

Notater, GEOF100 – oseanografi

Lærebok: Talley, L. D. mfl. (2011/12); *Descriptive Physical Oceanography. An Introduction* (sixth edition), Elsevier, Amsterdam

Helge Drange, Geofysisk institutt, Universitetet i Bergen
helge.drange@gfi.uib.no
(juli 2016)

1. Generelt

Hva **driver** havsirkulasjonen?

1. Differensiert oppvarming tropene (netto tilført varme) vs høyere breddegrader (varmetap)
2. Tilførsel og tap av ferskvann (grunnet nedbør, fordampning, elveavrenning, smelting/frysing av is, etc.)
3. Atmosfærens overflatevinder som skyver havets overflatevann i vindenes retning grunnet friksjon mellom luft og vann¹
4. Månen og solens virkning på jordens gravitasjon som gir oss tidevann

Merk:

- 1+2: gir oss vannets *tetthet* (symbol ρ , enhet kg m^{-3}). Dersom vannets tetthet varierer – grunnet variasjoner i vannets temperatur og/eller saltholdighet – oppstår det en trykk-kraft F (N m^{-2}) som vil drive sirkulasjonen i hht. Newtons 2. lov: $F = m a$ (m (kg) er massen til en tenkt vannpakke og a (m s^{-2}) er vannpakkens akselerasjon). Resulterende strøm kalles gjerne *termohalin sirkulasjon* (termo=temperatur, halin=salt)
- 3: er en mekanisk drivkraft (grunnet friksjon)
- 4: er generelt mindre viktig enn 1+2+3.

I tillegg **påvirkers** havsirkulasjonen av

5. jordrotasjonen
6. havets bunntopografi (kalt batymetri) og kontinentenes utforming

For å forstå havsirkulasjonen trenger vi kunnskap om pkt 1-6 over. Det er dette som er essensen i GEOF100 og alle andre oseanografiemner på GFI (og ellers..).

¹ Merk dog at netto bevegelse av det øverste vindpåvirkede laget i havet (typisk 50-100 m tykt) er rettet 90 grader til høyre for overflatevinden på den nordlige halvkule (90 grader til venstre på den sørlige halvkule). Dette kalles Ekman-transport (https://en.wikipedia.org/wiki/Ekman_layer) etter den svenske oseanografen Vagn Walfrid Ekman (1874-1954).

2. Fysiske egenskaper til sjøvann (definisjoner og verdier)

2.1. Trykk

Trykk er definert som kraft per areal:

$$p = F / A \quad (A \text{ har enhet } m^2)$$

Newtons andre lov gir at

$$\text{kraft} = \text{masse} * \text{akselerasjon} \quad \text{eller}$$

$$F = m a$$

Samlet gir dette

$$p = (m a) / A$$

Fra overstående følger det at

- enhet for kraft er:
 $kg \ (m / s^2) = kg \ m \ s^{-2} == N$
 (N er Newton og hvor == betegner definisjon)
- enhet for trykk er:
 $N / m^2 = N \ m^{-2} == Pa$
 (Pa er Pascal)

Typiske verdier:

- Bakkestrykk: $1 \text{ bar} = 1000 \text{ hPa} = 10^5 \text{ Pa}$
- En meter vann: $0.1 \text{ bar} = 1 \text{ dbar} = 10^4 \text{ Pa}$
- Ti meter vann tilsvarer altså vekten av luften (atmosfæren) over havet

Variasjoner i trykket står meget sentralt for all bevegelse i atmosfære og hav.

Horisontal eller vertikal endring av trykket gir opphav til en trykkgradient (*gradient* er matematisk benevnning for en romlig forskjell). Trykk-gradienten er *alltid* rettet fra lavt til høyt trykk.

Dersom vi tenker på ulike trykkverdier som høydekoter på et kart, betyr dette at trykkgradienten alltid er rettet brattest oppover i terrenget.

Trykk-kraften er rettet i motsatt retning av trykk-gradienten. Med analogien over betyr dette at trykk-kraften er rettet brattest nedover i terrenget. Tenker vi på en klinkekule som er påvirket av en trykk-kraft, vil denne alltid rulle nedover hvor det er brattest fordi det er i denne retningen trykk-kraften har størst verdi.

Analogi for lavtrykk: I sentrum av et lavtrykk er trykket (nødvendigvis) lavt, følgelig strømmer det luft inn mot lavtrykkets sentrum. Grunnet jordrotasjonen får vi avbøying til høyre for trykk-kraften på den nordlige halvkule, altså en (tilnærmet) sirkulær sirkulasjon rettet mot klokken.²

² Kalles også en syklonsk sirkulasjon, på samme måte som et lavtrykk gjerne kalles en syklon.

Motsatt vil luften strømme ut fra et høytrykk, som med avbøying til høyre på den nordlige halvkule gir sirkulasjon med klokken (eller en anti-syklonsk sirkulasjon).

Vertikal trykk-forskjell er generelt balansert av virkningen av tyngdekraften. Dette gir – for storskala bevegelse – liten eller ingen vertikal hastighet.³

Horisontal trykk-forskjell er, sammen med overflatevind, den viktigste drivkraften til horisontal bevegelse i havet. Motsatt, der det er horisontal bevegelse har det enten vært eller så er det en trykk-gradient.

Sjøvann er et tilnærmet *inkompressibelt* fluid⁴, dvs. at vann kan i svært beskjeden grad presses sammen. Dette i motsetning til luft som er et sterkt kompressibelt fluid.

Trykk i havet er målt elektronisk med en nøyaktighet⁵ på ca. 3 dbar på stort dyp, tilsvarende en nøyaktighet på 3 m vannhøyde. På mindre dyp er målenøyaktigheten større.

2.2. Temperatur og varme

Temperatur T har enhet grader Celsius ($^{\circ}\text{C}$) eller Kelvin (K), hvor

$$1 \text{ K} = 1 \text{ }^{\circ}\text{C}$$

og

$$[^{\circ}\text{C}] = [\text{K}] - 273.16 \quad (\text{hvor } [.] \text{ betegner verdien til, i dette tilfellet verdien til temperatur i } ^{\circ}\text{C} \text{ og K})$$

For å beskrive og omtale temperaturen i havet benyttes $^{\circ}\text{C}$ (som er den enheten vi har et forhold til), for å beskrive varmemengden i havet benyttes K (som er SI-enheten⁶ for termodynamisk temperatur).

Typisk temperaturer i havet går fra

–1.8 $^{\circ}\text{C}$ (frysepunktet) til
+30 $^{\circ}\text{C}$ og noe over 30 $^{\circ}\text{C}$ (i tropene)

Havets middeltemperatur er 3.5 $^{\circ}\text{C}$.

³ I nærheten av store endringer i topografi eller batymetri, eller for små geografiske områder, kan vertikal hastighet være stor. Men for atorskala bevegelse på jorden, det være seg i atmosfæren eller i havet, er bevegelsen i hovedsak rettet horisontalt.

⁴ Et fluid er en fellesbetegnelse for væsker og gasser. Noen ganger brukes en "væske" i betydningen et fluid. I så fall kan en væske både være flytende og i gassform.

⁵ *Nøyaktighet*: Hvordan målinger *reproduserer* en klart definert standard. *Presisjon*: Reproduserbarhet; gir mange målinger samme resultat? Et instrument kan ha dårlig nøyaktighet (måler for eksempel for høy temperatur) men kan ha høy presisjon (flere målinger viser samme resultat). Instrumentene må *kalibreres* dersom nøyaktigheten er for dårlig.

⁶ https://en.wikipedia.org/wiki/International_System_of_Units

Havets temperatur er en meget sentral størrelse; variasjoner i havets tetthet er i hovedsak styrt av temperatur.⁷

En vannmasse får endret temperatur når energi tilføres/tapes ved havets overflate (for eksempel grunnet solstråling eller svært høy/lav lufttemperatur) og når trykket øker på stort havdyp (pluss geotermisk varme helt mot havets bunn, men denne faktoren er generelt liten, gjerne bare noen tidels $W m^2$).

Type varmekilder som påvirker overflatehavets temperatur:

- Kortbølget (sol)stråling. Global middelværdi for denne er på rundt $190 W m^{-2}$.
- Følbar varme (skyldes temperaturforskjell mellom atm og hav)
- Latent varme (skyldes fordampning/kondensasjon)
- Langbølget stråling (skyldes langbølget varmestråling)

Et fluids temperatur gjenspeiler molekylenes kinetiske bevegelse. Høy temperatur betyr kraftig og rask molekylbevegelse. Blir bevegelsen så rask at hydrogenbindingene ryker, fordamper vannet. Is dannes når molekylbevegelsen er tilstrekkelig langsom. Vannets molekylære struktur endres da slik at isen får lavere tetthet enn vann (dvs. at is flyter på vann).

Sammenheng mellom temperatur T (i Kelvin) og varmeinnhold per volumenhet Q ($J m^{-3}$) er gitt ved

$$Q = \rho c_p T$$

Der c_p er spesifikk varmekapasitet ($J kg^{-1} K^{-1}$).⁸ c_p er en empirisk bestemt størrelse (kan også utledes fra grunnleggende termodynamikk).

c_p varierer med T , S og p , så $c_p = c_p(T, S, p)$.

Typisk overflateverdi i havet:

$$c_p = 3850 J kg^{-1} K^{-1} \text{ (eller } 4000 J kg^{-1} K^{-1}\text{)}.$$

Til sammenligning er

$$c_p \approx 1000 J kg^{-1} K^{-1}$$

for luft.

Temperatur måles med termometer, termistor eller fra satellitt (kun overflateverdi fra satellitt) med nøyaktighet $0.0002\text{-}0.0004$ °C for termometer og termistor, og $0.5\text{-}0.8$ °C for satellitt.

Tilførsel eller tap av varme per tidsenhet (dvs. per sekund) uttrykkes i Watt:

$$1 W = 1 J s^{-1}.$$

Varme ned i eller ut av havet er gitt ved

$$W m^{-2} = J s^{-1} m^{-2}$$

⁷ Havets saltholdighet er viktig for vannets tetthet primært i kalde områder (mot polene) og langs ekvator, under den intertropiske konvergenssonen grunnet vedvarende fordampning og nedbør.

⁸ $1 J = 1 W s$.

Tilført eller avgitt varme kalles *varmefluks*, hvor *fluks* betegner egenskap per tidsenhet og per areal, altså $s^{-1} m^{-2}$.

Sjøvann er nesten, men ikke helt, inkompressibel (altså et lite kompressibelt fluid).

Løftes en væskepartikkel opp fra dypet uten at det er varmeutveksling med omgivelsene (kalles en *adiabatisk* bevegelse) vil temperaturen falle. Dette er en direkte effekt av at redusert trykk medfører redusert kinetisk molekylærenergi.

Temperaturen en får dersom en væskepartikkel forflyttes adiabatisk til et gitt referansedyp (for eksempel til overflaten) kalles *potensiell temperatur*.

Temperaturen en måler hvor væskepartikkelen befinner seg kalles *in situ* temperatur.⁹

Ex: En vannmasse i overflaten med $S = 35$ og $T = 5$ °C vil få en temperatur på 4000 m på 5.45 °C (antar her at bevegelsen skjer adiabatisk).

Potensiell temperatur endrer seg bare pga. at varme tilføres/tapes fra en vannmasse. *In situ* temperatur endrer seg når varme tilføres/tapes, samt dersom trykket (dypet) endres.

2.3. Saltholdighet og konduktivitet (ledningsevne)

Saltholdighet benevnes S .

Flere definisjoner og målemetoder eksisterer.

1. definisjon: *Absolutt saltholdighet*. Masse i gram av fast stoff (dvs. salt) i et kilogram sjøvann etter at alt vann (dvs. vannmolekyler) er dampet bort.

Typisk sjøvann inneholder 35 g salt per kilogram sjøvann. Dette gir

$$S = 35 \text{ ‰}$$

eller

$$S = 35 \text{ ppt} \quad (\text{ppt er "parts per thousand"})$$

eller

$$S = 3.5 \text{ ‰}$$

2. definisjon: *Titrering* (kjemisk metode).

3. definisjon: Måling basert på sjøvannets konduktivitet (elektrisk ledningsevne). Resulterende saltholdighet kalles *praktisk saltholdighet* og enheten er

⁹ *In situ* er latin og fremkommer fra *in* = "i" og *situ* = "beliggenhet", dvs. "på stedet".

psu, practical salinity unit.
Saltholdighet skrives da for eksempel
 $S = 35.05$

eller

$$S = 35.05 \text{ psu.}$$

Algoritme for å gå fra konduktivitet til saltholdighet er tilgjengelig på nettet – søk etter "practical salinity scale (PSS) 1978, PSS78".¹⁰

En ny definisjon ble innført i 2008. Denne relaterer PSS78 til absolutt saltholdighet. Algoritme er tilgjengelig fra "Thermodynamic Equation of Seawater" og kalles TEOS-10.¹¹

Hvilken saltholdighet som benyttes *skal* oppgis ved måling og bruk av/henvisninger til målinger!

Det er vanlig å ikke bruke enhet for saltholdighet, alternativt brukes psu som enhet. Læreboken bruker *i hovedsak* ingen enhet for saltholdighet S .

Rangert, prosentvis sammensetning av ioner i typisk sjøvann:

1	klorin	Cl ⁻	55 %
2	natrium	Na ⁺	30.7 %
3	sulfat	SO ₄ ²⁻	7.7 %
4	magnesium	Mg ²⁺	3.6 %
5	kalsium	Ca ²⁺	1.2 %
6	kalium	K ⁺	1.1 %
	Resten		0.7 %

Seks ulike ioner utgjøre m.a.o. rundt 99.3 % av alt salt i havet. Samtidig inneholder havet (nær) samtlige av grunnstoffene.

Relativt forhold mellom ionene i sjøvann er tilnærmet konstant. Dette da kildene til havsalt er forvitring av fjell, vulkansk aktivitet og undersjøiske, geotermiske kilder som er langsomme prosesser (variasjoner skjer over millioner av år), mens typisk tidsskala for global havsirkulasjon er mye raskere, 100-1000 år.

Havets saltholdighet varierer (typisk) mellom

$$S = 33 \text{ psu og } S = 37 \text{ psu}$$

Havets middelsaltholdighet er 34.6 psu.

2.4. Tetthet ρ

Tetthet er masse i kg per volum i kubikkmeter, enhet: kg m⁻³.

Tetthet avhenger av temperatur T , saltholdighet S og trykk p :

$$\rho = \rho(S, T, p)$$

¹⁰ <http://salinometry.com/pss-78/>

¹¹ <http://www.teos-10.org>

Tetthet til ferskvann ved 0 °C og ved standard bakkestrykk er
1000 kg m⁻³

Havets tetthet i overflaten varierer mellom (typisk)
1022 kg m⁻³ og 1028 kg m⁻³

I dyphavet (10 000 m) kan tettheten øke til 1070 kg m⁻³. Sjøvann er derfor svakt kompressibelt (i motsetning til luft). Tettheten på 4000 m dyp er ca. 1045 kg m⁻³.

Siden

$1022 \text{ kg m}^{-3} < \rho < 1028 \text{ kg m}^{-3}$ (verdier for overflaten)
er det praktisk å sløyfe 1000-tallet. Vi benevner da tettheten med symbolet σ (sigma):

$$\sigma_{stp} = \rho(S, T, p) - 1000 \text{ kg m}^{-3}$$

σ_{stp} i overflaten, σ_{st0} , skrives ofte σ_t og benevnes "sigma-t".

Det kompliserer analysen av havets tetthet når tettheten er basert på *in situ* temperatur og varierende dyp. Benytter derfor ofte *potensiell temperatur* θ (°C eller K) relativt til noen (et fåtalls) referansedyp, for eksempel relativt til 0 m, 1000 m, 2000 m og 3000 m.

Potensiell tetthet er σ_{stp} men med temperatur uttrykt som potensiell temperatur θ og for et gitt referansetrykk. Potensiell tetthet betegnes da gjerne som $\sigma_{s\theta p}$.

Det er vanlig å analysere havets T , S og p på dypene 0 m, 1000 m, 2000 m, osv. Vi betegner potensiell tetthet på disse dypene som

$$\sigma_{\theta}, \sigma_1, \sigma_2, \dots$$

Tetthet måles ikke, men beregnes fra målt T , S og p .

Sammenhengen mellom p , T , S og ρ (alternativt p , θ , S og ρ) kan beregnes når 3 av de 4 størrelsene er kjent.

Sammenhengen

$$\rho = \rho(S, T, p)$$

kalles sjøvannets *tilstandsligning* (tilsvarer den ideelle gass lov for atmosfæren). Numeriske algoritmer for tilstandsligningen for sjøvann er tilgjengelig fra TEOS-10 (<http://www.teos-10.org>) eller tilsvarende uttrykk.

Tetthetsvariasjoner grunnet T og S er ofte plottet i *TS-diagram*. Tetthetens avhengighet av T og S er ikke-lineær for alle verdier av T og S .

Blanding av to vannmasser med samme tetthet men med forskjellig T og/eller S vil alltid gi en ny vannmasse med økt tetthet. Dette sees fra krumningen til tetthetslinjene i *TS*-diagrammet og kalles "cabelling".

Havet er *stabilt stratifisert* (eller stabilt lagdelt) når lette vannmasser ligger over tyngre vannmasser.

Skulle overflatevannet bli nedkjølt slik at overflatetettheten blir større enn tettheten til underliggende vannmasser, vil det tunge overflatevannet blandes ned i havet inntil *nøytral* alle *stabil* stratifisering oppnås.

Vertikal blanding er sterkest hvor vertikal tetthetsstratifisering er svak, typisk i polare områder. Dette da det kreves lite energi til å løfte/senke vannmasser dersom de omkringliggende vannmassene har omtrent samme tetthet (tenk på Arkimedes prinsipp).

Det er svak/liten vertikal blanding i en stratifisert væske (som gjelder for de fleste områder bortsett fra polare områder). Følgelig er bevegelsen i havet, i hovedsak, rettet langs flater med konstant tetthet, dvs. tilnærmet horisontal bevegelse.

En flate med konstant tetthet relativt til et gitt (globalt) referansetrykk, kalles en *isopyknal* flate. En isopyknal i havet tilsvarer en isobarflate i atmosfæren.

En *nøytral* flate er som en isopyknal flate, men hvor en benytter et lokalt, i stedet for et globalt, referansetrykk.

Tilstandsligningen

$$\rho = \rho(S, T, p)$$

er ikke-lineær i S , T og p . For konstant p og for små endringer i T og S kan tilstandsligningen forenkles og skrives som lineært avhengig av T og S :

$$\Delta\rho \approx A \Delta T + B \Delta S$$

Her er A og B (kjente) proporsjonalitetskoeffisienter og $\Delta\rho$, ΔT og ΔS betegner en liten endring av ρ , T og S fra (kjente) referanseverdier ρ_0 , T_0 og S_0 .

Med $\Delta\rho = \rho - \rho_0$, kan vi da skrive uttrykket for $\Delta\rho$ på formen¹²

$$\rho - \rho_0 \approx -\alpha \rho_0 (T - T_0) + \beta \rho_0 (S - S_0)$$

Som beskrevet over er ρ_0 , T_0 og S_0 typiske verdier for den problemstillingen vi betrakter, mens ρ , T og S er verdiene etter at en endring har funnet sted.

Videre er

$$\begin{aligned} \alpha, & \quad \text{enhet } K^{-1}, \text{ termisk ekspansjonskoeffisient og} \\ \beta, & \quad \text{enhet } \text{psu}^{-1}, \text{ halin kontraksjonskoeffisient.} \end{aligned}$$

Både α og β er positive størrelser og verdien er eksperimentelt bestemt (eller kan utledes fra grunnleggende termodynamikk). α gir et mål på hvor mye tettheten endrer seg når temperaturen endres. Tilsvarende gir β et mål på hvor mye tettheten endrer seg når saltholdigheten endres. Generelt vil α og β avhenge av T , S og p . Verdiene av α og β er enten tabulert eller tilgjengelig fra numeriske rutiner.

¹² Merk at ligning (3.9) i boken er feil!

Når temperaturen økes fra en gitt verdi T_0 til T er

$$T - T_0 > 0$$

og tettheten vil avta. Når tettheten avtar – og under forutsetning av at massen er bevart – betyr dette at volumet øker, derav benevnelsen termisk *ekspansjonskoeffisient* for α . Dette betyr også at havnivået vil stige med økende havtemperatur.

Tilsvarende, når saltholdigheten øker relativt til en gitt verdi er

$$S - S_0 > 0$$

og tettheten vil øke. Økende tetthet – gitt at massen er bevart – betyr redusert volum og følgelig benevnelsen halin *kontraksjonskoeffisient*. Med økende saltholdighet vil havnivået falle.

For variasjoner i havnivået spiller oftest variasjoner i temperatur en viktigere rolle enn variasjoner i saltholdighet. Følgelig kan vi forvente (og vi vet) at globalt havnivå stiger med økende havtemperatur.¹³

For $S = 35$ psu gjelder:

	$\alpha \rho_0$ (kg m ⁻³ K ⁻¹)	$\beta \rho_0$ (kg m ⁻³ psu ⁻¹)
$T = 0$ °C	0.05	0.81
$T = 10$ °C	0.17	0.78
$T = 25$ °C	0.30	0.76
	(Merk: Stor endring med temperatur)	(Liten endring med temperatur)

2.5. Is

Hovedsakelig sjøis fra frysing av sjøvann og isfjell fra breer/iskapper.

Sjøis påvirker havet gjennom:

- varme- og momentumutvekslingen mellom hav og atmosfære (is virker isolerende og endrer vindens friksjonsdrag på havet)
- havets albedo (graden av refleksivitet av kortbølget stråling)
- overflatebølger (virker dempende)
- marine økosystemer (spesielle biota; opp/nedstrømning av vann langs iskanten)
- kilde til vann med høy saltholdighet (brine-vann) og transport av ferskvann
- transport av sedimenter, partikler, forurensning, etc.

Albedo er graden av refleksivitet av kortbølget stråling;

$$0 \leq \text{albedo} \leq 1$$

¹³ <http://www.aviso.altimetry.fr/en/data/products/ocean-indicators-products/mean-sea-level.html> og <http://folk.uib.no/ngfhd/Climate/climate-seal.html>

hvor stor albedo betyr sterk refleksjon, dvs. en hvit overflate. Åpent hav har en albedo på rundt 0.08, sjøis 0.5-0.7, nysnø 0.8-0.9.

Sjøvannets *frysetemperatur* varierer med saltholdighet (og trykk). Typisk frysetemperatur for vanlig sjøvann og for overflatetrykk er
-1.7 °C til -1.9 °C

Størst (minst) isutbredelse i Arktis skjer i mars (september). Motsatt for Antarktis.¹⁴

Utbredelsen av sommeris i Arktis, representert sin middelvei for september måned, har blitt redusert med ca. 40 % siden satellittmålingene startet i 1978. Det er en svak økning av isutbredelsen i Antarktis.¹⁵

Midlere *istykkelse* i Arktis har blitt redusert fra rundt 2.5 m til 1.5 m siden 1980.

Når sjøis dannes, samles saltet i saltlommer, såkalte "brine pockets". Saltet i disse lommene, *saltlake (brine-vann)*, har lavt frysepunkt, så saltlaken vil smelte kanaler gjennom isen slik at saltet tapes fra isen.

Etter 1 år (*ettårsis*) er typisk saltholdighet i sjøis på 4-10 psu, for *toårsis* er saltholdigheten 1-3 psu og for *flerårsis* er saltholdigheten < 1 psu.

Frigjøring av salt fra frysende sjøis gjør at saltholdigheten øker i vannsøylen hvor frysingen finner sted. Enkelte steder hvor det er grunt kan vann med meget høy saltholdighet generere en tyngdedrevet strøm på bunnen, en *gravitasjonsstrøm*, fra grunne sokkelområder til dyphavet. Dette skjer på soklene rundt Antarktis og i Arktis.

Sjøis har en tetthet på rundt 900 kg m⁻³. Derfor er bare 1/10 av isen synlig over overflaten, resten ligger i vann.

2.6. Polynya og råker

Råker er mindre (men ofte lange) åpninger i isen.

Større åpninger i isen, gjerne > 10 km², kalles *polynya* (russisk for "ishull").

Råker og polynya fremkommer grunnet *divergerende* krefter som virker på isen, for eksempel grunnet tidevannstrøm, vind eller delvis fastfrosset is mot land eller en grunne i havet.

Siden havtemperaturens minimumsverdi er ca. -1.7 °C og lufttemperaturen kan være -20 °C til -40 °C i polare områder, er det generelt svært stort *varmetap* fra

¹⁴ <http://nsidc.org/arcticseaicenews/>

¹⁵ <http://folk.uib.no/ngfhd/Climate/climate-seaice.html>

råker og polynya. I mange tilfeller står det en gigantisk fontene med fuktig luft opp i atmosfæren fra åpninger i sjøis. Varmetapet kan være flere 100 W m^{-2} .

2.7. Lyd

Lyd brer seg over lange avstander i vann, dette i motsetning til i luft.

Lyd blir brukt for å kartlegge havbunnen, havdyp, temperatur (*tomografi*) og strømmer.

Hval bruker lyd for å kommunisere over lange avstander; gjerne på tvers av et havbasseng.

Lyd er en *trykkbølge* hvor molekyler som støter mot hverandre forplanter lydsignalet. Lydsignalet avhenger av vannets *kompresibilitet*: Høy kompresibilitet (kaldt vann) gir lav lyd hastighet og varmt vann gir høy lyd hastighet. I tillegg øker lyd hastigheten C (m s^{-1}) med økende dyp

$$C = C(S, T, p)$$

Lyd hastighetens avhengighet av temperatur T , saltholdighet S og dyp z (m) kan skrives på følgende måte:

$$C = 1448.96 + 4.59 T - 0.053 T^2 + 1.34 (S - 35) + 0.016 z$$

Typisk lyd hastighet i havet er $1450\text{-}1550 \text{ m s}^{-1}$. Temperatur og trykk (dypet) er viktig for verdien av C , i liten grad saltholdighet.

Lyd hastigheten har typisk minimumsverdi på ca. 1000 m (i polare farvann finnes minimumsverdien ved overflaten).

Området hvor minimum lyd hastighet forekommer kalles en *lyd kanal*. Denne kan ha en vertikal høyde på 10-1200 m, avhengig av hvor en er. I denne kanalen *reflekteres* lydbølgene som om det skulle være en fysisk kanal (eller som signaler i en optisk kabel). Det er i denne kanalen hvaler kommuniserer (og ubåter lytter men unngår å oppholde seg).

Siden lydbølgenes hastighet avhenger av temperatur T , kan det rigges opp lyd sendere og -mottakere. Tidsforskjellen mellom avsendt og mottatt signal kan da omformes til temperatur. På denne måten kan endring av havtemperatur måles over store avstander, typisk 100-1000 km. Metoden kalles *akustisk tomografi*.

2.8. Lys

Lys absorberes i vann, dette i motsetning til i luft.

Typisk vil sollys (kortbølget stråling) absorberes i de øverste 100 m av vannsøylen. Sonen med sollys kalles den (*eu*)fotiske sonen. Anslagsvis 90 % av marint liv forekommer i den fotiske sonen.

Solenergien I (W m^{-2}) avtar eksponentielt med dypet:

$$I = I_0 e^{-kz}$$

hvor I_0 (W m^{-2}) er solenergien ved havets overflate, k (m^{-1}) er lysets *attenuasjonskoeffisient* (eller svekkingskoeffisient) og z (m) er dypet.

Lys med lang *bølgelengde* (rød, oransje, gul farge) absorberes mest, lyst med kort bølgelengde (blå farge) absorberes minst. Derfor er havet blått.

Blått lys har en bølgelengde på rundt 475 nm, rødt lys på rundt 650 nm.

Grumsete vann eller vann med høy planktonkonsentrasjon absorberer kortbølget lys høyt i vannsøylen, her kan den fotiske sonen være på bare noen meter.

I klart vann (åpent hav uten plankton) kan lyset nå ned til ca. 200 m.