



Forfattere: Dag Myrhaug og
Bjørnar Pettersen

Havrommet og havmiljøet



Innhold

Innledning	
Havkloden, illustrasjon.....	2
Generelt om havrommet.....	4
Generelt om havmiljøet.....	6
Vær og vind	
Coriolisakselerasjon.....	8
Globale vindsystemer.....	10
Værsystemer.....	12
Bølger	
Generelt om bølger.....	16
Bevegelse av bølger.....	18
Dannelse av bølger.....	20
Energitransport i bølger.....	22
Interferens av bølger.....	25
Bølger som nærmer seg kysten.....	27
Tidevannsbølger.....	30
Havstrømmer (Anders Endal).....	32
Vannets fysiske egenskaper (Anders Endal)....	36
Havromsovervåking og kartlegging (Fredrik Dukan, Geir Johnsen og Asgeir Sørensen).....	38
Oppgaver.....	44
Referanser.....	46

Havkloden

Det er mer enn ti ganger så mye vann under havoverflaten som det er land- og fjellmasser over havoverflaten. Jordkloden burde derfor helst vært kalt havkloden eller vannkloden

Havene dekker omtrent 71 % av jordas overflate. Land- og fjellmassene synes enorme, men dypene i havrommet er enda mer tankevekkende. Den høyeste fjelltoppen på jorda ligger 8848 meter over havet (Mount Everest), mens den dypeste delen av havbunnen ligger nesten 11 000 meter under overflaten (Mariana Trench i Stillehavet).

Den midlere høyden av alle land- og fjellmassene over havnivået er omtrent 840 meter, mens den midlere dybden av havene er rundt 3800 meter. Tenker vi tredimensjonalt, betyr dette at volumet av havvannet er mer enn ti ganger volumet av land- og fjellmassene.

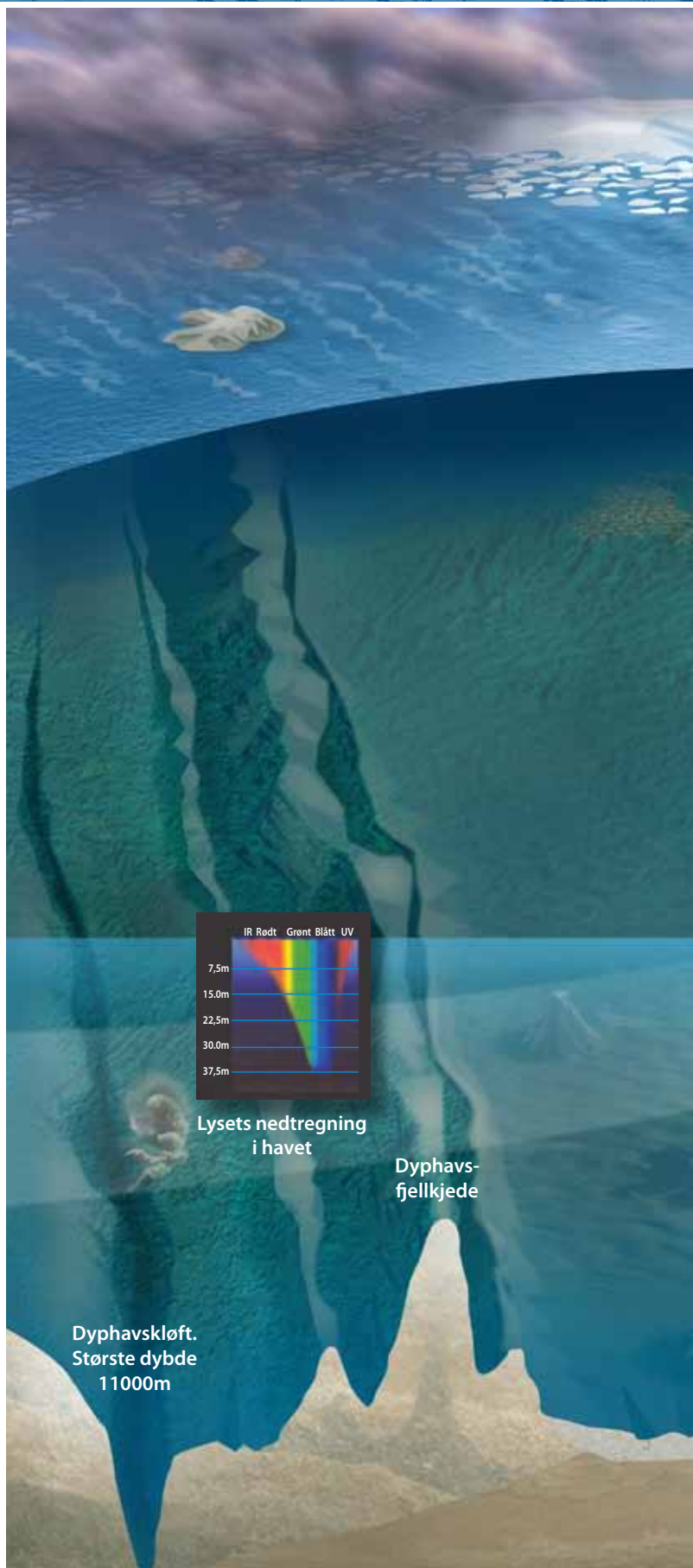
Enda et eksempel på havets enorme dimensjoner:

Hadde hele klodens overflate vært dekket av vann, ville den gjennomsnittlige havdybden vært 2700 meter.

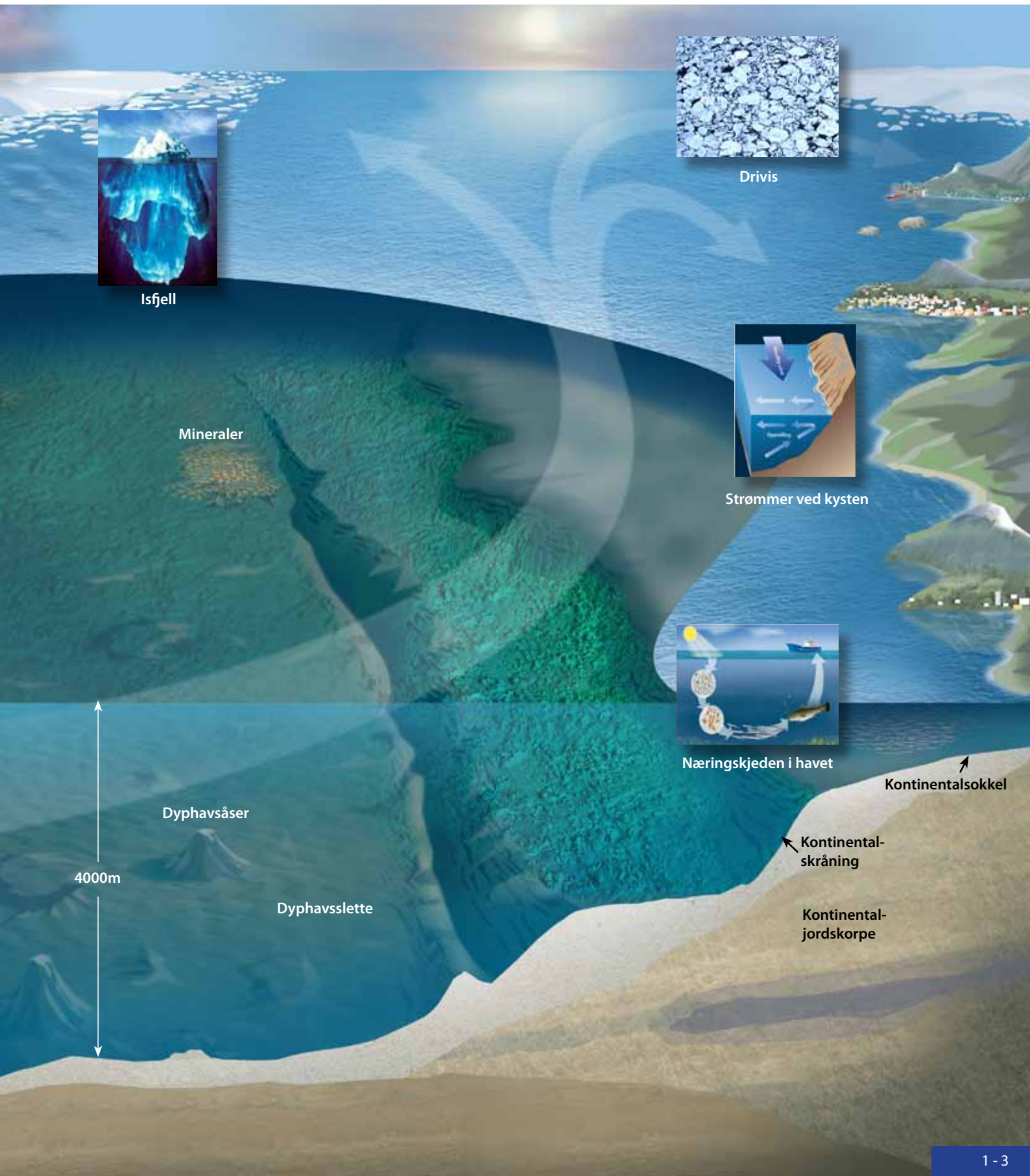
“Intet er så rummelig som havet,... Men hva havet er for dem, der bor langs stranden, får ingen vite; for de sier ingenting. De lever hele sitt liv med ansiktet vendt mot sjøen. Havet er deres selskap, deres rådgiver, deres venn og deres fiende, deres erhverv og deres kirkegård..”

...ta så en av disse strandboere, flytt ham langt inn i landet mellom fjellene i den yndigste dal du kan finne; gi ham den beste mat, og de bløtteste senger. Han vil ikke røre din mat, sove i sengene; men uten å se sig om, vil han klatre fra fjell til fjell, inntil han langt– langt ute skimter noget blått, han kjenner. Da går hans hjerte op; han stirrer mot den lille blå stripe, som glitrer derute, inntil det begynner å glitre blått alt sammen; men han sier ingen ting.–”

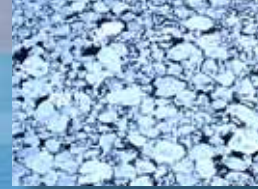
Alexander L. Kielland: Garman & Worse, 1880



Havrommet og havmiljøet



Isfjell



Drivis

Mineraler



Strømmer ved kysten



Næringskjeden i havet

Kontinentalsokkel

Dyphavsåser

Kontinental-skråning

4000m

Dyphavsslette

Kontinental-jordskorpe

Generelt om havrommet

Begrepet “havrommet”

Begrepet “havrommet” er ikke nytt. Det kalles på engelsk “ocean space” og dette uttrykket ble introdusert i tidsskriftet “New Scientist and Science Journal” allerede for 40 år siden. Senere har det blitt mye brukt både i internasjonale traktater og i vitenskapelige sammenhenger.

Utvinning av olje- og gassressursene i havrommet er ofte ekstremt komplisert

Det skjønner vi av illustrasjonen på neste side som viser “artists impression” av utbyggingen av et gassfelt, “Ormen Lange”, 130 km ute i Norskehavet. Havdybden i området er ca. 1000 m og reservoaret ligger ytterligere 1800 m under havbunnen.

Produksjonen foregår i dag fra seks brønner, men det skal bores enda 18 brønner, flere med horisontal “inn-gang”. I tillegg til den store havdybden er det meget vanskelige forhold for plassering av utstyr og rør på havbunnen. Området ligger nederst i en undervanns fjellformasjon (Storegga).

Feltet ble funnet i 1997, og produksjonen startet i 2007. Investeringene vil totalt beløpe seg til 65 mrd. kr. Per 2010 var ca. halvparten av dette beløpet brukt.

Begrepet havrommet er ikke mye brukt på norsk. Når det likevel nyttes i denne boka, er det for å poengtere at aktiviteter til havs i dag ikke bare foregår på havoverflaten, men også nedover i havdypet og på og under havbunnen.

Havrommet og verdensrommet – langt til “verksteder”. Aktiviteter i havrommet medfører på mange vis like store utfordringer som aktiviteter ute i verdensrommet. Både olje/gass-utvinning og romfart baseres på meget kompliserte, teknologiske systemer. Utvikling av slike systemer krever like stor kreativitet og kunnskaper hos mariningeniører som hos romfartsingeniører.

Kontinentalsokler. Økonomiske soner

Kantene av kontinentenes landmasser har i milliarder av år blitt erodert av bølger og strømmer i havene. Dessuten har store mengder av sedimenter i elvene blitt transportert ut i havene. Alt dette stoffet har blitt avsatt på havbunnen og resultert i profiler som det er vist eksempel på nederst i figuren på forrige side. Det vi kaller kontinentalsoklene, er de områdene som strekker seg utover fra kontinentenes landområder og som avsluttes der de såkalte kontinentalskråningene begynner (se nedenfor). Soklenes bredde varierer mye, fra omtrent 1000 meter langs de nord- og søramerikanske stillehavskystene til omtrent 1000 km i de arktiske havområdene. Dybden er gjerne 0–400 meter, og øker langsomt utover.

Kystnasjonene selv har råderett over de ressurser som finnes innenfor en grense på 200 nautiske mil fra kystens “grunnlinjekant”. I enkelte tilfelle utvides denne grensen til 350 nautiske mil. Disse grensene definerer det som kalles en kystnasjons økonomiske sone. Andre ganger må sonen begrenses til en bredde på mindre enn 200 nautiske mil for å unngå overlapping med andre kystnasjoners økonomiske soner.

Den norske kontinentalsokkelen er meget stor. Den dekker et område som er flere ganger så stort som Norges fastland og utgjør omtrent en tredel av den europeiske kontinentalsokkel. Les mer om den norske kontinentalsokkelen og Norges økonomiske sone på sidene 10-5 og 11-2.

Kontinentalskråninger

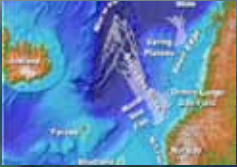
Kontinentalsoklene avsluttes ved at havbunnens helning relativt brått blir tydelig brattere. De nye skråningsvinklene (ca. fire grader i snitt) varer normalt ned til nesten fire km dybde. Her flater skråningene ut, og vi har kommet ned til bunnen av dyphavene. Vi kaller områdene mellom kontinentalsoklene og dyphavs-bunnene for kontinentalskråninger.

Dyphavene. Dyphavskløfter

Flate sletter med åser, fjell og kløfter. Dyphavs-bunnene er normalt meget flate. De brytes imidlertid av åser med høyder opptil 1000 meter, se illustrasjon til høyre. Det finnes også fjell nede på bunnene. Disse er dannet av utdødde eller fremdeles aktive vulkaner. Fjellene ligger ofte i sammenhengende belter som strekker seg gjennom de store havene. De mest spektakulære formasjonene er imidlertid dyphavskløftene, som kan fortsette ytterligere 4–7 km nedover (se figur foran).



Oljeutvinning i Arktis

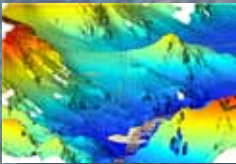


Storegga

Inspeksjon med undervannsfarkost

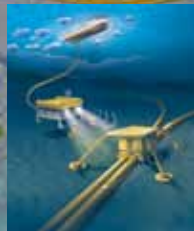
Vrak

Undervannsinntallasjon



Topografi havbunn

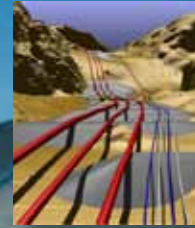
Vrak



Inspeksjon av installasjoner

Flytende produksjonsskip

1000 m



Rør fra Ormen Lange



Rørsystemer

1800 m

Horisontal boring på store havdyp

Gravitasjonsplattform

Generelt om havmiljøet

Mål

Etter å ha studert hovedkapittel 1 skal du:

- forstå hvorfor jordkloden helst burde vært kalt vannkloden
- ha blitt kjent med begrepet Corioliseffekt
- forstå hvordan jordas rotasjon genererer globale vindsirkulasjoner og hvorfor passater kommer østfra, mens vinder i Nordsjøen og Norskehavet gjerne kommer vestfra
- forstå hva som påvirker globale og lokale værsystemer
- ha blitt godt kjent med sentrale begreper innen bølgelæren og bruk av disse i beregninger
- ha fått god forståelse av hvordan bølger
 - beveger seg
 - dannes av vind
 - transporterer energi
 - interfererer med andre bølger og med strøm
 - oppfører seg når de nærmer seg land
 - dannes av krefter fra sol og måne

Hva mener vi med havmiljøet?

Med miljø mener vi generelt hvilke omgivelser eller forhold som hersker på et sted. Når havmiljøet skal beskrives, må vi dermed først og fremst se nærmere på følgende faktorer:

- vind og vær
- bølger
- strøm
- havvannets egenskaper
- forholdene langs kystene, for oss særlig langs Norskekysten
- is og andre forhold som karakteriserer polområdene. For oss er det da naturligvis nordområdene som interesserer mest.

Begrepet miljø er i dag også aktuelt i andre betydninger enn de som framgår ovenfor. Vi tenker da på de *miljøpåvirkninger* som følger av de teknologiske aktivitetene som denne boka handler om. Slike miljøproblemer tas selvsagt også opp i boka. Dette gjøres imidlertid i tilknytning til de enkelte aktiviteter og ikke her i kapittel 1.

Utnyttelse av havet

Havområdene inneholder enorme ressurser. Hovedhensikten med denne boka er å beskrive hvordan teknologi kan brukes til å utnytte alle disse ressursene, og vise hvor viktig kunnskap om fysikk, kjemi og matematikk er i denne forbindelse.

De viktigste ressursene og utnyttelsene av havet kan grupperes slik:

- **Olje og gass** er gjennom millioner av år dannet av organisk materiale i havet. Dette har blitt begravd i avleiringer dypt nede i bunnen av havrommet og kan utvinnes herfra i form av olje og gass. Hvordan dette gjøres, behandles i kapittel 10.
- **Fisk** og havdyr har til alle tider blitt høstet av havet. Dagens fiskeri- og havbruksteknologi tas opp i kapittel 12. Også sjøplanter kan bli en viktig ressurs i framtida.
- **Mineraler** finnes i store mengder i havbunnen, men undersjøisk gruvedrift er foreløpig bare på forsøksstadiet. Det som eventuelt først kommer på tale, er utvinning av mangan (Mn) som finnes i form av små moduler liggende på bunnen av dyphavene. Disse inneholder også kobber, kobolt og nikkel (Cu, Co, Ni).
- **Fornybar energi.** Det er særlig mekanisk energi i form av vind som det er aktuelt å utnytte, men også energi fra bølger og tidevann kan på sikt bidra. Det er også mulig å utnytte både termisk energi og osmose, men dette er foreløpig "høyt opp og langt fram". Interesserte henvises til internett.
- **Transport** av mennesker og gods skjer mer kostnadseffektivt på havet enn på andre måter, se kapittel 9.
- **Infrastruktur i kystområder** er utenfor rammen for denne boka.
- **Fritidsaktiviteter** er utenfor rammen for denne boka.



Isbryter



Redningsoperasjoner i nordområdene



Gasstanker



Undervannsdroner



Bølgekraft

Flytende vindturbiner



Miljøvennlige skip



Oppdrettsanlegg



Flytende flyplass



Prosessanlegg på land



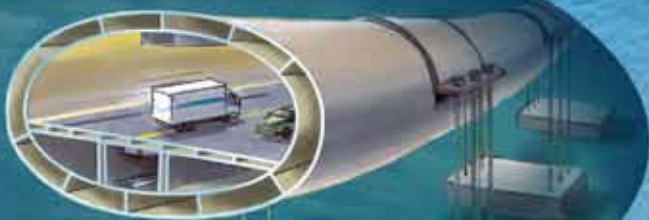
Landbasert bølgekraft



Kystkorvett

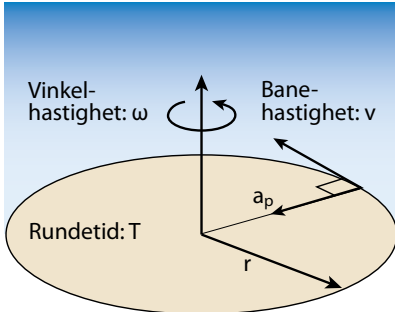


Vindsurfing



Vær og vind

Globale vindsystemer



Repetisjon fra vgs-fysikk:
Sentrale begreper ved rotasjon med konstant hastighet i et horisontalplan

Vinkelhastighet ved rotasjon:

$$\omega = \text{Hel runde} / \text{Rundetid}$$

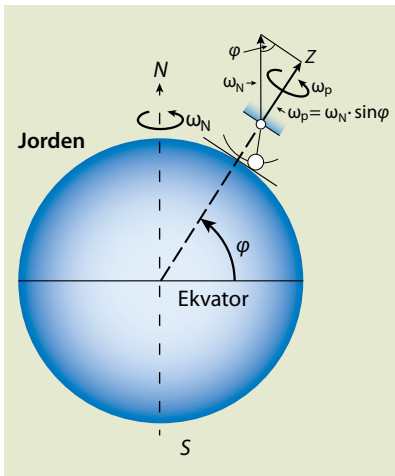
$$\omega = 2 \cdot \pi / T \text{ [rad/s]}$$

Banehastighet (periferihastighet):

$$v = 2 \cdot \pi \cdot r / T = \omega \cdot r$$

Sentripetalakselerasjon:

$$a_p = v^2 / r = \omega^2 \cdot r = \omega \cdot v$$



Påvisning av lokale jordrotasjoner ved hjelp av Foucaultpendel. Plasseres en pendel på ulike breddegrader φ , viser den at jordoverflaten under pendelen roterer med forskjellige vinkelhastigheter ω_p om en vertikal akse:

$$\omega_N = 2 \cdot \pi / (24 \cdot 3600s)$$

$$= 72,6 \cdot 10^{-6} \text{ rad/s}$$

$$\omega_p = \omega_N \cdot \sin \varphi$$

Jordas rotasjon har stor innvirkning på vindsystemene. Selv opplever vi vær og vind på en lokal skala, men det finnes globale, sammenhengende vindsystemer. De lokale vær- og vindsystemene påvirkes av disse globale, storskala vind-systemene. For å kunne forstå den globale vindsirkulasjonen må vi ta i betraktning at jorden, inkludert atmosfæren, roterer, og at dette på mange måter påvirker jordas vinder og havstrømmer. Endringer i vindretningene på grunn av denne rotasjonen forårsakes av den såkalte Corioliseffekten. Vi vil nedenfor se at dette er en effekt som framkommer av det faktum at vi lever på en roterende planet og ser på naturen fra et roterende perspektiv. Temaet kan virke vanskelig. Siden Corioliseffekten er helt sentral for forklaring av vind- og strømretninger på jorda, bør vi likevel se nærmere på fenomenet

Corioliseffekten

Rotasjon om en vertikal akse på jordoverflaten.

Tenk deg at du ser på jorda fra et fast punkt i verdensrommet. Jorda roterer rundt sin egen akse én gang i løpet av 24 timer (egentlig 23,9 timer). Allerede i det 18. og 19. århundre viste de franske vitenskapsmennene Laplace og Foucault hvordan bevegelser som foregår i et roterende system kunne uttrykkes matematisk. I 1851 demonstrerte Foucault at jorda roterer rundt svingeplanet til en pendel som var hengt opp i kuppelen i Panthéon i Paris. Han viste at rotasjonen tok mer enn en dag og at perioden var

$$T_p = 24h / \sin \varphi$$

hvor φ var breddegraden. Han kalte T_p en pendeldag. På ekvator er det ingen lokal rotasjon, og T_p er uendelig. På polene er pendeldagen 24 timer. Det opptrer altså rotasjoner med forskjellige vinkelhastigheter om vertikale akser på punkter som ligger på ulike breddegrader, se nederste figur til venstre. Dette er altså en følge av jordas rotasjon.

Dette fenomenet kan bare forklares ved at de gjentatte banebevegelserne til pendelmassen øyensynlig må foregå slik som prinsipielt vist på øverste figur til høyre. Hele tiden avbøyes bevegelsene mot høyre når vi ser i pendelmassens fartsretning. Vi kan ikke se de enkelte avbøyninger med det blotte øye fordi pendelen må gjøre et meget stort antall svingninger før pendelens svingeplan har rotert en hel omdreining. Avbøyningen i løpet av en fram- og tilbakegående svingning er derfor uhyre liten, men den må være der! Alle kan erfare dette ved å oppholde seg i Realfagsbygget ved NTNU lenge nok.



Foucaults pendel i Realfagsbygget ved NTNU i Trondheim. Pendelen har en masse på 28 kg. Den er hengt opp i en 25 m lang snor og trenger ca. 27 timer for at pendelplanet skal ha rotert et helt omløp.

Vi tror vanligvis at avbøyninger i banebevegelsen til et legeme kommer av at det virker krefter på tvers av fartsretningen, slik som når en bil gjør en sving. Men det er ikke tilfelle her. Avbøyningen kan ikke skyldes påvirkning av reelle krefter. Hvordan oppstår de i så fall? Avbøyningen skyldes i stedet det faktum at jorda roterer "under" pendelen på det stedet der den er hengt opp og holder seg svingende i et plan på grunn av tregheten i pendelmassen.

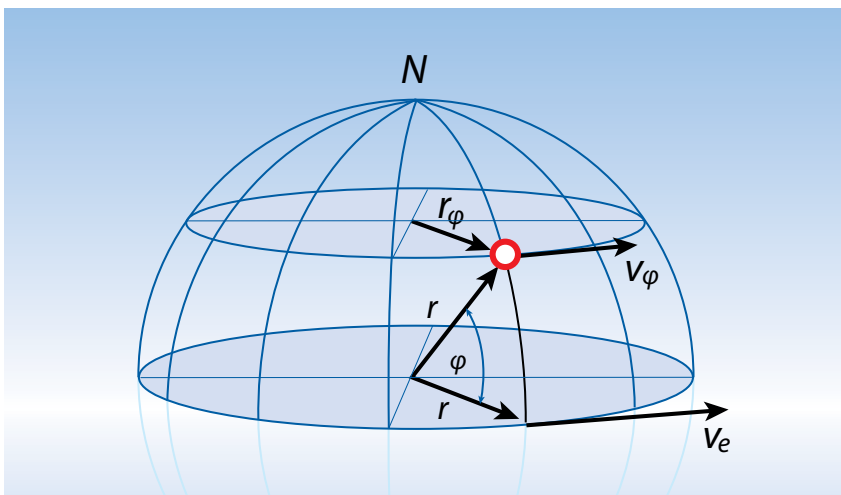
For enkelhets skyld er det likevel mange som tenker seg at det er krefter som sørger for avbøyningen i de enkelte pendelbevegelsene, men at disse er ekstraordinære massekrefter (som ikke har motkrefter). Disse kalles da Corioliskrefter. Siden slike krefter egentlig ikke eksisterer, kalles de også fiktive krefter, men vi velger i stedet å poengtere at rotasjonsavbøyningene skyldes en "Corioliseffekt" og ikke en Corioliskraft.

Det kan vises at den forklaringen som er gitt ovenfor, utgjør halvparten av den totale Corioliseffekten som påvirker alle legemer som er i bevegelse på vår roterende jordoverflate. Den andre halvparten skal vi se nærmere på i det følgende.

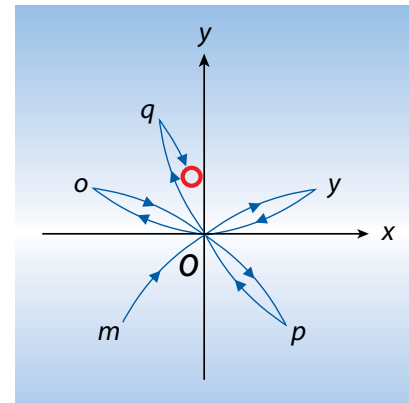
Andre bevis på fenomenet er avbøyninger av vinder og havstrømmer (se senere) og for eksempel det faktum at strømmende vann i elver på den nordlige halvkule har en tendens til å "grave" litt mer på høyre elvebredd enn på venstre. Enda et eksempel: Enveiskjørtede jernbanestrekninger utsettes for større slitasje på høyre skinne enn venstre.

Forflytning på en roterende jordoverflate.

Ovenfor har vi sett på den virkningen som jordoverflatens lokale rotasjon om en vertikal akse har på et objekt som beveger seg forbi. Den andre halvparten av Corioliseffekten skyldes at stedet også har en viss periferihastighet mot øst. Denne er avhengig av stedets breddegrad, se figur nedenfor.



La oss se på et fly som flyr fra ekvator mot et mål som ligger rett mot nord, fra A mot B, se figur neste side. Ved takeoff får flyet også en hastighetskomponent mot øst. Denne er lik jordas periferihastighet ved ekvator. Hvis flyet flyr mot målet uten bruk av styringsorganene (som en rakett), opprettholdes denne hastigheten mot øst. Landet under begynner imidlertid å bevege seg saktere, og flyet vil komme for langt mot øst, punkt C i stedet for B, se figuren. Kursen utsettes altså for en avbøyning på samme måte som forklart tidligere for pendelen.



Rotasjonen av svingeplanet i en Foucault-pendel kan bare forklares ved gjentatte avbøyninger i banebevegelsene.

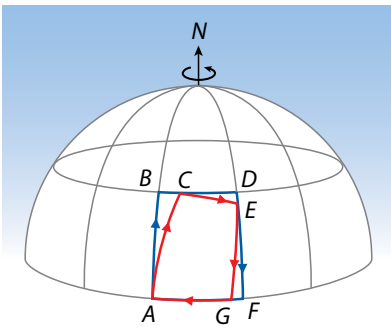
Alle svingninger avbøyes mot høyre når vi ser i fartsretningen. Dette gjelder både den fram- og tilbakegående delen i hver enkelt svingning. Det gjelder også for alle andre legemer som er i bevegelse på den nordlige halvkulen. På den sydlige halvkule skjer avbøyningene mot venstre.

Periferihastigheter mot øst for punkter på jordoverflaten.

Jordas rotasjon medfører ikke bare at punkter på overflaten får lokale rotasjoner, men også at de beveger seg med en periferihastighet som er avhengig av punktets breddegrad:

$$v_{\phi} = v_e \cdot \cos\phi$$

Her er v_e = periferihastigheten ved ekvator



- Planlagt rundtur
- Virkelig tur når Coriolis har "sagt sitt"

Kursavbøyninger for et fly som ikke blir styrt underveis
 Ved takeoff fra punktene A, C, E og G rettes flyet mot henholdsvis målene B, D, F og A (rett nord, rett øst, rett syd og rett vest). Flyet styres ikke underveis, og Coriolis-effekten gjør at flyet da i stedet må mellomlande i punktene C, E og G. Flygingen fra G til A skjer imidlertid uten avbøyninger.

Corioliseffekten

Et legeme som beveger seg på jordoverflaten, vil få en avbøyning på grunn av den såkalte Corioliseffekten. Dette skyldes jordas rotasjon. Uttrykt som akselerasjon, blir avbøyningen $a_c = 2 \cdot \omega \cdot v \cdot \sin\phi$. Her er ω den vinkelhastighet jorda roterer med [s^{-1}], v er legemets hastighet [m/s] og ϕ er stedets breddegrad. Avbøyningen skjer mot høyre sett i hastighetsretningen for legemer som beveger seg på den nordlige halvkulen og mot venstre for legemer på den sydlige halvkulen.



Skal flyet bevege seg i retning mot målet, må piloten kontinuerlig svinge flyet mot vest for å kompensere for denne effekten. Ikke bare må kursen justeres, men også hastigheten må forandres litt (i retning mot vest). Den nødvendige avbøyning setter seg altså sammen av to ledd: et ledd som tar utgangspunkt i retningsforandringen (som også forklart for Foucault-pendelen) og et ledd som ivaretar hastighetsforandringen. Det kan vises at disse to leddene er like store. Hvert av dem gir en Coriolisakselerasjon lik $a_p = \omega \cdot v \cdot \sin\phi$. Den totale Corioliseffekten blir dermed som vist i boksen til venstre. Figuren gir en sammenstilling av kursavbøyninger som opptrer i en "rundtur" på den nordlige halvkule i et fly uten kursjusteringer underveis.

Globale vindsirkulasjoner

Ekvatorialt lavtrykksbelte. Vind oppstår når luft beveger seg fra områder med høyt trykk til områder med lavt trykk. Disse forskjellene i lufttrykk skyldes at jorda og atmosfæren varmes ujevnt opp av sola. Lufta varmes mest opp i tropene, og siden varm, fuktig luft er lett, stiger den opp og etterlater seg et lavtrykksbelte ved ekvator kalt det ekvatoriale lavtrykksbeltet eller stillebeltet.

Subtropisk høytrykksbelte. Når lufta stiger, mister den store mengder av sin fuktighet. Lufta kan ikke stige uendelig, og må derfor bevege seg nordover og sydover. Se figur på neste side. Lufta avkjøles på vei nordover (1), og omtrent ved den 30. breddegrad er luften blitt tung nok til å synke ned til overflaten. Den synkende luften danner et høytrykksbelte som vi kaller det subtropiske høytrykksbeltet.

Passater. Derfra strømmer lufta både mot polene (2) og mot ekvator (3). Lufta som beveger seg mot ekvator, fullfører da sin syklus, og på veien mot ekvator danner den sterke vinder som vi kaller nordøstlige (4) og sørøstlige (5) passater. Disse sirkulasjonene danner de såkalte Hadleycellene.

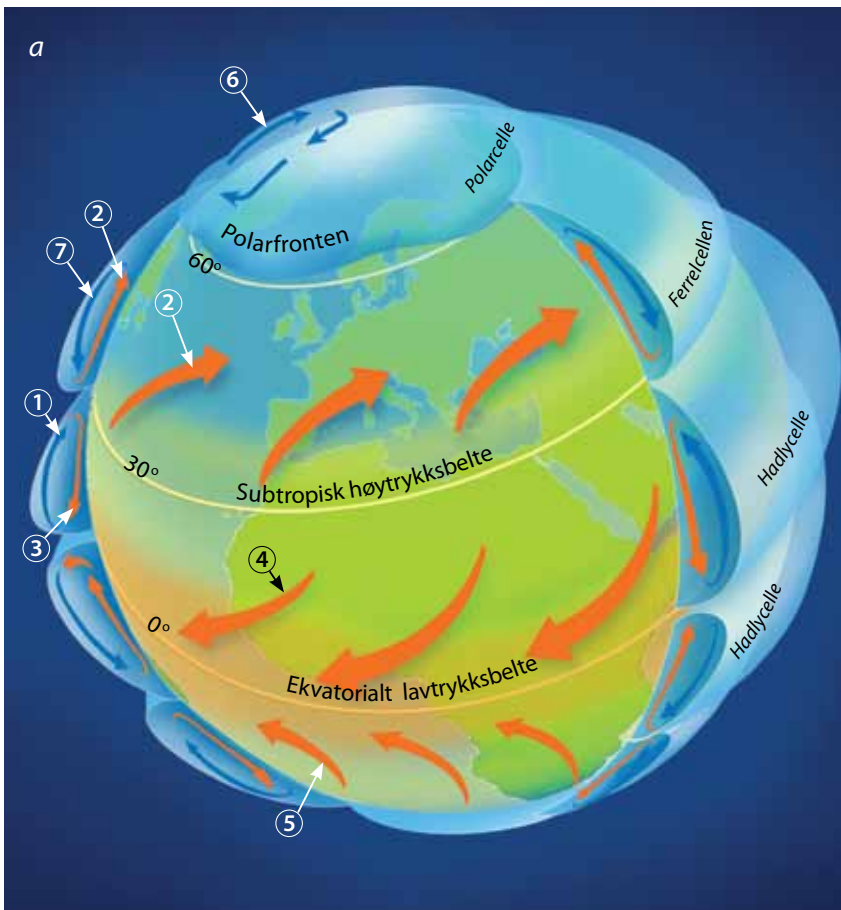
Polarfronten. Lufta som beveger seg mot polene (2) fra det subtropiske høytrykksbeltet, møter en kaldere vind som strømmer sydover fra polene omtrent ved den 60. breddegrad. Dette området kalles polarfronten. Her stiger lufta igjen før den strømmer delvis mot polen (6) og delvis sydover (7).

Lufta som strømmer sydover fra polarfronten, danner en ny sirkulasjonscelle som befinner seg mellom den 30. og 60. breddegrad. Lufta som strømmer mot polene fra polarfronten (6), synker ned til jordoverflaten nær polene og fullfører en tredje celle, den **polare sirkulasjons-cellen**.

Vi har lært at Corioliseffekten bøyer av vinder mot høyre på den nordlige halvkule. Lufta som beveger seg nordover (2) fra det subtropiske høytrykksbeltet, bøyes mot øst på grunn av denne effekten. Vindene som kommer vestfra på grunn av dette, kalles vestavindsbeltet. Lufta som beveger seg fra Nordpolen til polarfronten, bøyes mot vest og danner det vi kaller polare østavinder.

Undringsoppgave:

Hvordan kan avbøyningen i kursen CE på figuren øverst på denne siden forklares, mens kursen GA ikke har noen avbøyning?

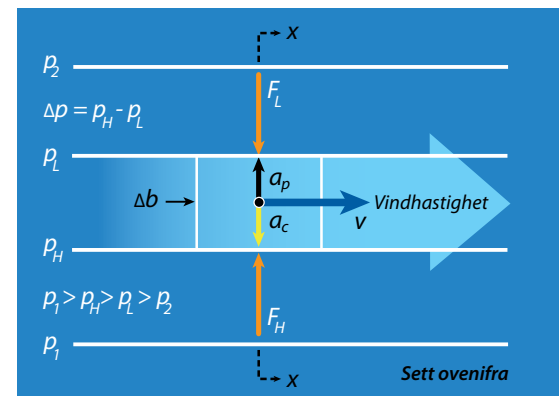
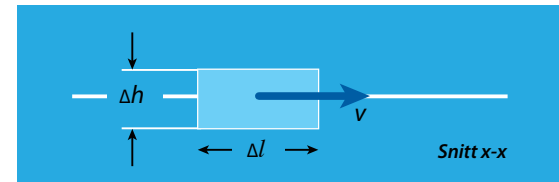
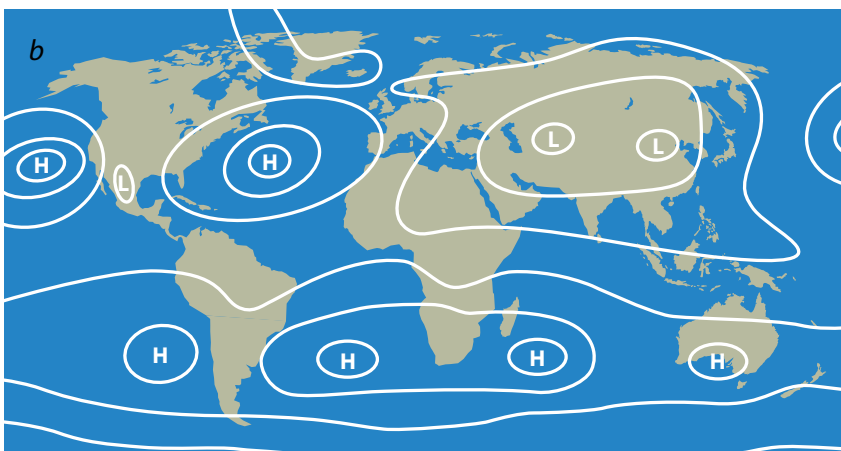


a. Globale vindsirkulasjoner.

På hver av jordas halvkluler dannes det tre sykkelringformede celler, hver med en utstrekning på ca. 30 breddegrader.

b. Globale høy- og lavtrykks-systemer (i juli).

Dette er virkninger fra de vindsirkulasjoner som er beskrevet i figur a. Særlig er det subtropiske høytrykksbeltet tydelig.



- Krefter fra lufttrykk
- Akselerasjon fra trykkgradient
- Coriolisakselerasjon
- Vindhastighet v

Trykkrefter på volumet V:

$$\Delta F_p = F_H - F_L = \Delta p \cdot \Delta l \cdot \Delta h$$

Akselerasjon fra trykkreftene:

$$a_p = \Delta F_p / m = \Delta p \cdot \Delta l \cdot \Delta h / (\rho \cdot \Delta l \cdot \Delta h \cdot \Delta b)$$

$$a_p = (\Delta p / \Delta b) / \rho$$

Geostrofisk balanse og vindhastighet

Hvordan blir vindretningen mellom isobarene? Geostrofisk vind.

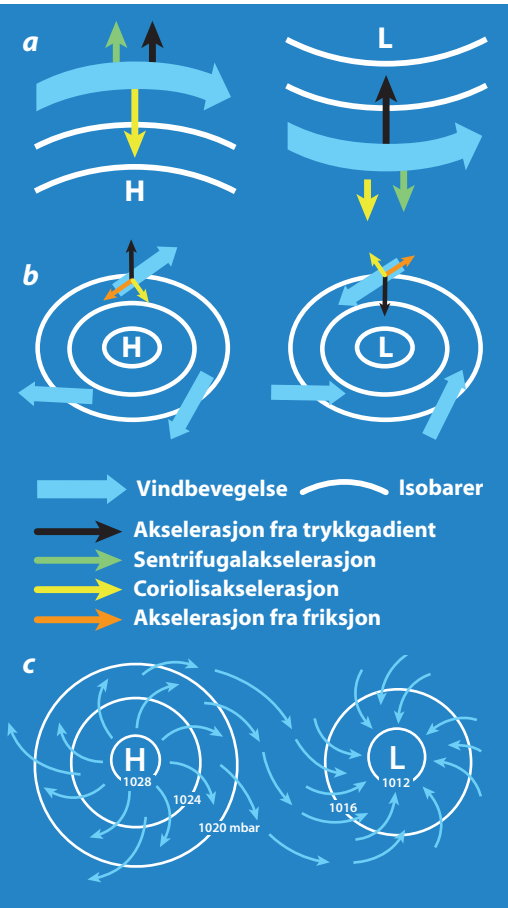
Vi skulle kanskje tro at vinden ville blåse fra høyt til lavt trykk i en retning normalt på isobarene, men slik er det ikke. Corioliseffekten gjør at vinden vil kunne få mange forskjellige retninger, til og med parallelt med isobarene (trykknivåkurvene). Dette er forklart nærmere i figuren til høyre. Slik vind kaller vi geostrofisk vind. Det er da full balanse mellom Coriolisakselerasjonen a_c (se side 1-10) og akselerasjonen fra de trykkreftene som luften utsettes for (geostrofisk balanse). Den vindhastigheten som gir slik balanse, bestemmes dermed av uttrykket

$$2 \cdot \omega \cdot v \cdot \sin\phi = (\Delta p / \Delta b) / \rho$$

Dette gjelder først og fremst i høyder hvor virkningen fra friksjonen fra terreng eller havflater er liten. Denne virkningen kommer vi tilbake til på neste side. For enkelhets skyld er det heller ikke tatt hensyn til at isobarene ofte har en viss krumning.

Vær og vind

Værsystemer



a. Geostrofisk vind rundt høy- og lavtrykk på den nordlige halvkule
b. Vindretninger rundt høytrykk og lavtrykk nær overflaten når det tas hensyn til friksjon.
 Hastighetene er nå mindre og vindretningene er ikke parallelle med isobarene.
c. Virkelige strømninger mellom høytrykk og lavtrykk blir gjerne spiralformet.

Enkle tips for en amatørmeteorolog: Hvorfor gir lavtrykk regn og høytrykk godvær, se figur c. Lufta strømmer inn mot et lavtrykk. Den kan ikke "hope seg opp", presses oppover, nedkjøles og gir regn. Luft strømmer ut fra et høytrykk. Denne lufta er tørr og gir godt vær.

Hva bestemmer været i Norge?

Mer om vindretninger i forhold til isobarene. Det er ikke alltid at vindretningene er parallelle med isobarene, som beskrevet på forrige side. Alle andre retninger kan også bli aktuelle. Disse bestemmes blant annet av trykkgradienten mellom isobarene. Ofte følger vinden krumme baner, og det må tas hensyn til sentrifugalkrefter, se øverste figur til venstre. Corioliseffekten spiller også en rolle. Denne gir riktignok alltid avbøyninger mot høyre på den nordlige halvkulen, men størrelsen bestemmes av vindhastigheten. Nede ved bakken/havoverflaten er også friksjon av betydning. Den kan redusere vindhastigheten til 2/3 av den geostrofiske hastigheten og en dreining av vindhastigheten på 15—20° i forhold til isobarene. Figurene til høyre viser noen eksempler på hvordan forskjellige vindretninger oppstår.

Forholdene i polarfronten spiller stor rolle. Været i Norge påvirkes sterkt av lavtryksområder som dannes nær polarfronten og høytrykksområdene mellom disse, se figur forrige side. Lavtrykkene kommer mot Norge fra vest og nord fordi polarfronten ofte bøyes mot nord i Barentshavet. Mellom lavtrykksområdene er det høytrykksområder. Store lavtrykks- eller høytrykksområder kan ha en stabiliserende effekt på været. Høytrykksområder over Norge betyr som regel varmt vær og svake vinder om sommeren, og kald, men klar, luft om vinteren. Lavtrykksområder gir oss som regel skyer, regn og snø.

Polare lavtrykk kompliserer værmeldingene. Fravær av store, stabiliserende lav- og høytrykksområder fører til hyppige forandringer i værforholdene. Særlig de såkalte polare lavtrykkene, som dannes over Nordsjøen, Norskehavet og Barentshavet, beveger seg fort og er spesielt uforutsigbare. Se på værmeldingene på NRK TV i en periode.

Høy- og lavtrykksområder leder alltid til spesielle luftstrømningsmønstre. På den nordlige halvkule bøyes luft som strømmer fra høyt til lavtrykk mot høyre av Corioliseffekten og beveger seg derfor i en spiralbane ut av høytrykksområdet, se figur til venstre.

Topografi spiller en rolle. På samme måte som høy- og lavtrykksområder påvirker den globale sirkulasjonen, kan lokale forhold og variasjoner over tid påvirke værsystemene. For eksempel sies det at det alltid regner i Bergen, mens det i det sørvestlige Norge er mye sol. Slike lokale variasjoner i værforhold kan ofte forklares ut fra det lokale landskapets topografi. Fjell kan for eksempel fungere som en barriere for vind, som fører til endringer i vindhastighet og retning. Dette kan resultere i "bølger" i luftstrømmene og ofte også gi regn og snøfall.

To eksempler på at topografien forandrer vindens hastighet, er "randeffekten" og "trakteffekten". Om vi går rundt et hus på en vindfull dag, legger vi merke til at vinden varierer fra sted til sted. Vinden blir ofte sterkere nær hjørnene (randen) fordi huset sperrer for vinden og en del av luften må strømme rundt hushjørnene. Her øker luftstrømmens hastighet. Denne effekten blir enda sterkere når to hus ved siden av hverandre leder vinden mellom seg (trakteffekt).

Fjell og åser har samme effekt på vinden, i en større skala. Trakteffekten kan for eksempel observeres der høye, bratte fjell omslutter en fjord og presser vind som kommer fra sjøen mellom seg, og fører til en vesentlig økning i den lokale vindhastigheten.

Pålandsvind og fralandsvind. I kystområder kan pålandsvind og fralandsvind forekomme fordi sjøen varmes saktere opp av sola om dagen, mens den mister varme saktere enn landområdene om natten, se figur. Årsaken til dette er vannets høyere varmekapasitet, se side 1-36. Når landmassen og luften over den gjennom dagen varmes av sola, vil luften bli lettere og stige oppover. Dette fører til et lavtrykk over land i forhold til over sjøen hvor temperaturøkningen er mindre og tregere. Trykkforskjellen fører til at luften strømmer fra sjøen mot land, og vi får pålandsvind om dagen. Når landmassen om natten avkjøles fortere enn sjøen, gir dette motsatt resultat, og vi får fralandsvind – luft strømmer fra land mot sjøen. Vi kaller dette solgangsbris, se figur til høyre.

Værmeldinger

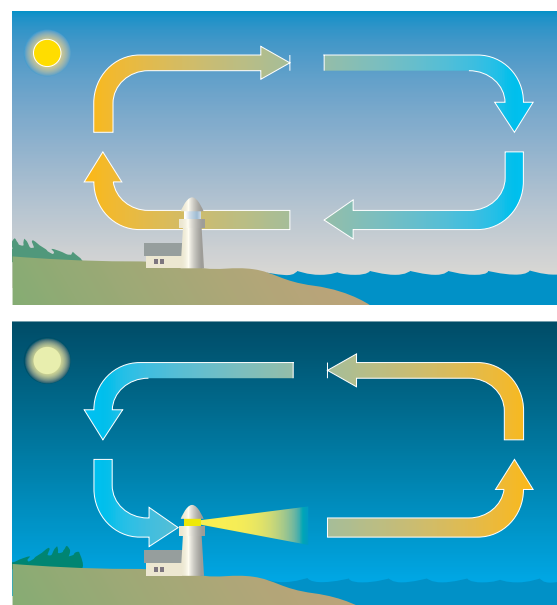
Værmeldinger. I hverdagen får vi informasjon om været gjennom værmeldinger. Informasjon om vind, trykk, skyer, regn eller snø formidles hovedsakelig via værtabeller og værkart, se figur neste side. Det brukes ofte piler for å angi vindretninger og -hastigheter. Antall haker på pilens hale blir brukt som kode for vindhastigheten, og pilene peker i samme retning som vindstrømmen. I meteorologien navngis vinden ut fra hvilken retning den kommer *fra*, en vestavind kommer altså fra vest. Dette er nyttig som en kortsiktig spådom om værforholdene som kan komme.

Værmeldinger baseres på mange observasjoner og beregninger, og vi kan finne relevant informasjon om mange flere faktorer enn temperatur, vind og nedbør. På nettsidene til Meteorologisk institutt (for eksempel www.met.no) kan vi ofte også finne informasjon om overflatestrømmer i vannet, bølger og satellittbilder.

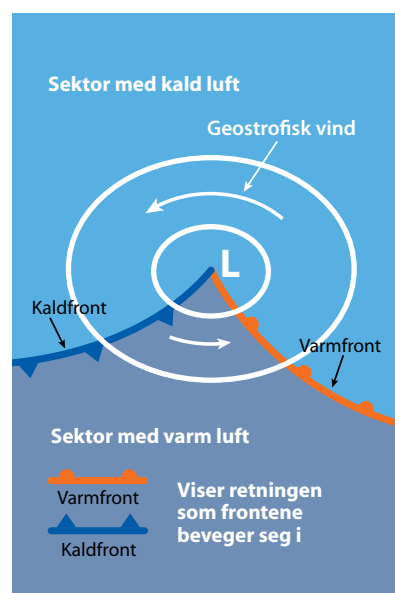
Beauforts skala for vindstyrke. Kunnskap om vindhastigheten er ikke alltid nok. Det er også veldig nyttig å vite hvilken effekt en gitt vindhastighet har på land og til sjøs. Vi kan observere omgivelsene våre ved forskjellige vindhastigheter og sammenligne resultatene for å gi oss et overblikk over vindens effekt. Nettopp en slik sammenligning kan finnes i det vi kaller en Beaufort-skala, som beskriver effekten forskjellige vindhastigheter gir oss på land og til sjøs.

Beaufort-skalaen kan brukes på to måter: Den kan fortelle oss hvilke forhold vi kan forvente ved en gitt vindhastighet, men vi kan også anslå vindhastigheten ved å observere hvilken effekt den har på omgivelsene rundt oss. Som vi ser av Beaufortskalaen, forårsaker vinden bølgeutvikling på sjøen. Sammenhengen mellom vind og bølger kan lett ses på innsjøer når en blikkstilte sjø plutselig får små krusninger på overflaten idet vinden tar seg opp. Over store vannområder kan sterk vind over tid føre til en utvikling av store bølger, noe som er av stor betydning for skipsfarten, og for design og drift av marine konstruksjoner.

Vind kan ikke bare lage bølger, men forårsaker også overflatestrømmer. Faktisk henger de globale havstrømmene sammen med det globale vindsystemet. Vi kommer til å lære mer både om bølger og havstrømmer senere i dette kapitlet.



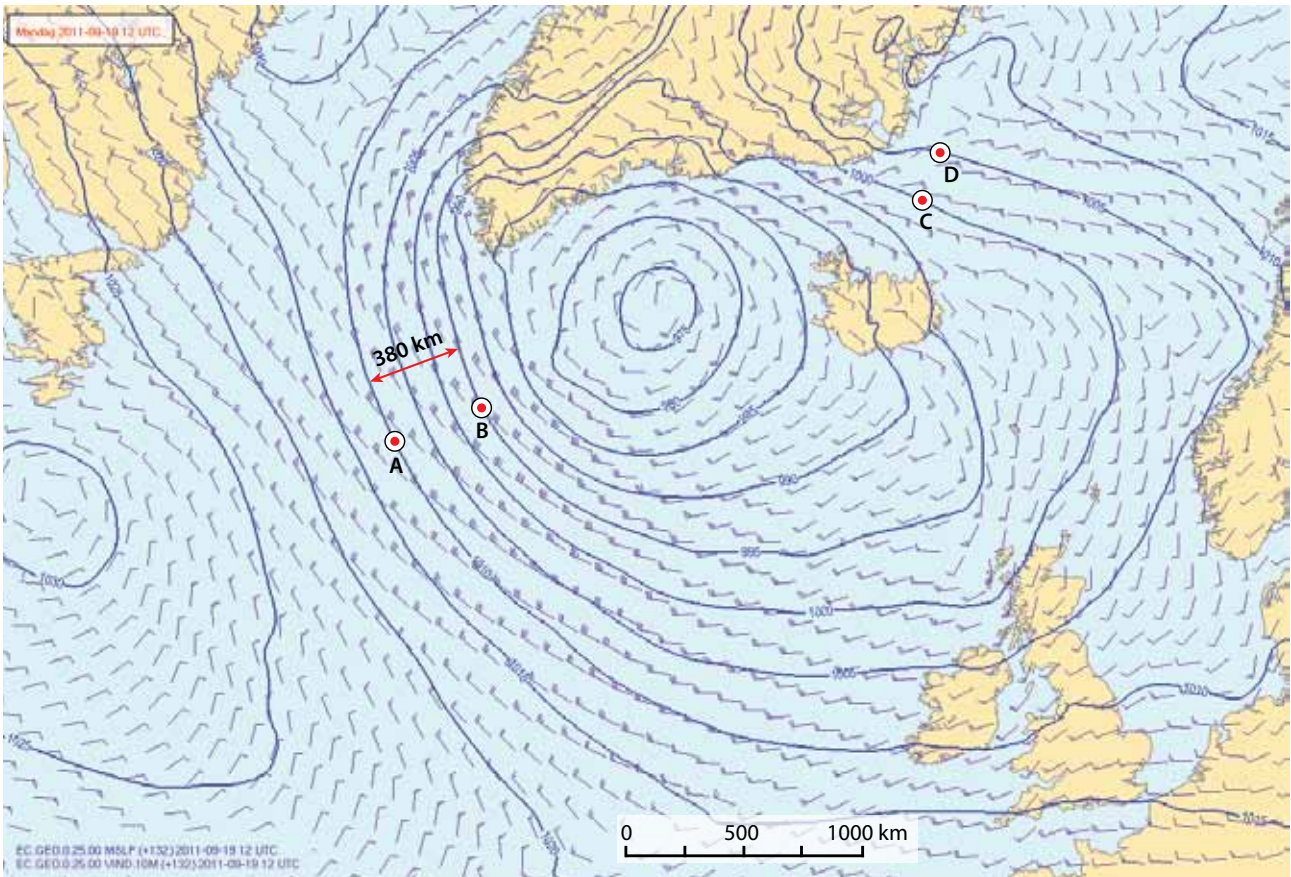
Dannelse av pålandsvind og fralandsvind



Kaldfront og varmfront

Kaldfront: Vind med kald luft erstatter varm luft. Den kalde lufta er tyngst og blir liggende under den varme som løftes opp og danner skyer. Det oppstår kraftige vertikale bevegelser som gir regnbyger og kanskje tordenbyger, samt vindfullt vær.

Varmfront: Varmere luft skyver bort den kaldere lufta, men blir delvis oppå denne slik at de vertikale bevegelsene blir mindre enn i en kaldfront. Det vil regne mindre, ofte knyttet til tåke og yr.



Prognosekart over Norge, Island, De britiske øyer og Grønland. Kartet er utarbeidet av Meteorologisk institutt og gjaldt for 19.09.2011 kl. 12 UTC (Universal Time Coordinated). Vi ser at det er lavtrykk vest for Island og høytrykk ved Newfoundland. Isobarene er tegnet for hver 5 mbar. Vinden gjelder i 10 m høyde. Den angis med en pil som viser retning og med haker som angir hastigheten i knop. Hel strek er da 10 knop og halv strek 5 knop.



Undringsoppgave:

Omtrent hvor stor er vindstyrken og bølgehøyden i det området som vi har sett på ovenfor?

Eksempel 1.1. Beregning av hastighet på geostrofisk vind. Det vises til figur på side 1-11, hvor det er påvist at geostrofisk vind (v) opptrer når det er balanse mellom akselerasjoner fra trykkgradienten og Corioliseffekten. Vi skal bruke prognosekartet ovenfor til å beregne hastighet på geostrofisk vind sør for Grønland og har merket av en strekning A—B hvor vindretningene er tilnærmet parallelle med isobarene. Vi ser at avstanden mellom isobarene 995 og 1010 mbar er 380 km. Luft med slike trykk og 0° C har en tetthet tilnærmet lik 1,3 kg/m³. Dette gir en akselerasjon fra trykkgradienten lik

$$\frac{\Delta p / \Delta b}{\rho} = \frac{(1010 - 995) \cdot 100 \text{ N/m}^2}{380 \cdot 10^3 \text{ m} \cdot 1,3 \text{ kg/m}^3} = 0,0030 \text{ m/s}^2$$

For jorda er vinkelhastigheten $\omega = 72,6 \cdot 10^{-6} \text{ rad/s}$ (se side 1-8). Ifølge uttrykket for akselerasjonsbalansene på side 1-11 blir dermed geostrofisk vindhastighet:

$$v = \frac{0,0030 \text{ m/s}^2}{2 \cdot 72,6 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1} \cdot \sin 62^\circ} = 23 \text{ m/s} = 45 \text{ knop}$$

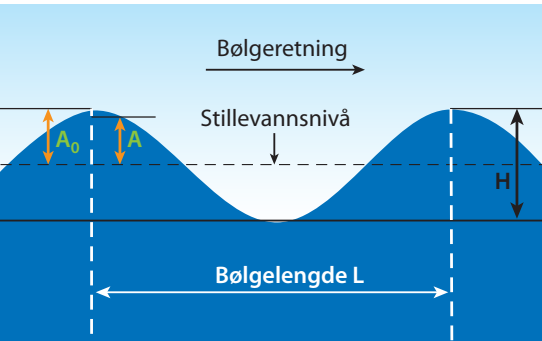
Dette er en høy hastighet. Det er imidlertid ikke tatt hensyn til friksjon, noe som jo gjør seg gjeldende nede ved overflaten. Her vil derfor hastighetene være betydelig mindre (reduisert med opptil 1/3). Det er dermed rimelig overensstemmelse med de oppgitte vindhastighetene som kan avleses ved hjelp av hakene på vindpilene i det aktuelle området (se undringsoppgave til venstre). Det vil også være en dreining av vindhastigheten på 15–20° inn mot senteret av lavtrykket, det vi si i forhold til isobarene når vi ser i vindens retning.

Vindstyrke i Beaufort	Betegnelse	Beauforts skala for vindstyrke		Vindhastighet og bølgehøyde ¹⁾	
		Virkning på land	Virkning til sjøs	m/s	m
0	Stille	Røyken stiger rett opp	Sjøen er speilblank	0 - 0,2	0
1	Flau vind	Vindretningen ses av røykens drift	Krusninger danner seg på havflaten	0,3 - 1,5	0
2	Svak vind	Følbar, rører på trærnes blader	Små, korte, men tydelige bølger med glatte kammer som ikke brekker	1,6 - 3,3	0,1
3	Lett bris	Løv rører seg, lette flagg strekkes	Småbølgene begynner å toppe seg. Det dannes skum som ser ut som glass	3,4 - 5,4	0,1-0,5
4	Laber bris	Løfter støv og løse papirer. Rører på kvister, strekker større flagg	Bølgene blir lengre, med en del skumskavler	5,5 - 7,9	0,5-1,25
5	Frisk bris	Småtrær med løv begynner å svaie	Middelstore bølger som har en mer utpreget langstrakt form og med mange skumskavler. Sjøsprøyt fra toppene kan forekomme	8,0 - 10,7	1,25-2,5
6	Liten kuling	Store grener og mindre stammer rører seg. Vanskelig å bruke paraply. Merker motstand når man går	Store bølger begynner å danne seg. Skumskavlene er større over alt. Gjerne noe sjøsprøyt	10,8 - 13,8	2,5 - 4
7	Stiv kuling	Hele trær rører seg, vanskelig å gå mot vinden	Sjøen hoper seg opp, hvitt skum fra bølgetopper som brekker begynner å blåse i vindretningen	13,9 - 17,1	4 - 6
8	Sterk kuling	Brekker kvister av trærne, tungt å gå mot vinden	Middels høye bølger av større lengde. Bølgekamene er ved å bryes opp til sjørøkk, som driver i tydelig markerte strimer med vinden	17,2 - 20,7	
9	Liten storm	Hele, store trær svaier og hiver, takstein kan blåse ned	Høye bølger. Tette skumstimer driver i vindretningen. Sjøen begynner å "rulle". Sjørøkket kan minske synsvidden	20,8 - 24,4	
10	Full storm	Sjelden inne i landet. Trær rykkes opp med rot, stor skade på hus	Meget høye bølger med lange overhengende kammer. Skummet som dannes i store flak driver med vinden i tette hvite strimer så sjøen får et hvitaktig utseende. "Rullingen" blir tung. Synsvidden nedsettes.	24,5 - 28,4	6 - 9
11	Sterk storm	Meget sjelden, følges av store ødeleggelser	Ualminnelig høye bølger. Små og middelstore skip kan for en tid forsvinne i bølgedalene. Sjøen er fullstendig dekket av lange, hvite skumflak. Overalt blåser bølgekamene til frådeltignende skum. Sjørøkket nedsetter synsvidden	28,5 - 32,6	9 - 14
12	Orkan	Forekommer meget sjelden, uvanlig store ødeleggelser	Luften er fylt av skum og sjørøkk som nedsetter synsvidden betydelig. Sjøen er fullstendig hvit av drivende skum	32,7 - 36,9	>14

1) Med bølgehøyde mener vi: Signifikant bølgehøyde = middelverdi av bølgehøyden for 1/3 av de høyeste bølgene. Største bølgehøyde av en enkeltbølge kan ventes å være dobbelt så stor som den signifikante bølgehøyden.

Bølger

Generelt om bølger



Repetisjon av sentrale begreper og ligninger i bølgelæren, fra fysikken i videregående skoler
 Med bølger mener vi **svingninger som brer seg** utover. Bølger kan ofte idealiseres som sinusbølger. **Bølgelengde L:** Avstand mellom to nærmeste punkter som svinger i fase

Bølgehøyde H: Se figur

Bølgeperiode T: Tiden det tar for en bølgelengde å flytte seg i bølgeretningen forbi et tenkt, stillestående punkt

Bølgefrequens: $f = 1 / T$

Bølgefart: $v = L / T = f \cdot L$

Bølgeamplitude A: Se figur

Full bølgeamplitude: A_0 (se figur)

Bølgeheving:

$$A = A_0 \sin(\omega \cdot t)$$

$$= A_0 \sin(2 \cdot \pi \cdot f \cdot t)$$

$$= \frac{H}{2} \cdot \sin(2 \cdot \pi \cdot f \cdot t)$$

Hvordan beskriver vi bølger?

Form, fart og retning. Når vi observerer bølger i sjøen, legger vi merke til at alle ser forskjellige ut. Hver bølge har en unik form, fart og retning, og de påvirkes av hverandre. Sentrale begreper for å beskrive bølger forutsettes kjent allerede fra fysikkfaget i videregående skoler, se repetisjon til venstre.

Bølger transporterer energi

Historisk perspektiv. De fleste havbølger lages av vinden, men enhver annen forstyrrelse i vannet lager også bølger. Om du kaster en stein i en dam, vil det dannes bølger som sprer seg radielt utover. På en større skala kan jordras ved kysten eller et isfjell som raser sammen, skape samme effekt. Disse bølgene er på engelsk kjent som "splash waves" og kan bli enorme. Et jordskjelv i 1958 utløste et jordskred hvor 90 millioner tonn stein fra opptil 900 meter over havnivå raste ned i Lituya Bay i Alaska og ga den høyeste "splash wave" mennesker har opplevd. Jordskredet forårsaket en bølge som skadet trær 530 meter over havnivå! Katastrofene i Loen i 1905 og 1936 er kjente norske eksempler.

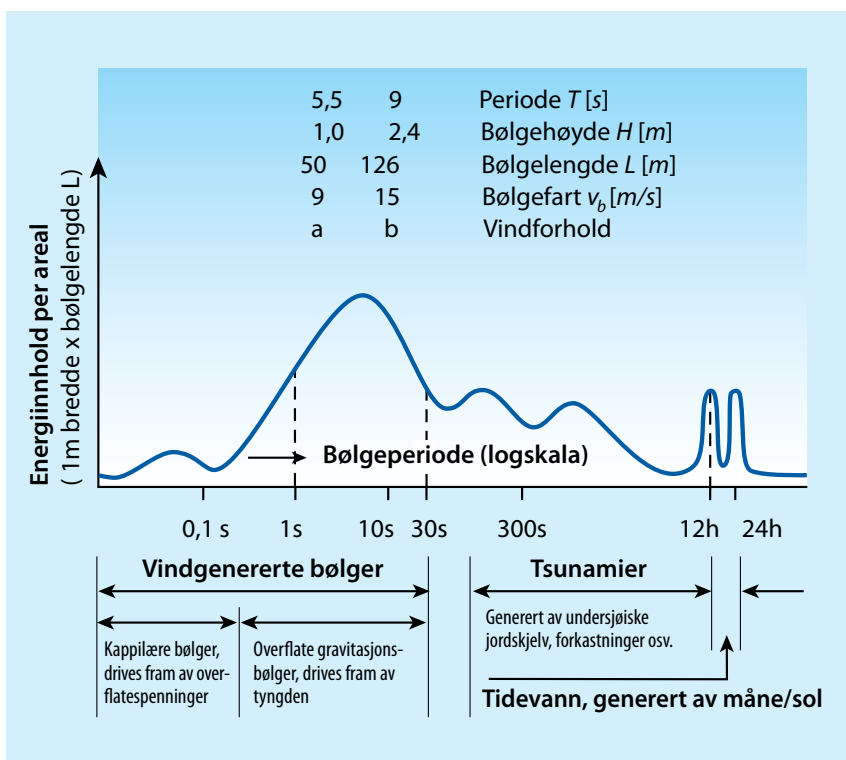
I tillegg kan undervannsskred, vulkanutbrudd, jordskjelv og forkastninger frigjøre store mengder energi i havet og lage enorme bølger kalt seismiske sjøbølger eller tsunamibølger. På side 1-5 har vi vist den undersjøiske fjellformasjonen Storegga i Norskehavet. Denne ble dannet for ca. 8200 år siden og forårsaket da opptil 15 m høye tsunamibølger langs den norske kysten. Kjente eksempler fra vår tid er tsunamiene i Bengalbukta i 2004 og utenfor Japan i 2011.

Kapillære bølger. De bølgene som er nevnt ovenfor, kjennetegnes ved at det er tyngdekrefter som beskriver både formen og forplantningen. Men bølger kan også dannes på den overflatehinna som alltid er tilstede på vann. De oppstår når spenningen i hinna forstyrres og kalles kapillære bølger. Slike bølger kjennetegnes ved at bølgelengden er meget liten. Dessuten øker bølgefarten når bølgelengde avtar. Det er motsatt av hva tilfellet er for gravitasjonsbølger (tyngdebølger).

Også tidevann er en bølge. Går vi over til å se på bølger med store dimensjoner i *horisontalplanet*, kan det nevnes at gravitasjonskraften fra månen og sola også danner bølger. Det er dette vi kaller tidevann, som har de største bølgelengdene som forekommer på jorda.

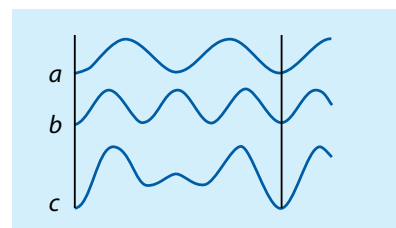
Menneskelig aktivitet kan også lage bølger, for eksempel er bølger fra skip meget aktuelt for denne boka. Generelt vil all frigjøring av energi kunne lage bølger som selv lagrer og transporterer energien videre.

Hvor mye energi inneholder bølger? Forskjellige typer bølger inneholder forskjellige mengder energi, og energien har sammenheng med bølgeperioden og bølgehøyden. Dette framgår av figuren øverst på neste side. Du kan lese mer om energi i bølger på side 1-22/23/24.



Oversikt over energinivå per arealenhet i ulike typer bølger. Eksempler på data for bølger i Nordatlanteren under rolige (a) og gjennomsnittlige (b) vindforhold.

Figuren viser hvordan energiinnholdet varierer med bølgeperioden. Som vi ser, gjelder energiinnholdet per arealenhet (f.eks. per meter bredde x bølgelengden i meter), og det totale energiinnhold i en bølge finnes ved å multiplisere med dette arealet. Tsunamier kan ha bølgelengder på mer enn 200 km.



Uregelmessige bølgeprofiler kan beskrives ved summering av sinusbølger (c=a+b). Et annet eksempel er vist på side 1-25



Surfebølger ligner ikke mye på sinusbølger. Du kan lese mer om brytende bølger på side 1-27.

Matematisk beskrivelse av bølger

Sum av sinusbølger kan beskrive kompliserte bølgeprofiler.

For å forstå bølger må vi finne en tilnærming som beskriver virkeligheten på en god måte og samtidig gjør det mulig å uttrykke den matematisk. Bølger i vann kan beskrives på samme måte som bølger i andre medier, og det finnes metoder i fysikken som lar oss forenkle komplekse bølger. Generelt kan en hvilken som helst bølge beskrives ved å legge sammen en serie enkle, sinusformede bølger. Figuren til høyre viser hvordan to kombinerte sinusbølger kan beskrive den nederste, komplekse bølgen. Jo mer kompleks bølgen er, jo flere sinusbølger trengs for å beskrive den.

Idealiserte bølger finnes ikke i virkeligheten, men hjelper oss å forstå bølgekaraktistikker og kan forklare mange bølgefenomener. Først og fremst er det sinusformen som passer godt til å idealisere bølger, og da særlig havbølger. Men den passer selvsagt ikke til brytende bølger.

Hvordan bølger forflytter seg er nærmere forklart på neste side. Ofte er bølgefrequensen (f) en spesielt interessant størrelse siden den forteller oss hvor mange bølger som passerer et fast punkt per tidsenhet. Bølgefrequensen er invers av bølgeperioden T:

$$f = 1/T \quad [s^{-1} = \text{Hz}].$$

Perioden (T) brukes kanskje enda oftere enn frekvensen (f) når en bølge skal karakteriseres på en mest mulig kortfattet måte. Perioden forteller altså hvor lang tid det går mellom to bølger.

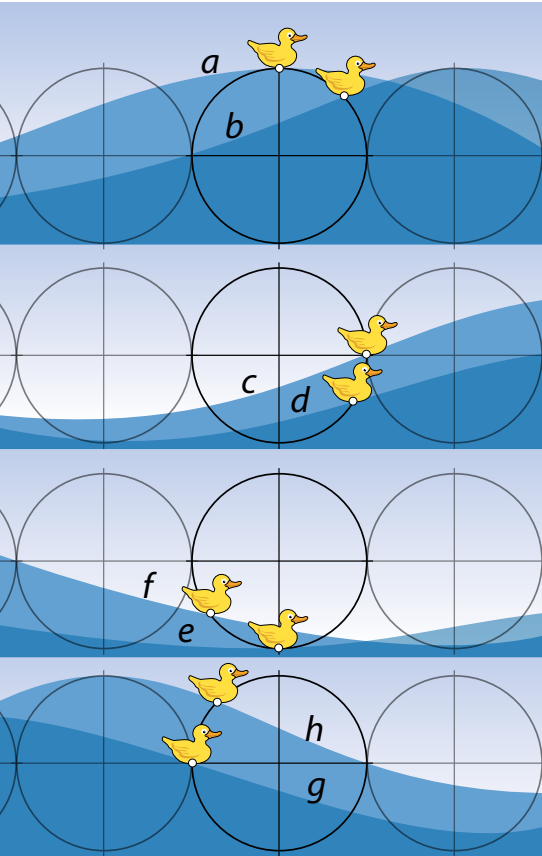


Undringsoppgave:

Hva er de viktigste krav en surfer stiller til en god surfebølge?

Bølger

Bevegelse av bølger



Bevegelser av et legeme som passerer av en bølge, med bølgeprofil

a og b ved tidspunkt $T = 0$ og $1/8 \cdot T$
 c og d ved tidsp. $2/8 \cdot T$ og $3/8 \cdot T$
 e og f ved tidsp. $4/8 \cdot T$ og $5/8 \cdot T$
 g og h ved tidsp. $6/8 \cdot T$ og $7/8 \cdot T$

I en bølge på dypt vann beveger vannpartiklene seg i sirkler med avtagende radier.

Det at radiene avtar med dybden, har mange praktiske nytteverdier. F.eks. reduserer det bevegelsen til flytende oljeplattformer. Siden det meste av en plattforms oppdriftsvolum befinner seg under bølgebasis, påvirkes den lite av bølger. Ubåter kan unngå store havbølger ved å dykke under bølgeområdet, og det finnes havbruksmerder som kan senkes ned slik at de kan unngå de største bølgebevegelser i storm.

Om vi ser på sjøen, kan vi se bølger bevege seg bortover. Om vi kaster en stein i stille vann, vil bølgene bevege seg bort fra punktet hvor steinen traff vannet, men veldig lite vann vil forskyves samme retning som bølgene. Heller enn å forflytte masse horisontalt, transporterer bølgene energi.

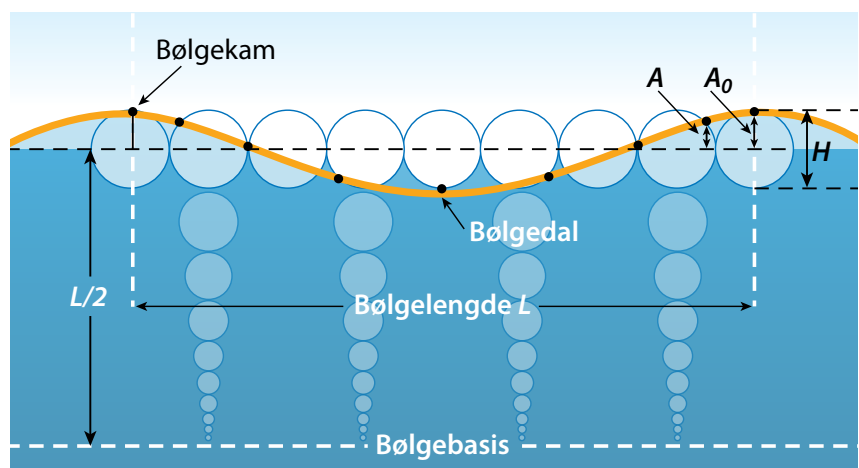
Energi kan forflyttes uten å forflytte masse. Hvordan energi forflyttes i bølger uten å flytte masse, kan visualiseres med et tau. Om vi binder et tau fast i et dørhåndtak, kan vi danne en bølge ved å bevege den andre enden hurtig opp og ned. Alle delene av tauet vil da bevege på seg, men tauet som helhet beveger seg ikke bortover i bølgenes retning.

Banebevegelser for vannpartikler i bølger

Vannpartikler under en bølge beveger seg i lukkede baner (sirkulære på dypt vann, ellipseformede på grunt vann). For å forstå slike banebevegelser kan vi legge et flytende legeme, for eksempel en liten badeand, i et vannbasseng. Hvis vi så lager bølger i bassenget, kan vi se at anda ikke bare beveger seg opp og ned med bølgene, men også litt fram og tilbake. Den beveger seg tilnærmet i en sirkel.

Egenlig får anda også litt drift i bølgeretningen. I virkeligheten er bølger aldri fullt ut sinusformede. Bølgehevingen til toppen er alltid litt større enn senkingen til bunnen. Dermed vil den positive farten i "sirkelens" toppunkt i tallverdi være litt større enn den negative farten i bunnpunktet. Sluttresultatet blir en liten drift i bølgeretningen.

Siden den alltid holder seg på vannoverflaten, har den sirkulære banen som anda beveger seg i, like stor diameter som bølgehøyden. Når vannet på overflaten beveger seg litt, må vannet rett nedenfor også flytte på seg, men jo dypere en vannpartikkel ligger, dess mindre blir den påvirket av bølgebevegelsen ved overflaten. Derfor minker diameteren til sirkelbanen med dybden, som vist i figur nederst. Ved en viss dybde under overflaten blir vannbevegelser så små at de kan neglisjeres. Denne dybden er ofte omtrent halvparten av bølgelengden og kalles bølgebasis. Vann over denne dybden befinner seg i det vi kaller bølgeområdet og er da i bevegelse.



Bølger på dypt vann

Til nå har vi sett på dypvannsbølger som ikke vil påvirkes av sjøbunnen. Vi snakker om dypvannsbølger når vanddybden er større enn bølgebasis (en halv bølgelengde). Vindgenererte havbølger er som regel dypvannsbølger. Per definisjon er bølgers hastighet $v_b = L / T$, hvor L =bølgelengde og T =bølgeperiode. For dypvannsbølger kan det vises at det er følgende sammenheng mellom T og L :

$$L = g \cdot T^2 / (2 \cdot \pi)$$

Dermed kan bølgehastigheten uttrykkes på tre måter:

$$v_b = L/T$$

$$v_b = \sqrt{g \cdot L / (2 \cdot \pi)}$$

$$v_b = g \cdot T / (2 \cdot \pi)$$

Forholdet mellom bølgelengden L , bølgeperioden T og bølgehastigheten er vist i figur til høyre. Vi ser, for eksempel av den midterste ligningen, at **dypvannsbølger generelt beveger seg hurtigere jo større bølgelengden er**, slik som figuren selvsagt også viser.

Gruppehastighet. Ofte kommer bølger til havs i grupper på 5—8. Som i beatsmusikk med to frekvenser lagt oppå hverandre, framkommer et lignende fenomen når to havbølger med nesten samme bølgelengde og bølgeperiode tilfeldigvis blir overlappet hverandre. Både de individuelle bølgene og bølgegruppen beveger seg, men med forskjellig hastighet. På en tilsynelatende gåtefull måte kan enkeltbølger da ankomme og forlate gruppen. Du kan lese litt mer om dette fenomenet på side 1-23. På dypt vann er gruppehastighet lik halvparten av bølgehastigheten.

Bølger på grunt vann

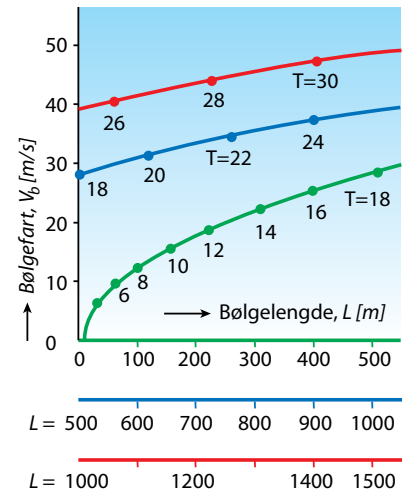
I kystregionene er vannet ofte grunt nok til at sjøbunnen påvirker vannets banebevegelse under bølgene. Bølger i vann der vanddybden er mindre enn 1/20 av bølgelengden, kalles gruntvannsbølger. På grunn av samspillet mellom sjøbunnen og vannets banebevegelse avhenger hastigheten til gruntvannsbølgene bare av g og vanddybden d , som vist nedenfor.

$$v_b = \sqrt{g \cdot d} \text{ [m/s]}$$

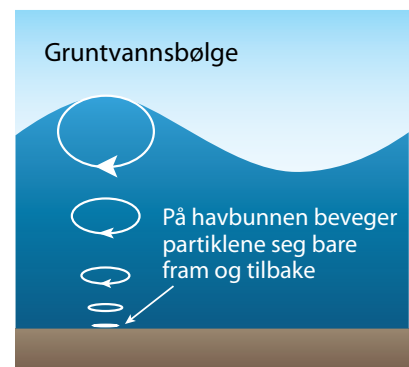
Banebevegelsene til vannpartiklene er vist i figur til høyre. Som vi ser, karakteriseres gruntvannsbølger av ellipseformede baner i stedet for sirkulære. Her er gruppehastigheten lik bølgehastigheten.

Overgangsbølger

Bølger som beveger seg over vanddybder mellom 1/2 til 1/20 av bølgelengden, kalles overgangsbølger. De har egenskaper fra både gruntvanns- og dypvannsbølger. Bølgehastigheten til overgangsbølgene avhenger delvis av bølgelengden og delvis av vanddybden. Gruppehastigheten ligger mellom bølgehastigheten og halv bølgehastighet.



Sammenheng mellom bølgelengde L , bølgeperiode T og bølgehastighet v_b for bølger på dypt vann. Periode er påført direkte på grafene.



Bølger på grunt vann. Vannpartiklene beveger seg i ellipseformede baner. Med økende dybde blir ellipsene etter hvert mindre og flatere

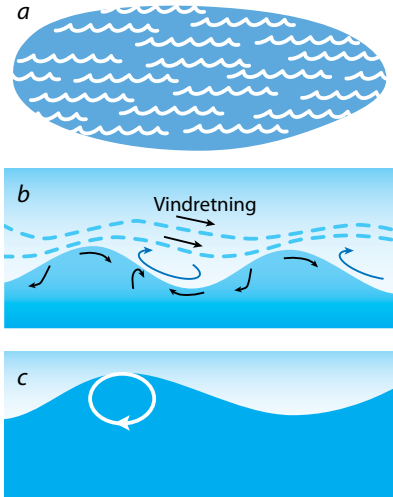


Undringsoppgave:

På venstre side er det vist hvordan ei badeand teoretisk beveger seg i en tilnærmet sirkulær bane når en bølge passerer. Men den har også en viss liten drift framover fordi vannpartiklene i bølgetoppen har en litt større foroverfart enn bakoverfarten til partiklene i bølgebunnen. Årsaken til dette ble forklart ut fra forskjell i høyde og dybde i bølgen. Hvorfor kan det bli slik forskjell?

Bølger

Dannelse av bølger



Tidlige stadier i bølgedannelse

a. Krusninger. Bølgedannelsen starter med at vind påvirker vannoverflaten. Friksjonskrefter vil lage krusninger. Disse bølgene får energi fra vinden, mens overflatespenninger er styrende for geometri og oppførsel.

b. Vinden får bedre tak. Krusningene medfører strømninger i vannet og virvler med over- og undertrykk i luftlaget over den "påbegynte" bølgen.

c. En ny, liten bølge er klar for videre vekst. Energioverføring fra vinden fortsetter, og bølgestørrelsen vokser. Når bølgelengden er blitt noen cm, har profilen fått sin karakteristiske form som nå blir styrt av tyngden.

Bølgevekst begrenses av bryting. Brytende bølge av type "spilling breaker". Fra [1.9].

Denne typen karakteriseres av at skumskavler dannes oppe ved bølgekammen. Skummet renner nedover fronten av bølgen, ikke ulikt et snøskred. Dette er den vanligste typen brytende bølge som dannes på dypt vann, men den forekommer også på strender. Skumskavler har på engelsk det beskrivende navnet "whitecap". Andre typer, se side 1-27.

De fleste bølger dannes av vind, men vi skal senere også se på bølger som oppstår av jordskjelv (tsunamier). Se for øvrig også side 1-16.

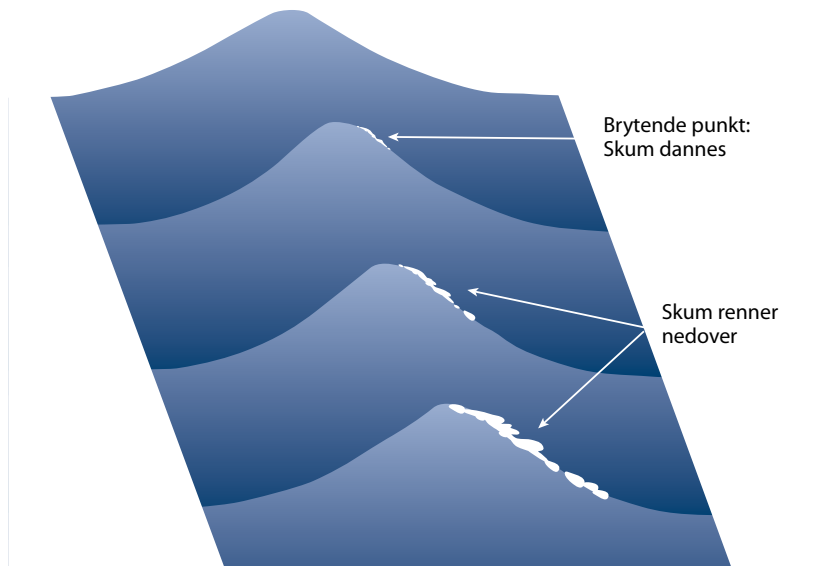
Vind som kilde til bølger

Se for deg et stille, bølgefritt havområde hvor det begynner å blåse. På grunn av friksjon mellom vinden og havoverflaten dannes det først krusninger, se figur a til venstre. Disse små bølgene gir en ruere overflate, vinden får bedre tak og begynner å danne bølgelignende profiler som vist i figur b. Her ser vi strømningene i lufta og vannet i denne tidlige fasen, med både overtrykk og undertrykk over bølgen. Vindens påvirkning øker, og det blir overført mer energi fra vinden til bølgene. Etter hvert dannes det symmetriske bølger som vist i figur c, med bølgelengder på noen centimeter.

Overføring av energi. Etter hvert som bølgene tar opp mer energi fra vinden, vil bølgehøyden, bølgelengden og bølgefarten øke. Bølgeformen forandrer seg også ved at bølgene blir steilere. Når bølgehastigheten kommer opp i vindhastigheten, blir det ikke lenger noen energioverføring fra vinden til bølgene, og bølgen har nådd sin maksimale hastighet og størrelse ved den gitte vindstyrken.

Brytende bølger. Hvis en bølges helning (H/L) oppnår den kritiske verdien $1/7$ før den oppnår samme hastighet som vinden, vil imidlertid bølgen bryte. se figurer side 1-27. Når bølgene tar opp energi fra vinden, resulterer det i bølgevekst, mens bølgebryting reduserer energiinnholdet i bølgene og resulterer i mindre bølgehøyder. Se figur nedenfor.

Dønninger. Bølger som dannes i et havområde, beveger seg ofte ut av området i lange bølger med lave bølgetopper. Slike bølger kalles dønninger. Dønninger kan bevege seg fort over lange avstander uten å miste særlig mye av sin energi. Disse bølgene opptrer ofte i grupper, som nevnt på side 1-19.

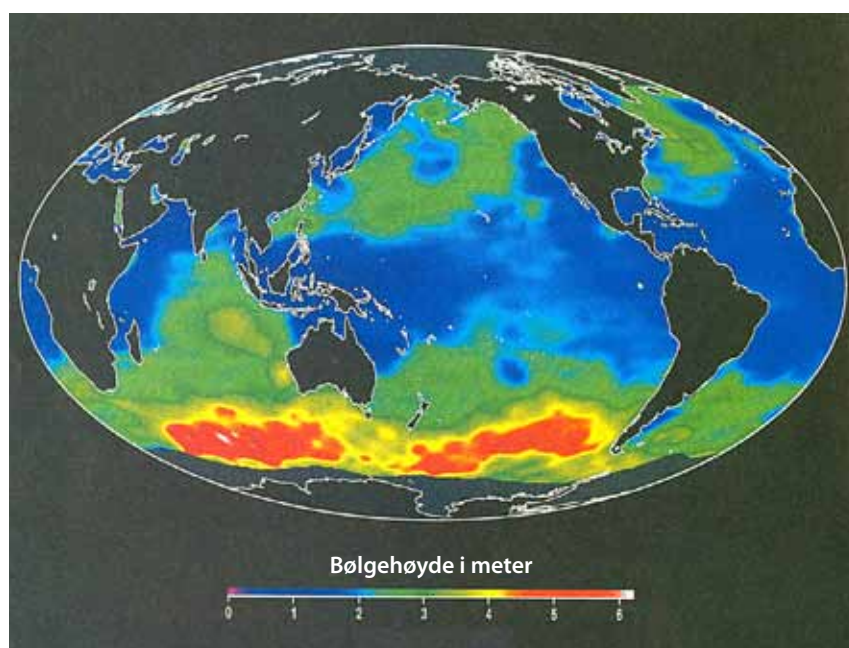


Hva bestemmer bølgenes størrelse?

Bølgers størrelse og energiinnhold bestemmes hovedsakelig av hvor stor vindhastigheten er og hvor lenge vinden blåser i én retning. Derfor er det ut fra værddata mulig å beregne energien i bølger innenfor et visst område.

I virkeligheten endrer vindens retning og hastighet seg i tid og rom, og derfor kan vi ofte se bølger av forskjellig størrelse, form og hastighet i samme område.

Meget høye bølger på den sydlige halvkulen. Først i kapitlet lærte vi om globale og lokale vinder. Ettersom de aller fleste havbølger er dannet av vinden, gjenspeiles de globale vindene i den globale bølgedistribusjonen. Figuren nedenfor viser et kart over bølgehøyder basert på satellittdata fra en typisk dato.



Fordeling av bølgehøyder på den sydlige halvkule for en dato med typisk vær.

Bølgehøyder på mer enn 5 m opptrer hyppig i områdene mellom Australia og Antarktis. Du kan lese mer om store bølger på side 1-26.

Bølgene er spesielt høye på den sydlige halvkule fordi det her er mindre landmasse og dermed lengre havstrekninger hvor bølgene kan hente opp energi fra vinden. I tillegg er vestavindsbeltet mellom 40° og 60° syd like aktivt som vestavindsbeltet på den nordlige halvkule. Sluttresultatet blir derfor at vi her finner de høyeste gjennomsnittlige vindhastighetene og dermed også de største bølgehøydene på jorda.

Bølger på den nordlige halvkulen. Vestavindsbeltet på den nordlige halvkule gir også relativt høye bølger. På grunn av olje- og gassutvinningen er forholdene i Nordsjøen og Norskehavet spesielt interessante. Kartet ovenfor gir ingen informasjon om disse områdene, men vi kan vise til et lignende kart på side 13-9. Her framgår det at 40–60 kW per m bølgebredde er årsgjennomsnittet for bølgenes effekttransport i havområdene utenfor Norge. Ved hjelp av ligningen på side 1-21 kan vi da beregne tilhørende bølgehøyde til 3–3,5 m, se oppgave 1.5. Under de stormer som hyppig opptrer i disse farvannene, særlig om vinteren, kan bølgehøydene imidlertid fort bli 4–5 ganger så store.

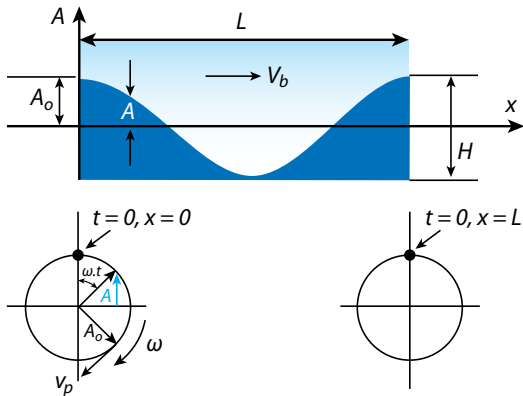


Undringsoppgave:

Hvordan lages bølger i et "badeland"

Bølger

Energitransport i bølger



Beskrivelse av en sinusbølge ved hjelp av ligning. Fra [1.4]

En sinusbølge kan beskrives på flere måter, men ligningen nedenfor er den mest brukte:

$$A = A_0 \cdot \cos(x \cdot k - \omega \cdot t)$$

Her er:

A = amplitude på stedet x ved tidspunktet t

A_0 = full amplitude = $H/2$

x = stedsangivelse fra startposisjonen $x = 0$

k = bølgetall = $2 \cdot \pi / L$ [m^{-1}]

ω = sirkelfrekvens = $2 \cdot \pi / T$ [rad/s]

T = bølgeperiode = [s]

v_b = bølgehastighet [m/s]

Tre ligninger for v_b :

$$v_b = L/T$$

$$v_b = \omega/k$$

$$v_b = \sqrt{g \cdot L / (2 \cdot \pi)} \text{ (dypt vann)}$$

v_p = vannpartiklenes banehastighet = $\omega \cdot r = \omega \cdot A_0$

Vi har allerede flere ganger presisert at bølger transporterer energi og ikke noe annet når de forplanter seg. Dette skal vi studere nærmere nedenfor.

Aller først skal vi imidlertid se nærmere på hvordan bølger kan beskrives når de beveger seg. Dette kan gjøres på flere måter, men det vanligste er å bruke et ligningssystem som vist til venstre og som forklares videre i eksemplet på side 1-24.

Energiinnhold i bølger

Energien i en bølge omfatter:

- Potensiell energi, som kommer av at halvparten av bølgen er hevet over stille vannsnivået, mens den andre halvparten er trykket ned i forhold til stille vannsnivået
- Kinetisk energi, som kommer av at vannpartiklene under bølgen beveger seg i sirkelbaner på dypt vann

Potensiell energi i bølger. Vi vet fra fysikken at potensiell energi til et legeme generelt kan skrives

$$E_p = m \cdot g \cdot h = \rho \cdot V \cdot g \cdot h$$

Her er V = legemets volum og h = høyden som legemets tyngdepunkt har over et valgt nullnivå for den potensielle energien. Vi kan nå bruke denne ligningen til å lage et uttrykk for den potensielle energien til et element med volum $dV = A \cdot B \cdot dx$. Her er A = amplitude, B = bølgens bredde og dx er tykkelsen på volumelementet. Den samlede potensielle energien i bølgen finner vi så ved å multiplisere med ρ , g og tyngdepunkthøyden $A/2$ og så summere alle elementene. Dette kan gjøres tilnærmet manuelt, men kan også bestemmes ved integralregning. Interesserte elever kan gjennom oppgave 1.15 vise at den potensielle energien i en bølge dermed blir:

$$E_p = \rho \cdot g \cdot B \cdot A_0^2 \cdot L/4$$

Den potensielle energien per m^2 av bølgen finnes ved å dividere med $B \cdot L$, og vi får

$$E_p/(B \cdot L) = \rho \cdot g \cdot A_0^2/4 \quad [J/m^2]$$

Kinetisk energi i bølger. Også her kunne vi startet med en av de vanligste ligningene i fysikken, nemlig uttrykket for den kinetiske energien til et legeme med massen m , volumet V og farten v :

$$E_k = \frac{1}{2} m \cdot v^2 = \frac{1}{2} \rho \cdot g \cdot V \cdot v^2$$

Vi har tidligere forklart at vannpartiklene under en bølge på dypt vann beveger seg i sirkulære baner med minkende radier nedover i vandypet. Vi kunne derfor bruke ligningen ovenfor til å finne

den kinetiske energien i hver av disse sylindrene og så summere dem. Dette vil imidlertid kreve en del matematikk, og vi skal i stedet peke på et fenomen som vi ofte ser i fysikken for legemer som både har potensiell og kinetisk energi. Legemene "ordner" seg da ofte slik at den samlede energi fordeler seg med halvparten på hver av disse energiformene. Vi har i fysikkfaget vist at dette for eksempel er tilfelle med satellitter i bane rundt jorda. Også for energien i vannbølger gjelder det at den potensielle og kinetiske energien er like store. Den gjennomsnittlige kinetiske energien per flateenhet i en vannbølge kan derfor også uttrykkes slik:

$$E_k/(B \cdot L) = 1/4 \cdot \rho \cdot g \cdot A_0^2$$

Samlet energi i en bølge. Ifølge avsnittene foran, blir:

$$E_b/(B \cdot L) = (E_p + E_k)/(B \cdot L) = 1/2 \cdot \rho \cdot g \cdot A_0^2 \quad [J/m^2]$$

Det vises til eksempel på neste side med beregning av den samlede energien i en karakteristisk "Nordsjø-bølge".

Energitransport i bølger, og effektoverføring

Hvor stor effektressurs ligger i bølger? Å kunne beregne energiinnholdet i en bølge er interessant i seg selv, men enda mer interessant er det å kunne beregne hvor mye energi den overfører per tid, altså den effekt den overfører. For eksempel er det denne størrelsen som betyr mest for et bølgekraftverk.

Som kjent er effekt = energi / tid. Skal vi beregne en bølges effekt, må vi derfor trekke inn bølgehastigheten i beregningene.

Den enkleste måten å gripe an problemet på, er å tenke seg en "vegg" som bølgen skal passere, og så bestemme hvor mye energi som passerer "veggen" per tid. Tiden som bølgen bruker på å passere "veggen", er lik bølgeperioden T. Dette gir:

$$P_b = E_{tot}/T = 1/2 \cdot \rho \cdot g \cdot A_0^2 \cdot B \cdot L/T \quad [J/s=W]$$

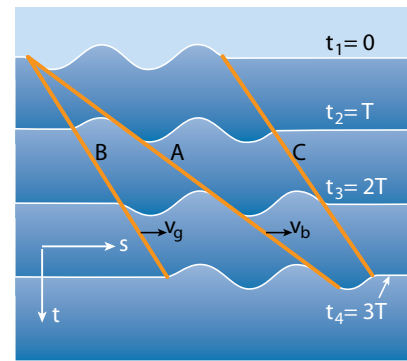
Innfører vi $T = L/v_b$, blir effekt per m bredde for en enkeltbølge:

$$P_b/B = 1/2 \cdot \rho \cdot g \cdot A_0^2 \cdot v_b \quad [W/m]$$

I praksis er vi sjelden interessert i virkningen fra bare én eneste bølge. I stedet bør vi betrakte flere bølger som følger etter hverandre. Da må vi være klar over at bølger kan interferere. Ser vi på flere bølger, altså en gruppe bølger, kan det vises at den gjennomsnittlige farten til disse er lik halvparten av farten til den individuelle bølgen. Dette gjelder for bølger på dypt vann. Det vil føre for langt å bevise dette, så vi må nøye oss med å slå fast at den gjennomsnittlige effekten som per m bredde overføres med bølger i uregelmessig sjø, er

$$P_b/B = 1/2 \cdot \rho \cdot g \cdot A_0^2 \cdot v_b/2 = 1/4 \cdot \rho \cdot g \cdot A_0^2 \cdot v_b \quad [W/m]$$

Det vises for øvrig til eksempel på neste side.



a. Skjematisk beskrivelse av fenomenet gruppehastighet for en gruppe bølger (bølgetog)
b. Gradvis destruktiv og konstruktiv interferens i to overlagrede bølger. Fra [1.4]

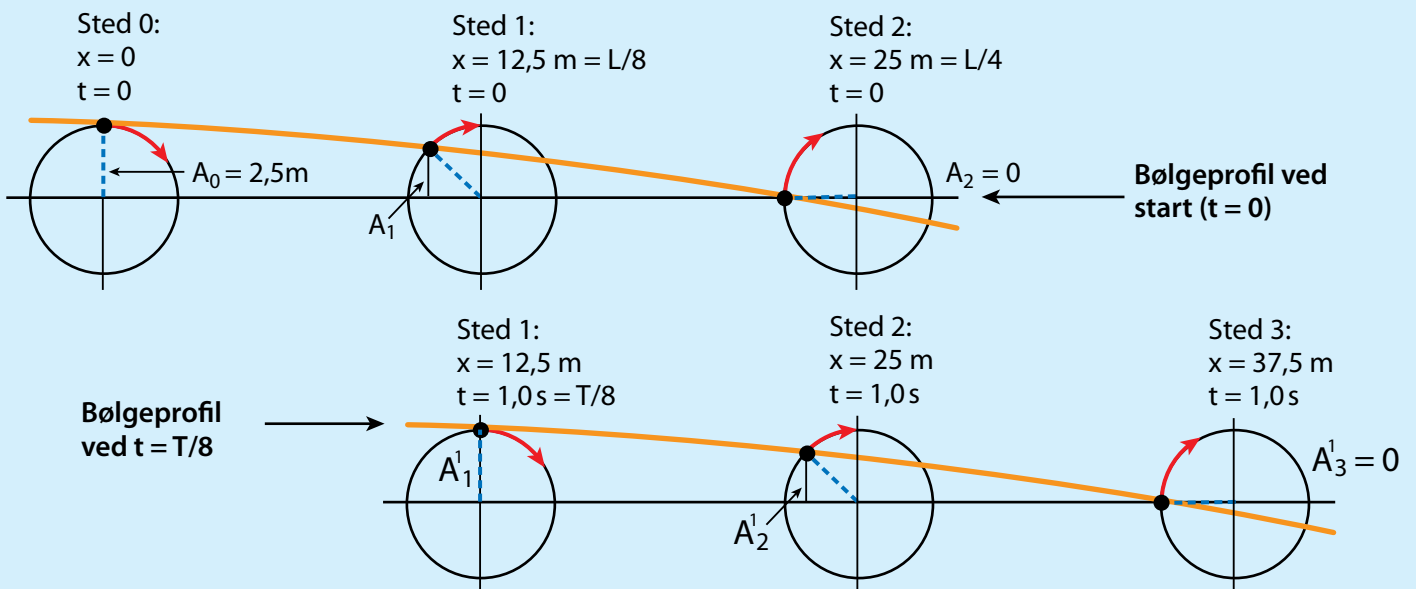
I en bølgetank genereres det en bølgegruppe med to bølger. Like etter at bølgene ble generert, er bølgemønsteret som vist for tidspunktet t_1 . Etter at gruppen har forplantet seg et stykke nedover i tanken, begynner den første bølgen å forsvinne, samtidig som en ny bølge oppstår ved slutten av bølgegruppen. Denne prosessen pågår hele tiden. Bølgen forsvinner i fronten av bølgegruppen og oppstår ved slutten av denne. Dette betyr at energien i bølgene transporteres med en gruppefart som er mindre enn bølgefarten til en enkeltbølge. Vi kan tenke oss at energien til bølgegruppen er samlet mellom de to grafene B og C. Grafenes helning er et uttrykk for forplantningsfarten ($v = ds/dt$). Grafene B og C (for gruppen) svarer derfor til en mindre fart enn graf A (for en enkeltbølge). Det kan vises at for bølger på dypt vann er gruppehastigheten lik halvparten av bølgehastigheten ($v_g = v_b/2$), men vi kan ikke bruke plass på å gjennomføre dette beviset. Spesielt Interesserte elever henvises til [1.4]

Eksempel 1.2: Bølgebevegelse og bølgeenergi

En Nordsjøbølge kan ha følgende data (på dypt vann): bølgehøyde $H = 5 \text{ m}$ ($A_0 = 2,5 \text{ m}$), bølgelengde $L = 100 \text{ m}$, bølgehastighet $v_b = 12,5 \text{ m/s}$ og periode $T = L/v_b = 8,0 \text{ s}$.

- Tegn i skala 1: 250 en firedel av bølgen i en startposisjon. Da gjelder: $A = A_0 = H/2$ (full amplitude), $x = 0$ og $t = 0$. Tegn også inn tre sirkler som viser partikkelbevegelsen i overflaten.
- Tegn, i samme skala, beliggenhet og profil etter at den samme bølgedelen har beveget seg $1/8$ bølgelengde.
- Beregn bølgetall og sirkelfrekvens ω
- Kontrollberegn og sammenlign med opptegnningene: amplituden på stedet $x = 12,5 \text{ m}$ ($L/8$) i startbølgen, og amplituden på stedet $x=25 \text{ m}$ etter at bølgen har beveget seg $1/8$ bølgelengde etter start.
- Beregn bølgeenergi per m^2 og bølgeeffekt per m bredde

Løsning a og b



c) Bølgetall $k = 2 \cdot \pi/L = 2 \cdot \pi/(100 \text{ m}) = 0,0628 \text{ m}^{-1}$

Sirkelfrekvens $\omega = 2 \cdot \pi/T = 2 \cdot \pi/8,0 \text{ s} = 0,785 \text{ s}^{-1}$

d) $A_1 = A_0 \cdot \cos(k \cdot x - \omega \cdot t) = 2,5 \text{ m} \cdot \cos(0,0628 \cdot 12,5 - 0,785 \cdot 0) =$
 $= 2,5 \text{ m} \cdot \cos 0,785 = 2,5 \text{ m} \cdot \cos(\pi/4) = 1,77 \text{ m}$

$A_2 = A_0 \cdot \cos(k \cdot x - \omega \cdot t) = 2,5 \text{ m} \cdot \cos(0,0628 \cdot 25 - 0,785 \cdot 1,0) =$
 $= 2,5 \text{ m} \cdot \cos(1,57 - 0,785) = 1,77 \text{ m}$

I disse tilfellene hadde det vært lett å bestemme amplitudene direkte av figurene. Men det er ikke alltid tilfelle, se oppgave 1.1.

e) Bølgeenergi $E_b/(B \cdot L) = 0,5 \cdot \rho \cdot g \cdot A_0^2 =$
 $= 0,5 \cdot 1025 \text{ kg/m}^3 \cdot 9,8 \text{ m/s}^2 \cdot (2,5 \text{ m})^2 = 31,4 \text{ kJ/m}^2$

Bølgeeffekt $P_b/B = E_b/(B \cdot L) \cdot v_b/2 = 31,4 \text{ kJ/m}^2 \cdot 12,5 \text{ m/s} \cdot 0,5 = 196 \text{ kW/m}$

Bølger

Interferens av bølger

Repetisjon fra fysikk i videregående skoler. Når bølger løper sammen, vil de påvirke hverandre, noe som resulterer i et forandret bølgemønster. To bølger som kolliderer, gir en ny bølge med utslag som er summen av utslagene hos hver av enkeltbølgene, regnet med fortegn. Som illustrert til høyre, skiller vi mellom tre forskjellige typer bølgeinterferens: Konstruktiv, destruktiv og blandet interferens.

Konstruktiv og destruktiv interferens

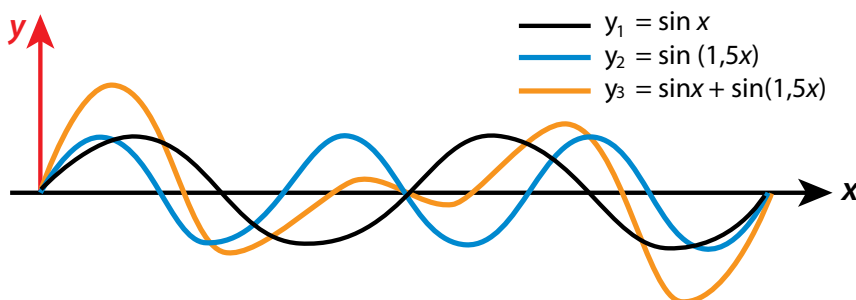
Konstruktiv interferens oppstår når bølgetog med samme bølgelengde og hastighet møter hverandre i samme fase. Her blir bølgehøyden summen av bølgehøydene til hver av de individuelle bølgene.

Destruktiv interferens forekommer når bølger med samme bølgelengde og bølgehastighet møter hverandre når de er i motfase, det vil si at bunnen av en bølgedal møter en annen bølge i det øyeblikk denne har sitt maksimale utslag. Bølgene vil nulle hverandre ut, og resultatet blir stille vann i området der bølgetogene møtes. Det er for eksempel slik de fleste bølgekraftverk arbeider. Disse består da av et svingesystem som lager destruktiv interferens med de innkomne bølgene, se side 13-6.

Blandet interferens

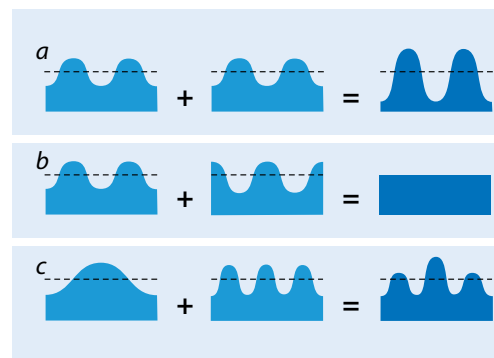
Blandet interferens er når to bølgetog med forskjellige bølgehøyder og/eller bølgelengder kommer fra forskjellige retninger. Dette fører til en blanding av konstruktiv og destruktiv interferens, som gir et mer komplekst bølgemønster. Eksempler på blandet interferens er vist nedenfor og i illustrasjon c til høyre. Et annet eksempel: En bulb i baugen på et skip lager en bølge som virker sammen med bølgen skipet selv lager, og de skal sammen gi destruktiv interferens.

Blandet interferens er det som oftest forekommer på sjøen når vinden danner ulike bølger med forskjellige bølgeretninger. Resultatet blir da slike komplekse bølgemønstre som vi ofte ser på sjøen, se figur til høyre.



Interferens av bølger beregnet med lommeregner. Fra [1.1]

Utgangsbølgene har bølgelengde L_1 og $L_2 = 1,5 \cdot L_1$. Dette gir blandet interferens (rød bølge) med ny bølgeprofil.



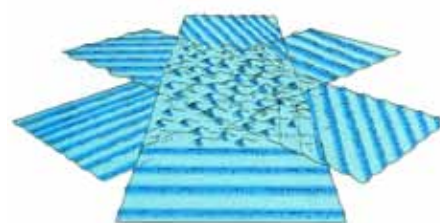
Interferens av bølger.

a. Konstruktiv interferens.

Bølger med samme bølgelengde og fart kolliderer når de er i samme fase.

b. Destruktiv interferens. Bølger med samme lengde og fart kolliderer når de er i motfase

c. Blandet interferens. To eller flere bølger med ulike lengder, fart og/eller retninger kolliderer.

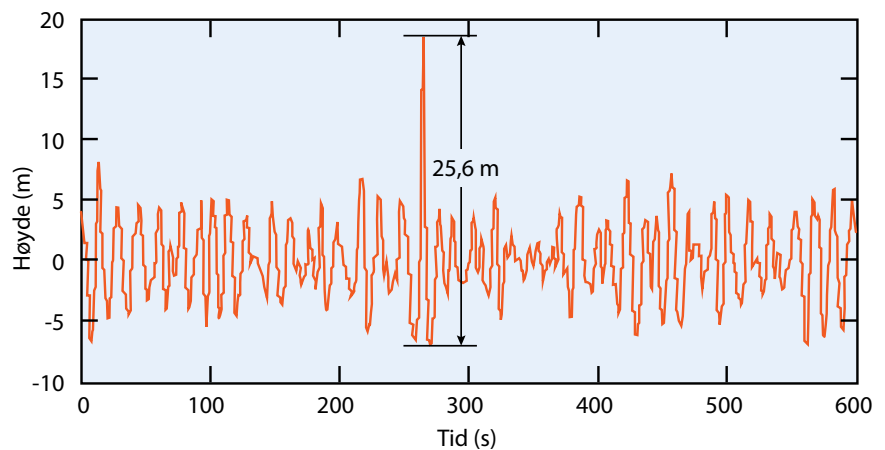


Uregelmessige bølger på havoverflaten framkommer ved interferens mellom ulike langkammede bølger med forskjellig bølgeretning.

Monsterbølger

Hvor store kan bølger bli? I begynnelsen av 1900-tallet kom en regel som er blitt kalt "60 fots regelen", og som sa at bølgers teoretiske maksimumshøyde ikke kunne overskride 60 fot (18,3 m). I 1935 ble imidlertid en amerikansk marinetanker, USS Rampano, "fanget" i en tyfon vest i Stillehavet. Mannskapet klarte å måle at bølgehøyden var 34 m! Målingen var basert på visuelle observasjoner fra mannskapet, men kan likevel betraktes som relativt nøyaktig.

Målinger av bølgehøyder ved oljeplattformen Draupner i Nordsjøen 1. januar 1995. Bølgen med bølgehøyde på 25,6 m blir kalt nyttårsbølgen eller Draupnerbølgen og må være dannet av en serie konstruktive interferenser.



Monsterbølgen i Nordsjøen. Selv om mange gjennom historiens løp har hevdet å ha opplevd lignende "monsterbølger" som kommer ut av intet, ble de bekreftet for første gang 1. jan.1995 ved Draupnerplattformen i Nordsjøen. Draupnerbølgen, også kjent som "nyttårsbølgen", ble da målt med en bølgehøyde på 25,6 meter, mens ingen andre bølger i samme område og tidsrom var høyere enn 9 meter. Målingen ble gjort med en nedoverrettet laserpekesensor. Målinger av bølgehøydene noen minutter rundt Draupnerbølgen er vist i figur ovenfor.

Selv ikke store tankskip er trygge hvis de møter interaksjonen mellom Angulhas-strømmen og bølger fra Antarktis på sitt verste. Det iranske tankskipet "Tocal" etter møte med monsterbølge. Fra nettside til ABC News.

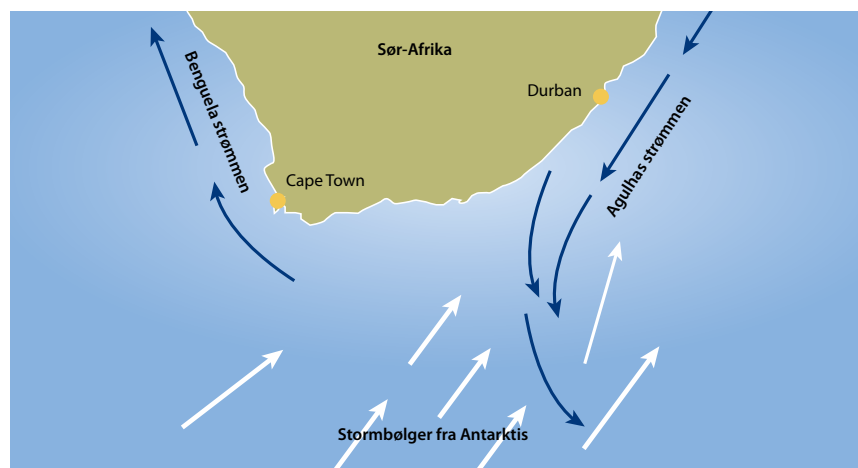


Et annet eksempel er det norske tankskipet Wilstar som fikk hele baugen slått inn i 1974.

Angulhasstrømmen møter antarktiske stormbølger. På grunn av den motgående strømmen blir bølgene brattere og kortere og blir da samtidig høyere fordi bølgeenergien blir begrenset til et mindre område.

Selv med dagens tilgang på bølgedata og satellitter som er laget for å observere havet, er det fortsatt ikke mulig å forutse slike monsterbølger. Årsaken antas å være et ekstraordinært tilfelle av bølgeinterferens. Flere bølger arbeider sammen og legger seg oppå hverandre med konstruktiv interferens og danner en ekstremt stor bølge.

Møte mellom bølger og strøm kan også gi enormt store bølger. Øyer og grunner later til å hjelpe til med utvikling av monsterbølger, og samspill mellom sterke motgående strømmer og bølger kan også spille en rolle. Et eksempel er vist nedenfor.



Bølger

Bølger som nærmer seg kysten

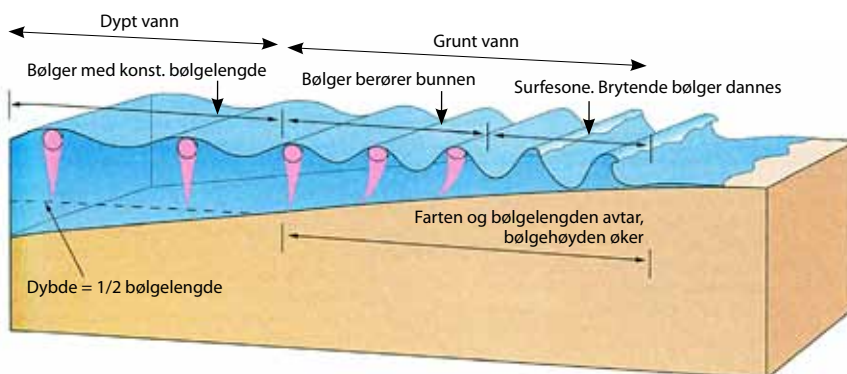
Hva skjer når dønningene beveger seg bort fra sitt opprinnelsesområde og nærmer seg grunt vann? Da forandres både bølgeprofil og bølgeretning.

Forandring av bølgeprofiler

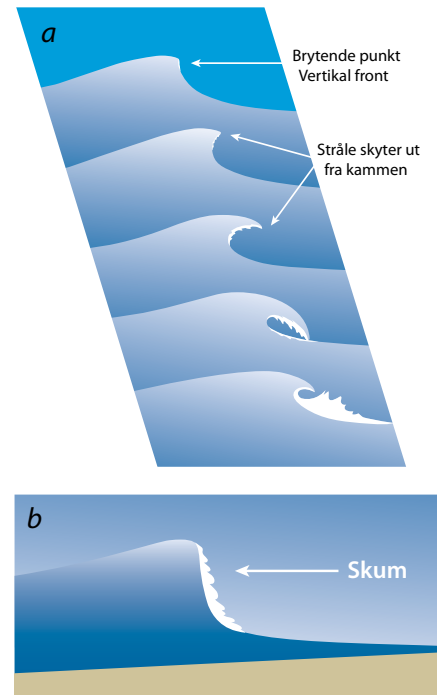
Overgangsbølger, bølgehøyden øker, fart og bølgelengde avtar.

Se for deg dønninger som beveger seg mot kysten mens bunnen gradvis stiger. Når vanddybden blir mindre enn halve bølgelengden, forandres dønningene til overgangsbølger, se side 1–19. Med minkende vanddybde vil bunnen begynne å forstyrre den sirkulære banebevegelsen til vannpartiklene i bølgen. Dette fører til en minkende bølgehastighet, og de etterfølgende bølgene kommer nærmere. Dermed minker bølgelengden. Underveis vil bølgene miste noe energi til friksjonsvarme, men det meste av energien bevares. Dermed må bølgene bli høyere samtidig som hastigheten og bølgelengden altså avtar.

Gruntvannsbølger, brytende bølger. Når vanddybden blir mindre enn $1/20$ av bølgelengden, blir bølgene til gruntvannsbølger. Farten avhenger nå kun av vanddybden. Når bølgenes helning (H/L) når det kritiske forholdet $1/7$, bryter bølgen. Dette kommer av at bølgepartiklenes hastighet nær bunnen er blitt betydelig redusert, mens partiklene på overflaten ikke har fått redusert hastigheten sin like mye. Derfor blir vannpartiklene på bunnen av bølgen "løpt fra" av partiklene lenger oppe. Denne brytningen frigjør energi fra bølgen. På denne måten kan bølger transportere energi fra sjøområdene de stammer fra, og til grunnere vann. Forandringen av bølger som nærmer seg kysten er illustrert i figur nedenfor, og forskjellige former for brytende bølger er vist i marginen.



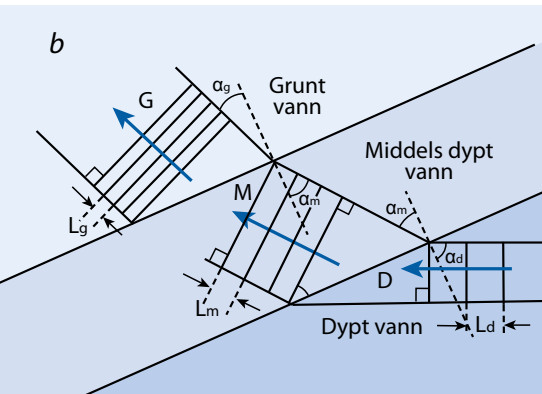
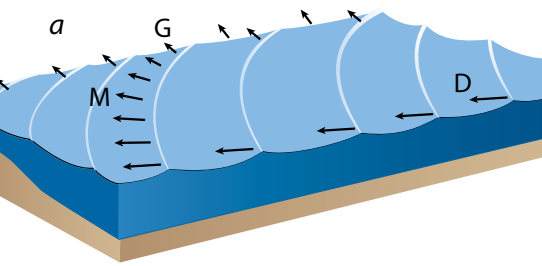
Profiler for bølger som nærmer seg stranda. Fra [1.11]. Området som egner seg for surfing, finner vi der hvor bølgene begynner å bryte som "plunging breaker". Dette skjer når vanddybden blir ca. $1,3 \cdot H$. Da vil bølgen ha fått en steilhet på ca. $1/7$.



Brytende bølger fra [1.9]

a. En "plunging breaker" oppstår både på dypt vann og på strender med relativt bratt helning på sjøbunnen. I begge tilfeller løper vannet på toppen av bølgen bokstavelig talt fra de nedre delene av bølgen. Bølgetoppen skyter ut som en stråle og krøller seg framover uten noe vann under. b. En "surging breaker" oppstår bare på strender. Den karakteriseres av at bølgefronten stadig blir brattere etter hvert som bølger nærmer seg stranden. Når den har kommet tett opp til strandlinjen, skyter den nederste del av fronten fram.

c. "Spilling breaker", se side 1-20



Refraksjon for bølger som nærmer seg stranda. Repetisjon fra fysikken i vgs (Snells brytningslov).

a. Oversikt. Fra 1.1]

Tre bølgestråler, D, M og G, er markert for vannndyp som avtar innover mot strandlinja.

b. Detaljer av bølgestrålene D, M og G, sett ovenfra. Retningsforandringene skyldes at bølgefarten stadig avtar når bølgen nærmer seg strandlinja. Til slutt vil bølgene få en stråleretning normalt på stranda. Se også side 1-37, som viser brytning av lydbølger i vertikalplanet.

Bølgeretninger/bølgestråler rundt en odde og en bukt.

Odden må absorbere mer bølgeenergi enn bukta per meter strand

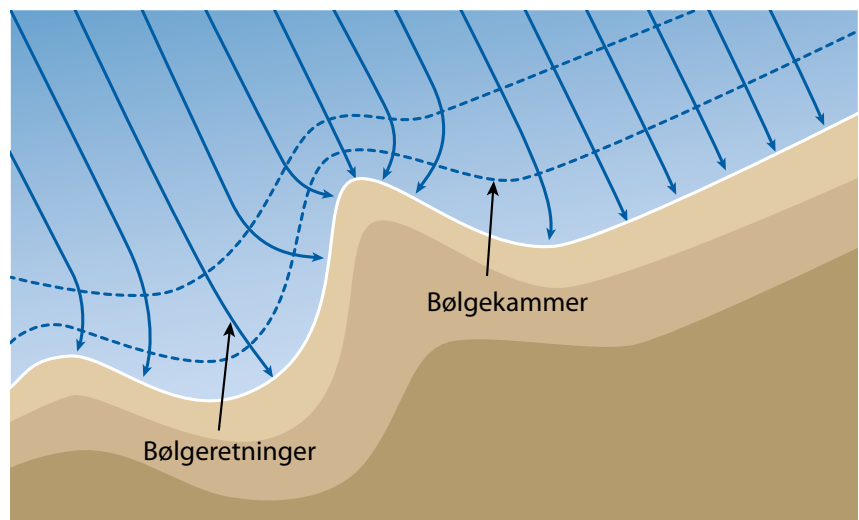
Forandring av bølgeretninger

Bølger refraksjon. Når vi studerer bølger som kommer inn på stranda, ser vi at bølgekammene er parallelle med strandlinja. Det er usannsynlig at alle bølgene som kommer fra havet, skulle bevege seg i 90° vinkel med kystlinja. Derfor må retningen til bølger som nærmer seg strandlinja på en eller annen måte forandres før bølgene når land. Dette fenomenet, at bølgene forandrer retning for å nærme seg strandlinja vinkelrett, kalles bølger refraksjon.

Se for deg en bølge som skrått nærmer seg en bunn som skråner oppover mot stranda. Den ene siden av bølgen vil da påvirkes av bunnen først og senke farten, mens resten av bølgen fortsetter med bølgenes opprinnelige fart og retning. På denne måten "bøyes" bølgen mot den grunnere delen av skråbunnen, se figur nedenfor.

Hvorfor egner bukte seg godt til oppankring av båter?

Kystlinjer vil aldri være helt rette, og bølger refraksjon gir en ujevn fordeling av bølgeenergien langs kysten, se figur nedenfor. Pilene viser bølgenes forplantningsretninger. Som vi ser, konvergerer bølgestrålene når de beveger seg mot en odde, mens de sprer seg når de beveger seg inn i en bukt. Bølgeenergien konsentreres derfor rundt pynter og odder, noe som fører til erosjon. Den lave bølgeenergien i bukter gjør at disse generelt er gode steder for oppankring av en båt.



Tsunamier

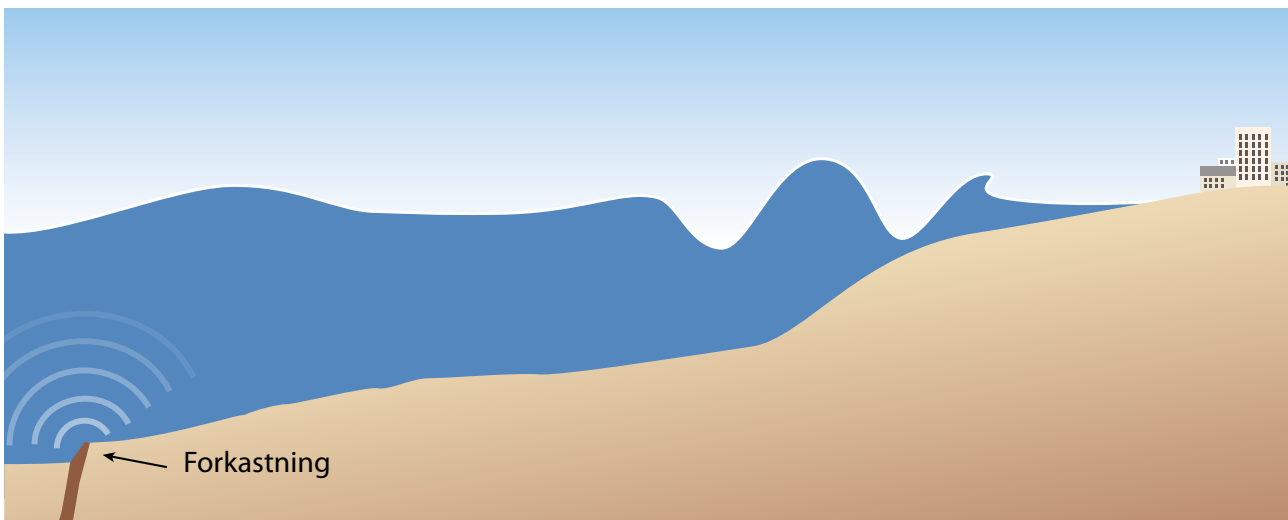
En tsunami er en av de mest fryktede bølgene på jorda. Uttrykket tsunami kommer fra japansk.

Dannelse av tsunamier. Tsunamier utløses vanligvis av seismiske hendelser, som en forkastning eller et utbrudd av jordskjelv under vann. Vi kan derfor si at tsunamier er seismiske havbølger. Det er som oftest forkastninger som forårsaker de største tsunamiene. Da beveges store områder av havbunnen vertikalt. Dette kan gi enorme forandringer av volumene i havbassenget og i neste omgang brå forandringer i vannstanden ved havnivå. Horisontale forkastninger vil vanligvis ikke føre til en tsunami. Derimot kan undervannsskred utløst av jordskjelv eller vulkanutbrudd under vann, forårsake store tsunamier. "Splash wave" fra kystnært jordskred kan også gi en form for tsunami. Bølgehøyde og fart for en tsunami framgår av eksempel.

Hvordan kan en tsunami være så ødeleggende med bare

0,5 m bølgehøyde? Når en tsunami nærmer seg kysten, vil bølgehastigheten minke, akkurat som for alle andre bølger som nærmer seg land med stadig mindre vanddyb. Bølgehøyden øker, men på grunn av den store bølgelengden vil ikke bølgen bryte. I stedet oppfører tsunamier seg som ekstremt høyt tidevann. *Vannstanden kan øke opptil 40 m*, og vanlige bølger kan legges oppå den økte vannstanden igjen. Når en tsunamis bølgedal når kysten, vil vannet fort trekke seg tilbake, og vannstanden kan være flere meter under vannstanden ved lavvann.

Tsunamibølger er ikke enslige bølger, men opptrer som en serie bølger som ofte forårsaker flere dramatiske stigninger og tilbaketrekninger av vannet. Den første bølgen trenger heller ikke nødvendigvis være den største.



Eksempel 1.3. Bølgefart og bølgelengde for en tsunami som er dannet med en periode $T=40$ min og en bølgehøyde $H = 1$ m på et havdyp lik 4000 m

- Beregn bølgelengden og bølgehastigheten på åpent hav. Begrunn hvorfor du da bruker uttrykket for bølgehastighet på grunt vann.
- Beregn bølgelengden og hastigheten når bølgen kommer inn mot en strand og når dybden er 6 m.
- Eksemplet fortsettes i oppgave 1.7 med bestemmelse av bølgehøyde ved 6 m vanddybde og vurdering av om bølgen har begynt å bryte eller ikke.

Løsning

- a) Siden $v_b = L/T$, vil uttrykket for bølgehastigheten på grunt vann på side 1-19 gi en bølgelengde og bølgefart

$$L = \sqrt{g \cdot d} \cdot T = \sqrt{9,8 \text{ m/s}^2 \cdot 4000 \text{ m}} \cdot (40 \cdot 60 \text{ s}) = 475 \text{ km}$$

$$v_b = L/T = 475 \text{ km}/(40 \cdot 60 \text{ s}) = 0,198 \text{ km/s} = 713 \text{ km/h}$$

Siden grunt vann defineres som dybde mindre enn $L/20$, altså mindre enn ca. 24 km for denne bølgen, vil 4 km vanddybde klart måtte betraktes som grunt vann

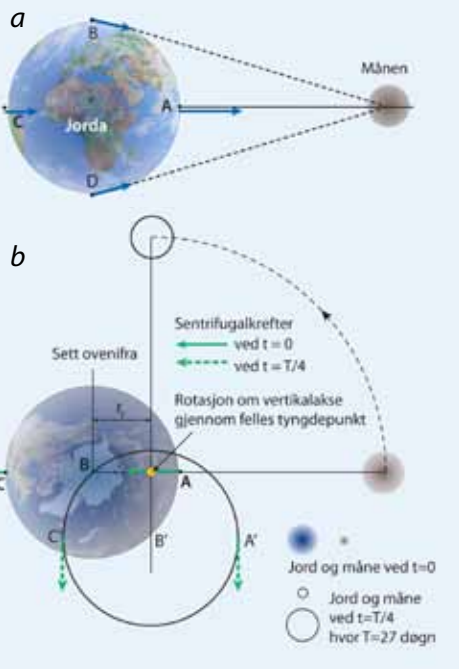
- b) $L = \sqrt{g \cdot d} \cdot T = \sqrt{9,8 \text{ m/s}^2 \cdot 6 \text{ m}} \cdot (40 \cdot 60 \text{ s}) = 18,4 \text{ km}$

$$v_b = L/T = 18,4 \text{ km} / (40 \text{ min}) = 0,46 \text{ km/min} = 27,6 \text{ km/h}$$

Utvikling av en tsunami.

Bølger

Tidevannsbølger



Tidevann forårsaket av månen

a. Gravitasjonskrefter på jorda fra månen. Fra fysikken vet vi at en gravitasjonskraft mellom to legemer er omvendt proporsjonal med kvadratet av avstanden mellom dem. Dette gir krefter med relative størrelser som vist.

b) Sentrifugalkrefter i rotasjonssystemet jord/måne. Jorda roterer både om sin egen akse (i løpet av 24 timer) og om et felles tyngdepunkt (i løpet av ca. 27 døgn). Det er bare den sistnevnte rotasjonen som, sammen med månens gravitasjonskraft, genererer tidevannsbølgene. I sentrum av jorda er det balanse mellom månens tiltrekningskraft og sentrifugalkraften, som er proporsjonal med radien r_j på figuren. Det betyr at ethvert punkt på jorda roterer i en sirkel med radius r_j , og dermed blir denne sentrifugalkraften like stor overalt på jorda. Alle de grønne pilene på figur b er derfor like lange og parallelle ved ethvert tidspunkt.

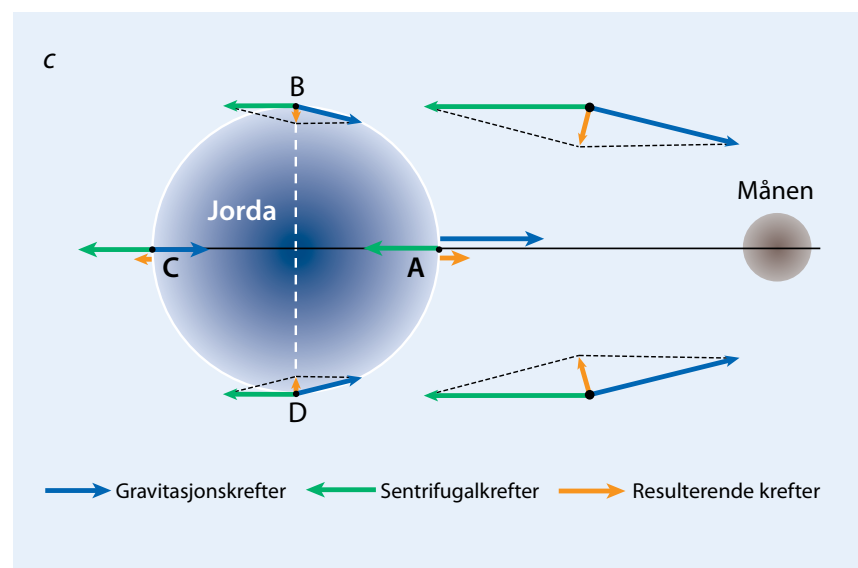
Tidevann er et meget komplekst fenomen som oppstår på grunn av gravitasjonskreftene fra månen og sola. Vi legger merke til tidevannet ved at vannstanden i havet endrer seg gjennom dagen. Vannstanden både øker og minker ca. to ganger daglig der det halvdaglige tidevannet dominerer. I noen deler av verden forekommer høyvann bare én gang per dag, dette kaller vi daglig tidevann.

Månens innvirkning på tidevannet

Månens gravitasjonskraft. For å forstå tidevannet begynner vi med en forenklet modell av det systemet som jorda, månen og sola utgjør. Først ser vi på gravitasjonskraften fra månen og ser bort fra jordas rotasjon. Månens gravitasjonskraft trekker på jordas overflate, og jo mindre avstand det er mellom et sted på jorda og månen, jo sterkere blir gravitasjonskraften, se figur a til venstre.

Jorda og månen roterer rundt en felles akse. Jorda og månen er ikke stillestående i rommet, men roterer rundt en akse gjennom jordas og månens felles tyngdepunkt, se figur b. Denne rotasjonen betyr at det virker sentrifugalkrefter på jorda med størrelser og retninger som vist i figur b, altså likt over hele jorda.

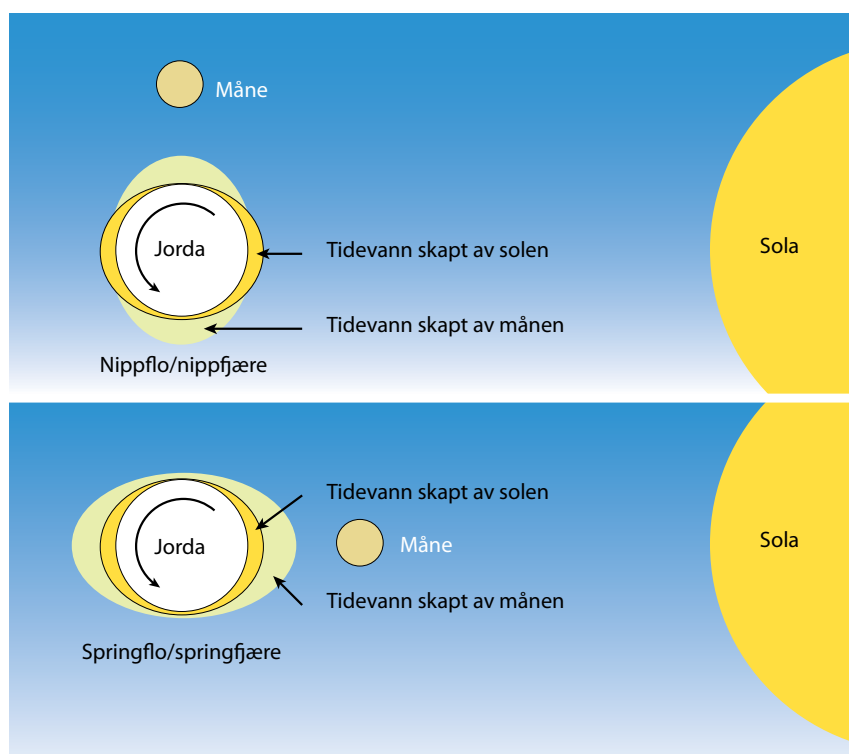
Tidevannskrefter. Resulterende krefter framkommer ved å summere de vektorer som er dannet av gravitasjonskraften og sentrifugalkraften på de enkelte steder. I figur c ser vi at på punkt A, stedet på jorda som er nærmest månen, virker den resulterende, tidevannsgenererende krafta rett mot månen, mens den virker vekk fra månen på den andre siden av jorda (punkt C). I punktene B og D har resultatanten en komponent som virker mot sentrum av jorda.



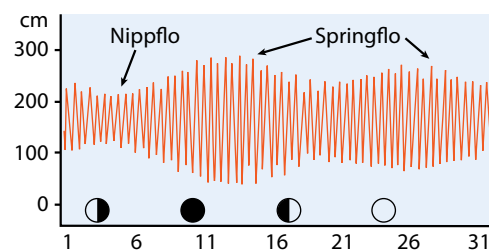
c. Samlet virkning av gravitasjons- og sentrifugalkrefter. Alle kreftene er vektorer og må settes sammen til resulterende krefter (oransje) etter regler for vektorsummasjon.

Solas innvirkning på tidevannet. Også sola har et gravitasjonstrekk på jorda. Gravitasjonskrafta fra sola er litt mindre enn halvparten av gravitasjonskrafta fra månen. Jorda og månen roterer hele tiden rundt hverandre og rundt sola, noe som fører til at gravitasjonskreftene på jorda fra sola og månen hele tiden er i forandring.

Tidevannet på jorda er sterkest når både sola, månen og jorda ligger i en rett linje siden gravitasjonskreftene fra sola og månen da virker i samme retning (se nederste figur). Når månen, jorda og sola står i denne posisjonen, kalles tidevannet springflo. Tidevannet er svakest når aksene mellom jorda og månen og aksene mellom jorda og sola står normalt på hverandre. Dette kalles nippflo. Forandringen mellom nipp- og springflo kan ses på en tidslinje som viser vannhøyden ved et gitt sted, som vist i figur øverst i margen.



Tidevannets variasjoner kan betraktes som bølger. Mens jorda roterer i løpet av 24 timer, vil ethvert punkt på jorda hele tiden forandre sin posisjon i forhold til sola og månen. Dermed kan vi se på tidevannet som bølger som beveger seg over jordas overflate med store bølgelengder og perioder på omtrent et halvt døgn. Refleksjon av tidevannsbølger fra forskjellige landmasser, samt resonans i havbassengene, gjør at noen deler av verden opplever tidevann som varierer bare én gang per døgn. Du kan finne ut mer om tidevann på nettet.



Daglige registreringer av flo og fjære i Tromsø.

Springflo og nippflo opptrer to ganger i måneden

Posisjoner av jord, måne og sol ved dannelse av nippflo og springflo. Fra [1.3]

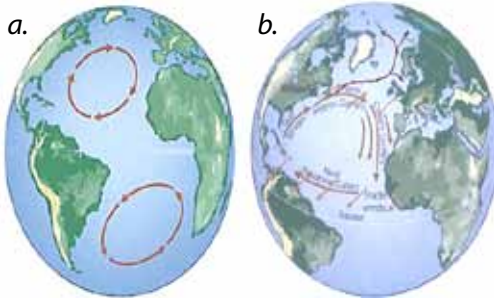
Samvirket mellom tidevannskreftene fra måne og sol er størst ved nymåne og fullmåne. Da har vi springflo og springfjære. Siden månen bruker ca. 29,5 døgn på et omløp, skjer dette ca. hver 14. dag. Omtrent sju døgn senere er samvirket mellom sol og måne på sitt svakest, da har vi nippidevann (nippflo og nippfjære).



Undringsoppgave:

Hvorfor er ikke døgnet to høyvann like store? Dette framgår tydelig av figuren øverst i margen.

Havstrømmer



a. Hovedstrømmer i Atlanterhavet transporterer varme fra ekvator til polare strøk
b. Golfstrømmen skiller ut fra hovedstrømmen syd for Grønland og gir behagelig klima i Norden.

Med sin store varmekapasitet er havet en del av en gigantisk varme-transportør hvor det sammen med vanndamp som føres med vind-systemene, transporterer varme fra ekvator til polare strøk. Havet er i bevegelse, noe som er av fundamental betydning for så vel klimaet som for livet i havet. Bevegelser skjer både i storskala, i oseaniske strømmer som for eksempel Golfstrømmen, og på mikronivå, som ved lokal turbulens. Begge er av stor viktighet for økologien i våre havområder.

Hvordan oppstår havstrømmer?

Vannet påvirkes av krefter som setter bevegelser i gang, primære krefter, og av sekundære krefter som påvirker bevegelsenes retning.

Primærkrefter oppstår pga. tiltrekning fra sol, jord og måne, som trykkkrefter i havet og trykkkrefter i atmosfæren. Horisontale krefter oppstår i hav og atmosfære på grunn av forskjeller i tetthet, og dette fører til vind- og strømsystemer. I våre kystfarvann påvirkes havet av ferskvann fra elvene, havflaten stiger, tettheten minker. Havnivået påvirkes av høytrykk og lavtrykk (stormflo) og sol og måne (tidevann, flo og fjære). Havet strømmer fra områder med høyt havnivå til områder med lavere nivå. I kystområdene er lokale strømmer av stor betydning for næringstilgangen til livet i havet.

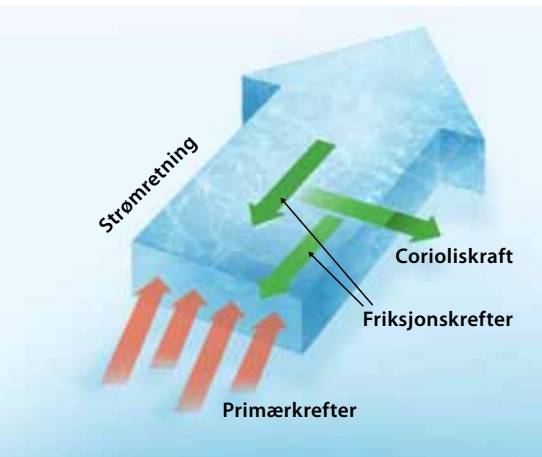
De sekundære kreftene som virker på vann (og luft) i bevegelse, er friksjon og Corioliskraften. Corioliseffekten er et resultat av jordrotasjonen, se side 1-8. Den påvirker alle bevegelser på jorden, men er ikke merkbar i vårt daglige liv. Den er imidlertid av stor betydning når det gjelder strømming i havet og atmosfæren. På den nordlige halvkulen bøyer denne kraften all bevegelse av til høyre.

Ekman-spiralen

De store vannmasseforflytningene i havet drives av vind og tyngdekraften. De store overflate-strømmene drives av vind, mens de store dype havstrømmene primært drives av forskjeller i temperatur og saltholdighet. Begge har stor betydning for den biologiske produksjonen i havet. Figuren på neste side viser den store virkningen friksjon og Corioliseffekt har på vinddrevet strøm i overflaten. På sine ferder i Arktis observerte Fridtjov Nansen at drivisen drev i en retning 45° til høyre for vindretningen. Dette inspirerte en forskningskollega, svensken Vagn Ekman, som utviklet teorien for Ekman-spiralen. Friksjonen mellom vannlagene fører til at hastigheten minker med økende dyp samtidig som strømmen endrer retning. Hvis det er liten turbulens for øvrig i havet, vil vannstrømmen på 50 meters dyp ha en hastighet mindre enn 5 prosent av farten i overflaten og gå i motsatt retning. Gjennomsnitts-transporten av vann i det laget som påvirkes, går 90° til høyre for vindretningen.

Oppvelling

Oppvelling, eller oppstrømming, er et fenomen som oppstår der hvor vinden blåser langs land, se figur nederst på neste side. Mye nordavind langs norskekysten i sommerhalvåret er svært viktig for planktonproduksjonen. Den oppstrømminga som da foregår, drar med seg næringsalter fra dypet opp i lyssonen hvor fotosyntesen foregår med omdanning av uorganisk materiale til organisk materiale (planteplankton).



Skjematisk illustrasjon av krefter som påvirker strømminger i havet

- krefter som genererer strømmer (primærkrefter, tegnet med rødt):
 - vindkrefter (lang- og kortperio-diske)
 - tiltrekningkrefter fra sol og måne
 - krefter fra lufttrykkvariasjoner
 - krefter fra tetthetsvariasjoner i havvannet
- krefter som påvirker strømmens fart og retning (sekundærkrefter, tegnet med grønn farge):
 - krefter forårsaket av jordas ro-tasjon (massekrefter pga. Corio-lisakselerasjon, se side 1-8)
 - friksjon (indre friksjon og bunn-friksjon)

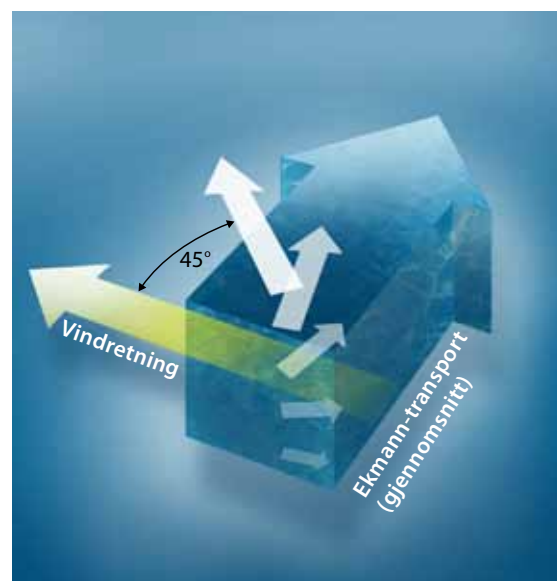
Havstrømmer i norske farvann

Vann fra Atlanterhavet gir behagelig klima i Norden. Kartet på neste side viser i hovedtrekkene dybde- og strømforholdene i Nordsjøen, Norskehavet og Barentshavet, havområder som er svært produktive. De viktigste fiskebankene er navngitt på kartet som også viser dybdeforholdene. Forholdsvis varmt vann fra Atlanterhavet strømmer inn i havene nord for Storbritannia. Vannstrømmen er blitt anslått til å være opp mot 9 millioner m³ per sekund. Dette er 8—9 ganger vannføringen i alle verdens elver. Varmemengden som transporteres inn i Norskehavet, sies å være 20 000 ganger den norske produksjonen av elektrisk kraft. Dette bidrar til en oppvarming av atmosfæren, noe som er grunnen til det varme klimaet i Norden. Kartet viser at strømmen deler seg i flere grener. Én strømmer forbi Orknøyene og Shetland og inn i Nordsjøen, en annen fortsetter nordøstover langs norskekysten. En del av dette vannet bøyer av vestover inn det dype Norskehavet, men mesteparten går videre nordover. Nord for Lofoten deler strømmen seg igjen. En arm strømmer mot øst inn i det relativt grunne Barentshavet, mens den andre strømmer oppover langs vestkysten av Svalbard.

Nordsjøen og Skagerrak. Nordsjøen og Skagerrak kan kalles grunnhav da storparten av området er grunnere enn 100 m. Arealet er ca. dobbelt så stort som Norges landareal. Fra fargene i kartet kan vi se Norskerenna som skjærer seg nedover langs kysten og inn i Skagerrak. Der går dybden helt ned mot 800 m. Strømforholdene i dette området er ganske komplekse. Salt, varmt vann fra Atlanteren kommer sørover langs Skottland, noe kommer også gjennom Den engelske kanal. Vannet fortsetter langs Nederland, Tyskland, opp langs Jylland og inn i Skagerrak. Underveis blandes det med ellevann og avrenning fra land slik at vannet får lav saltholdighet. Vann med lav saltholdighet strømmer også fra Østersjøen gjennom Kattegat og ut i Skagerrak. En god del atlantisk vann strømmer sørover i Norskerenna, men gjør venderis i Skagerrak, hvor det slår seg sammen med vannet som strømmer i nordlig retning, og danner den norske kyststrømmen. Dette vannet blir liggende som en kile opp på det saltere atlantiske vannet. Denne vannkilen strekker seg fra 10 til 100 km ut fra kysten. Dybden kan være ned mot 100 m nærmest kysten og avtar utover.

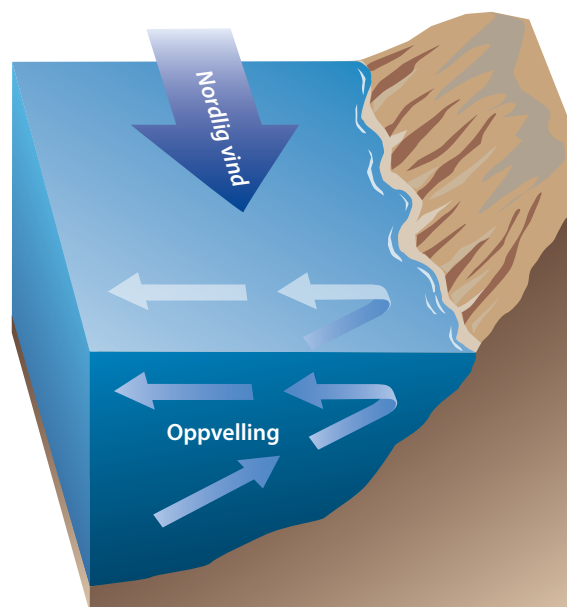
Nordsjøen er økologisk sterkt belastet. Dette er et av verdens mest trafikkerte sjøområder med store havner, massivt fiskeri, utvinning av olje- og gass, uttak av sand og grus samt dumping av mudder. Nesten 200 millioner mennesker bor i nedslagsområdet til dette økosystemet som påvirkes av utslipp fra bebyggelse, jordbruk og industri. De store elvene som renner ut i Nordsjøen og Østersjøen, utgjør derfor en potensiell risiko for norsk havbruk og fiske. Store nitrogenmengder vaskes ut av jordsmonnet samtidig som nedbøren inneholder mye nitrogen. Nitratmengdene som strømmer ut i havet, er store i forhold til fosforinnholdet i havet. En antar at dette misforholdet kan være årsaken til den oppblomstring av skadelige alger som av og til skjer på Sørlandet. Elvene kan også bringe med seg miljøgifter som er skadelige for livet i havet.

Næringskjeden er kompleks og robust, de viktigste fiskeartene er nordsjøsild, sei, makrell, torsk, breiflabb, tobis, reke og sjøkreps.



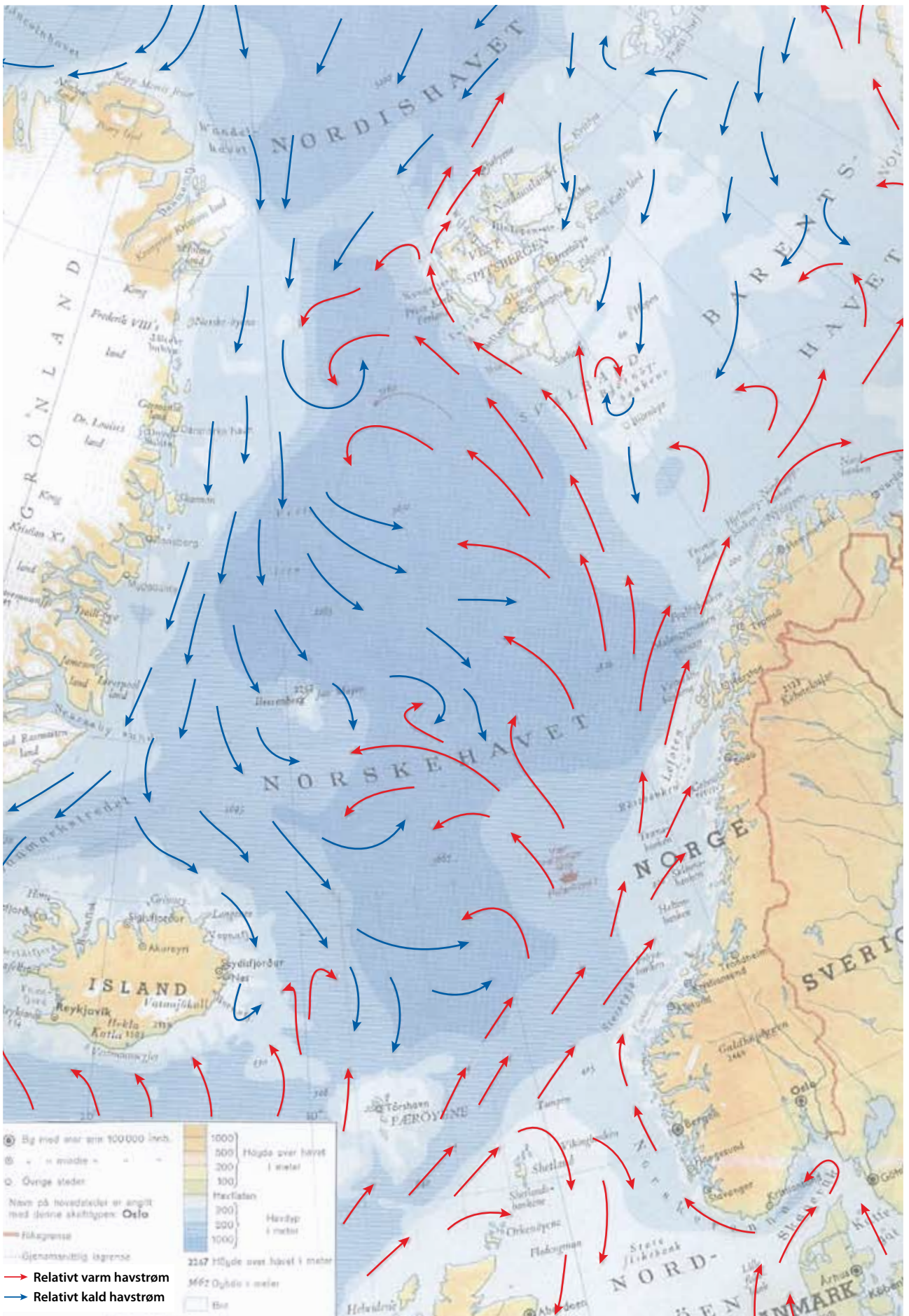
Ekman-spiralen

Overflatestrømmen kan ha en vinkel på 45° i forhold til vind. Underliggende lag settes i bevegelse pga. friksjon, men hastigheten blir mindre samtidig som Corioliskraften gjør at retningen blir dreiet litt mot høyre. Strømningspilene vil dermed danne en spiral nedover i dypet. Gjennomsnittstransporten av vann går i 90° i forhold til vindretningen.



Oppvelling når det blåser nordlig vind langs norskekysten.

Som det framgår av figuren øverst, dannes det da en strøm normalt på vind-retningen. Dermed genereres det en strøm langs bunnen som vist.



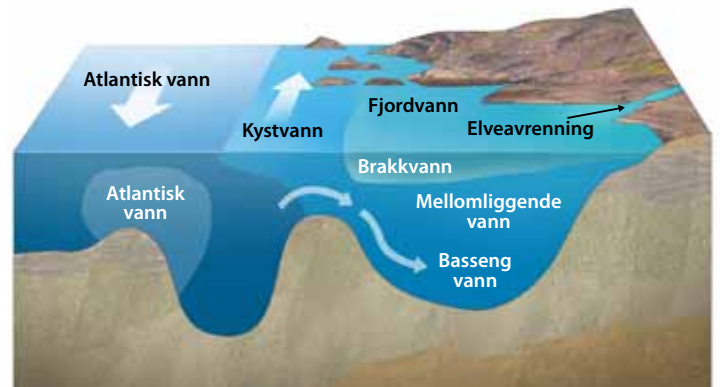
Norskehavet er et dyphav. Som kartet viser består det av to bassenger på mellom 3000 og 4000 meter. I tillegg til innstrømmingen av varmt atlantisk vann nevnt ovenfor, kommer det kalde strømmer fra Nordishavet og Grønlandshavet nedover langs Øst-Grønland. Om sommeren er temperaturen i den østlige delen 6–7 °C på 100 meters dyp, mens den i vest rundt Jan Mayen er 0–1 °C. På østsiden av Jan Mayen er det en front mellom disse vannmassene. Det varme og salte atlantiske vannet kjøles ned nord i Norskehavet og synker. På grunn av den høye saltholdigheten blir dette vannet svært tungt. Etter hvert renner det kalde vannet sør over over soklene rundt Island. Sammen med et lignende nedsynkningsområde sør for Grønland er dette starten på en kraftig dyphavsstrøm sørover i Atlanteren med et volum som anslås til å være hundre ganger vannstrømmen i Amazonas. Dette er sjøvann rikt på nærings-salter og det er oppvelling av dette vannet som bidrar til den voldsomme planktonproduksjonen som foregår i den antarktiske sommeren. Denne kalde og salte strømmen fortsetter så videre østover i Sørishavet og Det indiske hav (med Coreolisefeekt til venstre).

Norskehavet har et areal på 780 000 km², ca. to ganger norsk landareal. Næringskjeden er enkel, men har en høy biologisk produksjon. De viktigste fiskeriene omfatter de pelagiske artene makrell og norsk vårgytende sild.

Barentshavet er et sokkelhav med en gjennomsnittsdypde på ca. 250 m og er en del av kontinentalsokkelen rundt Nordishavet. Som kartet viser, er det en bratt skråning opp fra "abyss" (avgrunn)-dypene i Norskehavet. Denne skråningen bidrar trolig til å styre en betydelig del av det varme atlantiske vannet nordover inn i Norskehavet, men en god del strømmer også inn i Barentshavet parallelt med og nord for kyststrømmen som kommer helt fra Skagerrak. Nord i Barentshavet strømmer kaldt vann sørvestover inn over Bjørnøybanken. Der de kalde vannmassene fra øst og nord møter de varme fra vest og sør, dannes den såkalte polarfronten. Vannmassene i Barentshavet består derfor av atlantisk vann, arktisk vann og kystvann.

Arealet er ca. 4 ganger så stort som Norge. Næringskjeden er kompleks, robust og produktiv og omfatter bunnfisk som torsk, hyse, blåkveite, gapeflyndre og uer. I tillegg kommer lodde, som er en planktonspisende pelagisk art, reke, vågehval og grønlandssel. Havet har også en av de største sjøfugl-konsentrasjonene i verden.

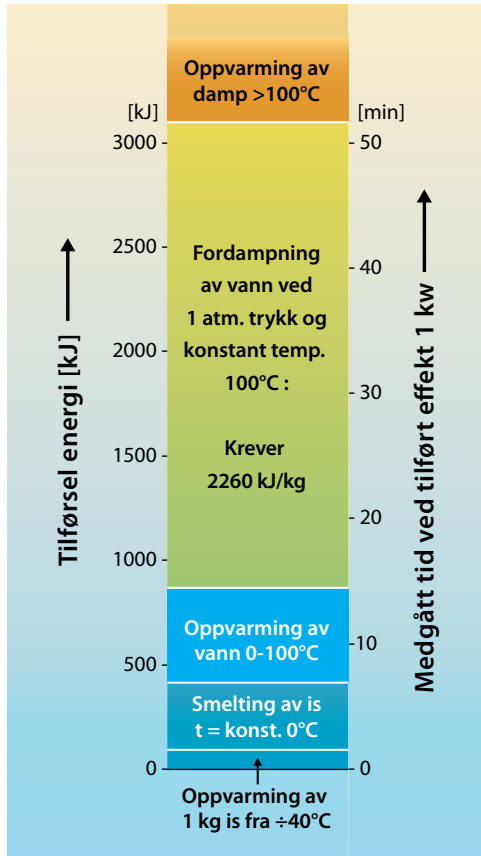
Kyst- og fjordsystemene langs norskekysten er svært interessante. Helt opp til Balsfjorden er de fleste norske fjorder terskelfjorder. Disse fjordene er grunne ved innløpet og har en dyp indre del. Noen fjorder har flere terskler. De er dannet i løpet av istiden ved at isen grov ut fjordene under vann. Tersklene er oftest endemorener fra disse isbreene. Dyrelivet i slike fjorder er interessant.



Terskelfjord på Sørvestlandet.

Figuren viser strømninger som kan oppstå i et slikt fjordsystem. Utenfor kysten flyter atlantisk vann sørover og kystvann nordover. Der hvor det er elver som renner ut, dannes det brakkvann som renner ut av fjorden. På grunn av Corioliseffekten er strømmen sterkest på høyre side av fjorden. Friksjon og turbulens fører til innblanding av saltere vann i overflatelaget og opp til ti ganger mer vann renner ut enn det som kommer fra elvene. Vann renner inn i fjorden for å kompensere for dette. Dette er relativt lett vann fra kyststrømmen som strømmer nordover, og det er dette vannet som dominerer fra terskeldypet til overflaten. I bassengvannet nederst er det liten utskiftning. For å få til en utskiftning av dette trengs det relativt ekstreme værforhold som driver kystvannet ut fra kysten slik at tungt atlantehavsvann kan renne inn over terskelen og synke ned i bassenget. Noen ganger hender det også at forholdene er slik at skittent bunnvann fra Østersjøen kommer oppover langs kysten og renner inn i fjordene i stedet for atlantehavsvannet.

Vannets fysiske egenskaper



Vannets tetthet

Vannets spesielle egenskaper kommer til syne når vi studerer vannets tetthet avhengig av temperaturen. Hos vann øker tettheten ned til 4 °C, hvor den er 1,00 g/cm³, deretter minker den igjen til 0,999 ved 0 °C. Så fryser vannet, og tettheten minker til 0,92 g/cm³. Når vann utvider seg på denne måten, kan det lett sprengte den beholderen det oppbevares i, eller, om det er et vannholdig legeme som fryser, sprengte cellene og forårsake vesentlige skader. De aller fleste andre stoffer trekker seg sammen ved frysing. Havvann med en saltholdighet på 3,5 %, fryser først ved en temperatur på -1,8 °C. Havvann som er saltere enn 2,5 % blir tyngre og tyngre ved synkende temperatur helt til det fryser.

Vannets termiske egenskaper

En oversikt over termiske data er gitt i figur til venstre. Når varme fjernes fra vann, kan en kjenne at det blir kaldere, og temperaturen faller på termometeret. Når temperaturen faller til 0 grader, og en fortsetter å fjerne varme (som i en fryseboks), vil temperaturen være konstant til alt vannet har frosset. I denne prosessen øker vinkelen mellom hydrogenatomene i vannmolekylet, se figur side 11-8, slik at et krystallgitter kan skapes. I krystallgitteret opptar 24 molekyler det rommet 27 vannmolekyler opptar i flytende form. Dermed reduseres tettheten til 0,92 g/cm³. Den energien som fjernes i fryseprosessen, kalles frysevarme (eller spesifikk frysevarme hvis vi regner pr. kg, se til venstre).

Temperaturer i havet

Temperaturen på store dyp i Norskehavet ligger i nærheten av minus 2 °C, mens den i overflaten ved ekvator kan komme opp i over 30 °C. Vannmassene i overflaten i verdenshavene varmes ofte opp av sollys samtidig som de blandes av bølger og turbulens til en relativt jevn temperatur. Under dette laget kommer det et lag der temperaturen synker raskt med økende dybde. Dette skillet kalles et sprangskikt, eller en **termoklin**. Skillet blir ofte sammenlignet med et ullteppe som skiller det varme turbulente overflatelaget fra det kaldere vannet i dyphavet. Dybden av termoklinen varierer med årstid og breddegrad. På våre breddegrader dannes det ofte grunne termokliner om sommeren (20–25 m). Disse forsvinner igjen om vinteren. Termokliner påvirker akustisk utstyr som ekkolodd, sonar og undervannskommunikasjon. Dette er viktige instrumenter for skipsfarten, fiskeriene, oljevirkomheten og forsvaret.

Lysforhold i havet

Fotosyntesen er grunnlaget for all produksjon av biomasse i havet. Denne produksjonen foregår i det tynne overflatelaget som kalles den fotiske sonen, hvor sollyset trenger ned. I svært klart tropisk vann kan lyset trenge ned til 600 meters dyp. Dette er svært uvanlig, i kystfarvann hvor det finnes mange små partikler og organismer, kan dybden være begrenset til 40 meter. Dybden lyset rekker ned til, avhenger av bølglengde. Langbølget rødt lys varmer opp vannet og blir absorbert etter 4 meter, mens blått lys rekker ned til nærmere 250 meter. På ti meters dyp ser alle røde objekter grå ut.

Repetisjon fra termofysikken:

Tilført varme og medgått tid til:

- oppvarming av 1 kg is, -40 – 0 °C
- smelting av isen
- oppvarming av vannet, 0 -100 °C
- fordampning av vannet, 1 atm. trykk

Tilført varme per tid: 1 kW = 1 kJ/s

Følgende termiske data er benyttet:

- spesifikk varmekapasiteter for:
Is: 2,10 kJ/(kg*K)
Vann: 4,18 kJ/(kg*K)
- spesifikk smeltevarme for is: 332 kJ/kg
- spesifikk fordampingsvarme for vann: 2260 kJ/kg

Alle de oppgitte spesifikke verdier er parvis like store for fordampning og kondensering, oppvarming og nedkjøling, smelting og frysing.

Lydforhold i havet

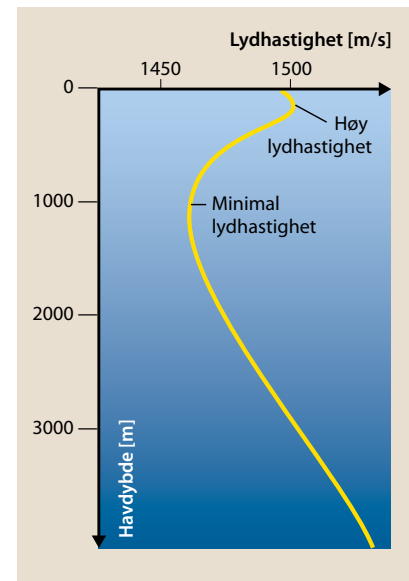
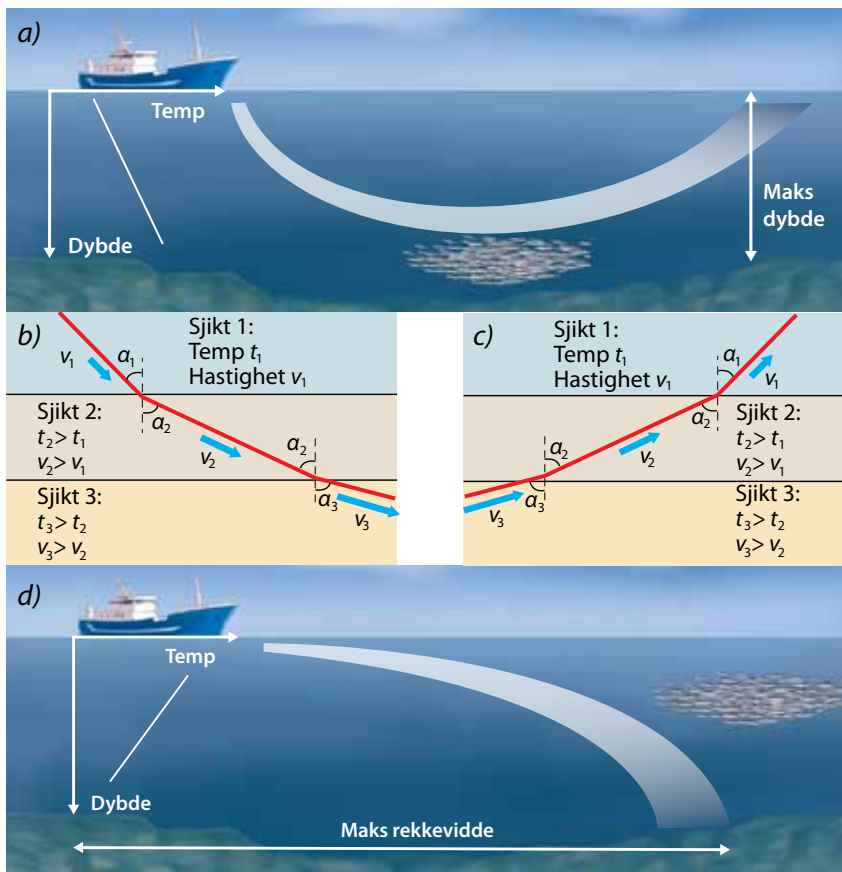
Lydhastigheten øker med temperatur og trykk. Lydhastigheten i sjøvann er på ca. 1500 m/s, nesten fem ganger lydhastigheten i luft. Lydhastigheten øker med temperatur, saltholdighet og trykk. Figuren viser hvordan lydhastigheten varierer med økende dybde. Hastigheten er høyest i det varme overflatevannet og blir redusert etter hvert som temperaturen faller ned til ca. 1000 meter. På større dyp er virkningen av økt vanntrykk større enn virkningen av temperaturfallet, og lydhastigheten øker igjen. Lydhastigheten er 5–7 % høyere i 20 °C saltholdig vann enn i brakkvann ved 5 °C.

Sjødyr bruker langbølget lyd for å kommunisere. Lydintensiteten reduseres i vannet på grunn av spredning og absorpsjon. Spredningstapet er proporsjonalt med kvadratet av avstanden til lydkilden. Absorpsjonen er proporsjonal med frekvensen i andre potens. Det innebærer at lavfrekvent, langbølget lyd bærer lenger enn kortbølget lyd. Lydbølger har mye større rekkevidde enn lys. Sjødyr bruker lyd for å kommunisere og for å "se" under vannet ved hjelp av lydbølger.

Alle elektromagnetiske bølger (som lys og radiobølger) absorberes raskt i vann. Lyd er derfor viktigere enn elektromagnetiske bølger for å kunne "se" og kommunisere under vann innen all marin aktivitet. Det er derfor viktig å bygge støvsvake skip som ikke forstyrrer lydforholdene i havet eller påvirker havets fauna.

Virkningen på akustiske instrumenter, som ble nevnt i forbindelse med termokliner foran, oppstår når lydbølger brytes i vann på grunn av endringer i hastighet.

I figurene a og d nedenfor ser vi hvordan lydstrålen fra en sonar på et fartøy brytes avhengig av om temperaturen øker eller minker med økende dybde. Slike fenomener kan skape problemer for fiskeletting eller for leting etter ubåter. I begge de tilfellene som er vist, vil fartøyet ha vansker med å registrere fiskestimen som er avbildet.



Lydhastighet som funksjon av havdybde når det tas hensyn til både temp.- og trykkforhold

Brytning av lydstråle fra en sonar, avhengig av hvordan havvannets temperatur varierer med dybden.

- a. Brytning når temperatur og dermed forplantningshastighet øker med dybden. Dypgangen begrenses.
- b. Fenomenet forklares ved å repetere brytningsloven i fysikken. Når hastigheten øker, brytes strålen **fra** innfallsloddet ($a_2 > a_1$, $a_3 > a_2$, osv. til $a = 90^\circ$)
- c. Pga. spredning vil strålen etter hvert få retning oppover igjen. Da avtar temperatur og hastighet og strålen brytes **mot** innfallsloddet
- d. Brytning når temperatur og hastighet avtar med dybden. Rekkevidden begrenses.

Havromsovervåking og kartlegging

Ny tenkemåte: Automatisert overvåking og kartlegging

Behov for automatiserte metoder

Både for å forvalte eksisterende norske havressurser og regioner og få oversikt over nye ressurser, vil det være hensiktsmessig å gå over til ny teknologi for overvåking og kartlegging. Dette gjelder både havoverflaten, havrommet og havbunnen. For å få så god romlig oppløsning som mulig, bør målingene skje nær objektene. Disse objektene kan blant annet være:

- organismer (makro og mikro, se sidene 0-19 og 11-10/21)
- petroleumsforekomster (seismiske undersøkelser)
- mineraler
- vrak og andre fortidsminner
- forskjellige bunntyper
- gasslekkasjer ved for eksempel CO₂-deponering)

Satsingen på overvåking og kartlegging er ikke minst viktig i Arktis.

Denne nye tenkemåten kan karakteriseres ved et supplement av dagens konvensjonelle "punktmålinger" fra havgående fartøyer til bruk av fjernstyrte og/eller autonome undervannsroboter som gir detaljerte målinger fra store områder. Dette gir en bedre forståelse av havstrømmer, klimaprosesser, marin biologi, geologi, kjemi og arkeologi. For overvåking og kartlegging av overflaten vil i tillegg bli brukt bemannede skip og fly, droner og satellitter.

Ny tenkemåte samhandling og integrerte operasjoner



Havrommets enorme dimensjoner gjør det nødvendig med ny teknologi ved framtidig utforsking

Mesteparten av havrommet er ikke utforsket, og lange avstander og store dyp gjør det lite tilgjengelig for mennesker. Havet sitter på enorme ressurser og mysterier for forståelse av artsmangfold, miljø og klima. For å kartlegge dette og finne og utvinne ressurser trengs det ny teknologi. Spesielt viktig er undervannsfarkoster som kan kartlegge store havområder og installere infrastruktur for utvinning av ressurser over og under havbunnen.

For å kartlegge hele havrommet må farkostene kunne navigere med høy nøyaktighet overalt og på alle dyp. Til dette trengs nye løsninger og sensorer siden GPS-signaler ikke er tilgjengelige under vann. Et posisjoneringssystem som fungerer for hele havrommet hadde gjort arbeidet med overvåking og kartlegging mye enklere.

I dag brukes en rekke typer ubemannede undervannsfarkoster (UUV) med ulike egenskaper. Noen er fjernstyrte og andre er autonome med egen kraftforsyning og intelligente styringssystemer og går helt av seg selv. De viktigste typene og bruksområdene er beskrevet i det følgende.

Glider på tokt



Havromsovervåking og kartlegging

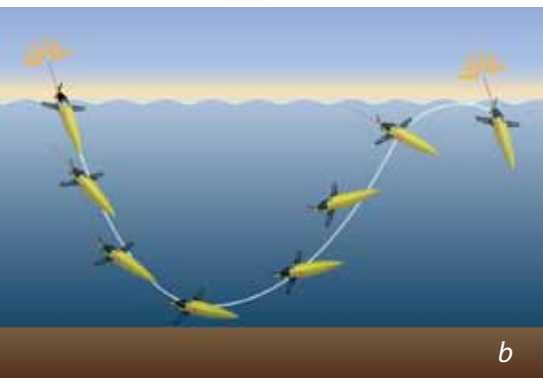
Ubemannede undervannsfarkoster



ROV Minerva (NTNU har i dag flere ROV)



a



b

a. Norskprodusert sjøglider.

Sjøglideren er utviklet og produsert ved Kongsberg Maritime. Flere er innkjøpt av norske bedrifter og forskningsinstitutter. Når du leser dette, er sikkert noen ute på tokt i våre havområder

b. Frilegging av sjøgliderens antenne.

Når glideren er i overflateposisjon, må antennen være frilagt. Gliderens stilling i sjøen forandres da ved at tyngdepunktet flyttes, se neste side.

ROV – Fjernstyrt undervannsfarkost

Styring, energioverføring og kommunikasjon gjennom kabel.

En ROV er en fjernstyrt, ubemannet undervannsfarkost (Remotely Operated Vehicle) som får strøm via en kabel fra et skip. ROVEN har flere propeller montert slik at den kan gå framover, sidelengs og snu om sin egen akse. Kommunikasjon mellom ROV og piloten om bord på skipet går også via denne kabelen. Video, sonarbilder og andre sensordata blir sendt opp fra ROVEN, og piloten styrer den med en joystick. Mange ROVer har manipulatorarmer for å gjøre arbeid under vann. Disse styres av piloten eller en co-pilot. ROVer kan utstyres med mye energikrevende utstyr siden de får strøm fra skipet, og de kan sende opp video og data via en fiber i ROV-kabelen.

ROV brukes til å inspisere og arbeide under vann. Med en sterk og presis manipulator kan den erstatte dykkere i mange arbeidsoperasjoner. ROVEN kan også gå mye dypere. Arbeid på flere tusen meters dyp er mulig, og ROVer er helt uunnværlige for installasjoner av utstyr for utvinning av olje og gass på dypt vann. De er derfor, sammen med AUVer, omtalt også i kapittel 10, se side 10-26/27.

AUV – Autonom undervannsfarkost

Samler inn data, men utfører ikke fysiske arbeidsoperasjoner.

En AUV (Autonomous Underwater Vehicle) er en autonom, ubemannet undervannsfarkost som får strøm fra et batteri om bord. Med autonom menes at den styrer seg selv. Den drives av en propell bak og styres ved hjelp av finner som på et fly. Kommunikasjon med omverdenen er svært begrenset siden den ikke har forbindelse med et moderskip, som en ROV. Se også side 10-27.

Innsamlede data lagres. En AUV kan motta og sende korte meldinger via akustikk når den er i nærheten av en mottaker, eller den kan gå opp til overflaten og kommunisere via satellitt for overføring av større datamengder. Mesteparten av data som AUVen samler inn, er tilgjengelig etter at den er ferdig med toktet sitt. Uten kabel har den begrenset med energi og kommunikasjonsmuligheter, men den er fri til å bevege seg over store avstander, opptil hundretalls kilometer, begrenset av batterikapasiteten. Siden den drives av batteri, må den være gjerrig med energien sin. Det gjør at AUVer ikke har manipulatorer eller energikrevende instrumenter om bord.

Kan samle inn mange ulike data. Mange ulike brukere og fagfelt har glede og nytte av AUVer. Geologer ønsker å kartlegge havbunnen, arkeologer vil søke etter vrak, biologer ønsker å hente inn prøver fra dypet eller studere planktonblomstringer, og oljeselskaper vil undersøke rørledningene sine. AUVer egner seg godt til disse oppgavene og flere til når den er utstyrt med de rette sensorene.

Tokter planlegges på forhånd, men en AUV kan også forandre planene. Vanligvis har AUVen toktet sitt planlagt på forhånd. Den har fått oppgitt en rute den skal følge og hvilke data som skal samles inn. Men siden det ikke er en pilot som styrer, må den takle uforutsette hendelser selv. For eksempel kan det være et fiskegarn som stenger for den planlagte ruten. Da må AUVen ha sensorer for å oppdage garnet og ha evne til å finne en vei rundt hindringen før den kan fortsette på oppdraget. Dette er en evne som kjennetegner autonome farkoster. De må kunne ta fornuftige veivalg selv, basert på hva de ser rundt seg, akkurat som deg.

Liten rekkevidde i forhold til avstandene på de store havene.

AUVer kommer i ulike størrelser. Små AUVer kan bæres og sjøsettes av en person, og store AUVer veier flere tonn og krever et skip til sjøsetting. Noen går ned til 100 meter, men andre kan gå ned til flere tusen meters dyp. Avhengig av batterikapasitet og forbruk kan AUVer være ute fra noen timer til døgn. AUVer går ganske sakte, 3–5 knop for å spare på energien, slik at rekkevidden maksimeres. Men med dagens batterier er rekkevidden liten i forhold til størrelsen på havet. En AUV kan gå 100–1000 km før batteriet er tomt, mens Atlanterhavet er ca. 4000 km bredt. For å samle inn data over hele hav, kreves ny teknologi. Her er det at de såkalte undervannsglidere kommer inn.

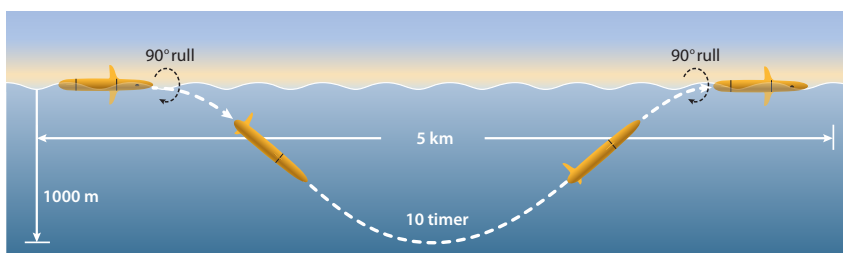
Undervannsglider (sjøglider), figur i venstre marg

Undervannsglidere bruker vinger og variabel oppdrift til framdrift.

En glider ligner på en AUV men har vinger i stedet for propell. En typisk glider er omtrent 1,5 m lang, 0,25 m i diameter og veier omtrent 50 kg. Den har ingen bevegelige ytre deler bortsett fra et haleror. Inne i glideren er det ulike sensorer, batterier og et hydraulikksystem som regulerer oppdriften. Den får framdrift ved at oppdriften varierer, slik at glideren enten synker eller stiger. På grunn av vingene vil farkosten da samtidig enten gli skrått nedover i vannet eller stige skrått oppover.

Fortrengt vannvolum for glideren varierer. Systemet som gjør oppdriften variabel, består av en indre beholder og en ytre blære som er fylt med olje. Pumpen kan flytte oljen mellom disse. Når oljen pumpes til den indre beholderen, minker volumet i den ytre blæren. Da får glideren mindre oppdrift og begynner å synke på skrå nedover. Når glideren skal opp, pumpes oljen ut i den ytre blæren igjen, slik at glideren får positiv oppdrift og stiger på skrå oppover. Det er kun volumet av den ytre blæren som påvirker oppdriften og den totale tyngden av glideren er konstant.

Også tyngdepunktets beliggenhet varierer. Batteriene inne i skroget er montert på skinner, slik at de kan flyttes fram og tilbake automatisk for å endre tyngdepunktet til glideren. Dette brukes til å endre angrepsvinkelen til glideren og dermed vingene, noe som igjen påvirker forholdet mellom horisontal og vertikal hastighet. Vanligvis justeres tyngdepunktet slik at glideren kommer lengst mulig framover for hver meter den synker eller stiger.



Gliderens bevegelsesmønster

Når glideren synker eller stiger, går den samtidig framover på grunn av vingene, som den glir på. For hver meter den synker eller stiger, går den ca. 5 m framover. Jo dypere den går, desto lenger framover kommer den per dykk. Glideren er utstyrt med et altimeter som måler avstand til bunnen. Hvis den kommer for nær, vil den gå mot overflaten igjen. Når den er i overflaten, kan den rulle over på siden, slik at antennen til GPS og satellittelefon på vingetuppen får dekning. Da kan den ta imot nye oppdrag samt sende data til land.

Går veldig sakte, og bruker derfor svært lite energi.

Ulempen med glidere er at de går så sakte. For eksempel gir de data som er gitt i figuren nedenfor, en midlere framdriftshastighet på 0,14 m/s i horisontalretningen. En mer typisk verdi kan være 0,25 m/s. Fordi de bruker så lite energi, kan glidere til gjengjeld være svært lenge ute om gangen (opptil 10 måneder) og dermed likevel dekke enorme områder.

Kan krysse Atlanterhavet

I desember 2009 krysset en glider fra Rutgers University i USA Atlanterhavet fra New Jersey til Balona i Spania. Dette var den første ubemannede farkosten som krysset denne havstrekningen. Tokter i arktiske områder og i Nordatlanteren er eksempel på andre viktige anvendelser.

Kan brukes til automatisk miljøovervåking av store områder.

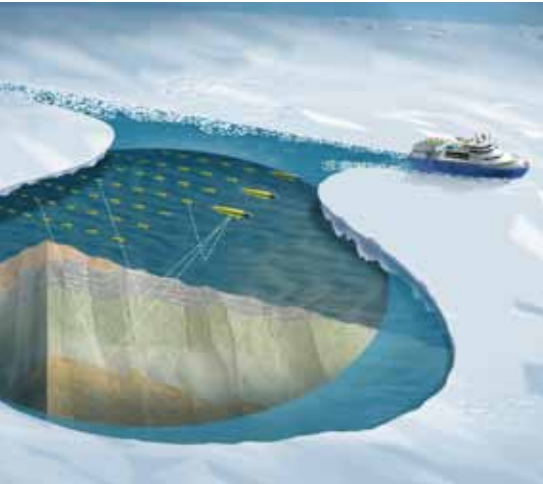
Ulike sensorer ombord kan for eksempel måle temperaturer, saltinnhold, oksygeninnhold, morild og estrømhastigheter til å sjekke tilstanden til miljøet i havet. Livet i havet (se side 11-10/18) kan også kartlegges.

Typisk forhold mellom forflytning og dybde per dykk for en glider. Kilde: WHOI.

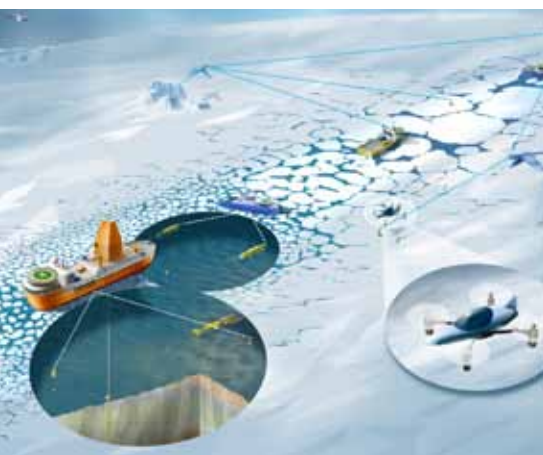
Forholdet er 5. Dessuten ser vi at denne glideren bruker en annen metode for frilegging av antennen i overflatestilling enn den som er vist på forrige side.

Havromsovervåking og kartlegging

Undervannsnavigasjon. Dynamisk posisjonering. Datainnsamling



AUV'er vil bli viktige for seismiske undersøkelser under isen.



Posisjonssystemer

Undervannsnavigasjon

GPS – Ubrukbart under vann. Navigasjon på land og i luft er relativt lett med hjelp av GPS og detaljerte kart. Med en GPS mottaker og kartplotter kan du få oppgitt posisjonen din som et Nord-øst-koordinat og få vist dette i et kart. Da kan du få se om du er på en fjelltopp, holme, strand, slette eller annet, uansett hvor du er på kloden. Dette er mulig fordi GPS-signaler er tilgjengelige overalt og hele jordoverflaten allerede er kartlagt. Under vann er det vanskeligere. GPS-signalerne trenger ikke ned i vannet, og det finnes ingen andre globale systemer som kan gi posisjoner under vann. Dessuten er mesteparten av havbunnen ikke kartlagt. Så selv om du hadde fått Nord-øst-posisjonen din, ville du ikke visst hva som var rundt deg.

Hydroakustiske posisjoneringssystemer. I dag brukes hydroakustiske posisjoneringssystemer for å finne posisjonen til undervannsfarkoster. Kort fortalt består et slikt system av sendere og mottakere av lydsignaler. En mulighet er at undervannsfarkoster posisjoneres seg relativt til et overflatefartøy som har sender og mottaker. En annen mulighet er at minst tre sendere/mottakere må være plassert på havbunnen med kjente posisjoner. En sender/mottaker monteres på undervannsfarkosten. Når denne kjører rundt, sender den ut lyd-signaler som går i alle retninger med lydets hastighet i vann. Når et slikt signal mottas av de andre, faste sender/mottakere, gir de svar ved å sende ut et nytt lydsignal. Disse svarene mottas så av sender/mottakeren på farkosten. Posisjonen til farkosten kan så regnes ut, basert på tiden det tok å få svar fra hver av de faste sender/mottakerne. Denne måten å regne ut posisjon på, kalles trilatering. Det finnes flere varianter av akustiske posisjoneringsteknikker, men felles er at de har begrenset rekkevidde og oppdateringsfrekvens som følge av lyd-hastigheten i vann.

Siden det er vanskelig å få nøyaktige og hyppige posisjonsmålinger under vann, kreves flere sensorer for å finne posisjonen. De viktigste sensorene i bruk i navigasjonssystemer er kompass, trykkmåler og hastighetsmåler, se nedenfor.

Kompass. Kompasset gir retningen på undervannsfarkosten. Et magnetisk kompass viser retningen i farkosten i forhold til magnetisk nord. **Trykkmåler.** Når trykket er kjent, kan man regne ut hvilket dyp man er på når tettheten til vann og tyngdens akselerasjon også er kjent. **Hastighetsmåler.** For å måle hastigheten til en undervannsfarkost brukes en "Doppler Velocity Log" (DVL). Denne kan måle hastighet relativt til bunnen eller vannet. Målingene fra navigasjonssensorene kan kombineres med ulike metoder for å forbedre resultatene.

Datainnsamling

I tillegg til navigasjonsinstrumentene kan ubemannede undervannsfarkoster utstyres med en rekke sensorer ut fra hvilke typer data som skal samles inn. For de fleste brukere av ROV og AUV er ikke farkosten i seg selv så interessant, det er hvilke data den kan samle inn som er viktig eller hva dataene betyr for brukeren.

Sensorene tilpasses datainnsamlingen. Man kan tenke på undervannsfarkostene som plattformen for annen teknologi. Undervannsfarkosten tar med seg de påmonterte sensorene og gjør målinger der det er interessant for datasamleren. For geologen er det sonardataene som er viktige hvis han skal lage et kart. En arkeolog er ute etter bilder fra et vraksted, og en biolog vil kanskje vite hva som finnes av organismer i overflaten, vannkolonnen og på havbunnen. Eieren av olje- og gassledningen som ble inspisert, vil vite om den må repareres eller ikke.

Dynamisk posisjonering. Automatisk styring

Automatiserte kontrollfunksjoner i ROVer er viktig. Når en ROV styres av en pilot med joystick, må han hele tiden bruke joysticken aktivt for å få ROVen dit han vil, eller for å holde en fast posisjon. Et øyeblikks uoppmerksomhet kan være nok til at farkosten kommer ut av den ønskede posisjonen. Mange arbeidsoppgaver bør derfor automatiseres slik at ROVen kan holde en ønsket posisjon over lengre tid eller følge en planlagt rute med høy nøyaktighet. Dette er det et kontrollsystem som sørger for.

Når undervannsfarkosten kan styre seg selv i større grad, kan piloten heller bruke kreftene på å planlegge oppdraget og analysere data som kommer inn.

Dynamisk posisjonering. Den enkleste, automatiserte kontrollfunksjonen kalles for automatisk dybde. Den sørger undervannsfarkosten selv for å ligge på den ønskede dybden ved å regne ut hastigheten på de vertikale propellene som kreves for å holde dybden. Hvis den målte dybden er større enn den ønskede dybden, vil kontrollsystemet få propellene til å bevege ROVen oppover. Og omvendt hvis ROVen kommer for grunt. Når dette utvides til å holde retning og nord—øst-posisjon automatisk, kalles det for dynamisk posisjonering (DP).

Tracking. Utrekning av propellpådrag basert på sammenligning mellom målt og ønsket posisjon, kalles for feedback og er et svært viktig prinsipp ved posisjonskontroll av farkoster. Dette er også aktuelle metoder for overflatefartøyer, se sidene 8-8/9/10. I tillegg til DP kan undervannsfarkoster følge en planlagt rute automatisk, dette kalles for tracking. Dette er selvsagt også brukt for overflatefartøyer, se side 8-16.

Når farkosten selv kan finne en passende rute, basert på hva den ser rundt seg, sier vi at den kjører *autonomt*.



Operasjonsentral for ROV

Oppgaver

Oppgave 1.1

Se side 1-2, hvor det framgår at volumet av havvannet er mer enn 10 ganger volumet av de land / fjellområder som ligger over havoverflaten.

- Beregn en nøyaktigere verdi for dette forholdet. Bruk data oppgitt på side 1-2.
- Beregn forholdet mellom volumet av havvannet og volumet av land / fjellområdene når vi bruker midlere havdybde i grunnflaten for det sistnevnte volumet.
- Lag en skjematisk figur av profilen mellom jordas høyeste fjell og dypeste havbunn

Oppgave 1.2

En bølge har spesifikasjoner som gitt på side 1-24. Bølgeprofil er vist i en startposisjon ($t = 0$ ved $x = 0$). Et bølgekraftverk ligger så langt fra bølgens startposisjon at et karakteristisk punkt i kraftverket ligger 475 m fra startpunktet.

- Hva må du sette inn for x og t hvis du skal bruke ligningen

$$A = A_0 \cdot \cos(k \cdot x - \omega \cdot t)$$
 til å bestemme bølgens amplitude i det nevnte punktet 34 s etter at den forlot startpunktet? Hvor stor er amplituden da?

Oppgave 1.3

Et sportsfly skal fly fra et sted med breddegrad 60° og til en flyplass som ligger 200 km rett østover. Flyets hastighet er 300 km/h, og kursen korrigeres ikke underveis.

- Beregn Coriolisakselerasjonen som flyet utsettes for under turen. Vi regner med at denne er like stor ved ankomst som ved start
- Hvor stort kursavvik (i km) har flyet fått når det kommer fram? Ligger ankomstpunktet syd eller nord for målet?

Oppgave 1.4

Vi ser på en bølge med bølgelengde $L = 50$ m og bølgehøyde $H = 1,0$ m, som beveger seg på dypt vann under rolige væreforhold. Beregn:

- bølgéhastighet, periode og frekvens
- energiinnhold per flateenhet
- effektoverføring per meter bredde for et bølgetog (bruk gruppehastighet)

Oppgave 1.5

Det vises til side 1-21, nederst. Bruk ligninger for sammenhengen mellom bølgéfart og bølgelengde og ligning for effektoverføring per m bredde i et bølgetog til å bestemme bølgehøyde når overført effekt er 50 kW per m bølgebredde. Sett $T = 9$ s for bølgen.

Oppgave 1.6

En bølge, dannet under storm, har en bølgelengde $L = 320$ m. En gruppe av slike bølger overfører en effekt lik 2000 kW/m. Beregn:

- bølgéhastigheten og bølgehøyden
- energiinnholdet per flateenhet

Oppgave 1.7

Vi skal se nærmere på tsunamien som ble beregnet i eksemplet på side 1-29. Data for tsunamien var $T = 40$ min og $H = 1$ m på et havdyp 4000 m. Vi beregnet at dette svarte til $L = 475$ km og $v_b = 713$ km/h på åpent hav og $L = 18,4$ km og $v_b = 27,6$ km/h ved en strand med dybde 6 m. For å kunne beregne bølgehøyden på denne dybden, antar vi tilnærmet at den effekt som overføres med tsunamien er konstant under forplantningen. Dermed kan vi bruke det uttrykket for P/B som er gitt på side 1-23.

- Beregn den bølgehøyde som tsunamien får ved en vanddybde på 6 m
- Vil tsunamien ha begynt å bryte?

Oppgave 1.8

En dønning med bølgehøyde 2,0 m og bølgelengde 100 m kommer fra dypt hav mot en strand. Beregn:

- På dypt vann: Bølgéfart og overført effekt per meter for en enkeltbølge.
- Bølgéhastighet i området med 4 m dybde

Oppgave 1.9

Det vises til figur nederst på side 1-18.

- Beregn banehastigheten for partikler som beveger seg i de øverste sirkelene for den bølgen som er beskrevet i oppgave 1.4
- Hvor stor er banehastigheten i % av bølgéhastigheten

Oppgave 1.10

Det vises til avmerket område C-D i Norskehavet på kartet på side 1-14.

- Beregn geostrofisk vindhastighet som i eksemplet på side 1-14
- Hvor stor var vindhastigheten utenfor Mørekysten denne dagen ifølge prognosekartet? Hvilken retning hadde vinden?
- Noen ganger oppgis lufttrykk i enheten millibar (mbar) i stedet for hPa. Vis at disse to enhetene er like store.

Oppgave 1.11

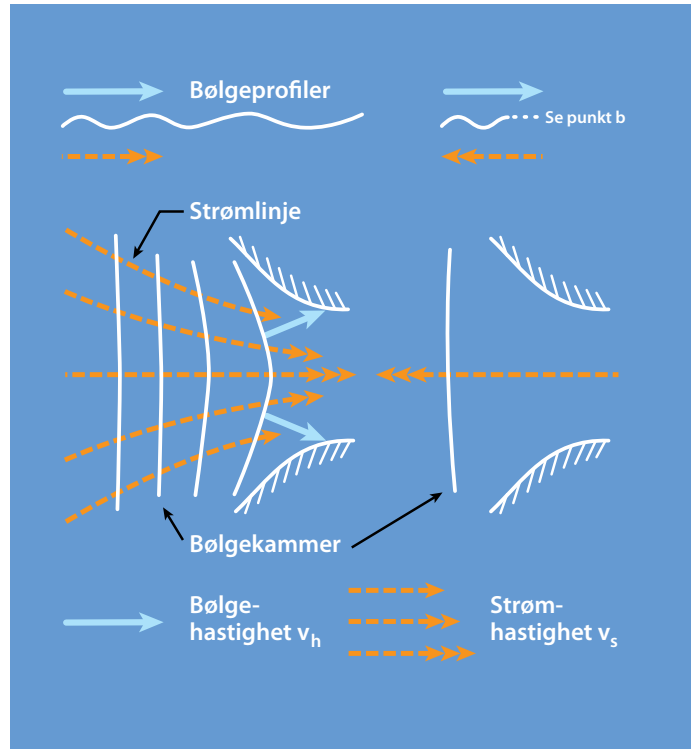
Tegn opp på rutepapir et bølgetog med tre sinusbølger med bølgehøyde 2 cm og bølgelengde 4 cm. Begynn med bunnen av en bølgedal. Tegn under denne en ny bølge med bølgehøyde 2 cm og bølgelengde 12 cm. Begynn også denne med bunnen av en bølgedal.

- Bestem bølgemønsteret som framkommer når disse to bølgene summeres (blandet interferens). Bruk herunder en tredje tidsakse.

Oppgave 1.12

Vi skal se litt på vekselvirkning mellom bølger og strøm ved inngangen til en fjord. I den venstre del av figuren går strømmen inn i fjorden og bølgene forplanter seg også innover (medstrøm). Bølgelengden vil da komme til å øke, samtidig som bølgehøyden avtar og bølgenes retning forandres som figuren viser. I høyre del av figuren går strømmen utover (motstrøm).

- I figuren til høyre er skissert en strøm- linje og en bølgekam. Fullfør figuren ved å skissere beliggenhet og kurveform for ytterligere 4 strøm- linjer og 3 bølge- kammer. Vis også retninger av forplant- ningshastighetene.
- Skisser hvordan bølgeprofilen forandrer seg innover i fjorder når det er motstrøm

**Oppgave 1.13 (integralregning)**

Vis ved hjelp av integralregning og kommentarer på side 1-22 at den potensielle energien per m^2 av en bølge kan skrives som det framgår på denne siden.

Referanser

- 1.1 Petter Callin, Jan Pålsgård, Rune Stadsnes, Cathrine Wahlstrøm Tellefsen:
Ergo, Fysikk 1 og 2.
H.Aschehoug & Co. 2007
- 1.2 Per Jerstad, Bjørn Sletbak, Arne Auen Grimenes, Reidun Renstrøm:
Rom Stoff Tid, Fysikk 1 og 2.
J. W. Cappelens Forlag AS. 2007
- 1.3 Godfrey Boyle:
Renewable Energy. Second Edition.
Oxford University Press in Association with The Open University. 2004
- 1.4 Bjørnar Pettersen:
Marin Teknikk 3, Hydrodynamikk. Kompendium i fag TMR4247.
Institutt for marin teknikk, NTNU. 2007
- 1.5 Fridtjov Irgens:
Dynamikk. 4.utgave.
Tapir forlag. Trondheim. 1999
- 1.6 Black Holes in Deep Ocean Space.
Greenpeace, 2008
- 1.7 Leo H. Holtuijsen:
Waves in Oceanic and coastal Waters.
Delft University of Technology and UNESCO-IHECambridge University Press. XXXX
- 1.8 Wikipedia, the free encyclopedia
- 1.9 Pål Furset Lader:
Geometry and Kinematics of Breaking Waves.
Doktor ingeniør (Ph.D) avhandling ved NTNU. 2002
- 1.10 Dag Myrhaug:
Oceanography. Wind and waves.
Kompendium i fag TMR4230 ved Institutt for marin teknikk, NTNU. 2006
- 1.11 The Tasa Collection Shorelines.
Macmillan Publishing, New York (Tasa Graphic Arts)
- 1-12 Harold V. Thurman, Elizabeth A. Burton:
Introductory Oceanography.
Ninth Edition Prentice Hall. 2001
- 1-13 Dag Myrhaug:
Oceanography. Current.
Kompendium i fag TMR4230 ved Institutt for marin teknikk, NTNU. 2012
- 1-14 Bjørn Gjevik:
Flo of fjære 2009. Farleia forlag