

Klimaændringer og Kystprocesser

Af Troels Aagaard, lektor, Institut for Geovidenskab og Naturforvaltning

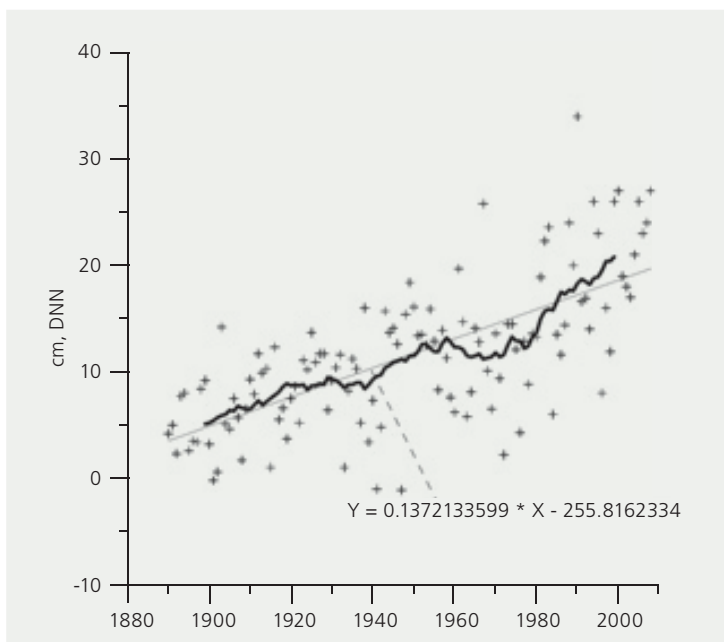
Danmarks kystlinie er ca 7.300 km lang. Det er i sig selv et ganske imponerende tal, men set i forhold til landets areal på ca 43.000 km² betyder det, at forholdet mellem kystliniens længde og landets areal er et af de største i verden. Derfor er kystzonen af stor betydning i et land som Danmark, og den udnyttes intensivt til eksempelvis rekreative formål, havneanlæg og sommerhusbyggeri. Kystforskere er for tiden især optaget af, hvordan kysterne vil reagere på fremtidige havspejlsstigninger. Klimaforskere er enige om, at de globale temperaturer vil stige fremover, og højere lufttemperaturer vil medføre dels højere havtemperaturer og dels øget gletcherafsmeltning. Begge dele vil få vandstanden i verdenshavene til at stige, og den gængse opfattelse er, at stigende vandstande vil få kysterne til at erodere (rykke tilbage). Dette er naturligvis ikke hensigtsmæssigt, hvis man har bygget sommerhus tæt på kystlinien eller anlagt en havn. I dette kapitel diskuteres, hvordan kyster reagerer på havspejlsændringer, og hvorfor de gør det. Kapitlet gennemgår desuden, hvad vi ved om nuværende havspejlsændringer og hvordan vi mener, at de vil udvikle sig i fremtiden.



Nutidige og fremtidige havspejlsændringer i Danmark

Når man taler om ændringer i havspejlets niveau, er det vigtigt, at man gør sig klart at, dette niveau kan bestemmes på to måder. Det kan være i forhold til et fikspunkt, for eksempel jordens centrum, hvilket kaldes det *absolutte* havspejlsniveau. Det kan alternativt være i forhold til et punkt på jordens overflade, hvilket kaldes det *relative* havspejlsniveau. I de nordligste dele af Danmark er det *relative* havspejlsniveau faktisk faldende, fordi landet stadig hæver sig lidt, efter at Istidens gletschere trak sig tilbage. Men i de sydlige dele af Danmark stiger det relative havspejl – ligesom det

gør langs den helt overvejende del af Verdens kyster. Den *relative* havspejlsændring i Esbjerg er vist i Figur 1 for perioden siden 1887, hvor man begyndte at måle vandstanden i havnen. Målingerne viser, at det relative havspejl er steget i gennemsnit 1,37 mm/år, hvilket nogenlunde svarer til den *absolutte* havspejlsstigning i verdenshavene i samme periode. Det betyder så også, at landhævningen efter Istiden stort set er ophørt i den sydlige del af Danmark. Målingerne viser også, at der er 'buler' på kurven. I nogle perioder, som 1940-1960 og 1975-nu, har stigningstakten været højere. Siden 1975 har stigningstakten faktisk været 3,57 mm/år – næsten ½ cm om året.



Figur 1 Udviklingen i det *relative* havspejlsniveau ved Esbjerg siden 1887. Krydsene markerer det gennemsnitlige niveau for de enkelte år, og den tykke streg angiver et glidende gennemsnit for målingerne. Den tynde linje er en lineær regressionslinje gennem alle målepunkterne. Den viser, at vandstanden er steget i gennemsnit 1,37 mm/år siden 1887.

Det globale og danske perspektiv

Hvor meget det globale *absolutte* havspejlsniveau vil stige i fremtiden, har forskerne delte meninger om. Men man er stort set enige om, at stigningstakten vil øges. FN's klimapanel (IPCC) mente i deres seneste

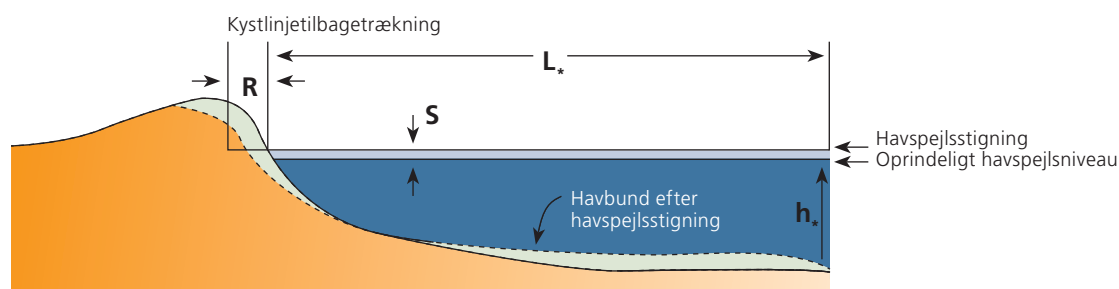
rapport om klimaændringer (2007), at havspejlet i år 2100, grundet den globale opvarmning, vil have nået et niveau mellem 18 og 59 cm over niveauet i år 2000. Senere forskning har godtgjort, at IPCC undervurderer afsmeltningen af is fra Grønland og

Antarktis. Man mener derfor nu nærmere, at vandstanden vil stige op imod 1 meter i år 2100. En sådan stigning vil naturligvis få alvorlige konsekvenser for mange af jordens kystområder. Dels fordi store, lavtliggende områder f.eks. i Bangladesh, i Mississippideltaet og i Nil-deltaet vil blive oversvømmet. Dels fordi vandstandsstigningen forskyder bølgernes angrebspunkt på kystlinien opad, og kysten vil reagere på dette højere angrebspunkt. Hvis klimaforskerne får ret, vil danske kyster rykke mellem 50 og 100 m tilbage. Dermed vil mange sommerhuse forsvinde i havet. Som et eksempel kan man betragte den 2½ km lange kyststrækning mellem Liseleje og Hyllingebjerg på Sjællands nordkyst. Hvis der ikke foretages omfattende kystbeskyttelse, så vil omkring 135 sommerhuse dratte i havet her. Ved Ringkøbing Fjord vil tangernes bredde halveres.

Bruuns model

Når man skal vurdere, hvordan sandkyster reagerer på en vandstandsstigning, bruger man som

regel Bruuns lov. Det er en metode, som blev indført af den danske kystingeniør Per Bruun. På baggrund af omfattende studier på Thyborøntangerne i 1950'erne, og senere på USA's østkyst, præsenterede han i 1962 en simpel model. Han betragtede kystprofilen - dvs et snit på tværs af kystlinien - fra klitterne og ud på dybt vand, og han antog, at dette kystprofils geometriske udformning altid er konstant. Et sådant profil kaldte han et ligevægtsprofil. Den antagelse betyder, at vanddybden i en given afstand fra kystlinien, for eksempel 100 meter, skal være den samme før og efter en havspejlsstigning. Når vandstanden stiger, så forskydes kystlinien landværts og opad, og vanddybden øges i profilet. Det betyder jo - hvis vi antager at vanddybden skal være den samme før og efter vandstandsstigningen - at der kommer til at mangle noget sand i de vanddækkede dele af kystprofilet, (se figur 2). Der skal altså skaffes noget sand til at opbygge et nyt ligevægtsprofil.



Figur 2 Bruuns model for kysttilbagerykning som følge af en havspejlsstigning. Figuren viser et kystprofil før og efter denne stigning, og for overskuelighedens skyld er profilet tegnet uden revler. R er kystens erosionsrate, L_* er afstanden fra kystlinien til grænsen mellem indre og ydre strandplan, h_* er vanddybden ved denne grænse, og S er vandstandsstigningen.

Bruuns lov

Bruun gjorde så to yderligere antagelser:

1. Der er ingen udveksling af sand mellem det indre strandplan (dvs området fra kystlinien til og med den yderste revle) og det *ydre strandplan* (dvs det dybere vand uden revler). Det gjorde han, fordi han observerede, at ændringer i bundens niveau er små uden for revlezonen. Langs danske kyster ligger grænsen mellem det indre og det ydre strandplan typisk på vanddybder mellem 4 og 6 meter.
2. Der er ingen nævneværdig transport af sand på langs af kysten.

Under disse to antagelser, kan det sand, der skal til for at opbygge profilet på det indre strandplan, kun komme et sted fra, nemlig fra erosion af området omkring og inden for kystlinien (Figur 2). Ved at balancere den sandmængde, der mangler, med en sandmængde frigjort ved kysterosion formulerede Bruun sin simple lov:

$$R = \frac{S \cdot L_s}{h_{klit} + h_s} \quad (1)$$

I denne formel er R kysttilbagerykningen (målt i meter/år), S er vandstandsstigningen i m/år, L_s er afstanden fra kystlinien til grænsen mellem indre og ydre strandplan, h_{klit} er højden af klitten inden for kystlinien, og h_s er vanddybden på grænsen mellem indre og ydre strandplan. Simple overslagsberegninger viser, at tilbagerykningen af kystlinien typisk bliver 50-100 gange større end stigningen i vandspejlet.

Fejl og mangler ved Bruuns lov

Bruuns lov er simpel og nem at anvende, og derfor har den haft stor udbredelse. Den er blevet testet mange gange i internationale studier – men sjældent med overbevisende succes.

Vores viden om kysters udvikling over lang tid sætter spørgsmålstejn ved gyldigheden af Bruuns

lov. Igennem de sidste ca. 6.000 år er der nemlig mange steder på kloden opstået sandøer, såkaldte barriere-øer. Det gælder også flere steder i Danmark, eksempelvis i Vadehavsregionen, hvor barriere-øerne Skallingen, Fanø, Mandø og Rømø er dannet inden for de sidste årtusinder. Skallingen er – i sin nuværende form – mindre end 500 år gammel. Barriere-øerne i Køge Bugt er mindre end 100 år gamle. Men vi ved også, at det globale havspejl er steget gennem de sidste 6.000 år. Mange steder er kysterne altså bygget op i stedet for at blive eroderet, som Bruuns lov foreskriver. Hvordan hænger det nu sammen?

Sand transporteres mellem ydre og indre strandplan

Forklaringen ligger i Bruuns antagelse om, at der ikke sker nogen sandudveksling mellem det ydre og det indre strandplan, samt at der ikke er nogen transport af sand langs kysten. Lad os starte med det første. Per Bruun antog, at der ikke sker nogen udveksling af sand på tværs af kysten imellem det ydre og det indre strandplan. Det gjorde han, fordi han – på de lokaliteter, som han studerede – ikke kunne observere væsentlige ændringer i bundens niveau på det ydre strandplan. Men en udveksling af sand medfører ikke nødvendigvis en væsentlig ændring i bundens niveau, og endvidere betyder det ikke, at der aldrig **har** været en sådan udveksling af sand.

Transporten af sand på tværs af kysten skyldes hovedsageligt to faktorer:

1. Bølgenes evne til at flytte sand landværts, og
2. Bølgegenererede strømmes evne til at flytte sand søværts.

De bølgegenererede strømme, der her er tale om, er dels den såkaldte understrøm, og dels de tværstrømme, der opstår i hestehuller. Begge strømmesystemer sættes i gang, når bølgerne bryder nær stranden. Når bølgerne bryder, så fragter de vand ind mod strandbredden, og det vand må så løbe

tilbage mod dybere vand igen, enten langs bunden som en understrøm, eller igennem huller i revlerne som tværstrømme. Disse strømsystemer findes altså kun i det område, hvor bølgerne bryder, det vil sige i revlezonen på det indre strandplan. Og de er grunden til, at sand fjernes fra strandbredden og flyttes ud på strandplanet når det stormer.

Bølger brydes og opgrunder

Denne erosionsmekanisme modvirkes af bølgenes evne til at transportere sand ind mod kysten. På dybt vand er bølgenes form tilnærmelsesvis en sinuskurve, og en enkelt bølge fragter ligeså meget sand udad under bølgetruget, som den fragter indad under bølgetoppen. I gennemsnit over en bølge – eller over mange bølger – er transporten af sand altså nul. Men når bølgerne løber ind mod

kysten tårner de sig op – de grunder op, indtil de bryder.

Opgrundningen gør, at bølgetoppene bliver høje og smalle og de store vandpartikelhastigheder under bølgetoppene er i stand til at fragte større mængder sand ind mod kysten, end der transporteres tilbage igen med de svagere vandpartikelhastigheder i bølgetrugene mellem toppene. Derved er bølger i stand til at fragte sand mod land; der er en nettotransport af sand fra det ydre til det indre strandplan. Disse sandtransportmekanismer, som vi har omtalt her, kendtes ikke på Bruuns tid.

Opgrundende og brydende bølger i Californien. De høje og smalle bølgetoppe nær kysten er populære blandt surfere

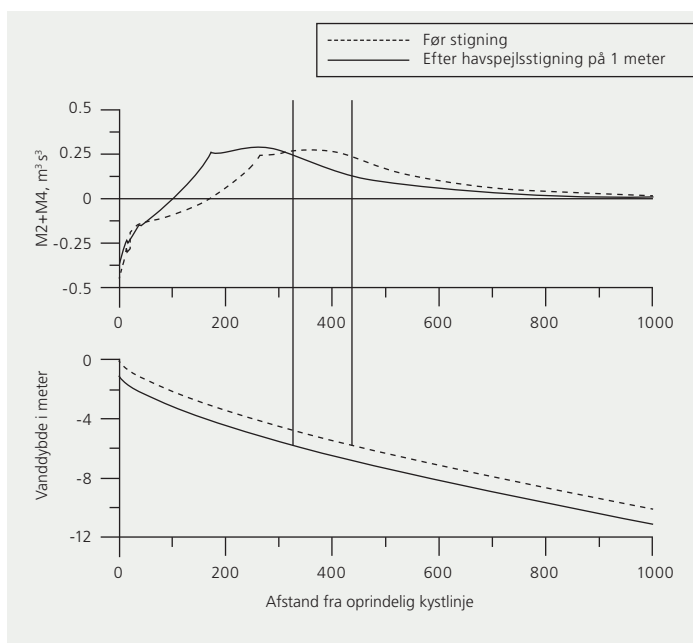


FOTO: CARSTEN BRODER HANSEN

Ved hjælp af computermødeller kan man beregne, hvordan disse mekanismer – bølger og bølgegenererede strømme – kan transportere sand frem og tilbage i profilet. Et eksempel på brugen af en sådan sandtransportmodel er vist i Figur 3. Den nederste del af figuren viser med den stiplede linie et tænkt tværprofil af en kyst, som for overskuelighedens skyld igen er tegnet uden revler. Afstanden

fra kystlinien er angivet på x-aksen, og y-aksen viser vanddybden. Den fuldt optrukne linie viser den nye vanddybde efter en havspejlsstigning på 1 meter. Den øverste del af figuren viser et mål for sandtransporten hvis man sætter modellen i gang med en bølgehøjde på 1,75 meter i den yderste del af profilet. Positive transportrater er rettet mod kysten, negative er rettet søværts.

Figur 3 Modelberegning af størrelsen og retningen af sandtransporten i et kystprofil før og efter en havspejlsstigning på 1 meter. Nederste figur viser kystprofilets form og vanddybderne før (stiplet linje) og efter (fuldt optrukket linje) en vandstandsstigning. Den øverste figur viser et mål for sandtransportens størrelse før (stiplet) og efter (fuldt optrukket) stigningen. Positive transportrater er rettet mod land, negative er rettet havværts. De lodrette linier angiver grænsen mellem det ydre og det indre strandplan.



Modelsimulationer kan forbedres

Det, som man kan se, er, at sandtransporten er lille på dybt vand, og at den er rettet ind mod kysten. Når bølgerne bevæger sig ind mod stranden øges transporten mere og mere. Det er fordi bølgerne grunder op, og derfor skubber større og større sandmængder mod land. Bølgerne begynder at bryde i et punkt godt 400 meter fra kystlinien (grænsen mellem det ydre og det indre strandplan og angivet med en lodret linie), og lidt senere begynder transportraten at falde. Inden for et punkt omkring 180 meter fra kystlinien bliver transporten

negativ, dvs udadrettet, og her dominerer strømme transporten af sand. I realiteten vil der blive dannet en revle i det punkt, hvor transporten går fra at være indadrettet til at være udadrettet. Så modellen forudsiger altså, at der sker en væsentlig transport af sand fra det ydre ind på det indre strandplan, i modsætning til Bruuns antagelse. Når vandspejlet stiger med 1 meter, så forudsiger modellen, at den indadgående transport fortsætter længere indad og en revle vil også flytte sig indad i profilet til det nye konvergenspunkt omkring 100 meter fra den oprindelige kystlinie.

En del af det sand, der skal til for at opbygge et nyt ligevægtsprofil, kan altså komme ude fra det ydre strandplan. Sådanne modelsimulationer involverer som regel en række antagelser, som ikke alle er lige gode. I det viste tilfælde er modelforudsigelsen af bølgernes transportrate formentlig for stor og der foregår intensiv forskning – blandt andet på Københavns Universitet – med henblik på at forbedre denne slags modeller for at vi kan forbedre vores forudsigelser af, hvordan kysten reagerer på havspejlsstigninger.

Transport af sand langs kysten

Bruuns lov antager ligeledes, at der ikke er en væsentlig transport af sand langs med kysten – eller sagt mere præcist: At der for en given kyststrækning er balance imellem den mængde sand, der transporteres ind i området fra opstrøms kilder, og den mængde sand, der forsvinder i den nedstrøms ende af kyststrækningen. På de fleste kyststrækninger – i hvert fald i Danmark – er det en antagelse, som ikke holder stik. På baggrund af en lang række undersøgelser har Kystdirektora-



Figur 4 Kystdirektoratets beregninger af sandtransportens størrelse på Jyllands Vestkyst.



tet i Lemvig beregnet transporten af sand langs den danske Vestkyst, den såkaldte langtransport (Figur 4). På figuren er der vist en række pile, som giver langtransportens retning, og pilenes tykkelse angiver den relative størrelse af transporten. På de strækninger, hvor pilene bliver tykkere i transportretningen fjernes der mere sand i nedstrøms retning end der tilføres opstrøms fra, og her eroderer kysterne. Det modsatte er tilfældet i de (få) tilfælde hvor pilene bliver tyndere i transportretningen. Det ses ret klart, at for de fleste strækninger bliver pilene tykkere og tykkere i transportretningen. Mellem Bovbjerg og Nymindegab, for eksempel, stiger transporten fra 0 til 2,3 millioner kubikmeter sand om året. Denne sandtransportrate er en af de absolut største i hele verden, og det betyder, at langtransporten eroderer 2,3 millioner kubikmeter sand mellem Bovbjerg og Nymindegab. Denne erosion bremser eller forhindrer Kystdirektoratet ved at fodre kysten med sand. Hvis man ikke gjorde det, så ville kystlinien rykke gennemsnitligt ca 2 m tilbage om året. Sandet aflejres så derefter i området mellem Nymindegab og Horns Rev – hvor kystlinien rykker frem, fordi der tilføres de store sandmængder.

En modificeret version af Bruuns lov

Som følge af, at det er nødvendigt at inddrage effekterne af langtransporten og af sandudvekslingen mellem det indre og det ydre strandplan – samt af eventuelle menneskelige modforanstaltninger for at hindre erosionen – må Bruuns lov modificeres. Formel (1) må ændres til:

R=

$$\frac{S \cdot L_s}{(h_{klt} + h_s)} - \frac{(Q_{y, ind} - Q_{y, ud})}{y \cdot (h_{klt} + h_s)} - \frac{Q_x}{y \cdot (h_{klt} + h_s)} - \frac{V}{y \cdot (h_{klt} + h_s)}$$

(2)

I denne formel er $Q_{y, ind}$ og $Q_{y, ud}$ langtransporten (målt i $m^3/år$) ind i, og ud af et område, der har en kystlinielængde på y meter, Q_x er transporten fra det ydre til det indre strandplan (målt i m^3 per meters bredde per år), og V er tilførslen fra sandfodring (eller tabet ved for eksempel sandsugning), målt i $m^3/år$. Formlen er ikke så simpel som (1) og især Q_x er svært at bestemme.



FOTO: CARSTEN BRØDER HANSEN

Effekter af ændringer i vindklimaet

Klimaændringer medfører sandsynligvis også en anden effekt, som har betydning for kystens udvikling, nemlig ændringer i stormhyppigheder og ændringer i den dominerende vindretning. Transporten af sand langs med kysten (Figur 4) foregår fordi bølgerne ofte har en skrå indfaldsvinkel i forhold til kystlinien. Langstransporten Q_y , er givet ved den simple formel:

$$Q_y = K \bullet H^2 \bullet \sin \beta \cos \beta$$

(3)

Her er K en konstant, H er bølgenes højde og β er bølgenes indfaldsvinkel i forhold til kystlinien. Der er indlysende, at hvis H forøges fordi stormenes hyppighed eller intensitet øges, eller – endnu vigtigere – hvis ændringer i vindklimaet gør, at bølgenes dominerende indfaldsvinkel ændres, så vil det påvirke langstransportens størrelse (og måske endda dens retning). Vi ved, at sådanne ændringer i vindklimaet har fundet sted tidligere. På den sydlige del af Jyllands Vestkyst var vestlige og

nordvestlige vinde dominerende indtil ca. 1980. I perioden 1980-2000 var vinde fra sydvest de hyppigste, og siden da har der været tegn på, at den dominerende vindretning skifter tilbage mod vest og nordvest igen. Vi ved ikke præcist hvordan klimaændringer vil påvirke vindenes og dermed bølgenes karakter, men flere studier peger på mulighederne for øgede stormfrekvenser og drejning af de dominerende vindretninger i Nordsøen. Det kan betyde, at langstransportens størrelse ændres, eller måske skifter retning. Hvis det sker, så kan konsekvenserne blive ganske alvorlige. Klimaændringer kan således påvirke kystens udvikling dels gennem en stigning i havspejlsniveauet, dels gennem påvirkning af langstransportraten og måske transporten af sand mellem ydre og indre strandplan. Samlet set betyder det, at i et land som Danmark vil der i fremtiden blive et stærkt forøget behov for kystbeskyttelse og kystforvaltning.