1}}{2} (b_{i+1} - b_i) + 0,5H_n (b_n - b_{n-1}) \quad (4.2),$$

$$\text{hydraulický poloměr } R = S/O \quad (4.3)$$

a popř. střední hloubka  $h = S/B$ , kde  $B$  je šířka koryta v hladině.

### 4.3 Určení sklonu hladiny

Určení sklonu hladiny představuje obvykle největší problém a je mu zapotřebí věnovat značnou pozornost. Sklony hladin bývají většinou malé, často řádu 0,001 a méně, a proto určit spád, resp. sklon s dostatečnou přesností je často obtížné.

V přímém úseku zpravidla postačuje zaměření bodů hladiny u jednoho břehu, správnější je však zaměřit hladinu u obou břehů a v řadě případů (zejména v peřejnatých úsecích s většími kameny, které způsobují lokální vzduť, v obloucích větší křivosti apod.) je zaměření hladiny u obou břehů často nezbytné.

Obvykle se v celé délce měrné trati při břehu ve vodě zatloukají v pravidelných vzdálenostech kolíky. Zaměří se jejich vzdálenosti a od jejich hlav se v co nejkratší možné době (vyločení vlivu neustáleného vodního stavu) odměří hladina. Hlavy kolíků se zanivelují buď před, nebo po odměření vzdáleností k hladině. Měření je třeba provádět co možná přesně; při odměřování vzdálenosti hladiny od hlav kolíků je třeba dbát, aby použité měřidlo bylo svislé, a pokud je kolík zatlučen šikmo, aby se měřilo od nejvyššího místa hlavy (tato výška je nivelována). Pokud to dovoluje vlnění hladiny, je žádoucí měřit s přesností na milimetry.

Před jistou dobou byla ve VÚV TGM vyvinuta poměrně jednoduchá pomůcka, dovolující značně přesnou nivelaci hladiny. Zařízení tvoří nahoře otevřený válec, jehož plášť je opatřen dvěma svislými řadami radiálních otvorů s osami svírajícími úhel 78,5°. Směřuje-li osa tohoto úhlu proti směru rychlosti, je v místech otvorů na plášti válce právě nulový hydrodynamický tlak (např. Troskolanski, 1960), takže hladina vody ve válci souhlasí s hladinou v toku. Při dostatečně malých otvorech je hladina ve válci i při rozvlněné hladině toku dobře uklidněna. Aby bylo na pomůcku možné dobře ustavit nivelační lať, je součástí zařízení šroub známé délky s půlkulovou hlavou, na dolním konci opatřený hrotem (princip hrotového měřítka), který se nastaví na uklidněnou hladinu ve válci. Celé zařízení se svěrkou (jež je integrální součástí konstrukce) upevňuje na kovovou tyč (či postupně na více tyčí) předem svisle zaraženou do dna toku. Jak ukázala zkušenost, při správném nastavení směru válce je nejistota i opakovatelnost měření polohy hladiny i při měření v obtížných terénních podmínkách lepší než 1 mm.

Zanivelované hladiny se vynesou do grafu (posouzení rovnoměrnosti sklonu, případných hrubých chyb atd.) a popřípadě vyrovnají. Sklon je pak dán rozdílem výšky vyrovnaného prvního a posledního bodu zaměřeného úseku děleným délkou úseku.

Pro méně přesná měření nebo na tocích vyšších gradientů často postačuje, pokud je to možné, stavět nivelační lať místo na hlavy kolíků na částečně ponořené kameny a jiné předměty tak, aby se její základna právě dotýkala hladiny vody.

V případě nejvyšší nouze lze (zejména na tocích vyšších gradientů, v nepříznivých podmínkách) použít i metodu, kdy figurant balancuje lať ve svislé poloze a měřiči u stroje, který průběžně sleduje čtení, dá zvoláním signál ve chvíli, kdy se dolní konec latě právě dotkne hladiny. Tuto metodu však nelze obecně doporučit, protože při

jejím použití je nutné počítat s větší nejistotou (která může dosáhnout až několik cm), způsobenou jednak nejistotou ve výškovém ustavení lať na hladinu, jednak praktickou nemožností udržet lať přesně svislou. K nejistotě dále přispívá i možnost vzduť hladiny při obtékání nohou či těla figuranta.

V některých případech, zejména když se počítá s dlouhodobějším sledováním, se jak v měrném profilu, tak krajních profilech měrné trati instalují pomocné vodočty, které se zaniivelují, a výšky hladiny na začátku a konci měrné trati se odečítají na nich. Před jejich instalací je však žádoucí ověřit standardní metodou, zda spád v celé trati je vyrovnaný a rovnoměrný.

#### **4.4 Určení průtoku a rychlosti**

Nejjednodušší možností, která však velmi často nepřichází v úvahu, je odečtení vodního stavu na vodočtu a nalezení průtoku podle konsumční křivky. To však znamená, že v měrné trati nebo její blízkosti musí být provozovaný limnigraf nebo vodočet s platnou a spolehlivou  $h - Q$  relací. Pokud je vodoměrná stanice ve větší vzdálenosti od měrné trati, lze její údaje využít pouze za předpokladu, že mezi stanicí a měrnou tratí není žádný přítok a průtok v korytě není výrazněji dotován podzemními vodami, ani podzemní vody nedotuje.

Nejčastějším způsobem určení průtoku, zejména za nižších a středních vodních stavů, je hydrometrické měření.

##### **4.4.1 Hydrometrický profil**

Z hlediska časových úspor je výhodné, aby jeden z příčných profilů bylo možné využít jako profil hydrometrický. Ten by měl splňovat následující požadavky: ležet v přímé volné trati, být dostatečně hluboký, co možná pravidelný a souměrný, bez překážek (kameny, vodní vegetace atd.). Délka přímé trati by měla být alespoň 3–7 šířek koryta v hladině, ideálně 5 šířek nad a 2 šířky pod měrným profilem. Měrný profil má být kolmý na směr proudění a voda má proudit celým příčným profilem s pokud možno pravidelným rychlostním profilem. Nevhodná jsou místa, kde dochází k tvoření vírů a úplavů, s přirozenými či umělými překážkami (balvanité úseky, zarostlé úseky, profily s nánosy, mostními pilíři apod. Pokud nelze výše uvedená kritéria dodržet, je nutné při vlastním měření dbát na eliminaci nepříznivých vlivů vhodným umístěním, popř. zahuštěním měrných a sondovacích svislic apod.

U menších toků, kde se měření provádí broděním, je často možné (a vhodné) profil poněkud upravit – odstranit kameny větších rozměrů, které mohou nepříznivě ovlivňovat proudění, odstranit vodní vegetaci apod. Bývá nutné upravit nejen samotný profil, ale často i krátký úsek nad ním, aby do měrného profilu pokud možno nezasahovaly úplavy za většími kameny výše proti proudu.

##### **4.4.2 Vodní stav**

Optimální je měřit průtok za setrvalého vodního stavu. Pro kontrolu je vždy nutné (pokud neprovádíme hydrometrování ve standardním profilu opatřeném stabilním vodočtem) instalovat v měrném profilu přenosný limnigraf nebo alespoň vodočet (postačuje i improvizovaný, např. kolík, od jehož vrcholu se odměřuje výška hladiny). Polohu hladiny zaznamenáváme nejlépe při začátku měření v každé svislici, povětšinou však stačí v delších časových intervalech. Pokud vodní stav kolísá nebo se mění jen nevýznamně, přiřazujeme průtok aritmetickému průměru zjištěných vodních

stavů. Při větších změnách vodního stavu je nutné jeho změnu uvažovat (způsob opravy viz níže). Vodní stav je třeba navázat buď na výškopisnou síť (vhodný výškový bod), nebo vztáhnout ke zvolené srovnávací rovině (viz též kapitolu Určení hydraulických parametrů koryta).

#### 4.4.3 Počet a rozmístění měrných a sondovacích svislic

Počet  $N$  měrných svislic má být podle ČHMÚ (Kříž, Kupčo a Sochorec, 1979) pro toky užší než 20 m

$$N = B \quad (4.4),$$

nejméně však

$$N = 10 + h \quad (4.5),$$

kde  $B$  [m] je šířka toku v hladině a  $h$  [m] je střední hloubka vody. ČSN EN ISO 748 udává počet měrných svislic v závislosti na šířce koryta (*tabulka 17*).

Tabulka 17. Počet měrných svislic podle ČSN EN ISO 748

B [m]	< 0,5	$0,5 \leq B < 1$	$1 \leq B < 3$	$3 \leq B < 5$	$B \geq 5$
N	5–6	6–7	7–12	13–16	$\geq 22$

Pro větší toky lze použít *tabulku 18*.

Tabulka 18. Počet měrných svislic podle ČHMÚ

Střední hloubka [m]	Minimální počet měrných svislic*								
	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	při šířce toku v hladině $B$ [m]								
0,5	7	10	20	30					
1,0		8	15	30	45				
1,5			12	25	40	70			
2,0				20	35	70	105		
3,0					30	60	100	140	
5,0						40	80	120	180

\* Při použití této tabulky by měl být počet sondovacích svislic nejméně dvojnásobný

Svislice bývají u toků s pravidelným korytem rozděleny rovnoměrně, vždy je však rozmístění svislic třeba podřídit nutnosti co nejlepšího vystižení průtočného profilu a rychlostního pole. U břehů svislice nemá být blíže než 0,1 m od břehu. Žádnou svislicí nemá protékat více než 10 % celkového průtoku. Na druhou stranu však vzdálenost mezi svislicemi nesmí být menší, než je průměr propelleru vrtule.

Často se z důvodu přesnějšího určení průtočné plochy vkládají další, tzv. sondovací svislice, v nich se měří pouze hloubka (zejména u větších toků; uvedená *tabulka 18* předpokládá, že sondovacích svislic je nejméně dvojnásobné množství než svislic měrných).



V každé svislici se měří její vzdálenost  $b$  od zvoleného břehu, resp. průřezu vodní hladiny s břehem, hloubka vody a v měrných svislicích rychlost proudění v několika bodech.

#### 4.4.4 Měření vzdáleností a hloubek

Měření vzdáleností a hloubek při hydrometrování provádíme obdobně jako při určování základních geometrických parametrů profilu.

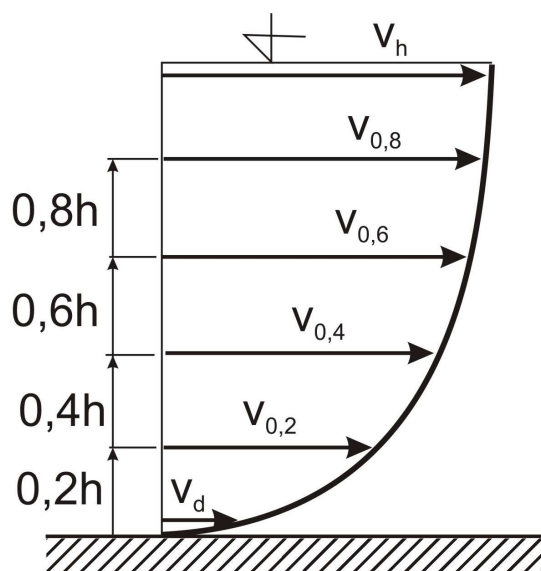
Měření vzdáleností (určení staničení svislic v profilu) provádíme zpravidla u menších toků pásmem, u větších toků předem nataženým měřičským lankem. Pásmo či lanko musí být vždy dobře napjato. Při měření pásmem obvykle určujeme staničení na centimetry, při použití lanka, které má označené jen celé metry, staničení odhadujeme na 10 cm, nebo, lépe, doměřujeme.

Měření hloubek se obvykle provádí sondováním pomocí soutyčí vrtule nebo jejího závěsu, výjimečně sondovací tyčí nebo jinými metodami. Při sondování soutyčím se hloubka vody odečítá při poloze vrtule s její osou v úrovni hladiny. Pokud měříme v korytě s tvrdým dnem s tyčí, která má pod opěrnou destičkou na svém dolní konci stabilizační hrot, je nutné výšku hrotu odečíst od měřené hloubky. Při sondování sondovací tyčí s obvyklým dělením po 10 cm jednotky centimetrů odhadujeme. Zejména v tocích s většími rychlostmi proudění je při odečítání třeba dávat pozor na vliv hydrodynamického vzduť hladiny na přední straně sondovací tyče i snížení hladiny v úplavu za ní.

#### 4.4.5 Měření rychlostí

Při měření bodových rychlostí se měrné body ve svislicích obvykle umísťují pravidelně podle určeného schématu (obr. 21), které zjednodušuje výpočet středních svislicových rychlostí, lze však použít i rozmístění nepravidelného, a to podle subjektivní volby.

V případě měření s volbou polohy měrných bodů podle standardního schématu se používá tzv. měření úplného, pěti- nebo tříbodového. Počet měrných bodů, resp. jejich vzdálenosti, se má volit tak, aby vzdálenost měrných bodů ve svislici nebyla větší než 1 m a současně nemá být menší, než je průměr propeleru vrtule. Při subjektivní volbě rozmístění měrných bodů se vzhledem ke tvaru rozdělení rychlosti ve svislici doporučuje umístit většinu bodů do dolní poloviny svislice.



Obr. 21. Schéma rozmístění měrných bodů

Při úplném měření se vrtule umísťuje do bodu u dna (osa vrtule nemá být výše než 1,5násobek průměru propeleru, avšak vrtule nesmí narážet na dno a proudění nesmí být ovlivňováno většími výstupky dna), do bodů vzdálených  $0,2h$ ,  $0,4h$ ,  $0,6h$  a  $0,8h$  ode dna, a u hladiny (propeler vrtule musí být neustále celý ponořen). Při pětibodovém měření se vypouští bod  $0,6h$ , při tříbodovém měření se ještě vypouštějí body u dna a u hladiny.

Norma ČSN EN ISO 748 doporučuje užití třibodové metody jako standardní za předpokladu, že rozdělení rychlostí ve svislici je parabolické. I vlastní zkušenosti ukazují, že v dobrých podmínkách není prakticky rozdíl v přesnosti tří- a pětibodové metody.

Pro rychlá orientační měření lze použít metodu dvoubodovou nebo jednobodovou. Dvoubodová metoda (kterou ale např. U.S. Geological Survey používá jako standardní) spočívá ve změření rychlosti v bodech vzdálených  $0,2h$  a  $0,8h$  ode dna, při jednobodové metodě se měří ve vzdálenosti  $0,4h$  ode dna.

Z výše uvedeného vyplývá, že úplné a pětibodové měření lze teoreticky provést pouze pokud platí  $h \geq 7,5D$  (kde  $D$  je průměr propeleru vrtule), pro  $5D \leq h < 7,5D$  lze použít maximálně třibodovou metodu a pro  $1,25D \leq h < 5D$  lze užít pouze jednobodovou metodu. Při velmi malých hloubkách, kdy vrtulí nelze umístit do předepsaných bodů, se měří rychlost proudění při dně a u hladiny, popř. i jen v jediném bodě ca uprostřed hloubky.

Doba měření v každém bodu při použití moderních vrtulí s elektronickými počítadly je 40–100 s podle požadované nejistoty měření, pro orientační měření často i méně (zpravidla však ne méně než 30 s). Při použití starších typů vrtulí se zvukovou signalizací se měří čas mezi začátky nebo konci signálů (stopkami, s přesností na 0,1 s); vždy je třeba zachytit nejméně dva intervaly mezi signály. Pokud je mezi oběma časovými intervaly výraznější rozdíl, je třeba v měření pokračovat.

#### 4.4.6 Vyhodnocení průtoku

Pro vyhodnocení průtoku se používá řada metod. Všechny jsou založeny na známém vztahu

$$dQ = u \cdot \cos \varphi \cdot dS \quad (4.6a),$$

kde  $dQ$  je elementární průtok, procházející elementární ploškou  $dS$  při místní rychlosti proudění  $u$ , jejíž vektor je odkloněn od normály k elementární plošce o úhel  $\varphi$ . Integrací výše uvedeného výrazu po ploše za předpokladu proudění kolmého k příčnému profilu (kdy  $\cos \varphi = 1$ ) dostaneme

$$Q = \int_S u \, dS \quad (4.6b).$$

Protože však neznáme analytický tvar funkce  $u = f(x, y)$ , musíme výše uvedený vztah vyčíslit nějakou jinou vhodnou metodou, založenou obvykle na vztahu  $Q = \sum v_i S_i$ , který odpovídá výše uvedenému integrálu. Lze použít vyčíslení numerického, semi-grafického nebo grafického.

Protože pro vyhodnocení průtoku se dnes obvykle používají specializované počítačové programy, dále uvádíme jen základní numerický postup.

Nejprve se z kalibrační rovnice vrtule (po částech lineární o max. 3 úsecích)

$$v = \alpha + \beta n \quad (4.7),$$

kde  $n = N / T$ ,  $N$  je celkový počet otáček vrtule za čas  $T$ , a  $\alpha$  a  $\beta$  jsou kalibrační konstanty vrtule, vypočtou rychlosti proudění ve všech bodech svislice. Dále se určuje střední svislicová rychlost  $v_s$  jako vážený průměr z rychlostí ve všech bodech:

$$\begin{aligned}
v_s &= 0,1 (v_d + 2 v_{0,2H} + 2 v_{0,4H} + 2 v_{0,6H} + 2 v_{0,8H} + v_p) \\
v_s &= 0,1 (v_d + 2 v_{0,2H} + 3 v_{0,4H} + 3 v_{0,8H} + v_p) \\
v_s &= 0,25 (v_{0,2H} + 2 v_{0,4H} + v_{0,8H}) \\
v_s &= 0,5 (v_{0,2H} + v_{0,8H}) \\
v_s &\doteq v_{0,4H}
\end{aligned} \tag{4.8a, b, c, d, e),}$$

kde  $v_d$  je rychlost u dna,  $v_p$  je rychlost povrchová (u hladiny) a ostatní indexy značí výšku bodu nade dnem. Průtok pak vypočteme např. na základě vztahu

$$Q = kv_1 H_1 b_1 + \sum_1^{n-1} \frac{v_i H_i + v_{i+1} H_{i+1}}{2} (b_{i+1} - b_i) + kv_n H_n (b_n - b_{n-1}) \tag{4.9),}$$

kde  $n$  je počet měrných svislic,  $v_i$  je střední svislicová rychlost a  $H_i$  hloubka v  $i$ -té svislici a  $b_i$  je vzdálenost  $i$ -té svislice od zvoleného břehu, resp. průsečíku břehu s hladinou. Součinitel  $k$  slouží k opravě dílčího průtoku u břehu,  $k = 0,33$ .

Z vypočteného průtoku se pak snadno určí střední průřezová rychlost jako

$$v = \frac{Q}{S} \tag{4.10).}$$

#### 4.5 Vyhodnocení Manningova součinitele drsnosti

Manningův součinitel drsnosti  $n$  lze snadno stanovit z Manningovy rovnice

$$Q = \frac{1}{n} R^{2/3} S i^{1/2} \tag{4.11).}$$

Přitom správně se má jako sklon brát nikoliv sklon hladiny, který jsme změřili, ale sklon čáry energie  $i_E$ . Polohu čáry energie určíme tak, že v příčných profilech k výškám hladiny  $H$  připočteme rychlostní výšku  $h_v = v^2/2g$ . Sklon čáry energie pak bude

$$i_E = \frac{(H_1 + h_{v1}) - (H_2 + h_{v2})}{L} \tag{4.12a),}$$

kde  $L$  je vzdálenost mezi profilem 1 a 2. Pokud průtočné plochy v obou profilech nejsou shodné, je žádoucí uvažovat i ztrátu zúžením, resp. rozšířením profilu (např. Barnes, 1967) a předchozí vztah přejde na tvar

$$i_E = \frac{(H_1 + h_{v1}) - (H_2 + h_{v2}) - \zeta (h_{v1} - h_{v2})}{L} \tag{4.12b),}$$

kde  $\zeta$  je součinitel místní ztráty. Standardně se v těchto případech používá hodnoty  $\zeta = 0$ , pokud se profil (průtočná plocha) směrem po proudu zmenšuje, a  $\zeta = 0,5$ , pokud se profil zvětšuje.

V případě, že měrná trať sestává z více ( $n$ ) úseků, se výpočet provádí podle vztahu

$$n = \frac{1}{Q} \sqrt{\frac{H_1 - H_n + h_{v1} - h_{vn} - \sum_{i=1}^{n-1} \zeta_i (h_{vi} - h_{vi+1})}{\sum_1^{n-1} \frac{L_{i,i+1}}{S_i R_i^{2/3} S_{i+1} R_{i+1}^{2/3}}} } \tag{4.13),}$$

kde  $L_{i,i+1}$  je vzdálenost mezi odpovídajícími sousedními profilem.

Další, poněkud sofistikovanější a celkově náročnější možností je pro stanovení součinitele drsnosti využít některého z řady 1-D matematických modelů ustáleného nerovnoměrného proudění, který provede i potřebné výpočty hydraulických charakteristik jednotlivých profilů. Do modelu zadáme topografii, průtok a další požadované veličiny a metodou pokusů a omylů volíme součinitele drsnosti tak, aby se modelem vypočtený průběh hladiny co nejlépe shodoval s průběhem hladiny zaměřeným v terénu. Podrobný postup je uveden v metodice (Matoušek aj., 2011) spolu s několika pomůckami usnadňujícími tuto optimalizaci.

#### 4.6 Určení parametrů zrnitosti substrátu dna

Pokud chceme pro výpočet součinitele drsnosti nebo součinitele ztráty třením použít některý ze vztahů obsahujících jako jeden z parametrů efektivní zrno nebo některý z kvantilů křivky zrnitosti, je třeba tento parametr stanovit. Je značně pochybné pokoušet se o určení středního zrna či jiného parametru substrátu dna na základě odhadu; vždy je nutné odebrat vzorek substrátu a ten analyzovat.

V případě jemnozrnných substrátů (písek, jemný štěrk) se odebírá vzorek vhodné velikosti (2–20 kg), který se po vysušení dále zpracovává standardní síťovou analýzou. Pro hrubozrnné substráty s  $d_{\max} > \text{ca } 10 \text{ mm}$  (střední štěrk a větší) je pro určení křivky zrnitosti zapotřebí značně velkých vzorků, což je z praktických důvodů obvykle vyloučené. Například ASTM C136-71 udává pro minimální hmotnost vzorku vztah

$$m = 0,082d_{\max}^{1,5} \quad (4.14),$$

kde  $m$  [kg] je hmotnost vzorku a  $d_{\max}$  [mm] velikost největšího zrna, další dokumenty (např. Church, McLean a Wolcott, 1987), zejména ISO 4364-1977, udávají hodnoty i ještě podstatně větší.

Proto se pro stanovení křivky zrnitosti hrubozrnných substrátů používá některá z řady metod založených na výběru jednotlivých částic substrátu. Možností je celá řada – např. vybrání zrn z určité definované plochy, podél definované linie, nebo čistě náhodný výběr (např. Mareš, 1989).

Velmi jednoduchý a efektivní je náhodný výběr s použitím modifikace Wolmanovy metody mříže s krokováním podle Mareše – pracovník odebírající vzorek kráčí v několika příčných nebo lépe podélných rovnoběžných liniích tokem a při každém kroku (resp. při větší zrnitosti substrátu dvojkroku) odebere kámen. Aby byl výběr co možná náhodný, je žádoucí

- při postupu korytem se pokud možno nedívat pod nohy,
- po každém kroku (nebo dvojkroku, podle velikosti substrátu) se zavřenýma očima položit dlaň na špičku boty (pokud možno vždy stejným způsobem) a vztyčit ukazováček tak, aby se dotknul dna,
- odebrat kámen, jehož se ukazováček dotýká.

U takto odebraného kamene se pak určí jeho síťový průměr (prosunutím kamene sadou kalibrů, případně změřením jeho střední osy posuvným měřítkem nebo průměrkou). V případě velkých kamenů, které nelze vyzvednout ze dna, v zásadě postačuje jejich rozměr odhadnout s pomocí např. svinovacího metru. Pokud je v místě dotyku dna jemnozrnný materiál (písek), osvědčilo se vzít špetku, vysypat na dlaň a opět se zavřenýma očima z ní vzít několik zrn atd.

Při odebrání právě 100 kusů vzorků substrátu pak pro určení křivky zrnitosti postačuje setřídít střední průměry podle velikosti; každý kámen představuje 1 % na křivce zrnitosti. Je možno odebrat i jiný počet kamenů, avšak vždy by jich mělo být nejméně 60.

Metoda je nenáročná, přitom dostatečně přesná a spolehlivá. Její zásadní omezení je ovšem dáno tím, že pracovník musí být schopen v toku sbírat jednotlivé kameny, čili vyžaduje hloubku maximálně ca 0,6 m.

Pro podrobnější diskusi problematiky odběru vzorků, jejich zpracování a vyhodnocení musíme vzhledem k rozsahu práce odkázat na literaturu; značně podrobná je např. práce Church, McLean a Wolcott (1987).

## 5 DRSNOST KORYTA S POHYBLIVÝM DNEM

Určení hydraulického odporu koryta s pohyblivým dnem je ještě značně obtížnější než v případě koryta s dnem pevným. Kromě vlastní drsnosti zrn materiálu dna (mikrodrsnosti) se zde ještě projevuje vliv dnových útvarů, které vytvářejí makrodrsnostní prvky. Navíc se forma, tvar a velikost těchto dnových útvarů může měnit (a mění) se změnou průtoku. A mimo to po dosažení určitého kritického průtoku se splaveniny tvořící materiál dna dostávají do pohybu, čímž se část energie toku spotřebovává na jejich pohyb. Tato spotřebovaná energie se opět projevuje v zásadě jako zvýšení drsnosti.

V zásadě vyčerpávající souhrn a přehled soudobých metod pro výpočet drsnosti aluviálního koryta s pohyblivým dnem uvádí Yen (1992), řadu z těchto metod lze nalézt i v dalších publikacích (např. Simons a Senturk, 1992; Yang, 1996). Je třeba podotknout, že výsledky získané jednotlivými metodami se mohou i dost výrazně lišit, protože jednotlivé metody vycházejí z různých předpokladů a byly odvozeny a verifikovány na různých datových souborech.

V současné době existují dva základní přístupy. Jedním je použití lineární superpozice hydraulických parametrů příslušných rovnému dnu bez dnových útvarů a dnovým útvarům. Druhý, tzv. nelineární, vychází přímo z parametrů koryta a proudění bez dělení odporů na výše zmíněné dvě části.

Zde uvádíme jenom výběr zahrnující ty nejdůležitější, resp. nejběžněji používané metody.

### 5.1 Metody uplatňující lineární superpozici odporů

Lze např. uvažovat, že sklon čáry energie  $i_E$  pro aluviální koryto s dnovými útvary je dán jako

$$i_E = i'_E + i''_E \quad (5.1),$$

kde  $i'_E$  je sklon čáry energie příslušný rovnému dnu (bez dnových útvarů) a  $i''_E$  sklon čáry energie působený zvrásněním dna (dnovými útvary).

Podobně, uvažujeme-li hydraulický poloměr  $R$ , můžeme psát

$$R = R' + R'' \quad (5.2).$$

Pro tečné napětí můžeme uvažovat, že jeho velikost na povrchu rovného dna bude

$$\tau' = \rho g R' i_E \quad (5.3),$$

zatímco odpor dnových útvarů se projeví jako zvýšení tečného napětí

$$\tau'' = \rho g R'' i_E \quad (5.4)$$

a vzhledem k tomu celkové tečné napětí v korytě s dnovými útvary bude

$$\tau = \tau' + \tau'' = \rho g (R' + R'') i_E \quad (5.5).$$

Tyto vztahy jsou na první pohled poněkud nelogické. Uvědomme si však, že při ustáleném rovnoměrném pohybu je sklon čáry energie konstantní a při daném průtoku se vzrůstem hydraulických odporů (drsnosti) vzrůstá hodnota hydraulického poloměru.

Pro třecí rychlost platí

$$v_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} = \sqrt{gRi_E} \quad (5.6).$$

Proto je též

$$v'_* = \sqrt{gR'i_E} \quad \text{a} \quad v''_* = \sqrt{gR''i_E},$$

a tedy

$$v_* = \sqrt{v'^2_* + v''^2_*} \quad (5.7).$$

Obdobně i Manningův součinitel drsnosti  $n$  lze chápat jako

$$n = n' + n'' \quad (5.8).$$

Z těchto úvah vychází řada autorů – Einstein, Shen, Engelund a Hansen i jiní, zde neuvedení.

Za hlavní nedostatek tohoto přístupu se považuje fakt, že jednotlivé metody buď vůbec neberou v úvahu charakter dnových útvarů (vrásky, duny, rovné dno, anti-duny), nebo pokud jej uvažují (jako v případě metody Simonse a Richardsona, zde neuvedené), není obvykle předem znám.

### 5.1.1 Metoda Einsteina

Einstein (citace např. Raplík, Výbora a Mareš, 1989; Yen, 1992; Yang, 1996; Simons a Senturk, 1992) vyjádřil odpor povrchu dna, způsobený částicemi splavenin, pomocí logaritmického vztahu

$$\frac{v}{v'_*} = 5,75 \log \left( 12,27 \frac{R'}{k_s} x \right) \quad (5.9),$$

kde třecí rychlost  $v'_* = \sqrt{gR'i}$ , ekvivalentní písková drsnost  $k_s = d_{65}$  a  $x = f(k_s/\delta)$ . Ve funkci  $\delta$  je tloušťka mezní vrstvy,

$$\delta = 11,6 \frac{\nu}{v'_*} \quad (5.10),$$

kde  $\nu$  je kinematická viskozita. Závislost  $x = f(k_s/\delta)$  je uvedena podle Einsteina a Barbarossy v grafické formě na obr. 22.

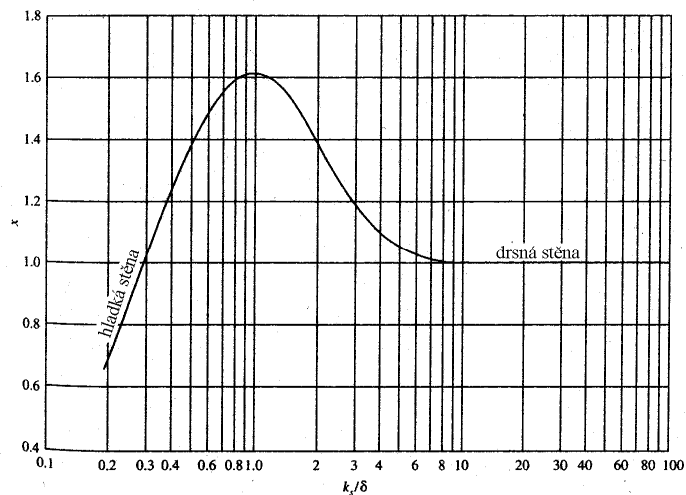
Einstein dále předpokládal, že

$$\frac{v}{v''_*} = f(\psi') \quad (5.11),$$

kde

$$\psi' = \frac{\rho_s - \rho}{\rho} \frac{d_{35}}{R'i} \quad (5.12)$$

a závislost, získaná na základě terénních měření, je udána graficky na obr. 23.

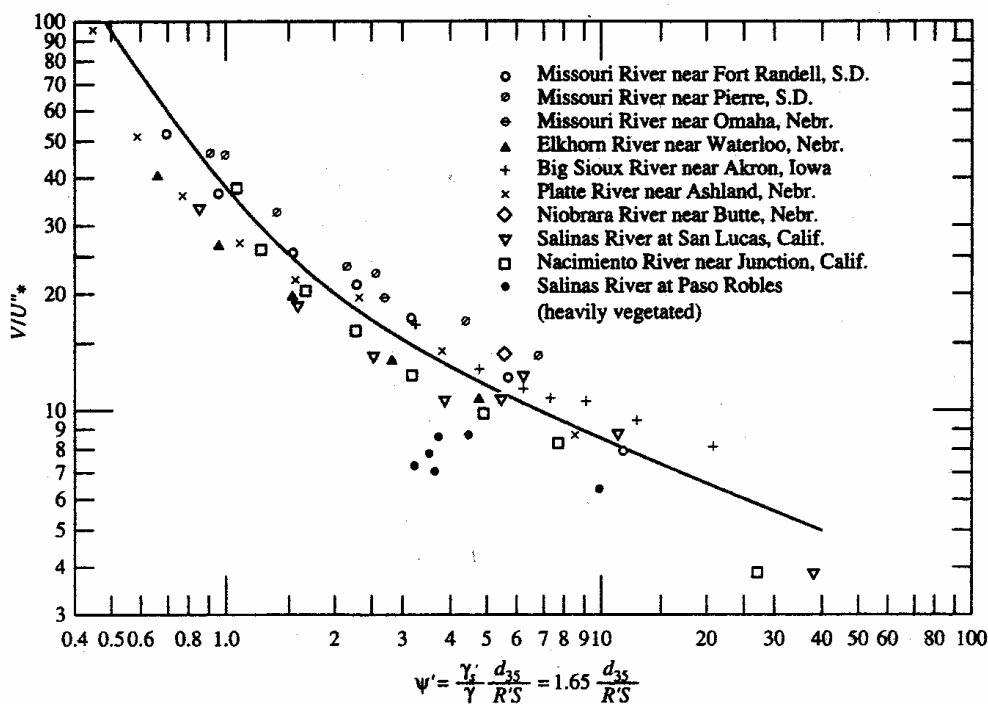


Obr. 22. Opravný faktor  $x$  podle Einsteina

Postup výpočtu je iterativní – odhadne se hodnota  $R'$ , z logaritmického vzorce se s pomocí grafu na obr. 22 určí střední průřezová rychlost. Vypočte se parametr  $\psi$  a z obr. 23 se určí poměr  $v/v_*''$ . Z hodnoty třecí rychlosti  $v_*''$  se vypočte  $R''$ . Dále se vypočte  $R = R' + R''$ .

Pokud se má stanovit  $R$  pro daný průtok  $Q$ , vypočte se odpovídající průřezová plocha  $S$  a z rovnice kontinuity průtok  $Q$ . Pokud oba průtoky (zadaný a vypočtený) nesouhlasí, odhadne se jiná hodnota  $R'$  a výpočet se opakuje, dokud se nedosáhne požadované shody.

Pokud se má určit průtok  $Q$  pro danou hodnotu  $R$ , porovná se zadaná a vypočtená hodnota. Pokud nesouhlasí, volí se odlišná hodnota  $R'$  a výpočet se opakuje, dokud není dosaženo shody. Poté se průtok určí pro vypočtenou průtočnou plochu z rovnice kontinuity.



Obr. 23. Ztráty nepravidelnostmi koryta (podle Einsteina a Barbarossy)



### 5.1.2 Metoda Shena

Shen (cit. Yen, 1992; Simons a Senturk, 1992<sup>13</sup>) vyšel z Einsteinovy analýzy, kterou dále doplnil. Na základě Reynoldsova čísla splavenin

$$\text{Re}_s = \frac{wd}{\nu} \quad (5.13),$$

kde  $w$  je sedimentační rychlost splavenin,  $d$  jejich průměr (Shen uvažuje pro oba případy  $d_{50}$ ) a  $\nu$  kinematická viskozita vody, se z rovnice

$$\lambda = \sqrt{\text{Re}_s} \quad (5.14)$$

určí parametr  $\lambda$ .

Potom se pro jemnozrný materiál s  $0,25 < \text{Re}_s < 50,7$  použije vztah

$$\frac{v_*''}{\nu} = 0,03 + 0,11 \log \frac{\psi'}{\lambda} \quad (5.15),$$

pro částice s  $50,7 < \text{Re}_s < 100$  nebo s  $\psi' < 10$ , kde

$$\psi' = \frac{\rho R' i}{\rho_s d_{50}} \quad (5.16),$$

je  $\lambda = 7,12$ , a tedy platí

$$\frac{v_*''}{\nu} = 0,03 + 0,11 \log \frac{\psi'}{7,12} \quad (5.17a),$$

pro hrubozrný materiál s  $\text{Re}_s > 100$  nebo s  $\psi' > 10$  je  $\lambda = 7,12$  a použije se vztah

$$\frac{v_*''}{\nu} = 0,064 - 0,0909 \log \frac{\psi'}{7,12} \quad (5.17b).$$

### 5.1.3 Metoda Engelunda a Hansena

Engelud a Hansen (cit. Raplík, Výbora a Mareš, 1989; Yen, 1992<sup>14</sup>; Yang, 1996; Simons a Senturk, 1992) vyjádřili sklon čáry energie příslušný dnovým útvarům amplitudy  $a$  a vlnové délky  $L$  jako

$$i'' = \frac{\Delta H''}{L} = \frac{q^2}{2gL} \left( \frac{1}{h-0,5a} - \frac{1}{h+0,5a} \right) = \frac{v^2}{2gL} \left( \frac{a}{h} \right)^2 \quad (5.18),$$

kde  $\Delta H''$  je ztráta způsobená dnovými útvary a  $h$  je střední hloubka vody v korytě.

Vyjádřeme celkové tangenciální napětí jako

$$\tau = \rho g R (i' + i'') \quad (5.19a),$$

resp.

---

<sup>13</sup> Simons a Senturk (1992) uvádějí Shenem odvozené rovnice v poněkud zjednodušené (či spíše neúplné) formě

<sup>14</sup> Yen (1992) uvádí odvození i výsledný vztah zcela odlišně od ostatní literatury

$$\frac{\tau}{\rho g R} = \frac{\tau'}{\rho g R} + i'' \quad (5.19b)$$

a dosadíme z rovnice pro sklon čáry energie příslušného dnovým útvarům, přičemž předpokládáme široké koryto, pro něž  $R \approx h$ :

$$\frac{\tau}{\rho g h} = \frac{\tau'}{\rho g h} + \frac{v^2}{2gL} \left( \frac{a}{h} \right)^2 \quad (5.20).$$

Nechť

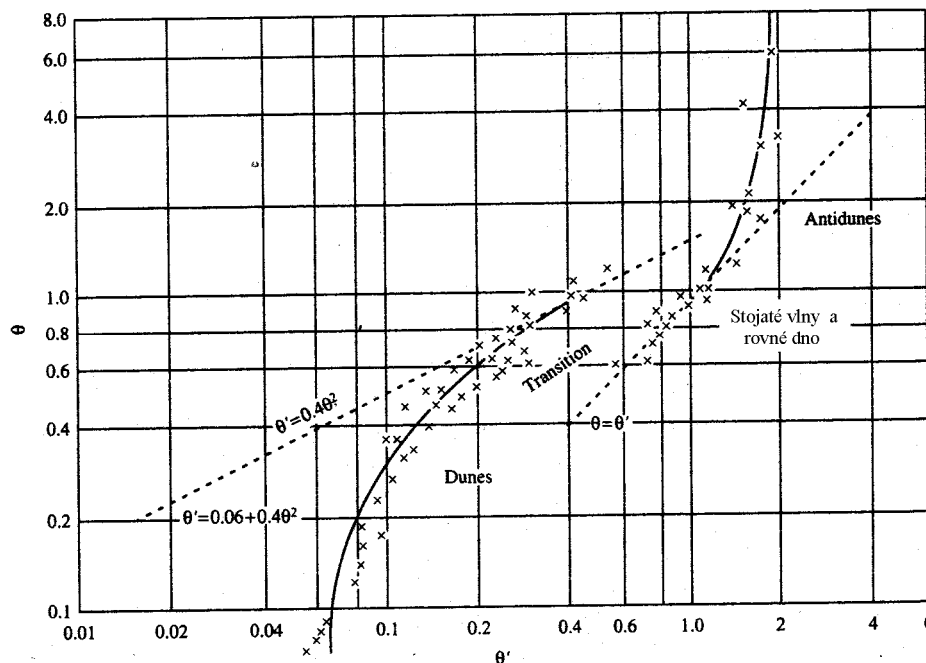
$$\theta = \frac{hi}{\left( \frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) d} \quad (5.21),$$

$$\theta' = \frac{h'i}{\left( \frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) d} \quad (5.22)$$

a

$$\theta'' = \frac{1}{2} Fr^2 \frac{a^2}{\left( \frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) L d} \quad (5.23).$$

$\rho_s$  a  $\rho$  jsou hustoty splavenin a vody,  $h$  je střední hloubka,  $h'$  střední hloubka příslušná drsnosti splavenin (za předpokladu rovného dna),  $d$  charakteristické zrno splavenin a  $Fr$  je Froudovo číslo.



Obr. 24. Vztah odporů proudění podle Engelunda a Hansena

Potom lze psát

$$\theta = \theta' + \theta'' \quad (5.24).$$

Pro úzká koryta je ve výše uvedených vztazích třeba nahradit střední hloubku  $h$ , resp.  $h'$  hydraulickým poloměrem  $R$ , resp.  $R'$ . Hodnotu parametru  $\theta'$  lze pro předem určené  $\theta$  určit z grafu na obr. 24. Přitom je třeba vzít v úvahu, že pro tzv. horní režim pohybu splavenin (ploché dno, antiduny a stojaté vlny), který přichází v úvahu při kritickém a bystřinném proudění, se neuvažuje tvarový odpor dnových útvarů, a tedy  $\theta = \theta'$ .

Postup výpočtu je následující: určí se sklon  $i$ , charakteristické zrno  $d$  a střední hloubka  $h$  (resp. hydraulický poloměr  $R$ ) a vypočte se parametr  $\theta$ , z grafu na obr. 24 se naleznou hodnota  $\theta'$ . Vypočte se hodnota  $h'$  a z Einsteinovy rovnice se určí střední průřezová rychlost, z rovnice kontuity se pro průtočnou plochu odpovídající střední hloubce  $h$  (resp. hydraulickému poloměru  $R$ ) stanoví průtok  $Q$ .

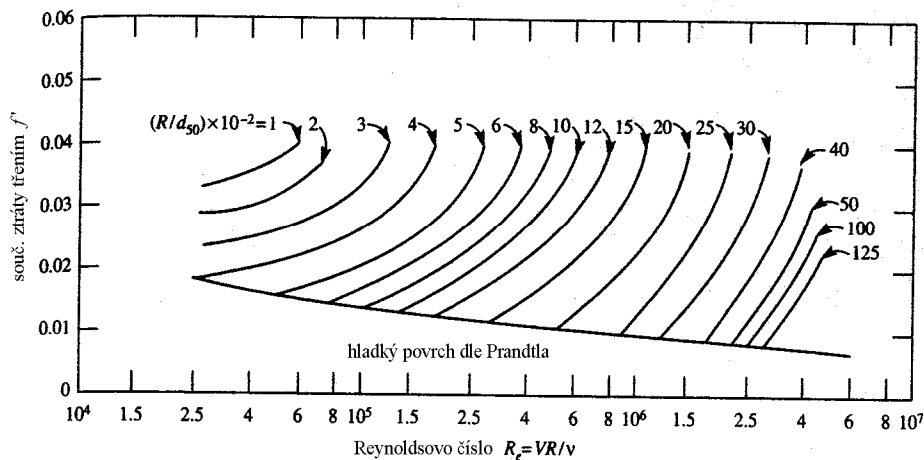
#### 5.1.4 Metoda Lovera a Kennedyho a Alana a Kennedyho

Lovera a Kennedy (cit. Yen, 1992; Yang, 1996; Simons a Senturk, 1992) odvodili na základě dostupných dat z řek i laboratoří součinitele ztráty třením pro rovné dno. Tento ztrátový součinitel  $f'$  vyjádřili v grafické formě (obr. 25) ve tvaru

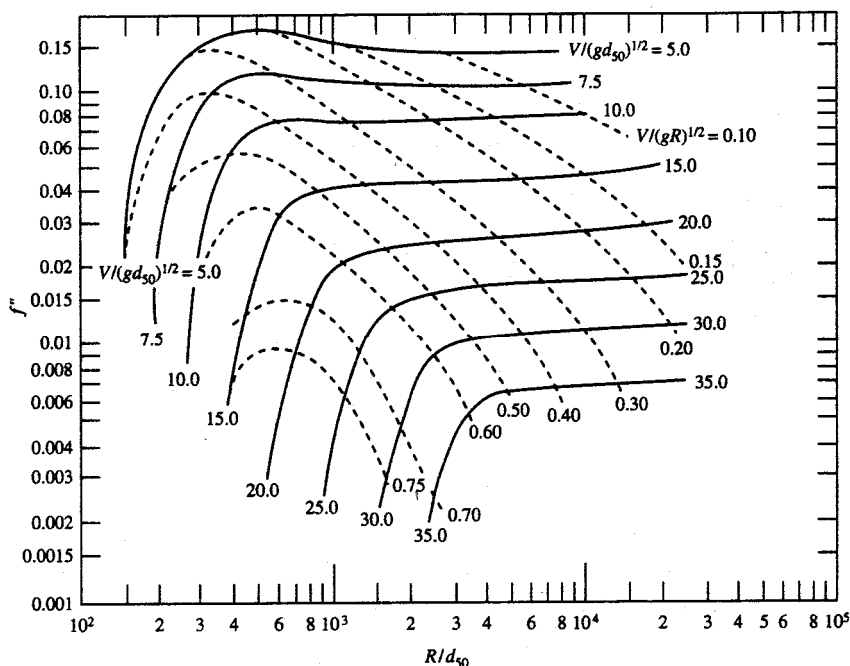
$$f' = f\left(\text{Re}, \frac{R}{d_{50}}\right) \quad (5.25).$$

Obdobně odvodili Alan a Kennedy vztah pro součinitel ztráty  $f''$  způsobený dnovými útvary, opět v grafické formě (obr. 26), jako

$$f'' = f\left(\frac{v}{\sqrt{gd_{50}}}, \frac{d_{50}}{R}\right) \quad (5.26).$$



Obr. 25. Součinitel ztráty třením pro rovné dno podle Lovera a Kennedyho



Obr. 26. Součinitel ztráty vlivem makrodrsnosti podle Alana a Kennedyho

Celkový součinitel ztrát v Darcy-Weisbachově rovnici je pak

$$f = f' + f'' \quad (5.27).$$

Při výpočtu odhadneme hodnotu hydraulického poloměru  $R$ , vypočteme příslušné parametry ( $v$ ,  $Re$ ,  $R/d_{50}$ , ...), z grafů určíme dílčí ztrátové součinitele  $f'$  a  $f''$  a pro

výsledný ztrátový součinitel z rovnice  $v = \sqrt{\frac{8}{f}} g R i$  vypočteme hydraulický poloměr.

Pokud se předpokládaná a vypočtená hodnota  $R$  neshodují, opravíme odhad a výpočet opakujeme, dokud nedosáhneme shody.

## 5.2 Nelineární metody

Nelineární metody nerozdělují součinitel ztráty třením na dílčí části příslušné povrchové drsnosti a tvarovým odporům, ale uvažují jej jako jediný faktor. Většina nelineárních metod vychází z rozměrové analýzy a prokladu dat statistickými metodami pomocí parametrů získaných funkcionální analýzou.

Značně podrobný přehled těchto metod podává opět Yen (1992). Zde uvádíme jen několik málo vybraných postupů.

### 5.2.1 Metoda Camacha a Yena

Camacho a Yen (1992) analyzovali více než 7 000 údajů a na základě výsledků dimenzionální analýzy a statistické analýzy dat navrhli následující vztahy:

pro  $Fr < 0,4$

$$f = 10,7 T_*^{0,35} Re^{-0,38} \quad (5.28),$$

kde parametr  $T_*$  je dán vztahem

$$T_* = \frac{\rho}{\rho_s - \rho} \frac{R}{d_{50}} i \quad (5.29),$$

pro  $0,4 \leq Fr < 0,7$

$$f = 0,023 \left( \frac{d_{50}}{R} \right)^{0,25} Re^{0,10} Fr^{-1,76} \quad (5.30)$$

a pro  $0,7 \leq Fr < 1$

$$f = 0,22 \left( \frac{d_{50}}{R} \right)^{0,332} Fr^{-0,887} \quad (5.31).$$

## 5.2.2 Metoda Whitea a ostatních

Ackers a White došli při výzkumu transportní funkce k závěru, že je žádoucí použít další parametr a navrhli bezrozměrný parametr zrna ve tvaru

$$d_g = d_s \left( \frac{\rho_s - \rho}{\rho} \frac{g}{v^2} \right)^{1/3} \quad (5.32),$$

jako  $d_s$  doporučili použití  $d_s = d_{35}$ . Na základě statistické analýzy laboratorních dat navrhli průtok splavenin jako funkci bezrozměrného parametru zrna  $d_g$  a „číslo pohyblivosti sedimentů“  $M_s$  definovaného jako

$$M_s = \frac{v_*}{\sqrt{\frac{\rho_s - \rho}{\rho} g d_s}} \left[ \frac{v}{\sqrt{32} \log \left( \frac{10h_d}{d_s} \right)} \right]^{1-r} \quad (5.33),$$

kde  $h$  je hloubka vody v korytě a pro součinitel  $r$  platí

$$r = 1,0 - 0,56 \log d_g \quad \text{pro } 1 \leq d_g \leq 60 \quad (5.34).$$

Tento přístup byl později rozšířen tak, aby bylo možné určit součinitel odporu  $f$  pro tzv. dolní režim proudění ( $Fr < 0,8$ ) v aluviálních korytech a posléze i pro horní režim proudění. Určení, zda se jedná o dolní nebo horní režim, vychází z parametru bezrozměrné jednotkové energie

$$U_e = \frac{vi}{(g\nu)^{1/3} d_g} \quad (5.35).$$

Výpočet odporového součinitele  $f$  probíhá pro danou hloubku  $h$ , sklon čáry energie  $i$  a  $d_{35}$  následovně:

a) vypočte se bezrozměrný parametr zrna  $d_g$ , určí se součinitel  $r$  a  $a$  jako

$$r = 0, \quad a = 0,17 \quad \text{pro } d_g > 60$$

$$r = 1 - 0,56 \log d_g, \quad a = \frac{0,23}{\sqrt{d_g}} + 0,14 \quad \text{pro } 1 \leq d_g \leq 60,$$

b) vypočte se  $\tau_* = \frac{hi}{\frac{\rho_s - \rho}{\rho} d_{35}}$  (5.36),

c) vypočte se číslo pohyblivosti pro dolní režim  $M_s^d$  ze vztahu

$$\frac{M_s^d - a}{\sqrt{\tau_* - a}} = 1 - 0,76 \left\{ 1 - \frac{1}{\exp[(\log d_g)^{1,7}]} \right\} \quad (5.37),$$

z rovnice (5.33) pro  $M_s$  se pro  $M_s^d$  vypočte rychlost  $v$  a z ní se vypočte bezrozměrná jednotková energie (viz vzorec 5.35) pro dolní režim  $U_e^d$ ,

d) vypočte se číslo pohyblivosti pro horní režim  $M_s^h$  ze vztahu

$$\frac{M_s^h - a + 0,07(M_s^h - a)^4}{\sqrt{\tau_* - a}} = 1,07 - 0,18 \log d_g \quad (5.38),$$

stejně jako pro dolní režim se určí rychlost  $v$  a bezrozměrná jednotková energie pro horní režim  $U_e^h$ ,

e) určí se součinitel odporu  $f$  jako

$$f = 8 \left( \frac{\sqrt{ghi}}{v} \right)^2 \quad (5.39),$$

přičemž

$$v = v^d \quad \text{pokud} \quad U_e^d + U_e^h < 0,022$$

$$v = v^h \quad \text{pokud} \quad U_e^d + U_e^h > 0,022$$

(5.40a, b).

### 5.2.3 Metoda Yanga

Yang ve své metodě (Yang, 1996) vyšel z teorie minima disipace energie (Yang a Song, 1979), ze které vyplývá, že pro ustálené rovnoměrné proudění bez pohybu splavenin je velikost disipace energie na jednotku váhy vody rovna jednotkovému výkonu proudění  $P$ ,

$$P = vi \quad (5.41).$$

Dále uvažuje, že minimální jednotkový výkon proudění je omezen průtokem  $Q$  a koncentrací transportovaných částic  $C$  dané velikosti  $d$ . Přitom průtok je dán rovnicí kontinuity  $Q = vBh$  a celková koncentrace částic  $C$  (v ppm váhy) jeho transportní rovnicí

$$\log C = 5,435 - 0,286 \log \text{Re}_w - 0,457 \log \frac{v_*}{w} + \left( 1,799 - 0,409 \log \text{Re}_w - 0,314 \log \frac{v_*}{w} \right) \log \left( \frac{vi}{w} - \frac{v_k i}{w} \right) \quad (5.42),$$

kde  $\text{Re}_w$  je Reynoldsovo číslo částice založené koncové sedimentační rychlosti  $w$ ,

$$\text{Re}_w = \frac{wd}{\nu} \quad (5.43),$$

a  $v_k$  je kritická rychlost počátku pohybu splavenin, kterou Yang uvažuje jako

$$\frac{v_k}{w} = \frac{2,5}{\log \frac{v_* d}{\nu} - 0,06} + 0,66 \quad \text{pro} \quad 1,2 < \frac{v_* d}{\nu} < 70, \quad (5.44a, b).$$

$$\frac{v_k}{w} = 2,05 \quad \text{pro} \quad \frac{v_* d}{\nu} \geq 70$$

Postup výpočtu je následující:

Při daných hodnotách  $Q$ ,  $C$ ,  $d$ ,  $w$ ,  $B$  a  $\nu$  se volí řada středních hloubek  $h$ , z rovnice kontinuity a transportní rovnice se pro každou hloubku vypočtou hodnoty rychlosti  $v$  a sklonu  $i$  a z nich jednotkový výkon proudění  $P$ . Dále se nalezne minimum vztahu  $P = f(h)$ , čímž je určena hloubka, pro tuto hloubku se z rovnice kontinuity a transportní rovnice stanoví rychlost a sklon. Nakonec se z Manningovy rovnice určí součinitel drsnosti.

Při použití této metody není třeba znát typ dnových útvarů, je však nutné znát průtok, resp. koncentraci pohybujících se splavenin.

## 6 ZÁVĚR

V této práci jsem se pokusil shrnout hlavní poznatky jak teoretické, tak zejména praktické, jež se týkají výpočtů otevřených koryt zejména s ohledem na jejich hydraulickou drsnost a problematiku jejího určování. V práci uvedené poznatky byly získány v průběhu posledních ca 100 let.

Někoho možná překvapilo, že jsem čerpal i z literatury počátku minulého století. Podle mého názoru je škoda, že odborníci většinou sledují jen literaturu současnou – zde však buď k jejich omluvě řečeno, že systém „publish or perish“ a na něm založené hodnocení pracovníků i institucí zákonitě vede k nesmyslné nadprodukcii, takže sledování literatury i jen z úzkého oboru je značně časově náročné. Vzhledem k tomuto časovému tlaku se pak málokdo může zabývat (pokud jej k tomu okolnosti přímo nedonutí) také literaturou historickou. Přitom v ní lze nalézt spoustu zajímavostí i inspirujících podnětů.

Já osobně jsem byl fascinován např. shodou již koncem 19. století empiricky získaných součinitelů pro určení střední svislicové rychlosti z rychlosti povrchové, stejně tak jako shodou určení hloubky, v níž bodová rychlost odpovídá střední svislicové rychlosti, se současnými teoretickými poznatky. Podobně např. již Tolman roku 1908 zmiňuje dodnes nevyřešený problém, který prakticky všichni hydraulici pomíjejí – zda je pro výpočet střední průřezové rychlosti vhodnější hydraulický poloměr nebo střední hloubka. Stejně tak problém praktického stanovení součinitele drsnosti daného úseku otevřeného koryta zůstal, i přes obrovský pokrok v teorii, který se ale právě v této oblasti prakticky neprojevil, i množství pomůcek, které časem vznikly, v zásadě na úrovni doby jeho tvůrců, pánů Ganguilleta a Kuttera (tedy počátku 2. poloviny 19. století) – stále nemáme nic jiného než odborný odhad, daný převážně zkušenostmi, byť poněkud podpořený několika katalogy drsností (které však mohou být i zavádějící).

Pevně doufám, že tato práce zájemcům poněkud přiblíží šířku problémů, se kterými je nutno se potýkat i tam, kde je na první pohled všechno naprosto jasné.



## SUMMARY

### Computation of discharge in open channels

The aim of this work is to enable the reader to select an ideal computational procedure and, especially, a roughness coefficient which is as reliable as possible. The main object hereby is the computation of river courses. Nowadays, river courses are successfully computed using mathematical models, but one of the basic input parameters required by these models is the roughness coefficient which is usually used for calibrating the model. In our opinion, the model's correct use and the proper evaluation of results require a good knowledge of the principles on which they are based. For this reason we also discuss basic theoretical knowledge from the area of open channel hydraulics which is needed for a comprehensive understanding of the issues discussed here. And if we need to know the roughness coefficient as precisely as possible, we have to go to the field and measure; thus a short overview dealing with field hydrometric work and the evaluation of the roughness coefficient is also given.

The first part of chapter 1 deals with the basics of the open-channel flow theory, namely laminar and turbulent flow, hydraulic rough and smooth channel (including problems of micro-, meso- and macroroughness), subcritical, critical and supercritical flow, the Coriolis number and its determination, the derivation of Chézy's equation, and velocity distribution in vertical and across the channel. The next part of this chapter is dedicated to Chézy's velocity coefficient and its computation. The aspects which are mentioned are the Ganguillet-Kutter formula, power formulae (Manning, Forchheimer, Lacey, of variable power – Sribnyj, Pavlovskij), logarithmic formulae (based on the Colebrook-White formula – Agroskin, Bretting, Martinec and others), Strickler's formula and its modifications, formulae for the roughness coefficient based on the size of the characteristic grain and other parameters (Jobson and Froehlich, Jarrett and others), and formulae for watercourses of high roughness (Jarrett, Bathurst and others). A further part of this chapter is dedicated to almost entirely forgotten older empirical formulae which use neither the roughness coefficient nor characteristic grain size (Hermanek, Matakiewicz, Bretting and others) and to their evaluation. The final part of this chapter deals with the computation of steady non-uniform flow in non-prismatic channels and the reverse problem – the computation of peak discharge from flood marks.

Chapter 2 deals with practical problems of water flow computation, such as the determination of basic geometrical parameters of the cross section, the computation of a channel with a composite roughness, and the computation of composite channels. Basics of hydraulic geometry are also discussed.

Chapter 3 deals with practical problems concerning the choice of roughness. This includes the discussion of parameters influencing the roughness coefficient value, Cowan's method (also known as the method of the Soil Conservation Service) of roughness coefficient determination, and the determination of vegetation roughness for herbaceous plants as well as for woody plants (according to various authors).

Chapter 4 discusses the determination of the roughness coefficient on the basis of field measurement, including the choice of the measuring locality, the determination of hydraulic parameters of the channel (cross/sectional area, wetted perimeter, ...), the determination of the water level slope, the determination of discharge and

a mean velocity, the evaluation of Manning's roughness coefficient, and the determination of particle size parameters of bottom substrate.

The last chapter 5 is dedicated to a special problem – the roughness of a channel with movable boundaries. This problem cannot be solved by the simple methods used above, because the calculation of the hydraulic resistance should also take into account the bed forms and their changes with changing discharge. Chapter 5 mentions both basic types of methods, i.e. linear methods (e.g. methods of Einstein, Engelund-Hansen and others) as well as non-linear methods (Ackers and White, Yang, etc.).

In the appendix, tables for the determination of the roughness coefficient according to various authors, namely Chow, Sribnyj, DVWK, Mostkov, Nosov, and Cowan, are provided.

## LITERATURA

- Anon. (1979) Metodické ukazání No 92 – Opredeľenie maximal'nych raschodov vody po metkam urovnja vysokich vod. Gidrometeoizdat Leningrad.
- Anon. (1991) Hydraulische Berechnung von Fließgewässern. Merkblätter zur Wasserwirtschaft 220/1991. Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau, Bonn.
- Agroskin, I.I., Dmitrijev, G.T. a Pikalov, F.I. (1955) Hydraulika I, II. Praha: SNTL.
- Arcement, G.J. Jr. and Schneider, V.R. Guide for Selecting Manning's Roughness Coefficients for Natural Channels and Flood Plains. U.S.G.S. Water-supply Paper 2339. Metric Version; dostupné z <http://www.fhwa.dot.gov/bridge/wsp2339.pdf>
- Barnes, H.H. Jr. (1967) Roughness Characteristics of Natural Channels. U.S.G.S. Water Supply Paper 1849, Washington.
- Bathurst, J.C. (1985) Flow Resistance Estimation in Mountain Rivers. JHD ASCE, Vol. 111, HY4, p. 625–643.
- Boiten, W. (2000) Hydrometry. IHE Delft Lecture Note Series. A.A. Balkema, Rotterdam.
- Brachtl, I. a Taus, K. (1962) Súčinitele drsnosti otvorených kanálov. Veda a výskum praxi 8., Bratislava: VÚV.
- Bray, D.I. (1979) Estimating Average Velocity in Gravel-Bed Rivers. JHD ASCE, Vol. 105, HY9, p. 1103–1122.
- Camacho, R. and Yen, B.C. (1992) Nonlinear Resistance Relationships for Alluvial Channels. In Yen, B.C. (ed) Channel Flow Resistance: Centennial of Manning's Formula. Water Res. Publ., Littleton CO.
- Coon, W.F. (1998) Estimation of Roughness Coefficients of Natural Stream Channels with Vegetated Banks. USGS Water Supply Paper 2441. Denver CO.
- Dooge, J.C.I. (1992) The Manning Formula in Context. In Yen, B.C. (ed) Channel Flow Resistance: Centennial of Manning's Formula. Water Res. Publ., Littleton CO.
- French, R.H. (1985) Open-Channel Hydraulics. McGraw-Hill.
- Gordon, N.D., McMahon, T.A., and Finlayson, B.L. (1992) Stream Hydrology. An Introduction for Ecologists. John Wiley & Sons.
- Graf, W.H. (1971) Hydraulics of Sediment Transport. McGraw-Hill.
- Griffiths, G.A. (1981) Flow Resistance in Coarse Gravel Bed Rivers. JHD ASCE, vol. 107, HY7, p. 899–918.
- Haindl, K. a Lískovec, L. (1973) Nadkritické proudění ve vodním stavitelství. Práce a studie 132, Praha: VÚV.
- Havlík, V. a Marešová, I. (1997) Hydraulika příklady. 2. vyd., skriptum FSv ČVUT, Praha: ČVUT.
- Henderson, F.M. (1966) Open Channel Flow. New York: The Macmillan Co.
- Hersch, R.W. (1995) Stream Flow Measurement. 2nd ed., E&FN Spon.
- Hicks, D.M. and Mason, P.D. (1991) Roughness Characteristics of New Zealand Rivers. Water Resources Survey, DSIR Marine and Freshwater, Wellington.
- Chang, H.H. (1992) Fluvial Processes in River Engineering. Reiss. Krieger Publishing Co., 446 p.

- Chanson, H. (1999) *The Hydraulics of Open Channel Flow – An Introduction*. London: Arnold.
- Chen, Cheng-Lu (1992) Power Law of Resistance in Open Channels: Manning's Formula Revisited. In Yen, B.C. (ed) *Channel Flow Resistance: Centennial of Manning's Formula*. Water Res. Publ., Littleton CO.
- Chiu, Chao-Lin, Hsiung, D.E., and Lin, Hsin-Chi (1978) Three-Dimensional Open Channel Flow. *JHD ASCE*, 104, HY8, p. 1119–1136.
- Chiu, Chao-Lin, Lin, Hsin-Chi, and Mizumura, K. (1976) Simulation of Hydraulic Processes in Open Channels. *JHD ASCE*, 102, HY2, p. 185–206.
- Chow, Ven Te (1959) *Open-Channel Hydraulics*. McGraw-Hill (reiss. 1988).
- Christensen, B.A. (1992) Replacing Hydraulic Radius in Manning's Formula in Open Channel. In Yen, B.C. (ed.) *Channel Flow Resistance: Centennial of Manning's Formula*. Water Res. Publ., Littleton CO.
- Church, M.A., McLean, D.G., and Wolcott, J.F. (1987) River Bed Gravels: Sampling and Analysis. In Thorne, C.R., Bathurst, J.C., and Hey, R.D. (eds) *Sediment Transport in Gravel-bed Rivers*. John Wiley & Sons.
- Jarrett, R.D. (1984) Hydraulics of High Gradient Streams. *JHD ASCE*, vol. 110, HY11, p. 1519–1539.
- Jarrett, R.D. (1992) Hydraulics of Mountain Rivers. In Yen, B.C. (ed) *Channel Flow Resistance: Centennial of Manning's Formula*. Water Res. Publ., Littleton CO.
- Jílek, A. (1918) *Hydraulika. Přednášky pro odb. A. a E. na c.k. České vysoké škole technické v Praze*. ČMT, Praha.
- Jobson, H.E. and Froehlich, D.C. (1988) *Basic Hydraulic Principles of Open-Channel Flow*. USGS Open-File Report 88-707, Denver CO.
- Johnston, H.T. and Higginson, N.N.J. (1992) Physical and Mathematical Modelling of Boundary Resistance in a Two Stage Channel. In Yen, B.C. (ed) *Channel Flow Resistance: Centennial of Manning's Formula*. Water Res. Publ., Littleton CO.
- Karvonen, T., et al. (2000) *RESCDAM. The Use of Physical Models in Dam-Break Flood Analysis*. Final Report. Helsinki: Helsinki University of Technology.
- Kiselev, P.G. (1957) *Spravočnik po gidravličeskim rasčotam*. Moskva: Gosenergoizdat.
- Kolář, V. aj. (1966) *Hydraulika. Technický průvodce 5*. Praha: SNTL.
- Komora, J. (1977) *Hydraulické odpory stromových porastov v inundovaných územiach riek*. Práce a štúdie 87. Bratislava: VÚVH.
- Koutková, H. a Říha, J. (2002) Statistické vyhodnocení stupně drsnosti koryta. In *Mezinárodní matematický workshop, 11/2002, Brno*.
- Koutková, H. a Říha, J. (2002a) Přístupy k hodnocení rizika ochranných hrází. In *Sborník referátů semináře „Riziková analýza záplavových území“*, Práce a studie ÚVST FAST VUT v Brně, 12/2002, s. 69–79.
- Kouwen, M. and Ruh-Ming, Li (1980) Biomechanics of Vegetative Channel Linings. *JHD ASCE*, vol. 106, HY6, p. 1085–1103.
- Kříž, V. aj. (1988) *Hydrometrie*. Praha: SPN.
- Kříž, V., Kupčo, M. a Sochorec, R. (1979) *Měření průtoků*. Praha: ČHMÚ.
- Leopold, L.B., Wolman, M.G., and Miller, J.P. (1964) *Fluvial Processes in Geomorphology*. Reiss. Dover 1995 (reprint).

- Libý, J. (1977) Rychlostní součinitel  $C$  v Chézyho rovnici v otevřených korytech se zvýšenou drsností. *Práce a studie 148*. Praha: VÚV.
- Limerinos, J.T. (1970) Determination of the Manning Coefficient from Measured Bed Roughness in Natural Channels. USGS Water Supply Paper 1898-B. Denver CO.
- Mäsiar, E. a Kamenský, J. (1989) *Hydraulika pre stavebných inžinierov II*. Bratislava: ALFA.
- Macura, L. (1958) *Výpočet prietokov v tokoch*. Praha: Práce.
- Mareš, K. (1989) Metody odběru a vyhodnocení vzorku povrchového materiálu hrubozrnného dna otevřených koryt. In *Sborník konf. Přírodní prostředí a vodní toky '89*, 2. díl., Most, s. 42–51.
- Marešová, I. (1986) Vztah drsnosti, odporů a hydrodynamických sil v otevřených korytech. *Pís. práce ke kandidátskému minimu*. Stavební fakulta ČVUT, Praha.
- Marešová, I. (1992) *Odpory proudu v korytech s hrubozrnným dnem*. Kandidátská disertační práce. ČVUT v Praze, Stavební fakulta. Praha.
- Martinec, J. (1958) Vliv drsnosti koryta na pohyb vody ve vodních tocích. *Práce a studie 96*, Praha: VÚV.
- Martinec, J. (1966) Rychlostní ztráty v nepravidelných říčních tratích. *Práce a studie 118*, Praha: VÚV.
- Matoušek, V. aj. (2011) Sběr a zpracování dat z polních měření k určení hydraulické drsnosti koryta. *CIDEAS, Fakulta Stavební ČVUT v Praze*.
- Mattas, D. (1989) On the Relationship between Sediment Size Distribution and Hydraulic Characteristics of a River Channel. In *Proc. International Conference on Problems in Fluid Mechanics and Hydrology, Prague, June 23–26 1999*, s. 111–117.
- Mattas, D. (2003) *Nové vztahy pro výpočet otevřených koryt*. In *sborník 3. vodohospodářská konference, Práce a studie ÚVST FAST VUT v Brně, sešit 4*, s. 128–135.
- Mattas, D. (2003a) Rychlostní vzorce bez součinitele drsnosti ve světle současných poznatků. In *sborník 3. vodohospodářská konference, Práce a studie ÚVST FAST VUT v Brně, sešit 4*, s. 136–145.
- Mattas, D. (2011) Empirické konstanty logaritmických rychlostních vzorců. In *Sborník odborného semináře VZ MSM6840770002 „Revitalizace vodního systému krajiny a měst zatíženého významnými antropogenními změnami“*, Stavební fakulta ČVUT v Praze.
- Mattas, D., Petrůjová, T. a Mareš, K. (1998) Pohyb sedimentů v podélném profilu toku v závislosti na průtocích. *Závěrečná zpráva DÚ02 projektu VaV/510/2/96*, VÚV T.G.M. Praha.
- Mattas, D. a Švech, T. (2010) Několik empirických rychlostních vzorců. In *Sborník odborného semináře VZ MSM6840770002 „Revitalizace vodního systému krajiny a měst zatíženého významnými antropogenními změnami“*, Stavební fakulta ČVUT v Praze.
- Morris, H.M. and Wiggert, J.M. (1972) *Applied Hydraulics in Engineering*. 2nd ed., J.Willey & Sons.
- Mostkov, M.A. (1954) *Gidravličeskij spravočnik*. Moskva: Gosudarstvennoe izdatel'stvo literatury po stroitel'stvu i architekture.
- Mostkov, M.A. (1959) *Očerky teorii ruslovogo potoka*. Izd. Ak. Nauk SSSR.
- Novák, P. a Libý, J. (1966) *Hydraulické charakteristiky vegetačních a novodobých úprav toků*. Studie. *Závěrečná zpráva úkolu S-R-30-335/2e*, VÚV Praha.

- Pasche, E. a Rouvé, G. (1985) Overbank Flow with Vegetatively Roughened Flood Plains. JHD ASCE, Vol. 111, HY9, p. 1262–1278.
- Patočka, C. (1966) Hydraulika – 2. část. Skripta FSv ČVUT Praha.
- Raplík, M., Výbora, P. a Mareš, K. (1989) Úprava tokov. Bratislava: ALFA.
- Simons, D.B. and Senturk, F. (1992) Sediment Transport Technology. Water And Sediment Dynamics. Water Resources Publications, Littleton CO.
- Smetana, J. (1957) Hydraulika I, II. Praha: NČSAV.
- Stephenson, D., Kolovopoulos, P., and Holden, A. (1992) Momentum Transfer in Compound Channels. In Yen, B.C. (ed) Channel Flow Resistance: Centennial of Manning's Formula. Water Res. Publ., Littleton CO.
- Sturm, T.W. (2001) Open Channel Hydraulics. McGraw-Hill.
- Tolman, B. (1908) O pohybu vody v korytech otevřených. Praha: ČMT.
- Troskolanski, A.T. (1960) Hydrometry. Theory and Practice of Hydraulic Measurement. Pergamon Press.
- Vincent, J. (1984) Vplyv porastov na rýchlosť vody pri úpravách tokov a bystrín. Vodní hospodářství, 34, řada A, č. 4, s. 96–98.
- Weyrauch, R. und Strobel, A. (1930) Hydraulisches Rechnen. 6 Aufl., Stuttgart: Konrad Wittwer.
- Williams, E.T. and Julien, P.Y. (1992) Examination of Stage-Discharge Relationships of Compound/Composite Channels. In Yen, B.C. (ed) Channel Flow Resistance: Centennial of Manning's Formula. Water Res. Publ., Littleton CO.
- Yang, C.T. (1996) Sediment Transport. Theory and Practice. Reprint with corrections. Krieger Publishing Co, Malabar FL 2003.
- Yang, C.T. and Song, C.C.S. (1979) Theory of Minimum Rate of Energy Dissipation. JHD ASCE, vol. 105, HY7, p. 769–784.
- Yen, B.C. (1992) Hydraulic Resistance in Open Channels. In Yen, B.C. (ed.) Channel Flow Resistance: Centennial of Manning's Formula. Water Res. Publ., Littleton CO.
- Yen, B.C. and Ho, S.Y. (1983) Discussion, „Discharge Assessment in Compound Channel Flow“. JHD ASCE, vol. 109, HY11, p. 1561–1563.
- Yen, B.C. and Overton, D.E. (1973) Shape Effects on Resistance in Flood-Plain Channels. JHD ASCE, vol. 99, HY1, p. 219–238.
- Zelený, V. (1975) Vliv stromových břehových porostů na průtok vody korytem. Závěrečná zpráva úkolu P 16-329-059-05/6. VÚM Praha-Zbraslav.
- Železnjakov, G.V. (1976) Teorija gidrometrii. 2. vyd., Leningrad: Gidrometeoizdat.

### ***Knížní katalogy drsností***

- Barnes, H.H. Jr. (1967) Roughness Characteristics of Natural Channels. U.S.G.S. Water Supply Paper 1849, Washington.
- Coon, W.F. (1998) Estimation of Roughness Coefficients of Natural Stream Channels with Vegetated Banks. USGS Water Supply Paper 2441. Denver CO.
- Gillen, D.F. (1996) Determination of roughness coefficients for streams in West-Central Florida. U.S.G.S. Open-File Report 96-226, 93 p.

- Hicks, D.M. and Mason, P.D. (1991) Roughness Characteristics of New Zealand Rivers. Water Resources Survey, DSIR Marine and Freshwater, Wellington.
- Jarrett, R.D. (1985) Determination of roughness coefficient for streams in Colorado. U.S.G.S. Water Resources Investigations Report 85-4004, 54 p.
- Phillips, J.V. and Ingersoll, T.L. (1998) Verification of roughness coefficients for selected natural and constructed stream channels in Arizona. U.S.G.S. Professional Paper 1584, 77 p.

### ***On-line katalogy drsností***

vzhledem k pohybu na webových stránkách autor nemůže zaručit, že všechny odkazy jsou funkční

<http://sites.google.com/site/katalogdrsnosti/uvod>  
v češtině

<http://lwa.gov.au/files/products/river-landscapes/pn30109/case-studies-victoria.pdf>

<http://lwa.gov.au/files/products/river-landscapes/pn30109/australian-handbook-stream-roughness-coefficients.pdf>

[http://il.water.usgs.gov/proj/nvalues/db/pdf/full\\_book.pdf](http://il.water.usgs.gov/proj/nvalues/db/pdf/full_book.pdf)

[http://il.water.usgs.gov/proj/nvalues/station\\_id.shtml](http://il.water.usgs.gov/proj/nvalues/station_id.shtml)  
obsahuje i městské silně upravené a ovlivné tratě

[http://il.water.usgs.gov/proj/nvalues/supplementary/fl\\_webpage.shtml](http://il.water.usgs.gov/proj/nvalues/supplementary/fl_webpage.shtml)  
zřejmě jen velmi jemnozrný materiál

[http://il.water.usgs.gov/proj/nvalues/supplementary/az\\_webpage.shtml](http://il.water.usgs.gov/proj/nvalues/supplementary/az_webpage.shtml)

<http://www.psw-knauf.de/download/Gewaesser-Rauheiten.pdf>  
KST = 1/n

[http://il.water.usgs.gov/proj/nvalues/barnes\\_station\\_id.shtml](http://il.water.usgs.gov/proj/nvalues/barnes_station_id.shtml)  
Barnesův katalog

<http://wwwrcamnl.wr.usgs.gov/sws/fieldmethods/Indirects/nvalues/index.htm>

<http://www.fhwa.dot.gov/bridge/wsp2339.pdf>  
hlavně stromové porosty v inundacích





## PŘÍLOHY

**Příloha 1. Hodnoty součinitele drsnosti  $n$  pro otevřená koryta podle Chowa**

Typ kanálu/toku	Hodnota $n$		
	min.	střed.	max.
<b>A. Částečně plněné uzavřené profily a kanály s umělým povrchem</b>			
<b>1. kovový povrch</b>			
mosaz, měď, hliník, olovo	0,009	0,010	0,013
ocel. potrubí bezešvé, nové		0,011	
svařované po délce	0,010	0,012	0,014
nýtované nebo spirálově svařované	0,013	0,016	0,017
ocel tvářená, černá	0,012	0,014	0,015
galvanizovaná	0,013	0,016	0,017
ocel. plech bez nátěru	0,011	0,012	0,014
s nátěrem	0,012	0,013	0,017
korodovaná plocha	0,021	0,025	0,030
vlnitý plech	0,021	0,025	0,030
litinové potrubí nenatřené	0,010	0,013	0,014
natřené	0,011	0,014	0,016
<b>2. plastické hmoty (organ. sklo, novodur apod.)</b>	0,008	0,009	0,010
<b>3. sklo</b>	0,009	0,010	0,013
<b>4. smalt</b>		0,010	
<b>5. dřevo</b>			
hoblovaná prkna, dužiny	0,010	0,012	0,014
nehoblovaná prkna	0,011	0,013	0,015
prkna potažená lepenkou	0,010	0,014	0,017
prkna se spárami	0,012	0,015	0,018
<b>6. cementový povrch</b>			
pálená omítka	0,010	0,011	0,013
hlazená cementová malta	0,011	0,013	0,015
vyrovnaný torkret		0,016	
hrubý torkret		0,017	
<b>7. beton</b>			
do kovové formy	0,012	0,013	0,014

Hodnoty součinitele drsnosti pro otevřená koryta podle Chowa – pokračování

Typ kanálu/toku	Hodnota <i>n</i>		
	min.	střed.	max.
do hladké dřevěné formy	0,012	0,014	0,016
do hrubé dřevěné formy	0,015	0,017	0,020
hlazený zednickou lžící, omítnutý ručně, strojně	0,011	0,013	0,015
hlazený hladítkem, se strojně upraveným povrchem	0,013	0,015	0,016
nehlazený	0,015	0,017	0,020
torkretovaný, rovný povrch	0,016	0,019	0,023
vlnitý povrch	0,018	0,022	0,025
na dobře urovnané hornině, čistě vylámané skále	0,017	0,020	
na lomovém kameni, nepravidelně vylámané skále	0,022	0,027	
<b>8. zdivo</b>			
lícovky, zvonivky	0,011	0,013	0,015
obyčejné cihly omítnuté cementovou maltou	0,012	0,015	0,018
tesaný kámen do cementové malty	0,013	0,015	0,017
lomový kámen do malty	0,017	0,025	0,030
lomový kámen nasucho	0,023	0,032	0,035
<b>9. dlažby</b>			
vyspárované betonové tvarovky	0,013	0,016	0,018
vyspárovaná kamenná dlažba	0,017	0,025	0,030
kamenná dlažba nasucho	0,020	0,030	0,035
<b>10. asfalt</b>			
hladký		0,013	
drsňý		0,016	
<b>11. kamenina</b>			
drenážní trubky z pálené hlíny	0,011	0,013	0,017
odpadní potrubí, glazované	0,011	0,014	0,017
stoka s revizními šachtami, vtoky aj.	0,013	0,015	0,017
<b>B. Otevřené kanály opevněné</b>			
<b>1. upravené betonové dno, svahy z</b>			
opracovaného kamene na maltu	0,015	0,017	0,020
lomového kamene na maltu	0,017	0,020	0,024

Typ kanálu/toku	Hodnota $n$		
	min.	střed.	max.
hrubšího omítnutého kamenného zdiva	0,016	0,020	0,024
hrubšího neomítnutého kamenného zdiva	0,020	0,025	0,030
kamenné rovnaniny nebo záhozu	0,020	0,030	0,035
<b>2. štěrkové dno, svahy z</b>			
uovnaného betonu	0,017	0,020	0,025
lomového kamene na maltu	0,020	0,023	0,026
kamenné rovnaniny nebo záhozu	0,023	0,033	0,036
<b>3. zdivo</b>			
kamenné kvádrové	0,013	0,015	0,017
z lomového kamene na cementovou maltu	0,017	0,025	0,030
z lomového kamene nasucho nebo zához	0,023	0,032	0,035
<b>4. vegetační opevnění</b>	0,030	–	0,500
<b>C. Kopané a bagrované kanály</b>			
<b>1. přímé zemní kanály konstantního profilu</b>			
nedávno dokončené, čisté	0,016	0,018	0,020
nezarostlý starší zemní kanál	0,018	0,022	0,025
čistý štěrkový kanál konstantního profilu	0,022	0,025	0,030
kanál zarostlý krátkou travou, téměř bez plevelu	0,022	0,027	0,033
<b>2. zemní kanály křivočaré, s pomalým pohybem</b>			
bez porostu	0,023	0,025	0,030
s travou a trochou plevelu	0,025	0,030	0,035
hluboké kanály s hustým plevelem nebo vodními rostlinami	0,030	0,035	0,040
zemní dno, svahy opevněné pohozezem nebo záhozem	0,028	0,030	0,035
kamenité dno, svahy zarostlé buřením	0,025	0,035	0,040
oblázkové dno, čisté břehy	0,030	0,040	0,050
<b>3. vyhloubené vlečnou lžící nebo sacími bagry</b>			
bez porostu	0,025	0,028	0,033
malé křoviny na březích	0,035	0,050	0,060
<b>4. vyhloubené ve skále</b>			
velmi hladké	0,020	0,023	0,025

Typ kanálu/toku	Hodnota $n$		
	min.	střed.	max.
odstraněné ostré výčnělky, konstantní profil	0,025	0,035	0,040
drsne stěny, nepravidelný profil	0,035	0,040	0,050
<b>5. nedostatečně udržované, zarostlé</b>			
hustá buřeň na celou hloubku vody	0,050	0,080	0,120
čisté dno, křoviny na svazích	0,040	0,050	0,080
dtto, nejvyšší vodní stavy	0,045	0,070	0,110
husté křoviny, vysoký vodní stav	0,080	0,100	0,140
<b>6. kanály zarostlé vodními rostlinami<sup>15</sup></b>			
s rel. malou rychlostí a velkým hydraulickým poloměrem			
$v.R = 0,05 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$	0,150	0,250	0,450
$v.R = 0,10 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$	0,100	0,180	0,300
$v.R = 0,20 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$	0,065	0,100	0,180
$v.R = 0,50 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$	0,045	0,065	0,100
$v.R = 1,00 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$	0,035	0,050	0,085
s rel. velkou rychlostí a malým hydraulickým poloměrem (hodnoty min. jsou vztaženy k $v.R = 1,00 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ , střední k 0,2 a max. k 0,05)			
množství rostlin delších než 0,8 m	0,075	0,150	0,375
málo rostlin > 0,8 m nebo množství rostlin 0,25–0,6 m	0,045	0,090	0,220
málo rostlin 0,25–0,6 m nebo množství rostlin 0,15–0,25 m	0,035	0,055	0,120
rostliny délky 5–15 cm	0,035	0,045	0,080
rostliny kratší než 5 cm	0,025	0,030	0,045
<b>D. Přirozené toky</b>			
<b>1. malé toky s šířkou v hladině za povodní &lt; 30 m, v rovinách</b>			
čisté, přímé, bez peřejí a tůní při korytovém průtoku	0,025	0,030	0,033
dtto, s kameny a plevelem	0,030	0,035	0,040
čisté, klikaté, občasné tůně a mělčiny	0,033	0,040	0,045
dtto, s kameny a plevelem	0,035	0,045	0,050

<sup>15</sup> podle Kolář aj., 1966

Typ kanálu/toku	Hodnota $n$		
	min.	střed.	max.
dtto, při nižších vodních stavech a větších nepravidelnostech profilu	0,040	0,048	0,055
jako předchozí, ale s kameny	0,045	0,050	0,060
zarostlé buření, hluboké tůně, pomalý pohyb vody	0,050	0,070	0,080
velmi zarostlé hluboké tůně; povodňová koryta silně zarostlá stromy s podrostem	0,075	0,100	0,150
<b>2. horské toky;</b> bez vegetace v korytě, svahy strmé, stromy a keře na svazích při vysokých vodních stavech ponořené			
dno štěrkové s oblázky a jednotlivými balvany	0,030	0,040	0,050
dno oblázkové s velkými balvany	0,040	0,050	0,70
<b>3. velké toky s šířkou v hladině za povodní &gt; 30 m</b> hodnota $n$ je nižší než pro malé toky stejného popisu, protože břehy mají menší efektivní odpor			
pravidelný profil bez balvanů a křovin	0,025	–	0,060
nepravidelný drsný profil	0,035	–	0,100
<b>4. dno z přirozeného materiálu<sup>16</sup></b>			
střední štěrk (6–20 mm)	0,019	–	0,022
hrubý štěrk (20–60 mm)	0,022	–	0,027
oblázky (60–200 mm)	0,027	–	0,034
<b>E. Inundační prostory</b>			
<b>1. pastviny, louky, bez křovin</b>			
s nízkou travou	0,025	0,030	0,035
s vysokou travou	0,030	0,035	0,050
<b>2. orná půda</b>			
bez plodin	0,020	0,30	0,040
zralé okopaniny	0,025	0,035	0,045
zralé obilniny	0,030	0,040	0,050
<b>3. křoviny</b>			
rozptýlené křoviny, hustá buřeň	0,035	0,050	0,070
řídké keře, stromy, v zimě	0,035	0,050	0,060

<sup>16</sup> podle Boiten, 2000

Hodnoty součinitele drsnosti pro otevřená koryta podle Chowa – pokračování

Typ kanálu/toku	Hodnota $n$		
	min.	střed.	max.
řídké keře, stromy, v létě	0,040	0,060	0,080
střední až husté křoviny, v zimě	0,045	0,070	0,110
střední až husté křoviny, v létě	0,070	0,100	0,160
<b>4. stromy</b>			
husté vzpřímené vrby, v létě	0,110	0,150	0,200
vyčištěná plocha, s pařezy bez výhonků	0,030	0,040	0,050
dtto, ale s hustými výhonky	0,050	0,60	0,080
hustý les, občasný padlý strom, bez podrostu, hladina pod větvemi	0,080	0,100	0,120
dtto, hladina dosahuje k větvím	0,100	0,120	0,160

## Příloha 1a. Drsnosti přirozených toků podle Sribného<sup>17</sup>

Č. kat.	Charakteristika koryta	<i>n</i>
I	Přirozená koryta ve velmi příznivých podmínkách (čistá, rovná, neznečištěná, zemní) s volným prouděním	0,025
II	Koryta vodních toků rovinného typu (převážně velké a střední řeky) s příznivým stavem řečiště a proudění vody	0,033
III	Poměrně čistá koryta rovinných toků za obvyklých podmínek, bahnitá s určitými nepravidelnostmi ve směru toku nebo přímé, avšak s nepravidelným obrysem dna (pobřežní mělčiny, výmoly, místy kamení)	0,040
IV	Koryta velkých a středních řek značně znečištěná, bahnitá a částečně zarostlá s neříčným prouděním; při povodních zaplavované břehy středních a velkých řek pokryté normálním množstvím rostlin (tráva, keřky)	0,050
V	Značně zarostlé, nerovné a nepříznivě působící břehy zaplavované při povodni; peřejovité úseky nížinných řek; koryta horského typu s velkými kameny a nepravidelným povrchem vodní hladiny	0,067
VI	Řeky a při povodních zaplavované břehy značně zarostlé s pomalým prouděním (s velmi hlubokými výmoly); koryta horského typu, kamenitá, s bystřinným pěnivým prouděním a nepravidelným povrchem vodní hladiny (voda vystřikuje nahoru)	0,080
VII	Při povodních zaplavované břehy jako v předešlé kategorii, avšak se značně nepravidelným prouděním, zátočinami apod.; koryta horského typu s velkými kameny a vodopády, zřetelné přepady s tak velkou pěnivostí, že voda ztrácí průhlednost a má bílou barvu, šum toku přehlušuje všechny ostatní zvuky a činí rozhovor obtížným	0,100
VIII	Přibližně stejná charakteristika horských řek jako v předešlé kategorii; řeky bažinného typu (malé ostrůvky, na mnohých místech téměř stojící voda apod.); zaplavené břehy s velkými mrtvými prostory s místními prohlubeninami, jezery apod.	0,133
IX	Koryta značně znečištěná, kamenitá apod.; mrtvé zaplavené břehy	0,200

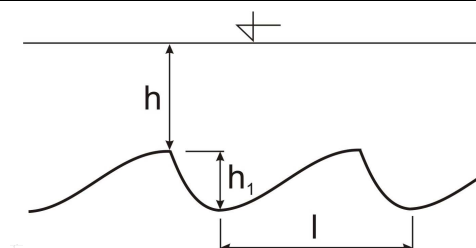
<sup>17</sup> Například Kiselev, 1957; Mostkov, 1954. Vzhledem k našim poměrům uvádíme jen charakteristiky stálých (pereniálních) toků; charakteristiky toků občasných (efemerálních) jsme pominuli.

**Příloha 2. Hodnoty ekvivalentní pískové drsnosti  $k_s$  podle DVWK (anon., 1991)**

Typ drsnosti	$k_s$ [mm]
rovinné dno	
písek nebo jemný štěrk	$d_{90}$
hrubý štěrk až oblázky	60–200
těžký zához	200–300
dnová dlažba	30–50
hraniční podmínka pro zrnitost	
$k_s \leq 0,45R_{hy}$	
s vráskami ( $l < 0,3 \text{ m}$ , $h_1 < 0,05 \text{ m}$ ) <sup>*</sup>	$h_1$
s dunami ( $l < 2\pi h$ , $h_1 < 0,06l$ ) <sup>*</sup>	$h_1 = h/6$ až $h/3$
dno a svahy:	
orná půda	20–250
orná půda s vegetací	250–800
les	160–320
trávník (urdržovaný)	60
zához 80/450 zatravněný	300
louka	100–350
louka s křovinami	130–400
vegetační tvárnice	15–30
stěny:	
cihelné	2–8
hlazený beton	1–6
beton	6–20
kamenné zdivo	15–20
kamenná rovnanina	80–100
štěťové stěny	20–100

Pozn.:

<sup>\*</sup> viz schéma:





### Příloha 3. Výška účinné drsnosti podle Mostkova (1954)

Kat.	Charakteristika koryta	Δ [mm]		
		min.	stř.	max.
1	žlaby z hoblovaného dřeva nové velmi hladké nebo kovové svažené, velmi rovné, v přímých úsecích	0,05	0,10	0,25
2	betonové kanály betonované do kovového bednění, s velmi hladkým povrchem, zatřené nebo omítnuté, švy nevystupují	0,08	0,12	0,20
3	dřevěné žlaby s ne zcela hladkým povrchem	0,20	0,35	0,40
4	žlaby z nehoblovaného dřeva nové nebo z hoblovaného po použití, pokryté nárosty, místy zkřivené	0,35	0,45	0,70
5	jako kat. 2, ale spoje vystupují, omítka místy porušena, místy nerovné	0,25	0,50	0,70
6	kovové nýtované nebo sdrápkované žlaby, s výstupky	0,30	1,0	3,0
7	betonové kanály dobré kvality, švy nezahlazeny, neomítnuté, bez usazenin	0,80	1,1	1,7
8	žlaby z nehoblovaného dřeva déle používané, místy s obšívku napříč proudy, dosti křivé; torkret v dobrém stavu	0,90	1,7	2,5
9	zemní kanály v ulehle zemině, dobře vyhloubené, povrch pravidelný, bez sedimentů, v přímé trati	0,4	1,8	3,7
10	betonové kanály, beton střední jakosti, neomítnutý, švy nezahlazeny, místy slabé nánosy; torkret v průměrném stavu	1,8	2,8	3,8
11	betonové kanály neomítnuté, zakřivené, nános písku nebo jemného štěrku; asfaltobetonové opevnění; starší dřevěné žlaby s usazeninami nebo porostlé mech	4,0	6,5	9,0
12	zemní kanály místně zajílené, písčité nánosy, svahy nerovné; řeky s pravidelným korytem, hlinitopísčité břehy, písčité dno	4,0	7,5	11,0
13	zemní kanály v ulehle zemině, poněkud rozmočené, svahy nerovné, nízké rostlinstvo; řeky pravidelného koryta s písčítým dnem, nízkým rostlinstvem na březích	6,0	9,0	12,0
14	kanály vyryté rypadlem, bez úpravy svahů, dno s nánosy písku, místy vrstva štěrku, zakřivené	12,0	16,0	20,0
15	betonové kanály ve špatném stavu, stěny místy porušené, úlomky betonu na dně, tráva ve spárách; torkret na skále; pravidelná říční koryta se zatravněnými břehy, na dně hrubý písek nebo jemnější štěrk	9,5	17,0	28,0

Výška účinné drsnosti podle Mostkova – pokračování

Kat.	Charakteristika koryta	Δ [mm]		
		min.	stř.	max.
16	betonové kanály s nánosy, kameny, částečně zarostlé; řeky s nepravidelným korytem, na dně jemný či střední štěrk	17,0	19,0	29,0
17	dlážděné kanály, rovinanina střední kvality; zemní kanály vyryté rypadly, bez urovnání, značné nedoběrky	25,0	33,0	45,0
18	zemní kanály vyryté rypadly, nerovné svahy i dno, v provozu, značné nánosy a oblázky, rostlinstvo, výmoly a potopené kmeny; kanály ve skále, bez torkretu	18,0	35,0	75,0
19	dlážděné kanály ve špatném stavu; řeky s korytem ze štěrku do 70–80 mm	30,0	50,0	60,0
20	zemní kanály blížíící se řekám, nepravidelného průřezu, s rostlinstvem; inundační prostory řek, koryto s jednotlivými kameny velikosti do 120–150 mm	25,0	60,0	80,0
21	silně zarostlé kanály; inundační prostory řek s rostlinstvem; kanály ve skalních horninách	100	110	160
22	horské řeky a potoky		200 i více	

#### Příloha 4. Součinitele drsnosti horských a podhorských řek podle Nosova

Sklon [‰]	Q [m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> ]	Materiál koryta	n [-]
0,5–1	< 1000	jíl, písek, drobný štěrk	0,022
	> 1000		0,028
1–10	< 200	štěrk	0,029
		oblázky	0,035
		oblázky a valouny; řeka v hlubokém kaňonu nebo v úžlabině sevřená mezi skalami	0,043
	> 200	štěrk a oblázky	0,031
		oblázky s valouny	0,041
		oblázky a valouny; řeka v hlubokém kaňonu nebo v úžlabině sevřená mezi skalami	0,053
10–20	< 100	štěrk a oblázky	0,038
		oblázky a valouny	0,048
	> 100	štěrk a oblázky	0,048
		oblázky a valouny	0,058
20–40	< 50	oblázky	0,058
		valouny	0,067
	> 50	oblázky	0,067
		valouny	0,078
40–80		valouny a oblázky	0,092
		úlomky skal a valouny	0,112

## Příloha 5. Hodnoty dílčích součinitelů drsnosti podle Cowana<sup>18</sup>

Charakteristika koryta		Hodnota	
Materiál	zemní	$n_0$	0,020
	ve skále		0,025
	jemný štěrk		0,024
	hrubý štěrk		0,028
Stupeň nepravidelnosti povrchu	hladký	$n_1$	0,000
	malý		0,005
	střední		0,010
	velký		0,020
Změny příčného průřezu	pozvolné	$n_2$	0,000
	příležitostné		0,005
	časté		0,010–0,015
Relativní vliv překážek	zanedbatelný	$n_3$	0,000
	malý		0,010–0,015
	citelný		0,020–0,030
	velký		0,040–0,060
Vliv vegetace	nízký	$n_4$	0,005–0,010
	střední		0,010–0,025
	velký		0,025–0,050
	velmi značný		0,050–0,100
Stupeň zakřivení	malý	$m_5$	1,00
	citelný		1,15
	velký		1,30

Celkový součinitel drsnosti  $n$  se určí ze vztahu

$$n = (n_0 + n_1 + n_3 + n_4)m_5$$

<sup>18</sup> podle Chow, 1959



Vydal Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, v.v.i., Praha v roce 2014

Ředitel: Mgr. Mark Rieder

Redakční rada:

RNDr. Dana Baudišová, Ph.D., (předsedkyně), Ing. Šárka Blažková, DrSc.,  
Ing. Petr Bouška, Ph.D., RNDr. Blanka Desortová, CSc., Ing. Jana Hubáčková, CSc.,  
RNDr. Josef Fuksa, CSc., Ing. Eva Kajanová, Ing. Ladislav Kašpárek, CSc.,  
RNDr. Hana Mlejnková, Ph.D., Ing. Věra Očenášková, Mgr. Libuše Opatřilová,  
Ing. Dagmar Sirotková, RNDr. Přemysl Soldán, Ph.D., Ing. Václav Šťastný,  
Ing. Naďa Wannerová, Mgr. Aleš Zbořil

Vydání první – Počet stran 110 – AA 5,4 – Náklad 200 výtisků – Návrh obálky  
ABALON s.r.o. – Odpovědný redaktor Mgr. Josef Smrťák – Tisk Vamb

ISBN 978-80-87402-27-6