



VARIA 592



Erosion och sedimenttransport i vattendrag

Mattias Andersson
Karin Lundström
Wilhelm Rankka
Bengt Rydell

Omslag:
Foto SGI.
Erosion i slänt vid Krokforsen, Ljungan.
Sedimentavlagringar i Österdalälven vid Mora.

Varia	Statens geotekniska institut (SGI) 581 93 Linköping
Beställning	SGI, Informationstjänsten Tel: 013-20 18 04 Fax: 013-20 19 09 E-post: info@swedgeo.se Internet: www.swedgeo.se
ISSN	1100-6692
ISRN	SGI-VARIA--08/592--SE
Projektnummer SGI	13198
Dnr SGI	3-0703-0213

FÖRORD

Statens geotekniska institut (SGI) har på regeringens uppdrag ett samordningsansvar för stranderosion i Sverige. I detta arbete ingår att göra sammanställningar av kunskap som finns i samhället inom olika delområden. Resultaten från dessa kunskapssammanställningar görs allmänt tillgängliga.

Längs vattendrag finns på många platser stränder som påverkas av strömmande vatten och där material eroderas. Detta kan i bebyggda områden innebära skador på värdefulla markområden, anläggningar och byggnader. Det är viktigt att ha kunskap om vilka processer som orsakar erosion och hur detta kan förebyggas för att undvika skador. Under senare år har detta aktualiserats vid tillfällena med stora nederbördsmängder och kraftiga vattenflöden som orsakat erosion av stränder längs bland annat Göta älv, Klarälven och flera älvar i Norrland. Det har då visat sig att det finns behov av ökad kunskap om erosionsförloppen och den sedimenttransport som förekommer.

Denna kunskapssammanställning syftar till att öka förståelse för och kunskap om de förlopp som orsakar och påverkar erosion, transport och avsättning av sediment i strömmande vatten. Kunskapen behövs vid fysisk planering, projektering, tillståndsprovning och genomförande av skydd mot erosion.

Denna rapport har sammanställts av Bengt Rydell, Mattias Andersson, Wilhelm Rankka och Karin Lundström, SGI. Rapporten har behandlats av en referensgrupp bestående av Magnus Larsson, LTH, Klas Cederwall, KTH, samt Carina Hultén, Gunnel Göransson och Elvin Ottosson, samtliga SGI.

Linköping i juni 2008

Författarna

INNEHÅLL

Förord	3
Läsanvisning	7
Symbollista	8
1 Introduktion	10
1.1 Syfte och avgränsningar	10
1.2 Begreppsbestämningar	10
2 Geomorfologi och vattendrag	11
2.1 Olika typer av vattendrag	11
2.1.1 Vattendrag i branta områden	11
2.1.2 Alluvialkoner	11
2.1.3 Flätade vattendrag	14
2.1.4 Meandrande vattendrag	14
2.1.5 Vattendrag genom kohesionsjord	15
2.1.6 Deltaområde	15
2.1.7 Vattendrag i områden under högsta kustlinjen	16
2.1.8 Reglerade vattendrag	17
3 Hydrologi	18
3.1 Nederbörd och avrinning	18
3.2 Infiltration	19
3.3 Magasinering	19
3.4 Vattenföring	19
4 Hydraulik för vattendrag, kanalströmningslära	20
4.1 Inledning	20
4.2 Grundläggande samband och ekvationer	20
4.2.1 Strömningshastighet	20
4.2.2 Strömningstillstånd	21
4.2.3 Strömningens förändring	21
4.2.4 Energiekvationen	22
4.3 Energiförluster	21
4.3.1 Friktionsförluster	22
Stationär, likformig strömning	22
Stationär svagt olikformig strömning	25
4.3.2 Tilläggsförluster	25
4.3.3 Kritisk strömning	25
4.3.4 Vattensprång	26
4.4 Oregelbunden tvärsektion	27
4.5 Strömning i skarpa kurvor	27
4.6 Fartygseffekter	27
5 Erosion	29
5.1 Introduktion	29
5.2 Friktionsmaterial	30

5.2.1	Krafter som krävs för att sätta material i rörelse - kritisk skjuvspänning	30
5.2.2	Vattnets påverkan på bottenmaterial	32
5.3	Kohesionsmaterial	33
6	Sedimenttransport	35
6.1	Inledning	35
6.2	Friktionsmaterial	37
6.2.1	Beräkning av bottentransportkapacitet	37
6.2.2	Beräkning av transportkapacitet av suspenderat material	38
6.2.3	Beräkning av total sedimenttransportkapacitet	39
6.3	Kohesionsmaterial	42
6.4	Datorberäkningar	43
7	Sedimentation	44
7.1	Sedimentation av material	44
7.2	Beräkning av sedimenterat material	44
7.3	Beräkningsmodeller	44
8	Referenser	46

LÄSANVISNING

Målgrupp

Denna kunskapssammanställning är avsedd för dem som berörs av stranderosion i samband med fysisk planering, projektering av åtgärder mot erosion eller fastighetsägare som har egendom att bevara. Målgrupperna är de som arbetar med tekniska utredningar i områden i anslutning till vattendrag, tillståndsmyndigheter, länsstyrelser och kommuner. Rapporten är inte skriven för specialister inom berörda områden utan för att ge en introduktion till de olika frågeställningar som behöver beaktas i samband med erosion och sedimenttransport.

Hur använder jag kunskapssammanställningen?

Denna publikation är en sammanfattning av kunskaper om och erfarenheter av erosion, transport och avsättning av material i vattendrag. Skriftens första del, kapitel 2 och 3, beskriver översiktligt geomorfologiska och hydrologiska förhållanden för vattendrag. I kapitel 4 redovisas grundläggande hydrauliska aspekter som är nödvändiga att ta hänsyn till vid bedömning av erosions- och sedimentationsförlopp.

I kapitlen 5, 6 och 7 beskrivs fysikaliska förlopp, styrande parametrar och principer för beräkning av lossgörande, transport och sedimentation av material.

För den som vill fördjupa sina kunskaper om erosion och sedimenttransport finns i referenslistan hänvisningar till litteratur. En sammanställning av använda symboler finns i början av rapporten.

SYMBOLLISTA

Symbol	Beskrivning	Enhet
A	tvärsnittsarea	m^2
A_r	avrinningsområde	m^2
A_n	våt sektionsarea vid naturligt vattendjup	m^2
C_d	Fannings friktionsfaktor	–
c	koncentration av suspenderat material i vattenflödet	kg/m^3
d_s	kornstorlek	m
d_{50}	kornstorlek för de partiklar som på kornfördelningskurvan svarar mot passerande viktmängd 50 %	m
d_{60}	kornstorlek för de partiklar som på kornfördelningskurvan svarar mot passerande viktmängd 60 %	m
D_H	hydraulisk diameter = $4R$	m
E	avdunstning	mm
f	Darcys friktionskoefficient	–
F	kraft	N
F_D	dragkraft	N
F_F	friktionskraft	N
F_L	lyftkraft	N
F_r	Froudes tal	–
g	tyngdaccelerationen	m/s^2
H	energinivå (energihöjd)	m
H_e	minimal specifik energi	m
h_f	friktionsförlust (energiförlust uttryckt i höjd)	m
I	regnintensitet	m/s
I_e	energilinjens lutning	m/m
k_s	ekvivalent sandråhet	m
L	vattendragets längd	m
M	Mannings tal	$m^{1/3}/s$
N	nederbörd	mm
$n_{Strickler}$	Stricklers koefficient	$s/m^{1/3}$
P	våta perimetern (längd av tvärsnittets kontaktklinje med vattendragets botten och sidor)	m
Q	flöde, vattenföring	m^3/s
q	flöde per breddmeter	m^2/s
q_s	transportkapacitet av suspenderat material	m^2/s
R	hydraulisk radie = A/P	m
R_{av}	avrinning	mm
R_e	Reynolds tal	–
R_{e^*}	Reynolds skjuvspänningstal	–
R_n	hydraulisk radie för naturligt vattendjup	m

Symbol	Beskrivning	Enhet
S_b	vattendragets bottenlutning	(m/m)
s	relativ densitet för sediment = ρ_s/ρ_w	
T	kanalsektionens bredd i vattenlinjen	m
V	flödes(vatten)hastighet (medel)	m/s
V_k	kritisk vattenhastighet	m ² /s
V^*	skjuvspänningshastighet	m/s
W	tyngdkraft	N
y	djupet från vattenytan till bottenens lägsta punkt	m
y_k	kritiskt vattendjup	m
y_n	naturligt vattendjup	m
z	nivå för bottenens lägsta punkt	m

Grekiska symboler

ΔS	magasinsförändring	mm
α	sidosläntlutning	grader
φ	jordmaterialets friktionsvinkel	grader
γ_s	kompaktthet för jorden	N/m ³
γ_w	vattnets tunghet	N/m ³
ψ	avrinningskoefficient	grader
μ	dynamisk viskositet	Ns/m ²
ν	kinematisk viskositet, $\nu = \mu/\rho$	m ² /s
θ	bottenens lutning	(°)
ρ_w	densitet för vatten	kg/m ³
ρ_s	kompaktdensitet för jord	kg/m ³
τ_0	skjuvspänning längs botten	N/m ²
τ_c	kritisk skjuvspänning	N/m ²
t_*	Shields tal	–

I INTRODUKTION

I.1 SYFTE OCH AVGRÄNSNINGAR

Syftet med denna rapport är att ge ökad kunskap och förståelse om erosion och sedimenttransport i vattendrag. Denna kunskap är nödvändig för att kunna bedöma behov av och utföra skydd mot erosion där det finns risker för människor och egendom.

Erosion avser de naturliga processer som leder till att jordmaterial lösgörs och transporteras. Erosion och sedimentation är en ständigt pågående naturlig förändringsprocess i landskapet. I vattendrag orsakas erosion främst av strömmande vatten och is. Material på slänter och bottenar lösgörs, transporteras och avlagras längs vattendraget. Detta kan bland annat medföra förlust av mark, försämrad stabilitet i slänter, uppgrundning och översvämning av mark. Urbanisering och mänsklig påverkan kan även medföra att erosionsförhållanden förändras.

Rapporten behandlar förhållanden i naturliga vattendrag. Tyngdpunkten ligger på erosion, sedimenttransport, sedimentansamling/ackumulation i slänter och på bottenar i vattendrag. Utöver detta tillförs vattendrag sediment från angränsande vattenområden, vilket emellertid inte behandlas i denna rapport. Spridning av föroreningar genom erosion ingår inte i denna rapport liksom inte heller lokal erosion kring konstruktioner i vattendrag som t.ex. bropelare, pirar och hamnar.

För beskrivning av skydd mot erosion hänvisas till Handboken Bygg, kap G22 (1984), Vägverket (1987 och 1994) och Skredkommissionen (1994).

I.2 BEGREPPSBESTÄMNINGAR

Med **erosion** i vattendrag avses i denna skrift den process, där botten- och släntmaterial sätts i rörelse genom inverkan av främst strömmande vatten.

Det material som lossörs **transporteras** på olika sätt längs ett vattendrag och avsätts efterhand på bottenar nedströms. Avsättningen av material på botten och en uppbyggnad av material kallas **sedimentation**. Andra begrepp för detta förlopp är ackumulation, avlagring och deposition.

Vid en nettoförlust av material inom ett område är området utsatt för erosion och i motsatt fall sker en sedimentation av material.

2 GEOMORFOLOGI OCH VATTENDRAG

Rinnande vattens förmåga att forma ett landskap är stor, troligtvis den process som har störst påverkan på landskapets förändring. Vågor och vindkrafter påverkar också utformningen men inte i lika stor utsträckning och då oftast endast lokalt. Vattendragens utseende och form beror till stor del på vattenföringen och de berg eller jordarter som det passerar. Nu formas det svenska landskapet relativt långsamt jämfört med det som hände för mer än 10 000 år sedan då inlandsisen retirerade. De stora isälvar som då bildades förde med sig mängder av material i alla kornstorlekar, från sten till lerfraktion. Beräkningar visar att en enda av de dåtida isälvarna i Norrland måste ha transporterat tiotals ton sediment per sekund under smältsäsongen, vilket är mer än tusen gånger mer än dagens transportmängder (Sveriges nationalatlas, 1995). Som en jämförelse kan nämnas att Ångermanälven transporterar ca 110 000 ton/år, Rapaälven (ingår i Luleälvens vattensystem) ca 170 000 ton/år och Fyrisån ca 6 000 ton/år, se Nilsson (1974). För nedre delen av Göta älv har medeltransporten av suspenderat material uppskattats till 130 000 ton/år av Sundborg och Norrman (1963).

Naturliga flodfårors utsträckning och utseende skiftar med vattenföringens och sedimenttransportens storlek och variation samt med botten- och strandmaterialens egenskaper, som till exempel kornstorleksfördelning. Förändrad markanvändning, expansion av vattenkraft och sjöfart, bevattningsprojekt och vattenuttag för hushåll och industrier kan drastiskt förändra de hydrodynamiska jämviktsvillkoren och därigenom orsaka oönskade förändringar av vattendraget.

2.1 OLIKATYPER AV VATTENDRAG

Ett vattendrag utvecklas successivt i samspel med omgivande terräng, se *Figur 2-1*. Vanligtvis eroderar vattendraget i sitt övre lopp och ackumulerar material i de nedre delarna vilket leder till en utjämning av längdprofilen med tiden.

Vid studier av erosion för en plats längs ett vattendrag är det viktigt att man ser till hela vattendraget och dess variationer under året. Vattendragets förhållanden på en plats kan bero på processer som skett långt bort i tid och rum och förändringar kan påverka avlägset belägna platser och för lång tid framöver. Enligt US Army Corps of Engineers (1994a) kan ett vattendrag delas in i tre huvuddelar:

- en övre erosionszon
- en transportzon där sedimenttransport sker
- en nedre del, depositionszon, där sedimentation sker

Naturligtvis kan det inom varje huvudområde pågå såväl erosion, transport som sedimentation men huvuddelen av de olika processerna sker inom sina huvudområden.

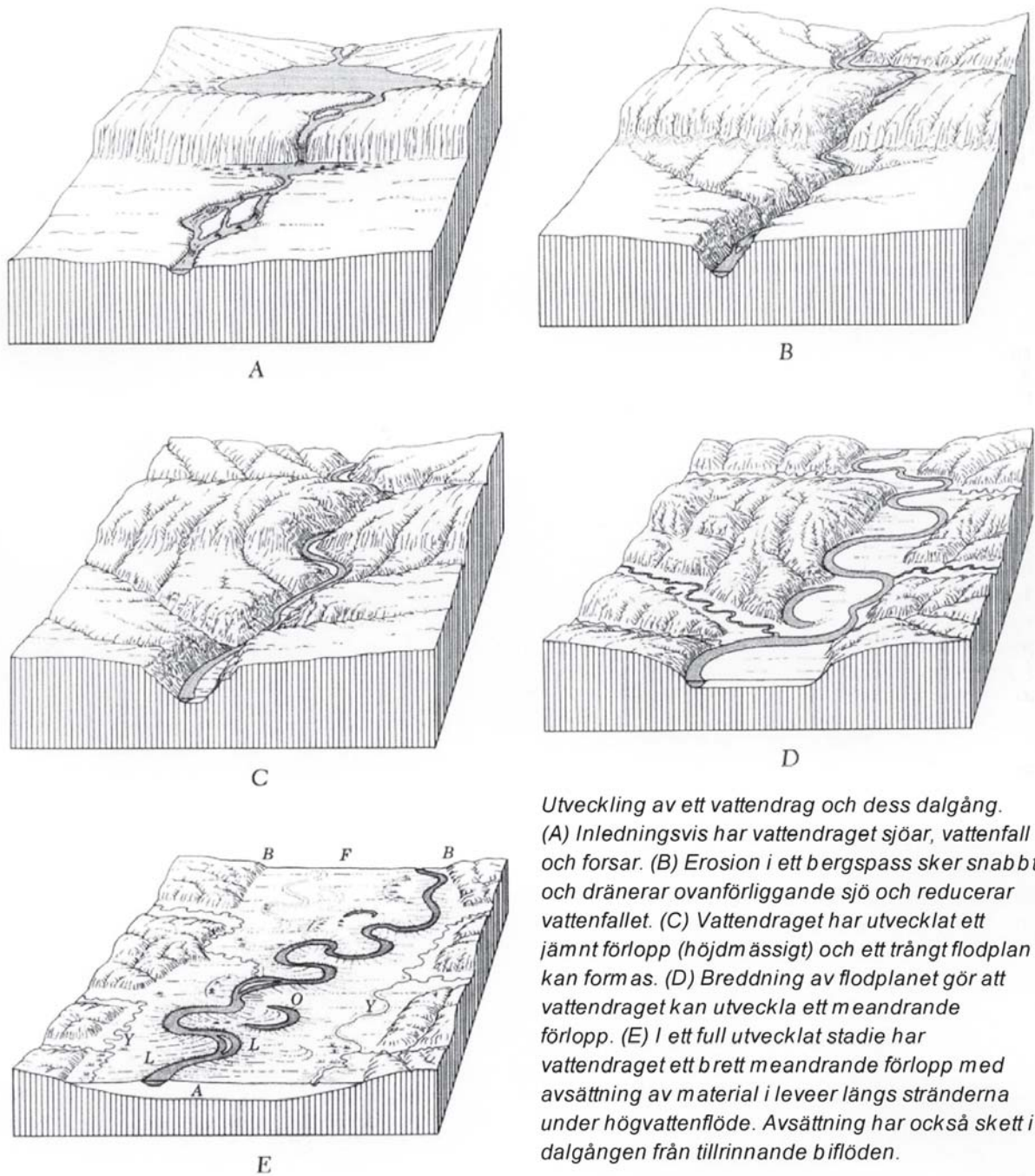
US Army Corps of Engineers (1994a) anger ett flertal allmänna typer av naturliga vattendrag varav några presenteras nedan. Presentationen är gjord så att vattendrag i övre erosionszonen presenteras först och de i depositionszonen sist.

2.1.1 Vattendrag i branta områden

Vattendrag genom områden med stora höjdskillnader och begränsad bredd, exempelvis raviner, kännetecknas av hög flödes hastighet och hög transportkapacitet. Under extrema flöden drar vattendraget med sig så stora mängder jordmaterial att en trögflytande massa rör sig ner genom terrängen. Fenomenet kallas slamström (*eng. Debris flow*) och dessa kan förorsaka stor förödelse längs sin framfart och dra med sig såväl stora block som träd och buskar. Ofta upprepas slamströmmar längs samma bana och avlagringar från tidigare händelser kan på nytt sättas i rörelse.

2.1.2 Alluvialkoner

Där vattendrag som strömmar genom bergområden når områden med avsevärt mindre lutning bildas ofta en alluvialkon, se *Figur 2-2*. Under normala förhållanden av-



Figur 2-1. Utveckling av ett vattendrag (efter Strahler, 1963).



Foto: J Lundqvist, SGU (1962).



Foto: Åre kommun (2003).

Figur 2-2. Alluvialkonen i Åresjön nedanför Mörvikså.

sätts sediment som förts med slamströmmar på alluvialkonen men vid extrema situationer kan även erosion ske i de tidigare avsatta sedimenten. Vattendragets läge kan skifta men ofta återfinns det på konens högsta nivå. Vanligtvis har alluvialkonen en låg vinkel, mindre än cirka 10 grader. Alluvialkoner är lätta att identifiera på flygfoto.

2.1.3 Flätade vattendrag

Inom markområden med stor lutning och där det förekommer en snabb nednötning av landskapet, tillförs vattendragen stora mängder vittringsmaterial. Detta förekommer till exempel nedanför nuvarande glaciärer och inlandsisar. Från dessa kommer stora mängder smältvatten. Eftersom avsmältningen är temperaturberoende varierar vattenflödet kraftigt under året och därmed också vattnets materialtransporterande förmåga. Under sådana förutsättningar och där inte vattendraget är begränsat till en ravin, bildas ett så kallat flätat vattendrag (eng. *Braided river system*). Detta består av en mängd förgrenade flodfårar som ofta skiftar läge på grund av att material avsätts i bankar och framtvingar en tudelning av fåran, se **Figur 2-3**. Vid ett högvattenflöde genomskärs bankarna igen och omgivningen översvämmas. Det som kännetecknar ett sådant område är en dålig sortering av materialkorn, detta trots att det är vattentransporterat. Orsaken är de ständiga växlingarna i vattenflödet.



Figur 2-3. Flätat vattendrag (från *Corps of Engineers, 1994a*).

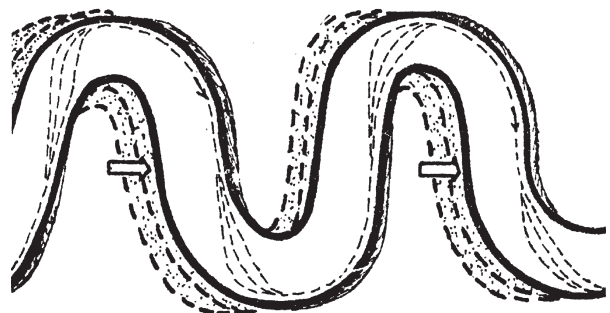
2.1.4 Meandrande vattendrag

Meandrande vattendrag förekommer i transport- och i depositionszoner där jorden i huvudsak består av sand eller sand och grus och lutningen i flödesriktningen är låg, exempelvis över välutbildade flodplan.

Meanderlopp förekommer i både stora och små vattendrag, även den minsta bäckfåran kan ha en utpräglad meandrande form. De mest välutvecklade mönstren återfinns dock i relativt flacka områden med mäktiga och lättroderade sedimentlager som till exempel Klarälven i Värmland och Öreälven i Västerbotten. Vattendraget eroderar vanligtvis slänterna i ytterkurvor och deponerar material i och efter innerkurvan.

Ett meandrande vattendrag förändras ständigt. Strömmarna i och omkring krökarna har störst påverkan. Strömmarna påverkas här av centrifugalkraften, vilket medför att en förskjutning av strömriktningen sker mot den yttre stranden i samtliga svängar. Det är i synnerhet ytvattnet som påverkas då bottenvattnet dämpas av friktionen mot botten. Hastighetskillnaden medför att vattenytan höjs i ytterkurvan, vilket uppvägs av en tvärgående strömningsskomponent utmed botten och in mot fårans mittpunkt. Samtidigt förflyttas vattenmassorna nedströms och en spiralrörelse uppstår. Denna rörelse brukar benämnas den helicodiale strömningen och är en av de betydelsefullaste anledningarna till den nedströmsförskjutning som sker av meandermönstret, se **Figur 2-4**.

Utmed den inåtbuktande stranden eroderar material som förs ut mot mitten av vattendraget, en del av detta material återförs med strömmarnas hjälp in mot stranden igen och deponeras på samma sida längre nedströms. Transport- och sedimentationsförhållandena i ett meandrande vattendrag bildar speciella former på landskapet, se **Figur 2 5**. Emellanåt kan det inträffa störningar på den regelbundna förskjutningen nedströms av mean-



Figur 2-4. Nedströmsförskjutning av ett meanderförlopp (från *Nilsson, 1974*).



Figur 2-5. Meandring och korvsjöar längs Öreälven (från Sveriges nationalatlas, 1995).

derbågarna, exempelvis på grund av ökad erosion, och då kan vattnet bryta igenom näset och det bildas en avsnörd meanderbåge, en så kallad "korvsjö", Nilsson (1979), se nedre delen av **Figur 2-5** och **Figur 2-6**. Ett exempel på meandring och fluviala processer för ett vattendrag finns beskrivet för Klarälven av Sundborg (1956).



2.1.5 Vattendrag genom kohesionsjord

Vattendrag i kohesionsjord har ofta en oregelbunden planform. Regelbunden meandrande form visar oftast på förekomst av grövre jordarter just i sådana partier. Stränder som är uppbyggda av siltiga och leriga sediment är känsliga för höga portryck, torrsprickor och tjälksjutning, varför yterrosion, skred och ravinformationer är vanligt förekommande. Dessa jordrörelser kan ge en avsevärt tillförsel av sediment till vattendraget. Vid en studie utförd av Julian & Torres (2006) konstateras att fyra förhållanden rörande flödet är viktiga för att förutsäga erosion längs vattendrag i kohesionsjord: flödets storlek, flödets varaktighet, extrema flöden och flödets växlingar. Författarna konstaterar vidare att för vattendrag där strandbankarna består av en hög andel silt-och lersediment (>40 %), är erosion från hydraulisk skjuvning försumbar jämfört med den erosion som skred, ras och yterrosion representerar.

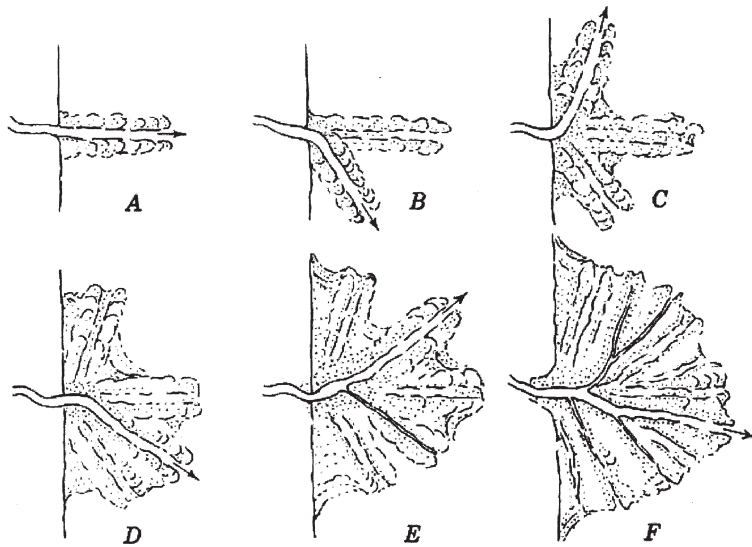
2.1.6 Deltaområde

Den slutliga avsättningen för vattentransporterat material sker där vattendraget möter lugnvatten, ofta i en sjö eller i havet. Området där avsättningen sker kallas deltaområde och detta är den mest dynamiska av alla älvmiljöer. Avlagringen av material börjar vid vattendragets mynning och sprider sig sedan utåt i en konform, se **Figur 2-7**. Ett deltaområde kännetecknas ofta av ett mer eller mindre tydligt mönster av mynningsarmar kring öar och sandbankar uppbyggda av tidigare deponerat material. I Sverige är deltaavlagringarna relativt små. Rapaälvens delta i Laitaure och Klarälvens i Väneren är exempel på svenska inlandsdelta. Andra exempel på kända kustdeltan är Indalsälvens delta norr om Sundsvall och Umeälvens delta utanför Holmsund.

En beskrivning av hur ett deltaområde bildas ges bland andra av Strahler (1963).

Foto: Försvarsstaben.

Figur 2-6. Klarälven, meandrande vattendrag (från Sundborg, 1956).



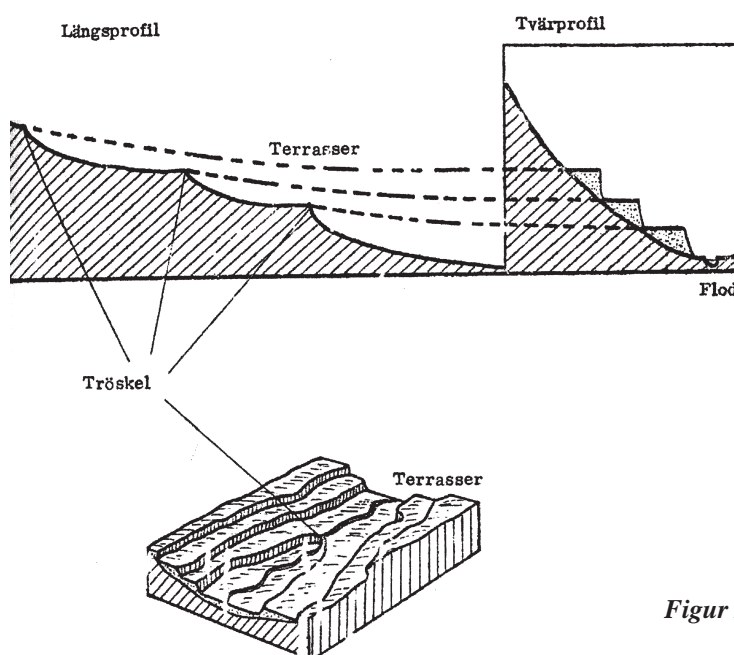
Figur 2-7. Illustration av bildning av delta (från Strahler, 1963).

2.1.7 Vattendrag i områden under högsta kustlinjen

Inlandsisens avsmältning har haft stor påverkan på vattendragens form och utsträckning under högsta kustlinjen, det vill säga den nivå till vilken landområden varit täckta av vatten. Vid avsmältningen avsattes stora mängder sediment vid vattendragens dåtida mynning i havet. I takt med att landet successivt höjdes flyttades mynningen längre uppströms, vilket innebar att flodplan och deltaytor bildades på olika nivåer. Dessa plana ytor som återfinns på olika nivåer under högsta kustlinjen, se *Figur 2-8*,

bildar terrasser som är mer eller mindre tydliga beroende på vilken älv man följer. Terrasserna begränsas oftast av en brant lutning ned mot vattendragen. Älvterrasser och deltaytor förekommer framförallt i de norrländska älvarna men även i exempelvis Klarälven och Dalälven.

I områden där sedimenten består av finkornigt material förekommer aktiv erosion i branterna. Branterna är ofta sönderskurna av små ravinformationer som bildats genom erosion orsakad av strömmande grund- eller ytvatten. Även i de södra delarna av Sverige finns många raviner, främst i de områden där stora mängder finsedi-



Figur 2-8. Utbildning av älvplan och deltaytor (från Nilsson, 1974)

ment finns lagrade under högsta kustlinjen, vilket är fallet i framförallt de västra delarna av landet bland annat längs med Göta älv.

2.1.8 Reglerade vattendrag

Många av Sveriges vattendrag är reglerade. Reglering av ett vattendrag innebär att höga flöden uppstår mindre ofta och att lågvatten inträffar oftare jämfört med det oreglerade vattendraget. Dessa förändringar innebär oftast att erosionen minskar och att material avsätts utmed stränderna. Dock kan problem med erosion uppstå om vattendraget tidigare transporterat stora mängder sediment och detta nu samlas upp i ovanförliggande vattenkraftsdamm. Nedströms vattenkraftsdammen kommer då vattnet att innehålla en mindre andel sediment än tidigare. Vattendragets transportkapaciteten (vid ett givet flödet) är dock lika stor som tidigare vilket kan leda till en ökad erosion nedströms. Effekten av en regleringen är därför komplex och beror på de förhållanden som rådde före regleringen och på storlek och typ av reglering.

3 HYDROLOGI

I detta avsnitt behandlas översiktligt de hydrologiska förhållanden som har betydelse för erosion och sedimenttransport i ett vattendrag. De förhållanden som behandlas är främst nederbörd, avrinning, infiltration och magasinering.

3.1 NEDERBÖRD OCH AVRINNING

Nederbörden varierar avsevärt vad gäller intensitet och varaktighet. Variationerna har störst betydelse för vattenflöden högt upp i ett avrinningsområde. Längre nedströms kommer vattenflödet inte att variera lika tydligt med nederbörden. Detta beror på att vattenflödena där påverkas av nederbörd från större ytor med avrinningen över längre sträckor jämfört med platser längre uppströms längs vattendraget.

Med avrinningsområde menas det landområde från vilket all avrinning når en och samma punkt i ett vattendrag. Avrinningsområden begränsas av vattendelare som oftast utgörs av höjdryggar. Förutom de hydrologiska förhållandena karakteriseras ett avrinningsområde av dess topografi, geologi, vegetation och markanvändning. För att underlätta studier av vattenförhållanden har Sverige delats in i cirka 10 700 delavrinningsområden (Sveriges nationalatlas, 1995). För varje delavrinningsområde finns hydrologisk information och koordinater för den vattendelare som omsluter området.

Den nederbörd inom ett avrinningsområde som inte avdunstar avrinner direkt eller så småningom via marken och grundvattnet till avrinningsområdets sjöar eller vattendrag. Avrinningens storlek bestäms av följande förhållanden:

- Nederbörd
 - Intensitet
 - Varaktighet
 - Utbredning
- Reduktion av vattenmängd
 - Direkt avdunstning
 - Avdunstning efter vattenuptagning av vegetation
- Fördröjning

- Infiltration
- Magasinering i yt- och grundvatten
- Avstånd och ytråhet

Hydrologiska modeller har utvecklats för datorberäkning av vattenföring med hänsyn till ovanstående förhållanden. I Sverige används bland annat HBV-modellen, se Bergström (1992) och Sveriges nationalatlas (1995).

Avrinningen kan uttryckas med vattenbalanskvationen, se **Formel 3-1**. De största nederbördsmängderna och de högsta avrinningsvärdena finner man i fjälltrakterna medan de lägsta värdena förkommer i den sydöstra delen av landet (Sveriges nationalatlas, 1995). Avdunstningen påverkas bland annat av luftens relativa fuktighet, värmestrålningen, jordarten, fuktighet i marken, vegetation och markanvändning.

$$R_{av} = N - E - \Delta S \quad \text{Formel 3-1}$$

där

R_{av} = avrinningen (mm)

N = nederbörden (mm)

E = avdunstningen (mm)

ΔS = magasinförändringen (snö, sjöar, mark och grundvatten) (mm)

Kartor över Sverige med årsvis nederbörd, avdunstning och avrinning samt årstidsvis avrinning visas i Sveriges nationalatlas (1995).

För en del avrinningsområden, till exempel mindre områden eller områden i stadsmiljö, kan förenklade beräkningar göras enligt den så kallade rationella metoden, se **Formel 3-2**. Metoden lämpar sig enbart för intensiva regn med kort varaktighet.

$$Q = \psi \cdot I \cdot A_r \quad \text{Formel 3-2}$$

där

Q = flöde (m^3/s)

ψ = avrinningskoefficient (beror av topografi, vegetation, jordart etc), (-)

I = regnintensitet (m/s)

A_r = avrinningsområdets storlek (m^2)

Avrinningskoefficienten, ψ , anger hur stor del av nederbörden som rinner av direkt till vattendraget och antar värden mellan 0 och 1. Den bestäms genom en studie av det ak-tuella områdets förhållanden avseende topografi, jordart, vattenförhållanden, ytstruktur och vegetation. Vid en studie av Mörviksravinens avrinningsområde (Åre kommun) användes värden på avrinningskoefficienten varierande mellan 0,15 och 0,6 (Rankka, 2004). Överslagsvärden på avrinningsfaktorer i stadsmiljö finns i Vassdragshåndboka (1998). Intensiteten, I , bestäms för en varaktighet som motsvarar den tid, avrinningstid, det tar för nederbörden att flöda från den mest avlägsna platsen i avrinningsområdet till den studerade punkten. Metoder för bestämning av avrinningstiden finns beskrivna av Rankka & Fallsvik (2005) och i Vassdragshåndboka (1998).

3.2 INFILTRATION

En viss del av nederbörden infiltreras i marken innan den når ett vattendrag. Omfattningen av infiltrationen beror bland annat av jordart, fuktighet i marken, vegetation (täckning och art), markanvändning, regnintensitet och temperatur. När marken är torr krävs mycket regn för att vatten skall ta sig vidare till ett vattendrag. Ett kraftigt regn under sommaren leder därför inte till lika stora vattenflödet som motsvarande regn skulle ha lett till under hösten eller våren. Dessutom kan det vid torra väderförhållanden uppstå torrsprickor i marken i vilka nederbörd kan infiltrera. Vid ett mycket intensivt regn kan det dock inträffa att marken inte tar emot allt regn utan en större andel rinner av direkt till vattendragen. Om marken är frusen förhindras infiltration. Efterföljande transport av vatten ner i markprofilen och mot grundvattenytan kallas perkolation.

3.3 MAGASINERING

Större delen av Sverige får mest nederbörd under sommaren och hösten. Avdunstningen är störst under sommaren och avtar kraftigt under hösten. Under sommaren

tillförs relativt lite vatten till grundvattenmagasinen (på grund av den kraftiga avdunstningen) samtidigt som magasinen avtappas till vattendrag genom grundvattenutströmning. Under hösten återfylls magasinen. Under vinterhalvåret magasineras nederbörden i snötäcken, framförallt i norra Sverige, samtidigt som grundvattenmagasinen avtappas. När snön smälter återfylls grundvattenmagasinen och flödet ökar i vattendragen. I vattendragens närmaste omgivningar rinner smältvatten direkt till vattendragen.

3.4 VATTENFÖRING

Vattenföringen är en avgörande faktor för erosion och sedimenttransport, vilket närmare framgår av avsnitt 4. I oreglerade vattendrag bestäms vattenföringen av nederbörden och avrinningen. I reglerade vattendrag bestäms vattenföringen av den tappningsstrategi som bestämts av regleringsföretagen enligt tillstånd i vattendom.

För vattenföringen är begreppen återkomsttid, risk och sannolikhet väsentliga. Så här beskrivs de av Bergström m.fl. (2006):

”Med en händelses återkomsttid menas att den inträffar eller överträffas i genomsnitt en gång under denna tid. Det innebär att sannolikheten för exempelvis ett 100-årsflöde är 1 på 100 för varje enskilt år. Eftersom man exponerar sig för fara under flera år blir den ackumulerade sannolikheten avsevärd. För ett hus som står i 100 år i ett område som endast är skyddat mot ett 100-årsflöde, är sannolikheten för över-svämningar under denna tid hela 63 %. Detta är skälet till att man för större dammar ofta sätter gränser vid, eller till och med bortom 10 000-årsflödet. Då blir ändå sannolikheten under 100 års exponering ca 1 %.”

I Klimat- och sårbarhetsutredningen har gjorts beräkningar av vilken återkomsttid dagens 100-årsflöde väntas få i ett framtida klimat (år 2071 – 2100). Dagens 100-årsflöde kan komma att bli vanligare i de oreglerade vattendragen främst i västra Götaland och sydvästra Svealand, men även i delar av fjällen samt i nordöstra Götaland. Orsaken till detta är ökad nederbörd. På andra håll i landet väntas dagens 100-årsflöden bli mindre vanliga. Detta är en följd framförallt av en mindre vårflood, men även av ökad avdunstning. En närmare beskrivning finns i slutbetänkandet från Klimat- och sårbarhetsutredningen (SOU 2007:60).

4 HYDRAULIK FÖR VATTENDRAG, KANALSTRÖMNINGSLÄRA

4.1 INLEDNING

Med hydrauliska förhållanden menas strömningsförhållandena i exempelvis rör, kanaler, sjöar, vattendrag och i jordlager. Förståelse för de hydrauliska förhållandena i ett vattendrag är viktigt för att kunna värdera och bestämma förutsättningarna för erosion, sedimenttransport och sedimentation. I detta kapitel ges därför en beskrivning av grundläggande begrepp och de mest grundläggande ekvationerna och empiriska sambanden.

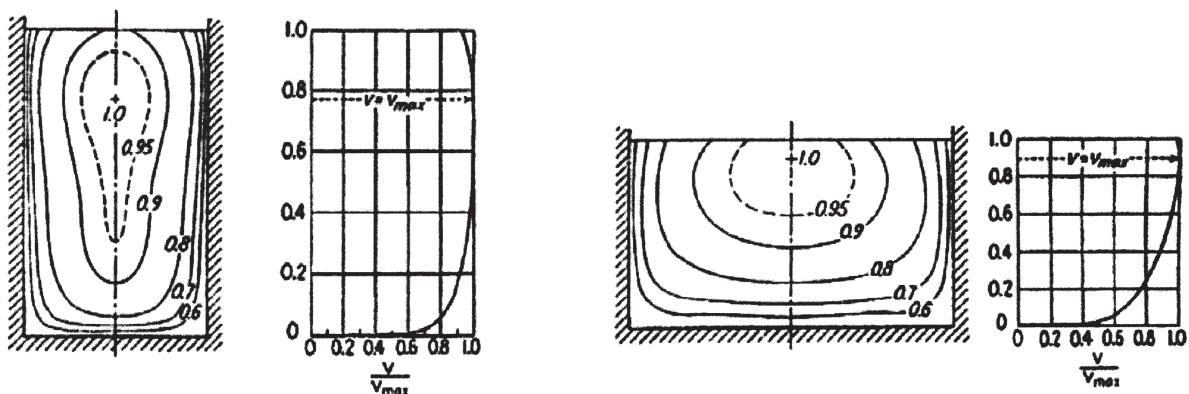
Hydrauliska mätningar och beräkningar är relativt enkla att göra för långa, raka, likformiga vattendrag med likartad botten och konstanta flöden. Strömningen i sådana flöden kan betraktas som stationär (ändras inte med tiden) och likformig (djup och bredd är konstant i strömningens riktningen). Om geometrin varierar, till exempel genom kurvor och bankar, blir beräkningar svårare. I många vattendrag är dock variationerna måttliga och strömningen kan betraktas som svagt olikformig. För svagt olikformig strömning kan vattendraget indelas i kortare sträckor som var för sig ansätts ha stationär likformig strömning.

4.2 GRUNDLÄGGANDE SAMBAND OCH EKVATIONER

För att beskriva strömningsförhållanden i ett vattendrag brukar man tala om strömningshastighet, strömningstillstånd och strömningens förändring (utmed vattendraget och med tiden). De olika begreppen beskrivs i Kapitel 4.2.1 – 4.2.3. Energin hos strömmande vatten i ett vattendrag eller kanal bestäms ofta med Bernoullis ekvation, se Kapitel 4.2.4.

4.2.1 Strömningshastighet

För att bestämma vattenflödet i ett vattendrag räcker det med att känna till medelhastigheten i en tvärsnitt av vattendraget. Om man däremot ska bestämma förutsättningar för erosion, transport och sedimentation är även hastighetsfördelningen i tvärsnittet väsentlig. I ett långt rakt vattendrag går till exempel strömningen långsammare utmed botten och sidorna jämfört med de centrala delarna, se *Figur 4-1*. Av kontinuitetsskäl uppstår då tvärgående strömmar vilka i smala vattendrag blir så stora att de är väsentliga för beräkning av erosion.



Figur 4-1. Hastighetsfördelning i olika tvärsnitt. V och V_{max} betecknar medel- respektive maximalhastighet (från Vassdragshåndboka, 1998).

4.2.2 Strömningstillstånd

Strömmande vatten kan befinna sig i laminärt eller turbulent tillstånd.

Vid **laminär strömning** rör sig vätskan i parallella skikt där vätskelager glider över varandra. Det är ett relativt ordnat rörelsetillstånd med låg hastighet. Laminärt tillstånd förekommer vid grundvattenströmning i finkornig jord och i tunna bergssprickor och vid ytvattenavrinning.

Vid **turbulent strömning** rör sig vätskan i en oregelbunden och virvlande rörelse med hög hastighet. Turbulent strömning är den klart dominerande typen inom kanalströmning.

En turbulent strömning med fri vattenyta kan dessutom vara **strömmande**, **kritisk** eller **stråkande** beroende på strömningens hastighet.

Samma vattenmängd kan avbördas antingen som stråkande eller strömmande med två olika vattendjup. Vilket vattendjup som uppkommer beror på bottens lutning och på dämpningsförhållandena (om flödet dämpas från nedströmssidan eller inte). Avbördas flödet vid det högre vattendjupet (större än kritiskt vattendjup, y_k) är hastigheten låg och vattnet strömmande. I strömmande vatten fortplantas en ändring av vattenståndet uppströms. Avbördas flödet vid det lägre vattendjupet (mindre än kritiskt vattendjup, y_k) är hastigheten hög och vattnet stråkande. I stråkande vatten fortplantas en ändring av vattenståndet nedströms (vattenhastigheten överstiger våghastigheten). Vid strömmande vatten är vattenståndet bestämt från nedströmssidan. Vid stråkande vatten är vattenståndet bestämt från uppströmssidan. Övergången mellan strömmande och stråkande vatten kallas kritisk strömning.

Tillståndet kritisk strömning kan definieras genom att bestämma ett kritiskt vattendjup, y_k , som för en rektangulär tvärsnittssektion ges av **Formel 4-1**. Om vattendjupet är mindre än det kritiska är flödet stråkande, om det är lika med det kritiska är flödet kritiskt och om vattendjupet är högre än det kritiska vattendjupet rådet strömmande tillstånd.

$$y_k = \sqrt[3]{\frac{Q^2}{gT^2}} \quad \text{Formel 4-1}$$

där

y_k = kritiskt vattendjup (m)

Q = flödet (m^3/s)

T = kanalsektionens bredd i vattenlinjen (m)

4.2.3 Strömningens förändring

Med **stationär strömning** menas strömning vars egenskaper är oberoende av tiden medan icke stationär strömning varierar med tiden. **Icke stationär strömning** är ur hydraulisk synpunkt relativt komplicerad.

De båda huvudtyperna kan dessutom vara likformiga eller olikformiga. Med likformig strömning avses strömning där hastigheten och vattendjupet är konstant i flödesriktningen medan vid olikformig strömning varierar hastigheten och vattendjupet i flödesriktningen. Ett exempel på olikformig strömning är övergången mellan strömmande och stråkande strömning.

4.2.4 Energiekvationen

Energin hos strömningen i ett vattendrag uttrycks ofta med energiekvationen (Bernoullis ekvation) enligt **Formel 4-2**. Energin uttrycks som en energinivå (energihöjd), H , som består av de tre delarna; geometrisk höjd (z), tryckhöjd ($y \cos \theta$) och hastighetshöjd ($V^2/(2g)$). Lutningen, θ , är dock bara av betydelse vid branta förhållanden (lutning större än 10°). I strömning utan energiförluster innebär Bernoullis ekvation att energinivån, H , är konstant.

$$H = z + y \cos \theta + \frac{V^2}{2g} \quad \text{Formel 4-2}$$

där

H = energinivå (energihöjd, m)

z = nivå för bottens lägsta punkt (m)

y = djupet från vattenytan till bottens lägsta punkt (m)

V = vattnets medelhastighet (m/s)

g = tyngdaccelerationen (m/s^2)

θ = bottens lutning ($^\circ$)

4.3 ENERGIFÖRLUSTER

När vattnet strömmar förloras energi mot botten och sidoslänten och på grund av formmotstånd (förändringar i geometri) vid till exempel trösklar och utflöden och på grund av ytmotstånd (friktion mot ytan). Förlusterna mot botten och sidorna brukar kallas **friktionsförluster**. För-

lusterna vid förändringar i geometri brukar kallas **tilläggsförluster**. För strömningen mellan två sektioner i ett vattendrag kan fördelningen mellan termerna i energiekvationen illustreras enligt **Figur 4-2**.

Om vattendraget har konstant lutning, råhet och sektionform samt om flödet är konstant (stationär strömning) utmed en längre sträcka kommer energiförlusterna bestå endast av friktionsförluster, som motsvarar bottenlutningen. Strömningen kallas då likformig, med naturligt vattendjup och naturlig hastighet, se **Figur 4-3**. Den linje som representerar energinivån kallas energilinjen.

För bestämning av naturligt vattendjup, se **Formel 4-10**. För bestämning av friktionsförluster se Kapitel 4.3.1 och 4.3.2.

4.3.1 Friktionsförluster

I detta kapitel redogörs för hur friktionsförluster (strömningförluster genom kontakten mellan vatten och botten/sidoslänter) kan bestämmas för olika typer av strömning.

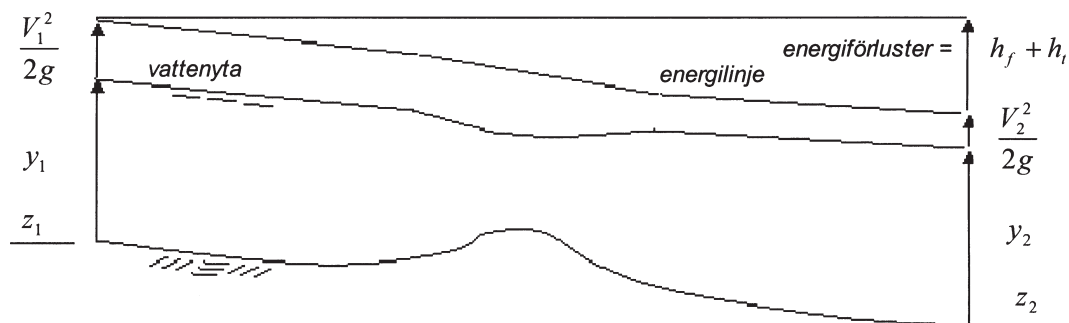
Stationär, likformig strömning

Friktionsförlusterna, h_f , ges av Darcy-Weisbachs ekvation vilken för strömning i vattendrag kan skrivas enligt **Formel 4-3**.

$$h_f = f \frac{L}{4R} \frac{V^2}{2g}$$

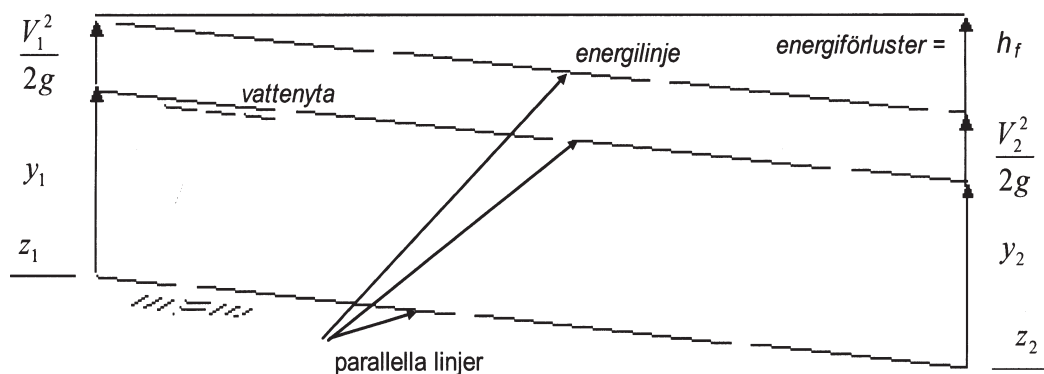
Formel 4-3

där



index 1 och 2 avser respektive sektion
 h_f = friktionsförluster mellan sektionerna
 h_t = tilläggsförluster mellan sektionerna

Figur 4-2. Illustration av energiekvationen för strömning mellan två sektioner i ett vattendrag.



$z_1 - z_2 = h_f$ och $y_1 = y_2 = y_n$ och $V_1 = V_2 = V_n$
 där y_n = naturligt vattendjup

Figur 4-3. Illustration av likformig strömning.

h_f = friktionsförlust (energiförlust uttryckt i höjd, m)
 f = Darcy-Weisbach friktionskoefficient (–)
 L = betraktad längd av vattendraget (m)
 V = medelvattenhastighet (m/s)
 R = hydraulisk radie = A/P (m)
 A = våta arean (tvärsnittsarean av vattendraget) (m²)
 P = våta perimetern (längd av tvärsnittets kontaktlinje med vattendragets botten och sidor) (m)
 g = tyngdaccelerationen (m/s²)

Friktionskoefficienten, f , bestäms på olika sätt beroende på **strömningstillstånd**, alltså om strömningen är laminär eller turbulent, och beroende på **vattendragets relativa råhet** (se exempelvis Cederwall och Larsen (1976) och Chanson (2004)). För bestämning av vilket strömningstillstånd som kan anses gälla används parametern Reynolds tal enligt **Formel 4-4**. För en bred kanal gäller att om **Reynolds tal** är mindre än 2000 är strömningen laminär. I området $2000 < R_e < 4000$ sker en övergång till turbulent strömning.

$$R_e = \rho_w \frac{V \cdot D_H}{\mu} \quad \text{Formel 4-4}$$

där
 R_e = Reynolds tal (–)
 ρ_w = densitet för vatten (kg/m³)
 V = vattenhastighet (m/s)
 $D_H = 4R$ (m)
 R = hydraulisk radie = A/P (m)
 μ = dynamisk viskositet (ca 10^{-3} Ns/m² för vatten vid 20 °C)

Observera att ibland används uttrycket för kinematisk viskositet, $\nu = \mu/\rho$ som är lika med 10^{-6} (m²/s) för vatten vid 20 °C

Beräkning av vattendragets relativ råhet kan göras enligt **Formel 4-5**. Den i formeln ingående ekvivalenta sandråheten karakteriserar kanalväggens ojämnheter. Försök har gjorts att hitta ett förhållande mellan sandråheten och jordkornens mediandiameter, d_{50} . Naturliga vattendrag består ofta av sorterade sediment av sand, grus och sten och antar oftast inte en regelbunden och likformig bottenråhet. Därför har det visat sig svårt att hitta ett representativt värde på förhållande mellan sandråhet och jordkornens mediandiameter. Värden på kvoten k_s/d_{50} varierande mellan 1,5 och 21 finns redovisade, se exempelvis Chanson (2004).

$$\text{Relativ råhet} = \frac{k_s}{D_H} \quad \text{Formel 4-5}$$

där
 k_s = ekvivalent sandråhet (m)
 $D_H = 4R$
 R = hydraulisk radie = A/P (m)

I **Tabell 4-1** ges en beskrivning av hur strömningstillstånd och bottenens relativa råhet styr beräkningarna av friktionskoefficienten f .

I vattendrag är strömningen i regel turbulent och för det allmänna strömningstillståndet, (turbulent strömning) rekommenderas att friktionskoefficienten beräknas med Colebrook-Whites ekvation enligt **Formel 4-6**. Eftersom friktionskoefficienten förekommer såväl i vänster som höger led är beräkningen iterativ. För att underlätta beräkningen finns friktionskoefficienten uttryckt i diagramform i det så kallade Moodys diagram, se **Figur 4-4**.

$$\frac{1}{\sqrt{f}} = 2 \log_{10} \left(\frac{k_s}{3,71 \cdot D_H} + \frac{2,51}{\text{Re} \sqrt{f}} \right) \quad \text{Formel 4-6}$$

där
 f = Darcys friktionskoefficient (–)
 k_s = ekvivalent sandråhet (m)
 $D_H = 4R$ (m)
 R = hydraulisk radie = A/P (m)
 R_e = Reynolds tal (–)

I många naturliga kanalflöden är turbulensen fullt utbildad och Reynolds tal är högt. Om dessutom den relativa råheten är stor, vilket i allmänhet också är fallet, beror friktionskoefficienten endast av den relativa råheten. Mannings formel är avsedd att användas endast under sådana omständigheter, se **Formel 4-7** och **Formel 4-8**. Formeln gäller för likformig och svagt olikformig strömning.

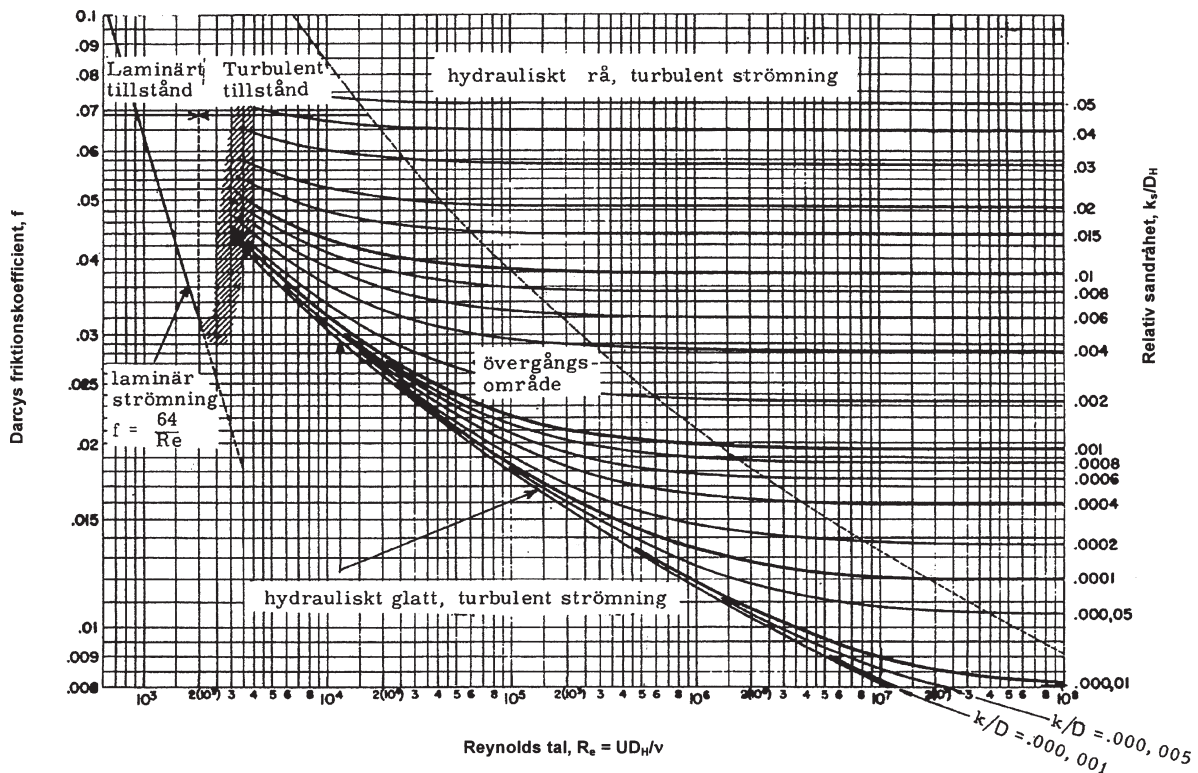
$$V = MR^{\frac{2}{3}} (\sin \theta)^{\frac{1}{2}} \quad \text{Formel 4-7}$$

om man inför $h_f/L = \sin \theta$ fås

Tabell 4-1. Beskrivning av olika sätt att beräkna friktionskoefficienten, f , beroende på strömningstillstånd och relativ råhet.

Strömningstillstånd	Anmärkning för beräkning av friktionsförluster	Intervall för Reynolds tal, Re	Exempel	Beräkning av friktionskoefficient*
Laminärt	Bottens råhet utan betydelse	$Re < 2000$	Laminär strömning med bredd/ djup > 5 . Ytvattenavrinning (djup normalt < 5 mm)	$f = 64/Re$
Övergång mellan laminärt och turbulent	Inte entydigt bestämda	$2000 < Re < 4000$		
Hydrauliskt glatt, turbulent strömning	Bottens råhet försumbar (botten är glatt, $k_s/D_H \rightarrow 0$)	$Re > 3000$		
Allmänt strömningstillstånd (turbulent)	Förutom av Re så karakteriseras strömningen av relativa råheten k_s/D_H	$Re > 3000$	Turbulent strömning i vattendrag. Ofta förekommande flöden i vattendrag	f uppskattas med Colebrook- Whites ekvation
Fullt utbildad rå turbulent strömning (vanligast)	Friktionen enbart beroende av relativa råheten	Höga Re ($> 10\,000$)	Flöden i vattendrag med komplex råhet. Exempel: grunda vatten över råa bottenar (bäckar), översvämmade bäddar med vegetation.	Friktionsförlusten uppskattas med Mannings tal eller Stricklers koefficient

*) Se Chanson (2004) för detaljerade rekommendationer.



Figur 4-4. Moodys diagram för bestämning av friktionskoefficienten, f .

$$h_f = \frac{LV^2}{M^2 R^3} \quad \text{Formel 4-8}$$

där

V = vattenhastighet (m/s)

M = Mannings tal (m^{1/3}/s)

R = hydraulisk radie = A/P (m)

θ = vattendragets bottenlutning (o)

L = vattendragets längd (m)

h_f = friktionsförlust (energiförlust uttryckt i höjd, m)

I utländsk litteratur anges ofta **Stricklers koefficient**, n , istället för **Mannings tal**, M . Dessa förhåller sig till varandra enligt **Formel 4-9**. Representativa värden på Mannings tal för flera olika förhållanden finns bland annat redovisade i Vassdragshåndboka (1998), av Cederwall och Larsen (1976), Chanson (2004) och av US Army Corps of Engineers (1994b). Som exempel kan nämnas att för naturliga vattendrag på slät jord kan Mannings tal antas variera mellan 35 och 50, enligt Cederwall och Larsen (1976).

$$n_{\text{strickler}} = 1/M \quad \text{Formel 4-9}$$

Naturligt vattendjup är det vattendjup som råder vid likformig stationär strömning, se Kapitel 4.3. För ett givet stationärt flöde kan naturligt vattendjup beräknas, med passning enligt **Formel 4-10**.

$$Q = MR_n^{\frac{2}{3}} S_b^{\frac{1}{2}} A_n \quad \text{Formel 4-10}$$

där

Q = flöde (m³/s)

S_b = bottenlutningen (nivåskillnad/sträcklängd) (m/m)

A_n = våt area för naturligt vattendjup (m²)

M = Mannings tal (-)

R_n = hydraulisk radie för naturligt vattendjup (m)

Stationär svagt olikformig strömning

Om de geometriska variationerna i ett vattendrag är måttliga kan strömningen betraktas som svagt olikformig. Efter indelning i korta element beräknas energiförlusterna i elementen med hjälp av medelvärden på de geometriska parametrarna. Om strömningsförhållandena (geo-

metrin, vattendjupet och medelhastigheten) är kända i någon sektion kan strömningsförhållandena för anslutande sträckor beräknas stegvis.

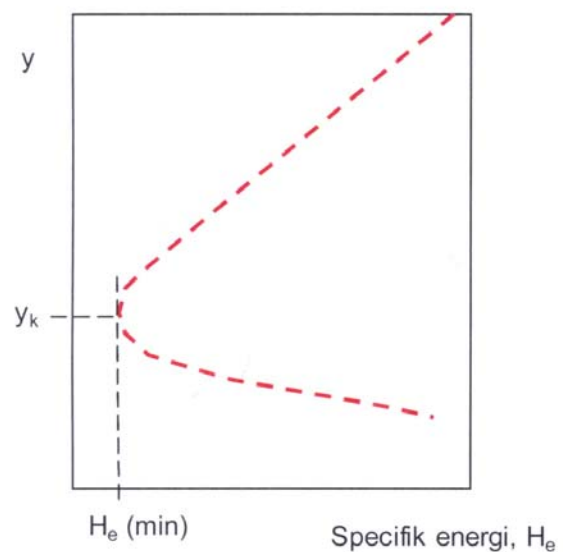
Om vattnet är strömmande, se Kapitel 4.2.2, utförs beräkningen i uppströms riktning. Om vattnet är stråkande, se Kapitel 4.2.2, utförs beräkningen i nedströms riktning. Utgångspunkten för beräkning i stråkande vatten är den bestämmande sektionen, se Kapitel 4.2.3.

4.3.2 Tilläggförluster

Vid större förändringar i vattendragets tvärsnitt och bottenprofil som vid avsmalning, utvidgning, trösklar, kurvor, förgreningar, förändring av bottenlutning och bottenfriktion uppstår lokala energiförluster. Empiriska konstanter och formler finns framtagna för beräkningar av sådana tilläggförluster, vilka dock inte redogörs för i denna rapport. Intresserade läsare hänvisas exempelvis till Vassdragshåndboka (1998).

4.3.3 Kritisk strömning

Kritisk strömning erhålles definitionsmässigt då ett givet flöde avbördas vid minimal specifik energi, $H_e(\text{min})$, definierad enligt **Formel 4-11** där bottennivån utgör referensnivå. Flödet vid en given specifik energi, H_e , kan avbördas genom sektionen vid två olika vattendjup, se **Figur 4-5**. Ett givet vattenflöde, Q , kan således avbördas med olika specifik energi och olika vattendjup. Det vat-



Figur 4-5. Specifik energi, H_e , som funktion av vattendjup, y , vid ett konstant vattenflöde, Q , samt kritiskt vattendjup, y_k

tendjup för vilket Q avbördas med lägst specifik energi kallas **kritiskt vattendjup**, y_k .

$$H_e = \frac{V^2}{2g} + y \quad \text{Formel 4-11}$$

där

H_e = specifik energi (m)

V = vattenhastighet (m/s)

För en rektangulär sektion beräknas kritisk hastighet, V_k , och kritiskt djup, y_k , enligt **Formel 4-12** och **Formel 4-13**.

$$V_k = \sqrt{gy_k} \quad \text{Formel 4-12}$$

$$y_k = \sqrt[3]{\frac{Q^2}{gT^2}} \quad \text{Formel 4-13}$$

där

V_k = kritisk hastighet (m/s)

y_k = kritiskt vattendjup (m)

Q = flöde (m³/s)

g = tyngdaccelerationen (m/s²)

T = vattendragets bredd i vattenlinjen (m)

Ofta används **Froudes tal**, F_r , enligt **Formel 4-14** vid beräkning av strömningstillstånd. Om Fr är större än 1,0 är vattenhastigheten större än den kritiska och vattnet således stråkande. Om F_r är mindre än 1,0 är vattenhastigheten mindre än den kritiska och vattnet således strömmande.

$$F_r = \frac{V}{\sqrt{gy_m}} = \frac{V}{\sqrt{g \frac{A}{T}}} \quad \text{Formel 4-14}$$

där

F_r = Froudes tal

g = tyngdaccelerationen (m/s²)

y_m = medelvattendjup = A/T (m)

A = kanalsektionens tvärsnittsarea (m²)

T = kanalsektionens bredd i vattenlinjen (m)

Variationer i geometri (till exempel bottenlutning) längs ett vattendrag kan leda till att strömningen ställvis är strömmande och ställvis är stråkande. En sektion där övergång sker mellan strömmande och stråkande vatten kallas **bestämmande sektion**. Vattendjupet i den bestämmande sektionen är kritiskt, y_k . Uppströms är vattendjupet större än y_k och nedströms lägre än y_k .

4.3.4 Vattensprång

Övergång mellan stråkande och strömmande vatten sker mer abrupt i vattensprång med stor energiförlust. För låga värden på Froudes tal ($1,0 < F_r < 1,7$) utgörs vattensprånget av vågor längs en lång sträcka, se **Figur 4-6**. För högre värden på Froudes tal blir energidissipationen mer intensiv och vattensprånget mer turbulent men det uppträder på en kortare sträcka. Nedströms branta sträckor anläggs ofta gropar för att förhindra att vattensprånget vandrar längs vattendraget (Vassdragshåndboka, 1998).

Med hjälp av en kraftbetraktelse kan ett förhållande härledas mellan de korresponderande vattendjupen uppströms respektive nedströms ett vattensprång. För specialfallet rektangulär sektion med konstant bredd och liten bottenlutning kan förhållandet skrivas enligt **Formel 4-15**.

$$\frac{y_2}{y_1} = \frac{1}{2} \left(\sqrt{1 + 8F_{r1}^2} - 1 \right) \quad \text{Formel 4-15}$$

där

y_1 = vattendjup uppströms vattensprånget (m)

y_2 = vattendjup nedströms vattensprånget (m)

F_{r1} = Froudes tal uppströms vattensprånget

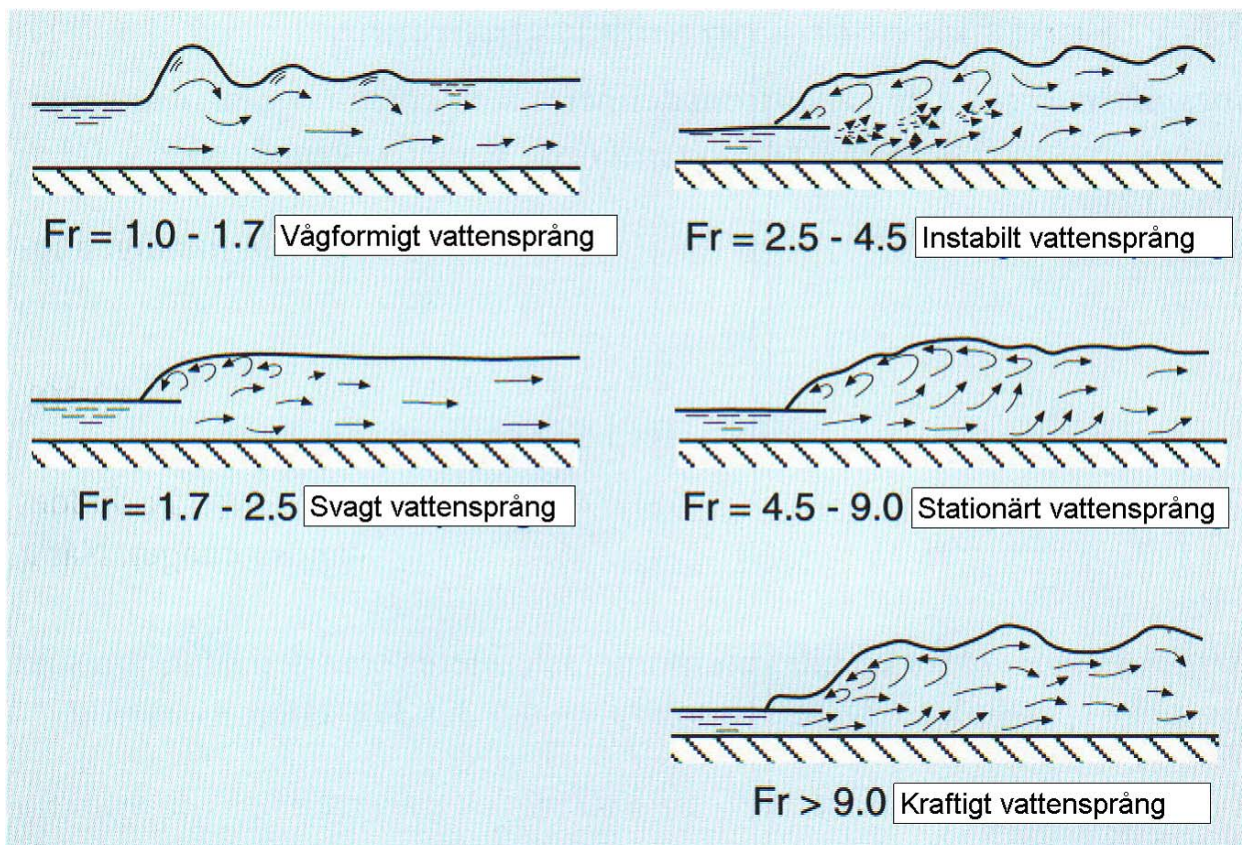
Energiförlusten över ett vattensprång kan härledas med hjälp av Bernoullis ekvation och det korresponderande vattendjupen. Energiförlusten kan tecknas enligt **Formel 4-16**.

$$\Delta H = \frac{(y_2 - y_1)^3}{4y_1y_2} \quad \text{Formel 4-16}$$

där

ΔH = energiförlusten (m)

y = vattendjup (m) enligt ovan.



Figur 4-6. Olika typer av vattensprång relaterade till Froudes tal uppströms vattensprånget (efter Chow, 1959)

4.4 OREGELBUNDENTVÄRSEKTION

Vid oregelbunden tvärsektion är det ofta lämpligt att dela upp tvärsnittet under antagande om att energilinjen lutning är densamma för alla delar, se **Figur 4-7**. Exempelvis kan en sådan uppdelning vara lämplig för ett flöde längs en sträcka som svämmat över och som inte har för skarpa kurvor. Vid skarpa kurvor är förhållandena mer komplexa med flöden i tvärled.

4.5 STRÖMNING I SKARPA KURVOR

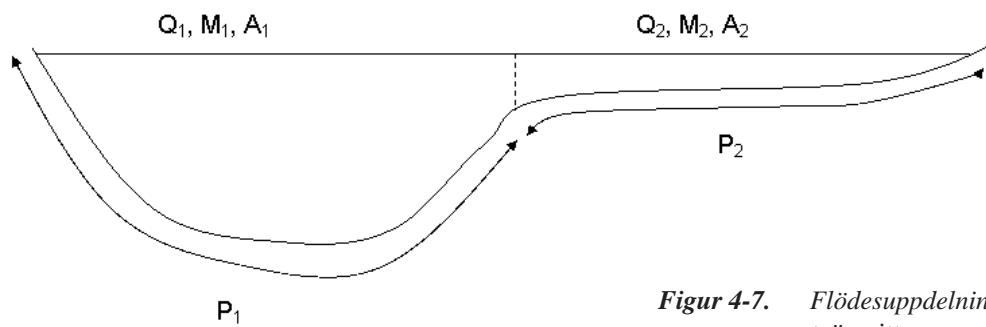
En vanlig modell för strömningen i en skarp kurva är en spiralformad strömning, vilket kan beskrivas enligt följande. Centrifugalkraften trycker upp vatten i ytterkant. Trycket på grund av överhöjningen (över vattnets medelnivå) motsvarar centrifugalkraften. I vattnet närmast botten är hastigheten lägre än medelhastigheten och därmed är centrifugalkraften lägre där. Övertrycket leder därför till en nedåtriktad ström i ytterkant och en spiralformad strömning enligt **Figur 4-8**.

4.6 FARTYGSEFFEKTER

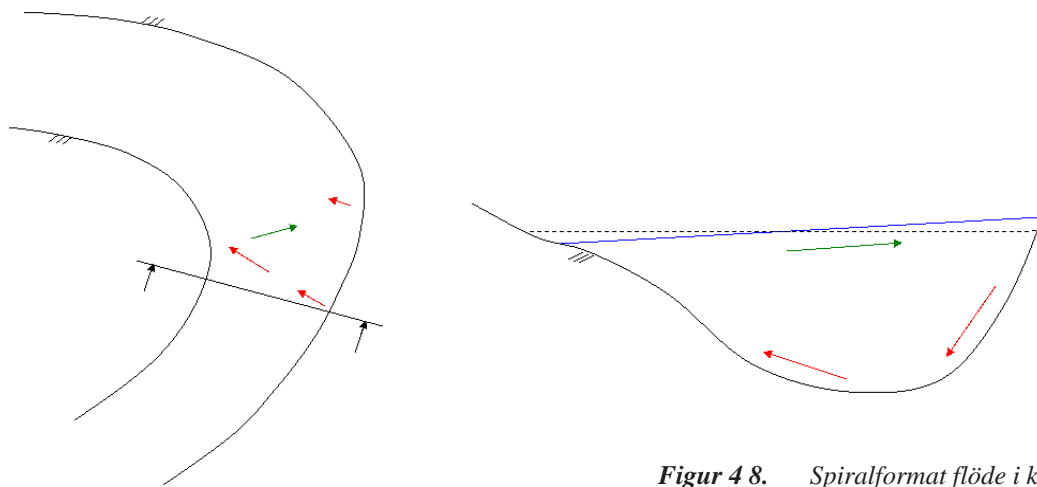
Ett fartyg som färdas genom ett vattendrag kan påverka erosionsprocessen på tre olika sätt.

För det första tränger ett fartyg undan vatten vilket strömmar bakåt utmed fartygets sidor och vattendragets stränder. Vattnets energi övergår då delvis i rörelseenergi och vattennivån sjunker liksom även fartyget. Snabba avsänkningar av vattenytan i samband med fartygspassage kan, i finkornig jord, leda till portrycksgradienter som minskar stabiliteten i strandbrinkarna.

För det andra driver fartyg upp brytande vågor (i aktern) eller om ett fartyg passerar nära stranden kan vatten föras upp på strandbrinken, se **Figur 4-9**. När det uppförda vattnet strömmar tillbaka bildas vattenhastigheter som kan behöva beaktas. Anvisningar för noggrannare bestämning av strömningshastighet vid fartygspassage, bland annat med hänsyn till avstånd mellan fartyg och strand, ges i Federal Waterways Engineering and Research Institute (2005).



Figur 4-7. Flödesuppdelning vid oregelbundet tvärsnitt.



Figur 4 8. Spiralformat flöde i kurva.



Figur 4-9. Uppfört vatten vid fartygspassage (från Federal Waterways Engineering and Research Institute, 2005).

För det tredje kan jetstrålen från fartygens propellerdrift ha eroderade inverkan i vattendrag om fartyg passerar (eller manövrerar) nära stränder eller om avståndet mellan botten och propellern är litet. I Federal Waterways Engineering and Research Institute (2005) finns anvisningar för uppskattning av strömningshastigheter på grund av jetstrålar från propellerdrift i olika situationer (med eller utan roder, multipla propellrar etc.) i olika lägen i förhållande till propellern. Inverkan av höghastighetsfartyg på skärgårdsmiljö har bland andra studerats av Allenström et al (2003).

5 EROSION

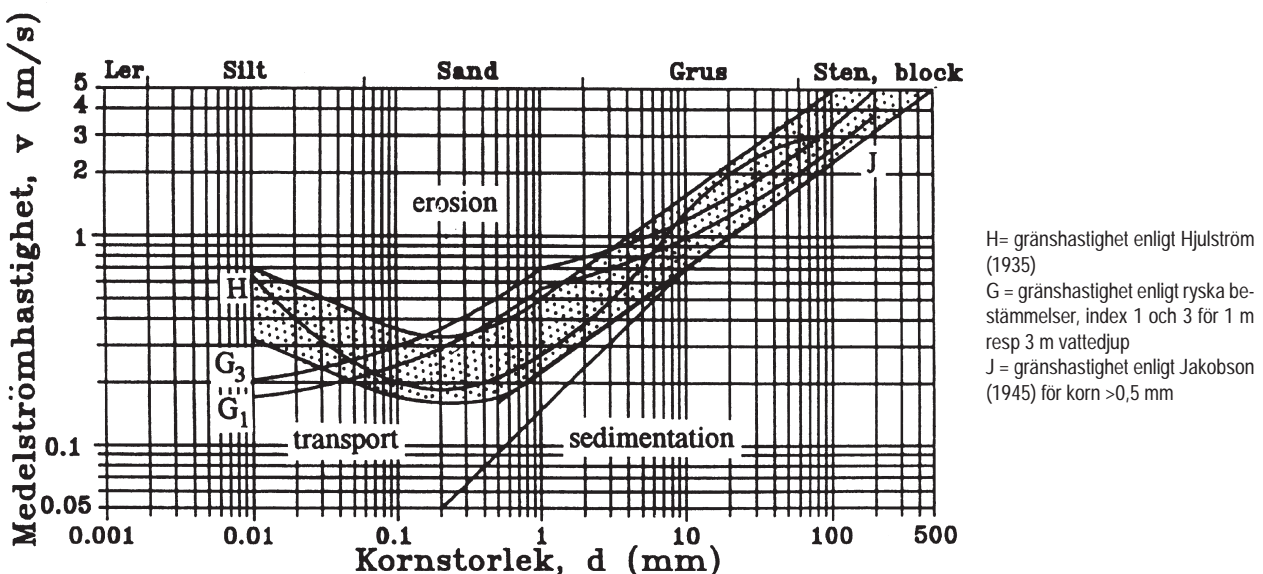
5.1 INTRODUKTION

För att jordmaterial ska kunna eroderas krävs dels en vattenhastighet eller vindhastighet som är tillräckligt hög, dels att materialet är erosionskänsligt. De mest erosionsbenägna jordarna är ensgraderade och har en kornstorleksfördelning motsvarande finsand och mellansand, se *Figur 5-1*. Mindre känsliga för erosion är månggraderad, måttligt eller dåligt sorterad jord, som till exempel morän. Det erosionskänsliga materialet i de ytligaste skikten i sådana jordar kan dock spolats bort av vågor och vattenströmmar. Då lämnas grövre fraktioner kvar i ytan och bildar en så kallad stenpäl, som har hög motståndskraft mot fortsatt erosion.

När jordmaterialet utgörs av små kornstorlekar, silt och ler, ökar motståndet mot erosion, beroende på bindningskrafter mellan kornen. Därför brukar man skilja på beräkning av lossgörande och transport i formler för friktionsjord (jord som inte innehåller silt och ler) och i kohesiv jord (jord som innehåller silt och ler).

I ett vattendrag kan strömmande vatten sätta bottenmaterialet i rörelse. När materialet längs botten består av kohesionsjord (minst 10 % ler) beror motståndskraften mot erosion till allra största delen på de elektrokemiska bindningskrafterna mellan de individuella partiklarna. Då bottenmaterialet är uppbyggt av friktionsjord är det kornens densitet, form, gradering och packningsgrad samt botten lutning och de hydrodynamiska krafterna som avgör om kornen ska rubbas ur sitt jämviktsläge eller inte.

Det kraftspel som får sedimentkorn att lossna från botten eller slänten i ett vattendrag och ryckas med i vattenströmmen är komplicerat. Vattenströmmens påverkande effekt brukar för friktionsjord modelleras med den skjuvspänning som strömmen orsakar på botten, se Kapitel 5.2.2. Denna jämförs sedan med den kritiska skjuvspänning som behövs för att sätta kornen i rörelse. I kohesiva jordar är det svårare att bestämma den kritiska skjuvspänningen. Ofta krävs mätningar för att bestämma empiriska konstanter som används vid beräkningar av erosion och transport.



Figur 5-1. Samband mellan strömshastighet, kornstorlek och sedimentets transporttillstånd enligt olika undersökningar (efter Bygg, 1972).

5.2 FRIKTIONSMATERIAL

5.2.1 Krafter som krävs för att sätta material i rörelse – kritisk skjuvspänning

Den kritiska skjuvspänningen, alltså den skjuvspänning som får kornen att stötvis sättas i rörelse, kan för friktionsjord bestämmas genom att studera de destabiliserande och stabiliserande krafter som verkar på kornen.

På ett korn verkar i huvudsak lyftkraft, dragkraft och tyngdkraft enligt **Figur 5-2**. Dragkraften orsakas av strömmingsmotståndet som kornet utgör. Lyftkraften beror av den osymmetriska strömningsbilden och tryckfördelningen kring kornet. Antag att ett enskilt korn med diametern d , påverkas av en skjuvspänning, t_0 , orsakad av de olika krafterna. Då kan följande ekvationer ställas upp:

$$t_0 = \frac{F}{A} = \frac{F}{d^2 k} \quad \text{Formel 5-1}$$

där

t_0 = skjuvspänning (N/m²)

F = kraft (N)

A = tvärsnittsarea (m²)

d = korndiameter (m)

k = konstant som korrigerar för korngeometrin

Dragkraften, F_D , lyftkraften, F_L , och tyngdkraften, W , blir då enligt **Formel 5-2**, **Formel 5-3** och **Formel 5-4**.

$$F_D = t_0 \cdot d^2 \cdot k_1 \quad \text{Formel 5-2}$$

$$F_L = t_0 \cdot d^2 \cdot k_2 \quad \text{Formel 5-3}$$

$$W = (g_s - g_w) \cdot d^3 \cdot k_3 \quad \text{Formel 5-4}$$

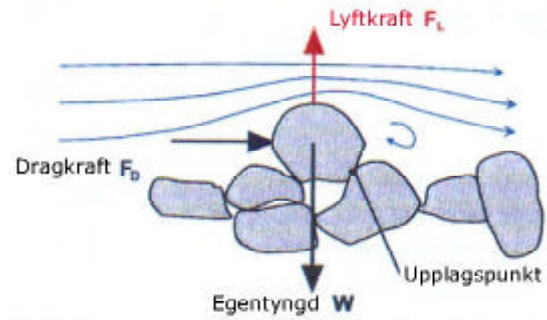
där

g_s = kompaktthet för jorden (N/m³)

g_w = vattnets tunghet (N/m³)

Friktionskraft, F_F , mot ett horisontellt plan med friktionsvinkel, f , mellan korn och planet kan ställas upp enligt **Formel 5-5**.

$$F_F = (W - F_L) \tan f \quad \text{Formel 5-5}$$



Figur 5-2. Krafter som verkar på de korn som utsätts för strömmande vatten (från Vassdragshåndboka, 1998).

Erosion kan antas ske då dragkraften och friktionskraften är lika stora och då skjuvspänningen skrivs med index c för att ange kritisk skjuvspänning, se **Formel 5-6**.

$$F_D = F_F = (W - F_L) \tan f = ((g_s - g_w) d^3 k_3 - t_c d^2 k_2) \tan f \quad \text{Formel 5-6}$$

Ur **Formel 5-6** härleds det dimensionslösa så kallade **Shields tal**, t_* , i vilket alla de geometriska korrektionsfaktorerna och $\tan f$ är samlade, enligt **Formel 5-7**.

$$t_* = \frac{t_0}{(g_s - g_w) d_s} = \frac{t_0}{r_w (s-1) g d_s} \quad \text{Formel 5-7}$$

där

t_* = Shields tal (-)

t_0 = skjuvspänning längs botten (N/m²)

g_s = kompaktthet för jorden (N/m³)

g_w = vattnets tunghet (N/m³)

$s = r_s / r_w$ där r = densitet för jord respektive vatten (kg/m³)

d_s = kornstorlek (m)

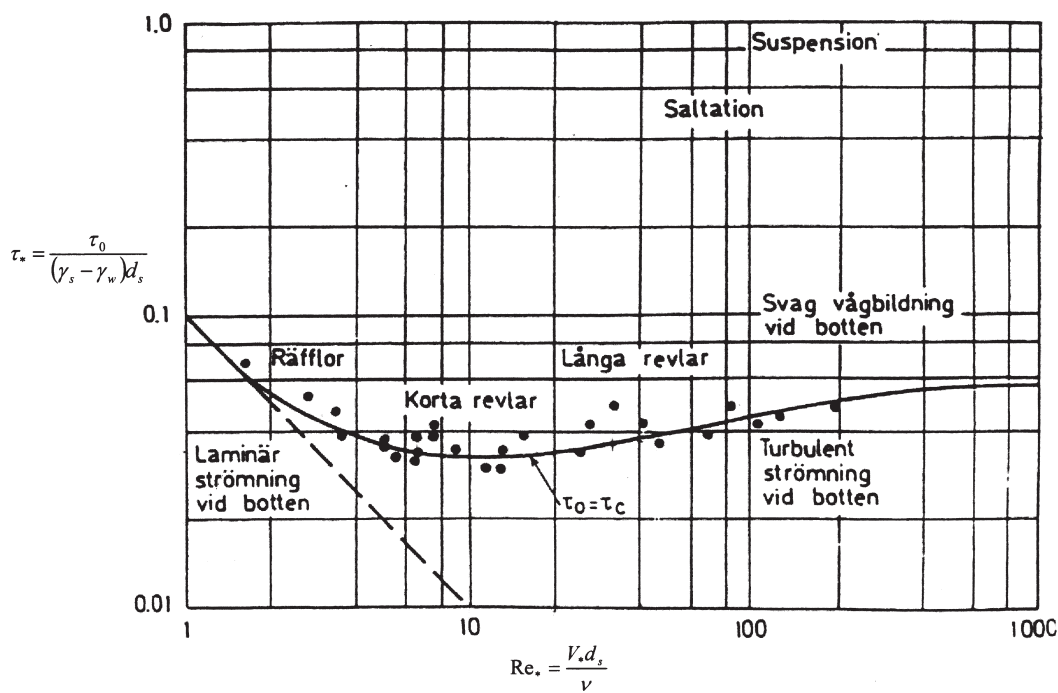
Om erosion sker, alltså den kritiska skjuvspänningen har uppnåtts, skrivs formeln enligt **Formel 5-8**.

$$t_{*c} = \frac{t_c}{(g_s - g_w) d_s} = \frac{t_c}{r_w (s-1) g d_s} \quad \text{Formel 5-8}$$

Shields utförde försök med ensgraderat material på slät horisontell botten och fick fram vilka värden på τ_* som gav erosion respektive för vilka värden botten var stabil. Resultaten redovisas i ett diagram, det så kallade Shields diagram, se **Figur 5-3**. Den heldragna linjen representerar $\tau_0 = \tau_c$. För att använda diagrammet behöver man veta partikeldiametern, d_s , samt skjuvspänningen, τ_0 , längs botten. Vid graderat material anger Cederwall & Larsen (1976) att man kan ansätta d_{50} som ett representativt värde för d_s medan Vassdragshåndboka (1998) anger d_{60} som ett representativt värde.

Om man känner genomsnittshastigheten i vattenströmmen kan man använda Hjulströms diagram för att uppskatta gränsen mellan erosion, transport och sedimentation, se **Figur 5-4**. Diagrammet baseras på försök utförda på relativt ensgraderat material och konstant vattendjup.

Material längs med slänterna på ett vattendrag, det vill säga korn som befinner sig i ett lutande plan, eroderar lättare jämfört med korn som har ett horisontellt underlag. Av denna anledning används en korrektionsfaktor, K , som uttrycker hur mycket erosionskänsligare släntmaterialet är än bottenmaterialet i ett vattendrag. Kornstorleken för släntmaterialet multipliceras med K innan värdering görs av om materialet är stabilt eller inte. Enligt Vassdragshåndboka (1989) kan K beräknas enligt **Formel 5-9**.



där

τ_* = Shields tal (-)

τ_0 = skjuvspänning längs botten (kPa)

γ_s = kompaktthet för jorden (N/m³)

γ_w = vattnets tunghet (N/m³)

Re_* = Reynolds skjuvspänningstal = $V_* d_s / \nu$ (-)

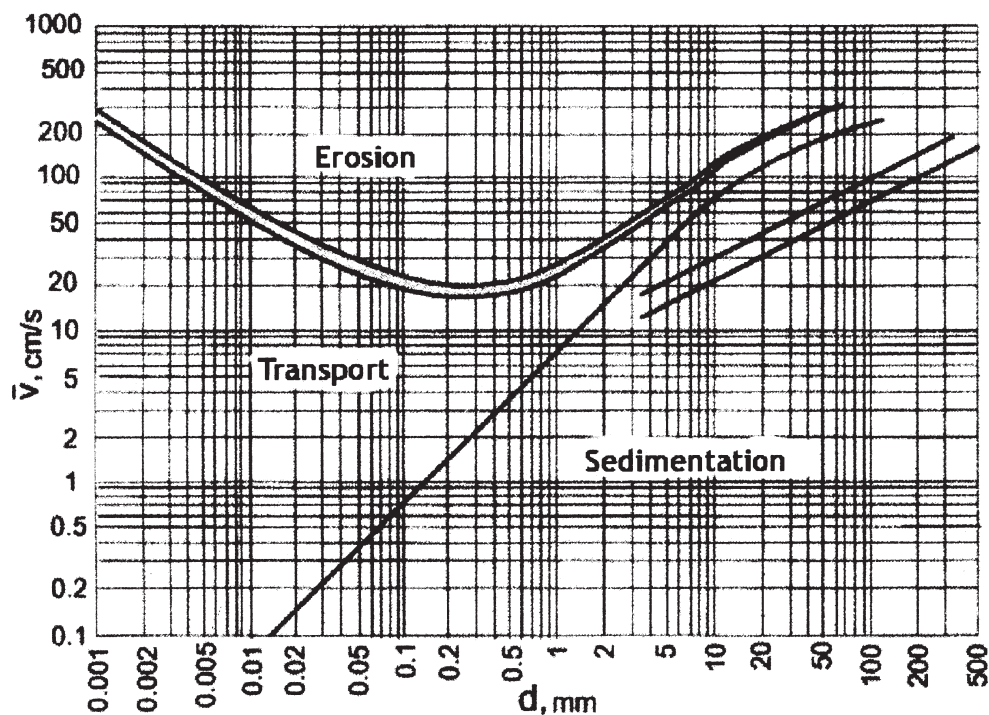
V_* = skjuvspänningshastigheten (m/s), se Formel 5-14

d_s = kornstorlek (m)

ν = kinematisk viskositet, $\nu = \mu / \rho_s$ och lika med

10^{-6} (m²/s) för vatten vid 20 °C

Figur 5-3. Shields diagram (efter Shields, 1936). Den vågformade kurvan visar den kritiska skjuvspänningen vid begynnande erosion, det vill säga, punkter under kurvan representerar korn som ligger kvar på botten, medan punkter över kurvan representerar korn som eroderas.



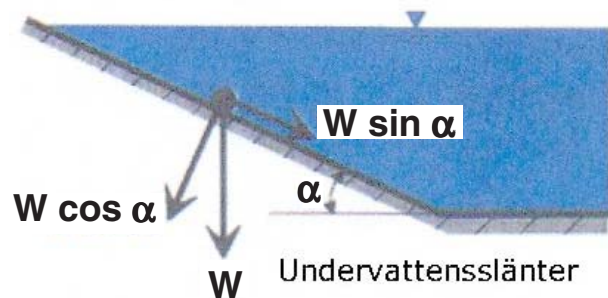
Figur 5-4. Hjulströms diagram (efter Vassdragshåndboka, 1998 och Hjulström, 1935).

$$K = \sqrt{1 - \frac{\sin^2 \alpha}{\sin^2 \varphi}} \quad \text{Formel 5-9}$$

där

α = släntlutning ($^\circ$)

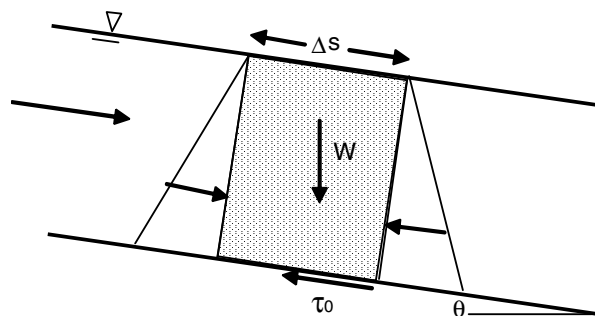
φ = jordmaterialets friktionsvinkel ($^\circ$)



Figur 5-5. Krafter verkande på korn i ett lutande plan, exempelvis längs slänterna på ett vattendrag (från Vassdragshåndboka, 1998).

5.2.2 Vattnets påverkan på bottenmaterial

För stationär likformig strömning kan ett jämviktsförhållande ställas upp för de krafter som verkar på en sträcka, Δs , längs vattendraget, enligt Figur 5-6 och Formel 5-10.



Figur 5-6. Krafter verkande på en sträcka, Δs , vid stationär likformig strömning.

$$\tau_0 P \Delta s = \rho_w g A \Delta s \sin \theta \quad \text{Formel 5-10}$$

som kan förenklas till:

$$\tau_0 = \rho_w g \frac{A}{P} \sin \theta = \rho_w g R \sin \theta \quad \text{Formel 5-11}$$

där

τ_0 = skjuvspänning längs botten (N/m²)

P = våta perimetern (längd av tvärsnittets kontaktlinje med vattendragets botten och sidor (m))

Δs = studerad sträckan längs vattendraget (m)

ρ_w = vattnets densitet (kg/m³)

A = våta arean (tvärsnittsarean av vattendraget) (m²)

θ = bottenens lutning (°)

R = A/P (hydraulisk radie) (m)

Skjuvspänningen längs den våta arean brukar tecknas enligt **Formel 5-12**.

$$\tau_0 = C_d \frac{1}{2} \rho \cdot V^2 \quad \text{Formel 5-12}$$

där

C_d = $f/4$ (en motståndskoefficient även kallad Fannings friktionsfaktor, se Chanson, 2004)

f = Darcy-Weisbach friktionskoefficient, (-)

V = vattenhastighet (m/s)

En kombination av Formel 5-10 och Formel 5-12 ger hastigheten, V , enligt **Formel 5-13** (Chézys ekvation).

$$V = \sqrt{\frac{8g}{f}} \sqrt{\frac{4A}{P} \sin \theta} \quad \text{Formel 5-13}$$

där

g = tyngdaccelerationen (m/s²)

f = Darcy-Weisbach friktionskoefficient, (-)

P = våta perimetern (m)

A = våta arean (tvärsnittsarean av vattendraget) (m²)

θ = bottenens lutning (°)

För beräkningar av sedimenttransport används ofta parametern skjuvspänningshastighet, V_* , definierad enligt **Formel 5-14**.

$$V_* = \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho_w}} \quad \text{Formel 5-14}$$

där

τ_0 = skjuvspänning längs botten (N/m²)

ρ_w = vattnets densitet (kg/m³)

För stationär svagt olikformig strömning kan man visa att ett liknande uttryck som Formel 5-11 gäller, med energilinjens lutning i stället för bottenlutningen, se **Formel 5-15**.

$$\tau_0 = \rho_w g R I_e \quad \text{Formel 5-15}$$

där

R = A/P (hydraulisk radie) (m)

ρ_w = vattnets densitet (kg/m³)

g = tyngdaccelerationen (m/s²)

P = våta perimetern (m)

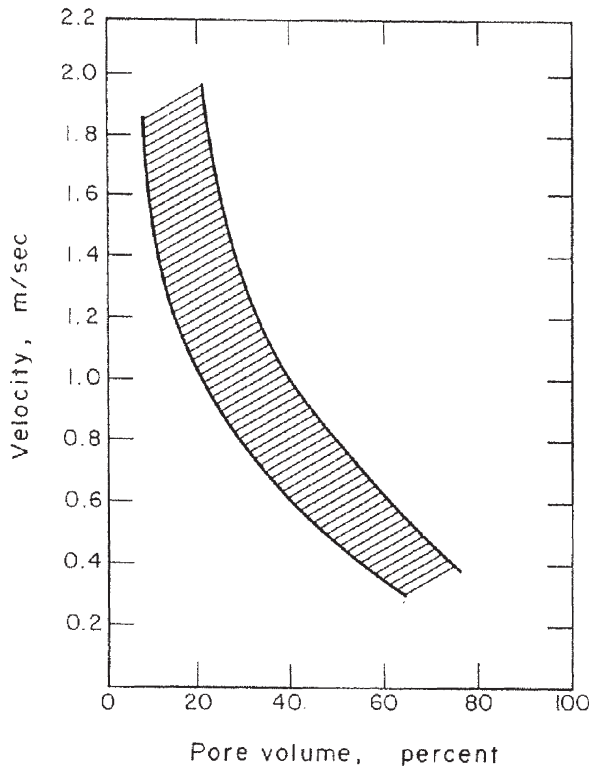
I_e = energilinjens lutning (m/m)

Notera att ibland används hydraulisk diameter, D_H , som förhåller sig till den hydrauliska radien, R , enligt **Formel 5-16**.

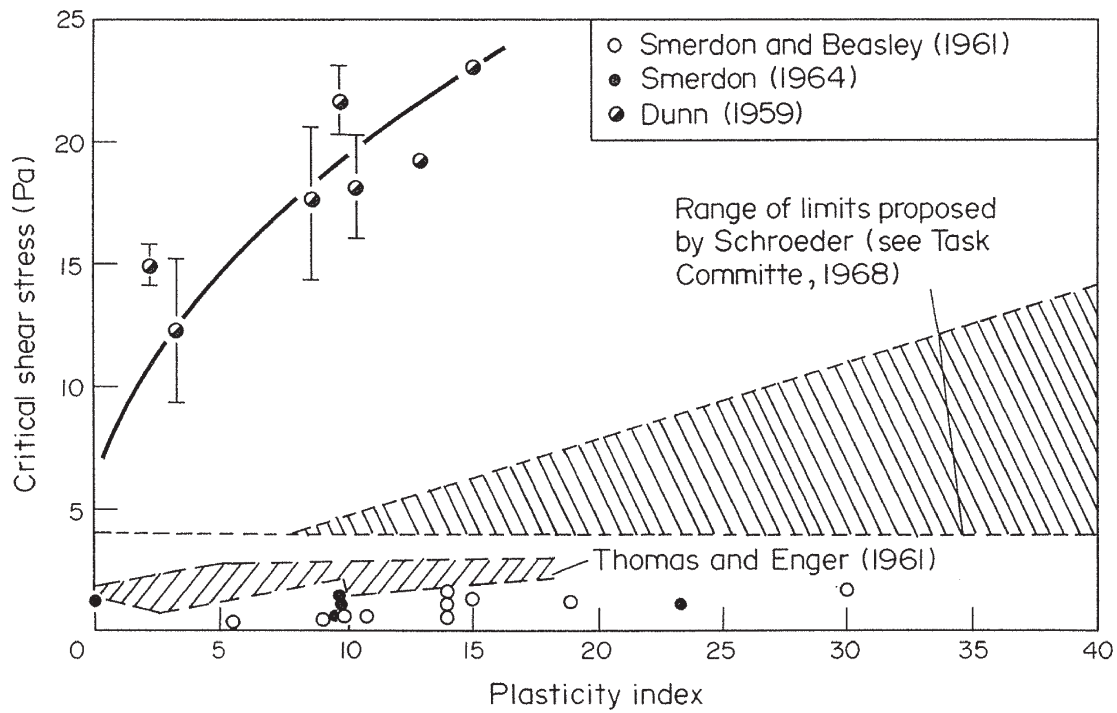
$$D_H = 4 \frac{A}{P} = 4R \quad \text{Formel 5-16}$$

5.3 KOHESIONSMATERIAL

Motståndskraft mot erosion i kohesiva material som lera och silt beror förutom de yttre krafterna även på den elektrokemiska bindningen mellan individuella partiklar. Kohesionsmaterial utsätts ofta för uttorkning av ytskiktet och för hävning vid frysning/tining vilket kan leda till förutsättningar för erosion. Undersökningar har utförts där man försökt relatera en kritisk skjuvspänning för lossgörande av partiklarna till mätbara egenskaper hos jordarter och flödesförhållanden. Dessa försök har dock inte gett något entydigt resultat. Diagram för kritisk hastighet som funktion av portalet, e , presenterat av ryska bestämmelser brukar ofta användas, se **Figur 5-7**, men osäkerheten i detta är stor (Handboken Bygg, 1984). Förslag har också getts på att relatera den kritiska skjuvspänningen till plasticitetsindex, se **Figur 5-8**.



Figur 5-7. Kritisk vattenhastighet för erosion som funktion av porvolymen (från Garbrecht, 1961).



Figur 5-8. Kritisk skjuvspänning för erosion längs botten som funktion av plasticitetsindex (från Raudkivi, 1990).

6 SEDIMENTTRANSPORT

6.1 INLEDNING

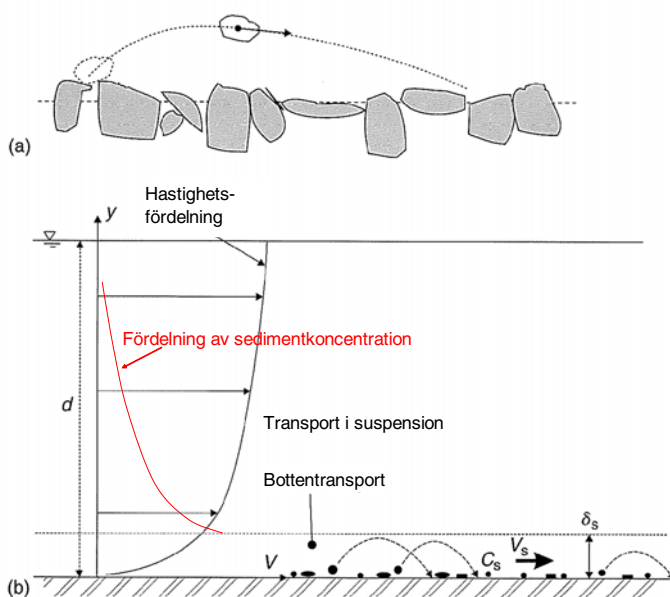
Då erosionsprocessen inletts sker transporten av det eroderade materialet till en början som en transport av partiklar som rullar och hasar längs botten, vilket benämns **bottentransport**. Vid ökad vattenhastighet övergår bottentransporten till **saltation**, vilket innebär att kornen har sådan energi att de mer eller mindre hoppar fram längs botten. Dessa korn kan vid nedslagen på botten orsaka transport av ytterligare partiklar. Nästa hastighetssteg i vattentransporten innebär att de virvelrörelser som uppstår i vattnet förmår att lyfta eroderade partiklar och en transport av **uppslammat och suspenderat material** erhålls. För finmaterial gäller att det transporteras nästan uteslutande som suspenderat. De olika transportformerna visas i *Figur 6-1*.

Beräkningar av transportkapacitet kan göras indelat i bottentransport och i transport av suspenderat material eller genom att beräkna den totala transporten direkt. Som vid de flesta beräkningar måste resultaten verifieras med fältmätningar. Många olika metoder finns framtagna an-

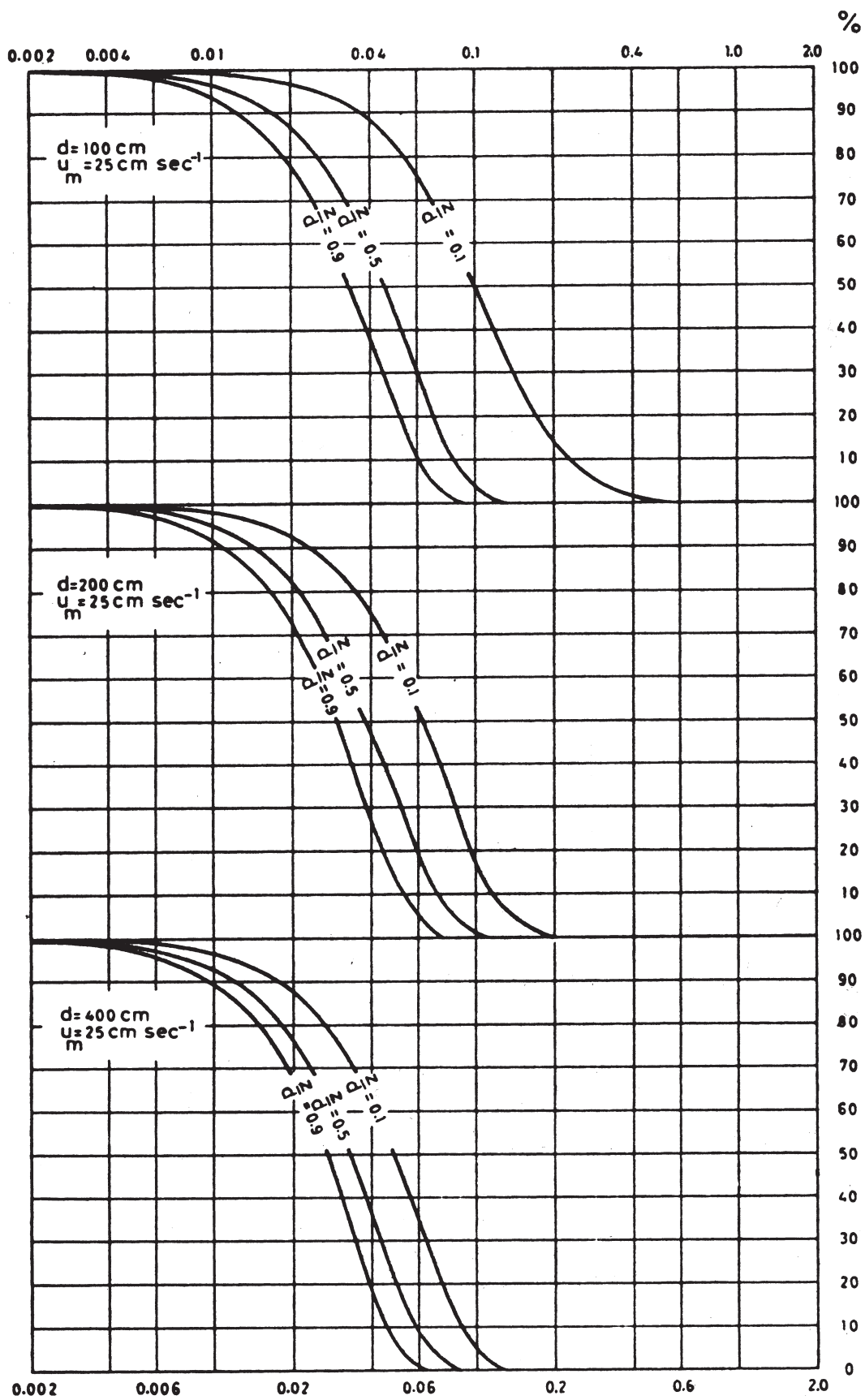
passade efter vilken typ av sediment som finns på platsen, vilken typ av transport (botten, suspension eller total) som man vill mäta och vilken noggrannhet som eftersträvas. Vanligtvis mäts transporten med hjälp av sedimentfällor (grävda hål, byggda ”uppfångare”), genom att mäta sedimentation vid någon strandnära konstruktion, märkning av sedimentpartiklar eller genom en kombination av koncentrations- och vattenhastighetsmätning (Larson, 2008). Noggranna beskrivningar av lämpliga metoder ges bland annat av Deltares (2005) och Davis (2005).

Resultat från beräkning av vertikal fördelning av suspenderat material i ett vattendrag har bland annat redovisats av Sundborg (1956), se *Figur 6-2*. Beräkningarna är gjorda för koncentration i procent vid nivån z i förhållande till den på en referensnivå 6 cm över bottenens nivå.

Eroderat material transporteras efter lösryckning kortare eller längre sträckor beroende på vattenhastigheten. Ofta kommer suspenderat material att avsättas och ryckas loss i många omgångar tills de blir avsatta och liggande i tillräckligt lugnt vatten. Områden där sedimenten blir liggande brukar kallas ackumulationsområden.



Figur 6-1. Transportformer. I (a) transport genom saltation, i (b) bottentransport och transport i suspension (efter Chanson, 2004)



Figur 6-2. Fördelning av suspenderat material i ett vattendrag för olika djup, d , och vattenhastigheter, $u_m = 25 \text{ cm/s}$ (medelhastighet vid vattenytan) (efter Sundborg, 1956).

För att beräkna transporten av sediment krävs också modellerade värden på vattenströmningens förmåga att bära med sig sedimenten. Förmågan att bära med sig material beror på hur mycket sediment som finns suspenderat i vattnet.

När bottenmaterialet sätts i rörelse bildas olika mönster/ytformer längs botten beroende på bland annat vattenhastighet, vattendjup och typ av sediment. I **Figur 6-3** visas olika ytformer för ökande vattenhastighet (här uttryckt genom Froudes tal, F_r , se Formel 4-14). Det friktionsmotstånd som botten ur hydraulisk synvinkel representerar, orsakas både av sedimentkornen i själva ytan (bottens råhet) och av den ytform som för tillfället råder (formmotstånd). Olika ytformer ger alltså olika motstånd mot lossgörande och transport.

Genom att studera olika ytformer längs botten kan man få en uppfattning om vilka transportprocesser som har skett. I finsediment är räfflor det tidigaste tecknet på att transport förekommer. Räfflorna har oftast en längd mindre än 0,5 m och en höjd högre än 5 cm. I grövre sediment är bankar och dyner första tecknen på transport. Räfflor kan förekomma ovanpå dyner och bankar.

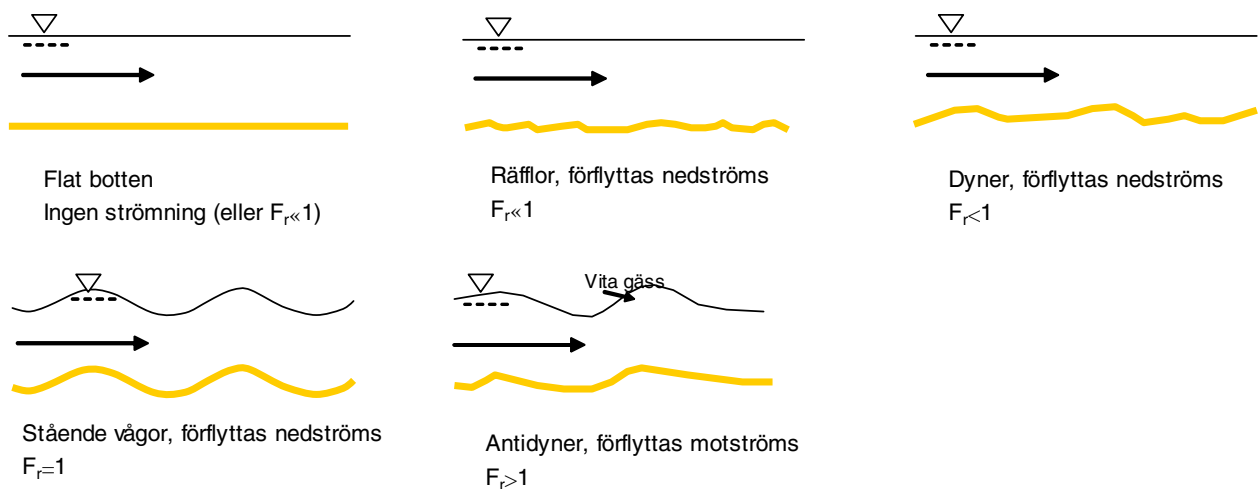
Då erosion kommit igång och bildat former längs botten råder inte de entydiga samband som tagits fram av Shield. Diagram och korrektionsfaktorer som tar hänsyn till olika typer av former längs botten finns framtagna (se bland annat Chanson, 2004 och US Army Corps of Engineers, 1995).

6.2 FRIKTIONSMATERIAL

För friktionsmaterial (exempelvis sand och grus) finns olika formler framtagna för beräkning av bottentransport, transport av suspenderat material och total sedimenttransport. Transportkapaciteten är liten så länge det bara är frågan om bottentransport och är då proportionell mot differensen $\tau_0 - \tau$.

6.2.1 Beräkning av bottentransportkapacitet

Bottentransport definieras som den del av den totala transporten som är i mer eller mindre kontinuerlig kontakt med botten. Bottentransport sker när skjuvspänningen längs botten överskrider ett kritiskt värde. En mängd olika empiriska och semi-empiriska formler finns föreslagna i litteraturen, varav de mest kända är de som tagits fram av Shield, Einstein och Meyer-Peter framtagna, se **Tabell 6-1**.



Figur 6-3. Olika ytformer längs botten för ökande värde på Froudes tal, F_r .

Tabell 6-1. Formler för beräkning av bottentransportkapacitet.

Referens	Bottentransportkapacitet, q_s (m ² /s)
Shields (1936)	$q_s = q \cdot 10 \frac{\sin \theta}{s} \frac{\tau_0 - \tau_c}{\rho g (s-1) d_s}$
Einstein (1950)	$q_s = \sqrt{(s-1)gd_s^3} \cdot f \cdot \left[\frac{\rho(s-1)gd_s}{\tau_0} \right]$
	där f = Darcys friktionskoefficient
Meyer-Peter (1949, 1951)	$q_s = \sqrt{(s-1)gd_s^3} \cdot \left[\frac{4\tau_0}{\rho(s-1)gd_s} - 0,188 \right]^{3/2}$
	där
	q_s = flöde per breddmeter (m ² /s)
	τ_0 = skjuvspänning längs botten (kPa)
	ρ_s = kompaktdensitet för jorden (kg/m ³)
	ρ_w = vattnets densitet (kg/m ³)
	s = ρ_s/ρ_w
	d_s = representativ partikel diameter (m)
	f = Darcys friktionskoefficient (-)

Exempel

Problemet

Ett vattendrag med stor bredd och ett djup av 0,6 m har en bottenlutning, θ , av 0,046° ($\sin \theta = 0,0008$). Materialet längs botten består av en blandning av relativt tunga partiklar med en kompaktdensitet, $\rho_s = 2980$ kg/m³, och en medeldiameter av $d_{50} = 950$ µm. Beräkna bottentransportkapaciteten med hjälp av formler enligt Meyer-Peter. Antag likformig, stationär strömning.

Lösningen

Först bestämmer vi om vattenhastigheten är tillräcklig för att sätta materialet i rörelse med hjälp av Shields diagram.

Skjuvspänning längs botten för en bred kanal beräknas med Formel 5-15 enligt

$$\tau_0 = \rho g R I_e \approx \rho g d \sin \theta = 1000 \cdot 9,81 \cdot 0,6 \cdot 0,0008 = 4,70 \text{ kPa}$$

och skjuvspänningshastigheten enligt Formel 5-14:

$$V_* = \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}} = \sqrt{gd \sin \theta} = \sqrt{9,8 \cdot 0,6 \cdot 0,0008} = 0,069 \text{ m/s}$$

Shields tal beräknas med Formel 5-7 enligt

$$\tau_* = \frac{\tau_0}{\rho_w (s-1) g d_s} = \frac{4,70}{998,2 \cdot 1,98 \cdot 9,8 \cdot 0,00095} = 0,255 \text{ kPa}$$

Reynolds skjuvspänningstal beräknas enligt Figur 5-3 till

$$Re_* = \frac{V_* d_s}{\nu} = \frac{0,069 \cdot 0,00095}{1,007 \cdot 10^{-6}} = 65,1$$

Med dessa värden och Shields diagram, se Figur 5-3, fås att vattenhastigheten är tillräcklig för sedimenttransport eftersom $\tau_* = 0,255 > \tau_c$ ($\tau_c \approx 0,046$).

Därefter beräknas bottentransportkapaciteten med Meyer-Peter formeln enligt Tabell 6-1.

Transportkapacitet (Meyer-Peter):

$$q_s = \sqrt{(s-1)gd_s^3} \cdot \left[\frac{4\tau_0}{\rho(s-1)gd_s} - 0,188 \right]^{3/2} = 9,82 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$$

Resultat: Kapaciteten för bottentransport per breddmeter är $9,82 \cdot 10^{-5}$ m²/s.

6.2.2 Beräkning av transportkapacitet av suspenderat material

Transportkapaciteten ökar snabbt när även partiklar kan transporteras i suspension. Beräkning av transport av suspenderat material förutsätter att koncentration av partiklar längs hela vattendjupet är känt. Om partikelkoncentrationen på en given nivå över botten, kornens fallhastighet och skjuvspänningshastigheten längs botten är kända kan en trolig fördelningen av suspenderat material över djupet bestämmas med hjälp av **Figur 6-4**. Transportkapaciteten av suspenderat material över tvärsnittet med ytan A, vid en viss tidpunkt kan bestämmas genom integration av **Formel 6-1**. Hela kapaciteten över en viss tidsrymd, T , fås genom ytterligare en integration enligt **Formel 6-2**.

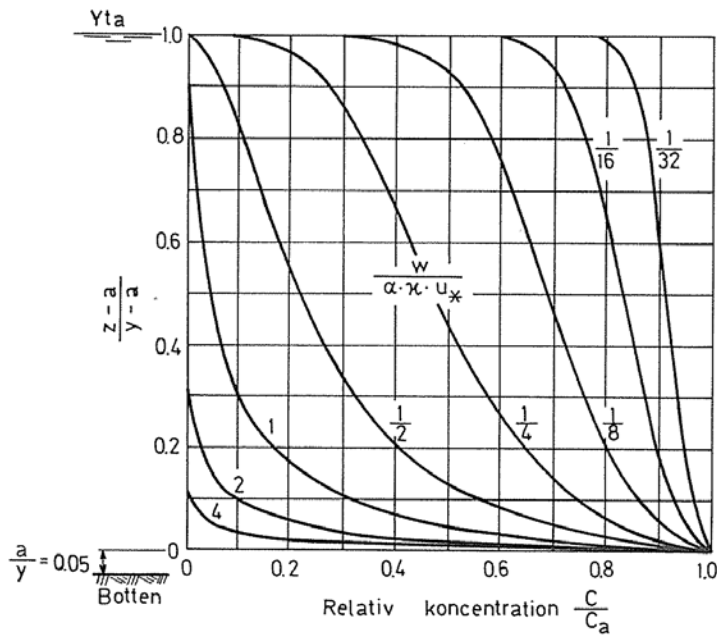
$$q_s = \int_0^A c \cdot V \cdot dz dy \quad \text{Formel 6-1}$$

där

q_s = transportkapacitet av suspenderat material per breddmeter (m²/s)

c = koncentration av suspenderat material i vattenflödet (m³/m³)

V = vattenhastighet (m/s)



I figuren anger:

c_a = koncentration på känd nivå, a , över botten

c = koncentration på nivå z

w = kornens fallhastighet relativt vätskan

α = proportionalitetskoefficient (omkring 1,0)

κ = konstant som kan antas ha värdet 0,4

$U_* = V_*$ = skjuvspänningshastigheten (m/s)

Figur 6-4. Fördelning av suspenderat material (relativ koncentration c/c_a) över djupet (från Cederwall och Larsen, 1976). För bakomliggande ekvationer hänvisas till Cederwall och Larsen.

$$q_{st} = \int_0^T q_s \cdot dt \quad \text{Formel 6-2}$$

där

q_{st} = transportkapacitet för en viss tid av suspenderat material (m^2)

6.2.3 Beräkning av total sedimenttransportkapacitet

Ett stort antal modeller för beräkning av total sedimenttransportkapacitet finns framtagna. De flesta metoderna delar in materialet i fraktioner och summerar de olika fraktionernas bidrag till totala transporten och metoderna lämpar sig därför bäst för datorberäkning. Viktigt att notera är att formlerna beräknar kapaciteten och inte den verkliga transporten. De tar varken hänsyn till inflöde, erosion eller sedimentation. Formler som nämns i litteraturen är bland andra Engelund och Hansen (1967), Einstein (1950), van Rijn (1984) och Graf (1971). Två av dessa presenteras i **Tabell 6-2**. För uppgift om övriga se exempelvis Chanson (2004).

Tabell 6-2. Empiriska formler för beräkning av total sedimenttransport.

Referens	Formel
Engelund och Hansen (1967)	$q_s = 0,4 \cdot f \frac{\tau_0}{\rho} \sqrt{\frac{d_s}{(s-1)g}}$ <p>gäller för $0,19 < d_s < 0,93 \text{ mm}$</p>
Graf (1971)	$\frac{q_s}{q} = 10,39 \frac{VD_H / 4}{\sqrt{(s-1)gd_{50}^3}} \left(\frac{(s-1)d_{50}}{\sin \theta D_H / 4} \right)^{-2,52}$ <p>gäller för $0,1 < \left(\frac{(s-1)d_{50}}{\sin \theta D_H / 4} \right) < 15$</p>
där	<p>q_s = flöde per breddmeter (m^2/s)</p> <p>τ_0 = skjuvspänning längs botten (kPa)</p> <p>ρ_s = kompaktdensitet för jorden (kg/m^3)</p> <p>ρ_w = vattnets densitet (kg/m^3)</p> <p>s = ρ_s / ρ_w</p> <p>d_s = kornstorlek (m)</p> <p>d_{50} = kornstorlek för de partiklar som på kornfördelningskurvan svarar mot passerande viktmängd 50 % (m)</p> <p>f = Darcys friktionskoefficient (-)</p> <p>g = tyngdaccelerationen (m/s^2)</p> <p>V = vattenhastighet (m/s)</p> <p>$D_H = 4R$ (m)</p> <p>R = A/P (m)</p> <p>θ = bottenlutning ($^\circ$)</p> <p>A = våta arean (tvärsnittsarean av vattendraget) (m^2)</p> <p>T = vattendragets bredd i vattenlinjen (m)</p>

Dessa metoder bygger på resultat från studier av vattendrag med slät botten. Då olika typer av ytformer finns längs botten, se Kapitel 6.1, förändrar dessa flödesmotståndet. För att ta hänsyn till detta görs vanligen ett uppdelning av skjuvspänningen längs botten i en del som uppkommer på grund av ytfriktion för slätbotten och en som uppkommer på grund av bottenens ytformer enligt **Formel 6-3** och **Formel 6-4**. Ekvationer och diagram finns framtagna av bland andra Engelund och Hansen där hänsyn kan tas till ytformer längs botten.

$$\tau_0 = \tau_0' + \tau_0'' \quad \text{Formel 6-3}$$

där

τ_0' = ytfriktion för slätbotten

τ_0'' = friktion pga ytform

$$\tau_0'' = 0,5\rho V^2 \frac{h^2}{l \cdot d} \quad \text{Formel 6-4}$$

där

l = dynlängd (m)

d = dynhöjd (m)

Exempel

Ett vattendrag nära utlopp i en sjö har ett vattendjup, $d = 1,35$ m och en bottenlutning, nedströms, av $\sin \theta = 0,0002$. Bottenmaterialet har följande karaktäristika: $d_{50} = 1,5$ mm och $d_{90} = 2,5$ mm. Förutsäg sedimenttransport (ta hänsyn till typ av bottenkonfiguration/ytformer längs botten).

Lösning utförs i 3 steg:

- 1 Preliminära beräkningar (överslag)
- 2 Bestämning av typ av bottenkonfiguration
- 3 Fullständiga beräkningar där hänsyn tas till partikelråhet och bottenmönster

1. Preliminära beräkningar

Anta en vid kanal med likformig, stationärt flöde då beräknas skjuvspänning längs botten enligt Formel 5-15 som

$$\tau_0 = \rho g R I_e \approx \rho g d \sin \theta = 1000 \cdot 9,81 \cdot 1,35 \cdot 0,0002 = 2,64 \text{ Pa}$$

Antag fullt utbildad turbulent strömning och hög relativ råhet. Då kan medelhastigheten beräknas med hjälp

av Mannings tal enligt Formel 4-7. Antag Mannings tal = 40 vilket ger:

$$V = MR^{\frac{2}{3}} (\sin \theta)^{\frac{1}{2}} = 40 \cdot 1,35^{\frac{2}{3}} \cdot 0,0002^{\frac{1}{2}} = 0,7 \text{ m/s}$$

Med Shields diagram, se Figur 5-3, kan man se om vattenhastigheten är tillräcklig för att sätta materialet i rörelse och eventuellt transportera det vidare.

$$\text{Shields parameter: } \tau_* = \frac{\tau_0}{\rho \left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) g d_s}$$

om $d_s = d_{50}$ blir $\tau_* = 0,109 \text{ N/m}^2$

Reynolds skjuvspänningstal:

$$\text{Re}_* = \frac{V_* d_s}{\nu} = \frac{0,0514 \cdot 1,5 \cdot 10^{-3}}{10^{-6}} = 77$$

$$\text{där } V_* = \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}} = \sqrt{\frac{2,64}{1000}} = 0,0514 \text{ m/s}$$

och ν = kinematisk viskositet som för 20 gradigt vatten är $10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$

2. Bestämning av typ av bottenkonfiguration

Med Shields diagram (Figur 5-3) fås att sediment rör sig ($\tau_c = 0,05$ och $\tau_* = 0,109$) och vi ska bestämma vilken typ av bottenkonfiguration detta ger. Med diagram enligt Engelund-Hansen, se **Figur 6-5**, för sedimenttransport, fås bottenkonfigurationen med följande ingångsparametrar:

Froudes tal:

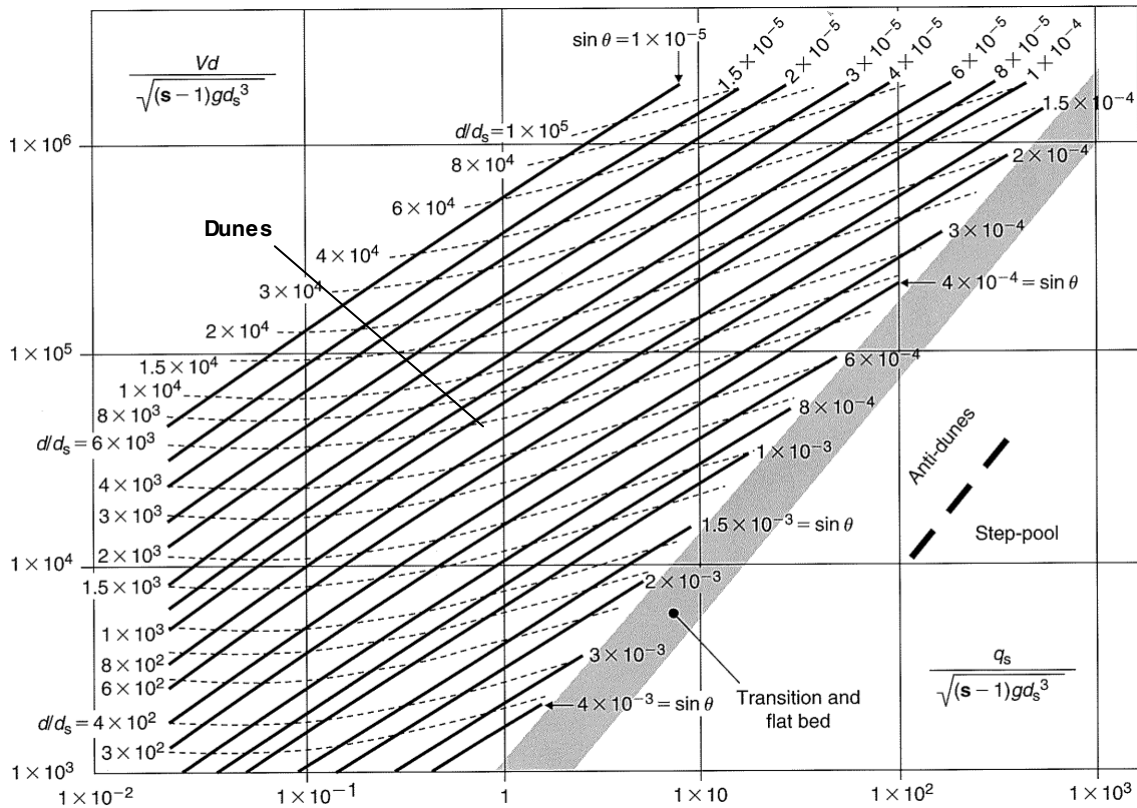
$$\frac{Vd}{\sqrt{\left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) g d_s^3}} = \frac{0,7 \cdot 1,35}{\sqrt{\left(\frac{2,65}{1} - 1 \right) 9,81 \cdot (1,5 \cdot 10^{-3})^3}} = 4,04 \cdot 10^4$$

och

Bottenlutningen: $\sin \theta = 0,0002$

Dimensionslöst vattendjup: $d/d_{50} = 1,35 / 1,5 \cdot 10^{-3} = 900$

Av diagrammet framgår att bottenkonfigurationen utgörs av dyner.



Figur 6-5. Diagram för bestämning av bottenkonfiguration enligt Engelund-Hansen, 1967 (efter Chanson, 2004). Observera att det i området för dyner endast krävs Froudes tal och kvoten för dimensionslös sedimenttransport för att bestämma flödesförhållandena.

Engelunds och Hansens diagram ger också ett överslagsvärde på sedimenttransporten per breddmeter, q_s , enligt

$$q_s \approx 0,08 \sqrt{(s-1)gd_s^3} = 0,08 \sqrt{\left(\frac{2,65}{1} - 1\right) 9,81 \cdot (1,5 \cdot 10^{-3})^3} \approx 2 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$$

3. Fullständiga beräkningar

För fullständig beräkning av total sedimenttransport då hänsyn tas till bottenkonfigurationen måste total skjuvspänning, τ_0 , längs botten uppfylla **Formel 6-3**:

$$\tau_0 = \tau'_0 + \tau''_0$$

Skjuvspänningen för bottenkonfiguration beräknas enligt **Formel 6-4**

$$\tau''_0 = 0,5 \rho V^2 \frac{h^2}{l \cdot d}$$

Olika formler för beräkning av förhållandet mellan dynlängd och dynhöjd finns presenterade av bland andra Engelund-Hansen (1967), van Rijn (1984) (se Chanson, 2004). De följande beräkningarna är iterativa (se nedan) och redogörs inte i detalj för här. Den intresserade läsaren hänvisas till Chanson (2004).

Iterativa beräkningar:

1. Antag V
2. Beräkna h , l , τ'_0 och τ''_0
3. Kontrollera och jämför $\tau_0 = \tau'_0 + \tau''_0$ och τ_0 (2,64 N/m²)
4. Om $\tau_0 = \tau'_0 + \tau''_0 > \tau_0$ välj en lägre flödes hastighet V och motsatta om $\tau_0 = \tau'_0 + \tau''_0 < \tau_0$

Dessa beräkningar ska ge $V = 0,9$ m/s, $\tau'_0 = 1,95$ N/m², $\tau''_0 = 0,7$ N/m², $h = 0,15$ m och $l = 9,9$ m.

Därefter beräknas sedimenttransportkapaciteten som summa av bottentransport och transport av suspenderat sediment.

Bottentransportkapaciteten q_s (botten) = $2,48 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$
 Vid beräkningar av transportkapacitet för suspenderat material framkommer att flödesförhållandena är just tillräckliga för att få till stånd transport i suspension och denna kan därför försummas.

Resultat:

Total transportkapacitet q_s (total) = $2,48 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$

6.3 KOHESIONSMATERIAL

Transport av kohesiva sediment är svårt att beräkna och de modeller som används baseras på ett antal empiriska data. Fältmätningar på den aktuella platsen är nödvändiga för att fastställa bland annat sedimentens egenskaper. Metoder att mäta sedimenttransport beskrivs bland andra av Deltares (2005) och av Davis (2005).

Många av de i litteraturen föreslagna modellerna för beräkning av total sedimenttransport av kohesiva material är olika varianter av **Formel 6-5**. Exempelvis kan nämnas att Sanford & Maa (2001) föreslår uttrycket enligt **Formel 6-6** och i datorprogrammet MIKE-11 används uttrycket enligt **Formel 6-7**. Såväl parametern M som τ_0 är platsspecifika och bör bestämmas med fältförsök.

$$E = \Pi [\tau_0 - \tau_c(z)]^n \quad \text{Formel 6-5}$$

där

E = eroderad mängd per yt- och tidsenhet ($\frac{\text{kg}}{\text{m}^2 \cdot \text{s}}$)

Π = empirisk konstant (beror av sedimentets egenskaper) (s/m)

τ_0 = skjuvspänning längs botten (N/m²)

τ_c = kritisk skjuvspänning (N/m²)

z = erosiondjup (m)

n = empirisk konstant

$$E = \Pi [\tau_0 - \tau_c] \quad \text{Formel 6-6}$$

$$E = \frac{\Pi}{h} \left[1 - \frac{V^2}{V_{ce}^2} \right] \quad \text{Formel 6-7}$$

där

V_{ce} = kritisk vattenhastighet vid erosion (m/s)

V = vattenhastighet (m/s)

h = djup (m)

För friktionsmaterial kan τ_c beräknas med Shields diagram, se Kapitel 5.2. För kohesiva material underskattas värdet på τ_c om det bestäms med Shields diagram eftersom detta inte tar hänsyn till de inre kohesionskrafterna som ökar motståndet mot erosion. Enligt Larson & Hanson (2006) är τ_c i storleksordningen 0,1–2 N/m² och Sanford & Maa (2001) redovisar värden på τ_c som varierar mellan 0,1 och 0,9 N/m² beräknade från försök längs några olika vattendrag.

I en studie utförd av Larson & Hanson (2006) av klimatförändringarnas förändringar av sedimenttransport i Göta älv bestämdes Π genom att sedimenttransporten var känd vid ett visst flöde. Sedimenttransporten kunde därefter beräknas för andra flöden. Författarna gjorde följande beräkningar:

Skjuvspänningen längs botten för stationär, likformig strömning är, enligt Formel 5-11, lika med:

$$\tau_0 = \rho_w g R \sin \theta$$

där

ρ_w = vattnets densitet (kg/m³)

R = hydraulisk radie = A/P

θ = bottenlutningen (o)

Enligt Formel 4-7 är vattnets medelhastighet $V = MR^{2/3} (\sin \theta)^{1/2}$ där M är Mannings tal.

Kombinera ekvationerna till:

$$\tau_0 = \rho g \frac{V^2}{R^3 M^2}$$

τ_0 bör beräknas med det kvadratiska (istället för aritmetiska) medelvärde av vattenhastigheten. Parametern Π uppskattades vidare genom att den årliga transporterade mängden eroderat material relaterades till det skjuvspänningsöverskott ($\tau_0 - \tau_c$) som medelflödet genererar. För de tre älvsträckor som analyserades beräknades på detta sätt Π till $0,18 \cdot 10^{-6}$, $0,33 \cdot 10^{-6}$ och $1,6 \cdot 10^{-6}$ s/m. Sedimenttransporten vid maximalt vattenflöde uppskatta-

des genom att beräkna skjuvspänningen som svarar mot aktuell vattenhastighet.

6.4 DATORBERÄKNINGAR

För beräkningar av transportkapacitet i naturliga vattendrag används idag oftast numeriska modeller. Modeller-na kan användas för vattendrag där sedimenten utgörs av såväl kohesiva som icke-kohesiva material. Beräknings-modeller beskrivs närmare under Kapitel 7.3.

7 SEDIMENTATION

7.1 SEDIMENTATION AV MATERIAL

Sedimentation innebär att material avsätts på botten av ett vattendrag och uppkommer när koncentrationen av inflödande material i en sektion överskrider dess transportkapacitet. Detta inträffar då friktionsförlusterna mot botten blir tillräckligt stora eller när vattenhastigheten avtar. Korn med liten diameter kan hållas i suspension vid lägre hastigheter jämfört med grövre korn. Sedimentation sker därför ofta när vattenhastigheten minskar, exempelvis på följande platser:

- där vattendragets tvärsnittsarea ökar
- vid minskad lutning hos botten
- bakom naturliga eller konstruerade uddar, utstickande element etc.
- vid större håligheter i botten
- längs innerkurvan av ett meandrande vattendrag (i och efter kurvan)
- där friktionen mot botten ökar, exempelvis vid tät vegetation

Flygbilder och fotografier från olika tidpunkter kan användas för att bedöma erosionshastigheten och det meandrande förloppet i ett vattendrag samt var det skett ackumulering under vissa tidpunkter.

7.2 BERÄKNING AV SEDIMENTERAT MATERIAL

För att beräkna sedimentationen i ett vattendrag tillämpas normalt numeriska beräkningsmetoder eftersom handberäkningar är svåra att utföra och kan användas bara för mycket översiktliga beräkningar. Som beskrivits i tidigare avsnitt används normalt olika beräkningsmodeller för bottentransport, transport av suspenderat material och för total sedimenttransportkapacitet, se Kapitel 6.2 och 6.3.

Principerna för beräkning utgår från någon av de olika framtagna transportformlerna (se exempelvis Kapitel 6.2.3). De hydrauliska beräkningarna är en förutsättning för transportformlerna och normalt tillämpas vanli-

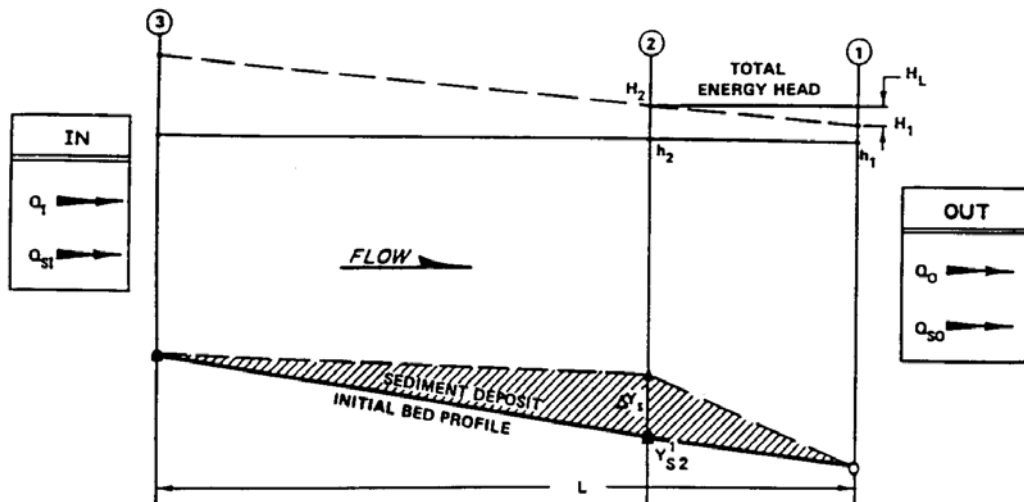
ga energiekvationer, det vill säga en konservering av energin (energilinjen), se Kapitel 4.2.4. Hänsyn tas till bottenfriktionen samt formförändringar i varje beräkningssektion. Vid beräkning delas ett vattendrag in i lämpliga längdsektioner och beräkningar utförs stegvis från en sektion till en annan. Randvillkoren är inkommande och utströmmande sedimentmängder. För att beräkna sedimentrörelser jämförs inkommande mängd sediment med transportkapaciteten. Om kapaciteten är större än inkommande sedimentmängd finns förutsättningar för erosion. Där motsatta förhållanden råder, det vill säga om mängden inkommande sediment är större än transportkapaciteten, sker en ackumulering av sediment, se *Figur 7-1*.

Som vid all beräkning måste resultaten jämföras med mätningar genom exempelvis inmätning av bottenprofilen och uppsamling av sediment i sedimentfällor.

7.3 BERÄKNINGSMODELLER

Överslagsmässigt kan handberäkningar tillämpas för erosion, transport och sedimentation. Mätningar verifierar förhållanden i vattendraget och ger bra indata till numeriska beräkningar som ska tillämpas vid mer avancerade och noggrannare beräkningar. Idag finns flera numeriska beräkningsprogram tillgängliga på marknaden. Med programmen kan beräkningar göras av var erosionen sker, hur material transporteras och var det sedimenteras.

Ett exempel är datorprogrammet HEC (finns i flera varianter där HEC-RAS behandlar simuleringar av sedimenttransport) som har utvecklats av US Army Corps of Engineers (2008). Med programmet HEC-2 kan endimensionella analyser utföras för ett stationärt, strömmande flöde nedanför en kanal med jämn botten där flödesmotståndet beräknas med Mannings formel (se Kapitel 4.3.1). Med detta kan transportkapaciteten för sediment beräknas samt var sedimentation sker. Ett annat numeriskt program som vanligtvis används i kustsammanhang, bland annat i Danmark, är MIKE 11 som kan användas i både strömmande och stråkande vatten och där flödesmotståndet beräknas med Chezy eller Mannings formler. Pro-



Figur 7-1 Flödesschema vid numeriska beräkningar (från US Army of Engineers, 1995).

där

Q_i = Vattenflöde in i sektionen (m^3/s)

Q_o = Vattenflöde ut ur sektionen (m^3/s)

Q_{si} = Sedimentflöde in i sektionen (m^3/s)

Q_{so} = Sedimentflöde ut ur sektionen (m^3/s)

grammet kan även tillämpas på vattendrag om krafterna från vågenergin försummas och endast krafter från strömmar inkluderas i beräkningen.

Beräkningsprogrammen delar in vattendraget i sektioner i såväl längs- som tvärled och olika transportkapacitetsformler, exempelvis Engelund-Hansen (1967) och van Rijn (1984), används. Som indata krävs bland annat flödet vid inloppet till den aktuella sträckan längs vattendraget, vattendragets tvär- och längdprofil, karaktäristika för jord-materialet längs sträckan (densitet, porositet, kornfördelning) och vattendjup vid sträckans utlopp. Dessutom är mätningar av sedimenttransport vid visst flöde nödvändiga för att kalibrera modellen.

Som vid all användning av datorprogram krävs att användare har en god förståelse och kunskap om de bakomvarande fundamentala ekvationerna och modellernas begränsningar liksom om hydrauliska beräkningar och de fysikaliska processer som sker i ett vattendrag. Det är alltid viktigt att kalibrera sina beräkningsmodeller mot uppmätta fält-data och att validera sina resultat.

8 REFERENSER

- Allenström, B., Bergdahl, L., Erikson, L., Eskilsson, C., Forsman, B., Hanson, H., Johansson, J., Johansson, L., Leer-Andersen, M., Svensson, U. (2003).** The interaction of large and high-speed vessels with the environment in archipelagos – Final Report. SSPA Research Report No 122. Göteborg.
- Bergström, S. (1992).** The HBV Model – its structure and applications. SMHI, RH 4, Norrköping
- Bergström, S., Hellström, S.-S., Andréasson, J. (2006).** Nivåer och flöden i Vänerens och Mälarens vattensystem. Hydrologiskt underlag till Klimat- och sårbarhetsutredningen. SMHI Reports Hydrology Nr. 20.
- Bygg (1959).** Handbok för hus-, väg- och vattenbyggnad. Band I. AB Byggmästarens förlag. Stockholm.
- Cederwall, K., och Larsen, P. (1976).** Hydraulik för väg- och vattenbyggare. LiberLäromedel. Malmö.
- Chanson, H. (2004).** The hydraulics of open channel flow: an introduction. Second edition. Elsevier Ltd.
- Chow, V.T. (1959).** Open- Channel Hydraulics, Mc Graw-Hill
- Davis, B.E. (2005).** A guide to the proper selection and use of federally approved sediment and water-quality samplers. Report Federal Interagency Sedimentation Project (FISP), Waterways Experiment Station, Vicksburg, USA (<http://fisp.wes.army.mil>)
- Deltares, (2005).** Manual sediment transport measurements. Aqua Publications. Blokzijl. <http://www.wldelft.nl/rnd/intro/fields/morphology/manual.html#indexmanual>
- DHI (2008).** MIKE 11. Sediment Transport. MIKE 11 ASC & GST. Cohesive and Non-cohesive sediment transport model. Short description. DHI Water and Environment, Hørsholm. <http://www.dhigroup.com/Software/WaterResources/MIKE11/Details/Sediment/~/-/media/1EC295FB8106450D822EA97BC57C6868.ashx/2008-03-10>
- Einstein, H., A. (1950).** The bed-load function for sediment transportation in open channel flows. US Department of Agriculture Technical Bulletin. Soil Conservation Service, No 1026. Washington DC.
- Engelund, F., and Hansen, E. (1967).** A monograph on Sediment Transport in Alluvial Streams. Teknisk Förlag. Köpenhamn.
- Federal Waterways Engineering and Research Institute (Bundesanstalt für Wasserbau) (2005).** Principles for the Design of Bank and Bottom Protection for Inland Waterways. Bulletin No 88. Karlsruhe.
- Garbrecht, G. (1961).** Erfahrungswerte über die zulässigen Strömungsgeschwindigkeiten in Flüssen und Kanälän. Wasser und Boden, vol 5.
- Graf, W. H. (1971).** Hydraulics of Sediment Transport. McGraw-Hill. New York.
- Hamill, L. (1999).** Bridge Hydraulics. E & F Spon, London and New York
- Handboken Bygg (1984).** Geoteknik. LiberFörlag. Stockholm.
- Hjulström, F. (1935).** Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the river Fyris. Uppsala.
- Jakobson, B. (1945).** Geotekniska problem i flottleder. Svenska Flottledsförbundet. Årb. 19.
- Julian, J.P. & Torres, R. (2006).** Hydraulic erosion of cohesive riverbanks. Geomorphology 76.
- Larson, M. (2008).** Lunds tekniska högskola. Personlig kontakt.
- Larson, M. och Hanson, H. (2006).** Sedimenttransport och erosion i Göta älv. Inverkan av framtida klimatförändringar. Underlagsmaterial till Klimat- och sårbarhetsutredningen. Del av underlagsrapporten Geotekniska förutsättningar för ökad avtappning från Väneren till Göta älv. Varia 565. Statens geotekniska institut. Linköping.
- Meyer-Peter, E. (1949).** Quelques problèmes concernant le Charriage des matières solides. Soc Hydro-technique de France, No 2.
- Meyer-Peter, E. (1951).** Transport des matières solides en général et problème spéciaux. Bulletin génie civil d'hydraulique fluviale, Tome 5.
- Nilsson, G. (1974).** Geomorfologi, exogena processer. Kompendium 4 . Naturgeografiska institutionen. Uppsala universitet. Uppsala.

- Rankka, K. (2004).** Detaljerad utredning av stabilitets- och avrinningsförhållanden i Mörviksravinens avrinningsområdet, Åre. Uppdrag åt Åre kommun. Diarienummer 1-0309-0544. Statens geotekniska institut. Linköping.
- Rankka, K., och Fallsvik, J. (2005).** Stability and runoff conditions - Guidelines for detailed investigation of slopes and torrents in till and coarse-grained sediments. Rapport 68. Statens geotekniska institut. Linköping
- Raudkivi, A., L. (1990).** Loose boundary hydraulics. Pergamon Press, Oxford.
- Rijn, L.C. van (1984).** Sediment transport, Part I: Bed load transport och Part II: Suspended load transport. Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, 110 (10 och 11).
- Sanford, L., P., and Maa, J., P., Y. (2001).** A unified erosion formulation for fine sediments. Marine Geology 179.
- Shields, A. (1936).** Anwendung der Aehnlichkeitsmechanik und der Turbulenz Forschung auf die Geschiebebewegung. Mitteilungen der Preussische Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau, No 26. Berlin.
- Skredkommissionen (1994).** Erosionsskydd i samband med förstärkningsåtgärder för slänter. Ingenjörsvetenskapsakademien, Rapport 1:94. Linköping.
- SOU 2007:60 (2007).** Sverige inför klimatförändringarna - hot och möjligheter, Slutbetänkande av Klimat- och sårbarhetsutredningen. Miljö- och samhällsbyggnadsdepartementet. Stockholm.
- Strahler, A.N. (1963).** The earth sciences. Harper & Row Publishers. New York.
- Sundborg, Å. (1956).** The river Klarälven. A study of fluvial processes. Meddelanden från Uppsala Universitets geografiska institution. Serie A. No 115. Uppsala.
- Sundborg, Å., and Norrman, J. (1963).** Göta älv. Hydrologi och morfologi med särskild hänsyn till erosionsprocesserna. Sveriges geologiska undersökning. Serie Ca, No 43.
- Sveriges nationalatlas (1995).** Klimat, sjöar och vattendrag. Del av Sveriges nationalatlas. Huvuddredaktör Syrén, M. Bra Böcker. Höganäs.
- US Army Corps of Engineers (1994a).** Engineering Manual, EM 1110-2-1418. Channel Stability Assessment for Flood Control Projects. <http://www.usace.army.mil/publications/eng-manuals/2008-01-15>
- US Army Corps of Engineers (1994b).** Engineering Manual, EM 1110-2-1601. Hydraulic Design of Flood Control Channels Change. <http://www.usace.army.mil/publications/eng-manuals/2008-01-15>.
- US Army Corps of Engineers (1995).** Engineering Manual, EM 1110-2-4000. Sedimentation Investigations of Rivers and Reservoirs <http://www.usace.army.mil/publications/eng-manuals/2008-01-15>.
- US Army Corps of Engineers (2008).** River analysis system. User's manual. http://www.hec.usace.army.mil/software/hec-ras/documents/HEC-RAS_4.0_Users_Manual.pdf. 2008-06-03.
- Vassdragshåndboka (1998).** Håndbok i forbygnings-teknikk og vassdragsmiljø. Norges Vassdrags- og energidirektorat. Tapir forlag. Trondheim.
- VAV (2007).** Internal flow features around bridge piers. http://www.vav.ethz.ch/research/morphology/scour/hy_flow_feature_piers. Swiss Federal Institute of Technology, Laboratory of Hydraulics Hydrology and Glaciology. Zurich. 2007-09-30
- Vägverket (1987).** Erosionsskydd i vatten vid väg- och brobyggnad. Publikation 1987:18, Vägverket.
- Vägverket (1994).** Allmänt teknisk beskrivning för vägkonstruktioner, VÄG 94. Konstruktiv utformning av underbyggnad. Publikation 1984:22, Vägverket.



Statens geotekniska institut

Besöksadress: Olaus Magnus väg 35

Postadress: 581 93 Linköping

Tel: 013-20 18 00. Fax: 013-20 19 14.

E-post: sgi@swedgeo.se. Internet: www.swedgeo.se