

# GEF 1100 Oblig 1

## Pådriv og Respons

### *En enkel klima modell*

August 27, 2015

## Innledning

I denne obligatoriske oppgaven skal vi studere responsen til klimasystemet som følge av eksternt pådriv (forcing). Vi skal ta for oss både likevekter og tidsavhengig respons. Oppgaven er delt inn i tre deler. Den er i stor grad basert på figurer generert i MATLAB.

Den første delen tar for seg blandingslaget i havet med noen analytiske betraktninger der vi blir bedre kjent med ligningene vi skal studere videre i de kommende oppgavene. I andre del studerer vi historisk pådriv og respons, fra starten av den industrielle æraen (c.a. år 1750) til i dag. Til slutt ser vi på mulige fremtidsbaner. Her gjennomfører vi også et enkelt likevektseksperiment for å studere responsen i dypet under blandingslaget.

## Introduksjon

### Begreper

#### Pådriv

Begrepet pådriv (forcing) brukes som en fellesbetegnelse for effekten av endringer i de eksterne driverene til klimasystemet. Altså eksterne endringer som kan føre til en klimaendring. Generelt er det snakk om strålingspådriv (radiative forcing), som er et mål på netto endringen i strålingsbalansen til klimasystemet ved toppen av atmosfæren. Dermed er pådriv tradisjonelt uttrykt i  $[\text{Wm}^{-2}]$ . Vi jobber med såkalt 'effective radiative forcing' (ERF). Dette er et mål på endringen i netto-strålingsfluks ved toppen av atmosfæren når vi tillater alt bortsett fra overflatetemperaturen og havet å justere seg til endringen. Netto-strålingsfluks er i sin tur definert som positiv når den er nedover rettet, altså inn i klimasystemet.

Pådrivet kan skyldes naturlige årsaker, for eksempel en endring i solarkonstanten eller vulkanutbrudd. Den kan også være antropogen (menneskeskapt), for eksempel pådriv som følge av KFK-gass utslipp fra gamle kjøleskap. Siden pådriv uttrykker en endring må det altså være definert utifra en gitt normalperiode. I IPCC-AR5 [2] og i oppgaven er denne referanseperioden satt som preindustriell tid, som vi antar sluttet i år 1750.

## Anomali

Som regel brukes pådriv til å regne ut anomalier i temperatur. En anomali er per definisjon et avvik fra en normalperiode. For ethvert mål på temperatur kan vi alltid definere en temperaturanomali  $\Delta T$  slik at

$$\Delta T = T - T_0$$

der  $T$  er den absolutte temperaturen og  $T_0$  er en temperatur som karakteriserer normalperioden.

I denne obligen jobber vi eksklusivt med en globalt midlet temperaturanomali, og vi ser bort fra kilder til *intern* klimavariabilitet som for eksempel ENSO<sup>1</sup>. Vi antar videre at det globale klimaet var i likevekt ved begynnelsen av den industrielle-æraen. Det vil si at for oss er den initiale verdien til  $\Delta T$  lik 0. For et klima i likevekt vil den globalt midlede temperaturanomalien være stabil over en lengre tidsperiode, altså flere tiår. Siden vi ignorerer intern klimavariabilitet (naturlige interne svingninger i systemet) svarer dette matematisk til

$$\frac{d}{dt}\Delta T = 0.$$

Videre legger merke til at vi opererer med en del variable som representerer endringer. Det kan være i temperatur ( $\Delta T$ ), strålingsfluks ( $\Delta Q$ ) eller varmekraft ned i dypet ( $\Delta F$ ). Derfor velger vi å bruke symbolet  $\Delta$  konsekvent for å spesifisere at vi ser på en endring fra en normal tilstand. Du kan selvfølgelig droppe bruk av  $\Delta$  i din besvarelse men ikke glem at variablene du bruker er endringer og *ikke* absolutte mål.

## Sensitivitet og tilbakekoplinger

Klimasystemet er et koplet system. En påført endring i en variabel vil medføre videre endringer i andre variabler som i sin tur vil endre den opprinnelige variabelen. Vi tar hensyn til tilbakekoplingsmekanismer ved bruk av tilbakekoplingsparameteren,  $\alpha$ , med enhet  $[\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-1}]$  som kan defineres

$$\alpha = \alpha_0 (1 - f)$$

her er  $f$  en sum av tilbakekoplingsfaktorer, det vil si

$$f = \sum_i f_i,$$

---

<sup>1</sup>ENSO, *El Niño-Southern Oscillation*. En svingning av havoverflatetemperaturen i Stillehavet med en irregulær periode som har store ringvirkninger for været i store deler av verden.

der fortegnet til hver enkelt faktor karakteriserer tilbakekoplingen. Det vil si om den er positiv ( $f_i > 0$ ) eller negativ ( $f_i < 0$ ). Parameteren  $\alpha_0$  styrer responsen uten tilbakekoplinger<sup>2</sup> og har en verdi på ca.  $3.2 \text{ [Wm}^{-2}\text{K}^{-1}]$ . Videre er den inverse til tilbakekoplingsparameteren

$$\lambda = \alpha^{-1}$$

sensitivitetsparameteren. Den er et mål på systemets følsomhet til et eksternt pådriv. Hvis vi antar at hele klimasystemet responderer med en midlet temperatur endring  $\Delta T$  er likevektsresponsen til et pådriv  $\Delta Q$  gitt ved

$$\Delta T = \frac{\Delta Q}{\alpha} = \lambda \Delta Q.$$

Vi kan bruke dette til å estimere likevektsresponsen til klimasystemet som følge av en dobling av  $\text{CO}_2$  konsentrasjon. Denne responsen kaller vi for likevekt klimasensitiviteten (Equilibrium Climate Sensitivity, ECS) som svarer til

$$\text{ECS} = \Delta T_{2 \times \text{CO}_2} = \frac{\Delta Q_{2 \times \text{CO}_2}}{\alpha}.$$

## Modellen

Vi skal ta i bruk en vertikal energibalanse modell som i stor grad basert på [1]. Den er ferdig programmert, og som bruker skal du kjøre ulike simuleringer i *usr*-mappen. Selv om dette er en veldig forenklet modell så hjelper den oss å forstå overaskende mye om klimasystemet på globalskala. I motsetning til mer avanserte modeller kan den også enkelt kjøres på en vanlig maskin.

Vi ser for oss at klimasystemet er representert med en enkel søyle hvor vi har midlet over både bredde- og lengdegrad. På den måten er altså alle variable globalt midlet og vi *ser bort fra døgnet og sesongvariasjon*. Søylene består av atmosfæren og havet. Havet i sin tur er delt i to bokser. Den øverste boksen er blandingslaget med dybde  $h = 75 \text{ [m]}$  hvor vi antar at alle variable er godt blandet (ingen vertikale gradienter). Boksen under består av termoklinen og dyphavet med dybde  $D = 3000 \text{ [m]}$ , i motsetning til blandingslaget er den lagdelt. På tidsskalaene vi ser på viser det seg at temperaturanomalien i den nedre atmosfæren tilnærmet lik den i blandingslaget. Dermed er responsen til den nedre atmosfæren også inkludert i den øverste boksen. Responsen til et pådriv  $\Delta Q$  medfører at temperaturen i blandingslaget vil avvike med  $\Delta T_1(t)$  fra den initielle likevekten. Videre er blandingslaget koplet til termoklinen via varmekraften  $\Delta F$ . Varmen vil spre seg nedover i dypet via diffusjon slik at det her også vil utvikle seg en temperaturanomali  $\Delta T_2(z, t)$ . Oppsettet er oppsumert i Figur 1.

---

<sup>2</sup>Mekanismen bak  $\alpha_0$  kan også betraktes som en tilbakekopling i seg selv. Dermed kalles  $\alpha_0$  ofte for Planck eller Stefan-Boltzmann tilbakekoplingsparameteren.

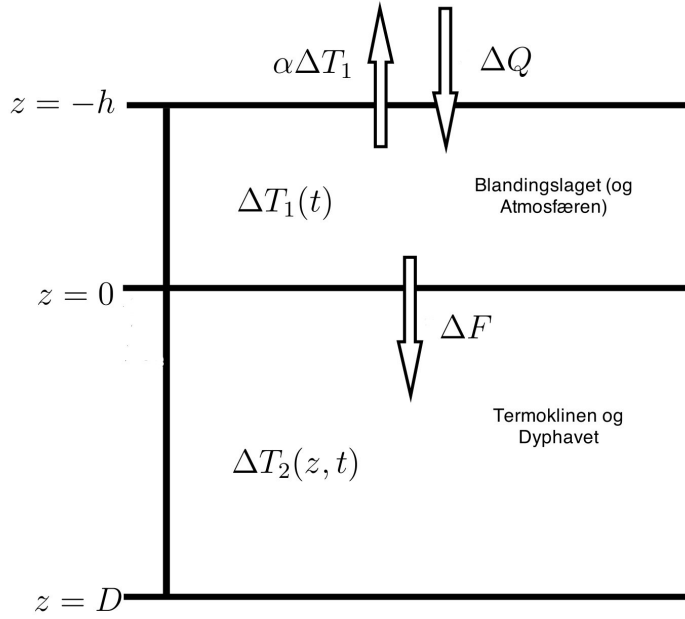


Figure 1: Skjematisk oppsett til modellen. Symboler er som definert i teksten. Pilene angir i hvilken retning fluksene  $\alpha\Delta T_1$ ,  $\Delta F$  og  $\Delta Q$  er definert som positive. Merk at vi har definert  $z$ -aksen som positiv nedover i dypet.

Systemet beskrives av de koplede differensialligningene (som vi slipper å løse analytisk)

$$C \frac{d}{dt} \Delta T_1 = \Delta Q - \alpha \Delta T_1 - \Delta F, \quad (1)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \Delta T_2 = \kappa \frac{\partial^2}{\partial z^2} \Delta T_2, \quad (2)$$

hvor  $\kappa$  er diffusiviteten til det nederste laget. Varmefluksen til dypet er gitt ved

$$\Delta F = -K_H \frac{\partial}{\partial z} \Delta T_2 \Big|_{z=0}, \quad (3)$$

der  $K_H = \gamma \rho c_w \kappa$  er en overføringskoeffisient.  $C = \gamma C_m = \gamma \rho c_w h$  er den effektive varmekapasiteten til blandingslaget,  $C_m$  er varmekapasiteten til blandingslaget og  $\gamma$  er en dimensjonsløs konstant som tar hensyn til rask varmeutveksling med land. Merk at vi antar at både  $K_H$  og  $C$  er konstante. Som grenseflatebetingelser krever vi at temperaturanomalien er kontinuerlig ved skilleflaten mellom blandingslaget og termoklinen, det vil si at

$$\Delta T_2 = \Delta T_1 \text{ ved } z = 0, \quad (4)$$

og at anomalien er null ved havbunnen

$$\Delta T_2 = 0 \text{ ved } z = D. \quad (5)$$

For at problemet skal være fullstendig spesifisert må vi også ha initialbetingelser. Disse er gitt ved at vi kun forholder oss til utviklingen fra slutten av den pre-industrielle æraen (år  $t_0 = 1750$ ) hvor vi antar at klimaet var i likevekt slik at

$$\Delta T_1(t_0) = 0 \text{ og } \Delta T_2(t_0, z) = 0. \quad (6)$$

## Oppgaven

### 1. Blandingslaget i havet

I første omgang ser vi på noen generelle betraktninger og analytiske løsninger til et noe enklere system, nemlig et blandingslag som kun er koplet til atmosfæren. Det vil si at blandingslaget er isolert fra både dypet ( $\Delta F = 0$ ) og land ( $\gamma = 1$ ). Et slikt system beskrives av den ordinære differensialligningen

$$C_m \frac{d}{dt} \Delta T = \Delta Q - \alpha \Delta T, \quad (7)$$

hvor vi antar at systemet initielt er i en likevektstilstand slik at ved  $t = 0$  er  $\Delta T = 0$ .

a)

Vis at varmekapasiteten til blandingslaget,  $C_m$  med enhet  $[\text{JK}^{-1}\text{m}^{-2}]$ , er ca. 30 ganger så stor som varmekapasiteten til atmosfæren. Bruk at spesifikk varmekapasitet i hav og atmosfære er gitt ved henholdsvis  $c_w = 4018 [\text{JK}^{-1}\text{kg}^{-1}]$  og  $c_p = 1004 [\text{JK}^{-1}\text{kg}^{-1}]$ . Videre kan du anta at blandingslaget har en gjennomsnittlig tetthet  $\rho = 1000 [\text{kgm}^{-3}]$ . (Hint: Bruk enhetsanalyse).

b)

Det viser seg at varmekapasiteten til jordoverflaten er på samme størrelsesorden som varmekapasiteten til atmosfæren, altså en størrelsesorden mindre enn blandingslaget. Forklar kort hvilke konsekvenser dette har for kontinentalt og maritimt klima.

c)

Løs differensialligningen (7) for tilfellet med konstant pådriv og vis at løsningen er gitt ved

$$\Delta T = \frac{\Delta Q_0}{\alpha} (1 - e^{-t/\tau}),$$

der  $\tau = C_m/\alpha$  er responstiden,  $C_m$  er varmekapasiteten til blandingslaget og den initielle temperaturendringen er null. Hva blir temperaturendringen ved den nye likevekten gitt at  $\alpha = 1 [\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-1}]$  og  $\Delta Q_0 = 3 [\text{Wm}^{-2}]$ ? Hvor lang tid tar det før anomalien er 95% av likevektssresponsen? (Hint: Innfør en ny variabel  $u = (\alpha \Delta T - \Delta Q_0)/C_m$  for å løse ligningen).

d)

Som nevnt i introduksjonen er altså  $\alpha$  en tilbakekopplingsparameter og kan skrives som en sum av bidrag fra ulike tilbakekopplingsmekanismer. Hva mener vi med en positiv og negativ tilbakekopling? Gi ett eksempel på to tilbakekopplinger og forklar kort hvordan de virker.

e)

Videre tenker vi oss at pådriv leddet er lineært tidsavhengig slik at  $\Delta Q = \Delta Q_t t$  med  $\Delta Q_t$  konstant. Vis at løsningen i dette tilfellet blir

$$\Delta T = \frac{\Delta Q_t}{\alpha} (t + \tau (e^{-t/\tau} - 1)) ,$$

(Merk: Det er tilstrekkelig å vise dette ved innsetting, men de som har lyst må gjerne løse differensialligningen med integrerende faktor og delvis integrasjon). Hva skjer i dette scenarioet når  $t \rightarrow \infty$ ? Finnes det en likevektsrespons?

## 2. Historisk respons

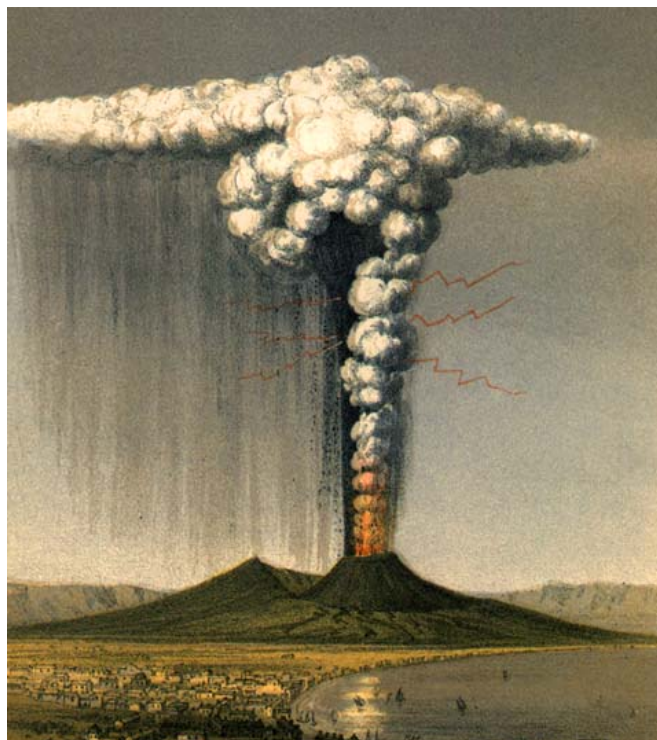


Figure 2: Et Plinisk vulkanutbrudd. Lithograph "The Eruption of Vesuvius as seen from Naples, October 1822" av Scrope G.P. Kilde: [www.geology.sdsu.edu/howvolcanoeswork](http://www.geology.sdsu.edu/howvolcanoeswork)

I kommende del skal vi bruke historisk pådriv fra tabell AII.1.2 i [2]. Her ser vi spesifikt både på det totale bidraget til 11 pådrivskomponenter og effekten av de viktigste komponentene på tidsutviklingen til den modellerte temperaanomalien i blandingslaget fra 1750 til 2011. Plott generes ved å kjøre kodesnutten `historisk.m`.

**a)**

Plott tidsutviklingen til det historiske pådrivet. Forklar kort kildene til og mekanismene bak de ulike komponentene vist i plottet som til sammen utgjør det totale historiske pådrivet. Hvilke hendelser forårsaket de raskeste endringene i pådriv?

**b)**

Identifiser, ved å plote responsen til blandingslaget, hvilke pådrivskomponenter som var viktigst for den langsiktige temperaturutviklingen. Kan du forklare hvorfor?

**c)**

For å validere modellen er det hensiktsmessig å sammenligne resultatene med observasjoner. Det nærmeste vi kommer konsistente observasjoner for globalt midlede overflate temperaturanomalier er analyser som land-ocean temperature index fra GISS<sup>3</sup>. Er det, i følge figuren, god overenstemmelse mellom tidsutviklingen til temperaturanomaliene i modellen og GISS? Hva sier dette om klimasensitiviteten,  $\lambda$ , brukt i modellen?

**d)**

Det er usikkerhet i verdiene til  $\alpha$  og  $\kappa$ . Hvordan påvirker de to parametrene responsen til blandingslaget? På hvilken måte er usikkerheter i  $\alpha$  knyttet til skyer?

### 3. Fremtidig respons

Videre skal vi se på fremtidig utvikling og da spesielt responsen til antropogent CO<sub>2</sub> utslipp. Vi kunne selvfølgelig valgt å se på fremtidsscenarier med endringer i naturlig pådriv (endringer i solkonstanten eller vulkaner), men det blir mer instruktivt å se på utslipp som kan kontrolleres.

---

<sup>3</sup>Goddard Institute for Space Studies, NASA.

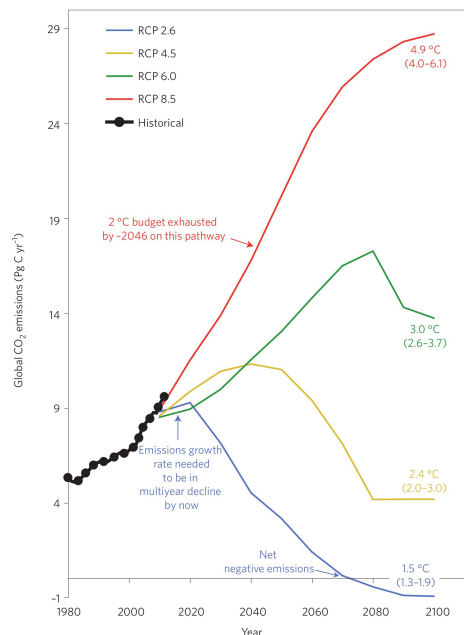


Figure 3: RCP scenariene brukt i IPCC rapporten, figuren er tatt fra [3]. Scenariene er visualisert med globalt  $\text{CO}_2$  utslipp som funksjon av tid. Merk at  $1 [\text{Pg}] = 1 [\text{Gt}]$ , begge enhetene svarer til  $10^{15} [\text{kg}]$ . Videre er  $1 [\text{kg C}] = 3.667 [\text{kg CO}_2]$ .

Først betrakter vi fire utslippbaner definert av IPCC, såkalte representative concentration pathways (RCPs). De tar utgangspunkt i ulike fremtidsbaner for drivhusgass-og aerosolkonsentrasjon i atmosfæren. Her anbefales [3] som en kort introduksjon. Videre ser vi på scenarier der vi kun varierer fremtidig antropogent utslipp av  $\text{CO}_2$  og studerer den påfølgende responsen. Plott generes ved å kjøre kodesnutten `fremtidig.m`.

a)

Plott tidsutviklingen til pådrivet og temperaturanomalien i de ulike RCP scenariene. Forklar navngivningen og pådriv trenden til de ulike scenariene. Stabiliserer anomaliene seg samtidig som pådrivet? Begrunn svaret.

b)

Generer plottet som viser tre scenarier for kumulativt  $\text{CO}_2$  utslipp (S1,S2 og S3) og den påfølgende utviklingen av  $\text{CO}_2$  konsentrasjon i atmosfæren. Forklar utviklingen i utslipp i hver av disse scenariene, hvilken av de mener du representer en sansynlig fremtid? Hvordan responderer konsentrasjonen til endringern i det årlige antropogene utslippset?



c)

Ved å studere plottet som viser det tilsvarende pådrivet og responsen til blandingslaget ser det ut til at S1 og S2 er ganske like de to mest moderate RCP scenariene. Hvorfor er dette misvisende og hva har det å si for '2°C målet'?

## 4. Likevekt Klimasensitivitet

Helt til slutt utfører vi et 'skru på' eksperiment. Her dobblør vi CO<sub>2</sub> konsentrasjonen momentant i atmosfæren fra det pre-industrielle nivaet. Dette fører til et konstant pådriv  $\Delta Q_{2 \times \text{CO}_2} = 3.71 \text{ [Wm}^{-2}\text{]}$ . Vi er interessert i å studere likevekts responsen til systemet som følge av et slikt pådriv. Per definisjon svarer dette til likevekt klimasensitivitet. Plott genereres ved å kjøre kodesnutten `dobbling.m`.

a)

Kjør kodesnuttet som visualiserer temperaturutviklingen i dypet som følge av dobblingen i konsentrasjon. Hvor lang tid tar det før havet (hele søylen) er i likevekt? Begrunn svaret. [Hint: De hvite konturene er isotermer].

b)

Finn ECSen,  $\Delta T_{2 \times \text{CO}_2}$ , til det modellerte blandingslaget. Regn så ut differansen mellom den og ECSen til blandingslaget beskrevet av (7) med samme pådriv ( $\Delta Q_{2 \times \text{CO}_2}$ ) og tilbakekoplingsfaktor ( $\alpha = 1 \text{ [Wm}^{-2}\text{K}]$ ) som i modellen. Hva representerer differansen?

c)

Bruk at endringen i varmeenergien lagret i en vannsøyle med dybde  $z_1 - z_0$  er gitt ved

$$\Delta E_H = \rho c_w \int_{z_0}^{z_1} \Delta T dz, \quad (8)$$

til å vise at 95% av økningen til den totale varme energien i systemet ved den nye likevekten er lagret i dypet. For enkelhets skyld antar vi at dypet har samme spesifikk varmekapasitet og tetthet som blandingslaget. Hvilke konklusjoner kan du trekke om havets rolle i klimasystemet?

Når du svarer på oppgaven er det spesielt [3] og deler av [2] som kan være til god hjelp. Det er selvfølgelig en fordel å lese artikkelen modellen er basert på, altså [1], men dette er ikke forventet.

## References

[1] Wigley T.M.L & Schlesinger M.E., 1985: *Analytical solution for the effect of increasing CO<sub>2</sub> on global mean temperature*, Nature, **Volume 315**, June 1985, PP 649-651.

[2] IPCC,2013: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, [Stoker et. al.], Cambridge University Press.

Tilgjengelig på websiden <http://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/>.

[3] Sanford, T. et al., 2014: *The climate policy narrative for a dangerously warming world*, Nature Climate Change, **Volume 4**, March 2014, PP 164-165.