

GEF1100 - Løsningsforslag til oppgaver fra kapittel 9

i.h.h.karset@geo.uio.no

Oppgave 1

- a) Når vi studerer havet, jobber vi ofte med følgende variable: tetthet, trykk, høyden til havoverflaten, temperatur, saltinnhold, hastighet ved havoverflaten og hastighetsprofiler med dypet. Hvilke av disse pleier vi å observere, og hvilke observasjoner bruker vi ofte når vi beregner de resterende? (Du trenger ikke å utlede eller skrive opp formlene her nå.)

Svar: Vi måler ofte temperatur (T), saltinnhold (S), trykk (p) og høyden på havoverflaten (η). Tettheten finner vi basert på T , S og p , hastigheten ved havoverflaten finner vi basert på høyden til havoverflaten, mens hastighetsprofiler med dyp finner vi basert på tettheten.

- b) Hvilke metoder har vi for å observere havet? Hva er spesielt med de forskjellige metodene?

Svar: Her er noen metoder med noen kommentarer:

- Observasjoner fra skip. Fordeler: kan gjøre grundige og mange observasjoner. Ulemper: kostbart og dekker bare små områder over en liten tidsperiode
- Satellitter: Fordeler: dekker store områder. Kontinuerlige observasjoner over satellittens levetid. Ulemper: ser nesten bare havoverflaten
- Flåter: Fordeler: kan ha mange av dem slik at de kan forme et nettverk. Kan gjøre observasjoner over lang tid.
- Argoflåter: Fordeler: Går under overflaten og gir informasjon helt ned til 2000 m dybde.

Se forelesningsnotater og nett for mer.

- c) Hvor lenge har vi hatt globale observasjoner av havoverflaten? Og hvor lenge har vi hatt globale observasjoner av dyphavene?

Svar: Satelittens tidsalder begynte i 1979. Fra den tid har vi globale observasjoner av havoverflaten. Globale observasjoner av dyphavene fikk vi ikke før på starten av 2000-tallet.

Oppgave 2

Kjappe faktaspørsmål om havet:

- a) Varmekapasiteten til havet er ganger større enn varmekapasiteten til atmosfæren. *Svar: 1000*
- b) Tettheten i havet er ca, altså ca ganger større enn tettheten til lufta ved bakken. *Svar: 1000 kgm⁻³, 1000*
- c) Typiske temperaturer i havet er *Svar: 0 - 30 °C.*
- d) Typisk salinitet (saltinnhold) i havet er *Svar: 33 - 36 psu (psu er practical salinity units. Sier noe om ioneaktiviteten, den elektriske konduktiviteten. Bruker også ppt (parts per trillion) eller g/kg (gram salt per kilogram vann).*
- e) Salt vann har tetthet enn ferskvann. *Svar: større*
- f) Kan vi ha hydrostatisk balanse i havet? *Svar: ja*
- g) Kan vi ha geostrofisk balanse i havet? *Svar: ja*
- h) Er havet tilnærmet inkompressibelt? *Svar: ja*

Oppgave 3

Vi deler hovedsaklig havet inn i tre lag i vertikalen. Hva kaller vi de tre lagene, hva kjennetegner dem, og hvordan ser den vertikale temperaturprofilen ut?

Svar: Det øverste laget kalles mixed layer. Dette laget blir direkte påvirket av vind og stråling fra sol og atmosfære. Her har vi mye miksing, turbulens og konveksjon. Temperaturen i dette laget er ca konstant med dypet (bortsett ifra de aller øverste centimetrene som er sterkt avhengig av atmosfærens temperatur). Dybden på laget varierer, alt fra noen titalls meter til noen hundre meter. Under mixed layer finner vi termoklinen. Her avtar temperaturen gradvis med dypet. I overgangen mellom mixed layer og termoklinen finner vi også ofte brå overganger (store gradienter) i salinitet, tetthet, og konsentrasjoner av diverse stoffer. Dybden på termoklinen varierer, men den kan f.eks. være ned til rundt 1000 m. Under dette finner vi dyphavene. Her er det kaldt, rolig og ca konstante temperaturer med dypet.

Oppgave 4

- a) Hva uttrykker likningene under? Hva er η ?

$$\begin{aligned}\mathbf{u}_{surface} &= \frac{g}{f} \hat{\mathbf{z}} \times \nabla \eta \\ u_{surface} &= -\frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial y} \\ v_{surface} &= \frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial x}\end{aligned}$$

Svar: Geostrofisk strømning i havet like ved havoverflaten. Den første likningen er på vektorform. De to siste er dekomponert i sonal og meridional retning. Vi har (i likhet med atmosfæren) balanse mellom trykkgradientkraften og Corioliskraften. η er høyden på havoverflaten.

- b) Hvordan kan satellittmålinger benyttes til å bestemme de geostrofiske strømmingene like under havoverflaten?

Svar: Satellittene kan måle høyden på havoverflaten, η , og de hvordan denne varierer i horisontalen (altså med x og y). Vet man hvilken breddegrad man er på, finner man f . g er konstant. Da er det bare å bruke likningne i oppgave a).

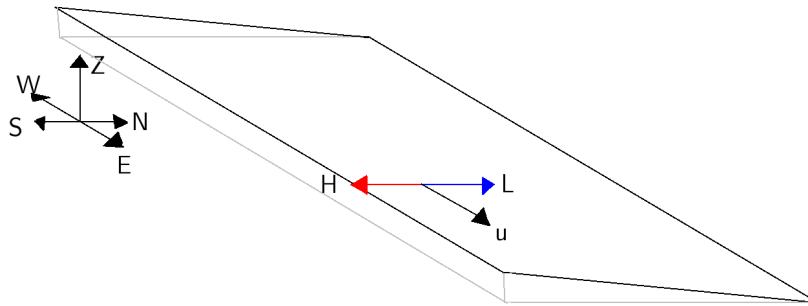
- c) Ved geostrofisk balanse har man balanse mellom trykkgradientkraften og Corioliskraften. Hva har høyden på havoverflaten med dette å gjøre?

Svar: ser man på strøminger ved f.eks. 1 meters dyp, (1 m under gjennomsnittlig havdyp, $z_0 - 1$), vil en vannpakke som ligger under et område med høy havoverflate ha mer vann over seg enn et område hvor havoverflaten er lav. Jo mer vann over seg, jo høyere trykk. Slik skapes de horisontale trykkforskjellene.

- d) Vi er på nordlig halvkule, har geostrofisk balanse og havoverflaten er litt høyere i sør enn i nord. I hvilken retning går den geostrofiske strømmen?

Svar: Vi tegner en skisse. Se Figur 1. Siden havoverflaten er høyere i sør enn i nord, er trykket i sør høyere. Begynner derfor å tegne inn trykkgradientkraften. Denne skal balanseres av Coriolis, mens Coriolis skal virke til høyre for bevegelsen.

- e) Vi ser på et område på nordlig halvkule hvor overflaten av havet er forhøyet. Regionen er sirkulær, med en diameter på 100 km, og har en høyde på 5 cm i sentrum av forhøyningen. Vi har geostrofisk balanse. Hvor stor vil den geostrofiske hastigheten være, og i hvilken retning vil strømmen gå? Anta at $f \approx 10^{-4} \text{ s}^{-1}$.



Figur 1: Skisse av krefter som virker på en vannpakke og retningen på strømmingen som følge av den geostrofiske balansen.

Svar:

$$\begin{aligned}
 |\mathbf{u}_g| &= \frac{g}{f} \left| \frac{\partial \eta}{\partial s} \right| \\
 &= \frac{9,81}{10^{-4}} \frac{0,05}{5 \cdot 10^4} \\
 &= 0,1 \text{ m/s}
 \end{aligned}$$

Trykkgradientkraften vil virke radielt utover, Corioliskraften vil virke radielt innover. Bevegelsen vil følgelig være med klokka.

- f) Hvorfor kan vi ikke bruke uttrykkene i oppgave a) til å bestemme de geostrofiske strømmingene i dypet? Hvordan avviker de geostrofiske strømmingene i dypet fra de ved havoverflaten?

Svar: Uttrykkene i oppgave a) er utledet med den antagelsen om at ρ ikke varierer med dybden. Dette stemmer ikke gjennom hele vannsøylen, så trykket ved et visst nivå i havet kommer ikke bare an på hvor høyt vannsøylen over strekker seg, men også tettheten til vannet i denne søylen. Dette bestemmes av salinitet og temperatur, som kan variere. De geostrofiske strømmingene i dypet er svakere enn de ved havoverflaten.

Oppgave 5

Oppgave 9.6.1a) fra boka: Bestem trykket ved 1 og 5 km dyp ved hjelp av hydrostatisk likning. Oppgi svaret som funksjon av bakketrykket $p_s = 10^5$ Pa. Bruk at referansetettheten, $\rho_{ref} = 1000 \text{ kgm}^{-3}$. Kommenter størrelsen på sluttsvaret og sammenlikn med atmosfæren.

Svar:

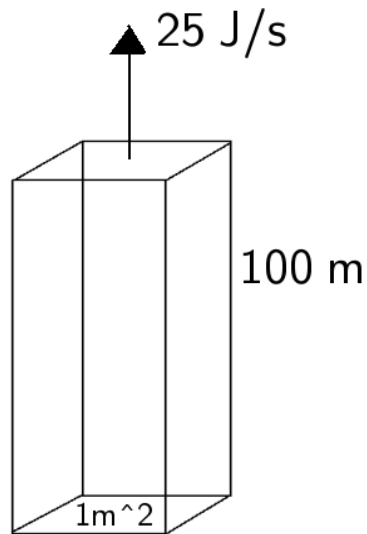
$$\begin{aligned}\frac{dp}{dz} &= -\rho g \\ \int_{p(z=-d)}^{p(z=0)} dp &= -\rho g \int_{z=d}^{z=0} dz \\ p(z=-d) &= p(z=0) - \rho g (0 - (-d)) \\ &= p_s + \rho g d \\ p(z=1 \text{ km}) &= 10^5 + 10^3 \cdot 9,91 \cdot 10^3 \\ &= 9,91 \cdot 10^6 \text{ Pa} \\ &= \frac{9,91 \cdot 10^6 \text{ Pa}}{10^5 \text{ Pa}/p_s} \\ &= 99,1 p_s \\ p(z=5 \text{ km}) &= 10^5 + 10^3 \cdot 9,91 \cdot 5 \cdot 10^3 \\ &= 4,91 \cdot 10^7 \text{ Pa} \\ &= \frac{4,91 \cdot 10^7 \text{ Pa}}{10^5 \text{ Pa}/p_s} \\ &= 491 p_s\end{aligned}$$

Vi ser at trykket ved bare 1 km dyp er nesten 100 ganger så stort som ved havoverflaten, mens det ved bare 5 km er nesten 500 ganger så stort. Trykket i havet endrer seg mye raskere med dypet enn det trykket i atmosfæren gjør med høyden på grunn av tetthetsforskjeller mellom luft og vann. Vi ser også at endringer er tilnærmet lineære, altså er tettheten ca konstant. Dette er ikke tilfelle i atmosfæren, hvor man har eksponentiell endring i p og ρ med høyden.

Oppgave 6

Oppgave 9.6.2a) fra boka: Finn ut hvor lang tid det tar før hele mixed layer i havet er avkjølet med 1°C dersom dybden er 100 m og det går en varmekraft på 25 Wm^{-2} fra mixed layer og opp til atmosfæren. Tettheten til vannet er $\rho = 999 \text{ kgm}^{-3}$, mens den spesifikke varmekapasiteten til vann er $c_w = 4180 \text{ JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$.

Svar: Vi deler hele mixed layer inn i søyler med grunnflate på 1 m^2 . Se Figur 2. Hver av disse mister 25 Js^{-1} . Hvis vi finner ut hvor lang tid det tar før temperaturen til en slik søyle har sunket med 1°C , har vi også funnet ut hvor lang tid det tar før alle gjør det (siden alle nedkjøles like rask og samtidig).



Figur 2:

Finner først ut hvor mange kilo vann hver søyle inneholder:

$$\begin{aligned}
 m &= \rho \cdot V \\
 &= 999 \text{ kgm}^{-3} \cdot (1 \text{ m}^2 \cdot 100 \text{ m}) \\
 &= 99900 \text{ kg}
 \end{aligned}$$

Hver av disse kiloene skal miste 4180 J. Tilsammen i hver søyle blir dette:

$$99900 \text{ kg} \cdot 4180 \text{ Jkg}^{-1} = 4,18 \cdot 10^8 \text{ J}$$

Vi vet fra oppgaveteksten at hver søyle mister 25 J per sekund. Det vil derfor ta så lang tid å senke temperaturen med 1 °C:

$$\begin{aligned}
 \text{Tid} &= \frac{4,18 \cdot 10^8 \text{ J}}{25 \text{ Js}^{-1}} \\
 &= 1,672 \cdot 10^7 \text{ s} \\
 &= 194 \text{ dager}
 \end{aligned}$$