

Hvor gode er klimamodellene?

Klimamodeller blir testet ved å sammenligne observert og simulert klimavariasjon gjennom de siste hundre år. Nye resultater bygger på bedre anslag for ulik klimapåvirkning og viser bedre samsvar med observasjoner. Resultatene tilsier at ved doubling av konsentrasjonene av CO₂ øker temperaturen med 3°C.

Sigbjørn Grønås

Det er stor enighet om at det foregår en menneskeskapt global oppvarming. De store spørsmålene er nå hvor stor den vil bli og hvordan den vil arte seg rundt om i verden. For å svare på slike spørsmål er klimamodeller et helt nødvendig redskap (se boks). De er også nødvendige for å forklare årsakene til klimavariasjoner i fortiden.

Klimamodellene videreutvikles til stadighet, men hvor gode er dagens modeller? I England sier de: *The proof of the pudding lies in the eating*. Omsatt til klimamodeller betyr dette at svaret ligger i hvor godt de simulerer observerte klimavariasjoner. Vi har rimelig bra med meteorologiske observasjoner gjennom litt mer enn hundre år som kan brukes til å sjekke modellene. I tillegg har en for denne perioden data for å anslå ulike strålingspådriv, både naturlige, slik som variasjon i solstrålingen, og menneskeskapte (antropogene), slik som økt konsentrasjon av drivhusgasser som CO₂.

Mange klimasentra i verden har nå levert nye resultater til IPCCs neste vurderingsrapport som vil komme i 2007. Alle modellene er kjørt for de siste 150 år og resultatene sammenlignes som regel med observasjoner for perioden 1880 og nesten fram til nå. Resultatene begynner nå å bli publisert. Her henvises til resultater fra GISS-modellen ved Goddard Institute for Space Studies, NASA, publisert nylig i *Science* av James Hansen og hans kolleger (Hansen m. fl. 2005).

Klimapådriv i 2003 i forhold til 1880

I simuleringene med denne modellen har en tatt hensyn til følgende pådriv (figur 1 A): menneskeskapte drivhusgasser, endringer i solstrålingen, endring i refleksjon fra snø (modellen tar direkte med

effekten av endringer i refleksjon fra is, men har ikke med smelting av isbreer over land), sot i atmosfæren, partikler i stratosfæren etter vulkanutbrudd, refleksjon av solstråling fra partikler i troposfæren (direkte pådriv fra aerosoler), det indirekte pådrivet av aerosoler og endringer i bruken av jordoverflata.

Anslagene fra økt drivhuseffekt er ganske sikre, størst usikkerhet er knyttet til anslag for indirekte pådriv fra aerosoler. I forhold til 1880 er pådrivet fra økte drivhusgasser +3,05 Watt per kvadratmeter (W/m²) i 2003 når en tar med CO₂, CH₄, N₂O, CFCs, Ozon og stratosfærisk H₂O fra oksidasjon fra økende CH₄. Anslått feil i det totale pådrivet fra drivhusgasser er cirka 15 prosent.

Pådrivene i et par år etter store vulkanutbrudd er store og når noen ganger -3 W/m² (figur 1 A). To perioder skiller seg ut med mange utbrudd: tiden fra 1880-1910 og tiden fra 1960-1991. Usikkerheten i disse pådrivene er cirka 15 prosent for vulkanutbruddet Pinatubo i 1991, men øker bakover i tid til 50 prosent for Krakatau i 1883.

Både direkte og indirekte pådriv fra aerosoler i troposfæren har vært betydelige etter siste verdenskrigen og økte fram til 1990. I GISS-modellen er disse pådrivene bestemt ut fra anslag om antropogene svovelutslipp gjennom disse årene. Den vanskelige indirekte effekten er begrenset til -1 W/m² ut fra erfaring og antatt kunnskap. Det effektive pådrivet fra aerosoler var -1,38 W/m² i 2003 i forhold til 1880 når en tar med det positive bidraget fra sot. Et subjektivt anslag for usikkerheten er 50 prosent.

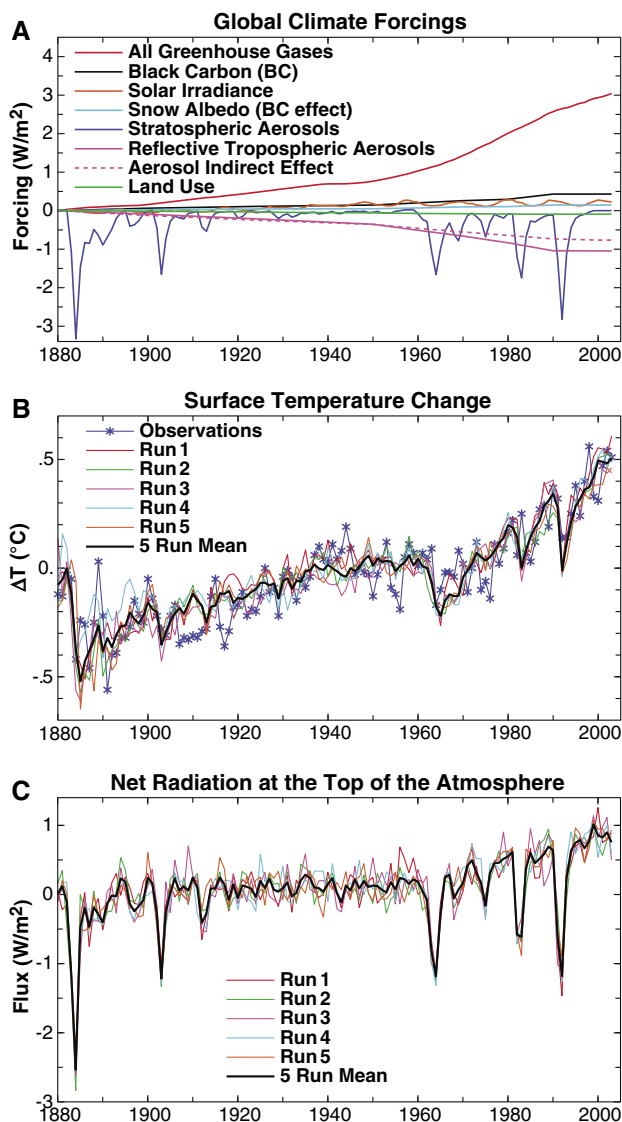
Endringer i bruk av jordoverflaten (f. eks. dyrking av jord) og endring i refleksjon (albedo) gir små pådriv med en usikkerhet på 50 prosent.

Pådrivet forårsaket av endringer i solflekker er satt til 0,22 W/m² mellom 1880 og 2003. Også her er usikkerheten anslått til 50 prosent. Om en summerer sammen alle pådrivene, får en et effektivt pådriv på +1,8 W/m² i 2003 med en usikkerhet på ± 0,85 W/m². Det aller meste av usikkerheten skyldes aerosoler.

Resultater fra fem simuleringer

NASA-forskerne kjørte et ensemble på fem kjøring, det vil si fem like simuleringer fra fem ulike starttilstander. Variasjonene fra år til år i global temperatur (figur 1 B) stemmer ikke med observasjoner, fordi slike variasjoner regnes som tilfeldige på grunn av klimasystemets kaotiske dynamikk. Klimaendringene over flere dekadere stemmer imidlertid forbausende godt med observasjonene. Oppvarmingen fram til 1940, avkjølingen fra 1940 til cirka 1970 og den kraftige oppvarmingen de siste tiårene er godt simulert. I tidligere kjøring har bare oppvarmingen de siste tiårene kommet godt fram. En årsak til at også de andre variasjonene nå blir godt simulert, kan ligge i bedre anslag i pådrivene. Virkningen av de store vulkanutbruddene kommer godt fram som kortvarige avkjølinger. En har fundert mye på hvorfor det ble kaldere fra 1940 til 1970. En forklaring kan være økende effekt av aerosoler som følge av oppbyggingen av industri etter krigen og effekten av et stort vulkanutbrudd i 1962. Det kan også ha vært en tilfeldig variasjon, men da burde den trolig ikke opptre i alle simuleringene. Etter 1970 har pådrivet fra drivhuseffekten økt kraftig, men oppvarmingen er betydelig dempet av effekten fra aerosoler.

Når en sammenligner resultatene med observasjoner regionalt, er det stor forskjell mellom de fem kjøringene. Modellen er litt for varm i tropene og litt for



Figur 1. A: Klimapådriv brukt for å drive de globale simuleringene. B: Simulert og observert temperaturendring fra 1880 til 2003. C: Netto stråling ved toppen av atmosfæren i klimasimuleringene. Resultatene bygger på fem simuleringer som er like bortsett fra ulik starttilstand. Etter Hansen m.fl. (2005).

kald på midlere bredder. For tropene kan årsaken ligge i at modellen ikke simulerer variasjoner i ENSO (El Niño). For midlere bredder kan årsaken være knyttet til usikkerhet i anslag for pådriv fra aerosoler. De store variasjonene mellom de enkelte kjøringene regionalt kan også være knyttet til mangel på teoretisk forutsigbarhet for slike variasjoner.

En ubalanse i stråling til/fra verdensrommet

Obsvert global oppvarming mellom 1880 og 2003 er 0,6-0,7 $^{\circ}C$. Fordi tilpasning til klimapådriv tar lang tid, beregner Hansen og medarbeidere naturlig nok mindre

utstråling fra klimasystemet enn innstråling fra sola (figur 1 C). Denne ubalansen - innstråling minus utstråling - har økt de siste tiårene, i 2003 var den hele 0,85 W/m^2 . Hovedgrunnen til dette er at oppvarmingen av havet henger etter. Dersom vi trekker denne ubalansen fra netto strålingspådriv på +1,8 W/m^2 , står vi igjen med cirka +1,0 W/m^2 . Dette betyr at oppvarmingen på 0,6-0,7 $^{\circ}C$ siden 1880 er forårsaket av et netto pådriv på 1 W/m^2 . Dette resultatet kan brukes til å estimere *klimasensitiviteten*, som uttrykker hvor mye global temperatur endrer seg ved et visst strålingspådriv. Ganger vi med fire for å få sensitivitet tils-

varende en dobling av CO_2 - et pådriv på cirka 4 W/m^2 - blir denne 2,7 $^{\circ}C$. Dagens simulerte ubalanse vil i følge dette gi en ytterligere global oppvarming på cirka 0,6 $^{\circ}C$ i tiårene som kommer uten ytterligere økning i konsentrasjonen av drivhus-gassene.

Ubalansen i inn- og utstråling skyldes først og fremst at dype lag av havet har mottatt varme fra overflaten. Dette har en bekreftet ved å anslå fra observasjoner varmen dype lag av havet har mottatt de siste tiårene. Levitus m. fl. (2001) fant at varmeinnholdet har økt med omtrent 10 Watt over et år per kvadratmeter ($W\ddot{a}r/m^2$), over alle hav fra

1958 til 1998. Dette er omtrent som beregnet i klimamodellen, men den viser ikke samme dekadeforvariasjoner som observert. Gjennom de siste ti år har en bedre målinger av temperatur i havet. Samtidig er det nesten bare drivhuseffekt som har økt i denne tiden (med 0,85 \pm 0,15 W/m^2). I modellkjøringene økte varmeopptaket i de øvre 750 m av havet med 6,0 \pm 0,95 $W\ddot{a}r/m^2$ i denne perioden. Observert oppvarming var 6 \pm 1 $W\ddot{a}r/m^2$. Beregninger viser samsvar mellom observert og modellert vertikal fordeling av varmen, men det er betydelig variasjon mellom de fem kjøringene. Bidraget fra havet tilsvarer cirka 0,6 W/m^2 per år

Klimamodeller

Modellene starter fra en starttilstand for hav og atmosfære som ikke er kjent, men som er tatt fra kontrollkjøring med modellene der ytre strålingspådriv ikke er endret. En tilstand gir en fullstendig beskrivelse av havets og atmosfærens sirkulasjon overalt på kloden, i alle lag. En ny tilstand beregnes fra den forrige ved å løse kjente fysiske likninger som uttrykker endringer i tilstanden. Slik beregnes nye tilstander time for time, dag for dag, år for år. Den eneste informasjon som føyes til underveis er endringer i strålingspådrivene, enten direkte som for solstråling eller ved å endre konsentrasjoner av gasser og aerosoler.

Mange tror at modellene blir justert slik at de resultatene stemmer best mulig med observasjonene. Dette er ikke helt riktig. Beregningene er så kompliserte at det praktisk talt er umulig å gjøre dette ved å justere på fysiske konstanter som inngår i modellene. Likevel, observasjoner brukes for å teste ut prosesser i modellen. En kan f. eks. teste ut et skjema for skyer og stråling ved å sammenligne resultatet med observasjoner. Om avvik til observasjoner er store, kan en prøve å forbedre skjemaet slik at resultatene stemmer bedre med det som observeres. Men det er mange prosesser og mange formuleringer som kan endres på. Modellutviklere formulerer prosessene i samsvar med tilgjengelig fysisk kunnskap om prosessene. Ufysiske relasjoner tillates ikke.

I noen modeller driver klimaet sakte bort fra et realistisk klima. For eksempel kan global temperatur endre seg over ett eller flere hundreår selv uten ytre klimapådriv. Den vanligste årsaken til dette er at utilstrekkelig oppløsning av havstrømmene gir for liten transport av varme mot polene. En fører da inn en kunstig korreksjon - flukskorreksjon - basert på simuleringer uten ytre pådriv (kontrollkjøring). En antar at disse korreksjonene ikke endrer seg i et endret klima.

Modellene prøver altså å simulere hele klimasystemet og dets endringer, dvs. de beregner sirkulasjon i atmosfære og hav og deres endringer fra år til år fra tiår til tiår. Målet med modellene er således svært ambisiøst. Uten å justere resultatene underveis mot målinger, forsøker en å gjenskape de observerte variasjonene, f. eks. gjennom de siste hundre år. Modellene påvirkes underveis med den kunnskap en har om endringer i strålingspådrivene. En forutsetning for godt resultat er at disse er kjent med tilstrekkelig nøyaktighet. Et viktig teoretisk spørsmål er hvorvidt klimaendringer er forutsigbare eller ikke.

for de øverste 750 m. Dette er litt mindre enn ubalansen på 0,75 W/m². Grunnen til dette er at noe varme også er blitt tilført dyp under 750 m. Det er derfor godt samsvar mellom varmeopptaket i havet og ubalansen i inn- og utstråling i modellen.

Følger av ubalansen

Et strålingspådriv på én Watt per kvadratmeter høres lite ut, men utgjør mye varme om kilden får stå lenge på. Om det hadde stått på i 10 000 år (tilsvarende holosen), ville det være nok til å smelte et islag over jorda på 1 km (om det fantes). Tilsvarende er varmen nok til å øke temperaturen i havets øverste lag (ned til termoklinen) med 100 °C. Ut fra dette er det tydelig at planeten har vært i energibalanse til og fra verdensrommet i lang tid innenfor en brøkdel av 1 W/m².

Ubalansen på nesten én W/m² er nå konsistent med veksten i strålingspådrivene gjennom siste hundre år og andre resultater om sensitiviteten for doubling av CO₂. Dette gir sterk støtte til at årsaken til økt temperatur er et positivt antropogent klimapådriv.

Resultatene fra GISS-modellen virker imponerende selv om modelles romlige oppløsning er relativt grov og den bruker flukskorrekasjon (se boks). Styrken med modellen synes å være behandlingen av ulike strålingspådriv. Vi kan vente oss flere resultater fra andre modeller med det første. Det blir spesielt interessant å se hvor godt modellene får fram observerte regionale klimavariasjoner. Spesielt gjelder dette resultater med modeller som har bedre oppløsning enn GISS-modellen og som gir bedre simulering av klimavariasjoner som ENSO. Bergen Climate Modell er en slik modell.

Referanser

- Hansen, J. m.fl. 2005. Earth's Energy Imbalance: Confirmation and Implications. *Science* **308**, 1431-1435.
- Levitus, S. m.fl. 2001. *Science* **292**, 267.

Sigbjørn Grønås

(sigbjorn@gfi.uib.no) er professor i meteorologi ved Geofysisk institutt, UiB og med i styringsgruppen for prosjektet RegClim.

Seismikk avslører indre bølger i havet

Blanding i havet er viktig for å opprettholde varmefordelingen i verdenshavene, og indre bølger antas å være en kilde til denne blandingen. En helt ny metode benytter seismiske bilder for å beregne energifordelingen i havet.

Ilker Fer og W. Steven Holbrook

Bølger som forplanter seg på havoverflaten kjenner alle til, men også i havets indre finnes det bølger. Bølgelignende vertikalstruktur i temperatur- og saltholdighetsnitt ble oppdaget av Helland-Hansen og Nansen i flere ekspedisjoner på begynnelsen av forrige århundre. Disse svingningene knyttet til bølgebevegelser på grenseflater mellom ulike vannmasser kalles indre bølger (se boks 1). Indre bølger i havet er nesten alltid til stede og kan forplante seg vertikalt, i motsetning til overflatebølger. De forårsaker blant annet turbulens og blanding, omfordeler næringssalter og biomasse, og spiller en viktig rolle i havene. De indre bølgene får sin energi hovedsakelig fra tidevann og vind. På det åpne havet, langt fra faste begrensninger, har energien bemerkelses-

verdige enhetlig frekvens og bølgenummer (energisppektrum). Målinger av dette energisppektrumet utføres ved hjelp av instrumenter fastmonterte på en rigg eller tauet etter en båt. Dette er både krevende og kostbart. I det siste er imidlertid seismiske bilder tatt i bruk, og nye muligheter ser ut til å åpne seg for havforskere.

Marin seismikk (Boks 2) er tidligere brukt til å produsere detaljerte bilder av termohalin struktur i havet (Holbrook m. fl., 2003; Nandi m fl., 2004). Nandi m fl. (2004) viste at seismikksnitt over den norske kontinentalskråningen faktisk kunne benyttes til å identifisere grensen mellom det varme, salte Atlanterhavsvannet i den norske Atlanterhavstrømmen og det underliggende kalde norske dypvannet. Grensesonen var finstrukturert, og dette kan være et tegn på indre bølger. Indre bølger viser seg som kvasi-sinusoidale (bølgeformede) mønstre i refleksjonshorisonten med bølgelengder på 10-1000 meter og bølgehøyder på titalls meter (figur 1). Den vertikale forskyvningen av grenseflaten, som kan sammenlignes med en tetthetsflate, kan benyttes til å beregne det horisontale bølgetallsspekteret.

Holbrook og Fer (2005) viser at de observerte svingningene representerer deformasjon av finskalastruktur ved det indre bølgefelt. I et forsøk på å kvantifisere refleksjonsbildene, klassifiseres snittene i to typer: åpent hav ikke påvirket av bunn, og nær sokkelkanten innenfor 10 km fra den kontinentale skrånningen. De resulterende spektraene viser en bemerkelsesverdige samsvar med et bølgespekter kalt Garrett-Munks (GM) modellspektrum, som er beregnet fra store mengder

Boks 1: Indre bølger

Havet, innsjøer og atmosfæren er typisk stabilt lagdelt med potensiell tetthet som avtar med distanse fra bunnen. Når en væskepartikkel (i en lagdelt væske) forflyttes fra sitt likevektsdyp, gir partikkelens oppdrift en kraft tilbake mot likevekten og en indre bølge er resultatet. I havet vil bølgens frekvenser ligge mellom treghetsfrekvensen f (enhet 1/s) og oppdriftsfrekvensen N . Forholdet N/f er typisk 10 eller større.