



VARIA 533



# Mekanismer vid stranderosion

Karin Rankka  
Wilhelm Rankka

<b>Varia</b>	Statens geotekniska institut (SGI) 581 93 Linköping
Beställning	SGI Litteratortjänsten Tel: 013-20 18 04 Fax: 013-20 19 09 E-post: <a href="mailto:info@swedgeo.se">info@swedgeo.se</a> Internet: <a href="http://www.swedgeo.se">www.swedgeo.se</a>
ISSN	1100-6692
ISRN	SGI-VARIA--03/533--SE
Projektnummer SGI	11739
Dnr SGI	1-0309-0578
©	Statens geotekniska institut

Foto omslag: Ystads kommun och Kystdirektoratet, Danmark.

# FÖRORD

Statens geotekniska institut (SGI) har på regeringens uppdrag ett samordningsansvar för stranderosion i Sverige. I detta arbete ingår att göra översikter av vilken kunskap som finns i samhället inom olika delområden avseende stranderosion. Resultaten ska göras allmänt tillgängliga för myndigheter, kommuner, konsulter, entreprenörer och allmänheten.

SGI genomför dessa sammanställningar i samverkan med övriga aktörer inom området. Vid en workshop i november 2003, med representanter för myndigheter, länsstyrelser, kommuner, konsulter och forskare, har erfaren-

heter utbytt och bidrag och synpunkter till denna kunskapssammanställning lämnats.

Denna sammanställning om ”Mekanismer vid stranderosion” har utförts av Karin Rankka och Wilhelm Rankka, SGI. Sammanställningen har granskats av Lars Bergdahl, Chalmers Tekniska Högskola samt av Hans Hansson och Magnus Larson, Lunds Tekniska Högskola.

Linköping i december 2003

Författarna



# INNEHÅLL

<b>Förord</b>	3
<b>Läsanvisning</b>	7
<b>Sammanfattning</b>	8
<b>1 Stranderosion – vad är det?</b>	10
<b>2 Hur ser våra stränder ut?</b>	11
2.1 Våra kustformationer	11
2.2 Strandens olika delar	13
2.3 Vad är stranden uppbyggd av?	13
<b>3 Vilka krafter påverkar våra stränder?</b>	14
3.1 Vattenstånd	14
3.2 Vindvågor	14
3.3 Strömmar	16
- Strandnära strömmar	16
- Havsströmmar	16
3.4 Is	17
3.5 Vind	17
3.6 Fartyg	17
<b>4 Vad leder krafterna till?</b>	18
4.1 Erosion, sedimenttransport och sedimentation	18
4.2 Förändringar av strandens form	19
- Olika tidsskalor	22
<b>5 Hur påverkas stränder av mänsklig aktivitet?</b>	23
<b>6 Hur kan man mäta och modellera det som påverkar våra stränder?</b>	24
6.1 Vattenståndsvariationer	24
6.2 Vindvågor	24
- Generering av vindvågor	24
- Förändring av vindvågor fram till det yttre strandområdet	25
- Förändring av vindvågor inom strandområdet	26
6.3 Strandnära strömmar	28
6.4 Cellcirkulation	28
6.5 Fartygsvågor	28

<b>7 Hur kan man mäta och modellera förändringar hos våra stränder?</b> .....	29
7.1 Allmänt .....	29
7.2 Modeller av formförändringar .....	29
7.3 Modeller av sedimenttransport i vatten .....	30
- Sedimenttransport tvärs stranden .....	30
- Sedimenttransport längs med stranden .....	31
<b>8 Referenser</b> .....	32
Hänvisade referenser .....	32
Referenser som ej hänvisats till men som kan vara lämpliga vid fortsatta studier inom området. ....	33

# LÄSANVISNING

Rapporten är uppdelad i två delar. Den första delen, avsnitten 1 till och med 5, är en beskrivande del som syftar till att ge läsaren ökad förståelse för vad stranderosion är. I den första delen beskrivs tecken på olika mekanismer inom stranderosion och hur man kan försöka tolka dessa tecken.

Den andra delen, avsnitten 6 och 7, är en mer teoretisk del och kan ses som en introduktion till en ingenjörsmässig behandling av stranderosion. I den andra delen ges hänvisningar till formler som kan användas för handberäkning för olika mekanismer inom stranderosion, formlernas begränsningar, i princip vilka indata som erfordras och när mer komplexa beräkningar (datormodeller) erfordras.

# SAMMANFATTNING

Stranderosion definieras i Nationalencyklopedin (1995) som ”den process som leder till förlust av material, till exempel sand, grus och sten, från en strand.” I denna rapport presenteras inte enbart de mekanismer som leder till förlust av material utan även transport och sedimentering av material längs kusten vid den aktuella stranden. Förlust av material från en strand ger ackumulation av material vid en annan del av stranden eller ute i havet (sjön). Denna del kan ligga nära eller på längre avstånd från erosionsområdet.

## Utseende

Strandens utseende längs Sveriges ca 700 mil långa kust varierar. I södra Skåne och på Öland och Gotland påträffas framförallt långa sandstränder och klintkuster medan man i Bohuslän finner branta bergkullar. Längs norrlandskusten karaktäriseras kusten av den landhöjningsprocess som pågått sedan inlandsisen drog sig tillbaka från området. I Sverige förekommer framförallt 4 olika typer av kustformationer; sandkusten, klintkusten, deltakusten och landhöjningskusten. Strandens utseende är uppbyggd av jord och/eller berg vars sammansättning och utbredning varierar.

## Krafter

De krafter som påverkar våra stränder i Sverige utgörs i huvudsak av vattenståndsförändringar, vindvågor, strömmar, is och vind. Dessutom påverkas stränderna av mänsklig aktivitet, exempelvis fartygstrafik, anläggningar (hamnar, vägar, byggnader) och fritidsaktiviteter. Krafterna kan leda till erosion, transport och sedimentation längs kusten. Hur stora förändringar krafterna leder till beror, förutom av krafternas storlek och riktning, även av sedimentens förmåga att motstå erosion och möjlighet att komma i rörelse och transporteras vidare.

## Förändringar

Förändringar av strandens utseende kan ske både tvärs och längs stranden. Tvärs stranden bildas under vattnet olika längsgående formationer. Deras utseende och läge beror på de inkommande vågornas höjd, längd och bottenprofilens utseende. Längst ut, omkring det område där vågorna bryter, bildas bränningsrevlar. Längre in kan svallrevel, strandtråg och strandvall bildas. Längs strandlinjen bildas, delvis på grund av längsgående strömmar men även av de inkommande vågornas påverkan, flera typer av formationer som ofta upprepas med jämna intervaller. Exempel på sådana är krumuddar, stranduddar, rivströmsuddar och buker.

Strandens formförändringar kan mätas och modelleras på olika sätt. Vanligt förekommande metoder är att studera, med hjälp av kartmaterial och fältinspektion, de förändringar som skett längs ett strandområde under en längre tid och på så sätt förstå de pågående processerna. För att bestämma sedimenttransporten kan exempelvis fällor installeras och märkning, t.ex. med radioaktiva ämnen, utföras. Olika modeller, både analytiska och numeriska, har tagits fram för att studera strandens formförändringar. Exempelvis kan de så kallade jämviktsprofilerna nämnas som används för att analysera förväntade förändringar både tvärs och längs stranden. Genom uppförande av jämviktsprofiler kan strandens ideala utseende bestämmas vid givna påverkande faktorer och kornstorlek på sedimenten. Om strandens verkliga utseende skiljer sig från jämviktsprofilen kan man studera vilka förändringar som kan förväntas ske inom stranden.

## Sedimentbudget

Med hjälp av en sedimentbudget kan man studera erosion och sedimentation längs en kuststräcka. I budgeten uppsätts värden på erosion, inkommande transporterat material och sedimentation för den aktuella kuststräckan. Modeller för sedimenttransport längs stranden är väl utvecklade medan modeller tvärs stranden är svårare att ställa upp. Detta beror på att mekanismerna tvärs stran-



den inte är lika utredda som mekanismerna bakom transporten längs med stranden.

### **Modeller**

De krafter som påverkar stränderna kan mätas och modelleras på olika sätt. Långa mätserier finns för vattenståndsvariationer på ett flertal platser i Sverige. Förändringar av vattenståndet, exempelvis på grund av klimatförändringar och stående vågor, kan analyseras. Generering av vindvågor modelleras med avancerade datormodeller vilket dock kräver omfattande vindstatistik från vattenområdet. Då vågorna närmar sig land förändras de bland annat på grund av uppgrundning, förändrade vindförhållanden och påverkan från strömmar. Då vågorna bryter bildas strömmar. Såväl analytiska som numeriska modeller finns som behandlar olika typer av förändringar av vågorna och generering av strömmar. Generellt kräver modellerna kunskap om inkommande vågor (storlek, hastighet, energimängd och riktning), bottenpografien, vattendjup och sedimentens egenskaper. Modeller som korrekt kan analysera alla olika typer av krafter och förändringar av dessa och därefter vilken påverkan dessa förändringar har på stranden saknas dock.

# I STRANDEROSION – VAD ÄR DET?

Innan man ger svar på frågan i rubriken krävs det att man vet vad en strand är och att man definierar strand på ett gemensamt sätt.

Med ordet strand menas allmänt det område med lösa sediment där hav, sjöar eller åar möter land. Det finns ingen statisk gräns mellan vatten och land utan den så kallade strandlinjen är dynamisk. För att greppa hela problematiken stranderosion krävs dock att området som studeras är större än just det område där hav möter land. Därför talar man istället om kustområde, eller kustzon. Kustzonen har här ansetts sträcka sig från den gräns i havet där stora vågor börjar påverka botten till det område uppe på land så långt kustnära vindar och hav har någon inverkan på landformer, vegetation och bebyggelse. Den yttre delen av kustzonen benämns strandområdet. Strandområdet utgår från samma område ute i havet som kustzonen, men sträcker sig inte längre än dit de högsta vågorna förmår påverka stranden. I denna definition har alltså stranden en vidare utbredning än vad man i allmänhet avser.

Vad är då stranderosion? I Nationalencyklopedin (1995) definieras stranderosion som ”den process, som leder till förlust av material, till exempel sand, grus och sten, från en strand”. Stranderosion sker oftast genom vågerosion, strömmar eller isskjutning. Vi behandlar i denna skrift dock inte enbart *förlust* av material från en strand utan även de processer som leder till transport och ackumulation av eroderat material längs våra kuster och stränder. Detta eftersom det är av allra största vikt att analysera alla de verkande morfologiska processerna för att förstå strandens beteende och hur olika åtgärder påverkar stranden. Exempelvis kan ett strandskydd längs en del av kuststräcka medföra att erosionen ökar längs en annan del av kuststräckan.

Stranderosion är i de flesta fall en naturlig och ständigt pågående process. Processens intensitet beror bland annat av områdets stormfrekvens samt strandens form och strandmaterialets karaktär. Genom människans inverkan kan stranderosionen påskyndas, öka eller eventuellt minska. Problem kan också genom människans inverkan förflyttas till nya områden.

## 2 HUR SER VÅRA STRÄNDER UT?

### 2.1 VÅRA KUSTFORMATIONER

Längs Sveriges cirka 700 mil långa kuststräcka från Haparanda vid Bottenviken till Strömstad vid Skagerack, finns olika kustformationer representerade. Längs Skagerack utgörs kusten i huvudsak av branta bergskullar medan man i Skåne framförallt finner klintkuster i både jord och berg samt långa sandstränder.

Våra kustformationer har skapats under årmiljoner. Bergrund, nedisning, sedimentation, havsnivåförändringar, landhöjning, vågor, strömmar och stark vind är faktorer som har påverkat och utformat våra olika kuster. I Sveriges Nationalatlas (1992) uppdelas kustformationerna i sandkust, klintkust, deltakust och landhöjningskust, se Figur 1 och följande beskrivning.

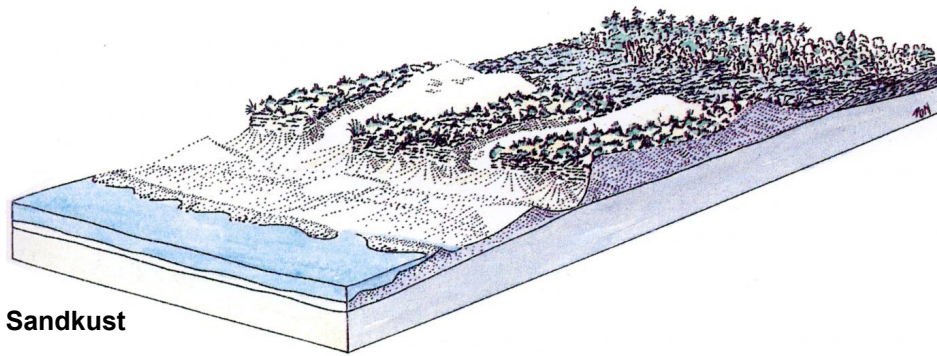
**Sandkusten** karakteriseras av breda sandstränder med dyner av vindtransporterad sand en bit upp från strandlinjen. Sandkust förekommer framförallt i Skåne, Halland och på Öland och Gotland. Ibland förekommer den mellan utskjutande uddar och bildar där bukter, exempelvis Hanöbukten i Skåne och Laholmsbukten i Halland. Bukterna tenderar att ha en orientering som är parallell med de infallande vågkrönens dominerande riktning. En stabil bukt, det vill säga där en jämvikt råder mellan till- och frånflöde av sediment, kännetecknas av att de infallande vågorna bryter samtidigt utmed hela bukten (Gustavsson, 1994).

**Klintkusten** karakteriseras av en mycket brant slänt i vilken vågor har förorsakat skred och ras. Den största delen av de utrasade massorna har transporterats ut i havet av vågorna. Slänten kan vara uppbyggd av både berg (såväl urberg som kalk- och sandsten) och jord. Klintkust i urbergsförkastning förekommer bland annat vid Hovs hallar och Kullaberg i Skåne. Öland och Gotland har vackra klintkuster i kalksten med raukar skulpterade av vågerosion.

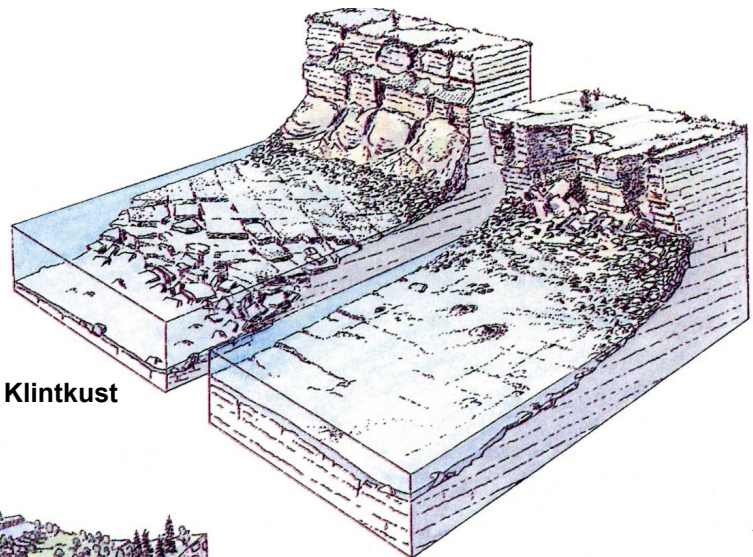
**Deltakust** karakteriseras av det material som älvar och åar avsatt där de mynnar i hav eller sjö. Närmast mynningen avsätts det grövre materialet eftersom det kräver störst strömhastighet för att kunna transporteras. Längre ut där strömhastigheten är liten avsätts det finare materialet. Då tillräckligt mycket material avsätts kommer strömmen att förgrenas på sidorna om avsättningskonen. På detta sätt uppstår ett med tiden trädliknande deltamönster. Vågor påverkar delta och bildar strandvallar som kan täppa till tidigare aktiva strömfåror. Sveriges enda väl utbildade större deltakust ligger in Indalsälvens mynning i Bottenhavet.

**Landhöjningskusten** karakteriseras av områden med spår från tider då den relativa havsnivån var mycket högre än dagens nivå. Då havsytan låg högt har exempelvis bergshöjder blivit kalspolade och klappervallar bildats i vågutsatta sluttningar. Höga kusten utgörs av en landhöjningskust med kalspolade berghällar och väldiga klapperstränder. Inom Höga kusten återfinns Sveriges högsta läge för högsta kustlinjen, 285 m ö h. Sveriges skärgårdskust, till exempel Stockholms skärgård, är exempel på en landhöjningskust bildad i ett sprickdalslandskap av urberg.

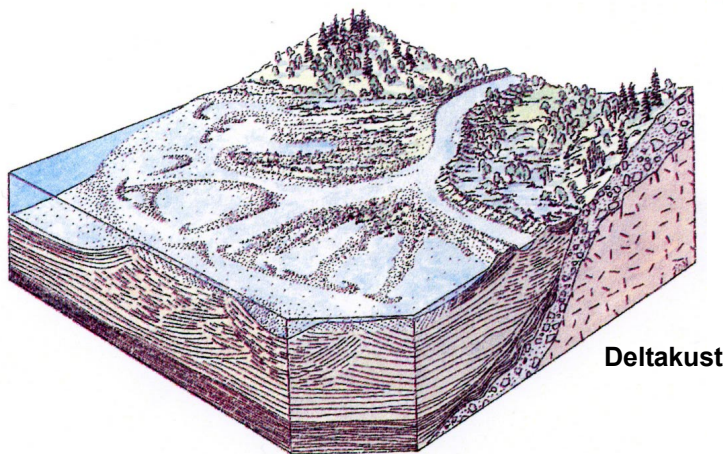
I Norrman (1967) görs en delvis annan uppdelning. Där beskrivs till exempel separat ”Öppen flackkust utan strandbildande material”. Frånvaron av strandbildande material gör att vågbildade ackumulationer saknas. Kusten karakteriseras av täckande ursvallade stenlager som verkar som harnesk mot vidare påverkan. Som exempel på denna kust anger Norrman flacka moränkuster längs fastlandssidan av Kalmarsund. Ett annat exempel Norrman anger är Ölands sydostkust där svallningen når ned genom ett tunt jordtäckte till en flack berggrundsytta.



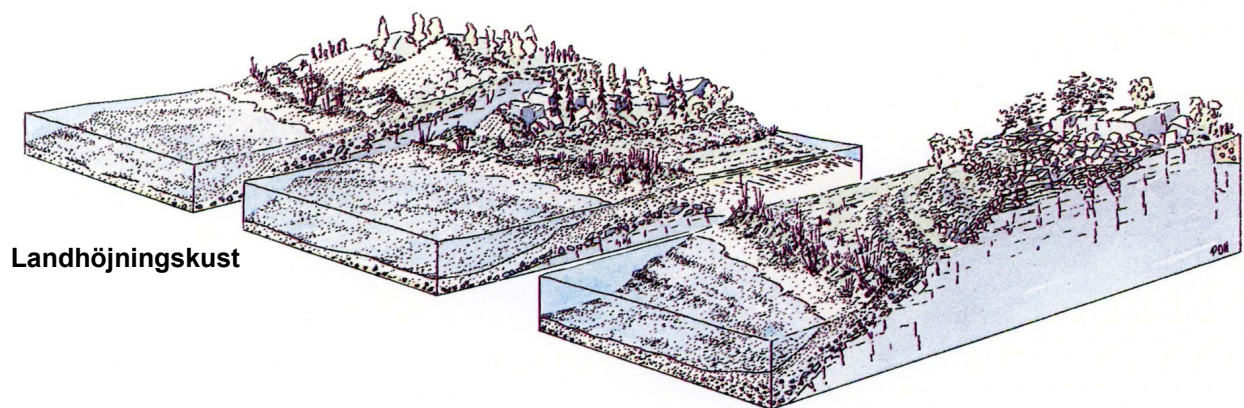
**Sandkust**



**Klintkust**



**Deltakust**



**Landhöjningskust**

*Figur 1. Kustformationer i Sverige (från Sveriges Nationalatlas, 1992).*

## 2.2 STRANDENS OLIKA DELAR

I Kapitel 1 definieras utbredningen för det som vi benämner kustzon och strandområde. Inom dessa områden kan ett antal underområden och typiska formationer definieras, se Figur 2.

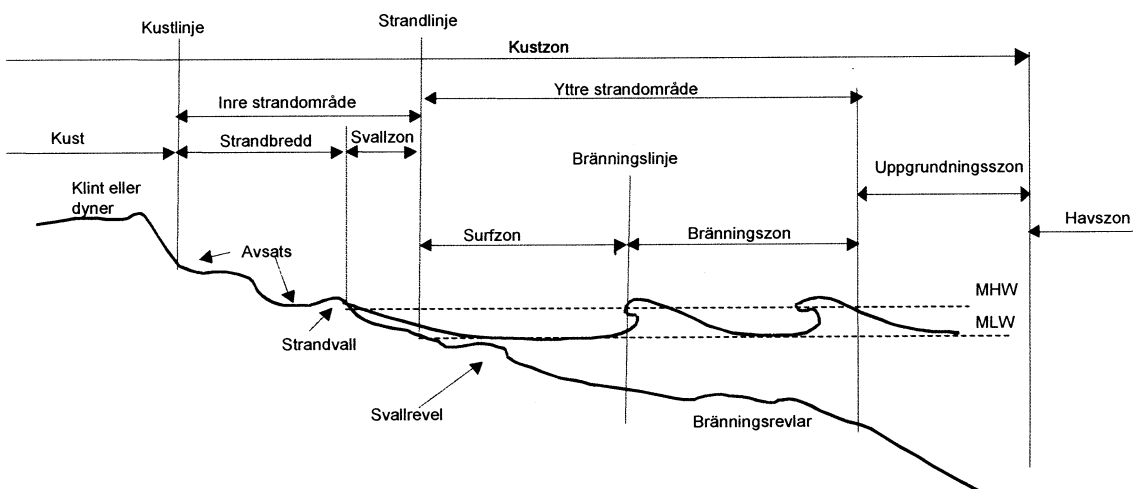
Begreppen skiljer i litteraturen och svenska namn saknas för vissa begrepp vilket skapar en viss förvirring. Vi ger här ett förslag till definitioner som vi bedömer skall vara användbart.

Stranden brukar indelas i två områden: det yttre och inre strandområdet. Det yttre strandområdet sträcker sig från strandlinjen via en vanligtvis avtagande lutande botten ut till det område där de stora vågorna inte längre påverkar botten. I CEM (2003) definierar man kustzonen utåt havet ända till kontinentalsockeln. Det yttre strandområdet indelas i bränningszon, där de inkommande vågorna bryter initiiellt, samt surfzon där vågorna som brutit fortsätter in mot svallzonen. Bränningszonen kan ha olika utbredning beroende på bottenpografin. I bränningszonen och surfzonen förs material utåt och bränningsrevlar kan bildas. Det inre strandområdet sträcker sig från kustlinjen till lågvattenlinjen, strandlinjen. Det inre strandområdet indelas ibland i strandbredd och svallzon. Svallzonen är den del av det inre strandområdet där vågorna spolar upp på stranden. Vågorna vänder i svallzonen och sjunker tillbaka utåt. I svallzonens övre del kan uppsvallet bilda en strandvall. Svallrevlar kan bildas i svallzonen av material som transporteras i det upprusande vattnet.

## 2.3 VAD ÄR STRANDEN UPPBYGGD AV?

Stranden är uppbyggd av jord och/eller berg vars sammansättning, kornstorlek och form samt utbredning i stort kan variera. Det lösa materialet har ofta bildats genom vittring av berg och eller erosion i andra avlagringar och transporterats med vatten eller vind till stranden. Materialet kan härstamma från områden långt ifrån stranden. Avsättningen har många gånger pågått under mycket lång tid och kanske pågår den fortfarande.

Fint material kan hållas i suspension vid mindre vattenhastighet än vad grövre material kräver. Detta innebär att det finaste materialet oftast återfinns på stora djup, långt ut från strandlinjen. Stränder som varit utsatta för stora destruktiva krafter består av grova fraktioner som sten och grus då de finare materialet har spolats ut i havet. Branta stränder är oftast uppbyggda av grövre material eftersom de bättre än finare material kan motstå erosion från vågor och ur stabilitetssynpunkt intar de en högre rasvinkel.



Figur 2. Definitioner av kustzonen. Höjdskalet för bottenprofilen är 5 till 10 gånger större än längdskalet.

## 3 VILKA KRAFTER PÅVERKAR VÅRA STRÄNDER?

### 3.1 VATTENSTÅND

Vattenståndet, som vanligen anges i förhållande till ett medelvattenstånd, har stor betydelse för stranderosion. När vattenståndet ökar utöver det vanliga påverkas strandområden som normalt inte är utsatta för vattnets eroderande krafter.

Vattenståndsvariationernas orsaker är lufttrycket, vinden och tidvattnet. Lufttrycket har ett direkt inflytande på vattenståndet: högt lufttryck pressar ner vattenytan och lågt lufttryck lyfter vattenytan. Sambandet är dock mycket komplicerat på grund av att framför allt lågtrycken passerar så snabbt att vattenytan inte hinner ställa in sig. Lufttrycksskillnaderna ger upphov till vindarna och när vinden blåser ihållande över ett havsområde ger den upphov till strömmar som i allmänhet höjer vattenståndet vid den kust vinden blåser mot. Särskilt i södra Östersjön, Öresund och de danska farvattnen är vattenstånden beroende av vindarna. Tidvattenvariationerna är i svenska vatten ganska obetydliga jämfört med övriga effekter. I norra Bohuslän är t.ex. den maximala tidvattenskillnaden c:a 40 cm mellan låg- och högvatten och i Östersjön saknar tidvattnet all praktisk betydelse.

Ett speciellt fenomen är s.k. sjösprång, som har registrerats på några platser runt kusterna. De karaktäriseras av mycket snabba och kraftiga vattenståndsvariationer med ibland mer än 1 m höjdvariationer med en period på 5 – 15 min. Särskilt nämns Ystad i Svensk Lots (Sjöfartsverket, 1992). Sjösprång uppträder oregelbundet och är svåra att förutse. Två faktorer verkar vara nödvändiga för deras uppkomst: En kallfront rör sig över havsområdet och djupet i området är måttligt (några tiotal meter) med slät bottenprofil. Orsaken kan vara att fronten rör sig med en hastighet som ligger nära fashastigheten för ”långa” vågor relativt vattendjupet (fashastigheten på fortskridande sinusvåg på grunt vatten enligt linjär teori är  $\sqrt{gd}$ , där  $g$  är jordaccelerationen och  $d$  är vattendjupet. Fronten får inte gå fortare eller alltför långsamt, då uppstår inte sjösprång.

I innanhav som Östersjön och stora sjöar som Vänern

och Vättern, kan en egensvängning av vattenståndet uppstå kallad seich. Seicher är stående vågor i hav eller sjöar, se vidare Kapitel 6.1.

Medelvattenståndet är dock inget statistiskt värde för våra kuststräckor utan det ändras med tiden, i Sverige, främst på grund av landhöjning men även på grund av landisarnas avsmältning och förändring av medeltemperaturen i världshavet. Längs norrlandskusten är landhöjningen fortfarande av betydande storlek, cirka 8 mm per år, medan den för Skånes norra delar helt har avstannat och längs sydkusten har övergått i en landsänkning av 0,5 mm/år. En stigning av världshavens medelvattennivå sker på grund av landisarnas avsmältning men effekten (enligt Sveriges Nationalatlas, 1992) är än så länge liten.

De flesta forskare är idag överens om att en klimatförändring har börjat. Vi går mot ett varmare klimat och för Sveriges del även ett regnigare klimat. De klimatscenarier som framtagits visar bland annat på en ökad årlig medelnederbörd för de flesta delar av vårt land, en ökning av medeltemperaturen, en ökad största dygnsnederbörd, och kanske starkare vindar med ökande våghöjder som följd. Dessutom anses att klimatförändringarna kommer att leda till en avsmältning av inlandsisarna vilket ger en vattenståndsökning i världshaven.

Världshavets medelvattenstånd förväntas också stiga på grund av en ökning av temperaturen i havet och därav orsakad volymexpansion, med cirka 0,2 m fram till år 2050 (IPCC, 1995). Detta innebär alltså att Skåne som idag redan har en landsänkning kommer att utsättas för en vattenståndshöjning som i sin tur leder till större risk för erosion längs stränderna.

### 3.2 VINDVÅGOR

Vågor är svängningsrörelser kring ett jämviktstillstånd i ett medium, exempelvis i en gas eller en vätska. En grundläggande egenskap hos vågor är förmågan att transportera energi eller information utan att det sker någon nettoförflyttning av mediet (Nationalencyklopedin, 1995). Vågrörelser kan ibland också orsaka en förflyttning av

mediet. Så sker exempelvis efter att en våg har brutit.

Det finns många olika typer av vågor såsom ljudvågor, elektromagnetiska vågor, tryckvågor och gravitationsvågor. De av vinden genererade vågorna, vindvågorna, tillhör en klass av vågrörelser som benämns gravitationsvågor. Vindvågornas höjd och period beror av vindens hastighet och varaktighet samt den sträcka som vinden blåser över, stryklängden. På en vattenyta kan det, förutom vindvågor, förekomma andra gravitationsvågor som dyningar (vindgenererade vågor som inte längre är under inflytande av vinden), seicher (stående våg i hav eller sjö), tidvattenvågor, tsunamis (jordbävningssalstrade vågor), fartygsvågor med flera. Dningar kännetecknas av låg våghöjd jämfört med deras längd, det vill säga brantheten är liten, av att de är mycket regelbundna och av att de fortplantas långt utan nämnvärd dämpning.

Gravitationsvågor kan uppdelas i transporterande och svängande vågor. I en transporterande vågor rör sig vattenpartiklarna i samma riktning som vågen och förflyttas ett stycke framåt för varje våg. Transporterande vågor uppstår exempelvis då en dammlucka öppnas eller stängs. Vindvågor som bryter på grunt vatten övergår från svängande till transporterande vågor. I en svängande våg däremot, rör sig partiklarna ungefär i cirkel- eller ellipsformiga banor och de förflyttas inte framåt.

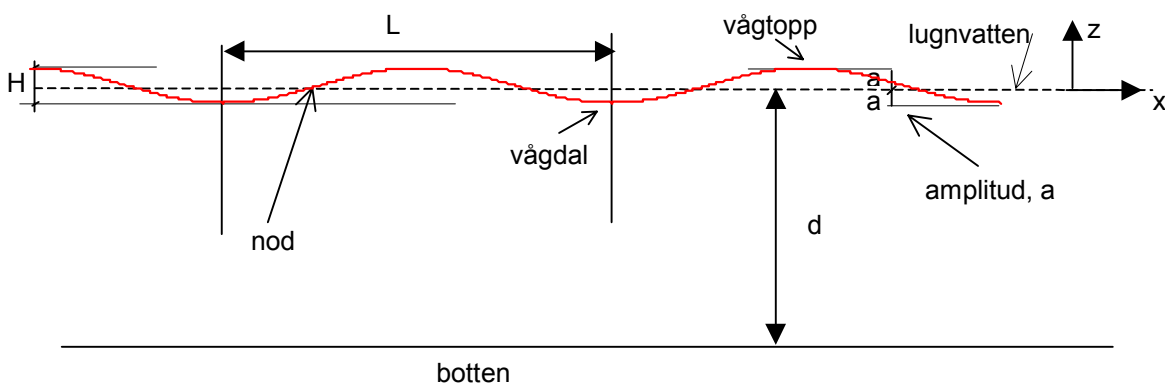
För att beskriva vågors form och utbredning refererar man till en lugnvattenyta och studerar bland annat hur vågrörelsen avviker i utseende från denna yta samt med vilken hastighet den förflyttas i någon riktning. Vågens lokalt högsta nivå över lugnvattenytan benämns vågtopp och dess lokalt lägsta nivå under lugnvattenytan

kallas för vågdal, se Figur 3. Figuren visar ett specialfall av vågrörelse: en periodisk sinusformad våg. Samma definitioner används i princip även för andra typer av vågor. Avståndet mellan vågtopp och vågdal anger våghöjden medan amplituden, för en sinusformad våg, är halva våghöjden. Det horisontella avståndet mellan två på varandra följande vågtoppar kallas våglängd.

För att beskriva en vågrörelse används även period, hastighet och frekvens. Perioden,  $T$ , är den tid som åtgår för att vågtoppar i två på varandra följande vågor skall passera en fix punkt. Vågens frekvens,  $f$ , är det inverterade värdet av vågperioden. Den hastighet som vågor rör sig med relativt lugnvattnet kallas fashastighet,  $C$ , medan hastigheten relativt botten kallas våghastighet. I strömmande vatten är dessa olika. Fashastigheten är kvoten mellan våglängd och vågperiod.

Till skillnad från den idealiserade sinusvågen är vindvågor oregelbundna och därför är det svårt att direkt ange en våghöjd. Vid tekniska tillämpningar har man valt att använda parametern signifikant våghöjd,  $H_{1/3}$ . Den signifikanta våghöjden definieras som medelvärdet av de  $N/3$  högsta våghöjderna i en serie om  $N$  vågor. Anledningen till att man har valt denna definition är att den visar sig överensstämma approximativt med den våghöjd som man uppskattar med ögat.

Vindvågor uppträder ofta i grupper med ömsom högre och längre vågor och med ömsom lägre och kortare vågor. Gravitationsvågor har den egenskapen att de långa vågorna rör sig snabbare än de korta. Vindvågor som lämnar ett stormområde kommer därför att sorteras så att de längsta vågorna anländer först till avlägsna stränder med-



$H$  = våghöjd;  $L$  = våglängd;  $d$  = vattendjup,  $a$  = amplitud (för sinusformad våg är  $a = H/2$ )

Figur 3. Definitioner av i vågteori använda termer - enkel, sinusformad progressiv vågrörelse.

an de kortare anländer senare. Eftersom energidissipationen (omvandlingen från energi i form av vågrörelse till värme och annan rörelseenergi) relativt sett är större för de korta vågorna än för de långa vågorna kommer de korta vågorna att dö ut ganska nära stormområdet. Dyrning karakteriseras därför av regelbundenhet och långperiodighet.

Stora vågor (stormvågor) som går in mot en kuststräcka omvandlas till brytande vågor, surf och svall inom strandområdet. Det är i huvudsak denna omvandling som direkt (genom vågrörelse och turbulens) och indirekt (genom våggenererade strömmar) leder till erosion.

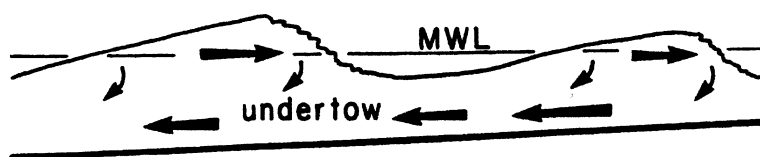
### 3.3 STRÖMMAR

#### Strandnära strömmar

Den huvudsakliga drivkraften till strandnära strömmar är vågor som bryter. Starka vindar och vattenståndsförändringar kan också leda till, eller förstärka, strandnära strömmar.

De brytande vågorna är transporterande och för med sig vattenmassor. De införda vattenmassorna förs tillbaka ut nära botten i form av så kallade underströmmar (engelska: undertow) tvärs strandlinjens riktning, se Figur 4. De brytande vågorna och underströmmarna eroderar och transporterar material tvärs strandlinjen och medverkar därmed till förändringar av strandens tvärprofil.

Om vågor som bryter kommer in snett mot strandlinjen bildas med stranden längsgående, kustparallella, strömmar, se Figur 5. De längsgående strömmarna kan transportera eroderat material till och/eller från en viss del av kuststräcka. Om strömmarna är tillräckligt starka medverkar de även i själva erosionen av material. I vissa fall är de längsgående strömmarna lokala. De för vatten till tvärgående utåtriktade starka så kallade tvärströmmar (engelska: rip currents). Ett exempel på ett sådant förhållande visas i Figur 6.



Figur 4. Inåtriktad transport av vågor och utåtriktade underströmmar. (Från Komar, 1998).

Tidvatten och andra vattenståndsförändringar ger också upphov till strömmar. I trånga sund kan sådana strömmar nå avsevärd styrka.

#### Havsströmmar

Med havsströmmar avses strömmar som bildas på andra sätt än de ovan nämnda strandnära strömmarna. Havsströmmarna bildas genom ett komplicerat samspel mellan olika krafter. I svenska farvatten är de främsta drivande krafterna för uppkomst av havsströmmar:

- vindkraften
- horisontella densitetsskillnader
- vattenytans lutning
- tidvatten (obetydlig inverkan i Östersjön) och
- lufttrycksskillnader.

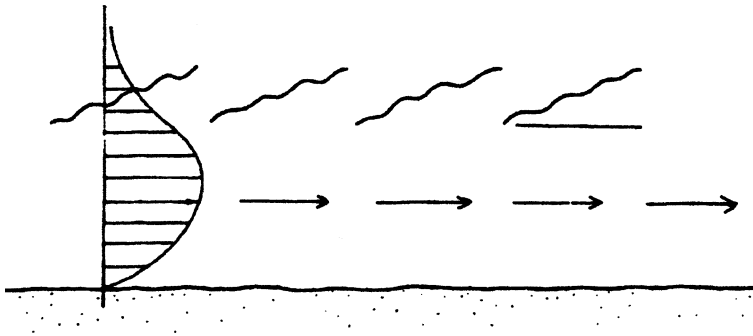
I Tabell 1 presenteras strömhastigheter för några svenska områden. Havsströmmarnas inverkan på stranderosion är i allmänhet av underordnad betydelse.

Tabell 1. Strömhastigheter i knop. 1 knop = 0,5 m/s. Från Sjöfartsverket (1992).

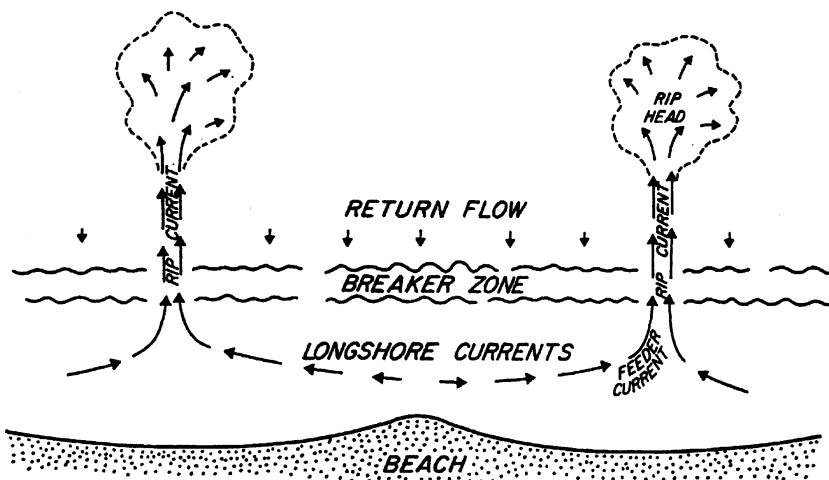
Område	Normal	Maximal
Bottenviken	0,2 – 0,3	1,2
Kvarken	0,4 – 0,5	2,0
Bottenhavet	0,2 – 0,3	1,2
Ålands hav	0,4 – 0,5	2,0
Östersjön	0,2 – 0,3	1,2
Öresund	0,5 – 1,5	5,0
Kattegatt	0,4 – 0,7	4,0
Skagerack	0,5 – 1,0	4,0

I Sjöfartsverket (1992) finns en välskrivna sammanfattning av svenska farvattens hydrografi dvs. salthalt, vattenbalans, strömmar och vågor.





Figur 5. Längsgående strömmar. De vågformade linjerna betecknar vågkammar hos inkommande vågor. Diagrammet betecknar strömhastighetens fördelning tvärs stranden. Pilarna betecknar strömriktningen. (Från Komar, 1998).



Figur 6. Längsgående lokala strömmar och tvärströmmar (Från Komar, 1998).

### 3.4 IS

Isutbredning längs våra svenska kuster varierar från år till år beroende på temperatur- och vindförhållanden. I norra Bottenviken sker isläggning statistiskt i mitten/slutet av november, medan det i södra Östersjön inte sker förrän i mitten/slutet av februari (Sveriges Nationalatlas, 1992). För områden där havet utanför själva strandområdet sällan ligger stilla driver isen med vind och strömmar in mot kusten där den packas samman. Havet skjuter ispacken framför sig och ofta en bit in över land vilket kan medföra nötning på stranden. När isen smälter på våren bildas en porös sörja som flyter fram och tillbaka vid strandkanten och längre ut till havs.

Frostsprängning i jord- och bergformationer längs kusterna utgör destruktiva krafter på slänterna.

### 3.5 VIND

Förutom att vinden ger upphov till vågor och strömmar påverkan den även direkt kustformationen genom sin eroderande förmåga. Vind påverkar framförallt sandkuster men även kustformationer i sedimentära bergarter. För att sanden längs en sandstrand ska påverkas krävs en viss minsta vindhastighet, cirka ca 7 m/s (Sveriges Nationalatlas, 1992), samt att stranden inte har ett skyddande vegetationstäckte.

### 3.6 FARTYG

Stora fartyg eller snabba, mindre fartyg som går nära kusten eller i vattendrag kan orsaka kraftig erosion på grund av alstring av vågor, vattenståndsväxlingar och strömmar. I exempelvis Stockholms och Göteborgs skärgård passerar varje dag stora passagerarfärjor nära öar och i trånga sund. Men även på många andra platser runt Sveriges kust påverkas stränderna av fartygstafrik.

## 4 VAD LEDER KRAFTERNA TILL?

### 4.1 EROSION, SEDIMENTTRANSPORT OCH SEDIMENTATION

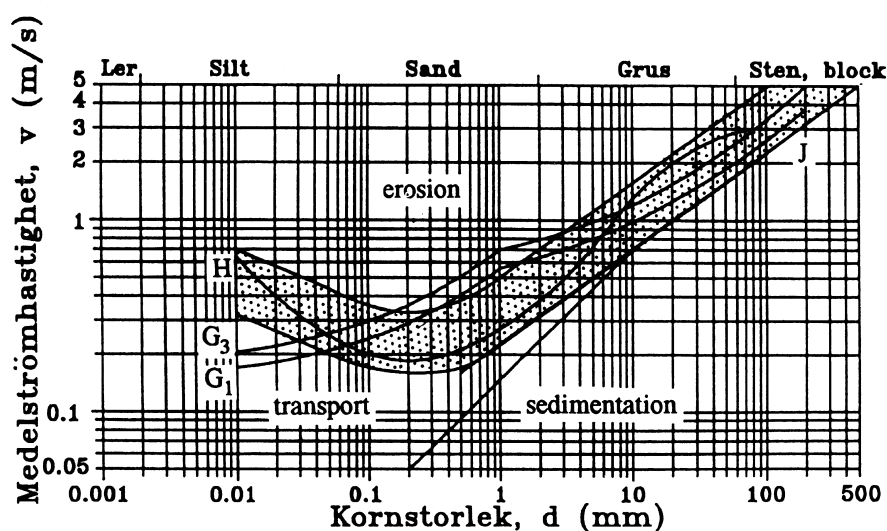
Om krafterna från vågor och strömmar är tillräckligt stora så leder de till att sediment lyfts upp från botten och kommer i rörelse av vågor eller strömmar. Krafterna kan ock-så sätta sediment i rörelse utmed botten. Sedimenten som kommit i rörelse förflyttas med strömmar eller vågrörelser bort från sitt ursprungliga läge eller återfaller till i stort sett samma läge som det lossade från. Samtidigt som sediment förflyttas bort från ett bottenområde tillförs området sediment från närliggande områden. Erosion uppstår då mer material transporteras ifrån ett bottenområde än vad som tillförs området under samma tid.

I många fall förflyttas materialet först utåt tvärs stranden och därefter med långsgående strömmar bort från området. Om nytt material tillförs området med de långsgående strömmarna kan det nya materialet med tvärgående vågrörelser och strömmar föras in och sedimentera där materialet tidigare transporterats bort. I sådana fall sker ingen erosion, sett över en viss tidsperiod. Om de långsgående strömmarna inte för med sig nytt material till området sker däremot en erosion.

Bottens och sedimentens egenskaper påverkar strandens förmåga att motstå erosion och det sätt på vilket stranden reagerar på olika typer av skyddsåtgärder. För stränder av friktionsjord gäller allmänt att de är mer erosionsbenägna ju mindre kornstorleken hos sedimenten är, se Figur 7. Branta stränder är därför oftast uppbyggda av grovkornigt sediment medan flacka slänter utgörs av finkornigt sediment.

Kohesionsjordars eroderbarhet minskar med tiden från deras avsättning och bildning på grund av konsolidering. Kohesionsjordar förekommer oftast i havszonen men kan förekomma även i den inre kustzonen vid exempelvis landhöjningskuster. Stranderosion i dessa områden är direkt kopplad till risken för skred.

Storleken på de krafter som leder till erosion och transport av sediment beror av strandens form, sedimentens egenskaper samt vågornas höjd, längd och riktning. Krafterna ökar med ökande våghöjd. Flacka stränder medför att energin från vågorna dissiperas på en lång sträcka och vågorna leder därmed till mindre påverkan än vid branta stränder.



Figur 7. Samband mellan medelströmshastighet, transport och sedimentation. Gränshastighet för erosion av jämnkornigt (sorterat) material enligt olika undersökningar (från Handboken Bygg, Geoteknik. Liber Förlag, 1984).

Sedimenttransport kan vara en del i en naturlig balans utmed en strand. I tvärlinje kan det råda en balans mellan delar där bottenprofilen sjunker, genom erosion, och andra delar där profilen stiger, genom ackumulation. I längdled kan det finnas en balans, under längre tidsperioder mellan förhållanden som medför erosion och förhållanden som medför ackumulation. Utmed andra stränder kan istället ett förhållande som medför erosion dominera, vilket leder till obalans vad gäller sedimentförhållandena. Den naturliga balansen kan störas av konstruktioner i vatten eller av uppbyggda strandskydd.

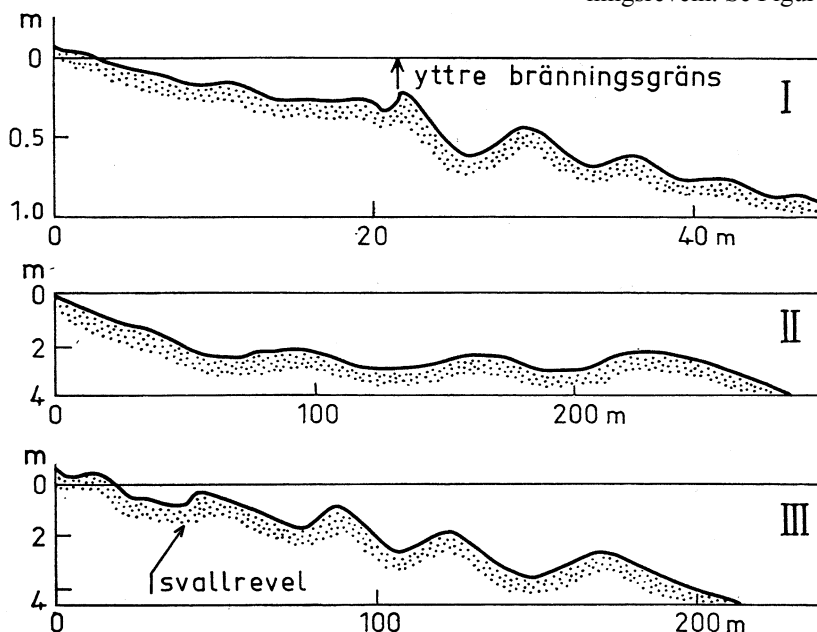
Längs branta stränder, såsom klintkuster, kan borttransporten av material från slänternas lägre liggande delar leda till att slänten undermineras. Detta kan innebära att ras och skred utlöses. En plötslig vattenståndssänkning kan, i branta slänter med finkornigt material, orsaka ett högt kvarvarande grundvattentryck. Därigenom skapas en utåtgående tryckgradient vilken minskar stabiliteten i slänten.

Isbildning i klintformationer och bergsslänter kan orsaka frostsprängning vilket leder till nedbrytning av kusten. Det eroderade materialet kan senare förflyttas med vind eller vatten bort från den aktuella stranden.

## 4.2 FÖRÄNDRINGAR AV STRANDENS FORM

Förändringar av strandens form kan ske genom erosion, sedimenttransport och ackumulation. Förändringar sker såväl tvärs strandlinjen som längs med strandlinjen.

Karakteristiska former i en profil tvärs stranden är strandvall, svallrevlar, strandtråg och bränningsrevlar, se Figur 2. Nivån för strandvallens överkant motsvarar den nivå till vilken vågorna når när de spolar upp förbi strandlinjen. Till en del beror den nivån på de inkommande vågornas höjd och period samt strandens lutning. Svallrevlar bildas i svallzonen. I bränningszonen bildas bränningsrevlar. Flera revlar kan bildas på olika avstånd från strandlinjen. I större sjöar och i havsområden med liten tidvattenvariation i Sverige finns normalt tre bränningsrevlar (Norrman, 1967). Med ökande branthet hos vågorna så tenderar bränningsrevlarna att hamna längre in. Revlar är vanligen mycket väl utbildade inom områden, där stryklängden är begränsad och vågorna därför branta (Norrman, 1967), se Figur 8. Strandtråg (engelska: troughs) bildas innanför bränningsrevlar av turbulens i samband med att vågorna bryter initiiellt. Förutom den direkta aktiviteten av de brytande vågorna har våginducerade underströmmar (engelska: undertow) betydelse i förandet av revlar och strandtråg. Enligt Norrman (1967) avslutas ackumulationsstränder (stränder med successiv påbyggnad utåt) av en djupslänt utanför den yttersta bränningsreveln. Se Figur 2.

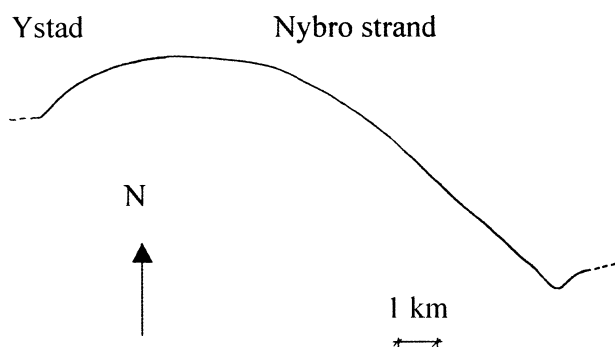


Figur 8. Profiler av bränningsrevlar. I, utbildade i laboratorium. II, från Jönköpingsbukten. III, från Falsterbo. Observera förhållandet mellan längd- och höjdskala. (Från Norrman, 1967)

Strandlinjen är sällan rak eller jämn då man studerar en längre sträcka längs stranden. Istället förekommer olika typer av formationer som bildats genom erosion och ackumulation. Strandlinjens form är ofta ett resultat av gradienter i den längsgående sedimenttransporten. Karakteristiska former hos strandlinjer längs med Sveriges stränder är udde, bukt, strandvall, strandsporre och drag (dansk ord, engelska: tombolo).

Sedimenttransporten är beroende av vågornas energi. I princip gäller därmed att transporten är intensiv i lovartslägen och avtagande i lälägen. Om sediment inte tillförs en kuststräcka kommer därmed sediment i lovartslägen att erodera och transporteras till lälägen för att där ackumuleras. Exempelvis kan en udde som skapar lä åt en intilliggande bukt utsättas för erosion medan stranden i den centrala delen av bukten kommer att breddas av deposition.

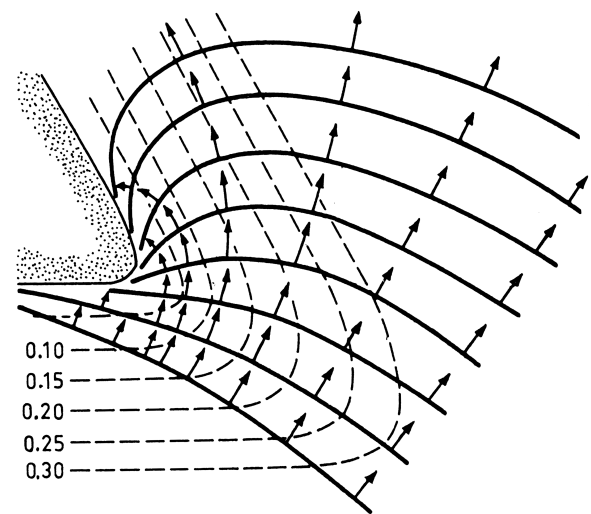
I och med att den centrala delen hos bukten breddas kommer strandlinjen i bukten att rätas ut. I många fall blir strandlinjen rak och vinkelrät mot den dominerande vågriktningen. Exempel på en sådan udde och bukt är Ystad och den i öster vid Nybro strand anslutande strandlinjen som sträcker sig relativt rakt i sydöstlig riktning. Den (för erosion) dominerande vågriktningen vid denna kuststräcka är således sydvästlig, se Figur 9. Ett annat exempel är Falsterbobukten som sträcker sig relativt rakt i sydvästlig riktning vilket tyder på att den dominerande vågriktningen är sydöstlig. Den för erosion dominerande vågriktningen sammanfaller inte nödvändigtvis med den förhärskande vindriktningen på grund av att stryklängden har stor betydelse för våghöjden.



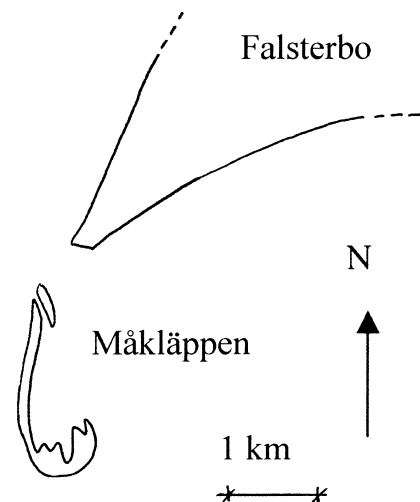
Figur 9. Strandlinjen vid Ystad (efter Topografiska kartan, 1995).

Fortsätter strandutbyggnaden i en bukt på det sätt som beskrivits ovan kommer man att på stranden så småningom att kunna iaktta strandvallar som kommit upp ovan strandlinjen.

Sediment som transporteras utmed en kuststräcka mot och förbi skarpt vinklade uddar avsätts i strandens förlängning i läområdet bakom udden. Avsättningen får formen av en sporre på grund av att vågorna mot udden starkt påverkas av refraktion, se Figur 10 och Figur 11. Formen kallas strandsporre (engelska: spit).

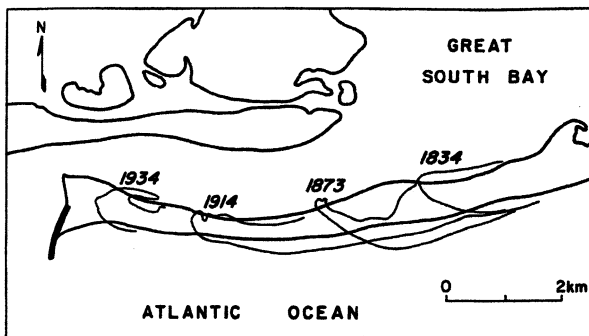


Figur 10. Refraktion kring skarpt vinklad udde. Kraftiga linjer representerar vågkrön. Pilar representerar vågriktning. Streckade linjer representerar djupkurvor med tal som anger djup som fraktion av vågornas längd på djupt vatten. Från Norrman (1967)



Figur 11. Strandlinjen hos Måkläppen söder om Falsterbo (efter Topografiska kartan, 1983).

Fortsatt bildning av strandsporrar bakom en udde kan så småningom leda till överbrygging av en bukt och kustutjämnning, se Figur 12.



Figur 12. Exempel på långtgående strandsporrebildning. (Från Komar, 1998).

Strandsporrebildning bakom uddar vid flodmynningar kan leda till att flodmynningen länkas av utmed stranden innanför den landtunga som bildas av strandsporen. Exempel på sådana flodmynningar är Rönne å i Skälderviken, Lagan i Laholmsbukten och Huskvarnaån i Vättern. (Norrman, 1967).

Innanför öar som bildar lä mot land från inkommande vågor ackumuleras i en del fall sediment så att en landbrygga uppstår. Detta beror på att sedimenttransporten bromsas upp i avsaknad av vågenergi. Formen kallas drag.

Drag kan även bildas innanför kustparallella konstruktioner, exempelvis friliggande vågbrytare, se Figur 13.

En allmänt sett intressant strandformation är så kallade stranduddar (engelska: beach cusps). Stranduddar är små uddar med inbördes lika avstånd bestående av grovkornt material med små vikar av finkornt material emellan. Stranduddar utvecklas bäst i stränder mot vilka vågorna kommer in med vågkrönen parallellt med strandlinjen. (Komar, 1998).

Transporten av sediment kan orsaka en lokal omfördelning av sediment mellan revlar (engelska: bars) och strandtråg (engelska: troughs) eller mellan tvärströmsuddar och inbuktningar av tvärströmmar. I andra fall kan transporten vara mer omfattande. Omfattande långsgående transport blir uppenbar vid hinder, t.ex. i form av utstickande pirar. Uppströms sådana hinder ansamlas sediment och nedströms eroderar sediment. Sådana hinder kan medföra stora konsekvenser. Det är därför viktigt att kunna förutsäga mängden transport som funktion av vågor och strömmar i det yttre strandområdet och svallzonen. Det är också viktigt att veta hur transporten styrs av faktorer som kornstorlek och strandmorfologi. Vid placering och utformning av konstruktioner i strandlinjen kan det därför vara av största vikt att analysera, genom observationer och modeller, strandlinjens form och förändringar.

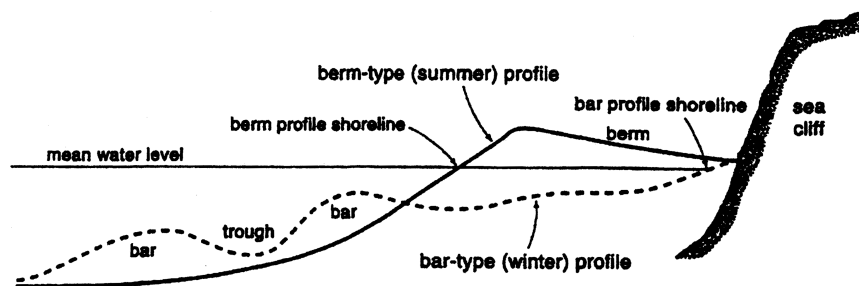


Figur 13. Den långsgående formationen drag (engelska: tombolo) bildad bakom friliggande vågbrytare i Danmark (med tillstånd från Kystdirektoraret, Danmark).

### Olika tidsskalor

Strandprofilen i ett område förändras under året, med även under längre tidsperioder till följd av variationer i våg- och strömklimatet och transporten av sediment till och från området. I och med att vågklimatet i allmänhet är avsevärt mildare under sommarhalvåret än under vinterhalvåret talar man ibland om sommar- och vinterprofiler. Sommarprofiler präglas av mildare vågklimat och kännetecknas av en tydlig strandvall och en jämnt sluttande

botten utan revlar. Vinterprofiler präglas av hårdare vågklimat som förmår dra ut material från strandvall och strandens inre delar. Vinterprofiler kännetecknas av att bränningsrevlar och strandtråg bildas i kombination med att en utflackning av stranden sker i stort. Utbildandet av flacka vinterprofiler kan ske under någon dag medan återbildandet av en brantare sommarprofil kan ta mycket längre tid, se Figur 14.



Figur 14. Sommarprofil (i figuren: berm-type (summer) profile) och vinterprofil (i figuren: bar-type (winter) profile). Höjdskalan är 5 till 10 gånger större än längdskalan. (Från Komar, 1998).

## 5 HUR PÅVERKAS STRÄNDER AV MÄNSKLIG AKTIVITET?

Det är viktigt att förstå att all mänsklig aktivitet i kustzonen påverkar stränderna på något sätt. Samtidigt som en önskan finns om större tillgänglighet till strandområden måste risken för negativa effekter på stränderna noga övervägas. Oftast har stränderna intagit ett jämviktsläge som kan störas genom till synes små ingrepp. Exempelvis kan utläggning av strandskoning eller omläggning av utlopp för floder och andra vattendrag orsaka rubbning i sedimentbalansen med erosion som följd. Likaså hindrar dammanläggningar i vattendrag sedimenttillförseln till hav och sjöar eftersom dammarna utgör sedimentfickor. Dammarna utjämnar också variationer i vattenflödet vilket leder till att den mängd sediment som dras med vattenflödet nedströms dammen minskar.

Vegetation, både lågväxande gräs och örter samt större träd och buskar, utgör ett väsentligt skydd mot erosion orsakad av vind, vågor och nederbörd. Avverkning av strandnära skog bör alltid föregås av studium av dess effekter på stranden. Byggnadsverk utmed stränder, som pirar och strandskoningar, medför ofta en förflyttning av erosionen. Stränder som inte tidigare haft problem med erosion eller sedimentation kan efter ett ingrepp i en angränsande strand få stora problem. Det är alltså av största vikt att en förstärkningsåtgärds positiva och negativa effekter inte enbart analyseras i direkt anslutning till den tänkta platsen för åtgärden utan för ett större område. För studium av olika metoder att modellera effekter av förstärkningsåtgärder hänvisas till rapporten ”Stranderosionskydd – Typer/Dimensionering/Modellering” (SGI, 2003).

## 6 HUR KAN MAN MÄTA OCH MODELLERA DET SOM PÅVERKAR VÅRA STRÄNDER?

### 6.1 VATTENSTÅNDSVARIATIONER

Vattenståndsvariationer har mätts under lång tid på flera platser i Sverige i huvudsak för att kunna anlägga hamnar och bedriva sjöfart. I Sverige påbörjades de första regelbundna vattenståndsmätningarna i slutet av 1700-talet (Sveriges Nationalatlas, 1992).

Vattenståndsvariationer orsakade av kraftiga pålandsvindar eller lågtryck är av stor betydelse för stranderosionen. Stormfrekvensen utanför den aktuella stranden är därför av intresse. Vid prognostisering av högsta högvatten för våra kuststräckor vid anläggningsarbeten med lång livslängd krävs att hänsyn tas till de förväntade klimatförändringarna.

I begränsade vattenområden, som Östersjön, Vätern och Vättern, kan seicher inträffa. Svängningsperioden hos seicher beror av vattenområdets längd och vattendjup. I Östersjön uppträder t.ex. en seich med bukar (där vattenståndsvariationerna är störst) i inre Finska viken och vid de danska öarna och med noden (där vattenståndsvariationerna är minst) mellan Landsort och Libau.

Uppgifter om högsta högvattenstånd (det högsta vattenstånd som mätts i förhållanden till medelvattenståndet) och lägsta lågvattenstånd finns vanligtvis att tillgå kring våra stränder i hav och sjöar.

Den idag pågående landhöjningens storlek per år finns framtagen och presenterad med bland annat isobarer täckande hela riket. Medelvattenståndets förändring inom de närmaste 100 åren på grund av landhöjningen kan prognostiseras med hjälp av dessa.

Havets stigande nivå på grund av landisarnas avsmältningen är däremot svårare att prognostisera. Såväl internationella, nationella som regionala klimatscenarier finns framtagna som kan utgöra vägledning. I Sverige har SWECLIM utvecklat klimatscenarier för Sverige (se bland andra Bernes, 2003).

### 6.2 VINDVÅGOR

#### Generering av vindvågor

När hav eller sjöar utsätts för vind genereras så kallade gravitationsvågor. Vinden ger först upphov till en instabilitet mellan vatten och luft. När denna instabilitet är tillräckligt stor genereras vågor. På vattenytan uppstår då en stor variation av vågor med olika våghöjd och vågperioder som rör sig i olika riktningar. Ju kraftigare och längre vinden blåser desto högre blir vågorna och desto längre blir vågornas period. Vågrörelsen kan fortplantas över vattnet under mycket lång tid och på sin väg kan den interferera med andra vågor och påverkas av andra vindar.

Under 1950-talet utvecklades den så kallade SMB-modellen för beskrivning av våggenerering från vindar. Denna metod har tidigare använts flitigt men idag finns mer avancerade och noggrannare modeller som kan ta hänsyn till vindar som varierar med tiden till styrka och riktning. Dessa modeller ger bland annat uppgifter om våghöjd, period, riktning och frekvens samt havsströmmars riktning och styrka. Det finns tre olika generationer vågmodeller som tagits fram sedan 1960-talet. De olika generationerna skiljer sig vad gäller inmatning av energi från vinden, växelverkan mellan vågor och energidissipationen, se till exempel Young (1999). På SMHI används idag en modell av andra generationen, HYPÄ. En annan andra ordningens modell är GONO. Exempel på tredje generationens modeller är WAM, WAVEWATCH och SWAN. För att modellerna ska ge tillförlitliga resultat krävs omfattande vindstatistik från det vattenområde som analyseras. Vindarna är dock oftast för dåligt prognostiserade och för dåligt modellerade (Jo-hansson, 2003). I Sverige utförs idag få mätningar av vindförhållandena till havs eller längs kusterna på grund av knappa ekonomiska resurser. Vågbojar finns vid Läsö, Huvudskär och Ölands södra grund, medan ekolod för vågmätning finns vid Almagrunden och Trubaduren (Johansson, 2003). Detta innebär att det i många fall är svårt att verifiera resultatet av en våggenereringsanalys eftersom mät-



data ofta saknas. Utvärdering av tidiga mätdata från några av dessa platser genomfördes av SSPA (Wahl, 1983) och Chalmers (Mårtensson och Bergdahl, 1987) men säger föga om det strandnära vågklimatet.

Kystdirektoratet i Danmark utför mätningar av vind och våghöjd, framför allt längs Danmarks västkust. Resultat från de mätningarna presenteras på deras hemsida, [www.kyst.dk](http://www.kyst.dk).

Prognostisering av vindvågor med ovan nämnda modeller är kostsam. Vid enkla analyser av erosionsförlopp längs våra kuster fokuserar man istället på morfologin kopplad till vådersituationen (Hanson, 2003)

ICEM (2003) presenteras ekvationer och diagram för handberäkning av våggenerering. En beräkning enligt ekvationerna och diagrammen kan enligt CEM (2003) användas för uppskattning av vågförhållanden för preliminära överväganden i tidiga skeden av ett projekt och för design i fall där de totala projektkostnaderna är små.

I våggenereringsmodellerna tillämpas en statistisk beskrivning av vågorna i form av spektrum och karakteristiska värden, som t.ex. signifikant våghöjd och medelvågperiod. Denna beskrivning av oregelbundna vågor bygger på en superponering av regelbundna sinusvågor, och modeller av hur vattnet rör sig under dem. För att modellera sinusvågorna används en linjär modell som utvecklades redan 1845 av Airy. För att beskriva höga vågor och vågor på grunt vatten används icke-linjära, högre ordningens teorier. Se CEM (2003) eller Dean och Dalrymple (2002).

Enligt Airys modell rör sig vattenpartiklars under en sinusformad våg i cirkulära banor när vattendjupet är stort.

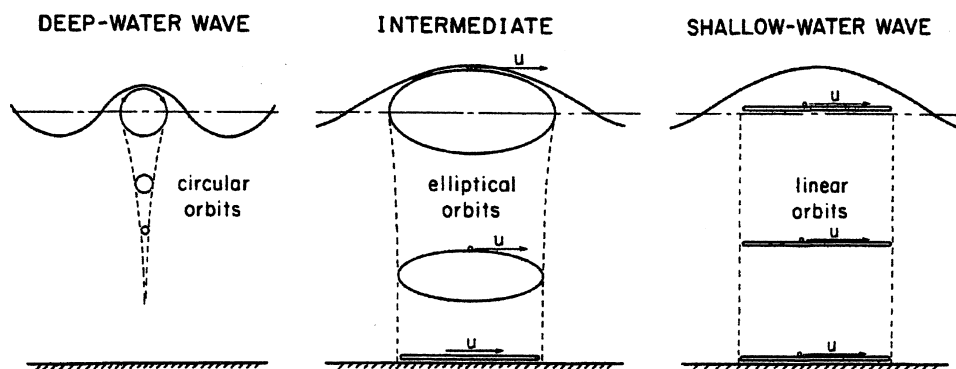
Rörelsens storlek avtar kraftigt med djupet för att en halv våglängd under vattenytan vara cirka 4 % av den vid ytan, se Figur 15. På grunt vatten rör sig däremot vattenpartiklarna i elliptiska banor och rörelsen i horisontalled vid botten kan vara nästan lika stor som vid ytan.

Den linjära modellen är lätt att använda och ger tillförlitliga resultat för en mycket stor andel av de praktiskt intressanta vågformerna (CTH, 1991). Våghöjden får dock inte vara alltför stor i förhållande till vattendjupet och våglängden för att modellen skall ge bra resultat (Dean och Dalrymple, 2002).

Många icke-linjära modeller bygger på Airys teori och kopplar till denna ytterligare ekvationer för att bättre kunna modellera till exempel stora vågamplituder, masstransport, vågspridning eller situationer när vågor kommer in på grundare vatten. Den intresserade läsaren hänvisas till CEM (2003). Dessa modeller används inte så ofta vid analys av stranderosion. För att beräkna vågutbredning på grunt vatten används ofta djupintegrerade olinjära så kallade Boussinesqmodeller, vilka modellerar vågutbredningen i tiden och kan återge branta, höga, icke brytande vågor, se till exempel Trumars och Bergdahl (2002) eller Eskilsson (2002).

### Förändring av vindvågor fram till det yttre strandområdet

Vågor påverkas exempelvis av förändringar i vindförhållanden, djupet till botten, strömmar, förekomst av hinder och genom interferens med andra vågor. Förändringarna kan orsaka vågbrott, avböjning av vågornas utbredningsriktning (refraktion), fortplantning av rörelsen vin-



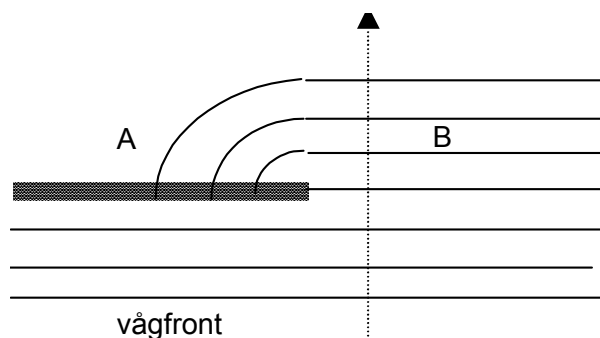
Figur 15. Vattenpartiklarnas rörelse under en sinusformad våg enligt Airys vågmodell (linjär vågmodell). Rörelsen visas i ordning från vänster: på djupt vatten, på vatten med intermediärt djup respektive på grunt vatten. (Från Komar, 1998).

kelrätt utbredningsriktningen(diffraktion) samt reflexion etc. Det för med sig att våghöjden varierar utmed kusten och olika partier utsätts för olika typer av vågor.

För att kunna modellera förändringar av vindvågor krävs god kännedom om bottenpografin, strandlinjens utseende, vågrörelsens riktning och läge för eventuella hinder i vågrörelsens fortplantningsriktning. Detaljerad kunskap om bottenpografin saknas dock ofta.

Vågor som infaller med en viss vinkel mot en uppgrundande strand kommer att böja av i det närmsta vinkelrätt in mot stranden. Detta kallas *refraktion* och beror på att våghastigheten är lägre på grunt än på djupt vatten. En konsekvens av refraction är att vågaktiviteten längs kuster med uddar och vikar ökar på uddarna och minskar i vikarna. Även bottenförändringar i form av undervattensryggar och gravar får vågor att böja av och förändra våghöjden. Enkla grafiska så kallade strålgångsmetoder eller datorimplementerade sådana metoder kan duga för att beskriva refractionen kvalitativt. En spridd och något mer avancerad datormodell är REF/DIF, som även inkluderar diffraktion (se nedan). Tredje generationens våggenereringsmodeller som SWAN eller Boussinesqmodeller som FUNWAVE kan användas för att ge noggrannare beskrivningar (Trumars och Bergdahl, 2002).

Energin kan fortplantas in i ett lugnområde (*diffrakteras*), exempelvis bakom en vågbrytare, se Figur 16. Då vågorna fortplantas in i område A kommer energin att minska i område B. Detta gör att våghöjderna i område B kommer att påverkas. Även de vågor som reflekteras mot vågbrytaren kommer att diffrakteras in i område B och A vilket gör vågbilden komplicerad. Diffractionen modelleras t.ex. i Boussinesqmodeller som FUNWAVE eller MIKE21 eller i diffraktionsmodeller som REF/DIF.



Figur 16. Diffraktion.

Då en våg träffar en hård yta reflekteras den. Ett nytt vågsystem uppstår efter reflexionen bestående av både inkommande och utgående vågor. Vågor som slår in mot exempelvis en vertikal kaj kommer ge upphov till en stående våg (om vågen är en regelbunden fortskridande sinusvåg). Olika konstruktioners reflekterande förmåga kan bestämmas approximativt med formler men för noggrannare bestämning krävs modellförsök. Reflexion modelleras inte i rena refraktionsmodeller eller i våggenereringsmodellerna.

Den yttre gränsen för ett strandområde går där de största vågorna börjar bryta. Strax innan vågorna bryter har deras form förändrats på grund av uppgrundning. Vågdalarna har sträckts ut och vågtopparna har blivit mer koncentrerade och branta. Det finns modeller för att beräkna vågspektra efter uppgrundning med utgångspunkt från motsvarande vågspektra på djupt vatten.

CEM (2003) rekommenderar att datorprogram används för analys av förändringen av vågor på grunt vatten fram till det yttre strandområdet. CEM (2003) redovisar några datorprogram som behandlar stationära förhållanden; RCPWAVE, REF/DIF och STWAVE. STWAVE omfattar vågbrytning, bottenfriktion, perkolation, icke-linjär energiförskjutning inom vågspektra, enkla strukturer och aspekter av propagering relaterade till strömmar. SWAN, som är en tredje generationens våggenereringsmodell, kan också användas. Alternativt kan man realisera ett vågtåg vid djupvattengränsen och transformera den till bränningszonen med en boussinesqmodell.

### Förändring av vindvågor inom strandområdet

Förändringen av vågor inom strandområdet karakteriseras av vågbrott, reduktion av våghöjder och uppspolande svall.

När vattendjupet minskar förkortas våglängden, vågorna blir brantare. Vid en viss branthet tippar vågkrönet över och vågorna bryter. Läget och utbredningen av den zon, bränningszonen, där vågor börjar bryta bestäms förutom av vattendjupet också av bottenprofilens lutning. Förenklat brukar man ange att en våg bryter när våghöjden är 80 % av vattendjupet. Efter att vågorna börjat bryta reduceras deras höjd successivt under det att de går in mot strandvallen. Vid strandvallen förändras vågkaraktären fullständigt till ett uppspolande svall.

Den zon där vågorna börjar bryta kallas bränningszon. I zonen mellan bränningszonen och läget intill strandvallen där vågorna övergår i uppspolande svall karakteriseras rörelsen av brytande vågkammor som rör sig kontinuerligt in över en utflackad vattenyta (Norrman, 1967). Egentliga vågdalar kan svårligen urskiljas i denna zon (Norrman, 1967). Vågrörelsen i denna zon kallas surf och zonen kallas surfzon. Den del av stranden där uppspolande svall förekommer kallas svallzon. Enligt Norrman (1967) är bränningszonen längs Sveriges väst- och ostkust av betydande bredd medan en väl utbildad surf saknas.

Det är svårt att i detalj analysera en vågs brytning och den växelverkan mellan de ingående vågor som brytningen leder till inom strandområdet. Det är emellertid mycket viktigt att förstå detta förlopp. Dels vill man veta hur mycket energi som kan dissiperas (omvandlas till värme) innan vågorna når de inre delarna av stranden där de kan orsaka erosion och annan skada, dels vill man veta hur strömmar genereras och hur erosion och deposition av sediment i strandområdet sker.

För jämnt och svagt sluttande stränder är våghöjden i den inre delen av surfzonen i princip är oberoende av våghöjden på djupt vatten utanför surfzonen. Våghöjden är här istället i stort sett enbart proportionell mot vattendjupet och kan beräknas enligt Formel (1), medan CEM (2003) anger en enkel ekvation för beräkning av vågbrottsindex från bottenlutning och vågperiod.

$$H_b = \gamma_b d_b \quad (1)$$

där  $\gamma_b$  betecknar vågbrottsindex och  $d_b$  betecknar vattendjup.

En mer generell metodik för att beräkna förändringen hos vågor inom strandområdet är att utgå från en energibetraktelse av förändringen,  $\Delta P$ , över en viss sträcka av den effekt som vattnets rörelse utövar, enligt

$$\Delta P = (EC_g)_1 - (EC_g)_2 \quad (2)$$

där  $E$  betecknar vågrörelsens energi, vilken kan beräknas med linjär teori som en funktion av våghöjd och våglängd och  $C_g$  betecknar den hastighet med vilken energin fortplantas. På grunt vatten motsvaras denna hastighet av vågens fashastighet.

$\Delta P$  motsvarar energidissipationen över sträckan på

grund av vågbrytning och bottenfriktion. Med energidissipation menas här överföring av vågenergi till annan rörelseenergi, i huvudsak turbulens och värme. Denna betraktelse används i princip i SWAN.

För beräkningen av transformationen av oregelbundna vågor inom surfzonen finns modeller som utgår från transformationen av ingående vågkomponenter och statistiska fördelningar av våghöjd på vattnet utanför strandområdet. NMLONG är en sådan numerisk modell (se Larson och Kraus, 1991 och 2002) som beaktar oregelbunden bottenprofil och även beräknar resulterande långsgående strömmar. Man kan också på förhand utgå från att våghöjderna har en viss fördelning inom surfzonen, vanligen ansätter man då en Rayleighfördelning som trunkerats vid den våghöjd som man bedömer är maximal för aktuellt vattendjup.

Förändringen av vattnets rörelsemängd inom en våg motsvaras av ett dynamiskt tryck, strålningstryck (engelska: radiation stress). Strålningstrycket är på grunt vatten proportionellt mot vågrörelsens energi. Strålningstrycket balanseras av att vattenytans medelnivå samtidigt avviker från lugnvattenytans nivå. Från djupt vatten och fram till bränningszonen sjunker vattenytans medelnivå på grund av detta, vilket nedan kallas för nersänkning. I samband med brytande vågor stiger vattenytans medelnivå innanför bränningszonen, vilket nedan kallas för uppstuvning. För linjär vågteori och regelbundna vågor har ekvationer ställts upp för uppstuvning och nersänkning. I ekvationerna ingår våglängd utanför bränningszonen, våghöjd, vattendjup och vågbrottsindex,  $\gamma_b$ . För  $\gamma_b = 0,8$  är uppstuvningen i strandlinjen ungefär  $0,15 \cdot d_b$ . Eftersom  $d_b = \gamma_b H$  är  $d_b$  större för stora vågor än för små vågor. Man kan därigenom inse att uppstuvningen blir större för stora vågor än för små vågor.

Med till exempel NMLONG kan nersänkning och uppstuvning beräknas för en oregelbunden bottenprofil. För oregelbundna vågor måste man i en del fall ta hänsyn till att ingående komponenter kan växelverka och resultera i vågor med lång period, så kallade ”infragravitet waves”. ”Infragravitet waves” medför att uppstuvningen sakta varierar.

Den högsta nivån som vågorna svallar upp till mot strandvallen kallas uppspolningshöjd (engelska: run-up). Uppspolningshöjden är viktig att känna till då den motsvarar gränsen mot land för vågornas direkta verkan på stranden. Vågornas uppspolning mot strandvallen (eng-

elska: wave uprush) brukar indelas i två komponenter, uppstuvning och fluktuationer till följd av uppspolning (engelska: swash). I uppspolning genererad av oregelbundna vågor ingår energi från ”infragravity waves”, speciellt för branta oregelbundna vågor (stormvågor). I CEM (2003) presenteras, med reservation, formler för beräkning av uppspolningshöjd.

### 6.3 STRANDNÄRA STRÖMMAR

Tvärgående utåtriktade underströmmarna kan vara relativt starka. CEM (2003) nämner värdet 8 % till 10 % av  $\sqrt{gd}$  nära botten. Den vertikala hastighetsprofilen för underströmmen bestäms enligt CEM (2003) utifrån en balans mellan strålningstrycket, tryckgradienter orsakade av sluttande medelvattenyta och vertikal blandning.

När vågor som kommer in snett mot stranden bryter och försvagas (våghöjderna minskar) uppkommer gradienter hos strålningstrycket. Gradienterna genererar längsgående strömmar. Utgående från denna modell och under förenklande antaganden har en enkel ekvation tagits fram för längsgående strömmar i surfzonen (CEM, 2003). De ingående parametrarna är bottenlutning (modifierad för uppstuvning), friktionskoefficient för botten samt vinkeln mellan vågkammarnas riktning och strandlinjens riktning. En mer generell numerisk metod finns i NM-LONG (Larsson och Kraus, 1991).

Hastigheten hos längsgående strömmarna är som störst strax innanför bränningszonen och avtar sedan in mot strandlinjen. Utanför bränningszonen avtar hastigheten mycket snabbt. De längsgående strömmarna har en hastighet som är relativt konstant med djupet enligt CEM (2003). I CEM (2003) nämns medelvärdet 0,3 m/s för hastigheten hos typiska längsgående strömmar.

### 6.4 CELLCIRKULATION

När längsgående strömmar lokalt går från områden med relativt stor uppstuvning mot områden med relativt liten uppstuvning och där vänder ut mot sjön i form av tvärströmmar (engelska: rip currents) uppstår vad som brukar kallas cellcirkulation. I tvärströmmar är strömningshastigheten hög (för simmare ibland farligt hög). Allmänt sett uppstår områden med relativt stor uppstuvning där våghöjder koncentreras, som vid uddar. Relativt liten uppstuvning uppkommer i till exempel bukter. Längsgående strömmar kan då förmodas uppkomma från uddar

till närliggande bukter, där utåtgående tvärströmmar uppstår, se Figur 6. Enligt CEM (2003) finns det dock ingen verifierad metod för att förutsäga bildandet av tvärströmmar eller avståndet mellan tvärströmmar. På grund av mer komplicerade vågmönster kan cellcirkulation även uppstå på raka likformiga stränder.

### 6.5 FARTYGSVÅGOR

Vågor som genererats av fartyg på djupt vatten bildar ett karaktäristiskt plogformat mönster, så kallade Kelvinvågor. Dessa vågor fortplantas som fria vågor in mot stranden och då vattendjupet minskar blir vågorna kortare medan deras amplitud ökar vilket gör att vågorna blir höga nära stranden. Eftersom vågornas utbredningshastighet måste vara av samma storleksordning som fartygets fart kommer snabba fartyg att generera vågor med högre våghastighet och längre våglängd än fartyg med lägre fart dvs. vågor som förstärks kraftigare när de kommer in mot stranden. Stora deplacerande fartyg åtföljs under sin färd också av en avsänkning (engelska: draw-down) orsakad av kompensationsströmmarna kring fartyget. Dessa är starkare vid begränsningar i vattendjupet, nära stränder och i kanaler. Denna avsänkning eller ”Bernoullivåg”, som beror av farten i kvadrat, kan vara betydande i en skärgård.

Fartyg påverkar således strändernas stabilitet framförallt på två sätt: dels genom Kelvinvågornas eroderande förmåga dels genom den plötsliga avsänkningen av vattenståndet. Vid en sådan plötslig avsänkning av vattenståndet hinner grundvattenståndet/portrycket i bakomliggande slänt inte alltid med att utjämnas. Detta är särskilt påtagligt för kohesiva sediment. Det innebär att en utåtgående hydraulisk tryckgradient uppstår i slänten vilket minskar stabiliteten. Därigenom kan erosion och skred/ras uppkomma. Modeller för stabilitetsanalyser av slänter finns inom geotekniken. Detta problem är av naturliga skäl endast förekommande i branta slänter och där fartyg går nära strandlinjen. Avsänkningen kan också initiera seicher i vikar vilka dock avklingar ganska snabbt.

Fartygs inverkan på stränderna i en kanal är känt sedan länge och modeller för analys är väl etablerade. Det vidare problemet med fartygsgenererade vågor finns beskrivet i PIANC (2003) eller SSPA(2003).

## 7 HUR KAN MAN MÄTA OCH MODELLERA FÖRÄNDRINGAR HOS VÅRA STRÄNDER?

### 7.1 ALLMÄNT

Förutom topografiska kartor finns geologiska kartor framtagna, som täcker de flesta av Sveriges kuststräckor från land ut till kustlinjen. Geologiska kartor över på havsbotten förekommande jordarter och deras tjocklek är dock endast framtagna i några få områden. Egna undersökningar måste därför utföras i de områden där man har behov av sådan kunskap.

Inmätning av bottenpografin görs med vanliga avvägningsmetoder och med olika typer av lodning. På stora djup med flacka botten fungerar ekolodning bra. Vid branta förhållanden krävs mer avancerade lodningstekniker. Farkoster som dras eller på annat sätt förflyttas utmed botten kan också användas för djupbestämning. Olika bildtekniker kan användas, exempelvis för att via mönstret hos vågbrytningen identifiera läget av bränningsrevlar, se Komar (1998).

De ingående sedimentpartiklarna och deras fördelning visar på vilka processer som har format stranden. Ibland leder processen till förflyttning av sedimenten och därigenom formas exempelvis bankar, sandtråg eller rytmiska inbuktningar i strandkanten. Material som avsatts i strandområdet visar ofta på en sortering så att det finare materialet ligger på djupare vatten och det grövre materialet i grundare områden. Genom att studera sedimentegenskapernas utbredning samt havets strömmar och vågor tillsammans med kartor över området för olika år kan en trolig bild av erosionsförloppet skapas.

Direkta mätningar av sedimenttransport kan göras med hjälp av märkning av sediment (till exempel med radioaktiva ämnen eller infärgade sediment) eller genom uppumpning av vatten och analys av mängden suspenderat material. För att mäta transporten utmed botten (engelska: bedload transport) kan fällor i botten användas. Mätningar med metoderna är dock svåra att tillämpa (Laustrup, 2003).

Kvalitativa uppskattningar av långsgående transport kan göras genom att följa hur sediment ansamlas mot pirar,

hur utlopp hos vattendrag avböjs och hur strandens form och sedimentinnehåll förändras.

Kvantitativa uppskattningar kan göras genom utökning av den kvalitativa uppskattningen genom noggrann uppföljning och mängduppskattning av förändringarna till exempel med hjälp av kartmaterial och flygfoton. Dessa mätningar kan i viss mån korreleras med det vågklimat som rått under mätperioden.

### 7.2 MODELLER AV FORMFÖRÄNDRINGAR

Stränder med lösa sediment formas av tvärgående och långsgående sedimenttransport. Normalt betraktas formförändringar i den tvärgående bottenprofilen för sig och förändringar i plan av strandlinjen för sig. Resultaten sammanställs varefter en samlad bedömning av stranderosionen kan göras.

För den tvärgående profilen upprättas en jämviktsprofil och variationer kring denna bestäms. Jämviktsprofilen beskriver den tvärgående profilen från strandlinjen ut till havszonen så som den skulle se ut när de destruktiva och de skapande krafterna är i jämvikt. Flera stränder har naturligt redan intagit sitt jämviktsläge eller sin jämviktsprofil. Olika modeller finns framtagna för bestämning av jämviktsprofiler. Modellerna skiljer sig åt framförallt när det gäller vilka destruktiva krafter som beaktas och på vilket sätt man anser att vågenergin dämpas. Flera olika modeller finns beskrivna av Dean och Dalrymple (2001). Larson et al (1999) beskriver också jämviktsprofiler. De framtagna formlerna för tvärgående profil kräver kunskap om bland annat vågenergi, våghastighet och kornstorlek. Profilförändringarnas begränsning utåt brukar för ingenjörsändamål anges som ett visst vattendjup beräknat med hjälp av signifikant våghöjd och effektiv vågperiod.

Ett viktig parameter för att förutsäga övergripande profilförändringar är vågornas kritiska branthet (engelska: critical wave steepness). Den kritiska brantheten är

en funktion av sedimentens sedimentationshastighet och vågperioden.

För att studera förändringar i rummet och tiden av tvärgående profiler kan modalanalys (engelska: eigenfunction analysis) användas (Komar, 1998).

Jämvikt kan också finnas hos strandlinjer i plan. En i plan djupt inbuktad strand (engelska: pocket beach) som inte har någon nettotransport av sediment med omgivande kust förändras så länge de inkommande vågorna bryter i sned vinkel med uppgrundningens nivåkurvor. Den sneda brytningen leder till längsgående strömmar och transport från en del av stranden till en annan del av stranden. Transporten fortsätter tills att stranden får en sådan form att vågorna överallt utmed stranden kommer in i rät vinkel mot uppgrundningens nivåkurvor. Ett jämviktsläge har då inträtt. Ett annat exempel på jämviktsläge är då stranden, i plan, har formen av en logaritmisk spiral. Denna form uppkommer ofta på fastland nedströms hinder, till exempel bakom hinder av fasta uddar. Centrum och den krökta delen av spiralen finns då vid hindret och spiralens rakare del uppkommer en bit nedströms (Komar, 1998). Strandlinjen öster om Ystad påminner om denna form, se Figur 9.

För en del fall finns det analytiska lösningar, såsom den logaritmiska spiralformen, för att beskriva strandlinjens form och utveckling. För andra fall kan numeriska modeller användas. Det man vill studera kan till exempel vara utvidgningen av en strandlinje mellan två hövder (utstickande pirar) eller effekten på strandlinjen av pumpning av sand till något intilliggande läge, se Komar (1998) och CEM (2003).

Ett exempel på en numerisk modell för strandlinjer är GENESIS (se Hanson, 1987 och 1989). GENESIS är en enlinjemodell (engelska: one-line shoreline change model). GENESIS utvecklades för att prognostisera de förändringar av strandlinjen som en markant lokal åtgärd medför. GENESIS kan hantera många former av pirar, tillförsel från floder, utfyllnader med mera. Däremot kan GENESIS inte simulera vinddrivna strömmar och erosion under stormar där den tvärgående sedimenttransporten dominerar.

En sammanställning av modeller för formförändringar finns i Hanson et al (2003) samt i Larson et al (2003).

### 7.3 MODELLER AV SEDIMENT-TRANSPORT I VATTEN

Sediment transporteras på grund av strömmar eller vågrörelser. Sedimenten transporteras suspenderade i vattnet. De transporteras också utmed botten genom hasning, rullning eller hoppning. Sedimentens kornstorlek, kornfördelning och densitet påverkar vattnets förmåga att erodera och transportera materialet. Sedimentens sedimentationshastighet påverkar också vattnets förmåga att transportera sedimenten.

På samma sätt som vid modellering av formförändringar delas analysen av sedimenttransport upp i en tvärgående respektive en längsgående analys. De presenteras i Kapitel 7.3.1 och 7.3.2.

#### Sedimenttransport tvärs stranden

Mekanismerna bakom transport tvärs stranden är inte lika utredda som mekanismerna bakom transport längs med stranden. Allmänt sett leder stormvågor till transport utåt, bort från stranden, och mildare vågklimat till transport in mot stranden. Man kan behöva ta hänsyn till transport tvärs stranden när det gäller att bedöma en strands förändring till följd av stormvågor, strandlinjens förändring på grund av vattenståndshöjning och projekt som syftar till att tillföra sand till en utsatt strand.

Vågor som går in över en strand genererar skjuvkrafter mot botten som kan föra sediment in mot land. Energiförluster hos vågrörelsen på grund av friktion mot botten leder därutöver till en strömning i vattnets gränsskikt mot botten som är riktad mot stranden.

Inom surfzonen kan vågrörelser och turbulens hålla sediment i suspension under en del av, eller hela, vågrörelsens period. Förenklat sett så finns det en tendens att sediment med hög sedimentationshastighet (grövre sediment) hålls i suspension en kort tid och förs in mot stranden medan det omvända gäller för sediment med liten sedimentationshastighet (finare sediment).

Gravitationen verkar på suspenderat material i huvudsak (då stranden lutar jämnt) i riktning ut från stranden och leder till utjämning av profilen.

Underströmmar och strömmar genererade av starka pålandsvindar för i huvudsak sediment ut från stranden.

## Sedimenttransport längs med stranden

Riktningen hos den förhärskande längsgående transporten kan iakttas vid hinder av olika slag, enligt Figur 17.

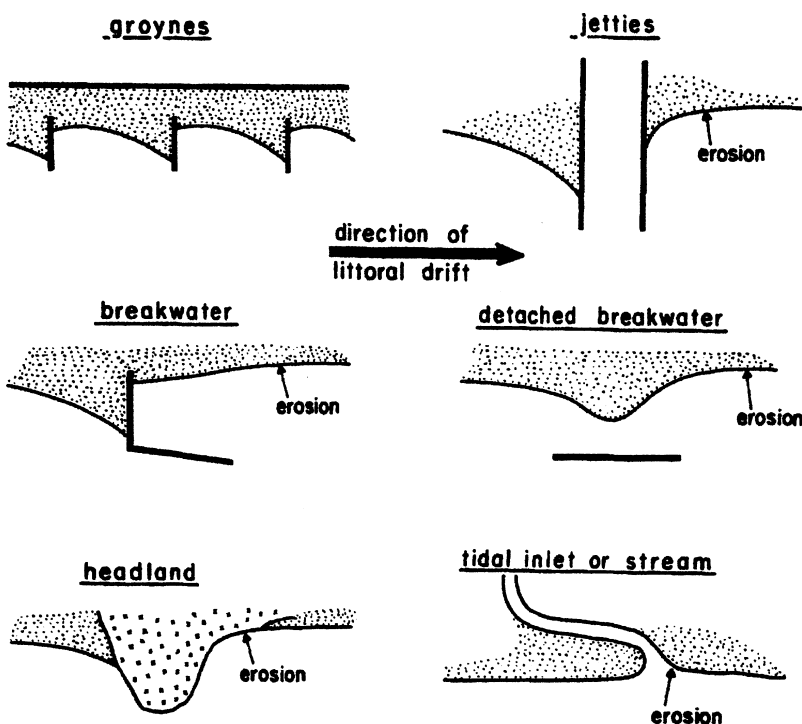
I modeller av transport längs med stranden utgår man ofta från att det potentiella flödet av sediment beror av den längsgående komponenten av vågornas effekt. Vågornas effekt kan uttryckas i samma enhet som sedimentflöde. Därmed kan man använda parametrarna vågeffekt i bränningszonen och en dimensionslös empirisk koefficient för att direkt bestämma sedimentflöde. Vid bestämningar av den empiriska koefficienten tar man hänsyn till sedimentens sedimentationshastighet och vinkeln mot strandlinjen vid en längsgående linje som representerar bränningszonen. (Den empiriska koefficienten kan också relateras till typ av brytande våg.)

Andra modeller baseras på en mer detaljerad beskrivning av längsgående strömmar. Man utgår från att vågorna lyfter upp sedimenten och att sedimenten sedan förs vidare med de längsgående strömmarna. För längsgående strömmar, se avsnitt 7.

Genom uppföljning av vågdata eller vinddata från långa tidsperioder och jämförelser med förändringar i strandlinjer kan de transportmodeller man vill utnyttja kalibreras.

Under året och under längre tidsperioder uppkommer vågor med olika riktning och styrka som driver transporten i olika grad åt ena eller åt andra hållet utmed stranden. Man brukar därför skilja på brutto- och nettotransport. Bruttotransporten är all transport summerad oavsett riktning medan nettotransport är resulterande transport bort från, eller till ett område under en längre tidsperiod.

Att upprätta en sedimentbudget är ett sätt att studera erosion och sedimentation utmed en kuststräcka. Man utgår från att den mängd sediment som tillförs kuststräckan står i balans med den mängd sediment som avsätts inom kuststräckan och den mängd sediment som förs bort från kuststräckan. I budgeten skiljer man på "källor" och "sänkor". "Källor" är platser eller processer där sediment tillförs budgeten. "Sänkor" är platser eller processer där sediment tas bort från budgeten. Exempel på källa är längsgående transport av sediment in i kuststräckan, tillflöden av sediment från åar och floder samt erosion av klinter. Exempel på sänka är längsgående transport av sediment ut från kuststräckan och transport av sediment till havet.



Figur 17. Tecken på riktning hos den förhärskande längsgående transporten (engelska: littoral drift) vid olika hinder. (Efter Komar, 1998).

## REFERENSER

### Hänvisade referenser:

- Bernes, C. (2003).** En varmare värld – Växthuseffekten och klimatets förändringar. Naturvårdsverket, Stockholm.
- CEM (2003).** Coastal Engineering Manual. Editor: J. Pope. US Army Corps of Engineers.
- CTH (1991).** Vattenbyggnad, fk för V4/V5. Undervisningsskrift nr 1991:4. Institutionen för vattenbyggnad Chalmers, Göteborg.
- Dean, R.G. & Dalrymple, R. A. (2002).** Coastal processes with engineering applications. Cambridge University Press. Cambridge.
- Eskilsson, C. (2002).** Continuous and Discontinuous Spectral Elements for 1D Boussinesq-Type Equations, Licentiatavhandling, Vatten Miljö Transport, Chalmers. Göteborg.
- Gustavson, M. (1994).** Kusterosion och teknik för kustskydd. Systembeskrivning av erosion och sandtransport. Stockholms Tekniska Högskola. Vattenbyggnad. TRITA-VBI-164.
- Hanson, H. (1987).** GENESIS, A Generalized Shoreline Change Numerical Model for Engineering Use. Avhandling, Institutionen för vattenresurslära, Lunds universitet, Lund, Report No. 1007, 206 pp.
- Hanson, H. (1989).** GENESIS - A Generalized Shoreline Change Numerical Model. Journal of Coastal Research, Vol 5(1), pp. 1-27.
- Hanson, H., Aarninkhof, S, Capobianco, M., Jimenez, J.A., Larson, M., Nicholls, R.J., Plant, N.G., Southgate, H.N., Steetzel, H.J., Stive, M.J.F. & de Vriend, H.J. (2003).** Modelling of Coastal Evolution on Yearly to Decadal Time Scales. Journal of Coastal Research. Vol. 19, No. 4, pp. 790-811.
- Hanson, H. (2003).** Personlig kommunikation. (Hans Hanson, LTH, Lund).
- IPCC (1992, 1995).** Global climate change and the rising challenge of the sea, Intergovernmental Panel on Climate Change, Response Strategies Working Group, Cambridge University Press, New York, N.Y.
- Johansson, L. (2003).** Personlig kommunikation. (Lasse Johansson, SMHI, Göteborg.)
- Komar, P.D. (1998).** Beach processes and sedimentation. Prentice-Hall, Inc. Upper Saddle River, NJ.
- Larson, M., Hanson, H. & Kraus, N.C. (2003).** Numerical Modeling of Beach Topography Change. Advances in Coastal Modeling, Ed. Lakhan, C., Elsevier. pp. 337-366.
- Larson, M. & Kraus, N. C. (1991).** Numerical Model of Longshore Current for Bar and Trough Beaches. Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering, Vol 117, No. 4, pp 326-347.
- Larson, M., Kraus, N.C. & Wise, R.A. (1999).** Equilibrium Beach Profiles Under Breaking and Non-Breaking Waves. Coastal Engineering, Vol 36, No. 1, pp 59-85.
- Larson, M. & Kraus, N.C. (2002).** NMLONG: Numerical Model for Simulating the Longshore Current. Report 2: Wave-Current Interaction, Roller Modeling, and Validation of Model Enhancements. Technical Report ERDC/CHL TR-02-22, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Coastal Engineering Research Center, Vicksburg, Miss.
- Laustrup, C. (2003).** Personlig kommunikation. (Christian Laustrup, Kystdirektoratet, Danmark).
- Mårtensson, N. & Bergdahl, L. (1987).** On the Wave Climate of the Southern Baltic, Report A:15, Inst för vattenbyggnad, Chalmers, Göteborg.
- Nationalencyklopedin (1995).** Bokförlaget Bra böcker. Höganäs.
- Norrman J. O. (1967).** Strandens och kustens morfologi och de formskapande processerna. Meddelanden från Uppsala universitets geografiska institution Ser. A Nr 228. Särtryck ur Ymer, Årsbok 1967.



- PIANC (2003).** Guidelines for managing wake wash from high-speed vessels. Maritime Navigation Commission, Report of Working Group 41, Bryssel.
- SGI (2003).** Stranderosionsskydd – Typer/Dimensionering/Modellering. Statens geotekniska institut, Varia 532, Linköping.
- Sjöfartsverket (1992).** Svensk Lots Del A, Norrköping.
- SSPA (2003).** The interaction of large and high-speed vessels within the environment in Archipelagos – Final Report. SSPA Research Report No 122. Göteborg.
- Sveriges Nationalatlas (1992).** Hav och Kust. Temareddaktör Björn Sjöberg. Bokförlaget Bra Böcker. Höganäs.
- Topografiska kartan (1995).** Topografiska kartan över Sverige, Edition 6, 1995.
- Topografiska kartan (1983).** Topografiska kartan över Sverige, Edition 3, maj 1983.
- Trumars, J. & Bergdahl, L. (2002).** Numeriska modeller av vågutbredning för beräkning av våglaster mot vindkraftverk till havs. Rapport 2002:2, Vatten Miljö Transport, Chalmers, Göteborg.
- Wahl, G. (1983).** Vågdata och vågeffekt vid svenska kustfarvatten. SSPA, Rapport 2265-3, Göteborg.
- Young, I.R. (1999).** Wind generated ocean waves. Elsevier Ocean Engineering Book Series, Volume 2.
- Referenser som inte hänvisats till men som kan vara lämpliga vid fortsatta studier inom området:**
- Bergdahl, L. (2002).** Islaster på vindkraftverk till havs. Rapport 2002:1, Vatten Miljö Transport, Chalmers, Göteborg.
- Dietrich, G. & Kalle, K. (1963).** General oceanography. John Wiley & sons, Inc.
- Hanson, H., Gravens, M.B. & Kraus, N.C. (1988).** Prototype Applications of a Generalized Shoreline Change Numerical Model. Proc. 21st Int. Conf. on Coastal Eng., ASCE, pp. 1265-1279.
- Larson, M. (1988).** Quantification of Beach Profile Change. Ph.D. Thesis, Report No. 1008, Department of Water Resources Engineering, Lund University, Lund, Sweden, 293 pp.
- Larson, M. & Kraus, N. C. (1989).** SBEACH: Numerical Model for Simulating Storm-Induced Beach Change. Report 1: Empirical Foundation and Model Development,” Technical Report CERC-89-9, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Coastal Engineering Research Center, Vicksburg, Miss.
- SMHI och Havsforskningsinstitutet (1982).** Climatology Ice Atlas for the Baltic Sea, Kattegat, Skagerrak and Lake Vänern (1963-1979).



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](mailto:sgi@swedgeo.se). Internet: [www.swedgeo.se](http://www.swedgeo.se)