

Hvordan klimaet kan endres

Denne delen presenterer dagens kunnskap om hvordan klimaet på ulike måter kan endres, dvs. kunnskap om de ulike strålingspådriv. I kapitlet om økt drivhuseffekt har vi også med kunnskap om hvor sensitiv jordas klima er for strålingspådriv.

Forskere har i flere hundre år interessert seg for *klimaendringer* og deres årsaker. I alt vesentlig har en, naturlig nok, forsøkt å knytte klimaendringer til variasjoner i mottatt energi fra sola. Langsiktige variasjoner, som vekslinger mellom *istider* og *mellomistider* er blitt knyttet til langsomme endringer i jordas bane omkring sola. Det dreier seg om forutsigbare endringer i jordas gang rundt sola som gir variasjoner i solar stråling, ikke minst i årstidsvariasjoner på høye bredder¹. Jordas bane bestemmes av gravitasjonslovene, som har vært kjent siden Isaac Newton. I beregningene av jordbanen inngår ikke bare innbyrdes gravitasjon mellom sola og jorda, men også det faktum at planetene påvirker hverandre med sin tyngdekraft. Betydningen av planetene gjør at jordas bane rundt sola endrer seg litt over tidsskalaer på mange tusen år. Kapittel 1 gir en innføring i årsaken til vekslingen mellom glasiale og interglasiale perioder, her kalt istider og mellomistider.

Årsakene til mer kortsiktige klimavariasjoner, som *den lille istid*, har vært knyttet til antall *solflekker*, et fenomen som astronomer har holdt rede på i flere hundre år. Direkte målinger av energien fra sola ved atmosfærens ytre grense har vi bare hatt fra satellitter siden 1979. Disse målingene viser det som forskere tidligere har sluttet seg til, at *solarkonstanten* er nesten konstant (1368 W/m^2) når en ser bort fra årsvariasjon, men varierer litt med antall solflekker over en syklus på omtrent 11 år^2 . Den årlige variasjonen i *solstråling* (solar stråling) er imidlertid betydelig. I våre dager er jorda nærmere sola om vinteren enn om sommeren. Slik er solar stråling ved atmosfærens ytre grense for tiden opp til 3,5 % høyere enn solarkonstanten om vinteren og opp til 3,5 % lavere om sommeren. Selv om klimaforskning knyttet til solflekker har lange røtter, er det forbausende hvor lite vi vet om hva variasjoner i solstrålingen betyr for kortsiktige klimaendringer. Kapittel 2 gir en oversikt som også omfatter betydningen av *kosmisk stråling* fra verdensrommet.

Vi har tidligere introdusert atmosfærens *drivhuseffekt*. Kapittel 3 diskuterer nærmere betydningen av økt konsentrasjon av drivhusgasser som karbondioksid (CO_2) og de positive *strålingspådriv* dette gir. Kapittel 4 ser nærmere på kretsløpet for CO_2 og forklarer hvordan vi kan vite at økningen i konsentrasjonen av CO_2 i atmosfæren skyldes mennesker utslipp av denne klimagassen. *Aerosoler* er en "dark horse" i klimaforskningen og gir betydelige pådriv med negativt fortegn. I hvor stor grad demper *antropogene aerosoler* fra luftforurensing og vulkanutbrudd den *globale oppvarmingen*? Vulkanutbrudd gir naturlige pådriv, kapittel 5 gir en innføring i deres betydning. Kapittel 6 ser nærmere på betydningen av antropogene aerosoler for klimaendringer.

VI.1. TEORIEN SOM FORKLARER ISTIDENE

Variasjoner i jordbanen og de endringer dette medfører for solar stråling knyttes til vekslinger mellom istider og mellomistider i følge en teori satt fram av Milutin Milankovitch³. Han var fysiker og matematiker, født 28. mai, 1879 i Dalj i Serbia, nå Kroatia. Hans spesialområde var astronomi og geofysikk. I desember 1904 tok han doktorgrad i ingeniørfag i Wien, ved Wiens tekniske høyskole. I oktober 1909 fikk han en stilling i anvendt matematikk ved Universitetet i Beograd. Der underviste han i mekanikk og teoretisk fysikk. Ved utbruddet av verdenskrigen i 1914 ble han tatt til fange av hæren til Østerrike-Ungarn, men ble løslatt etter en tid. Siden arbeidet han ved Universitetet i Beograd helt til han ble pensjonert i 1955. Fra 1914 fram til 1941 arbeidet han på sin matematiske teori om klimaendringer og skrev flere bøker om dette.

Den første boken om jordbanen og istider kom i 1920⁴. Den innholdt ganske presise beregninger av variasjonene i jordas bane rundt sola. Disse resultatene ble akseptert umiddelbart. Men hans teori om at disse variasjonene forårsaket klimasvingningene som ga istider og mellomistider, ble forkastet av de aller fleste forskere. Den viktigste innvendingen mot teorien var at de astronomiske variasjonene gir alt for små pådriv på *klimasystemet*. Dette er et problem som ennå diskuteres.

Alle planetene i solsystemet påvirker hverandre med sin tyngdekraft. Dette fører til at jordas bane og stilling i forhold til sola forandrer seg sakte og nesten periodisk. Milankovitch beregnet disse variasjonene for hånd mens han ennå satt som krigsfange. Dette kunne han gjøre fordi han som forsker med utdannelse i Wien, hadde privilegier som fange.

Geologer hadde lenge visst at jorda har gjennomgått enorme klimavariasjoner. For 200 år siden var flere forskere inne på tanker om istider. Jean de Charpentier (1786-1855), en tysk-sveitsk geolog, samlet mellom 1825 og 1833 bevis om en tidligere istid. Boka til Louis Agassiz⁵ (1807-1873), *Étude sur les glaciers* (Studier av isbreer) fra 1840, fikk stor betydning for å formidle ideer om store klimavariasjoner langt tilbake i tid. Som vi har sett nådde forrige istid sitt maksimum for bare 20 000 år tilbake^{6 7}. Skandinavia var dekket av en *innlandsis* – kalt Weichselisen - som trolig rakk to til tre tusen meter over havoverflaten. Over Europa nådde breen så langt ned som til Nederland, og det var permafrost over Frankrike, som trolig hadde et klima omtrent som på Svalbard. Over Nord-Amerika lå isen ned til New York og Midtvesten. Om en ser bort fra Milankovitchs teori, som få trodde på, hadde en inntil 1976 ingen gode forklaringer på hvorfor klimaet har variert mellom istider og mellomistider. Gjennombruddet for Milankovitchs teori kom med en artikkel i *Science* dette året av Hays, Imbrie og Shackleton: "Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages". Før vi ser nærmere på resultatene i denne artikkelen, skal vi presentere hva Milankovitch kom fram til når det gjelder endringer i jordbanen og solas stråling ved atmosfærens yttergrense.

Jorda beveger seg rundt sola i et plan vi kaller *ekliptikken*. Jordbanen danner en ellipse i ekliptikken med sola i det ene brennpunktet. Formen på ellipsen er alltid nesten en sirkel, men varierer slik at den i perioder er en litt mer ellipseformet enn i andre perioder. Ellipsens form måles med *eksentrisiteten*, dvs. forholdet mellom aksene i ellipsen. Hadde jorda vært eneste planet i solsystemet, ville den gått i en sirkel rundt sola. Når vi har en eksentrisitet som varierer, skyldes dette primært vekselvirkning mellom gravitasjonsfeltene til Jupiter og Saturn. For tiden er jorda nærmest sola 3. januar (perihelion) og lengst borte 4. juli (aphelion). Differansen utgjør 3,4 % av midlere avstand til sola og bidrar til en årlig variasjon på solar innstråling på nesten 7 %. Når eksentrisiteten har sin største

mulige verdi, er solar stråling ved perihelion cirka 23 % større enn ved aphelion. Dette betyr at det kan være betydelig variasjon i hvordan solar innstråling varierer gjennom et år og store forskjeller mellom nordlige og sørlige halvkule. Derimot er variasjonene små i årlig innstråling midlet over hele jordkloden.

Milankvitch beregnet at variasjonen i eksentrisiteten følger svingninger på 100 000 år og 400 000 år. Svingningene gir variasjoner i årlig solar innstråling – midlet over hele kloden - ved toppen av atmosfæren på mindre enn 0,1 % av solarkonstanten, dvs. vel en Watt per kvadratmeter over disse periodene. Om en omsetter dette til strålingspådriv, må en ta bort reflektert energi og dele på fire (se kap. 3). Pådrivet blir derfor svært lite, men utgjør det eneste netto strålingspådriv som forårsakes av de astronomiske variasjonene i jordbanen. Variasjonene i de andre baneparametrene gir ikke netto strålingspådriv, bare forskjeller i innstrålingen mellom sommer og vinter og mellom de to halvkulene.

Forskere mente lenge at pådrivet fra eksentrisiteten var neglisjerbart, og dette var hovedårsaken til at Milankovitchs klimateori lenge ble forkastet. Det er fortsatt noe uklart om dette lille pådrivet spiller noen særlig rolle for de dramatiske forskjellene mellom istider og mellomistider. Mange forskere tror at disse vekslingene skjer uten at den totale årlige solarinnstrålingen til jordas atmosfære endrer seg. Det viser seg likevel at mellomistidene, som vår egen tid, følger rytmen på 100 000 år⁸.

Istidenes hemmelighet synes i større grad å være knyttet til langsomme endringer i strålingsforskjellene mellom sommer og vinter. Som nordboere vet, står jordas akse på skrå i forhold til ekliptikken. Ved vintersolhverv (som regel 21. desember) peker nordpolen mest bort fra sola og vi har korte og kalde dager. Ved sommarsolhverv (som regel 21. juni) peker nordpolen mest mot sola som gir oss sommervarme og lyse netter. Hvis jordaksen hadde stått rett på ekliptikken, ville det ikke vært årstider i det hele tatt. Det ville vært kaldt året rundt på høye breddegrader og evig istid. Ja, om vinkelen til ekliptikkplanet bare hadde vært noen få grader mindre enn den er i dag, ville vårt klima i nord vært preget av evig is og snø.

Skråningen på jordaksen (aksetilten; obliquity) er imidlertid ikke konstant, den forandrer seg med en periode på 41 000 år (Fig. 1). I dag er vinkelen – mellom rotasjonsaksen og normalen til ekliptikken - nær 23,44°. Dette gir en sørlig grense for midnattssol ved polarsirkelen på 66,56 °N. Vinkelen varierer mellom 22,1 og 24,5° over disse 41 000 årene. Dette betyr at polarsirkelen i Nordland varierer mellom Brønnøysund i sør og Moskenesøy i nord, en strekning på 266 km⁹. I dag er vinkelen i ferd med å bli mindre, polarsirkelen beveger seg nordover med en hastighet på 14,4 m i året. Slik burde Polarsirkelstøtta på Saltfjellet blitt flyttet litt nordover for hvert år. Minimum vil inntre om cirka 8000 år.

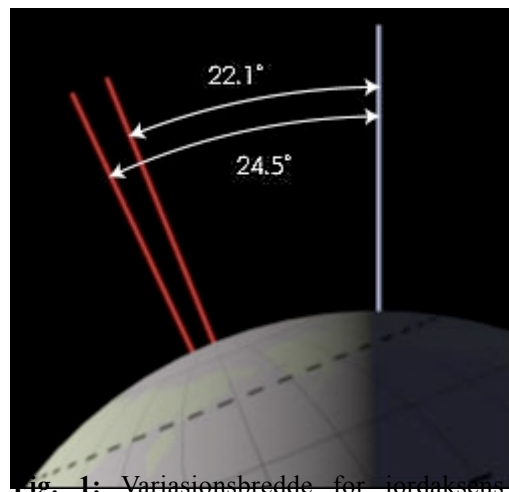


Fig. 1: Variasjonsbredde for jordaksens helning (tilt; obliquity). Dagens tilt er 23.5°. http://en.wikipedia.org/wiki/Milankovitch_cycles

Større skråning på aksen, større tilt, gir varmere somrer og kaldere vintre på høye breddegrader. Det blir altså større forskjell mellom årstidene, med en økende forskjell jo nærmere polene en kommer. Utslaget er likt på begge halvkuler. En større

skråning på akse øker den totale innstråling på høye bredder om sommeren i forhold til lave breddegrader. Dette forstår en om en sammenligner med strålingsforhold om jordaksen sto vinkelrett på ekliptikken. Da ville sola alltid stå rett over ekvator, og polene aldri få noen innstråling. Vi finner igjen perioden på 41 000 år i fluktuasjoner i breer fra istiden. Når geologene går en million år tilbake i tid, dominerer denne syklusen klimavariasjonene, uten at de vet sikkert hvorfor de andre periodene har hatt mindre betydning⁸.

I tillegg til eksentrisiteten og jordaksens tilt har vi en tredje parameter som er med å styre jordbanen. Den kalles *presesjon* (Fig. 2). Jorda spinner om sin egen akse som en snurrebass, farten er som vi vet, en omgang i døgnet. Om vi spinner en snurrebass på golvet, ser vi ofte at dens akse kan svinge i sirkler mot taket. Jorda spinner på samme måte slik at jordaksen svinger sakte rundt som en snurrebass. Aksen vil derfor ikke alltid peke mot Polarstjernen på himmelhvelvingen, slik den gjør i dag (ekliptikkplanet endrer seg). Som for eksentrisiteten resulterer presesjonen i at minste avstand mellom sola og jorda varierer slik at vi er nærmest sola til ulike tider på året. For tiden stråler sola svakest (lengst borte) om sommeren og sterkest (nærmest) om vinteren (perhelion 3. januar). På nordlige halvkule bidrar dette til forholdsvis milde vintre og kjølige somrer. På den sørlige halvkule er det motsatt. Der er det sommer i januar når jorda er nærmest sola.

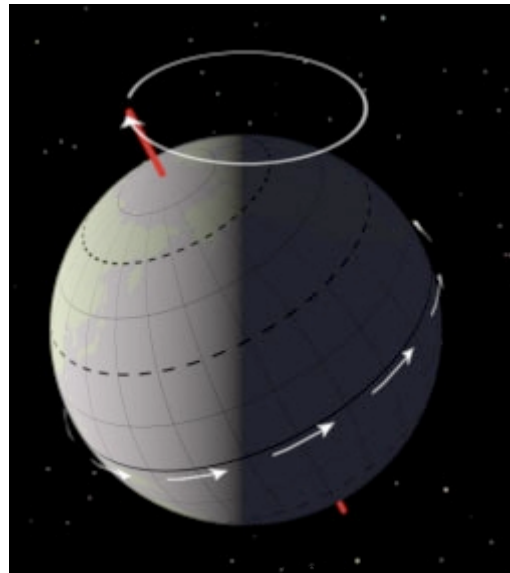


Fig. 2 Jordaksens presesjon forårsaker en retningen til sola ved perihelion og aphelion. Presesjonen endrer tiden på året når perihelion og aphelion opptrer. http://en.wikipedia.org/wiki/Milankovitch_cycles

Presesjonen er en såkalt gyroskopisk bevegelse som skyldes tidevannskrefter fra sol og måne på den faste jord, krefter som bidrar til at jorda ikke er helt sirkulær, men flatttrykt på polene. Sol og måne bidrar omtrent like mye til denne effekten. I tillegg spiller vekselvirkning med gravitasjonskrefter fra Jupiter og Saturn en rolle (anomalistisk presesjon)².

Som vi alt har sett gir skråningen av jordaksen mot ekliptikken vekslings mellom sommer og vinter. Jo større vinkel, desto større forskjell mellom årstidene. Presesjonen modifierer denne forskjellen mellom årstidene. I dag svekker den forskjellen mellom årstidene på den nordlige halvkule, fordi vi er nærmest sola om vinteren. For 11 000 år siden var det motsatt, da kom vintersolverv mens jorda var lengst unna sola. Dette ga den gang ekstra kalde vintre og tilsvarende varme somrer på nordlige halvkule. På sørlige halvkule var det motsatt.

Presesjonen varierer med perioder på 19 000 og 24 000 år, og som nevnt er betydningen av presesjonen nøye knyttet til eksentrisiteten. Dersom jordbanen var en sirkel, har jorda samme avstand til sola hele året og ingen presesjon. Jo mer elliptisk banen er, jo større betydning får presesjonen.

Milankovitch satte opp en fullstendig matematisk prosedyre for å beregne hvordan innstrålingen på ulike bredder har variert i fortiden. Han gjorde beregninger for 600 000 år tilbake i tid og satte også opp en forenklet modell for hvordan temperaturen ved jordoverflaten varierte med breddegradene

over samme tidsrom. Han prøvde så å sammenligne sine resultater med geologenes kunnskap om istider og mellomistider. Spesielt valgte han å studere variasjonene i innstrålingen på 65 °N og vekslingene i årstidene på denne bredden (Fig. 3). Disse beregningene knyttet han til dannelse og smelting av innlandsis i nord. Hans ide var at de store innlandsisene vokser når årstidsvariasjonene er små, dvs. smeltingen om sommeren er mindre enn tilveksten om vinteren. Når årstidsvariasjonene er store, skjer det motsatte, innlandsisene smelter.

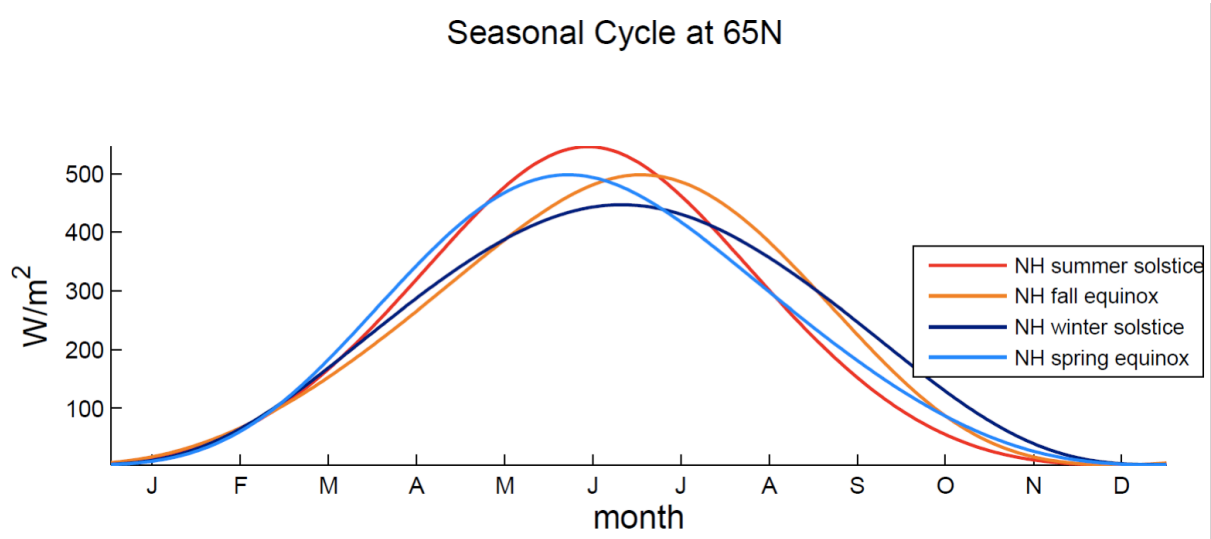


Fig. 3: Årsvariasjon i solas innstråling ved 65 °N når perihelion på nordlige halvkule opptrer ved sommersolverv (rødt), ved høstjevndøgn (oransje), ved vintersolverv (brått) og ved vårjevndøgn (lyseblå). Aksetilten er 23.3 grader. <http://www.people.fas.harvard.edu/~phuybers/Inso/index.html>. Se også Huybers, P. 2006. Early Pleistocene Glacial Cycles and the Integrated Summer Insolation Forcing. *Science* 313, 508 – 511.

Anerkjennelse for sin teori fikk han først da den ble bekreftet av geologiske data fra borer i sediment på havbunnen og senere borer i innlandsis. Den første påvisningen kom fra Hays, Imbrie og Shackleton i 1976¹⁰, som ut fra studier av kjerner av sediment på bunn av dypt hav fant samsvar mellom Milankovitchs teori og de klimaperiodene som sedimentene avslørte. Forskerne avdekket fra sedimentene et anslag for temperatur hele 450 000 år tilbake i tid og fant at de store variasjonene i klimaet kunne assosieres med endringer i eksentrisitet, jordaksens skråning og presesjonen i jordas bane. Det ble funnet rytmer på 100 000, 41 000, 24 000 og 19 000 år som samsvarer med rytmer som Milankovitch hadde beregnet (Fig. 4).

I prinsippet var resultatene bare en demonstrasjon på at antatt årsak og virkning varierer med tilnærmet samme frekvenser. Det må understrekes at dette samsvaret ikke forklarer prosessene som gjør at årsak fører til virkning. Siden 1970-årene er det blitt forsket videre, men det står noe igjen før en har enn fullgod beskrivelse av klimaet selv under siste istid og en tilfredsstillende fysisk forståelse av hva som fant sted. Det ser ut som om astronomiske faktorer gir pådriv som starter en første endringsprosess i klimasystemet, som svarer med prosesser som forsterker den første impulsen (positiv *klimatilbakekopling*). Vi har tidligere pekt på at dersom klimaet blir varmere, blir det mindre snø og is ved polene. *Albedo* må da avta slik at klimasystemet reflekterer mindre solar stråling til verdensrommet. Snø- og isalbedo gir slik en positiv tilbakekopling. Analyser av iskjerner fra Antarktis har vist at også drivhusgasser som karbondioksid (CO₂) og metan virker som positive tilbakekoplingsmekanismer. Denne tilbakekoplingen hadde Milankovitch ikke med.

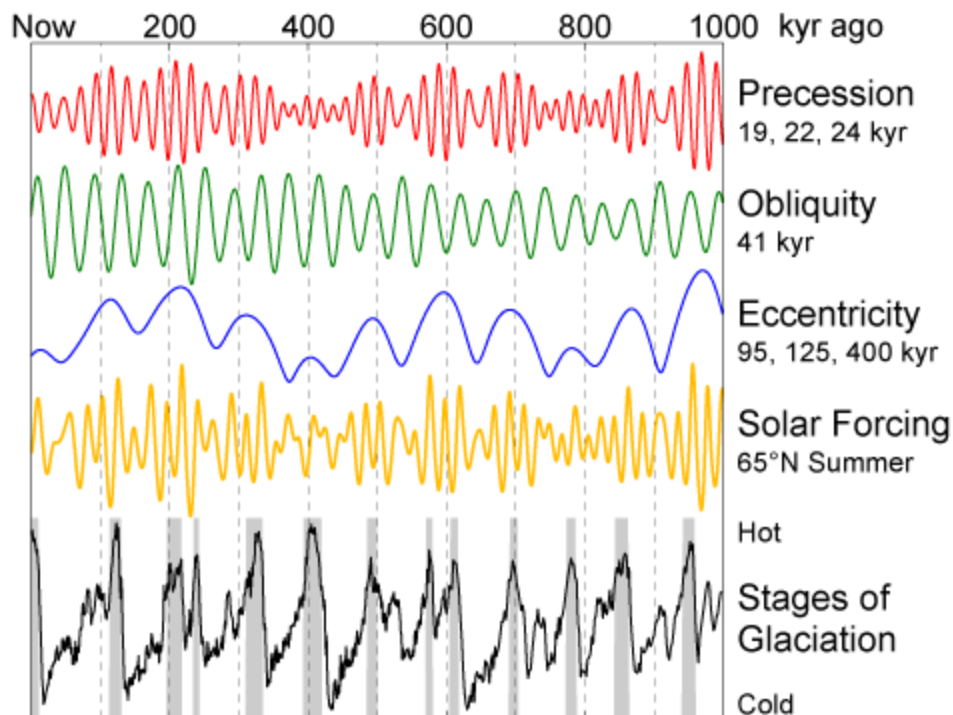


Fig. 4: Orbitale data for presesjon, aksetilt (obliquity), eksentrisitet, solstråling på 65 °N og glasielle perioder. De grå stolpene på nederste kurve indikerer mellomistider. Merk at y-asken ikke gir enheter. Figuren er laget av Robert A. Rohde og er tatt fra http://en.wikipedia.org/wiki/Milankovitch_cycles.

Vi vet nøyaktig hvordan jordas baneparametre vil endre seg framover i tid. Om teorien til Milankovitch er brukbar, bør den derfor kunne si noe om når dagens mellomistid tar slutt og når neste istid vil inntreffe. Den antropogene globale oppvarmingen gjør imidlertid slike beregninger overflødige. Likevel, det er gjort en masse av dem, de fleste under forutsetning av at vi ikke har antropogene klimaendringer.

På begynnelsen av 1970-tallet diskuterte *paleoklimatologer* når dagens mellomistid ville ta slutt. En årsak til dette var en nedgang i *global overflatetemperatur* fra omtrent 1940. Den gang var kunnskapen om tidligere tiders mellomistider langt mindre enn i dag. Data antydte at de to siste mellomistidene bare varte omkring 10 000 år, dvs. omtrent like lang tid som *holosen* til nå. I et vitenskapelig arbeid ble det konkludert med at .. *det er sannsynlig at dagens varme epoke vil terminere relativt raskt om ikke menneskeheten griper inn* ..¹¹. Dette resultatet ble heftig diskutert i media. Senere ble det funnet at tidligere mellomistider kan ha vart lengre, dessuten kom debatten om antropogen global oppvarming.

Tidligere forsøk på å forutsi neste istid tok utgangspunkt i en langsom trend mot kaldere klima som startet for 6000 år siden under *optimum holosen*. Det ble varslet at holosen ville vedvare i cirka 25 000 år, og at neste istid ville komme om 50 000 år¹². Litt forskjellige metoder ble tatt i bruk, andre forskere fant at veien mot en ny istid ville ta noen titusen år mer enn dette.

For de neste 100 000 år er det relativt små endringer i solar innstråling ved polene, f. eks. på 65 °N. På denne bredden vil innstrålingen variere med mindre enn 25 W/m² over de neste 25 000 år,

sammenlignet med 110 W/m^2 i forrige mellomistid, *Eemien*, mellom 125 000 og 115 000 år siden. Derfor mener forskere at *Eemien* ikke kan brukes som en analog for hva som vil skje framover i vår mellomistid. Det finnes en mellomistid for cirka 400 000 år siden som varte lengre og som er mer analog til holosen¹³. Den gang var det slik som nå at svært små verdier for presesjonen sammenfalt med minimum for eksentrisitetssyklusen på 400 000 år. I de neste 25 000 år vil eksentrisiteten være nær null og slik dempe variasjonene i presesjonen. Simuleringer med foreklede *klimamodeller*, hvor CO_2 -nivået foreskrives for ulike scenarier, viser at dagens mellomistid vil vare i 50 000 år og at maksimum for neste istid inntreffer cirka 100 000 år fram i tid¹² (Fig. 5). En slik lang mellomistid har bare inntruffet en gang tidligere i løpet av de siste 600 000 år.

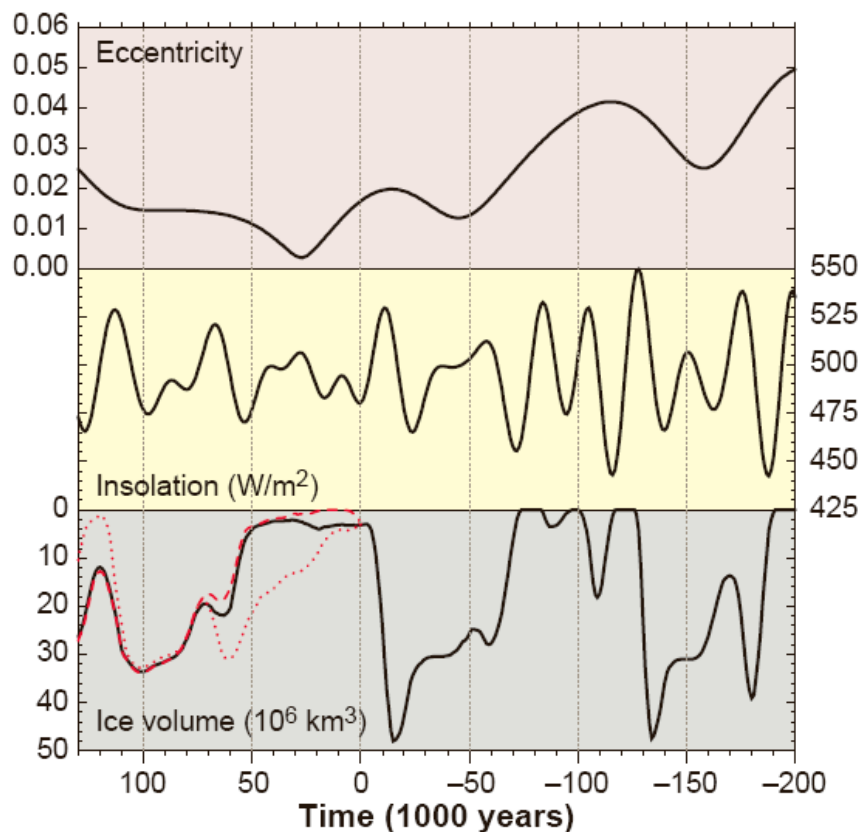


Fig. 5: Langtidsvariasjoner i eksentrisitet (øverst), innstrålingen i Juni på 65°N (midten) og simulert isvolum på nordlige halvkule (nederst) fra 200 000 år før nåtid til 130 000 år framover. Tiden er negativ for fortid og positiv for framtid. For framtiden er det brukt tre ulike scenarier for CO_2 : verdier for dagens mellomistid (svart kurve), en konsentrasjon på 750 ppm (streket rød kurve) og en konsentrasjon på 210 ppm (prikket rød kurve). Fra Berger, A., M. F. Loutre 2002. An Exceptionally Long Interglacial Ahead? *Science* 297, 1287-1288.

Vi kan summere opp med å konstatere at endringene i baneparametrene gir to ulike prosesser. Den enkleste skyldes variasjoner i jordaksetilten. Ved økende tilt utsettes polare områder for større innstråling, mens lavere bredder mottar mindre stråling, og innstrålingen øker om sommeren og avtar om vinteren. Både de breddemessige og sesongmessige endringene virker på den måten at innlandsisene på høye bredder smelter når tilten øker. Avtakende tilt virker motsatt: Varmere vintrer gir mer snø, og kaldere somrer øker sjansen for at snø kan overleve den varme årstiden og slik bidra til at innlandsis vokser.

Den andre effekten er litt mer komplisert. Den skyldes både eksentrisiteten og presesjonen. Den siste parameteren gjør at den dagen da jorda er nærmest sola beveger seg gjennom hele kalenderen med periode på omtrent 20 000 år. Jorda nærmest sola i januar er gunstig for vekst av innlandsis fordi det bidrar til å gjøre vintrene varmere og somrene kaldere. Effekten virker motsatt på de to halvkulene, slik tenderer dagens situasjon til å smelte is på sørlige halvkule. Eksentrisiteten kompliserer denne effekten, den varierer fra null til 6 prosent og har ingen enkel periodisitet. I dag er denne andre effekten ganske svak. Til sammen påvirker de to effektene jorda til å danne innlandsis på nordlige halvkule, slik at den beveger seg mot den neste naturlige istid.

Begge effektene påvirker for tiden jorda til å danne innlandsis på nordlige halvkule, slik at den beveger seg mot neste naturlige istid. Uten mennesker vil trolig dagens mellomistid overleve gjennom en ny presesjonsperiode slik som mellomistiden for 400 000 år siden. En grunn til dette er at de to innstrålingseffektene er ute av fase de neste 10 000 år. I tillegg vil den andre effekten være svært liten for den orbitale eksentrisiteten blir liten. Ved raskt å brenne store mengder fossilt drivstoff forårsaker menneskene en global oppvarming som langt oppveier den naturlige tendensen mot en ny istid.

Det svake og langsomme pådrivet er effektivt bare fordi det virker over lange perioder. Men pådrivet oppnår å sette i gang to kraftfulle, langsomme tilbakekoplinger: endringer i jordoverflatens albedo og endringer i innholdet av drivhusgasser. Det lille pådrivet har isolert sett en liten effekt på global temperatur, men setter i gang tilbakekoplinger ved å endre albedo og innholdet av CO₂ i atmosfæren. Metan og lystgass virker på samme måte, mengden i atmosfæren øker etter som planeten varmes opp og avtar etter som den kjøles av. Som CO₂ utgjør de forsterkende tilbakekoplinger, men med mindre effekt. Som vi skal se i Del VII, står endringene i den globale overflatealbedo og drivhusgasser for praktisk talt hele den globale klimaendringen gjennom istider og mellomistider.

De siste sju tusen år, med stabilt havnivå (bortsett fra *landhevning* etter smelting av innlandsis), utgjør en sjelden klimahendelse i klimahistorien. Havstabiliteten oppsto fordi jorda var varm nok til å hindre dannelse av innlandsis over Nord-Amerika og Eurasia, men kald nok til å opprettholde stabil innlandsis i Antarktis og på Grønland. Hemmeligheten som stoppet smeltingen for 7000 år siden og som har holdt havnivået nesten stabilt, var en svak avkjøling fra den varmeste perioden tidlig i holosen¹⁴.

¹ http://en.wikipedia.org/wiki/Milankovitch_cycles

² http://en.wikipedia.org/wiki/Solar_cycle

³ http://en.wikipedia.org/wiki/Milutin_Milankovitch

⁴ Milankovitch, M. 1920. *Theorie Mathematique des Phenomenes Thermiques produits par la Radiation Solaire*. Gauthier-Villars Paris.

⁵ http://en.wikipedia.org/wiki/Jean_Louis_Rodolphe_Agassiz

⁶ Imbrie, John and Katherine Palmer Imbrie. *Ice ages: Solving the Mystery*. Cambridge, Massachusetts: Harvard University Press, 1979, 1986 (reprint).

⁷ Macdougall, D. 2004. *Frozen Planet: The Once and Future Story of Ice Ages*, University of California Press, 2004.

⁸ http://en.wikipedia.org/wiki/100%2C000_year_problem

⁹ Mangerud, J. 2003. Istider og jordas stilling i forhold til sola. *Cicerone* 2/2003, 16-18.

¹⁰ Hays, et al. 1976. Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages. *Science* **194**, 1121-1132.

¹¹ Kukla, G.J., R. K. Matthews, J. M. Mitchell Jr. 1972. The End of the Present Interglacial. *Quat. Res.* **2**, 261-269.

¹² Imbrie, J., J. Z. Imbrie 1980. Modeling the Climatic Response to Orbital Variations *Science* **207**, 943-953.

¹³ Berger, A., M. F. Loutre 2002. An Exceptionally Long Interglacial Ahead? *Science* 297, 1287-1288.

¹⁴ Hansen, J.E. 2009. *Storms of my Grandchildren*. Bloomsbury Publishing, London, New York og Berlin.

VI.2. SOLA OG KLIMAENDRINGER

Vi har sett at drivkreftene som bestemmer den langsomme vekslingen mellom istider og mellomistider ikke synes å avhenge av styrken på solstrålingen ved atmosfærens ytre grense - for en midlere avstand fra sola - men mer på hvordan fordelingen av strålingen på breddegrader endrer seg gjennom året. Når en diskuterer de langsomme endringene i jordas gang rundt sola, regner en som regel med at sola stråler med konstant strålingsenergi. Denne antakelsen er trolig god for disse lange tidsskalaene, og uttrykket solarkonstanten kan være grei nok. Om vi diskuterer klimaendringer mange millioner år tilbake må vi imidlertid ta i betraktning at sola er en vanlig ung stjerne som langsomt øker sin stråling. Pådrivet dette gir kan neglisjeres for klimaendringer gjennom de siste en million år, men gjennom siste 250 millioner år har det gitt et pådriv tilsvarende en dobling av CO₂.

På kort tidsskala observeres det visse variasjoner i solar stråling, eller solar irradians som det heter blant fagfolk. Slike endringer i strålingsenergi emittert fra sola kaller vi *solarvariasjoner* (eller bare solvariasjoner)¹. En har innført størrelsen *total solar irradians* (TSI; W/m²) som mål for strålingens energi ved atmosfærens ytre grense for en midlere avstand fra sola og med bidrag fra alle bølgelengder. Solarkonstanten blir da gjennomsnittlig TSI over et passende tidsrom. De fysiske prosessene på sola som fører til variasjoner i strålingen, kalles *solaraktivitet*, ofte også bare solaktivitet^{2 3 4}.

Direkte målinger av solarvariasjoner har vi bare fra satellitter siden 1979. Satellittmålingene viser en TSI på 1368 W/m² og en periodisk solvariasjon over cirka 11 år kalt *solar 11-års syklus*⁵. Syklusen faller sammen med solflekksyklusen, som har vært kjent i nærmere 200 år fra observasjoner av solflekker fra jorda med kikkert⁶. For de tre periodene som til nå er målt fra satellitter, var amplitudene mellom minimum og maksimum TSI i solsyklusen - minimum og maksimum antall solflekker - henholdsvis 0,92, 0,89 og 0,90 W/m², dvs. mindre enn 0,1 % av midlere TSI^{7 8}. Det er variasjonene i TSI over solsyklusen gir ikke noe signal i global overflatetemperatur ved å se på tidsserien for global temperatur, men grundigere analyser avslører en liten effekt⁹.

Det opptrer aperiodiske solarvariasjoner over kort tidsskala som kommer i tillegg. Disse variasjonene kan være mye kraftigere enn den regulære variasjonen. Slik kan variasjoner fra dag til dag være mer enn tre ganger kraftigere enn over 11-årsperiodene. Disse kortsiktige variasjonene gir størst utslag nær maksimum i solsyklusen. Det er ikke urimelig å tenke at disse kortsiktige variasjonene kan påvirke været. Det fins faktisk et børsnotert firma i England som utfører sesongvarsling av været etter kortvarige variasjoner i enten irradians eller partikkelstråling fra sola (se solvind nedenfor). Det finnes ingen forskning som tilsier at dette skal være mulig, dvs. det er ikke dokumentert noen klar sammenheng mellom været ved jordoverflaten og kortsiktige variasjoner i solaktivitet. Når et slikt firma kan overleve, skyldes det nok fin innpakning av varslingsproduktet og et skrikende behov for sesongvarsling, en aktivitet som generelt har liten forutsigbarhet. Det ser ut til at bare innpakningen er fin, kan i det minste slike varsler brukes til å skape rykter på børsen. Det fins firma i Norge som kjøper varslene og betrakter dem som "alternativ medisin" i forhold til vanlig sesongvarsling fra institusjoner som Meteorologisk institutt som "skolemedisin". Siden sesongvarsling er notorisk vanskelig på grunn av stor innflytelse av kaotiske

variasjoner, vil folk lett bite på de merkeligste metoder. Det hører med at selskapet i England verner om sine metoder som en bedriftshemmelighet.

Satellittmålingene gir oss detaljkunnskap om variasjoner i irradians ved atmosfærens ytre grense. Klimaforskere er interessert i solvariasjoner langt tilbake i tid da vi selvsagt ikke hadde direkte målinger. Målet med slik forskning er å finne ut hvor store strålingspådriv solvariasjonene har gitt på vårt klimasystem og hva slags klimaendringer de har ført til. I en tid med global oppvarming er det spesielt viktig å forstå naturlige klimaendringer gjennom holosen. Det er en forskningshypotese at solvariasjonene sammen med vulkanutbrudd gir de viktigste pådrivene for slike naturlige klimavariasjoner på dekad- og hundreårsskala. I global antropogen oppvarming vil slike naturlige variasjoner komme i tillegg.

Rekonstruksjoner av solvariasjoner tilbake i tid er på denne måten en viktig aktivitet innen moderne klimaforskning. En utnytter målinger og kunnskap om solvariasjoner og solaktivitet opparbeidet de siste tiårene til å si noe om fortiden. Siden sol- og solfleksyklus faller sammen, prøver en å utnytte observasjoner av solflekker, som en i vestlig kultur har foretatt fra første del av 1600-tallet, dvs. i nesten 400 år. Metoder basert på *isotoper* i atmosfæren¹⁰ (^{14}C and ^{10}Be), for eksempel ^{10}Be fra kjerner fra isen i Antarktis eller Grønland, gir indikasjoner om solvariasjon langt tilbake i tid¹¹. Før vi ser nærmere på rekonstruksjoner av solvariasjon (2.2), gir vi først en innføring i solaktivitet og partikkelstråling fra sola (2.1).

Solsyklusen ble oppdaget litt før 1850 av Samuel Heinrich Schwabe på grunnlag observasjoner gjennom mange år av solflekkene. Rudolf Wolf samlet sammen tidligere solflekkobservasjoner og rekonstruerte sykler tilbake til 1745. Han gjorde også forsøk på en tilbakeføring til de første observasjoner av solflekker gjort av Galileo Galilei og noen få samtidige forskere på begynnelsen av 1600-tallet. Helt siden solsyklusen ble oppdaget, har forskere med magert resultat forsøkt å knytte den til vekslingen i været fra år til år. Vi har tidligere nevnt at det på slutten av 1800-tallet ble prøvd å varsle nedbøren gjennom sommermonsunen i India fra solflekker. I tillegg til sesongvarsling har forskere i nesten 200 år forsøkt å knytte klimaendringer over dekaner til statistikk for solflekker og annen aktivitet på sola. Moderne vurdering av denne forskningen har gitt magert resultat¹².

Mye moderne forskning er knyttet til estimering av *klimasensitiviteten* for et vilkårlig ytre strålingspådriv. La oss prøve å forklare den globale oppvarmingen som en følge av at TSI har økt siden den lille istid, da de kaldeste dekadene trolig inntraff under *Maunder Minimum* (1645-1715). Vi velger omtrentlige, men realistiske tall for hvor mye TSI og jordas gjennomsnittstemperatur har økt og kommer tilbake til sikrere tall siden. La oss anta at TSI har økt med 1 W/m^2 siden Maunder Minimum. Dette gir et strålingspådriv på en firedel, dvs. $0,25 \text{ W/m}^2$ (se neste kapittel; Del VI kap. 3). La oss videre anta at dette pådrivet var det eneste over denne perioden og at observert trend i global temperatur har vært en grad fram til nå. Som vi har sett, regnes sensitiviteten vanligvis for en dobling av konsentrasjonen av CO_2 i atmosfæren, noe som svarer til et pådriv på nesten $4,0 \text{ W/m}^2$. Dersom et pådriv på $0,25 \text{ W/m}^2$ gir en temperaturøkning på en grad, vil et pådriv på $4,0 \text{ W/m}^2$ gi en oppvarming på 16°C , en helt urealistisk høy sensitivitet.

Det er mulig å dra flere slutninger av vår enkle øvelse. Skal solvariasjonene ha en signifikant betydning for globale klimaendringer, lik den som er observert siden den industrielle revolusjon, kan ikke det primært skje gjennom strålingspådriv solvariasjonene gir, slik det er vanlig å tenke. Til det er pådrivene for små. Skal solvariasjoner kunne forklare den globale oppvarmingen, må variasjonene virke på en spesiell måte ganske forskjellig fra hvordan en generelt tenker seg at klimapådriv virker til klimaendringer. En prøver å finne ut om ulike pådriv har forskjellig *pådrivseffektivitet*, noe som kompliserer diskusjonen av strålingspådriv og klimasensitivitet.

Noen forskere har hevdet at det ikke er variasjoner i TSI fra den ene solsyklus til den neste som er det viktigste, men variasjoner i lengden av solsyklusene rundt 11 år. Denne tanken fikk stor oppmerksomhet etter at danskene Friis-Christensen og Lassen i 1991 presenterte en kurve som ga inntrykk av en nær korrelasjon mellom solsykluslengde og middeltemperaturen på den nordlige halvkule¹³. Det ble rettet kraftig kritikk mot dette arbeidet og hvordan denne kurven var blitt jevnet ut i tid¹⁴. Thejl og Lassen oppdaterte beregningene, som nå viser en svakere sammenheng¹⁵. De fleste er likevel kritiske til resultatet, blant andre den norske fysikeren Rasmus Benestad. Han skriver om dette i en artikkel i *Cicerone*¹⁶: *Resultatene til Friis-Christensen og Lassen blir fremdeles ofte henvist til, noe som er uheldig siden vi nå vet at denne figuren gir et feilaktig inntrykk om et bedre samsvar mellom solsykluslengde og temperaturer enn hva virkeligheten tilsier*. Det er vanskelig å finne en fysisk forklaring på hvorfor lengden av syklusene skal ha betydning for klimavariasjoner. Vurderinger av IPCC (2007) og nyere forskning¹⁷ tyder på det i alle fall ikke har vært noen særlig endring i disse periodene de siste tiårene.

Det finnes spesielt to reelle hypoteser om hvordan solaktiviteten på spesielle måter kan påvirke jordas klima: (i) via ultrafiolett stråling, som viser større variasjon med solaktiviteten enn TSI, og dens effekt på ozon i *stratosfæren* og (ii) via solas magnetiske felt som påvirker *galaktisk kosmisk stråling* fra verdensrommet¹⁸, en partikkelstråling som kan påvirke klimaet gjennom påvirkning på skyene. Disse hypotesene gir alternative måter å tenke på, og det er vel verdt å se nærmere på hva de går ut på. Dette gjør vi i 2.4 og 2.5.

Mye av den tidlige klimaforskningen var knyttet til variasjoner i været gjennom solsyklusen på cirka 11 år. Oversikt over slike sammenhenger finner en i en bok av Rasmus Benestad¹². De tydeligste variasjonene gjennom syklusen finner en for sirkulasjonen i den øvre atmosfære. Men det er også påvist klare variasjoner i stratosfæren, særlig på nordlige halvkule. Det pågår en diskusjon om variasjonene i stratosfæren også har betydning for været fra år til år ved jordoverflaten. Noe forskning tyder på det. Det er mulig at kunnskap om variasjoner i luftsirkulasjon gjennom syklusen kan hjelpe til å forstå eventuelle variasjoner på lengre tidsskala gjennom mange solsykluser med vekslende styrke på solaktiviteten. I 2.3 diskuterer hvordan været varierer over en syklus, spesielt variasjoner i sirkulasjonen i stratosfæren.

Alle planetene i solsystemet har atmosfære og et klimasystem med atmosfæresirkulasjoner som drives av sola. Det er grunn til å tro at solaktivitet kan gi variasjoner i planetenes klima på liknende måte som på planeten jorda. Romskipsmålinger fra de siste årene gir noen

indikasjoner om dette. Spesielt blir klimavariasjoner på planeten Mars overvåket. I 2.6 tar vi kort opp klimavariasjoner på Mars.

Det har blitt utført mye klimaforskning knyttet til solaktivitet den siste tiden, ikke minst etter data at strålingsdata fra satellitter ble tilgjengelig. I 2.9 oppsummeres de viktigste resultater til nå.

2.1 Litt om sola

Sola er nesten en fullstendig kule som inneholder over 99 % av solsystemets totale masse. Sola roterer om seg selv, men siden massen er i en tilstand av plasma¹⁹, roterer den hurtigere ved ekvator enn ved polene. Rotasjonstid er cirka 25 dager ved ekvator og 35 dager ved polene. Siden vi på grunn av jordas gang rundt sola ser sola fra stadig nye posisjoner, er solas tilsynelatende rotasjon observert fra jorda cirka 28 dager for solas ekvator.

Sola produserer enorme mengder energi ved å omdanne hydrogen til helium ved kjernefusjon. Slik fusjon kan utføres her på jorda også, men vi er til nå ikke i stand til å gjøre det på en kontrollert måte for å produsere energi til kommersielt bruk. Hvert sekund omdannes cirka 700 millioner tonn hydrogen på sola til 695 millioner tonn helium og 5 millioner tonn energi i form av *gammastråling* (γ -stråling), som er elektromagnetisk stråling av den ekstremt energirike sorten²⁰. Etter hvert som denne energien beveger seg utover mot solas overflate, blir den hele tiden absorbert og strålt ut på nytt (reemittert) ved stadig lavere temperaturer. Når energien rekker helt ut til overflaten (*fotosfæren*²¹), er det meste av gammastrålingen omdannet til synlig lys, som er stråling med langt lavere energi enn gammastråling. En skulle kanskje tro at sola raskt gikk tom for brennstoff (hydrogen) siden den produserer så enormt mye energi. Men slik er det ikke, til det er solas masse altfor stor. En mener at sola ble dannet for cirka 4 600 millioner år siden, og at den har hydrogenreserver til å brenne omtrent like lenge framover.

Sola er en magnetisk aktiv stjerne, som opprettholder et sterkt og skiftende magnetfelt, som skifter retning omtrent hvert ellefte år, omtrent ved tiden for maksimum solflekker. Solens magnetfelt endrer seg som en følge av hvordan den roterer og hvordan plasmamassene beveger seg, ikke minst ved konveksjon forbundet med energitransport nær overflaten. Solens magnetiske felt utløser flere effekter, og driver det som til sammen utgjør solaktiviteten, som inkluderer solflekker, *fakler* (*faculae*²²) og endringer i solvinden, som transporterer materiale gjennom solsystemet²³.

Overflaten av sola har ikke en slik skarp grense slik som planetene har. Solas radius måles fra dens sentrum til kanten av fotosfæren, som er det lag der gassene er for kalde til å stråle ut store mengder energi. I de ytterste delene av sola avtar gassenes tetthet nesten eksponensielt med økende avstand fra solas sentrum. Fotosfæren er den delen av overflaten som er tydeligst synlig med øynene.

Det indre av sola, kjernen, kan ikke observeres direkte og er ugjennomtrengelig for elektromagnetisk stråling. I området fra omkring 0,2 til omkring 0,7 solradier er massen varm og tett nok til å transportere den intense varmen fra kjernen utover via stråling. I denne sonen, som kalles strålingssonen, er det ingen termisk konveksjon. Solas ytre lag, fra 0,7 til

1,0 radier, kalles *konveksjonslaget*. Her er plasmaen ikke tett eller varm nok for å transportere varmen utover via stråling. Men det opptrer en varmekonveksjon som fører varm masse til solas overflate. Varmesøylene som konveksjonen danner, viser seg i varmere og mer lyssterke områder på overflaten. Den turbulente konveksjonen virker som en dynamo og gir magnetiske nord- og sydpoler overalt på soloverflaten.

Kromosfæren ligger over fotosfæren og strekker seg 10-15 000 km ut. Den er relativt transparent og består stort sett av hydrogen. Rett før og etter totale solformørkelser kan vi se kromosfæren som et svakt dyprødt skinn fra reemisjon fra fotoner av hydrogen. Laget over er *koronaen* som sammen med kromosfæren utgjør solas atmosfære. Den kommer til syne som et skinnende slør ved total solformørkelse. Den består av plasma med 85 % hydrogen, 4 % helium og en mengde andre atomer samt frie elektroner.

Koronaen går gradvis over i magnetosfæren (se nedenfor), uten noen klar grense. Heliosfæren strekker seg fra cirka 20 solradier til solsystemets ytterste grenser. Innenfor denne strømmer en solvind av ladede partikler som frigjøres fra koronaens plasma. Partiklene har samme sammensetning som koronaen (ionisert helium og hydrogen og små mengder andre stoffer samt elektroner).

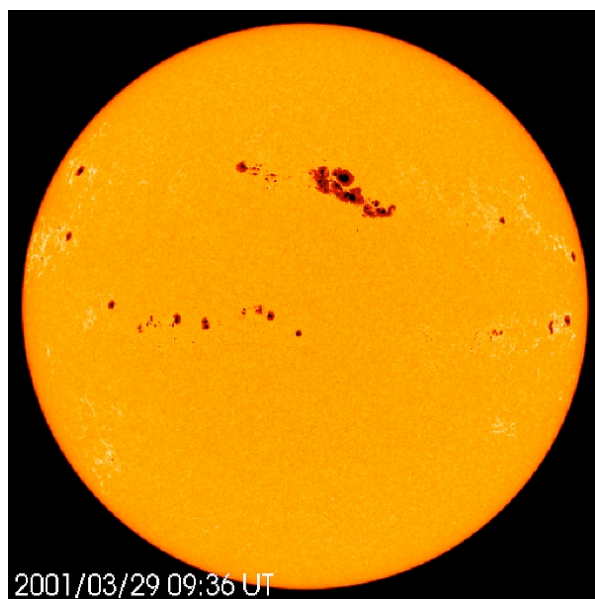


Fig. 1: En ekstra stor gruppe med solflekker fra 30. mars 2001. Arealet innen den største gruppen dekker mer enn 13 ganger jordens overflate.
<http://sohowww.nascom.nasa.gov/gallery/images/bigspotfd.html>

Når sola ses gjennom et passende filter, ser vi solflekkene som mørkere områder. Områdene er tydelig avgrenset på overflaten og er mørke på grunn av lavere temperatur, 1000-1500 °C kaldere enn mesteparten av den øvrige soloverflaten. Solflekkene er kalde fordi intens magnetisk aktivitet hindrer konveksjonen slik at energitransporten til overflaten blir redusert. De største solflekkene kan i tverrsnitt være titusenvs av kilometer.

Synlige flekker overlever gjerne fra noen timer (små flekker) til dager og uker. En sjelden gang kan en stor flekk overleve i noen måneder. Solflekker kan opptre alene, men vi finner dem ofte i grupper (Fig. 1). En typisk gruppe består av to hovedflekker og omtrent 10 flekker totalt. De mest markerte flekkene finner vi gjerne litt nærmere solekvator enn de andre.

Den store magnetiske aktiviteten knyttet til solflekker gir opphav til sekundære fenomen som fakler, koronalooper (coronal loops²⁴) og andre magnetiske hendelser (magnetic reconnection²⁵). De fleste slike *solutbrudd* (solar flares²⁶) og masseutbrudd i koronaen (coronal mass ejection²⁷) oppstår i magnetisk aktive områder rundt grupper av solflekker.

Merkelig nok er energistrålingen fra sola til verdensrommet kraftigere når det er stor solflekkaktivitet. Dette skyldes de sekundære fenomenene, spesielt faklene, som er områder på sola som lyser vesentlig sterkere enn resten av overflaten. De er lettest å observere med egnet kikkert nær randen av sola. Vi ser dem der som tynne, uregelmessige "streker" mot de mørke omgivelsene. Vi finner dem gjerne i og nær grupper av solflekker, ofte på grensene mellom store solflekker hvor magnetfeltene blir spesielt sterke. Faklene lever fra minutter til timer, og det utvikles nye hele tiden. Lysøkningen fra faklene er tydeligvis større enn lystapet fra solflekkenene. Slik er TSI høyest ved solmaksimum da antall solflekker har sitt maksimum.

Antall solflekker varierer sterkt fra et område på sola til et annet. Solflekkaktiviteten kan måles ved antall solflekker som hele tiden finnes på sola. Flere ulike metoder er brukt for å beregne dette tallet. Gjennomsnittet for hele måneder gir et godt bilde av aktiviteten, for på denne tiden har sola gjort omtrent en full rotasjon.

Solflekkaktiviteten varierer raskt fra måned til måned, de mest regulære variasjonene skjer over solflekksyklusen. I denne perioden øker antall solflekker fra nesten ingen til et høyt antall, for så å avta til nesten null igjen. Solaktiviteten kan variere mye fra en solperiode til den neste. Slik variasjon kan være i en bestemt retning og gi trender i TSI over mange solsykler.

I januar 2007 gikk vi inn i en ny solflekksyklus. Solforskere forsøker å varsle styrken på kommende perioder. For eksempel kunne en lese i avisene at den nye syklusen vil bli mye sterkere enn den forrige. Men til nå har det motsatte skjedd, minimumet har vart lengre enn noen gang i målingene. Det er ennå uklart hvor stor forutsigbarhet det er for å varsle styrken på solsyklusen. Trolig er den meget begrenset. En russisk forsker mener å kunne varsle lavere solaktivitet, ikke bare for innværende syklus, men for resten av hundreåret²⁸

Solvind

Sola sender en sterk strøm av elektrisk ladde partikler ut i verdensrommet. Denne strømmen går under navnet *solvinden*. Den består for det meste av elektroner og protoner med høy energi, partikler som er i stand til slippe unna solas gravitasjon på grunn av høy temperatur i solas ytre overflate og den høye kinetiske energien partiklene oppnår gjennom prosesser som ennå ikke er godt forstått. Hastigheten er typisk 300-500 km/s når partiklene passerer jorda, men solvinden kan være helt oppe i over 800 km/s i "stormbygene" ved spesielt sterk solaktivitet.

Flere fenomen er knyttet direkte til solvinden, slik som geomagnetiske stormer²⁹, som er sterke utbrudd av røntgenstråling, nordlys³⁰ og halen til kometer, som alltid peker bort fra sola.

Jordas magnetfelt påvirker og styrer partikkelstrømmen fra sola. Jordas *magnetosfære*³¹ (også kalt heliosfære) er et område i verdensrommet med en utstrekning bestemt av jordas interne magnetiske felt og plasma og solvinden. I magnetosfæren fins det en blanding av ioner og elektroner fra solvinden og jordas ionosfære³². På tross av navnet sfære er magnetosfæren på ingen måte kuleformet. På den siden som vender mot sola er distansen til ytre grense omtrent 70 000 km, en anstand som varierer med solvinden.

Solvinden bestemmer formen på jordas magnetosfære. Slik kan fluktuasjoner i solvinden gi sterk påvirkning på hvordan magnetosfæren varierer i utstrekning og form. Variasjonene i solvinden og fenomener i magnetosfæren går under navnet *space weather* på engelsk³³.

Jorda er beskyttet fra solvinden ved sitt magnetfelt, som bøyer av ladede partikler. Men magnetfeltet tjener også som en overføringskanal for elektronisk energi til jordas øvre atmosfære, ionosfæren. Vi merker solvinden når den er sterk nok til å gi nordlys og geomagnetiske stormer. Nordlys varmer opp ionosfæren slik at dens plasma utvides til magnetosfæren. Slik kan stoff i atmosfæren forsvinne ut i solvinden. Geomagnetiske stormer oppstår når trykket av plasma innen magnetosfæren er tilstrekkelig stort til å påvirke jordens magnetiske felt.

Geomagnetiske stormer kan skade både astronauter og måleinstrumenter ombord i satellitter. Derfor reduseres bemannede romferder betydelig nær solflekkmaksimum da stormene er mest aktive. Stormene kan gi kraftige utladninger som kan skade elektriske instrumenter på jordoverflaten. Det fins eksempler på at kraftforsyning er blitt slått ut og radiokommunikasjon gjort vanskelig over store områder som følge av slike utladninger. Med vår store avhengighet av satellitter til kommunikasjon, navigasjon etc., er det viktig å kunne forutsi kraftig solaktivitet, slik at instrumenter og folk kan beskyttes.

2.2 Rekonstruksjon av solaktivitet

Det er altså variasjoner i de lyse og mørke magnetiske områdene – faklene og solflekkenene – som gir solvariasjoner. Til sammen utgjør faklene de lyse komponentene i det magnetiske feltet, de kan kalles magnetiske lysflekker. Et avvik i TSI henger sammen med hvor mange mørke og lyse områder som fins og hvor stor lyskontrast flekkene gir. Slik bidrar hver lys eller mørk flekk til en variasjon i TSI som er lik produktet av dets areal på solskiva og dets fotometriske kontrast relativt til omgivelser uten slike flekker. Det fins data for hvordan arealene og kontrastene for sol- og lysflekker varierer. Ut fra disse dataene er det utviklet empiriske estimat for hvordan TSI har variert over tid. Nøyaktigheten i disse estimatene testes mot målinger av TSI siden 1979 (fig. 2). Estimatenes forklarer over 80 % av variansen i tidsserien for målingene av TSI^{7 8}. Dette betyr at bidrag til variasjonene er små fra områder på solskiva utenfor lys- og solflekkenene. Eller sagt på en annen måte, kjenner vi til variasjonene i antall og styrke på lys- og solflekker, kjenner vi variasjonene i TSI.

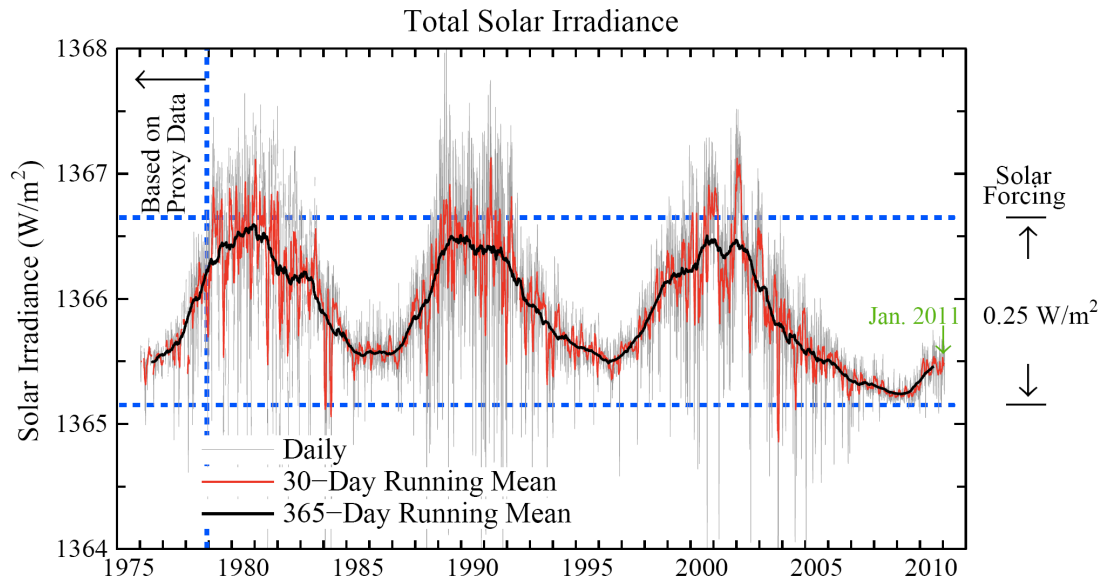


Fig. 2: Satellittmålinger (daglige, månedlige og årlige) av solar irradians gjennom tre solsykluser. Til høyre er strålingspådrivet over en solsyklus. Datakilde: Physikalisch Meteorologisches Observatorium Davos, World Radiation Center. Oppdateres på <http://www.columbia.edu/~mhs119/Solar/>

Antall solflekker ved maksimum innen en solsyklus kan variere betydelig fra syklus til syklus uten at grunnen til dette er helt forstått. Det var f.eks. nesten ingen solflekker under Maunder minimum da den lille istid var på det kaldeste (fig. 3). Det var uvanlig sterke solflekker ved maksimum i solsyklusene i store deler av det forrige århundret. Om en uttrykker aktiviteten som et areal i prosent av den synlige halvkula, har maksimal aktivitet innen syklusene variert fra 0,2 % i 1880-årene til litt over 0,5 % like før 1960. Fra 1872 og fram til 1950-årene var det en ganske jevn økning. Deretter har det vært relativt små variasjoner⁸.

Den empiriske relasjonen mellom variasjoner i TSI og de lyse og mørke flekkene er altså etablert gjennom tre perioder med små variasjoner i solaktiviteten fra periode til periode. Kan denne relasjonen holde når den anvendes på perioder med mye mindre solaktivitet eller i perioder med større aktivitet? Generelt bør slike empiriske relasjoner ikke ekstrapoleres til variasjonsområder utenfor de data de blir utviklet på. Data om sol- og lysflekker har en bare for vel hundre år tilbake i tid. Før den tid har en stort sett bare data om solflekkenes. Om de eldste dataene skal kunne anvendes til estimat for solvariasjon, må det være en fast balanse mellom antall solflekker og lysflekker. I hvor stor grad holder en slik sammenheng, funnet i dagens data, seg over tid? Usikre svar på slike spørsmål fører avgjort til usikkerhet i rekonstruksjoner av solaktiviteten uttrykt i variasjoner i TSI (se fig. 2 og 3).

Sunspot activity and $\delta^{14}\text{C}$

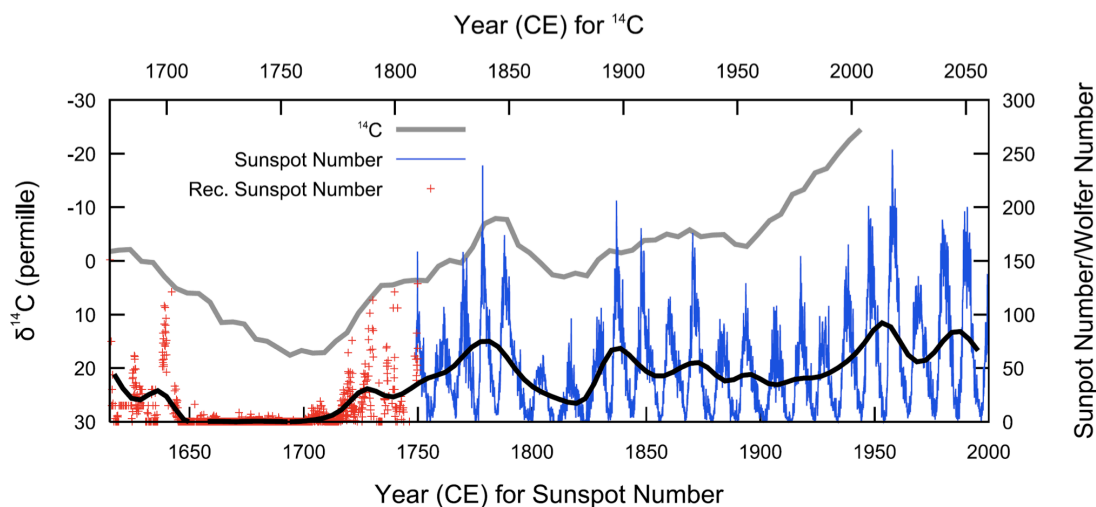


Fig. 3: Observasjoner av tallet solflekker (blå kurve) og rekonstruerte tall (rødt). Den svarte kurva gir utslagene når 11-årsyklussen er tatt bort. I tillegg vises en kurve for ^{14}C (invertert). Det er omtrent en forsinkelse på 60 år mellom tallet for solflekker og endringene i radiokarbon. http://en.wikipedia.org/wiki/Solar_variation

Dersom bare solvariasjoner gir pådriv på klimasystemet, kunne i prinsippet observerte klimavariasjoner tilbake i tid gi indikasjoner om TSI-variasjoner. Men relasjoner mellom TSI- og klimavariasjoner er komplekse og i hvert fall avhengig av at klimasensitiviteten er kjent. I tillegg, det som fins av rekonstruksjoner tilbake i tid av klimavariabel som temperatur, er beheftet med betydelig usikkerhet. Mangelfull kunnskap om hvor store interne klimavariasjoner vi kan ha uten ytre pådriv, bidrar til å gjøre slike sammenlikninger vanskeligere.

Det foreligger rekonstruksjoner av TSI basert på nettoeffekten av sol- og lysflekker. De første rekonstruksjonene kom på 1990-tallet. På grunnlag av disse arbeidene estimerte IPCC 2001³⁴ et strålingspådriv siden Maunder minimum på $0,25 \text{ W/m}^2$ som tilsvarer en endring i TSI på cirka 1 W/m^2 . Den vitenskapelige forståelsen for dette pådrivet ble vurdert til å være svært lav. Et vanskelig spørsmål er hvor store variasjonsbredder det fins for solaktivitet. De første rekonstruksjonene brukte blant annen rådende kunnskap om dette fra studier av stjerner som likner på sola. I tillegg ble det brukt data for jordmagnetisme og isotoper i atmosfæren kontrollert av galaktisk kosmisk stråling. Det er blitt stilt spørsmål ved hvor relevante slike data er for å uttrykke solaktiviteten. De nyeste rekonstruksjonene har revurdert kunnskapen, og de nyeste rekonstruksjonene baserer seg på en modell for solaktivitet (magnetisk fluksvariasjon) som ikke tar med data om jordmagnetisme, tidligere antakelser om magnetisk aktivitet på stjerner og isotoper produsert ved kosmisk stråling⁸. I stedet brukes oppdatert kunnskap om sammenhengen mellom solvariasjoner og fysiske prosesser på sola og nye vurderinger om mulige variasjoner fra studier av stjerner som ligner på sola. Da kommer en fram til mindre endringer i TSI siden Maunder minimum. IPCC vurderer den nyeste forskningen og gir et mindre pådriv enn tidligere: $0,12 \text{ W/m}^2$ med feilgrenser mellom $0,06$ og $0,30 \text{ W/m}^2$. Den vitenskapelige kunnskapen regnes nå å være litt

høyere enn i 2001, men ikke større enn at vurderingen er endret fra meget lav til lav vitenskapelig forståelse. En regner at variasjoner i TSI, bare basert på solflekkobservasjoner, kan ha en feil opp til 30 % for variasjonene innen en tilfeldig solsyklus⁷. Selv om variasjonene i TSI utvilsomt er små, gir rekonstruksjonene tilbake til 1600-tallet likevel interessante variasjoner.

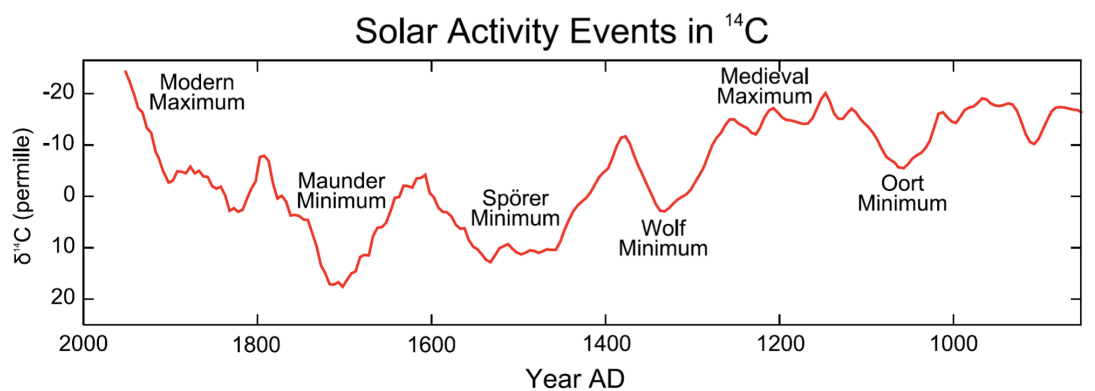


Fig. 4: Variasjoner i solaraktivitet slik de framkommer i målinger av radiokarbon (tidsakse mot venstre). De største utslagene har fått navn. Verdier for siste 50 år er ikke vist.
http://en.wikipedia.org/wiki/Solar_variation

Rekonstruksjoner lengre tilbake baserer seg på tidsserier for *kosmogene isotoper*: ¹⁴C og/eller ¹⁰Be (Fig. 4 og 5). Tidsserier for disse isotopene gir nye usikkerheter. De produseres i jordas atmosfære direkte ved partikkelstråling fra sola. For dagens nivå på solvariasjonen produseres isotopene hovedsakelig ved høyenergetisk galaktisk kosmisk stråling, dvs. partikkelstråling fra verdensrommet utenfor solsystemet. Berylliumisotopen dannes ved at kosmisk stråling treffer atomer av O, N og Ar i atmosfæren. Carbonisotopen blir produsert ved termale nøytroner generert ved kosmisk stråling i vekselvirkning med N. Isotopene detekteres i ulike reservoar, for eksempel gamle trestammer for ¹⁴C og iskjerner og havsediment for ¹⁰Be. Hvordan de to isotopene transporteres og avsettes i slike reservoar er svært forskjellig. Dette reduserer sannsynligheten for at forekomst av de to isotopene i sine respektive reservoar er influert på samme måte av klima. Eventuelle korrelasjoner mellom begge isotopene og klimaendringer skyldes den ene fellesnevner de har ved produksjon, kosmisk stråling.

På tidskalaer relevante for klimavariasjoner – fra dekaner og oppover – er solaktivitet den dominerende årsak til variasjon i fluks av kosmisk stråling fra verdensrommet. Grunnen til dette er at solvinden hindrer partikkelstrålingen fra verdensrommet i ulik grad etter som solaktiviteten varierer. Effektiviteten for denne hindringen avhenger altså av partikkelstråling fra åpne magnetiske felt i rolige områder på sola og hendelser som fakler og utfloed av masse i solas korona. Men selv om denne hindringen stort sett øker med det generelle nivået på solaktiviteten, varierer isotopnivået i atmosfæren bare omtrentlig med sol- og lysflekken som driver variasjonene i TSI. I lys av dette er det urealistisk å vente en fast relasjon mellom variasjoner i produksjonsraten for ¹⁰Be og TSI over for eksempel det de siste 1000 år.

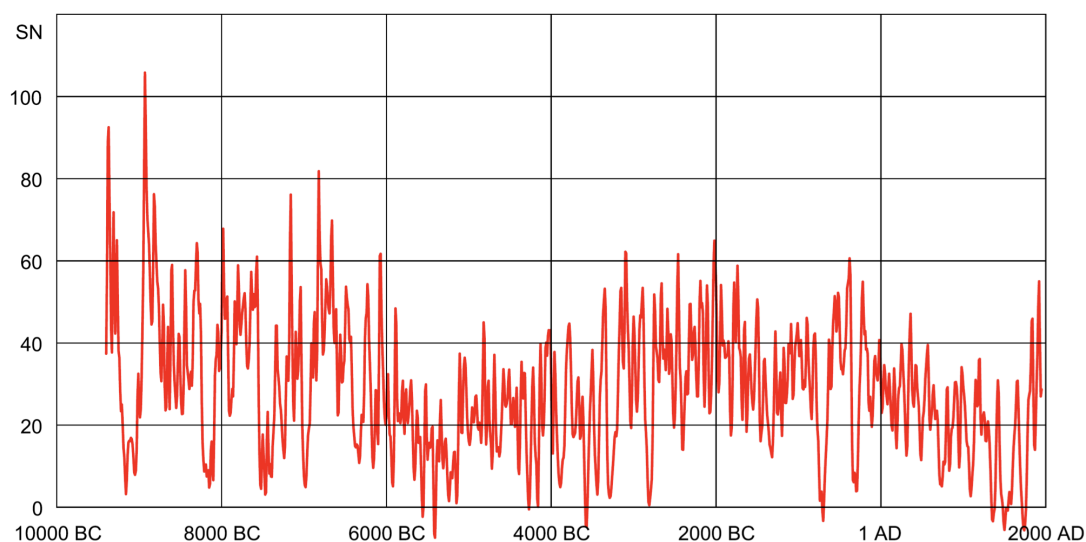


Fig. 5: Rekonstruksjon av solaraktivitet over 11400 år (holosen). SN er tall for solflekker.
http://en.wikipedia.org/wiki/Solar_variation

Noen studier av kosmologiske isotoper^{35 36} indikerer at solaktiviteten gjennom 1100-tallet – det solare middelaldermaksimum - var omtrent lik som aktiviteten de siste 50 år som regnes som det moderne solare maksimum. Spektralanalyse av isotopdata antyder at det kan være syklener relatert til solaktivitet nær 90, 200 og 2300 år. Men det fins ingen gode fysiske forklaringer på slike svinginger og en har ingen sikre indikasjoner på at slike variasjoner har gitt tilsvarende klimaendringer. Men som vi skal se senere, fins det studier som relaterer klimavariasjoner gjennom holosen til variasjoner en finner i isotopdataene.

2.3 Solvariasjon og klimavariasjoner i stratosfæren.

Det hersker liten tvil om at solvariasjoner påvirker jordas atmosfære. For eksempel er det velkjent at nordlyset er sterkest når solaktiviteten er på topp. Petter Dass virket under store deler av Maunder Minimum da det var svært liten solaktivitet. Han nevner ikke nordlyset i sitt forfatterskap, som blant annet omfatter beskrivelser av natur og folkeliv i Nordland. En mener at årsaken kan ligge i at det sjelden ble observert nordlys på denne tiden.

Påvirkningen når også stratosfæren, men mekanismene som styrer den er ennå ikke fullt ut forstått³⁷. Mye forskning er utført av tyskere i Berlin under ledelse av Karin Labitzke. Disse forskerne har studert samvariasjon mellom solsyklusen og den polare virvelen i stratosfæren, som på nordlige halvkule kan oppfattes som den arktiske oscillasjon (AO) i dette laget. Labitzke foreslo allerede i 1982 at sola påvirker intensiteten på AO i stratosfæren om vinteren. Hun fant også at fasen på QBO³⁸ er viktig for dette signalet. QBO er en oscillasjon i atmosfæren som er best observert i stratosfæren over ekvator. Den er karakterisert ved at vindretningen enten er østlig eller vestlig. Perioden på svingningen varierer, men er i middel 28 måneder. QBO påvirker det solare signalet i stratosfærevirvelen, og det har vist seg nødvendig å dele de data som fins inn i år der QBO er i sin vestlige eller sin østlige fase.

Labitzke og hennes medarbeidere har nå studert slike samvariasjoner for en periode på 65 år fra 1942, et tidsrom som dekker 6,5 solare sykluser³⁹. For solvariasjonen har de brukt

månedlige verdier av såkalt 10,7 cm solar fluks. Dette er målinger på bakken siden 1947 av solar stråling ved en bølgelengde på 10,7 cm. Disse målingene korrelerer godt med solvariasjonen, dvs. med observasjoner av sol- og lysflekker. For perioden 1942 til 1947 har derfor kunne bruke en empirisk relasjon mellom strålingen i 10,7 cm og solflekken. QBO er bestemt ved radiosonderinger i tropene. Som data for sirkulasjonen i stratosfæren har en brukt reanalyser etter 1948 og analyser av stratosfæresirkulasjonen utført i Berlin fra 1942 til 1948.

Stratosfæresirkulasjonen i Arktis har langt større variasjon om vinteren enn om sommeren. En merker seg også at variasjonen er mye større i Arktis enn i Antarktis. Den store variasjonen i Arktis skyldes det vi kaller Major Mid-Winter Warmings (MMWs)⁴⁰, dvs. spesielle hendelser som bryter ned stratosfærevirvelen. Slik er virvelen noen ganger velutviklet og noen ganger brutt ned, og slik blir det store variasjoner over tid. Over Antarktis opptrer liknende hendelser bare som mindre kraftige hendelser høyere oppe i stratosfæren.

Påvirkningen av solvariasjonen på stratosfærevirvelen har motsatt fortegn for de to fasene av QBO. Korrelasjonene er klare for vestlig QBO. Da er stratosfærevirvelen sterkest (sammen med lavest temperatur) ved lav solaktivitet og svakest (høyest temperatur) ved sterk solaktivitet. Det er tydelig at den svake sirkulasjonen ved sterk solaktivitet skyldes stort innslag av MMWer. Ved svak solaktivitet opptrer ikke slike hendelser. Ved østlig QBO øker imidlertid styrken på stratosfærevirvelen med økende solaktivitet. Innslaget av MMWs er ikke like tydelig som for vestlig QBO, men det opptrer flere ved lav solaktivitet enn ved sterk.

Disse variasjonene når ned til tropopausen (omtrent til flaten for 300 hPa på våre bredder). De store og til dels uløste spørsmålene gjelder de fysiske prosessene bak disse signalene og om de har betydning for *troposfæren* og været ved jordoverflata.

En oppvarming i Arktis tyder på nedsynkende luft og en sterkere meridional sirkulasjon (Brewer-Dobson Circulation; BDC)⁴¹. I samsvar med dette finner forskerne i Berlin en styrking av BDC om vinteren ved høy solar fluks for vestlig QBO. Igjen er denne styrkingen knyttet til mange MMWer. I østfasen av QBO finner en motsatt en svekking av BDC ved solar maksimum.

MMWs blir også kalt plutselige oppvarminger av stratosfæren (sudden stratospheric warmings). En oppvarming, noen ganger på flere titals grader, kan finne sted over noen få dager, og slik brytes polarvirvelen ned. Noen ganger kan faktisk sirkulasjonen snus fra vestlig til østlig vind. I en vanlig vinter på nordlige halvkule skjer det flere middels store oppvarminger, mens en stor oppvarming inntreffer omtrent hvert andre år. Det fins teori for at årsaken til oppvarmingene skjer i troposfæren. Her er topografi og temperaturkontraster mellom land og hav årsak til generering av lange Rossbybølger (bølgetall en eller 2 rundt en breddegrad). Disse bølgene kan forplante seg vertikalt til stratosfæren. Her kan de bryte og gi turbulens og slik avgi varme ved dissipasjon som fører til retardasjon av vintervirvelen.

2.4 Ultrafiolett stråling og jordas klima

Cirka 98 % av den kortbølgede solstrålingen har bølglengder mellom 0,3 og 4,0 μm , cirka 38 % ligger i det synlige intervallet fra 0,4 til 0,7 μm . Maksimum energi per bølglendeintervall er ved 0,48 μm . Det fiolette lyset har minst bølglengde av det synlige lyset. Stråling med lavere bølglengde enn det fiolette lyset kalles ultrafiolett stråling eller UV-stråling. Øvre grense for UV-stråling er ved en bølglengde på 0,4 μm , dvs. 400 nanometer (nm; 1000 nm er lik 1 μm). En deler gjerne UV-stråling i tre ulike spektralbånd: UVA for båndet 320 til 400 nm, UVB for 280 til 320 nm og UVC for stråling med bølglengder lavere enn 280 nm. Satellittmålingene overvåker strålingen ned til 120 nm⁸.

Strålingsenergien per foton øker etter som bølgefrequensen øker (bølglengden minker). Det viser seg derfor at UV-stråling med lav bølglengde (UVB, UVC) kan være kreftfremkallende for mennesker. Men det meste av denne strålingen absorberes i atmosfærens ozonlag i stratosfæren. Således er 98,7 % av UV-strålingen som treffer jordoverflaten UVA⁴².

Energien i solstrålingen avtar raskt for avtakende bølglengder i UV-området. Bare omtrent en prosent av solas strålingsenergi er ved bølglengder under 300 nm. Den prosentvise variasjonen av UV-stråling er mye større enn for TSI over en solsyklus. På tross av relativt lav energi bidrar UV-stråling til hele 15 % av variasjonene i TSI. Størst energivariasjon finnes likevel for bølglengder mellom 400 og 500 nm, dvs. inn i det synlige spekteret. Ultrafiolett irradians varierer med omtrent 1,5 % fra solar maksimum til minimum (UV mellom 200 og 300 nm). Det fins rekonstruksjoner som estimerer at UV-stråling har økt med så mye som 3 % siden Maunder minimum.

På grunnlag av satellittmålingene summerer IPCC (2007) opp følgende variasjon over en solsyklus: 0,08 % variasjon i TSI, 1,3 % for UV-stråling mellom 200 til 300 nm, 0,2 % mellom 315 og 400 nm, 0,08 % mellom 400 og 700 nm, 0,04 % mellom 700 og 1000 nm og 0,025 % mellom 1000 og 1600 nm.

Ultrafiolett stråling er viktig ved dannelsen og endring av ozon i stratosfæren og det meste av denne strålingsenergien absorberes i ozonlaget. Etter som UV-stråling varierer over en solsyklus, endres temperaturforholdene i stratosfæren. Slik oppstår det endringer i stratosfærens sirkulasjon ved strålingens påvirkning på mengden av ozon⁴³. Målinger viser en økning i totalozon, midlet globalt over stratosfæren, på 2 til 3 % ved maksimum i solsyklusen i forhold til minimum. Økningen gir en temperaturrespons som øker med høyden. Utslaget er mer enn en grad globalt 50 km over jordoverflaten. Hvordan disse variasjonene varierer over kloden i forskjellige høyder i stratosfæren er likevel bare omtrentlig kjent. Videre er variasjonene ikke blitt knyttet på en noenlunde enkel måte til selve pådrivet som UV-strålingen gir.

I de siste årene har det blitt forsket på hvordan variasjoner i ozon påvirker sirkulasjonen i stratosfæren og hvordan endringer i sirkulasjonen i stratosfæren eventuelt kan påvirke på klimaet ved bakken. Vanligvis tenker meteorologer at sirkulasjonen i troposfæren, hvor mesteparten av atmosfærens masse befinner seg, påvirker sirkulasjonen i stratosfæren. Dette skjer ved ulike mekanismer. Strøm over fjell som de skandinaviske fjell transporterer

bølgeenergi opp i stratosfæren hvor bølgene brytes og avgir varme. Som nevnt kan også horisontale bølger på midlere og høye bredder med stor utstrekning (planetære Rossbybølger med en eller to bølger rundt jorda) føre energi fra troposfæren til stratosfæren som vi alt har pekt på. Det er et problem at også endret drivhuseffekt påvirker stratosfæresirkulasjonen. Slik kan det være vanskelig å skille mellom effekten av absorpsjon av UV-stråling ved dannelse av ozon og effekten av økt drivhuseffekt. Noen mener at ettersom høyere UV-stråling gir høyere produksjon av ozon og oppvarming i stratosfæren, leder dette til at vindsystemene både i stratosfæren og troposfæren flyttes nærmere mot polene ved maksimum i solsyklusene. Men etter det vi tidligere lærte om variasjoner i den stratosfæriske vintervirvelen, forstår vi at så enkelt er det nok ikke.

Målinger har vist at unormal sirkulasjon i stratosfæren kan påvirke troposfæren. Slik kan avvik i sirkulasjonen bre seg nedover i atmosfæren på tidsskalaer over noen uker⁴⁴. Men det har vært vanskelig å peke på mekanismer som kan forklare hvordan dette kan skje. Hypoteser er foreslått, men det fins ennå ingen anerkjente forklaringer. Det kan likevel se ut som om de store planetære bølgene kan omfordele varmeenergien på en slik måte at jordas middeltemperatur blir påvirket. Stratosfærisk ozon blir også påvirket av antropogene gassutslipp, slik som klorfluorkarboner (CFC), og det er vanskelig å skille mellom antropogent effekter og effekter av endringer i solstrålingen.

Forskningen har vært konsentrert om variasjoner i ozon og stratosfærisk sirkulasjon over en solsyklus. Det er få arbeider om effekten av UV-stråling på klima over mange solsykluser. En ny rekonstruksjon av ultrafiolett stråling tilbake til 1915 viser liten samvariasjon med rekonstruksjoner av TSI og forbausende liten korrelasjon med global temperatur⁴⁵.

2.5 Kosmisk stråling og jordas klima

Som vi har forklart mottar atmosfæren partikkelstråling fra verdensrommet, det vi kaller *galaktisk kosmisk stråling*. Når det er høy solaktivitet, drar partiklene i solvinden med seg solas magnetfelt ut i solsystemet. Slik skjermer magnetfeltene jorda mot kosmisk galaktisk stråling. Dette vil si at solaktiviteten i betydelig grad kontrollerer variasjonene i den kosmiske strålingen som når jorda. Alt fra 1950-tallet har enkelte forskere relatert kosmisk stråling til været^{46 47}. I følge den danske astrofysikeren Henrik Svensmark⁴⁸ kan den kosmiske strålingen gi partikler i atmosfæren som kan påvirke dannelsen og utbredelsen av lave skyer^{49 50 51}. Dersom dette er tilfelle, kan variasjoner i kosmisk stråling påvirke jordas strålingsbalanse gjennom påvirkning på skyene. I følge denne hypotesen vil et sterkere magnetfelt – større solaktivitet - medføre mindre kosmisk stråling. Dette kan da gi færre lave skyer, noe som gir et positivt strålingspådriv, mindre total utstråling, og dermed en oppvarming. Gjennom påvirkning på skyene kan vi slik få et strålingspådriv som ligner på det strålingspådriv antropogene aerosoler gir ved påvirkning på skyene (se senere kapitel).

Problemet er hvordan de små partiklene den kosmiske strålingen gir – mye mindre enn partikler tradisjonell teori finner som kondensasjonskjerner ved dråpedannelse - kan påvirke skyene. En grundig analyse over mulige mekanismer er gitt i en artikkel i *Science*⁵². I år 2000 startet Svensmark et prosjekt for å påvise sammenheng mellom de små partiklene og kondensasjon. I prosjektet inngikk laboratoriemålinger av kjemiske reaksjoner som utløses

når atmosfæren gjennomtrenges av kosmiske stråler. Resultatet viser at de elektroner som frigjøres ved kosmisk stråling fremmer produksjon av aerosoler som kan tjene som kondensasjonskjerner⁵³. Svensmark har også skrevet om dette i en bok som han publiserte sammen med Nigel Calder i 2007⁵⁴. Forskerne mener å ha påvist en mekanisme som kan forklare hvordan den kosmiske strålingen kan påvirke dannelsen av skyer og dermed også jordas klima.

Dette resultatet er meget interessant. Det må likevel påpekes at funnene er gjort i et laboratorium, og at vi ennå ikke har bevis for at Svensmarks partikkelforskning holder i atmosfæren. Det er altså ennå ikke vist at kosmisk stråling virkelig produserer større kondensasjonskjerner i atmosfæren. Om dette skulle vise seg å være tilfelle, vet vi heller ikke hvordan slike kjerner virkelig vil påvirke skyene.

Det fins noe forskning som kan støtte Svensmarkshypotesen^{8 4455} og som blant annet antyder at kosmisk stråling kan influere elektrifisering av tordenskyer og påvirke flere mikrofysiske mekanismer knyttet til dannelsen av skydråper. Forskningen fortsetter og det kan ikke utelukkes at variasjoner i kosmisk stråling kan påvirke klimaet. Skulle hypotesen bli verifisert, er det viktig å forstå at en slik ny kilde til klimapådriv ikke vil være det eneste pådrivet. For eksempel vil ikke et nytt pådriv på noen måte rive grunnen under sikker kunnskap om økt antropogen drivhuseffekt. Men et nytt pådriv gir en ny mulighet til å forklare historiske klimaendringer.

Fordi Svensmark fant en sammenheng mellom kosmisk stråling og skyer for perioden 1984-1994, er hans hypotese blitt brukt som en alternativ forklaring på den globale oppvarmingen. Vi har vært inne på hvordan den globale middeltemperaturen har økt siden den industrielle revolusjonen. Det skjedde en relativt rask oppvarming før 1940, fulgt av periode med svak nedkjøling. Etter 1970 har temperaturen igjen økt markant. En vesentlig del av oppvarmingen i de siste tiårene forklarer IPCC som et resultat av økt antropogen drivhuseffekt⁸.

Skal hypotesen til Svensmark kunne forklare den globale oppvarmingen, må solaktiviteten ha økt de siste tiårene. I følge Benestad¹⁶ støttet Lockwood m.fl. (1999)⁵⁶ opp om dette ved å indikere at solmagnetismen har økt med rundt 40 % siden 1964. Richardson (2002)⁵⁷ gikk mot dette og fant ingen vesentlig økning i solmagnetisme siden 1960. De hevdet at den økningen som Lockwood m.fl. fant, var spesiell for dette intervallet. Det har heller ikke vært noen signifikant trend i antall solflekker ved maksimum solaktivitet eller kosmisk stråling siden 1958.

Rasmus Benestad har pekt på at dersom oppvarmingen i følge hypotesen til Svensmark skjer som følge av mindre refleksjon av solenergien, medfører dette større forventet oppvarming om dagen enn om natten. Observasjoner over land viser derimot størst oppvarming om natten. Det er blitt spekulert på om mekanismen Svensmark foreslo er viktigst over hav, men det forklarer ikke hvorfor temperaturen over land har steget fortere enn over hav. Flere forskere satte spørsmålsteget til Svensmarkshypotesen fordi korrelasjonen mellom lave skyer og kosmisk stråling svekkes når seriene forlenges med flere målinger⁸. Enkelte forskere har

også spekulert om den tilsynelatende høye korrelasjonen som Svensmark fant var en tilfeldighet forbundet med El Niño.

Forskere ved Institutt for geofag, Universitetet i Oslo, med professor Jón Egil Kristjánsson i spissen, har blant annet studert skyenes respons på episoder med plutselig minking i fluksen av galaktisk kosmisk stråling, det som kaller Forbushepisoder⁵⁸. De finner ingen signifikant sammenheng mellom slike episoder, da endringene i kosmisk stråling er svært stor, og parametre for skyer.

Et viktig arbeid om trender de siste tiårene i parametre som uttrykker variasjoner i solaktivitet og kosmisk stråling, ble publisert sommeren 2007 av Lockwood og Frölich. Blant annet har de studert trender i det såkalte internasjonale solflekketallet (Wolf number⁵⁹), den såkalte åpne solare fluks beregnet fra den radiale komponent av det interplanetare magnetiske felt, optelling av tilvekst av neutroner som skyldes kosmisk stråling og endringer i TSI. Trender i disse parametrene sammenholdes med trender i global temperatur for jordoverflaten. Ingen av trendene i disse parametrene over de siste tretti år er slik at solare variasjoner – inkludert kosmisk stråling – kan ha forklare den økningen i global temperatur som er observert.

Solvariasjon og global overflatetemperatur

Satellitobservasjoner viser et strålingspådriv på $0,2 \text{ W/m}^2$ mellom maksimum og minimum i solsyklusen (dvs. at endringer i TSI deles på 4, se neste kap., og 30 % trekkes fra for refleksjon). Dette kan vi sammenligne med andre pådriv, slik som strålingspådriv av økt karbondioksid i atmosfæren, omkring $1,5 \text{ W/m}^2$ siden den industrielle revolusjon (se neste kap.). Men mye av dette pådrivet er allerede "brukt" til å varme opp planeten. Derfor er det mer relevant å sammenligne strålingspådrivet over solsyklusen med planetens energiubalanse, som er omtrent $0,5 \text{ W/m}^2$ som et gjennomsnitt for de tiårene målingene har funnet sted⁶⁰.

Som diskutert finnes det mekanismer som kan forsterke solpådrivet. James Hansen og hans medarbeidere finner at effekten av et solart pådriv blir redusert med 10 % i forhold til pådriv fra CO₂, fordi solart pådriv er størst på lave bredder hvor det er liten tilbakekopling fra is og snø⁶¹. De finner imidlertid at solpådrivet blir økt med 20 % på grunn av stor variasjon ved ultrafiolette bølgelengder. Dermed har vi en netto pådrivseffektivitet på 110 % for solar pådriv relativt til like stort pådriv fra CO₂. Denne forsterkningen er for liten til å endre vesentlig på vår vurdering av solas rolle for klimaendringer. Men hva med galaktisk kosmisk stråling, kan variasjoner i den gi en indirekte effekt som forsterker solpådrivet? Dette kan vi vurdere fra empiriske data, dvs. målinger av solart pådriv de siste tiårene og observert global overflatetemperatur.

Kurva for observert global temperatur siste hundre år viser ingen tydelig samvariasjon med solar variasjon slik at vi kan se den direkte med øynene. Derimot viser grundige statistiske analyser en klar korrelasjon. Den mest nøyaktige analyse er trolig gjort av KA Kit Tung og Charles Camp⁶². De finner en global oppvarming på $0,16 \text{ }^\circ\text{C}$ for et solpådriv på $0,2 \text{ W/m}^2$,

eller 3,2 °C for ved dobling av innholdet av CO₂ i atmosfæren (nesten 4 W/m²). Dette er omtrent den klimasensitivitet en finner ved å bruke data fra klimahistorien (se neste kap.)

Men klimasensitivitet basert på data fra klimahistorien gjelder for en klimarespons over lang tid, dvs. etter at havet har hatt tilstrekkelig tid til å bli varmet opp og tilpasse seg pådrivet. Gjennom solarsyklusen på 10 til 12 år, vil temperaturen bare oppnå omtrent 50 % av responsen fram til ny likevekt. Dette betyr at resultatene til Tung og Camp indikerer en pådrivseffektivitet for solpådriv på 200 %. Det kan derfor se ut som om det fins et indirekte pådriv som øker effektiviteten av solpådriv med en faktor på to.

James Hansen har vurdert dataene som ble brukt av Tung og Camp og konkluderer at det effektive klimapådrivet over en solsyklus er et steds mellom 0,2 og 0,4 W/m².

2.6 Klimavariasjoner på planeten Mars

Noen mener at klimaendringer på planeten Mars de ti siste åra likner på den globale oppvarmingen på jorda. Skulle det være slik at klimaendringene på Mars og jorda går i takt, er det nærliggende å hevde at de begge skyldes variasjoner i energistrålingen fra sola. Forskning indikerer likevel at de siste klimaendringene har andre og ulike årsaker på de to planetene.

Basert på data fra utstrakt romaktivitet gjennom de siste åra, har vi fått mye ny kunnskap om planetenes atmosfære og klima. Det er blant annet funnet belegg for en regional eller global oppvarming gjennom de ti siste åra på planetene Mars, Pluto, Jupiter og på Neptuns største måned, Triton^{63 64}. I pressen er det blitt hevdet at disse funnene medfører at den globale oppvarmingen både på jorda og planetene kan forklares ut fra endringer i solvariasjonen. Økt menneskeskapt drivhuseffekt kan da ikke være hovedårsaken til den observerte globale oppvarmingen på jorda, blir det hevdet. Meningene skriver seg fra uttalelser fra den russiske fysikeren H.I. Abdussamatov, som blant annet skriver⁶⁵: *Parallell global oppvarming --- observert samtidig på Mars og på jorda --- kan bare være en direkte konsekvens av en effekt av en og samme fysiske faktor: en langsiktig endring i solstrålingen.*

Planeten Mars er blitt mest utforsket. For eksempel har en nå funnet belegg for hva en tidligere bare hadde en teori for: at Mars gjennomgår langsomme klimaendringer som likner på vekslingen mellom istider og mellomistider på jorda. Slike endringer har sin årsak i langsomme variasjoner i planetenes baner rundt sola. Disse langsomme klimaendringene på Mars og jorda går imidlertid ikke i takt. Slik er det tilfeldig at begge planetene for tiden er inne i en varm periode.

Atmosfæren på Mars er relativt tynn. Trykket ved overflaten – som er et uttrykk for vekten av atmosfæren - er mindre enn en prosent av tilsvarende trykk i jordas atmosfære. Temperaturvariasjonene er store, fra minus 140 °C ved polene om vinteren til pluss 20 °C om sommeren. Atmosfæren består av 95 % karbondioksid (CO₂) med små spor av oksygen, vann og andre gasser. Det virvles mye støv opp i atmosfæren. Støvpartiklene har en størrelse rundt 1,5 mikrometer og gir planeten en rødlig farge sett fra jorda. Støvskyenes utbredelse varierer mye med karakteristiske støvstormer, som er de kraftigste i solsystemet. Stormene kan dekke små områder, men også vokse til gigantiske stormer som dekker hele planeten.

Året på Mars er omtrent dobbelt så langt som på jorda. Om vinteren ligger polene som på jorda i kontinuerlig mørke. Siden Mars er nærmest sola når det er sommer på den sørlige halvkula, er årstidsvariasjonene mer ekstreme her. Sommertemperaturen i sør kan bli opp til 30 °C høyere enn tilsvarende temperatur i nord. Om vinteren blir overflaten så kald at så mye som 25-30 % av atmosfæren kondenserer til et tykt lag av CO₂-is (tørris). Når sollyset kommer tilbake etter vinteren, går tørrisen igjen over til CO₂ (ved sublimasjon). Denne prosessen følges av svært kraftige støvstormer. Ved polene fins det kapper av is dannet av vann. Over isen ligger det et lag med tørris, som i nord akkumuleres til cirka en meters tykkelse gjennom vinteren. I sør eksisterer det imidlertid et permanent lag med tørris, omtrent 8 meter tykt⁶⁶.

I 2005 viste data fra NASA at tørriskappen på Mars over polområdene i sør hadde minket markant gjennom tre Mars-somre på rad. En følge av dette var høyere bakkestrykk i atmosfæren og stigende temperaturer, dvs. en kortsiktig global oppvarming. Samtidig ble det observert omfattende støvstormer, og store deler av atmosfæren var dekt av et støvlag. Det er reist spørsmål om oppvarmingen skyldes sterkere solstråling.

Solas stråling blir omhyggelig overvåket av satellitter, slik kjenner vi variasjonene i solstrålingen i detalj for de siste tiårene. Målingene viser at strålingen har endret seg lite siden 1960, men gjennomgått omtrent like store 11-årssyklus. Slik kan, som vi allerede har indikert, endringer i solstrålingen ikke forklare den kraftige globale oppvarmingen på jorda de siste tiårene⁸. På samme måte er det også vanskelig å forklare temperaturøkningen på Mars med denne effekten. Abdussamatov hevder faktisk at intensiteten av solstrålingen har vært minkende siden litt ut på 1990-tallet og at denne utviklingen vil fortsette og slik gi kaldere klima i de neste tiårene. Slik synes han å motsi seg selv.

Den vanligste hypotesen er at de siste temperaturendringene på Mars skyldes endringer i klimasystemets albedo som et resultat av støvstormer. Ved økende utbredelse av støvstormer minker planetens albedo, dvs. at klimasystemet absorberer mer av solstrålingen slik at temperaturen øker. Det ble i 2007 publisert en artikkel i *Nature*⁶⁷ som viser at endringer i albedo fra år til år har en sterk innflytelse på været på Mars. Derfor er variasjoner i albedo i det minste en nødvendig komponent for å forklare kortsiktige klimaendringer på Mars. Parallell oppvarming det siste tiåret på Mars og jorda er etter alt å dømme en tilfeldighet. Det må likevel legges til at vår forståelse av klimaendringer på planetene ennå er mangelfull.

2.7 Oppsummering

Hva vet vi så om solvariasjoner og klima etter nesten 200 år med forskning? Forbausende lite. Solforskere fra USA og Sveits skrev i 2006 sammen med klimaforskere fra National Center for Atmospheric Research, USA og Hadleysenteret en oversiktsartikkel i *Nature* om solas effekt på jordas klima⁷. I sin konklusjon er de ganske pessimistiske og skriver: *Generelt kan vi ikke finne noe bevis for at variasjoner i solas utstråling har vært store nok for å drive signifikante klimavariasjoner på hundreårsskala, tusenårsskala, ja til og med en tidsskala på en million år. Det trengs bedre rekonstruksjoner av global temperatur og solaraktivitet for videre undersøkelser av tilsynelatende sammenheng mellom klima og solaraktivitet sett over siste tusen år og gjennom holosen, spesielt dersom signaturen for en mulig solar influens er begrenset i rom.*

Forskerne legger likevel til at: *mindre direkte koplinger drevet av solas velkjente variasjon i ultrafiolett fluks og i utbrudd av magnetisert plasma kan likevel stå for korrelasjoner sol-klima som utfordrer forklaringer gitt ved den direkte influens av variasjoner i TSI som blir vurdert her. Likevel, foreslåtte indirekte mekanismer er komplekse og omfatter innviklet vekselvirkning mellom troposferen, stratosferen og til og med høyere luftlag i jordas atmosfære som er mye mindre forstått enn den direkte effekten av strålingspådriv.*

Når det gjelder oppvarmingen de siste tiårene, kan ikke solar variasjon gi noen forklaring. Her tar vi med konklusjonen til Lockwood og Frölich fra 2007¹⁷. Den er kort og konsis: *Det fins mange interessante paleoklimatologiske studier som antyder at solarvariasjon har hatt en innflytelse på preindustrielt klima. Det fins også noen studier (påvising og årsakstilskrivning av klimaendringer) med globale klimamodeller som antyder at det har vært en påviselig influens av solarvariasjon i den første del av det tjuende århundret og at variasjoner av solare strålingspådriv kan forsterkes ved en eller annen mekanisme som ennå er ukjent. Likevel, disse funnene er ikke relevante for noen debatt om den moderne klimaendringen. Våre resultat viser at den observerte hurtige økningen i global middeltemperatur sett etter 1985 ikke kan tilskrives solar aktivitet samme hva slags mekanisme som inngår og samme hvor mye solarvariasjon blir forsterket.*

Vurderingene til IPCC2007 som omfatter all forskning på området, ikke minst simuleringer av klimaendringer gjennom siste år med klimamodeller, er ikke så pessimistiske når det gjelder solarvariasjoner og klimaendringer. De skriver i sitt tekniske sammendrag side 64⁸: *Det er meget sannsynlig at klimaendringer over minst sju århundrer før 1950 ikke alene skyldes intern klimavariasjon uten pådriv. Studier som påviser og årsakstilskriver klimaendringer indikerer at en betydelig del av preindustriell temperaturvariasjon over dekaner på nordlige halvkule, som en finner i rekonstruksjoner for disse århundrene, meget sannsynlig kan tilskrives naturlige ytre pådriv. Slike pådriv inkluderer episoder med avkjøling som skyldes kjente vulkanutbrudd, som det var flere av enn i det tjuende århundret, og langsiktige variasjoner i solar irradians, slik som redusert stråling gjennom Maunder minimum. Videre, det er sannsynlig at antropogene pådriv bidrog til den tydelige tidlige oppvarmingen i den tjuende århundret. Det er usannsynlig at usikkerhet vil lede til et tilfeldig samsvar mellom rekonstruksjoner av temperatur og rekonstruksjoner av pådriv siden de er beregnet fra uavhengige proskidata. Det fins ikke tilstrekkelig med data for å gjøre en tilsvarende evaluering for sørlige halvkule.*

Med noenlunde sikkerhet vet en at endringer i solaktiviteten kan påvirke jordas klima, men mange mener strålingspådrivene er for små til påvirkning på vanlig måte ut fra den energi disse gir. Hypotesene om hvordan solaktiviteten kan påvirke klimaet indirekte kan alle ha noe rett i seg, men det står mye forskning igjen før vi har sikker kunnskap om deres betydning. Den hypotesen om solaktivitet og klima som virker mest sannsynlig, er knyttet til stratosfærisk ozon. Det ser ut som at skydekket varierer noe i takt med solaktiviteten, men årsaken til dette kan like godt være effekter i stratosfæren som endringer i kosmisk stråling. Det er viktig å påpeke at ulike typer strålingspådriv utmerket godt kan virke samtidig. Derfor rokker ikke eventuell ny kunnskap om solaktivitet og klima på kunnskapen om økt antropogen drivhuseffekt og klima. Selv om klimaet skulle være mer påvirket av

solaktiviteten enn det strålingspådrivene tilsier, gir ikke dette bevis for at de klimaendringene som vi nå ser, er et resultat av endringer i sola.

¹ http://en.wikipedia.org/wiki/Solar_variation

² <http://en.wikipedia.org/wiki/Photosphere>

³ <http://en.wikipedia.org/wiki/Sun>

⁴ <http://en.wikipedia.org/wiki/Corona>

⁵ http://en.wikipedia.org/wiki/Solar_cycle

⁶ <http://en.wikipedia.org/wiki/Sunspot>

⁷Foukal et al. 2006. Variations in solar luminosity and their effect on the Earth's climate. *Nature*, 443,161-166.

⁸Climate Change 2007. *The Physical Science Basis*. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press. <http://www.ipcc.ch/>

⁹Camp, Charles D, og Ka Kit Tung 2007. "Surface Warming by the Solar Cycle as Revealed by the Composite Mean Difference Projection," *Geophysical Research Letters* 34 (18. juli): L14703.

¹⁰ <http://en.wikipedia.org/wiki/Radiocarbon>

¹¹ http://en.wikipedia.org/wiki/Ice_core

¹² Benestad, R. 2002. *Solar Activity and Earth's Climate*. Springer Praxis Books, 2nd edition 2006, 316 pp.

¹³ Friis-Christensen, E. and K. Lassen, 1991. Length of the solar cycle: an indicator of solar activity closely associated with climate, *Science* 254, 698-700.

¹⁴Laut og Gundermann 2000. Solar cycle lengths and climate: A reference revisited. *J. Geophys. Res.*, 105(A12), 27489-92.

¹⁵Thejl, P. 1999. On the 10-11 year 'solar' signal in the terrestrial land air temperature. Dansk meteorologisk institutt. DMI report 99-9.

¹⁶ Benestad, R. 2003. Solaktivitet og jordas klima. *Cicerone* 2/2003, 19-22.

¹⁷ Lockwood, M., C. Frölich 2007. Recent oppositely directed trends in solar climate forcings and the global mean surface temperature. *Proc. R.Soc. A*, doi:10.1098 Published online.

¹⁸ http://en.wikipedia.org/wiki/Cosmic_ray

¹⁹ http://en.wikipedia.org/wiki/Plasma_%28physics%29

²⁰ http://en.wikipedia.org/wiki/Gamma_ray

²¹ <http://en.wikipedia.org/wiki/Photosphere>

²² http://en.wikipedia.org/wiki/Solar_flare

²³ http://en.wikipedia.org/wiki/Solar_wind

²⁴ http://en.wikipedia.org/wiki/Coronal_loop

²⁵ http://en.wikipedia.org/wiki/Magnetic_reconnection

²⁶ http://en.wikipedia.org/wiki/Solar_flare

²⁷ http://en.wikipedia.org/wiki/Coronal_mass_ejection

²⁸ Abdussamatov, H. 2009. The sun defines the climate. <http://climaterealist.com/>

- ²⁹ http://en.wikipedia.org/wiki/Geomagnetic_storm
- ³⁰ [http://en.wikipedia.org/wiki/Aurora_\(astronomy\)](http://en.wikipedia.org/wiki/Aurora_(astronomy))
- ³¹ <http://en.wikipedia.org/wiki/Magnetosphere>
- ³² <http://en.wikipedia.org/wiki/Ionosphere>
- ³³ http://en.wikipedia.org/wiki/Space_weather
- ³⁴ IPCC, 2001. Climate Change 2001: *The Scientific Basis*. Working Group I contribution to the Third Assessment Report of IPCC. Cambridge University Press, 881pp. <http://www.ipcc.ch/>
- ³⁵ Jirikowic, J. L. and Damon, P. E. 1994. The medieval solar activity maximum, *Clim. Change* **26**/3, 309–316.
- ³⁶ Rigozo, N.R. et al. 2001. Reconstruction of Wolf sunspot number on the basis of spectral characteristics and estimates of associated radio flux and solar wind parameters for the last millennium. *Solar Phys.*, 203, 179.
- ³⁷ f. eks. Matthes, K., et al. 2006: The transfer of the solar signal from the stratosphere to the troposphere: Northern winter. *J. Geophys. Res.*, 111, doi:10.1029/2005JD006283.
- ³⁸ http://en.wikipedia.org/wiki/Quasi-biennial_oscillation
- ³⁹ Labitzke, K. et al. 2006. Sunspots, the QBO, and the Stratosphere in the North Polar Region - 20 Years later. *Meteorologische Zeitschrift*, Vol. 15, No. 3, 355-363(9).
- ⁴⁰ http://en.wikipedia.org/wiki/Sudden_stratospheric_warming
- ⁴¹ http://en.wikipedia.org/wiki/Brewer-Dobson_circulation
- ⁴² <http://en.wikipedia.org/wiki/Ultraviolet>
- ⁴³ http://en.wikipedia.org/wiki/Ozone_layer
- ⁴⁴ Gillett, N.P. & D.W.J. Thompson 2003. Simulation of Recent Southern Hemisphere Climate Change. *Science*, 302, 273-276.
- ⁴⁵ Foukal, P. 2002. A comparison of variable solar total and ultraviolet irradiance outputs in the 20th century. *Geophys. Res. Lett.*, 29(23), 2089, doi:10.1029/2002GL015474.
- ⁴⁶ Ney, E.P. 1959. Cosmic radiation and the weather. *Nature*, 183, 451-452.
- ⁴⁷ Dickinson, R.E. 1975. Solar variability and the lower atmosphere. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 56, 1240-1248.
- ⁴⁸ http://en.wikipedia.org/wiki/Henrik_Svensmark
- ⁴⁹ Svensmark, H. 1998. Influence of cosmic rays on climate. *Phys. Rev. Lett.*, 81, 5027–5030.
- ⁵⁰ Svensmark, H. 2000. Cosmic rays and earth's climate. *Space Sci. Rev.*, 93, 175–185.
- ⁵¹ Svensmark, H., Friis-Christensen. 1997. Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage – a missing link in solar-climate relationships. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 59, 1225–1232.
- ⁵² Carslaw, K.S. et al. 2002. Cosmic Rays, Clouds, and Climate. *Science*, 298, 1732 – 1737; se også Grønås, S. 2003. Kosmisk stråling, skyer og klima. *Cicerone* 2/2003, 25-27.
- ⁵³ Svensmark, H. et al. 2007. Experimental evidence for the role of ions in particle nucleation under atmospheric conditions. *Proceedings of the R. Soc. A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 463 (2078): 385–396.
- ⁵⁴ Svensmark, H, N. Calder, 2007. *The Chilling Stars: A New Theory of Climate Change*, Thriplow: Icon. ISBN 9781840468151.

- ⁵⁵ Harrison, R.G., Carslaw, K.S. 2003. Ion-aerosol cloud processes in the lower atmosphere, *Reviews of Geophysics*, **41**, pp.1012.
- ⁵⁶ Lockwood, M., R. Stamper & M. N. Wild 1999. Adoubling of the Sun's coronalmagnetic field during the past 100 years. *Nature* 399, 437-439.
- ⁵⁷ Richardson 2002. *J. Geophys. Res*, 107, 1304.
- ⁵⁸ Kristjansson, J.E., et al. 2008. Cosmic rays, cloud condensation nuclei and clouds – a reassessment using MODIS data. *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 7373-7387.
- ⁵⁹ http://en.wikipedia.org/wiki/Wolf_number
- ⁶⁰ Hansen, J. 2009. *Storm of my Grandchildren*. Bloomsbury Publishing, London, New York, Berlin.
- ⁶¹ Hansen, J., M. Sati, R. Ruedy, L. Nazarenko et al. 2005. Efficacy of Climate Forcings. *J. of Geophys. Res.*, 110 (28 september 2005) D18104.
- ⁶² Tung, K.K., C.D. Camp 2008. Solar cycle warming at the Earth's surface in NCEP and ERA-40 data: A linear discriminant analysis. *J. of Geophys. Res.* 113, D05114.
- ⁶³ http://en.wikipedia.org/wiki/Extraterrestrial_atmospheres
- ⁶⁴ http://en.wikipedia.org/wiki/Attribution_of_recent_climate_change
- ⁶⁵ Abdussamatov, H. I. 2004. About the long-term coordinated variations of the activity, radius, total irradiance of the Sun and the Earth's climate. *Proceedings of the International Astronomical Union* **223**: 541–542.
- ⁶⁶ http://en.wikipedia.org/wiki/Climate_of_Mars
- ⁶⁷ Fenton L.K. et al. 2007. Global warming and climate forcing by recent albedo changes on Mars. *Nature* 446, 646-649.

VI.3. ATMOSFÆREN SOM DRIVHUS

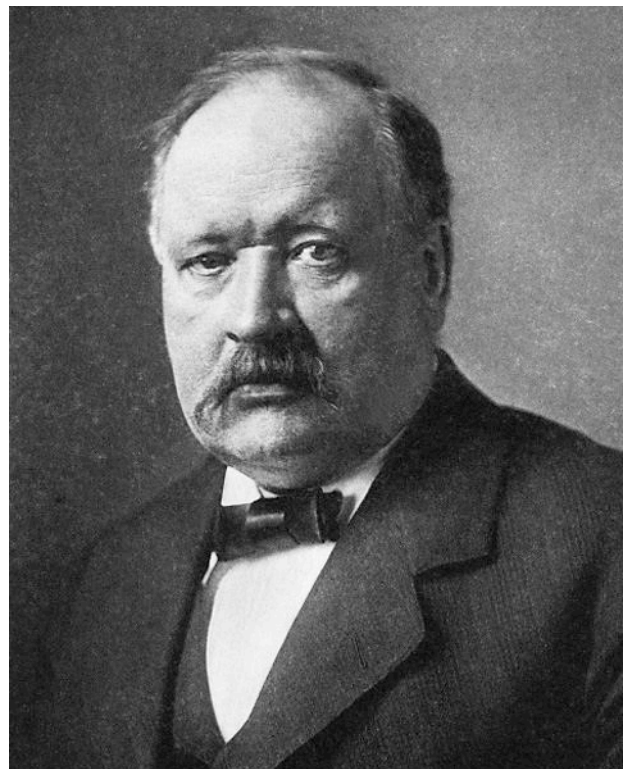
Vi assosierer gjerne *drivhuseffekten* i atmosfæren med de gode vekstforholdene i et drivhus. Drivhuset mottar varme fra sola nærmest uhindret gjennom glasset, men glasset hindrer for varmetap fra drivhuset slik at vekstklimate blir langt gunstigere enn uten glasset. Glasset luner på flere måter, først og fremst ved å dempe direkte varmeflukser fra huset (isolere) og stenge for *latente varmeflukser* (vanndamp). I atmosfæren er det lufta selv som utgjør "glasset", men isoleringen er ikke knyttet til varmeflukser som i et drivhus, men til at lufta absorberer langbølget stråling fra jordoverflaten og reemitterer energi tilbake til overflaten. I en atmosfære uten denne drivhuseffekten ville middeltemperaturen på jordoverflaten vært så mye som 33 °C kaldere. Dette resultatet finner en i lærebøker i meteorologi, og i undervisningen utfører studentene beregningene som viser dette.

Den franske matematikeren Joseph Fourier (1768-1830) har fått æren av å ha oppdaget at gasser i atmosfæren øker temperaturen ved jordoverflaten¹. Han etablerte konseptet energibalanse for planetene i 1824, dvs. balanse mellom stråling fra sola og infrarød stråling fra klimasystemet. Fourier kalte infrarød stråling for "charleur obscure" og forsto at den økte med temperaturen. Men Stefan-Boltzmanns lov ble ikke formulert før femti år senere. Fourier forsto at atmosfæren er nesten gjennomskinnelig for stråling fra sola og at varme fra jordas indre ikke bidrar mye til varmebalansen. Derimot trodde han feilaktig at jorda mottar betydelig med strålingsenergi fra verdensrommet.

Fourier hadde kanskje ikke noen helt klar forståelse av selve drivhuseffekten, men pekte på et fysisk eksperiment som ble gjort fem år tidligere. Her ble det vist at temperaturen i en svart boks som ble utsatt for sollys, økte når det ble lagt en glassplate på toppen av boksen. Teorien om infrarød stråling og atmosfærens drivhuseffekt ble utviklet først 20 år senere av Claude Pouillet (1791-1868)² og John Tyndall (1820-1893)³. Den som først relaterte endringer i drivhuseffekten til klimaendringer var Svante Arrhenius⁴.

3.1 Arrhenius

Den svenske vitenskapsmannen Svante Arrhenius stilte for mer enn 100 år siden spørsmålet om klimavariasjoner på jorda er knyttet til innholdet av *drivhusgasser* i atmosfæren. Drivhuseffekten og CO₂ som drivhusgass var for lengst blitt oppdaget, det var endringene i drivhuseffekten som opptok Arrhenius. Han studerte blant annet effekten av en dobling av konsentrasjonen av CO₂ i atmosfæren på det globale klimaet. Det samme problemet, som uttrykker klimasystemets sensitivitet (*klimasensitivitet*) slik vi har definert det tidligere, har siden vært debattert som et fundamentalt problem i klimaforskningen⁵.



Svante Arrhenius (1859-1927).
http://en.wikipedia.org/wiki/Svante_Arrhenius

Arrhenius hadde som så mange forskere på sin tid fagkompetanse innen mange naturvitenskapelige fagdisipliner. Hans doktorgrad fra 1884 var innen elektrokjemi, og mye av hans forskning handlet om elektrisk polarisering. Blant annet arbeidet han med væskers elektriske ledningsevne. Flere vurderte doktorgraden som middelmådig og ikke god nok for en akademisk karriere. Arrhenius hadde likevel tro på sin forskning og sendte doktorarbeidet til noen ledende forskere i Europa. Flere av disse ble imponert over hans arbeid, og han ble hjulpet til en dosentstilling ved Uppsala Universitet. I 1891 fikk han et professorat ved Stockholms Högskola, samme lærested der Vilhelm Bjerknes ble tilsatt som lektor i 1892 og professor i 1895 i anvendt matematikk og teoretisk fysikk.

I 1903 ble Arrhenius den tredje som fikk Nobelprisen i kjemi, og den første svensken som mottok hedersprisen. Han fikk prisen for sitt arbeid innen elektrolyttisk teori om spalting av molekyler og ioner. Samme året publiserte han "Lehrbuch der kosmischen Physik" i to bind, en lærebok i et helt annet forskningsfelt⁶. Som lærebok i en vitenskapelig disiplin som ennå ikke fantes, ble ikke boken lest av mange.

Arrhenius var først og fremst kjemiker og fysiker. Hans tilnærming innen klimaforskning var å benytte kjente vitenskapelige prinsipp for å forklare eksisterende observasjoner. Slik satte han fram hypoteser om årsakene til istider. I 1895 presenterte han arbeidet "On the Influence of Carbonic Acid in the Air upon the Temperature of the Ground" i Stockholms fysiske selskap⁷. Artikkelen beskrev en enkel modell for atmosfærens energibudsjett for å beregne temperaturen ved overflaten, en metode som inkluderte strålingseffekten av drivhusgassene CO₂ og vanndamp. Spesielt beregnet han effekten på temperaturen av endringer i konsentrasjonen av CO₂. På den måten argumenterte han for at endringer i CO₂ i stor grad kan påvirke jordas klima.

Noen år etter at han mottok nobelprisen ga han ut boka "Värdarnas utveckling" (Worlds in the Making)⁸, en populærvitenskapelig bok som nådde mange lesere. I boka beskrev Arrhenius kjente teorier om hvordan drivhuseffekten gir en varm atmosfære. Hans beregninger demonstrerte blant annet at en atmosfære uten CO₂ vil være mye kaldere. Han viste videre at siden en kaldere atmosfære vil inneholde mindre vanndamp, vil dette forsterke avkjølingen (positiv *klimatilbakekopling* på et negativt pådriv). Han anvendte sine resultater på klimaet på høye bredder og prøvde å forklare istidene.

Arrhenius ga i boka uttrykk for at økende antropogene utslipp av CO₂ ville øke jordas overflatetemperatur. Ut fra dette forutså han at utslippene knyttet til industriens framvekst ville endre klimaet vesentlig innen et par hundre år. En slik endring kunne etter hans mening på mange måter bli fordelaktig for livet på jorda, den kunne blant annet stimulere planteveksten og skape grunnlag for større matproduksjon for en økende befolkning. I tillegg mente han at en slik oppvarming ville hindre en ny istid. På den måten var hans syn svært forskjellig fra den bekymring vi i dag knytter til global oppvarming. Arrhenius estimerte at en dobling av CO₂ ville øke global temperatur med 5-6 °C, altså fant han en større klimasensitivitet enn i anslag fra dagens forskning.

Teorien til Arrhenius møtte motsand, blant annet fra sin landsmann Knut Ångström⁹, professor i fysikk i Uppsala. Han gjorde studier som tydet på at tilføring av mer CO₂ til atmosfæren ikke ville få større betydning på drivhuseffekten^{10 11}. Han bidro til en alminnelig oppfatning, som hersket lenge,

om at atmosfæren er mettet med hensyn til absorpsjon av infrarød stråling, utslipp av drivhusgasser og økende innhold av CO₂ i atmosfæren gjør ingen forskjell. Slik var det få forskere som lot seg affisere av Arrhenius' teori om antropogen global oppvarming. Ångström advarte også geologer mot teorien til Arrhenius om årsakene til vekslingene mellom istider og mellomistider. Først etter andre verdenskrigen tok forskere opp igjen studier av stråling knyttet til drivhusgasser, både ved jordoverflaten og i høyere lag av atmosfæren. Det viste seg da at Ångström tok feil¹². Hans laboratorieeksperimenter var ikke helt relevante for atmosfæren. I dag vet vi at utslippene av CO₂ og andre klimagasser har økt raskere enn det Arrhenius forutså. Så godt som alle aktive klimaforskere mener derfor nå at en antropogen global oppvarming allerede er i gang¹³.

Arrhenius utførte forskning på mange felt og skrev flere bøker for en større krets av lesere: "Människan inför världsgåtan: olika tiders och folks åsikter om världsutvecklingen" (1907), "Stjärnornas öden" (1915) og "Kemien och det moderna livet" (1919)¹⁴. Han døde i 1927. Som så mange av samtidens forskere gikk han inn for rasehygiene.

3.2 Mer om drivhuseffekt og økt drivhuseffekt

Vi har tidligere gitt en kort innføring i stråling og drivhuseffekt¹⁵, spesielt hva som skjer med *infrarød stråling* (infrarød termalstråling) emittert fra jordas overflate. Molekyler av CO₂, vanndamp eller andre drivhusgasser absorberer noe av strålingsenergien, og ved kollisjoner med andre luftmolekyler varmes lufta opp i de aktuelle lag. Molekylene stråler noe av energien de har absorbert tilbake til jordoverflaten og noe oppover til høyere luftlag. Etter hvert som strålingen når høyere opp, blir atmosfæren tynnere og kaldere. Til sist når strålingsenergien et lag som er så tynt for masse og så kaldt at strålingen slipper ut til verdensrommet.

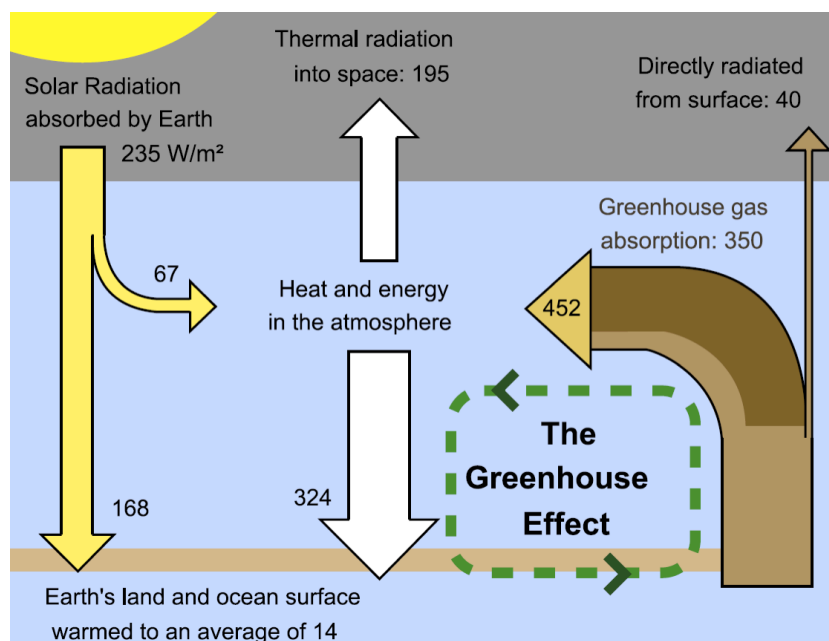


Fig. 1: En skjematisk fremstilling av flyt av energi mellom det ytre rom, jordas atmosfære og jordoverflaten (W/m²). Atmosfærens evne til å oppta og resirkulere energi emittert av jordoverflaten er det karakteristiske for drivhuseffekten. (Også vist i Del II) http://en.wikipedia.org/wiki/Greenhouse_effect

Fluksen oppover emittert av overflaten må ikke bare balansere den solare fluks som absorberes, men også den infrarøde fluks nedover emittert av atmosfæren. Temperaturen i overflaten må derfor innstille seg på en temperatur slik at varmestrålingen balanser summen av innkommende solar og infrarød stråling (Fig. 1).

Hva skjer når vi tilfører mer CO₂ til atmosfæren? La oss se på de øverste lagene, som er så høyt oppe og tynne for masse at det meste av strålingsenergien nedenfra slipper igjennom. Om vi føyer til molekyler av CO₂, betyr dette at disse lagene absorberer mer av strålingen nedenfra. Dette betyr igjen at høyden, der det meste av strålingsenergien forlater klimasystemet, forskyves høyere opp til lag som er kaldere. Slik avtar strålingen til verdensrommet. Hele planeten vil derfor nå ta opp mer kortbølget energi fra sola enn den stråler ut. Etter som de høyere lagene stråler noe av den absorberte energien nedover, oppvarmes de lavere luftlagene. Oppvarmingen fortsetter inntil de høyeste lagene blir varme nok til å stråle like mye stråling ut til verdensrommet som planeten mottar fra sola. Vi merker oss at i disse lagene er innholdet av vanndamp lite, i motsetning til CO₂ som har et nesten konstant *blandingsforhold* til store høyder grunn av lang oppholdstid i atmosfæren.

Verdensrommet mottar stråling fra alle lag i atmosfæren. Samlet stråling kan observeres fra en satellitt. Om vi måler over lang tid, kan vi finne gjennomsnittlig stråling fra hele klimasystemet. Ved å bruke Stefan-Boltzmanns lov (Del II, kap. 2) kan vi lett gjøre denne strålingen om til en temperatur for et svart legeme. Denne temperaturen blir kalt *effektiv strålingstemperatur* for klimasystemet. Om vi ser på observert gjennomsnittstemperatur fra jordoverflaten gjennom troposfæren - der temperaturgradienten som kjent er 6 grader per kilometer i gjennomsnitt opp til *tropopausen* (se Del II, kap. 1) - finner vi igjen denne effektive temperaturen et steds i den øvre del av troposfæren. Denne høyden fra jordoverflaten blir kalt *høyden for strålingstyngdepunktet*.

Fra argumentasjonen over forstår vi at når vi slipper ut mer drivhusgasser til atmosfæren, vil høyden for strålingstyngdepunktet øke. Vi kan si at atmosfæren har en viss gjennomtrengelighet – eller tetthet - for infrarød stråling. Denne tettheten bestemmer høyden i atmosfæren der mesteparten av den infrarøde strålingen blir emittert til verdensrommet. Dersom atmosfæren blir strålingsmessig tettere, dvs. mindre gjennomtrengelig for langbølget stråling, vil strålingen til verdensrommet finne sted høyere oppe i atmosfæren, dvs. ved en lavere temperatur, dvs. mindre stråling til verdensrommet. For å oppnå ny strålingsbalanse ved toppen av atmosfæren, må temperaturen i overflaten og i troposfæren varmes opp.

En enkel modell for drivhuseffekten

Kunnskapen om drivhuseffekten er godt forstått, fullstendig teori ble utviklet for cirka 50 år siden. Nøyaktige strålingsberegninger basert på denne kunnskapen, slik de blant annet utføres i klimamodeller, er kompliserte. For å forstå essensen i drivhuseffekten, anvender vi svært mye enklere matematiske modeller. Vi har forklart drivhuseffekten med ord. I det følgende drister vi oss til å forklare via en enkel matematisk modell. Vi tenker oss at klimasystemet kan forenkles til en global temperatur for overflaten, T_s , og en temperatur for atmosfæren, T_a (Fig. 2).

Vi husker vår definisjon på et svart legeme (Del II, kap. 2). Emissivitet er et tall som uttrykker hvor mye et legeme avviker fra et svart legeme¹⁶, la oss uttrykke den ved symbolet ϵ . For et svart legeme er $\epsilon = 1$ og for andre legemer et tall mellom null og en. La oss anta at jordoverflaten stråler som et svart

legeme og at atmosfæren har en emissivitet ϵ for stråling fra jordoverflaten (omtrent lik 0,77). På den måten blir ϵ et uttrykk for drivhuseffekten, dvs. et uttrykk for hvor mye av strålingen fra jordoverflaten som atmosfæren absorberer. Vi har definert *solar konstanten* og kalt den TSI (*total solar irradians*). La oss angi klimasystemets *albedo* med α (omtrent lik 0,3). La oss videre anta at atmosfæren ikke absorberer kortbølget stråling. Vi kan nå sette opp enkle ligninger for strålingsbalansen for jordoverflaten, atmosfæren og for toppen av klimasystemet hver for seg.

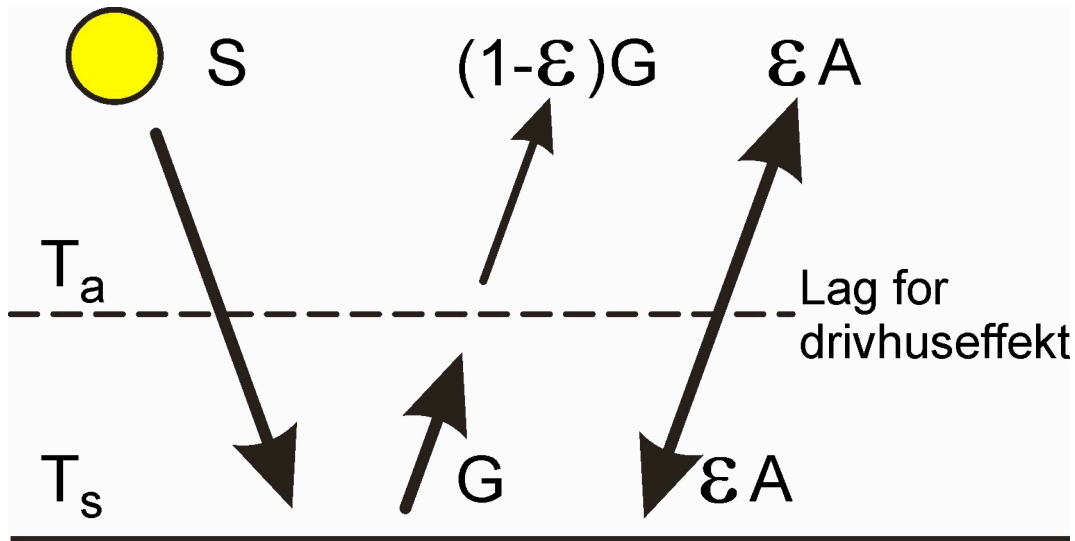


Fig. 2: Figur knyttet til enkel modell (se tekst). Tegnet av Frank Cleveland, Geofysisk institutt, Universitetet i Bergen.

Overflaten

mottar kortbølget *solstråling* (det samme som ved toppen av atmosfæren): $(1-\alpha)TSI/4=S$ (må dele med fire for å ta hensyn til at halvparten av jorda ligger i skygge og at strålingen skal fordeles på en halvkule, se kap. 3.3).

Overflaten stråler som et svart legeme: $\sigma T_s^4=G$, hvor σ er Stefan-Boltzmanns konstant.

I tillegg mottar overflaten stråling fra atmosfæren: $\epsilon \sigma T_a^4= \epsilon A$.

Balanse: $S + \epsilon A = G$

Atmosfæren

mottar stråling fra overflaten: ϵG

Den stråler oppover: ϵA

og nedover: ϵA

Balanse: $\epsilon G = 2 \epsilon A$

Toppen av atmosfæren:

Fra atmosfæren: ϵA

Fra overflaten: $(1-\epsilon)G$ (det som er igjen når atmosfæren har tatt sitt)

Balanse: $S = \epsilon A + (1-\epsilon)G$

Fra ligningene kan vi for eksempel lett finne at

$$G=S/(1-0.5 \epsilon)$$

Fra G kan vi regne ut T_s ved å bruke Stefan-Boltzmanns ligning. Setter vi inn verdier vi har for T_{SI} , α og ϵ , får vi $T_s = 288$ K, en realistisk verdi selv med en enkel modell.

Vi kan lett se at strålingen fra overflaten (G) øker fra S til $2S$ når ϵ øker fra null (ingen drivhuseffekt) til en (maksimum drivhuseffekt). Etter Stefan-Boltzmanns lov vil overflatetemperaturen øke tilsvarende, dvs. at økende drivhuseffekt øker overflatetemperaturen. Det følger av modellen at temperaturen i atmosfæren T_a er mindre enn temperaturen ved overflaten T_s . Dette er også en betingelse for å få en drivhuseffekt og stemmer med det som observeres.

Vår modell er sterkt forenklet, f. eks. tar den ikke hensyn til skyer og varmeflukser fra overflaten. Likevel kan den brukes til å illustrere flere sider ved drivhuseffekten. Spesielt kan den brukes til å illustrere hva som skjer om en endrer solstrålingen (S) eller drivhuseffekten uttrykt ved emissiviteten ϵ . Slik kan en lett finne hvor sensitiv modellen er for endringer i parametrene den har. Vi kan studere øyeblikkelige små endringer i solstrålingen, ΔS , og i drivhuseffekten, $\Delta \epsilon$, under forutsetning av at T_s og T_a holdes konstant. På denne måten kan vi definere strålingspådriv fra både sola og fra endret drivhuseffekt og finne en lineær sammenheng mellom strålingspådriv og temperaturforandring. Videre kan vi illustrere at strålingspådriv – om de kommer fra sola eller fra drivhusgasser – har mye den samme effekt på dette enkle klimasystemet.

Klimasystemets stråling oppover ved toppen av atmosfæren satte vi til $\epsilon A + (1 - \epsilon)G$. La oss omsette strålingen til en effektiv strålingstemperatur for klimasystemet og kalle den T_e . (bestemmes fra ligningen $\epsilon A + (1 - \epsilon)G = \sigma T_e^4$). Anta at drivhuseffekten plutselig øker ved at emissiviteten øker med en positiv verdi $\Delta \epsilon$. Holder vi T_s og T_a konstant, er det lett å vise at strålingen på toppen av atmosfæren vil avta. Dette betyr at T_e vil avta, noe som betyr at vi må lengre opp i troposfæren for å finne den effektive strålingstemperaturen. Modellen gjengir slik en svært viktig generell egenskap ved økt drivhuseffekt: Den flytter den effektive strålingstemperaturen for klimasystemet til en større høyde for strålingstygdepunktet. For å oppnå ny balanse må temperaturene i klimasystemet øke.

Spektralbånd

Det er kvantemekanikk som gir grunnlaget for å beregne vekselvirkning mellom molekyler og stråling. Det meste av denne vekselvirkningen opptrer når frekvensen til strålingen samsvarer med spektrallinjene til molekylet. Etter kvantemekanikken er dette linjer som bestemmes ved kvanteberegning av vibrasjons- og rotasjonsmodene til molekylet^{17 18}. I praksis er det utstrakte spektroskopiske laboratoriemålinger mer enn kvantemekaniske beregninger som gir grunnlaget for de fleste studier og beregninger av strålingsoverføringer i atmosfæren. Grunnlagsdata for strålingsberegner finner en i et utstrakt arkiv for spektralmålinger, kalt HITRAN¹⁹. Det fører for langt å gi en omfattende innføring om infrarød stråling på molekylnivå for de forskjellige drivhusgasser i atmosfæren, men vi tar med en smule (som mange kan hoppe fordi).

Et foton²⁰ er i kvantemekanikken et energikvant av elektromagnetisk stråling, en slags lyspartikkel. I vakuum beveger fotoner seg alltid med konstant fart lik lysets hastighet. Absorpsjon ved at ett foton bare vekselvirker med ett molekyl, er relativt liten. Det viser seg at det meste av infrarød absorpsjon i atmosfæren skjer ved kollisjon til to molekyler samtidig. At et foton virker best sammen med to

molekyler, gjør direkte kvantemekaniske beregninger for de typer molekyler som inngår i drivhuseffekten mer utfordrende.

Bredden på en spektrallinje er et viktig element i å forstå dets betydning for absorpsjon av stråling. I atmosfæren bestemmes disse spektralbreddene ved såkalt trykkutbredelse, en utvidelse av bredden på spekteret som skyldes demping i vibrasjoner som følge av energitap ved emisjon og kollisjoner mellom absorberende molekyler²¹.

Vi har sett at de molekyler/atomer som utgjør størstedelen av atmosfæren, oksygen (O₂), nitrogen (N₂) og argon (Ar), ikke påvirkes av infrarød stråling. I atmosfæren kan disse molekylene verken absorbere eller emitte. Dette er tilfelle selv om oksygen- og nitrogenmolekyler kan vibrere. Som vi har sett er vanndamp, CO₂ og ozon de dominerende infrarøde absorpsjonsgasser i atmosfæren. Etter det vi lærte om stråling, er det de samme molekylene som er dominerende for emisjon av stråling. For strålingsenergi møtt i atmosfæren har CO₂ og O₃ visse vibrasjonsbevegelser med kvantetilstander som kan stimuleres ved kollisjoner. For eksempel er CO₂ et lineært molekyl, men har en viktig vibrasjonsmode der molekylet "bøyes" med karbonet i midten, som beveger seg i en retning og oksygenet på endene som beveger seg i motsatt retning²². Dette gir et såkalt dipolmoment, og slik kan CO₂ absorbere infrarød stråling. Kollisjoner vil umiddelbart overføre denne energien til oppvarming av gassen omkring. På den annen side vil CO₂-molekylene bli påvirket vibrasjonsmessig av kollisjonene. Omtrent 5 % av CO₂-molekylene er vibrasjonsmessig påvirket ved romtemperatur, og det er disse 5 % som stråler. En betydelig del av drivhuseffekten som skyldes CO₂, eksisterer fordi denne vibrasjonen så lett påvirkes av infrarød stråling. CO₂ har to andre vibrasjonsmoder, symmetrisk og asymmetrisk strekking. Den symmetriske strekkingen stråler ikke, og den asymmetriske strekkingen har for høy frekvens for å bli effektivt påvirket av atmosfæriske temperaturkollisjoner, selv om den bidrar til absorpsjon av infrarød stråling.

Vannets vibrasjonsmoder finnes ved for høye energier til å stråle effektivt²³, men absorber høyfrekvent infrarød stråling. Vanndamp har en bøyd form med et permanent dipolmoment, noe som betyr at infrarødt lys kan emitteres og absorberes gjennom rotasjonsoverganger. Disse overgangene kan også produseres ved energioverføring ved kollisjoner. Skyer er også svært viktige for å absorbere infrarød stråling. Derfor har vann flere effekter på infrarød stråling ved sine ulike faser.

Mer om strålingsmetning

Anta at vi sender en stråle med en viss styrke, la oss anta en Watt, fra en infrarød lyskilde oppover fra jordoverflaten. La oss tenke oss at strålen kan detekteres og energien måles fra en satellitt. Hvordan forandres signalet om vi øker konsentrasjonen av CO₂ i atmosfæren? Som tidligere antydte, dukker begrepet *strålingsmetning* opp når en diskuterer dette spørsmålet. Ved en mettet tilstand vil tilføring av mer CO₂ ikke lengre ha noen effekt på strålingen. Situasjonen kan illustreres ved å tenke seg et transportbånd som fører en jevn strøm av drops med ulike farger. Ved enden av båndet står en sukkerelsker som bare liker røde drops, og han klarer å få i seg halvparten av disse dropsene. Anta at det kommer til en person med det samme begjæret for røde drops. De to personene vil da få i seg alle de røde dropsene. Om det kommer til flere slike personer, forandrer situasjonen seg ikke. Skal fluksen av drops på båndet minke, må noen spise drops med andre farger.

Det hevdes fortsatt, slik Ångström gjorde det, at CO₂ i atmosfæren er i en slik mettet tilstand for infrarød stråling, slik at høyere innhold ikke gir høyere drivhuseffekt. For å forstå at dette ikke er

korrekt, må vi studere moderne målinger av absorpsjonstakten for CO₂ for infrarød stråling. Denne takten varierer på en innviklet måte som en funksjon av strålingens bølgelengde. For hver bølgelengde vil strålingsmengden som når satellitten, avta raskere enn lineært, dvs. avta eksponensielt, med antallet molekyler av CO₂ som strålen møter. Takten på minkingen bestemmer det vi kaller absorpsjonsfaktoren.

For diskusjonen trenger vi å innføre begrepet *optisk tykkelse* for atmosfæren. La oss anta et visst nivå for CO₂, for eksempel et førindustrielt nivå, og at vår tenkte stråle, ved en bestemt bølgelengde, blir redusert med en faktor $1/e$, dvs. cirka $1/2,7=0,37$, noe som betyr at 37 % av strålingen slipper gjennom. Det er vanlig å la slike faktorer uttrykke en optisk tykkelse. En kan for eksempel definere at atmosfæren er optisk tykk for denne faktoren og mindre verdier. La oss doble mengden av CO₂. Da vil strålingen svekkes med $1/e \cdot 1/e=0,14$, dvs. at bare 14 % slipper gjennom atmosfæren. Dersom mengden av CO₂ derimot avtar til det halve, vil strålene bare svekkes til $1/\sqrt{e}=0,61$, dvs. en over kvadratroten av e , og hele 61 % av strålingen slipper gjennom. En slik atmosfære kunne vi kalle optisk tynn. Hvor grensen går mellom optisk tykk og tynn er et definisjonsspørsmål. Vi merker oss at en halvering av CO₂ gir omtrent en like stor strålingseffekt som en dobling. Om en dobling gir et strålingspådriv på nesten 4 W/m^2 , betyr dette at en firedobling gir et pådriv på nesten 8 W/m^2 .

Absorpsjonsfaktoren kan beregnes for alle aktuelle bølgelengder og for ulike konsentrasjoner av CO₂ ved å bruke HITRAN. Beregningene kan utføres for ulike temperaturer og trykk. Om en velger et representativt trykk ved havnivå og en temperatur på 20 °C, finner en at CO₂ er mettet for stråling i bølgelengder fra 13,5 til 17,0 μm ²⁴. Utenfor dette området er atmosfæren ikke mettet. Hva skjer om en tilfører mer CO₂? Båndet som er mettet vil da bre seg litt ut. Om en for eksempel firedobler konsentrasjonen, vil området som er mettet vides ut til 13,0 til 17,5 μm . Men områdene utenom dette båndet påvirkes lite. I mange bånd vil selv en økning på flere tusen ganger ikke føre til metning.

Etter argumenter i begynnelsen av kapitlet øker likevel drivhuseffekten for denne delen av spekteret hvor atmosfæren kan sies å være mettet for CO₂ og optisk tykk. For strålingen i dette båndet til verdensrommet skjer ved temperaturer som er mye kaldere enn ved overflaten. Slik er strålingen til verdensrommet svært liten sammenlignet med strålingsflukser ved temperaturer ved overflaten. I delene av spekteret som er optisk tynne, stråler atmosfæren derimot omtrent med temperaturer ved overflaten. Vi har sett at en økning i CO₂ betyr en utvidelse av det spektrale området hvor atmosfæren er optisk tykk. Dette betyr at litt av strålingen ved overflaten erstattes med stråling med mindre intensitet i den øvre atmosfære. Slik reduseres strålingstapet til verdensrommet.

Forskere som Ångström kjente ikke til de ulike absorpsjonslinjene i detalj. Heller ikke hvordan slike linjer endrer seg for de ulike gassene når trykket avtar (noe vi ikke har tatt opp). Det ble den gangen heller ikke tatt hensyn til hvor tørr atmosfæren blir i store høyder, noe som gir større relativ betydning til godt blandede gasser som CO₂. Etter det vi har forklart, vil en økning i drivhusgasser som CO₂ i de høye lagene, der strålingen slipper igjennom, varme opp jorda uavhengig av hvordan absorpsjonen virker. Slik vil tilføring av CO₂ øke drivhuseffekten selv om vi skulle ha en metning for absorpsjon i CO₂ i lavere lag.

Moderne undersøkelser viser likevel at atmosfæren ikke er i nærheten av metning, dvs. det er ikke i nærheten nok CO₂ i atmosfæren til å blokkere det meste av den infrarøde strålingen i de båndene av strålingsspekteret der gassen absorberer.

Hva skal en så svare skeptikere som bruker metningsargumentet mot realiteten i global oppvarming? Her er et svar i fire punkter: 1) *Selv om gasser som CO₂ skulle være mettet for absorpsjon, ville vi likevel få en økt drivhuseffekt, fordi det er absorpsjon i de høyere, tynnere lagene som teller.* 2) *Det er ikke sant at atmosfæren er mettet med hensyn til absorpsjon av CO₂.* 3) *Vanndamp demper ikke effekten av CO₂, fordi det er lite vanndamp i de høye, kalde områdene der infrarød stråling slipper ut. Ved slike trykk (høyder) "lekker" i tillegg vanndamp mye mer enn for nedre troposfære.* 4) *Denne kunnskapen ble oppnådd av fysikere for 50 år siden og den nødvendige fysikken, som er svært omfattende, er inkludert i klimamodellene.*

Relativ betydning av hver drivhusgass

Mange ganger når jeg holder foredrag om klima til lekfolk, sier jeg at atmosfærens drivhuseffekt er godt forstått. Jeg prøver så å angi hvor stor betydning drivhusgassen CO₂ har for drivhuseffekten. Jeg forklarer at betydningen kan regnes ut på flere måter som gir ganske forskjellig prosentvis betydning. Dette er ikke uttrykk for usikkerhet, men skyldes at betydningen av en gass som CO₂ er avhengig av om andre gasser, som vanndamp, er til stede. Igjen skyldes dette at to ulike gasser kan absorbere i samme spektralområdet. Dette er ikke lett å forstå for folk som ikke har studert stråling. Som regel forter jeg meg videre til å diskutere hvor store klimaendringer vi ville få om en tok bort all CO₂ fra atmosfæren og hvor stor oppvarming det kan bli om konsentrasjonen dobles. Det siste er ikke urealistisk innen hundre år (fra den industrielle revolusjon), spesielt om andre gasser som metan gjøres om til ekvivalenter av CO₂²⁵. Men først og fremst gir en slik framstilling en god innføring til begrepet klimasensitivitet.

Diskusjon om den relative betydning av de forskjellige drivhusgassene er forvirrende på grunn av overlappingen mellom spektrallinjene til de ulike gassene og utvidingen av absorpsjonslinjene ved det vi kalte trykkutvidelse. Slik kan en altså ikke se på absorpsjon i en gass uavhengig av nærværet av andre gasser. En følge av dette er at det ikke er mulig å gi tall for betydningen av hver gass og så addere bidragene til 100 %.

La oss likevel prøve å estimere den relative betydningen av hver gass. Det enkleste er å bruke strålingsdelen i en klimamodell, men da bare som en endimensjonal modell, dvs. en vertikal akse gjennom atmosfæren med temperatur-, fuktighets- og skyforhold som i det vi kaller en standardatmosfære (gjennomsnittlige verdier for hele kloden). En kan også bruke kompliserte 3-dimensjonale modeller, men resultatene blir ikke så forskjellige om en bruker endimensjonale eller mer kompliserte modeller.

Tar en med skyer, fuktighet og alle de viktigste drivhusgassene, kan vi beregne den totale drivhuseffekten som settes til 100 %. La oss ta bort en av gassene og la de andre bli værende i atmosfæren. Da kan en beregne den prosentvise reduksjon i drivhuseffekten. Siden de gjenværende gassene da har mulighet for å absorbere mer, vil denne framgangsmetoden uttrykke minimumseffekten for den gassen som tas bort.

Bruker en modellen GISS-GCM som endimensjonal modell, tilgjengelig på nettet^{26 27}, og tar bort vanndamp, står en igjen med 64 % av drivhuseffekten. Her gjorde vi noe helt ufysisk siden skyer ble værende igjen samtidig som vanndamp ble tatt bort. Regner en likevel slik, utgjør altså vanndamp 36

% av drivhuseffekten. Tar en bort CO₂ på samme måte og lar alle de andre gassene pluss skyer bli igjen, utgjør CO₂ 9 % av drivhuseffekten. Tilsvarende tall for ozon er 3 %. Dersom en etter denne framgangsmåten tar bort både vanndamp og CO₂, vil en stå igjen med en drivhuseffekt på 47 %, dvs. at vanndamp og CO₂ står for 53 %, som er mer enn de 45 prosentene en får om en adderer tallene vi kom fram til over.

En får helt andre tall om en tar bort alle gasser pluss skyer og står igjen med en enkelt, eventuelt en kombinasjon av flere gasser. Da får denne gassen absorbere fritt uavhengig av overlapping i visse bånd med andre gasser. Slik får en fram den maksimale drivhuseffekten gassen kan ha. Dersom en bare har vanndamp i atmosfæren, vil denne gassen alene stå for 66 % av total drivhuseffekt. Videre, dersom en bare har vanndamp og skyer i atmosfæren, vil drivhuseffekten bli 85 % av den totale effekten i beregninger med den modellen vi valgte. Disse tallene illustrerer den store betydningen av vann i ulike faser. Bruker en samme framgangsmåte og lar CO₂ være den eneste gassen, oppnår en 26 % av den totale drivhuseffekten.

Alt etter framgangsmåten har vi to tall for betydningen av vanndamp: 36 og 66 %, og to tall for CO₂: 9 og 26 %. Beregningene er omtrentlige. Lar vi gassene være alene som drivhusgass og tar inn en viss usikkerhet, får en at vanndamp alene står for 60-70 prosent, vanndamp og skyer for 80-90 prosent og CO₂ fra 20 til 30 prosent. Men på grunn av overlappingene i absorpsjonsbånd kan en ikke addere og få 100 prosent.

En må altså ta hensyn til at drivhuseffekten av en viss gass typisk er ikkelineær med hensyn til mengden av gassen. Dette skyldes at absorpsjon av gassen på et konsentrasjonsnivå kan fjerne fotoner som ellers ville vekselvirke med gassen på et annet nivå. Estimert, slik dem vi presenterte, må behandles forsiktig. De gir lett opphav til fruktløse diskusjoner om global oppvarming. Ulike estimat resulterer typisk fra forskjellige definisjoner og reflekterer ikke usikkerhet i beregningene.

Galopperende drivhuseffekt

Vi har tidligere sett på begrepet tilbakekopling og definert positiv og negativ *klimatilbakekopling*. Vanlig tankegang er at først oppstår det et globalt pådriv som endrer global temperatur. Så svarer klimasystemet med tilbakekoplinger for å tilpasse seg en ny strålingsbalanse. Vi har nevnt økt fuktighet og endret albedo på grunn av smelting av is og snø som eksempler på viktige positive tilbakekoplinger. En kan tenke seg at tilbakekoplingen forsterker det opprinnelige pådrivet. For eksempel kan tilbakekopling som følge av en økt antropogen drivhuseffekt føre til en ytterligere forsterkning av drivhuseffekten. Dette kan for eksempel skje ved at økt sjøtemperatur reduserer havets evne til å ta opp CO₂ fra atmosfæren slik at mer av utslippene forblir i atmosfæren. Slik er det mulig å tenke seg en stadig økende drivhuseffekt, det vi kaller en *galopperende drivhuseffekt* (runaway effect). Samme betraktning kan gjøres for et negativt pådriv.

En galopperende effekt kan illustreres ved en løkke av effekter som starter med et positivt pådriv og som via positive tilbakekoplinger fører til en ytterligere økning av det opprinnelige pådrivet. La oss gjennomgå løkken en gang til. Dersom effekten av den andre gjennomgangen (iterasjonen) også øker pådrivet, har vi en selvforsterkende, dvs. galopperende effekt. Dersom dette skjer ved økt drivhuseffekt som pådriv, og prosessen først stopper etter at det er oppnådd en stor temperaturøkning, da har vi en galopperende drivhuseffekt. Den galopperende drivhuseffekten kunne også skje i motsatt retning og for eksempel gi en istid. Galopperende tilbakekopling må stoppe

før eller senere fordi vi ikke observerer urealistisk høye temperaturer. For eksempel kan en tenke seg at en galopperende drivhuseffekt opphører på grunn av at kildene for drivhusgasser tømmes. Det kan også skje at prosessen etter hvert vil gi nye typer tilbakekoplinger som demper prosessen.

Galopperende effekter er sjeldne i naturen. Det fins en hypotese (clathrate gun hypothesis²⁸) om at den globale oppvarmingen kan utløse en galopperende drivhuseffekt ved tømning av store kilder av *metanhydrater* til atmosfæren (metanis). Metanisen er lagret på kontinentalsokler og i *permafrost*. Noen mener utryddelsen av dyr som dinosaurer i Perm-Triassic skjedde på grunn av i en slik effekt. Den anerkjente klimaforskeren James Hansen har vurdert sjansene for at smelting av metanis kan gi en galopperende drivhuseffekt dersom menneskene svir av alle kilder for fossilt drivstoff²⁹. Dette kommer vi tilbake til i Del VII.

En tror at en galopperende drivhuseffekt som omfatter CO₂, har funnet sted på planeten Venus³⁰, vår naboplanet litt nærmere sola. Her er overflatetemperaturen 450 grader i gjennomsnitt og drivhusoppvarmingen 400 grader. Teorier går ut på at Venus for flere milliarder år siden hadde en atmosfære som var mye lik den vi nå har på jorda, og at det var store mengder vann ved overflaten. Fordamping av dette vannet genererte et kritisk nivå for drivhusgassene i atmosfæren, først og fremst for CO₂, og en galopperende drivhuseffekt ble satt i gang. I dag er det lite vanndamp igjen i atmosfæren på denne planeten, og det meste av atmosfæren består av CO₂. En mener vannet har sluppet ut i verdensrommet. Oppvarmingen fra sola er så stor at vanndamp når svært høyt opp i atmosfæren. Der blir det splittet til hydrogen og oksygen ved ultrafiolett stråling. Hydrogenet kan unnsnippe og oksygenet binder seg til andre gasser. CO₂ på jorda blir på geologisk tidsskala effektivt lagret i jordskorpen ved platetektonikk. En mener at den store konsentrasjonen av CO₂ på Venus har sammenheng med at denne planeten mangler en tilsvarende lagring.

Geologene finner at jorda flere ganger har vært i en klimatilstand vi kaller *snøballjorda*³¹. Da var jorda dekket av is helt ned til ekvator. En teori går ut på at tilstandene ble utløst av en effekt motsatt galopperende drivhuseffekt. Forklaringen henger sammen med at sola er en ung stjerne der utstrålingen øker landsomt. For 250 millioner år siden var strålingen nesten 4 W/m² mindre enn i dag. Siste gang jorda var i en tilstand av snøballjord var for cirka 600 millioner år siden.

3.3 Strålingspådriv og klimasensitivitet

Vi har pekt på at strålingsbalansen kan bli forrykket på flere måter, for eksempel ved endring i solar stråling, ved at innholdet av drivhusgasser endrer seg, ved endringer i aerosoler og skyer og ved endring i jordoverflatens albedo. Alle slike endringer gir et strålingspådriv, og klimasystemet svarer med de klimaendringene som er nødvendige for å oppnå ny strålingsbalanse på sikt. Dette skjer kontinuerlig ettersom solstråling treffer jordoverflaten, skyer og aerosoler blir formet, konsentrasjonene av gasser i atmosfæren varierer og årstidene endrer strålingsegenskapene til jordoverflaten.

Vi estimerer strålingspådriv over en tidsperiode, men prøver også å fortløpende estimere aktuell ubalanse mellom innkommende kortbølget stråling og utgående infrarød stråling i klimasystemet (gitt i watt per kvadratmeter slik som strålingspådriv). I dag har vi en positiv ubalanse som blant annet forteller oss hvor store klimaendringer vi har i vente som følge av pådriv fram til nå (*bundne klimaendringer*). De ulike strålingspådrivene som kan endre klimaet, endrer seg hele tiden i en

situasjon som aldri helt er i strålingsbalanse. De uttrykker hver for seg eller til sammen effekter over et visst tidsrom fra en tilstand som er i balanse eller som antas å være i balanse. I moderne klimaforskning antar en at tiden før den industrielle revolusjon var i strålingsbalanse, og IPCC uttrykker som regel ulike strålingspådriv i forhold til en tenkt strålingsbalanse i 1750 (Fig. 3).

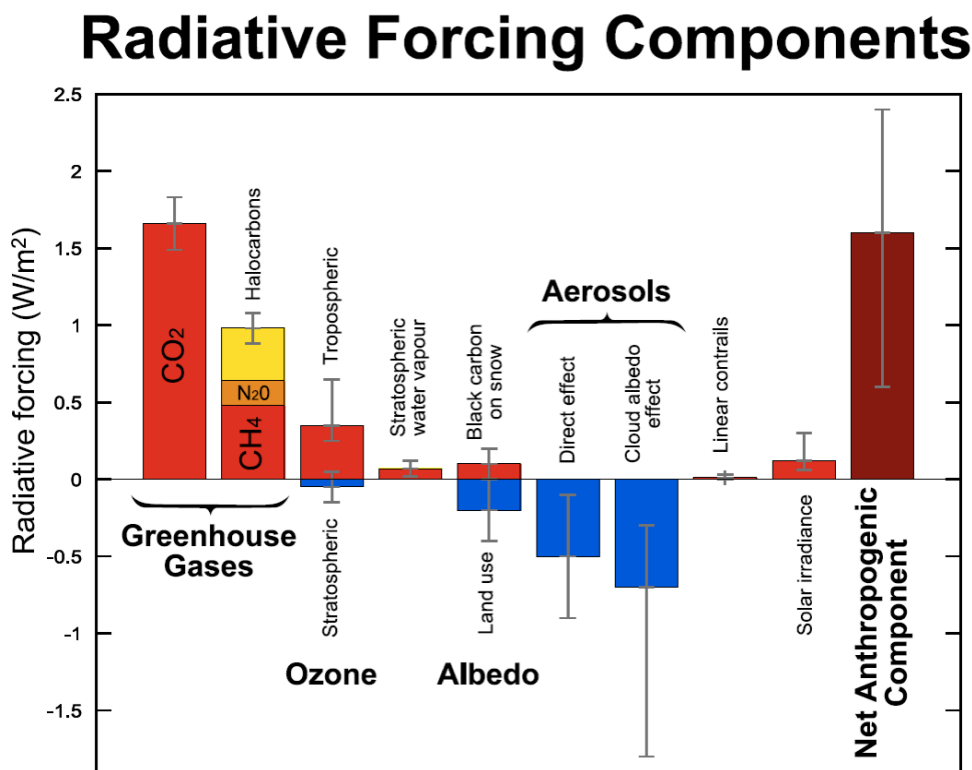


Fig. 3: Estimert fra IPCC av strålingspådriv ved 2005 i forhold til tiden før den industrielle revolusjon (W/m²). Usikkerhetsintervaller er angitt ved vertikale grå linjer. http://en.wikipedia.org/wiki/Climate_forcing

Uttrykket strålingspådriv blir også brukt over kortere tid selv om det ikke er strålingsbalanse ved begynnelsen av perioden. For eksempel sier vi at et stort vulkanutbrudd kan gi et strålingspådriv over kort tid i forhold til en tenkt nestenbalanse før utbruddet. Vi kan også uttrykke at økt utslipp av klimagasser gir et strålingspådriv over en kortere periode, f. eks. fra 1970 til 2000. Noen ganger sier vi klimapådriv i stedet for strålingspådriv eller bare pådriv.

Vi har tidligere definert solarkonstanten og sett at den er 1368 Watt/m² i middel over en solarsyklus for jordas midlere avstand fra sola. Dersom jordradius er r , stråler sola til en hver tid over sirkelflaten definert ved et plant snitt gjennom jorda normalt på strålene, en flate Πr^2 . Denne strålingen skal fordeles over en halv kuleflate med overflate som er dobbelt så stor. Slik halveres strålingen per kvadratmeter av jordoverflaten i gjennomsnitt. I tillegg ligger halvparten av jordoverflaten i skyggen for sola. Dette betyr at i gjennomsnitt mottar klimasystemet $1368/4 = 342 \text{ W/m}^2$. Av dette reflekterer klimasystemet 107 W/m^2 tilbake til verdensrommet. Da står en igjen med 235 W/m^2 til å varme opp klimasystemet med. Dette er nivået på dagens balanse estimert etter dagens målinger. Vi vet ikke helt hvor stor balansen var i 1750, men vi kan likevel estimere strålingspådriv siden den gang. Et pådriv å på nesten 4 W/m^2 , som utgjør pådrivet ved doubling av CO₂, utgjør 1,7 prosent av 235 W/m^2 .

IPCC definerer strålingspådriv på en litt mer presis måte: Et strålingspådriv på jordoverflaten og troposfæren er endringen i netto irradians (stråling ned minus stråling opp) ved tropopausen etter at temperaturen i stratosfæren er blitt justert til en ny strålingsbalanse, men med temperaturer ved overflaten og i troposfæren som holdes konstant ved uforstyrrede verdier⁸. IPCC begrenser på denne måten pådriv til endringer i strålingsbalansen ved tropopausen påført av ytre faktorer. Dette gjøres uten endringer i stratosfærens dynamikk og uten tilbakekoplinger i troposfæren, dvs. ingen sekundære endringer på grunn av troposfærens sirkulasjon eller termodynamisk tilstand. Spesielt forutsettes det ingen endring i atmosfærens vanninnhold (vann damp, dråper og fast form).

Vi kan bruke klimamodeller både til å beregne strålingspådriv, for eksempel fra utslipp av klimagasser i modeller som inkluderer *karbonkretsløpet*, og klimaendringene de gir. Ofte er det hensiktsmessig å gjøre enklere overslag for hvor mye global overflatetemperatur vil endre seg ved et bestemt pådriv. Følgende enkle formel blir ofte brukt: $\Delta T_s = \lambda \text{ RF}$, hvor ΔT_s er endring i global temperatur ved ny likevekt i grader Kelvin, RF er strålingspådrivet (radiative forcing) i W/m^2 og λ er klimasensitiviteten i grader per W/m^2 . Sensitiviteten gir i dette tilfellet altså økningen i global temperatur for et positivt pådriv på 1 W/m^2 . Denne λ er ikke kjent, men kan estimeres på forskjellige måter, både fra målte klimaendringer og i klimamodeller. En typisk verdi for λ er 0,8, dvs. en oppvarming på $3 \text{ }^\circ\text{C}$ for en dobling av CO_2 i atmosfæren.

Det er også behov for å gi enkle estimat for strålingspådriv for ulike komponenter, naturlige og antropogene³². Strålingspådriv for endringer i solar irradians er som vi forstår endringer i solarkonstanten (eller TSI), multiplisert med 0,7 og dividert med fire (klimasystemets albedo 0,3). For en drivhusgass som CO_2 kan en bruke en endimensjonal strålingsmodell, som undersøker strålingsforholdene for hver spektrallinje for atmosfæriske forhold, for å beregne RF som en funksjon av endrede konsentrasjoner. Også i dette tilfellet fins det enklere formuleringer som med noe forsiktighet kan brukes for hver gass. For eksempel kan en for CO_2 bruke følgende forenklete formel: $\text{RF} = 5.35 \times \ln(C/C_0)$, hvor C er innholdet av CO_2 i ppm og C_0 en referansekonsentrasjon³³, og \ln er et matematisk uttrykk for den naturlige logaritmen³⁴. Dette betyr at pådrivet øker logaritmisk med økende konsentrasjon, noe som igjen betyr at økende konsentrasjoner etter hvert gir en mindre oppvarmende effekt. Dette er i samsvar med det vi fant tidligere at en dobling av CO_2 gir et pådriv på nesten 4 W/m^2 , og en firedobling nesten 8 W/m^2 . Det fins lignende formler for andre drivhusgasser, men av grunner vi har vært inne på tidligere, advares det mot å addere direkte effekter funnet ved slike formler. Formelen over kan likevel brukes om en vil omgjøre konsentrasjonen av de ulike klimagasser til ekvivalenter av CO_2 (se nedenfor).

Det er ofte hensiktsmessig å estimere ulike strålingspådriv og sammenligne dem for å vurdere årsaker til klimaendringer. Dette må likevel gjøres med forsiktighet. For eksempel kan det by på problemer å sammenligne et strålingspådriv for økt CO_2 , som er en godt blandet gass med omtrent samme konsentrasjon overalt, med et pådriv for ozon i troposfæren, som er en klimagass med store konsentrasjoner over de mest forurensede områdene i verden. Lignende problemer får vi med aerosoler som skyldes luftforurensing.

3.4 Økt drivhuseffekt

Mens konsentrasjonen av CO₂ i atmosfæren før den industrielle revolusjon lå på cirka 280 ppm (parts per million), har konsentrasjonene økt til 392 ppm i 2011. Dette er en økning på over 39 prosent. Vi skal komme tilbake til hvordan dette har skjedd og hvorfor vi vet at denne økningen skyldes menneskers utslipp og hogging av skog, særlig i tropene. Det skjer en økning i innholdet av CO₂ fra år til år. Variasjonene i økningen er stor, men i gjennomsnitt har den økt fra 1 til 2 ppm per år fra sent på 1950-tallet fram til 2010. En finner tilsvarende økning for andre drivhusgasser som metan og lystgass⁸. Hvor stor økningen vil bli framover er avhengig av hvor store utslippene vil bli, dvs. den klimapolitikk som verden vil føre. Det kan bli vanskelig å unngå en fordobling av konsentrasjonen, fra 280 ppm før den industrielle revolusjon til 560 ppm, innen mindre dette århundret. Denne økningen gir en økt drivhuseffekt – et antropogent klimapådriv - som medfører varmere klima. Klimasystemet forsterker den første oppvarmingen gjennom positive tilbakekoplinger, først og fremst ved økt fuktighet og mindre snø og is.

La oss anta at nivået av CO₂ plutselig øker fra 280 til 560 ppm. Hvor stort strålingspådriv vil dette gi? Dette betyr at utstrålingen til verdensrommet blir redusert. En kan med stor sikkerhet beregne at reduksjonen i strålingen til verdensrommet vil utgjøre nesten 4 W/m². Den enkle formelen vi presenterte gir også dette resultatet. For å gjenopprette ny balanse må temperaturen ved jordoverflata øke. Dersom alt annet holdes uforandret (dvs. skyer, vanndamp etc.), viser det seg at oppvarmingen må være omtrent 1,2 °C for å gjenopprette strålingsbalanse³⁵.

Økt temperatur fører til økt fuktighet og lavere albedo ved smelting av snø og is gir kraftige tilbakekoplinger som vil virke i lang tid for å opprett ny strålingsbalanse. Enkle overslag viser at tilbakekoplingene vil øke oppvarmingen fra 1,2 °C til cirka 3,0 °C. Som en første tilnærming er derfor klimasystemets sensitivitet for et positivt pådriv på 4 W/m² lik 3 °C. Som vi la vekt på i Del II, kap. 2 omfatter tilbakekoplingene bare det vi kalt raske tilbakekoplinger. Omfanget av innlandsis og fordeling av vegetasjon er holdt uendret.

Om en tok bort alt CO₂ fra atmosfæren, ville det gi et langt større pådriv enn minus 4 W/m². Om vi gjør beregninger i vår endimensjonale modell finner vi en økning i strålingen til verdensrommet med hele 23 W/m² (strålingspådriv minus 23 W/m²), dvs. mer enn fem ganger så mye i tallverdi som 4 W/m². Temperaturen ville bli tilsvarende lavere, cirka 4,8 °C uten tilbakekopling. Når en tar hensyn til tilbakekoplinger, vil nedkjølingen bli vesentlig større, mye mer enn fra en mellomstid til en istid.

Andre drivhusgasser – CO₂-ekvivalenter

Metan er den viktigste komponenten i naturgass³⁶. Data fra iskjerner viser at innholdet i atmosfæren var 0,7 ppm før år 1750. Siden den tid har innholdet økt med omtrent 150 %, det øker for tiden i gjennomsnitt med 0,6 % i året og utgjør 20 % av det totale strålingspådrivet fra drivhusgasser med lang levetid³⁷. Veksten i konsentrasjonen etter den industrielle revolusjon følger en kurve som ligner den for CO₂. Nedenfor gjør vi greie for hvordan vi kan sammenligne drivhuseffekten for metan med drivhuseffekten for CO₂. Det viser seg at utslipp av metan har et mye større potensial for global oppvarming enn et utslipp av CO₂ med samme masse. Om vi regner et slikt potensial for en periode på hundre år, er det 25 ganger større for metan enn for karbondioksid. *Levetiden* i atmosfæren for metan er omtrent 10 år, men som vi skal se i neste kapittel, er levetiden for CO₂ til dels mye lengre.

Dette betyr at potensialet for metan som drivhusgass er stort for korte perioder. For en periode på 20 år er det 72 ganger større enn for CO₂.

De naturlige kildene for metan ligger for det meste i jordas våtmarksområder. Kilder knyttet til menneskers aktivitet er mange. Eksempler er lekkasje fra gassledninger og oljebrønner, kullgruvedrift, dyrking av ris, husdyrhold og nedbryting i bossfyllinger. Ofte brennes overflødig metan fra fyllinger og andre naturlige kilder slik at CO₂ løses ut til atmosfæren i stedet for metan. Slik brenning kan brukes for å produsere energi.

Sluk for metan i atmosfæren er knyttet til kjemisk nedbryting. Metan reagerer slik med hydroradikaler (OH) som er til stede i atmosfæren i prosesser som omfatter sollys, oksygen, ozon og vanddamp. Nedbrytingen bestemmer gjennomsnittlig oppholdstid i atmosfæren, som altså er mye kortere enn for CO₂. På denne tidsskala oksiderer metan til karbondioksid som vil fortsette å gi oppvarming i århundrer (se kap. 4). IPCC (2007) viser at økningen av metan i atmosfæren har avtatt siste tiår (men steget litt de aller siste årene). Årsakene til dette er ennå ikke godt forstått.

Som nevnt fins det store kilder med metan på og under havbunnen, hydrater i islignende formasjoner der molekyler av metan er lagret i krystaller av frossent vann³⁸. Metanet vil frigjøres om isen smelter. I media skrives det ofte om at metanhydrat i Arktis smelter som følge av et varmere klima³⁹. Hver liter smeltet hydrat vil utvide seg til 160 liter metangass. En liten metanutløsning kan løse seg opp i havet, men et stort utbrudd kan boble opp til overflaten. På en tidsskala på omtrent et tiår, oksiderer metan til karbondioksid, som vil fortsette å bidra til oppvarming i århundrer (se neste kapittel).

Det er også lagret metanhydrat i permafrost. Området for permafrost dekker nesten en femdel av jordoverflaten og den frosne jorda når gjerne fra 50 til 600 m ned i jordbunnen. I denne fryseboksen har karbon – rester fra planter og dyr – akkumulert seg gjennom tusenvis av år. Om permafrosten tiner, vil disse levningene angripes av mikrober slik at det dannes CO₂ – og dersom det skjer i vann – metan.

I mellomistider er den gjennomsnittlige konsentrasjonen av metan i atmosfæren omtrent dobbelt så stor som i istider. Konsentrasjonen i Arktis er 8-10 % høyere over Antarktis, men på det kaldeste i istidene avtar denne forskjellen til nær null. Forskjell i økosystemer over både land og hav blir sett på som årsaken til forskjellene.

IPCC melder om at temperaturen stiger mer i Arktis enn andre steder på jorda, over Sibir og nordlige deler av Canada med mer enn 2,5 °C siden 1970. Tining om sommeren når dypere ned i den frosne jorda, med en gjennomsnittlig hastighet på 4 cm i året. Det forskes på om denne oppvarmingen allerede har ført til økt konsentrasjon av metan og CO₂ i atmosfæren. Etter IPCCs rapport i 2007 har det blitt publisert ny forskning som tyder på økt utløsning av metan både over sokkelområder og over permafrost. Samtidig er det også rapportert økende frigjøring av CO₂ over tundra. Men det står mye forskning igjen både for å forstå prosessene som inngår og for å skille naturlige variasjoner fra variasjoner som skyldes oppvarmingen.

Lystgass er en annen drivhusgass⁴⁰. Innholdet i atmosfæren er bare 0,3 ppm og øker med 0,3 prosent per år. Økningen siden den industrielle revolusjon er estimert 13 prosent. Levetiden i atmosfæren er cirka 120 år.

Klorfluorkarboner (KFK eller CFC på engelsk) er kjemiforbindelser som mennesker har laget til bruk i kjøleskap og for isoleringsmateriale⁴¹. Når KFK-er først er sluppet ut til atmosfæren brytes de svært langsomt ned. Oppholdstiden er gjerne mellom 100 og 200 år. Konsentrasjonen i atmosfæren er omkring 1 ppb (en del per en milliard deler luft), likevel står den for flere prosent av den antropogent økte drivhusgassen. Grunnen er at et molekyl av gassen gir en drivhuseffekt som er mellom fem og ti tusen ganger kraftigere enn et molekyl CO₂. En grunn til at gassen er så effektiv som drivhusgass, er at den har absorpsjonsbånd i det atmosfæriske vinduet hvor få andre klimagasser absorberer varmestråling. KFK er også knyttet til *ozonbullet*, (se kap 6).

Det har selvsagt interesse å vurdere samlet klimaeffekt av ulike utslipp av de forskjellige klimagassene. For utslipp av andre gasser enn CO₂, gjøres dette ved å regne ut hva det tilsvarer i utslipp av CO₂. Siden levetiden for de ulike gassene er forskjellige, må slike sammenligninger gjøres for spesifiserte tidsrom. Det fins to relaterte, men ulike mål for dette. Det ene er *ekvivalent konsentrasjon av karbondioksid* (carbon dioxide equivalent, CDe) og den andre er *CO₂-ekvivalent* (CO₂e)⁴².

CDe uttrykker mengden av CO₂ som skal til for å få det samme *potensial for global oppvarming* (global warming potential, GWP) over en bestemt tidsskala, vanligvis 100 år. CDe for et utslipp beregnes ved å multiplisere gassens GWP med utslippets masse. For verdens totalutslipp av drivhusgasser per år opererer IPCC med enheten GtCO₂eq (gigatonn CO₂-ekvivalenter). GWP for metan over 100 år er som nevnt 25, for lystgass er den 298. Det betyr at utslipp av ett tonn metan eller lystgass tilsvarer henholdsvis 25 og 298 tonn utslipp av CO₂. I diskusjon om klimautslipp og klimakutt brukes tall for slike ekvivalenter av CO₂.

Endringer i innholdet av en klimagass i atmosfæren gir et visst strålingspådriv som kan beregnes. CO₂e er et uttrykk for den endring i konsentrasjonen av CO₂ som skal til for å få et like stort strålingspådriv. CO₂e uttrykkes i ppm CO₂. I IPCC2007 er det f. eks. beregnet at pådrivene fra økningene i innholdet av CO₂, metan, lystgass og KFK fra 1750 til 2005 er henholdsvis 1.66+0.55+0.16+0.34=2.71 W/m². Ovenfor ble det presentert en formel for å beregne pådrivet for en endring i konsentrasjonen av CO₂. Om en setter inn 2,71 W/m² i denne formelen og løser for konsentrasjonen av CO₂ som gir dette pådrivet, får en CO₂e =460 ppm. Pådrivet fra de nevnte gassene svarer altså til en konsentrasjon av CO₂ på 460 ppm.

IPCC beregner hvor store utslipp verden kan tillate seg år for år for å nå et visst dempningsmål for den globale oppvarmingen ved år 2100. De enkleste av disse beregningene gjøres ved å anta en fast klimasensitivitet. Målet vil kunne oppnås på ulike måter, dvs. ved ulike forløp for framtidig reduksjon i klimautslipp. Slik vil en god start med store reduksjoner de første årene lette arbeidet senere. Omvendt vil små kutt de første årene kreve relativt større innsats senere. Tiltak for å kutte klimagasser er knyttet til teknologisk utvikling som tar tid. Derfor er det sterke føringer på veier som fører til målet, dvs. små rom for slingring. IPCC anslår for eksempel årstall for når økningen i utslippene må kulminere for å nå et mål.

For å nå en dempning av den globale oppvarmingen til 2,4 grader setter IPCC grense for CO_{2e} på 450 ppm. CO_{2e} = 460 som vi fant over, får mange til å tro at vi allerede har nådd grensen. Men for å vurdere oppvarmingen må en ta hensyn til alle pådriv, også negative pådriv fra antropogene aerosoler. IPCC angir et nettopådriv på 1,6 W/m². Dette pådrivet gir en CO_{2e} på 375 ppm, omtrent det samme som CO₂ alene inntil 2005. Nettopådrivene øker, men det er ennå en stund før vi når et nettopådriv tilsvarende CO_{2e} = 450.

James Hansen legger mer vekt på kunnskap om CO₂ gjennom klimahistorien enn IPCC, spesielt sammenheng mellom smelting av innlandsis og nivå for karbondioksid. Han setter ikke direkte dempningsmål for temperaturen, men argumenterer for at nivået for CO₂ må stabiliseres på et nivå under 350 ppm for å unngå farlige klimaendringer, blant annet for å hindre betydelig smelting av innlandsis. Beregninger for stabiliseringsnivået for CO₂, som sikrer en demping i oppvarmingen på to grader, viser et steds mellom 350 og 400 ppm (445-490 ppm CO_{2e})⁴³.

3.5 Mer om tilbakekopling og sensitivitet

Tilbakekopling fra vanndamp

Det er ikke langt fra sannheten at vanndamp er en drivhusgass som er mer enn dobbelt så viktig som CO₂. Tar en med skyer øker betydningen av vann ytterligere. Det er likevel unaturlig å regne klimapådriv fra økt fuktighet i atmosfæren og endret skydekke, på samme måte som en beregner klimapådriv fra gasser som CO₂. Det er mer naturlig å beregne endringer i vanndamp og skyer som en følge av et klimapådriv, dvs. en klimatilbakekopling som følge av et strålingspådriv.

Årsaken til at endringer i vanndamp og skyer regnes som en tilbakekopling, er for det første den korte oppholdstiden vanndamp og skydråper har sammenlignet klimagasser med lang levetid. I tillegg kommer et ønske om å beregne effekten av antropogene utslipp, dvs. hva slags klimaendringer vi kan vente oss i framtiden som følge av menneskenes utslipp av klimagasser. At effekten av vanndamp og skyer beregnes som en tilbakekopling og ikke som et pådriv, representerer på ingen måte en nedprioritering av betydningen av vår viktigste drivhusgass og skyene. Endringer i vanndamp utgjør den viktigste tilbakekoplingen, dvs. den tilbakekoplingen som betyr mest for å bestemme klimasensitiviteten. Som vi skal se, er det ikke rett fram å beregne denne tilbakekoplingen. Usikkerhet i tilbakekoplingenes størrelse gir nødvendigvis usikkerhet i bestemmelse av klimasensitiviteten. Vanskeligst er det å anslå tilbakekoplingen av skyer.

Oppholdstiden for vanndamp i atmosfæren er i størrelsesorden 10 dager i troposfæren. Anta at en kjører en tredimensjonal klimamodell for atmosfæren uten vanndamp i starttilstanden. Fordampningen fra havet og våte landflater vil bli uvanlig stor i begynnelsen, og en kan beregne hvor lang tid det tar før det er normalt med vanndamp i atmosfæren. Dette kan for eksempel gjøres ved å sammenligne med vanndamp i en modellkjøring som starter med normale fuktighetsforhold. I en undersøkelse⁴⁴ fant en at etter 14 dager var vanninnholdet tilbake til 90 prosent av vanlig nivå, etter 50 dager tilbake til 99 prosent.

Dersom klimaet endrer seg som følge av et eller annet pådriv, kan vi altså vente at vanndampen tilpasser seg raskt. Som en første tilnærmelse vil vanndampen tilpasse seg slik at *relativ fuktighet* (fuktighet i forhold til fuktighet ved metning) holder seg på samme nivå. Dette er noe modellresultat viser, ikke noe en forutsetter. Dette betyr at *spesifikk fuktighet*, som uttrykker

innholdet av fuktighet i atmosfæren, øker med en temperaturøkning. Som vi har sett er økningen mer enn det en lineær sammenheng gir. Dette vil si at det tilføres en gass som øker drivhuseffekten, den effekten som gir størst tilbakekopling. Generelt er det likevel ikke slik at relativ fuktighet holder seg konstant over alt på kloden. For eksempel gir modellen til NASA (GISS-modellen) litt høyere relativ fuktighet i tropene og litt mindre på midlere bredder.

Det er svært viktig at tilbakekoplingen fra fuktighet blir riktig representert i klimamodeller. Noen forskere er i tvil om dette er tilfelle. Hardest kritikk kommer fra den kjente meteorologen, Richard Lindzen, MIT⁴⁵. Han mener at tilbakekoplingen fra fuktighet er mye mindre enn den en får om relativ fuktighet holder seg stort sett uforandret. Mange mener at den beste testen på om modellene gir riktig tilbakekopling, kan undersøkes ved å teste mot observerte klimaendringer etter store vulkanutbrudd, slik som utbruddet fra vulkanen Pinatubo i 1991 (se kap. 5). Partikler i stratosfæren etter utbruddet reflekterte såpass mye av solstrålingen at kloden ble avkjølt i tre år i ettertid. Denne perioden var mer enn lang nok for at vanndampen tilpasset seg avkjølingen. Dersom modellene kan simulere endringene som ble observert den gangen, vil dette gi et godt signal om at simuleringene er realistiske med hensyn til endringer i fuktigheten. Slike undersøkelser er gjort, og modellene viser en reduksjon i vanndamp i troposfæren i samsvar med observasjoner. Tilbakekoplingen ved mindre vanndamp økte avkjølingen fra strålingspådrivet med cirka 60 %, mye som en finner det ved økt drivhuseffekt (se vulkanutbrudd og klima).

Likevel har modellene fremdeles svakheter. Observasjoner indikerer at relativ fuktighet i øvre del av troposfæren ikke har holdt seg konstant i tropene under oppvarmingen de siste tiårene⁴⁶, og at modellene ikke får fram endringen. Svakheten henger sammen med problem knyttet til simulering av konveksjon, den prosessen som er viktigst for fuktighetsforholdene i tropene. Siste ord om fuktighetens rolle i tilbakekoplingen er selvsagt ikke sagt.

Tilbakekopling fra skyer

Satellittmålinger viser at skyene virker avkjølede på atmosfæren med omtrent 20 W/m² i gjennomsnitt over hele kloden. Denne avkjølingen er en balanse mellom to effekter. Den ene representerer en avkjøling ved at skyene reflekter solstråling til verdensrommet, den andre er skyenes drivhuseffekt som bidrar til oppvarming av atmosfæren ved overflaten.

Siden temperaturen i atmosfæren avtar med høyden, fører dette til at absorpsjon og emisjon av langbølget stråling også avtar med høyden. Slik avtar langbølget stråling rettet oppover fra 390 W/m² ved jordoverflaten til 235 W/m² ved toppen av atmosfæren. Differansen utgjør atmosfærens drivhuseffekt på cirka 155 W/m². Til liks med drivhusgasser som vanndamp, absorberer også skyer langbølget stråling nedenfra og remitterer en mindre strålingsmengde oppover. Grunnen til dette er at temperaturen i skytoppene er lavere enn ved jordoverflaten. Men skyenes drivhuseffekt overveies av den avkjølede effekt som refleksjonen av solstråling gir.

Skyenes rolle i klimasystemets tilbakekopling for et strålingspådriv som en økt drivhuseffekt, er ytterst komplisert. Økt drivhuseffekt kan føre til at skyene endres, både i utstrekning og tykkelse, form og geografisk fordeling. I tillegg kan menneskers utslipp av gasser som fører til aerosoler i atmosfæren, endre skyenes mikrofysiske egenskaper, noe som igjen endrer skyenes

strålingsegenskaper, utstrekning etc. Antropogene utslipp kan altså endre både skyenes refleksjon- og absorpsjonsevne.

Siden den totale avkjøling er 20 W/m^2 (noen ganger kalt *strålingspådrivet fra skyer*, et uttrykk som ikke må forveksles med vanlig strålingspådriv), trenger ikke tilbakekoplingen fra skyer være så stor for å få samme størrelsesorden som et pådriv fra økt drivhuseffekt. På den måten er skyenes respons på en endret drivhuseffekt ganske viktig i klimaforskningen. Denne responsen er også svært nøye knyttet til endringer i antropogene aerosoler i atmosfæren. Inntil nå har vi ikke hatt stor kunnskap om hvor stor responsen fra skyer kan være. Slik er respons fra skyer er en av de mekanismer IPCC setter øverst blant dem som må prioriteres i forskningen.

Skyer og kortbølget stråling

Skyer reflekterer altså mye av solstrålingen til verdensrommet. Dette skjer ved at strålingen blir spredt flere ganger i skydråper og ispartikler i skyene. Hvor mye som blir spredt (reflektert) og hvor mye som går gjennom skyene, avhenger av skyenes tykkelse og type. For tykke skyer kan mer enn 80 prosent bli reflektert. Resten når gjennom skyene eller blir absorbert av skyene. Hvite skytopper indikerer at alle bølgelengder med synlig lys blir spredd like mye og at lite energi blir absorbert i skyene.

Skyene dekker omtrent 60 prosent av jordas overflate og på grunn av den effektive spredningen, reflekterer de 15 prosent av solstrålingen på global basis⁴⁷. Jordalbedoen på 30 % omfatter også refleksjon fra overflaten og spredning i den skyfrie atmosfære.

Skyer og langbølget stråling

Vi husker at langbølget stråling fra atmosfære/jord foregår i intervallet 3 til $100 \mu\text{m}$, med et maksimum omkring $10 \mu\text{m}$. La oss også repetere at atmosfæren mottar i gjennomsnitt 390 W/m^2 langbølget stråling fra jordoverflaten, men emitterer 324 W/m^2 tilbake. Dette betyr at overflaten har et strålingstap på 66 W/m^2 . Overflaten taper også varme ved turbulent varmetransport av varme, det vi har kalt følbare varme og latent varme ved fordamping (102 W/m^2 til sammen). Disse varmetapene er større enn strålingstapet, og summen utgjør 168 W/m^2 . Dette tapet balanseres ved absorbert solstråling.

Atmosfæren er en blanding av gasser, skyer og aerosolpartikler, komponenter som har høyst forskjellige absorpsjonsegenskaper. Blandingsforholdene til de ulike komponentene kan variere med høyden fra jordoverflaten, og absorpsjonsegenskapene varierer med bølgelengde, temperatur og trykk. Dette fører til at atmosfærens absorpsjon av stråling fra underlaget fordeler seg med høyden på en måte som varierer med bølgelengden. Absorpsjon i skyer er lite bølgelendeavhengig, og skyene - om de ikke har svært liten vertikal utstrekning - vil absorbere all strålingen. Skyene vil så emittere langbølget stråling i alle retninger alt etter temperaturen og skyenes emisjonsevne (emissivitet).

Styrken på skyenes drivhuseffekt avhenger av skyenes emissivitet og forskjellen mellom skytemperatur og bakketemperatur. Dersom en sky ligger på bakken (tåke) er denne temperaturforskjellen liten. Skyene emitterer da nesten like mye stråling oppover som de absorberer. Årsaken er at skytoppens temperatur ikke er stort lavere enn bakketemperaturen. Dette betyr at atmosfæren og verdensrommet mottar nesten like mye stråling nedenfra som ved skyfrie forhold. Skyer høyere oppe i atmosfæren vil også absorbere det meste av den langbølgede strålingen nedenfra, men emittere ved en langt lavere temperatur. Således vil høye (og kalde) skyer hindre strålingstap til

verdensrommet og bidra til oppvarming av overflaten og atmosfæren under skyene. Slik har skyer over bakken en drivhuseffekt, spesielt de høye skyene. Det må likevel legges til at skyens eventuelle drivhuseffekt varierer mye med tykkelsen på skyene.

Skyer og total stråling

Mens lave skyer ikke har stor drivhuseffekt, vil de på grunn av sin tykkelse og effektive evne til å reflektere solstråling, kunne redusere solas oppvarming av jordoverflaten betraktelig. Høye og tynne skyer vil derimot gi en stor drivhuseffekt samtidig som kortbølget solstråling slippes gjennom nesten uhindret. Stort sett er det da slik at lave skyer avkjøler klimasystemet mens høye skyer bidrar til en oppvarming. Som nevnt er skyenes avkjøling større enn deres oppvarming. Om en beregner stråling på månedsbasis, finner en store regionale variasjoner i skyenes strålingseffekt, variasjoner som kan spenne fra en avkjølingseffekt på 100 W/m^2 til en oppvarming på 25 W/m^2 ⁴⁸.

Endringer i skydekke, skyhøyde, mengde av skyvann, dråpestørrelser og iskrystallformer er vanskelig å modellere med tilstrekkelig nøyaktighet. Effekten av slike variasjoner på den globale strålingsbalansen kan være stor i forhold til effekten av økt antropogen drivhuseffekt. Responsen av en økt drivhuseffekt gir umiddelbart en økning av temperaturen ved bakken. Vi har diskutert positiv tilbakekopling ved økt vanddampinnhold i atmosfæren. Hva slags tilbakekopling skyene vil gi er imidlertid et høyst usikkert spørsmål. Vi vet ikke engang sikkert hva slags fortegn en slik tilbakekopling har. I følge noen forskere¹³ er det sannsynlig at økt vanddampinnhold vil føre til økt skydekke. Dersom skyenes horisontale og vertikale fordeling ikke endres, vil et større skyareal bidra til en avkjøling av jordoverflaten på grunn av den effektive refleksjonen skyene har. Således ville skyene virke som en termisk kontroll av effekten av økt drivhuseffekt. Blir det derimot mindre skyer ved økt drivhuseffekt, noe som ikke kan utelukkes, blir effekten motsatt om en bruker de samme forutsetningene som over. I så fall vil skyene forsterke drivhusoppvarmingen.

I betraktningene over ble det forutsatt at nedbørsmekanismene ikke endrer seg ved klimaendringer. Nedbørsmekanismene er med på å bestemme skyenes innhold av skyvann og levetid og på den måten skyenes utstrekning. En rekke mekanismer tar del i nedbørsdannelse, de bestemmer blant annet dråpestørrelsene og antall vanddråper i skyene. Disse størrelsene er svært viktige for skyenes refleksjonsevne av solstråling, mens skyenes egenskaper med hensyn til langbølget stråling ikke påvirkes nevneverdig. Vanddråper dannes ved kondensasjon på partikler i atmosfæren (*skykondensasjonsskjerner*, CCN) med en størrelsesorden på $0,1 \mu\text{m}$. Stor tilgang på *aerosoler* som CCN gir flere men mindre skydråper. I renere luft får en større men færre dråper. I en sky har en som regel en begrenset mengde vann til rådighet. Dråpenes størrelse bestemmes av hvor mange aerosoler kondensasjonen fordeles på. Man observerer derfor at det i relativt ren luft over f. eks. de store hav, er noen titals dråper per kubikkcentimeter, men det i industriområder kan være flere tusen dråper per kubikkcentimeter. Om to skyer har samme vannmengde, men ulike dråpestørrelser, vil den skya som har de mindre dråpene være mest effektiv i å reflektere solstrålingen. På den måten bidrar forurensing som fører til aerosoler, til at klimasystemet avkjøles.

Denne effekten kan forklares ut fra begrepet *optisk tykkelse*, som er et uttrykk for hvor godt solstrålingen (fotoner) trenger gjennom en sky. Effekten settes til tallet ett for optisk tykkelse lik null og dempes eksponensielt til null ettersom optisk tykkelse øker. Skyenes albedo endres med antall dråper i en sky (N). Jo høyere antall dråper desto høyere albedo. Endringen i albedo som funksjon av

dråpestørrelse, vil være omvendt proporsjonalt med N. Det betyr en større endring i albedo for optisk tynne skyer enn for optisk tykke skyer.

I følge IPCC2001 og IPCC2007 har menneskers utslipp av forurensinger som fører til aerosoler, økt skyenes refleksjonsevne og derfor dempet en oppvarming på grunn av høyere drivhuseffekt. Den effekten kalles aerosolenes indirekte effekt. Aerosolene har også en direkte klimaeffekt ved at de reflekterer solstråling i skyfri atmosfære. Aerosolenes klimavirkning diskuteres videre senere.

Sensitivitet på lang sikt

I diskusjonen av økt drivhuseffekt har vi flere ganger anvendt begrepet klimasensitivitet og pekt på at den er omtrent 3 °C for en dobling av konsentrasjonen av CO₂. Sensitiviteten kan bestemmes fra kunnskap om klimapåsriv siden 1750 (Fig.3) og kunnskap om endring i global temperatur over samme tidsromm. Men på grunn av stor usikkerhet i bestemmelse av strålingspådriv fra aerosoler og på grunn av heller små temperaturutslag, blir usikkerheten stor i slike beregninger. Sensitiviteten kan også bestemmes i klimamodeller, men som vi har sett gir de stor spredning i resultatene.

Et sikrere alternativ er å estimere sensitivitet fra data for siste istid i forhold til data for holosen. Det vil vi gjøre i Del VII. Det viser seg at albedotilbakekopling fra endring i innlandsis og innholdet av drivhusgasser i atmosfæren, de to største tilbakekoplingene på de orbitale pådrivene, står for det aller meste av temperaturendringene. James Hansen⁴⁹ og hans kolleger ved NASA har brukt denne metoden og finner en sensitivitet på 3,0 grader med usikkerhet ± 0,5 grader, dvs. mye sikrere verdier enn ved andre metoder. Ved å bruke denne verdien og kunnskap om innlandsis, drivhusgasser og orbitale pådriv, klarer de å beregne de store temperaturvariasjonene mellom istider og mellomistider gjennom mer enn 600 000 år tilbake (se Del VII). Dette er belegg for at estimatet for klimasensitiviteten er korrekt.

Den viktigste egenskapen ved den empiriske klimasensitiviteten over er at alle fysiske mekanismer som eksisterer i den reelle verden er inkludert og det på en korrekt måte med eksakt fysikk.

Den klimasensitiviteten vi har diskutert betegnes som den kortsiktige sensitiviteten, den som Jule Charney forøkte å estimere i klimamodeller der innlandsis vegetasjon ikke endrer seg. Det samme gjelder havets evne til å ta opp CO₂ og eventuell utløsning av metanhydrat i polare områder. Også sensitiviteten som Hansen har bestemt er den kortsiktige, fordi han bruker pådriv i jordoverflaten – endringer i innlandis og vegetasjon - som ytre pådriv. Klimamodellene estimerer den kortsiktige responsen om de ikke har med kretsløpet for karbon og dynamisk endring i innlandsis.

Dersom endring i karbondioksid mellom forrige istid og holosen oppfattes som et pådriv og det eneste pådrivet, og endring i innlandsis som en tilbakekopling, finner Hansen m.fl. at den langsiktige sensitiviteten gjennom istidene var omtrent 6 °C⁵⁰.

I dagens klima er det betydelig usikkerhet i estimat for pådriv fra aerosoler. For glisiale perioder er slike pådriv stort sett ukjente. Det er også mangelfull kunnskap om endringer i vegetasjon. Vi kjenner altså ikke alle pådriv gjennom istidene. Det trenger heller ikke være slik at langsiktig sensitivitet holder seg konstant over geologisk tid. Det er for eksempel mulig at sensitiviteten for

orbitale pådriv endrer seg over lang tid. Dette diskuterer Hansen i sin bok *Storms of my Grandchildren*²⁹.

Hvordan skal vi så vurdere Hansens langsiktige sensitivitet på seks grader? Hva betyr den for fremtiden? Det kommer an på tidsskalaen vi betrakter. På kort sikt betyr den trolig lite selv om observasjoner viser at innlandsis har begynt å smelte. På lengre sikt, på tidsskaler fra hundre til flere tusen år, vil den få betydning. Det er ingen tvil om at denne type sensitivitet er større enn kortsiktig sensitivitet, men den trenger kanskje ikke å være så stor som Hansen og hans medarbeidere finner. Større sensitivitet gir selvsagt større risiko for katastrofale klimaendringer på lang sikt.

De langsomme tilbakekoplingene, som Charney ikke to hensyn til, kan i virkeligheten begynne å få innflytelse før atmosfæren og havet har oppnådd ny likevekt. De kan i prinsippet være positive (økende) eller negative (dempende). James Hansen skriver i sin bok at nyere forskning viser at de langsomme tilbakekoplingene ikke bare forsterker, men de er ikke langt nær så langsomme som vi en gang trodde.

James Hansens resultat om at den kortsiktige sensitiviteten er tre grader med liten usikkerhet reduserer usikkerheten knyttet til dagens klimaendringer. Han har på minst to måter vist at hans resultat er holdbare. Med kunnskap om variasjoner i luftas innhold av CO₂ og endring i innlandsis gjennom istider beregner han variasjoner i global overflatetemperatur som stemmer godt med estimat basert på observasjoner.

Enda mer overbevisende er enkle beregninger av endringer i global temperatur siden 1880 til nå⁵¹, endringer som stemmer godt med observasjoner. Beregningene er gjort i en enkel modell ut fra kunnskap om sensitivitet, de ulike klimapådriv og en funksjon som viser hvor raskt klimasystemet tilpasser seg et pådriv. En slik funksjon kan en lett oppnå med eksperiment i klimamodeller. Hansen finner at klimamodeller som regel viser en for langsom respons og finner at grunnen er at de har en for rask transport av varme ned i dyphavet. Også de kompliserte klimamodellene får fram disse temperaturvariasjonene, men Hansen viser at dette er fordi to ulike feil kansellerer hverandre. For stor transport ned i dyphavet oppveies av et for lite netto strålingspådriv. Årsaken til dette er at det negative pådrivet fra aerosoler har større tallverdi enn i modellene.

¹ http://en.wikipedia.org/wiki/Joseph_Fourier

² http://fr.wikipedia.org/wiki/Claude_Pouillet

³ http://en.wikipedia.org/wiki/John_Tyndall

⁴ http://en.wikipedia.org/wiki/Svante_Arrhenius

⁵ http://en.wikipedia.org/wiki/Climate_sensitivity

⁶ Arrhenius, S. 1903. *Lehrbuch der Kosmischen Physik*, Vol I and II, S. Hirschel publishing house, Leipzig, 1026 pages.

⁷ Arrhenius, S. 1896. *Über den Einfluss des Atmosphärischen Kohlensäuregehalts auf die Temperatur der Erdoberfläche*, in the Proceedings of the Royal Swedish Academy of Science, Stockholm 1896, Volume 22, I N. 1, pages 1–101.

⁸ Arrhenius, S. 1906. *Värdarnas utveckling*. Hugo Gebers förlag. <http://runeberg.org/authors/arrhensa.html>

⁹ http://en.wikipedia.org/wiki/Knut_%C3%85ngstr%C3%B6m

¹⁰ <http://www.realclimate.org/images/Angstrom.pdf>

¹¹ <http://www.realclimate.org/images/MWRAngstromComment.pdf>

¹² <http://www.realclimate.org/index.php/archives/2007/06/a-saturated-gassy-argument-part-ii>

¹³ Climate Change 2007. *The Physical Science Basis*. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press. <http://www.ipcc.ch/>.

¹⁴ <http://runeberg.org/authors/arrhensa.html>

¹⁵ http://en.wikipedia.org/wiki/Greenhouse_effect

¹⁶ <http://en.wikipedia.org/wiki/Emissivity>

¹⁷ http://en.wikipedia.org/wiki/Molecular_vibration

¹⁸ http://en.wikipedia.org/wiki/Optical_activity

¹⁹ <http://www.cfa.harvard.edu/hitran/>

²⁰ <http://en.wikipedia.org/wiki/Photon>

²¹ Kuo-Nan Liou, 1980. *An Introduction to Atmospheric Radiation*. Academic Press, International Geophysics Series, vol 26.

²² http://en.wikipedia.org/wiki/Carbon_dioxide

²³ [http://en.wikipedia.org/wiki/Water_\(molecule\)](http://en.wikipedia.org/wiki/Water_(molecule))

²⁴ <http://www.realclimate.org/index.php/archives/2007/06/a-saturated-gassy-argument-part-ii>

²⁵ <http://en.wikipedia.org/wiki/CO2e>

²⁶ <http://www.giss.nasa.gov/research/modeling/>

²⁷ RealClimate 6 April 2005 (<http://www.realclimate.org/>)

²⁸ http://en.wikipedia.org/wiki/Clathrate_gun_hypothesis

²⁹ Hansen, J.E 2009. *Storms of my Grandchildren*. Bloomsbury Publishing, London, NewYork og Berlin.

³⁰ http://en.wikipedia.org/wiki/Atmosphere_of_Venus

- ³¹ http://en.wikipedia.org/wiki/Snowball_Earth
- ³² http://en.wikipedia.org/wiki/Radiative_forcing
- ³³ Myhre, G. et al. 1998. New estimates of radiative forcing due to well mixed greenhouse gases, *Geophys. Res. Letters*, 25, 2715-2718. <http://www.agu.org/pubs/crossref/1998/98GL01908.shtml>
- ³⁴ http://en.wikipedia.org/wiki/Natural_logarithm
- ³⁵ http://en.wikipedia.org/wiki/Climate_sensitivity
- ³⁶ <http://en.wikipedia.org/wiki/Methane>
- ³⁷ http://en.wikipedia.org/wiki/Atmospheric_methane
- ³⁸ http://en.wikipedia.org/wiki/Methane_clathrate
- ³⁹ http://en.wikipedia.org/wiki/Arctic_methane_release
- ⁴⁰ http://en.wikipedia.org/wiki/Nitrous_oxide
- ⁴¹ <http://en.wikipedia.org/wiki/Chlorofluorocarbon#>
- ⁴² http://en.wikipedia.org/wiki/Carbon_dioxide_equivalent
- ⁴³ <http://www.climatekongress.ku.dk>
- ⁴⁴ Realclimte 6 April 2005 (<http://www.realclimate.org/>)
- ⁴⁵ http://en.wikipedia.org/wiki/Richard_Lindzen
- ⁴⁶ Minschwaner, K., A. E. Dessler 2004. Water Vapor Feedback in the Tropical Upper Troposphere: Model Results and Observations. *J. of Climate*, 17, 1272-1282.
- ⁴⁷ Hartmann, D.L. 1994. *Global Physical Climatology*. Academic Press, 411 pp.
- ⁴⁸ Kvamstø, N.G., A. Skartveit 1999. En innføring i skyer og klima. *Cicerone* 5/99, 28-30.
- ⁴⁹ http://no.wikipedia.org/wiki/James_Hansen
- ⁵⁰ http://www.columbia.edu/~jeh1/2008/TargetCO2_20080407.pdf
- ⁵¹ Hansen, J. med flere 2011. Earth's Energy Imbalance and Implications. http://www.columbia.edu/%7Ejeh1/mailings/2011/20110415_EnergyImbalancePaper.pdf

VI.4. KARBONETS KRETSLØP

Vi har sett at CO₂ er en betydelig drivhusgass og at en økning i innholdet gir en økt drivhuseffekt. Vi skal se nærmere på hvorfor vi vet at dette skyldes menneskers utslipp av CO₂ og videre diskutere om en global oppvarming kan gi en positiv tilbakekopling for CO₂ i atmosfæren.

Karbondioksid (CO₂) – noen ganger kalt kullsyre - er en kjemisk forbindelse med to oksygenatomer som er bundet til et karbonatom^{1 2 3}. CO₂ er i gassform ved vanlig trykk og temperatur i klimasystemet. Det gjennomsnittlige innholdet i troposfæren er 392 ppm (part per million) (2011) og den øker fra år til år på grunn av antropogene utslipp. En kan også måle blandingsforholdet i forhold til masse, men dette er ikke vanlig. Innholdet viser visse geografiske og årlige variasjoner.

Vi har nevnt at alle dyr, planter og mikroorganismer produserer CO₂ ved respirasjon⁴, og at CO₂ brukes i fotosyntesen⁵ for å lage sukkerforbindelser som enten blir forbrukt ved respirasjon eller til vekst, først og fremst vekst i planter. CO₂ genereres som et biprodukt ved brenning av fossilt brensel eller vegetabilsk masse. Karbondioksid kan tilføres atmosfæren ved vulkanutbrudd og andre geotermiske prosesser slik som varme kilder. Ved vanlig trykk har CO₂ ingen flytende form, men forekommer i fast form ved temperaturer lavere enn -78 °C. I fast form kaller vi CO₂ for tørris.

Lokalt finner vi betydelige variasjoner i den øyeblikkelige konsentrasjonen av CO₂, ikke minst som døgnlig variasjon over vegetasjon. I byområder og innendørs kan konsentrasjonen bli mange ganger høyere enn bakgrunnskonsentrasjonen. Mens rein luft vi puster inn inneholder omtrent 0,04 volumprosent CO₂, inneholder luften vi puster ut omtrent 4,5 volumprosent. Det er svært farlig å puste inn luft som inneholder mer enn 5 volumprosent av CO₂. Det settes en maksimalgrense på 0,5 % for sunne kontormiljøer for voksne, men det anbefales langt lavere nivåer i inneklime, spesielt for barn.

Det fins store naturlige lagre (reservoarer) for karbon i naturen, og det foregår stor transport av karbon, via CO₂, mellom de ulike reservoarene. Disse prosessene utgjør til sammen *karbonets kretsløp*⁶. Vi bidrar altså til dette kretsløpet hver gang vi puster. Ved hjelp av oksygenet vi tar opp fra atmosfæren forbrennes karbon fra maten vi spiser. Dette skiller ut CO₂ som vi puster ut til lufta. På den måten dannes den energi vi trenger for å opprettholde livet. Dyr produserer CO₂ på samme måte. Noe lignende skjer når trevirke råtner og organisk materiale brytes ned i jorda og andre steder, og når trevirke brenner ved naturlige skogbranner. Ved tilgang på sollys tas karbon fra CO₂ i lufta gjennom fotosyntesen til vekst i planter og skog. Dette gir en døgnlig variasjon i innholdet av CO₂ i atmosfære over vegetasjon. Planter tar et pust i døgnet, blir det sagt. I denne prosessen skilles oksygen ut til atmosfæren. Når mennesker brenner fossilt brensel som olje, gass og kull, økes den antropogene respirasjonen.

Kretsløpet for karbon blir kalt et *biogeokjemisk* kretsløp fordi det omfatter biologiske og geokjemiske prosesser. Reservoarene i kretsløpet for karbon er atmosfæren, havet med biotoper der, jordbunnen, sedimentære bergarter, og biotoper (planter og dyr, alt som lever) på landjorda. En annen måte å si det på er at kretsløpet omfatter jordens biosfære (land og hav), geosfære (jordbunn, bergarter), hydrosfære og atmosfære. Naturlig transport av CO₂ til og fra atmosfæren er svært stor. Så mye som en firedel av det totale innholdet av CO₂ i atmosfæren resirkuleres mellom reservoarene hvert år. Omtrent halvparten av dette skjer til biotoper over land og halvparten til hav. Reservoarene i hav og

på land er mye større enn mengden av CO₂ i atmosfæren. Små endringer i disse lagrene kan slik gi relativt store endringer i atmosfæren. For eksempel ville en frigjøring av 2 % av karbonet i havet være nok til å doble CO₂ i atmosfæren.

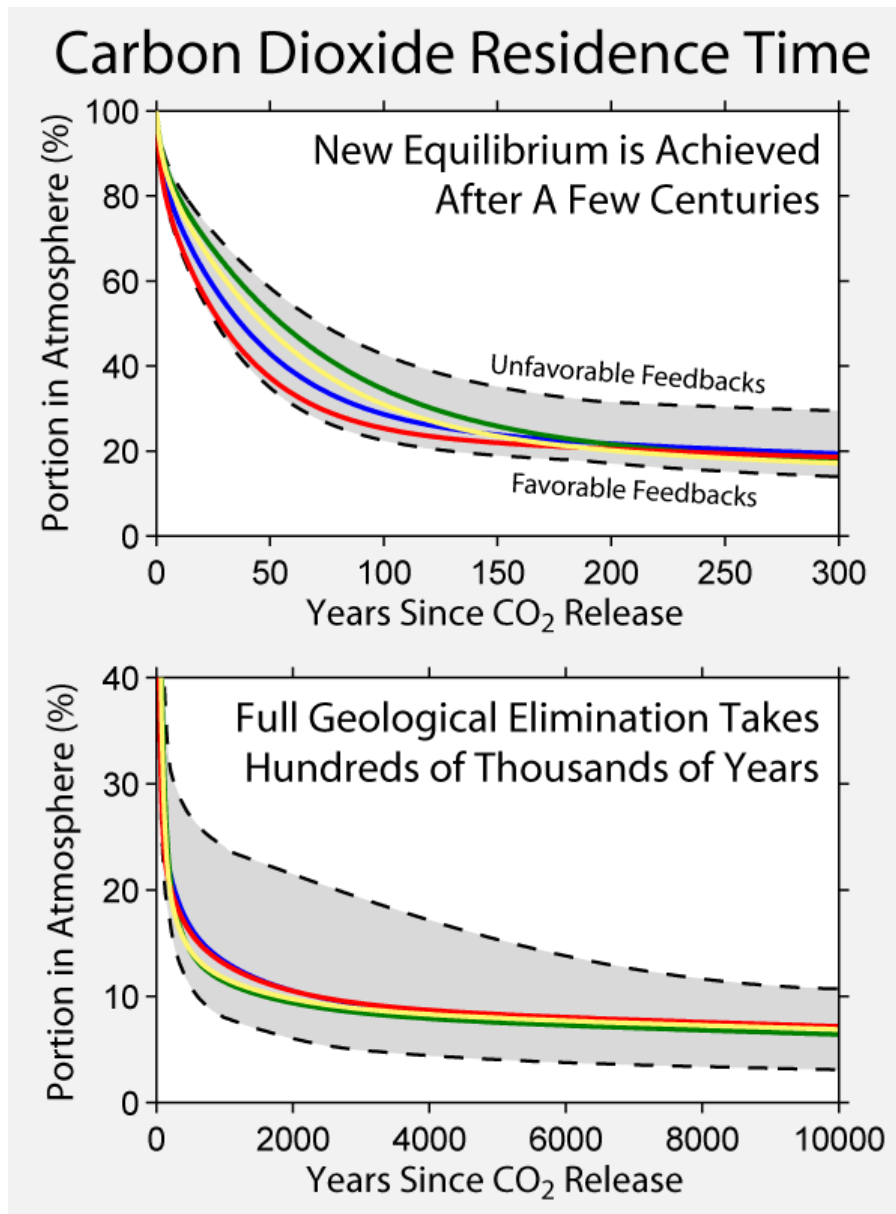


Fig. 1: Ulike tidsskalaer for oppholdstiden til CO₂ i atmosfæren. Utveksling med biosfæren og havet fjerner 70 til 80 % av CO₂-utslippene etter 200 år. Men resten etablerer en likevekt som kan vare i hundretusener år.
http://www.globalwarmingart.com/wiki/Carbon_Dioxide_Gallery

Planter tar altså opp CO₂ i fotosyntesen, mens planter og jord respirerer en lignende mengde CO₂ tilbake til atmosfæren. Karbondioksid løses opp i kalde havområder, men en lignende mengde avgis til atmosfæren andre steder. Opptak og tap balanserer hverandre nesten over et år. Men små ubalanser finner sted og sørger for viktige klimatilbakekoplinger. For eksempel, i klimaendringer fra mellomistid til istid, tar havet opp mer CO₂ etter som det blir kaldere. Dette fører til at atmosfæren og planter vil inneholde mindre CO₂, noe som driver en videre avkjøling. Omvendt, når endringer i jordbanen fører til oppvarming, utløser dette karbondioksid og metan. Denne tilbakekoplingen fra

Økte drivhusgasser i atmosfæren står for nesten halvparten av temperaturendringen mellom istid og mellomistid (se forrige kap.).

Det er viktig å forstå at på de tidsskalaer vi er interesserte i, blir ikke menneskers utslipp av karbon til atmosfæren borte, men utveksles mellom de ulike reservoarene. På den måten er CO₂ ulik andre drivhusgasser, som kan spaltes ved kjemiske prosesser. Mellom de ulike reservoarene utveksles CO₂ på ulike tidsskalaer, dvs. tider for gjennomstrømning – eller *levetid*, som varierer fra mindre enn et år til langt over tusen år (Fig. 1). Disse tidene er mye lengre enn gjennomsnittlig tid et molekyl av CO₂ holder seg i atmosfæren, som bare er fire år⁶. Det store spennet for typiske tider for gjennomstrømning betyr at tiden det tar før en ny likevekt opprettes etter en forstyrrelse i CO₂, ikke kan beskrives med en bestemt tidsangivelse. Ofte blir det – med en viss rett - sagt at oppholdstiden for CO₂ i atmosfæren typisk er 100 år, men en slik angivelse er ofte misvisende. Det etableres en ny likevekt på noen hundre år der omtrent 20 % er igjen i atmosfæren. Eliminering skjer bare på geologisk tidsskala (mer enn 100 000 år).

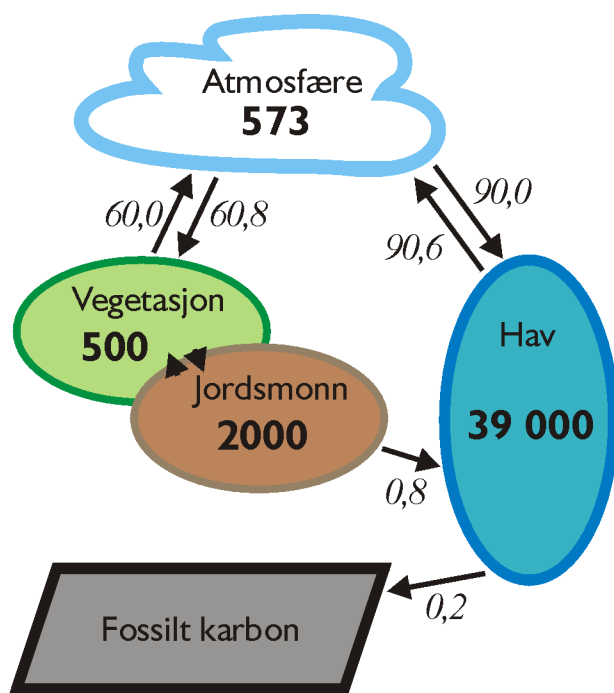


Fig. 2: Det naturlige karbonkretsløpet. Halvfeite tall angir mengden av karbon i GtC (10¹² kg karbon). Kursive tall angir flyt av karbon i GtC per år. (Mengdene i skjemaet tilsvarer tilstanden før den industrielle revolusjonen, dvs. inntil rundt 1750). <http://no.wikipedia.org/wiki/Karbonkretslopet>

Før den industrielle revolusjon var utvekslingen mellom de ulike reservoarene forbausende konstant på tidsskalaer over flere tusen år (Fig. 2). En stødig balanse ble opprettholdt slik at innholdet av CO₂ i atmosfæren, slik den blant annet er blitt målt i iskjerner, bare varierte innenfor en et intervall på ti deler per en million deler luft (ppm), med et gjennomsnitt på 280 ppm. Den industrielle revolusjonen forstyrret denne balansen med stadig større utslipp av karbon (Fig. 3). Dette har ført til at konsentrasjonen har økt betraktelig, fra 280 ppm til 390 ppm i 2010 (Fig. 4 og 5). Konsentrasjonen svarer til et totalinnhold på 778 Gt karbon (2007) (Fig. 6). Representative, kontinuerlige målinger av konsentrasjonen har vi bare hatt siden 1957, fra fjellet Mauna Loa på Hawaii⁷ (Fig. 4). Gjennomsnittlig økning er for tiden omtrent 2 ppm per år, men det er betydelige

variasjoner i denne økningen fra år til år. Økningen utgjør i gjennomsnitt 3.3 Gt karbon tilført atmosfæren hvert år. Økningen fra år til år viser en økende trend fra 1 ppm i 1957 til 2 ppm i 2010.

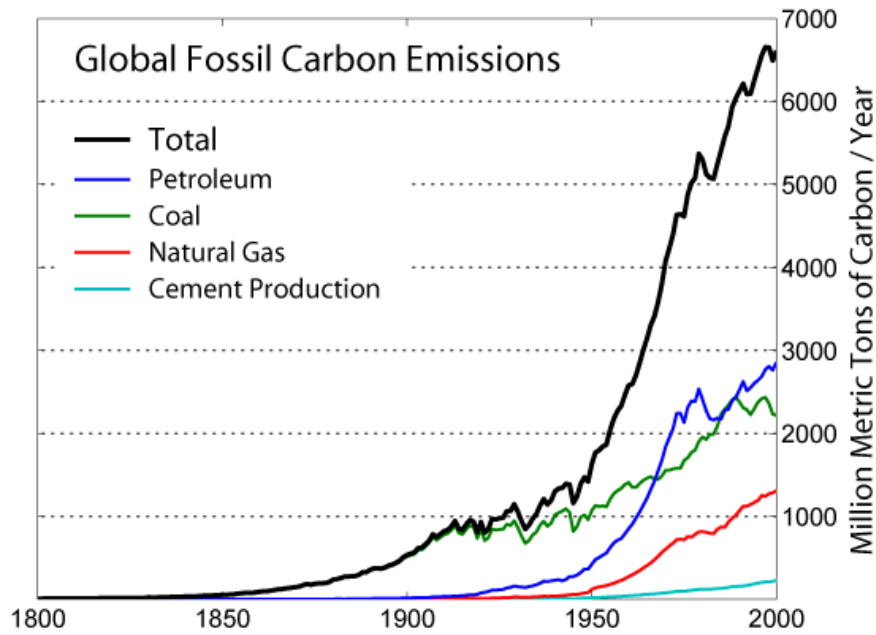


Fig. 3: Økende utslipp av karbon til atmosfæren ved ulike antropogene kilder (millioner tonn C/år). http://www.globalwarmingart.com/wiki/Carbon_Dioxide_Gallery

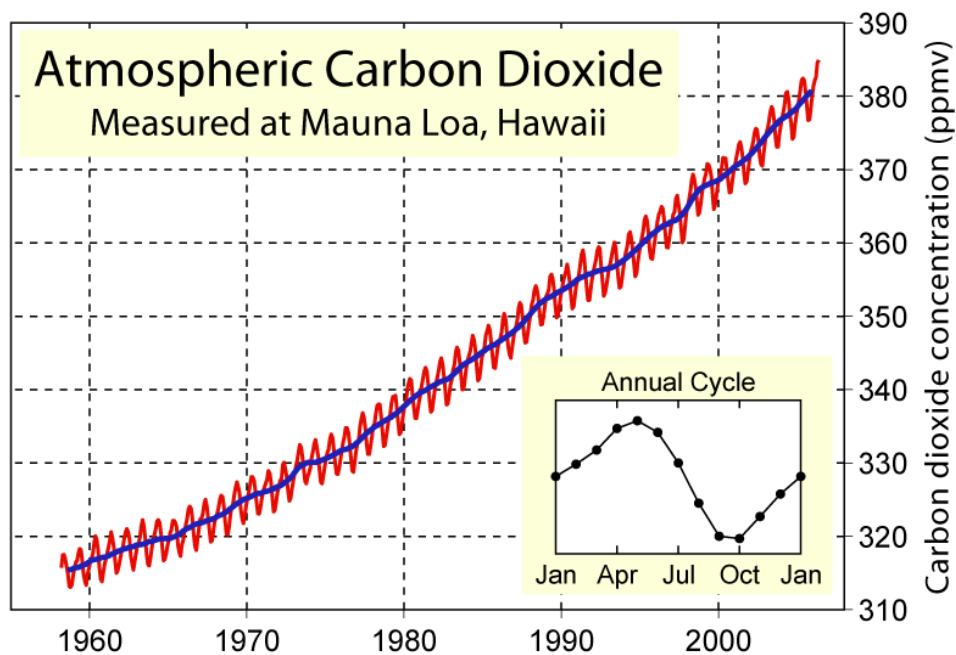


Fig. 4: Økning i konsentrasjonen av CO₂ i atmosfæren slik den er målt direkte på Mauna Loa, Hawaii siden 1958. http://www.globalwarmingart.com/wiki/Carbon_Dioxide_Gallery

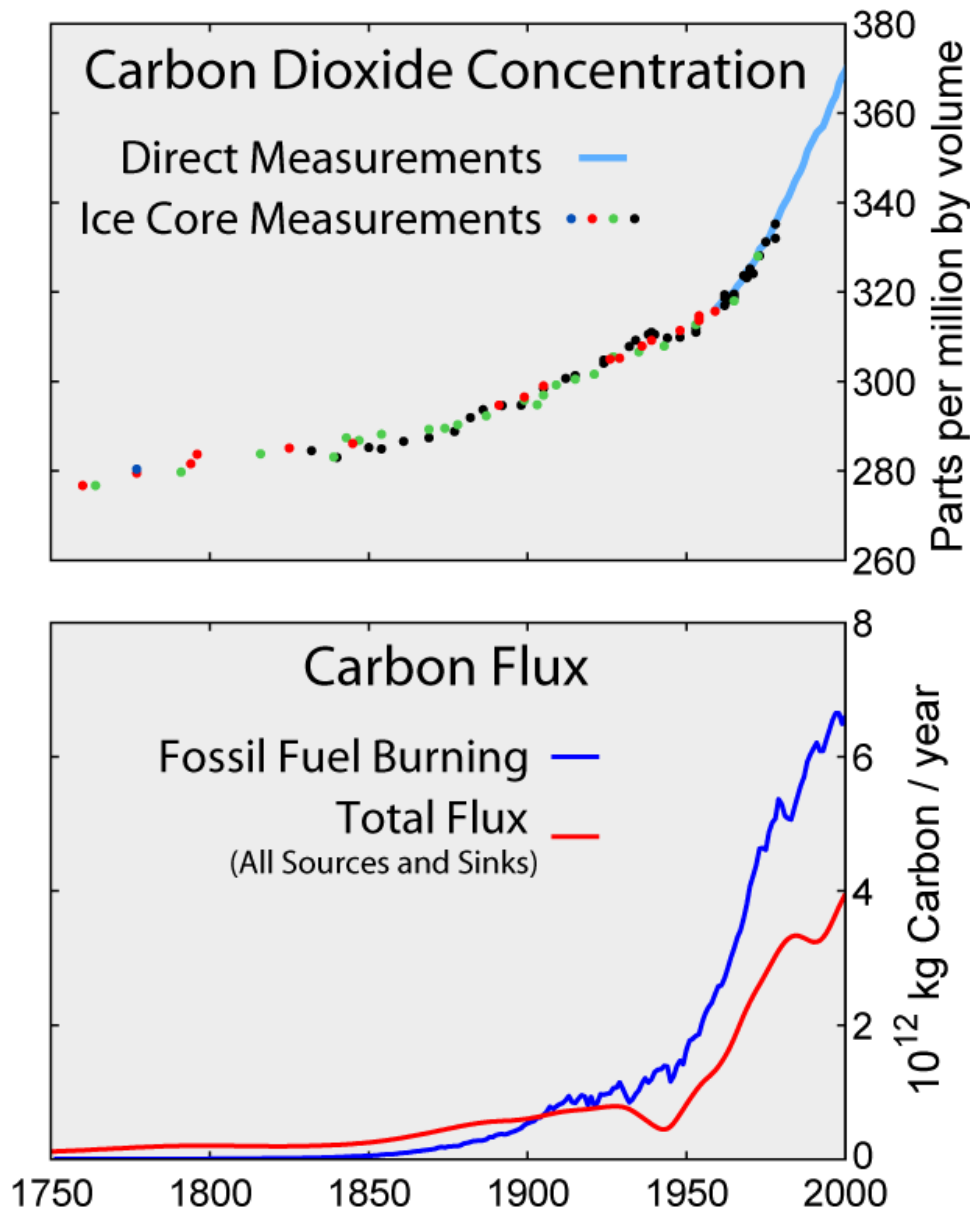


Fig. 5: Endringer i konsentrasjonen av CO₂ i atmosfæren siden fra 1750 til 2000, øverst. Årlig tilførsel av CO₂ til atmosfæren ved fossilt forbrenning (nederst, blå kurve) og den totale tilførselen når en tar hensyn til flyt tilbake til hav og biosfæren (rød kurve). <http://www.globalwarmingart.com/>

Vi merker oss de årlige variasjonene i atmosfærens innhold av CO₂ (Fig. 4). På samme måte som planter tar et pust i døgnet, tar hele jorda et "pust" i året. De årlige svingningene følger årets gang fra sommer til vinter her i nord og kan forklares ut fra vegetasjonens dominans på nordlige halvkule. Gjennom vekstsesongen reduseres CO₂ i atmosfæren, og gjennom høst og vinter øker CO₂ etter som planter dør og råtner.

En merker seg at tall for utslippene her ble angitt i tonn karbon, mens vi ellers som regel har omtalt CO₂ i atmosfæren. Atomvekten for karbon er 12 masseenheter, mens den for oksygenatomer er 16. Siden et molekyl CO₂ inneholder to oksygenatomer bundet til ett karbonatom, er atomvekten for

CO₂ (16+16+12)=44. Vi har ofte bruk for å gjøre om tall for utslipp fra karbon til CO₂ og omvendt. Ett tonn karbon svarer da til $44/12 = 3.67$ tonn CO₂.

Vi har bra kunnskap om hvor mye kull, olje og gass som brennes hvert år^{8 9} (Fig. 3). Det aller meste slippes ut ved produksjon av energi for oppvarming og avkjøling av bygninger, for industri og transport. Utslippene har økt formidabelt fra nesten ingenting før den industrielle revolusjon til over 8 Gt karbon per år i de siste årene (8,7 Gt 2008)⁹, med en økning på over 2 % i året siste tiåret fram til 2009^{8 9 10}. Det aller meste føres til atmosfæren som CO₂. Selv om vi kjenner de antropogene utslippene, er det likevel ikke helt enkelt å anslå hvor mye CO₂ som totalt tilføres atmosfæren. Grunnen til dette er at også endringer i bruken av jordoverflaten, spesielt avskoging, også gir antropogene utslipp av CO₂ (Fig. 6), utslipp som ikke er like nøyaktig kjent.

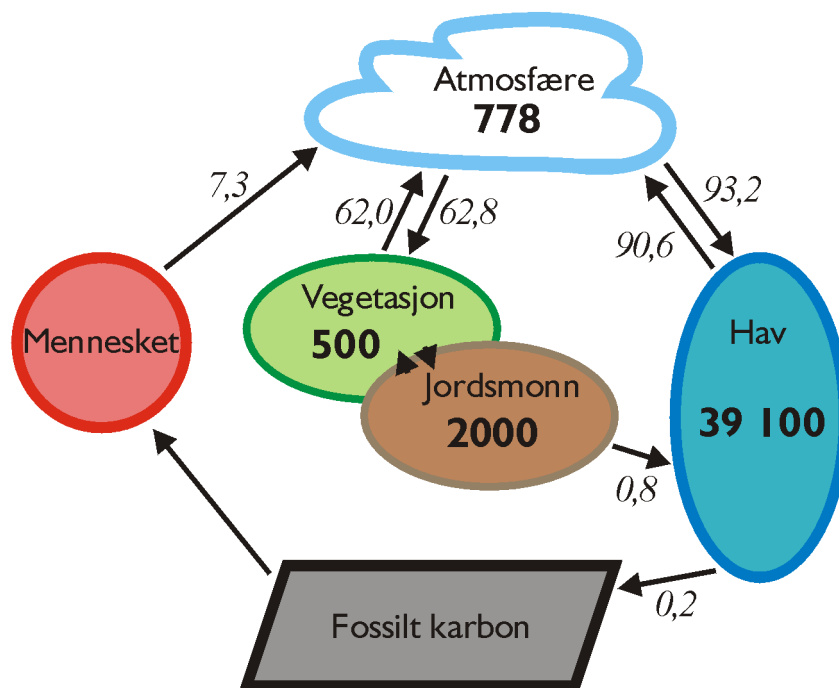


Fig. 6: Karbonkretsløpet i 2005. Endringene i forhold til figur 1 skyldes menneskelige karbondioksidutslipp pga. forbrenning av fossilt karbon.
<http://no.wikipedia.org/wiki/Karbonkretsl%C3%B8pet>

Endringer i bruk av land er anslått til å utgjøre 1,1 Gt i middel per år (2008), dvs. at menneskenes bidrag til sammen er 9,9 Gt per år (2008)⁹. Siden den årlige økningen i atmosfæren tilsvarede omkring 4,1 Gt, betyr dette at bare 45 % av det totale bidraget forblir i atmosfæren. Resten blir tatt opp av de andre to reservoarene: havet (26 %) og biosfæren over land (29 %). Cirka 95 % av all fossil forbrenning skjer på nordlige halvkule, derfor er konsentrasjonen av CO₂ i atmosfæren litt høyere i nord enn i sør. Forskjellen er cirka 2 ppm. Endringen har vokst over tid ettersom utslippene har økt. Dette gir belegg for at økningen er antropogen.

La oss se nærmere på hva som skjer i havet. Vi vet at CO₂ løses opp i vann, vi er kjent med drikke som inneholder kullsyre. CO₂ utveksles hele tiden mellom atmosfæren og havet, særlig når bølger bryter. Omsetningen er til sammen hele 90 Gt karbon per år. Det settes opp en likevekt mellom

konsentrasjonene i atmosfæren og i de øverste cirka 100 m av havet. De kjemiske lovene som kontrollerer balansen er slik at en endring av konsentrasjonen i atmosfæren med 10 % ville bare gi 1 % endring i havet. Endringen ville skje raskt, slik at cirka 26 % av tilførselen til atmosfæren på kort tid ville bli tatt opp av havet. Blanding til dype lag av havet tar lengre tid, opp til flere hundre år, kanskje tusen år for å påvirke dyphavet. På kort sikt bidrar bare de øverste lagene i karbonets kretsløp.

Biologisk aktivitet i havet spiller en stor rolle siden det bugner av liv. Produksjonen av levende materiale i havet er omtrent 30-40 % av produksjonen over land. Mesteparten av dette er plante- og dyreplankton, som gjennomgår raske tidssykluser. Ettersom plankton dør og synker, blir noe av karbonet det inneholder ført mot bunnen. På den måten økes karboninnholdet i lagene under blandingslaget. Noe går ned i dyphavet, noe avsettes på bunnen og blir på den måten ute av kretsløpet for lange tider. Denne prosessen, som kalles den biologiske pumpe, er viktig blant annet for å bestemme endring i konsentrasjonen av CO₂ gjennom istidene for både hav og atmosfære.

Det er utviklet numeriske modeller for å beregne utvekslingen av karbon mellom atmosfære og hav. For å teste modellenes nøyaktighet, har en blant annet anvendt dem for å beregne spredning av ¹⁴C i havet fra utslipp ved prøvesprenging med atomvåpen på 1950-årene. Modellene simulerer denne spredningen tilfredsstillende. Anvendt på karbonkretsløpet beregner modellene at 2 Gt karbon (\pm 0,8 Gt) av den CO₂ som atmosfæren mottar per år ved menneskers utslipp, blir tatt opp av havet. Dette bekreftes av den relative fordeling mellom karbonisotoper i havet og atmosfæren (se nedenfor).

For å slutte karbonkretsløpet må en føye til bidrag fra endringer i biosfæren over land, endringer som kommer i tillegg til hogging av regnskog og annen endring i bruk av jordoverflaten. En effekt er gjengroing på den nordlige halvkule ved at jordbruksareal blir langt brakk. Dette sluket av karbon er blitt anslått til å utgjøre 0,5 Gt karbon per år. I tillegg kommer tilgroing som skyldes at høyere konsentrasjon av CO₂ i atmosfæren gir en gjødslingseffekt på en god del planter. På den måten opptar landjorda mer CO₂. Dette sluket er blitt anslått til hele 1,5 Gt per år, men usikkerheten er stor (Fig. 6).

En ide om hvor mye karbon biosfæren over land tar opp, får en ved å studere årlige variasjoner i målinger av konsentrasjonen av CO₂ i atmosfæren. Slike årlige variasjoner skyldes at karbon tas fra atmosfæren gjennom vekstsesongen og avgis tilbake ettersom plantene dør om vinteren. Gjennomsnittet over kloden viser en årlig variasjon – med amplitude på omtrent 7 ppm - som faller sammen med årstidene på nordlige halvkule. Dette skyldes større plantevekst på nordlige enn på sørlige halvkule på grunn av større landareal.

Gjødslingseffekten fra økt CO₂ er et eksempel på en biologisk tilbakekopling. Når CO₂ øker i atmosfæren, økes opptaket av CO₂ i plantene. Slik minker konsentrasjonen i atmosfæren. Til sammen gir dette en negativ tilbakekopling som demper økningen i drivhuseffekten og den globale oppvarmingen. Det fins også positive biologiske mekanismer for tilbakekopling som øker konsentrasjonen av CO₂ i atmosfæren og drivhuseffekten (se nedenfor).

Vi har gjort greie for hvordan menneskers utslipp av CO₂ bidrar til økt konsentrasjon i atmosfæren. Siden karbonets kretsløp er komplisert og de tall vi presenterte til dels er usikre, kan det reises tvil om økningen av konsentrasjonene i atmosfæren virkelig skyldes menneskelig aktivitet. Som antydnet over, fins det målinger som mer direkte viser at økningen er knyttet til utslippene. Det gjelder først og

fremst målinger av karbonisotoper. Isotoper er kjemisk identiske former av samme element, men med ulike atomvekter¹¹. Tre karbonisotoper er viktige i studiet av karbonkretsløpet: ¹²C som utgjør 98.9 % av vanlig karbon, ¹³C som representerer 1,1 % og den radioaktive isotopen ¹⁴C som bare er til stede i små mengder. Det produseres omkring 10 kg ¹⁴C i atmosfæren hvert år ved partikkelstråling fra sola. Halvparten av dette vil brytes ned til nitrogen over en periode på 5730 år.

Når karbon i CO₂ i atmosfæren tas opp i planter og andre levende organismer, tas det forholdsvis mindre opp av ¹³C enn av ¹²C. Fossilt brensel var opprinnelig levende materiale og inneholder på den måten mindre ¹³C enn ¹²C i forhold til atmosfæren. Når karbon blir tilført atmosfæren ved antropogen forbrenning, ved døende planter og ved skogbrann, vil derfor ¹³C i atmosfæren blir redusert i forhold til ¹²C. Fordi fossilt brensel har vært lagret i jorda mye lengre enn 5730 år, inneholder det ikke ¹⁴C i det hele tatt. Derfor vil også delen av ¹⁴C avta i atmosfæren ved brenning av olje, gass og kull.

Ved å studere forholdet mellom de tre karbonisotopene i atmosfæren er det mulig å beregne hvor økningen i CO₂ skriver seg fra. Det er således mulig å anslå hvor mye CO₂ som er blitt tilført atmosfæren til ulike tider ved skogbrann, fra nedbryting av skog eller vegetasjon og ved brenning av fossilt brensel. Disse beregningene viser klart at økt konsentrasjon av CO₂ i atmosfæren siste hundre år skyldes menneskers aktivitet⁸.

Målinger av konsentrasjonen av oksygen (O₂) i atmosfæren gir en overbevisende uavhengig metode til å bestemme hvordan utslipp av CO₂ fordeler seg mellom de forskjellige reservoarene. Gjennom respirasjon og fotosyntese varierer konsentrasjonene av O₂ og CO₂ i atmosfæren i takt med motsatt fortegn. I tillegg fjernes O₂ fra atmosfæren ved forbrenningsprosesser og gir et signal som avtar etter som atmosfærisk CO₂ øker som følge av våre utslipp. Å måle endringer atmosfærisk O₂ er teknisk vanskelig på grunn av vansker med å løse opp på et ppm-nivå i et bakgrunnsnivå på cirka 209 000 ppm. Metoder er likevel blitt utviklet og forskning indikerer at O₂ avtar raskere enn CO₂ øker, noe som illustrerer betydningen av havet som et sluk for CO₂ i atmosfæren. Målinger i begge hemisfærer viser en sterk sammenheng mellom økende utslipp av CO₂, økende CO₂ og minkende O₂ i atmosfæren⁸.

Alternativ forklaring

Så godt som all økning i konsentrasjonene av CO₂ i atmosfæren skyldes våre klimautslipp og avskoging. Dette fins det mange bevis for, og vi har forsøkt å forklare dette ut fra diskusjon av endringer i karbonisotoper og oksygen i atmosfæren. Metodene er til dels kompliserte og folks kunnskap om isotoper kan være mangelfull. Vi vil her presentere en enklere måte å forklare at økningen av CO₂ i atmosfæren er antropogen. Den går i korthet ut på at undersøkelser viser at karboninnholdet øker både i havet, atmosfæren og i biosfæren over land når en ser bort fra avskoging i tropene. Det må være en kilde for denne økningen: menneskers utslipp er eneste mulighet.

På en tidsskala på omtrent 100 år er det bare to reservoar som kan utveksle store mengder CO₂ på en naturlig måte med atmosfæren: verdenshavene og biosfæren over land (skog og jordbunn). Den totale massen i alle tre reservoarene er til sammen konstant. Dersom økningen i CO₂ i atmosfæren helt eller delvis skyldes tilførsel fra havet eller biosfæren, måtte vi observere at det ble mindre karbon i disse reservoarene.

Det fins ingen målinger som viser at karboninnholdet i havet har gått ned. Det fins derimot mange publiserte arbeider som viser at karboninnholdet i havet har økt de siste tiårene¹². Estimaten viser at karboninnholdet i havet øker med omtrent 2 ± 1 Gt karbon hvert år. Det fins for eksempel et arbeid som viser at karboninnholdet i havet har økt med 118 ± 19 Gt over siste 200 år. Det fins en del usikkerhet omkring hvor mye verdenshavene har tatt opp, men ikke når det gjelder fortegnet på endringen. Verdenshavene kan derfor ikke være en kilde for økning av karboninnholdet i atmosfæren. Tvert om, havet er et sluk for karbon fra atmosfæren.

Hva så med biosfæren over land? Vi vet at avskoging har bidratt til en økning av CO₂ i atmosfæren. Men det viser seg at avskogingen for en stor del er kompensert ved økende karboninnhold i resten av biosfæren, ved tilgroing og vekst av skog i områder utenom tropene. Mellom 1980 og 1999 var brenning av fossilt brensel 117 ± 5 Gt karbon og økningen i atmosfæren og havet henholdsvis 65 ± 1 og 37 ± 5 Gt. Dette gir et overskudd på 15 ± 9 Gt karbon som ikke er blitt borte, men tatt opp av biosfæren. Estimat for avskoging og andre endringer i bruk av jordoverflaten - negative tall - er 24 ± 12 Gt karbon. For å balansere dette og likevel komme ut med et positivt tall (15 ± 9 Gt karbon), må landbiosfæren ha tatt opp 39 ± 18 Gt som svar på økt CO₂ i atmosfæren og en klimaendring¹³. Som en ser er det til dels stor usikkerhet i tallene, men det er ganske sikkert at biosfæren på land har tatt opp minst like mye karbon som avskogingen har avgitt karbon.

Hvorfor tar havet og landbiosfæren hver for seg opp karbon når vi vet at havenes oppløselighet for CO₂ blir redusert med økende temperatur og at oppvarming over land fører til økning i bakterienes nedbrytning av karbon i jordbunnen? Svaret er at oppvarming ikke er den eneste prosess som påvirker disse to reservoarene. Den dominerende prosessen i havet er responsen på den økende CO₂ i atmosfæren. Dersom havet ikke hadde blitt varmet opp, kunne det tatt opp enda mer karbon. I tillegg kan oppvarming også ha andre effekter, for eksempel på marine biotoper. Dette diskuteres mer inngående nedenfor. På landjorda kan nedbrytning i jordbunnen ved bakterier ha økt som følge av oppvarmingen, men for tiden er denne effekten mindre enn landjordens respons på andre prosesser, for eksempel gjødslingseffekten av økende CO₂, luftforurensing av nitrogenholdige gasser og endring i nedbør.

Er kunnskapen om dagens karbonkretsløp konsistent med hva vi vet om endringer i karbonkretsløpet mellom tidligere istider og mellomistider? Balansen mellom prosessene i kretsløpet var forskjellig gjennom disse klimaendringene fra i dag da vi på kort tid slipper ut svære mengder karbon. Ved en inngang til en istid kom avkjølingen og andre klimaendringer først. Responsen på havet og biosfæren over land på disse klimaendringene fikk deretter CO₂ til å avta. Dette ga en positiv tilbakekopling som bidro til øke avkjølingen. Ved overgang til en mellomistid kom også oppvarmingen først. Deretter økte CO₂ ved en tilbakekopling ved at hav og biosfære over land reagerte på den første klimaendringen. Siden den industrielle revolusjon har det derimot foregått en økning av CO₂ i atmosfæren som et resultat av antropogene utslipp, og verdenshavene og landbiosfæren har hovedsakelig reagert på en økende konsentrasjon av CO₂ i atmosfæren.

Vi vet altså at økningen i CO₂ i atmosfæren skyldes brenning av fossilt brensel og avskoging. Dersom havet og landoverflaten skulle bidra til økningen av CO₂ i atmosfæren via naturlige prosesser, måtte disse reservoarene holde på mindre karbon. Havet og landbiosfæren kan ha vist en respons på

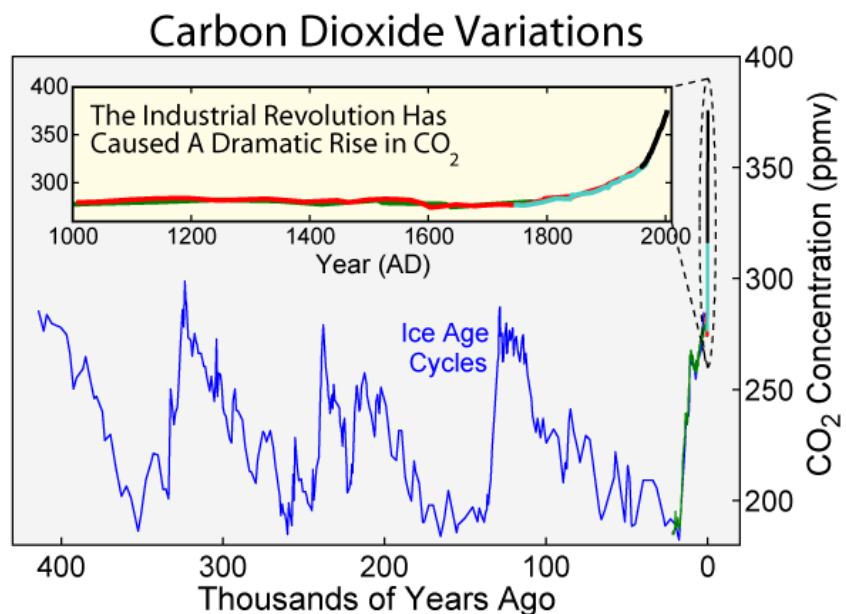
oppvarmingen, men denne effekten er mindre enn responsen på økende CO₂ i atmosfæren og andre klimaendringer.

Al Gore og Joe Barton

Folk spør ofte om ikke det er slik at en temperaturøkning gir en økning i CO₂, slik som under istidene, og ikke omvendt, at en økning i CO₂ gir en temperaturøkning. Joe Barton, representant i kongressen i USA og notorisk klimaskeptiker, ordla seg slik i en høring i kongressen av Al Gore og hans film *An Unconvenient Truth*¹⁴: *I din film viser du en tidsutvikling av temperatur og CO₂ over en periode på 600 000 år, rekonstruert fra prøver av iskjerner. Du indikerer at dette er avgjørende bevis på sammenhengen mellom økende utslipp av CO₂ og global oppvarming. En nøyere undersøkelse av disse fakta avslører noe helt forskjellig. Jeg har her en artikkel i Science, som jeg vil jeg vil sende over på et passende tidspunkt, som forklarer at historisk sett har ikke en økning i konsentrasjonen av CO₂ inntruffet i forkant av en temperaturøkning, men faktisk i etterkant av temperaturen med mellom 200 og 1000 år. Nivåene for CO₂ økte etter at temperaturen steg. Temperaturen synes å drive CO₂, ikke vice versa. På dette punktet, Mr. Visepresident, er du ikke bare litt på siden av sannheten. Du tar fullstendig feil.*

Etter det vi har forklart over, tok ikke Al Gore feil. Gjennom istidene fant det ikke sted antropogene utslipp av CO₂. Vi vet hvorfor CO₂ nå øker i atmosfæren, og vi vet at denne økningen må gi økt drivhuseffekt og bidra til en global oppvarming. Uten antropogene utslipp vil CO₂ variere som følge av mindre endringer i det naturlige karbonkretsløpet. Raten i disse utvekslingene blir nå fullstendig overkjørt av enorme overføringer av karbon på kort tid fra kull, olje og gass til atmosfæren. Samtidig kommer avskogingen. Ingenting av det en finner i iskjernene gjennom istidene forandrer på disse fakta.

Fig. 7: CO₂-konsentrasjoner i atmosfæren over de siste istidene, 400 000 år tilbake i tid. Innfelt variasjonen over siste 1000 år.
www.globalwarmingart.com



Kunnskapen om at endringer i CO₂ over istider kommer i etterkant av endringer i temperaturen, har vært kjent en tid¹⁵ (Fig. 7). Lorius m.fl. skriver: *Endringer i innholdet av CO₂ og CH₄ har spilt en betydelig rolle for klimavariasjoner gjennom istider og mellomistider - sammen med økningen og minkingen av iskappene på den nordlige hemisfære - gjennom å forsterke det relativt svake orbitale pådrivet. Det orbitale pådrivet er det langsomme sesongmessige pådrivet etter Milankovitch sin teori*

(se kap 1). Klimaendringene gjennom istidene skyldes dette pådrivet, og en positiv tilbakekopling fra isens albedo og fra endringer i konsentrasjonen av CO₂ i atmosfæren. På den måten kom endringer i både CO₂ og mengden av is noe i etterkant av endringer i temperaturen. Volumet av is ved polene kan ligge flere tusen år bak temperaturendringen på grunn av den lange tiden det tar å fryse/smelte is. Endringer i CO₂ kommer flere hundre år i etterkant etter tidsskalaer slik som for utbredelse av skog mot nord og for overføring av karbon til dyphavet.

Det er senere blitt publisert flere arbeider som slår fast et etterslep for CO₂ i forhold til temperaturen. Men vi vet ikke sikkert hvor langt dette etterslepet er i antall år. Dette skyldes at det er en krevende oppgave å få fram tidsserier for CO₂ fra iskjernene på samme tidsskala som tidsserier for temperatur. Snøen inneholder luftbobler, snøen presses sammen og blir til sist til is. Det tar lang tid før snøen er blitt til is. Så lenge snø fra et visst år er i snøfasen, utskiftes luftboblene i snøen. Det vil si at luftboblene er fra et senere år enn isen. Slik vil isen ved ethvert tidspunkt alltid være eldre enn gassboblene den stenger inne, og denne aldersdifferansen er vanskelig å estimere. Likevel, de beste beregningene som er publisert, viser liknende tall som dem Barton refererer til.

Beregningene kan bare utføres på en bra måte når temperaturendringene er store, som ved utganger av istider. Slike endringer tar mer enn 5000 år og etterslepet for CO₂ er mye kortere. Det er selvsagt ikke slik at temperaturforandringen stopper opp når CO₂ starter å stige, men som vi har påpekt, endringene i CO₂ virker som en positiv tilbakekopling. Temperaturendringene rekonstruert fra iskjerner gjelder selvsagt en lokal temperatur i Antarktis eller på Grønland. Temperaturen over resten av kloden har stort sett variert i takt, men utslagene i global temperatur er mindre enn ved polene. Selv om vi ikke kjenner alle detaljer i hvorfor CO₂ varierer på slike lange tidsskalaer, vet vi at utslagene i temperatur ikke kan forklares uten å ta hensyn til en tilbakekopling fra CO₂.

Men det er ikke slik at konsentrasjoner av CO₂ i atmosfæren forklarer hele endringen, slik at en bestemt endring svarer til en bestemt temperaturendring. Slik fins det ikke en lineær sammenheng mellom temperatur og CO₂. Dataene fra iskjernene viser en sterk korrelasjon mellom variasjoner i temperatur og CO₂. Al Gore og mange av oss andre viser denne sammenhengen i foredrag om den globale oppvarmingen. På samme figur som viser variasjon av CO₂ og temperatur gjennom istider og mellomistider, vises gjerne dagens mye høyere nivå i CO₂ og eventuelt også en projeksjon for økningen i framtiden. Men det blir ikke vist en tilsvarende temperaturkurve som samsvarer med det høye nivået for CO₂. Likevel, tilhørere lager trolig sin egen kurve i sitt hode og kommer fram til en formidabel temperaturstigning, mye mer enn hva for eksempel klimamodellene gir som resultat. Verken Al Gore eller vi andre viser en slik temperaturkurve, men vi har vel heller ikke vært så flink til å forklare at det ikke er en direkte lineær sammenheng mellom CO₂ og temperatur.

Global temperatur gjennom istidene var lavere av to hovedgrunner. For det første var det bare omtrent 190 ppm CO₂ i atmosfæren med tilsvarende lave nivå for andre drivhusgasser, inkludert vanndamp. For det andre reflekterte jordoverflata mer av solstrålingen (høyere albedo) på grunn av store mengder is og snø både over land og hav. Den siste effekten var større enn den første (cirka 2/3 mot 1/3). Om Al Gore skulle ha ekstrapolert temperaturkurva for global temperatur i takt med økende CO₂, ville det derfor være omtrent korrekt å øke den globale middeltemperaturen med cirka en tredel av økningen i CO₂. Dette hadde også medført oppvarming for Antarktis på omtrent 3 °C for neste hundre år, ikke så langt fra det som klimamodellene gir. Det kan legges til at det vil ta tid før Antarktis opplever en global oppvarming, noe som blant annet skyldes tregheten i oppvarmingen av

havet i sør. Om en bruker data for oppvarming i Arktis til å estimere global temperatur, kommer en fram til en klimasensitivitet på cirka 3 °C, noe som samsvarer godt med estimat fra IPCC.

Barton hevdet også at CO₂ i tidligere tidsepoker noen ganger har vært mye høyere enn i dag. Dette er sant, konsentrasjonen av CO₂ kan ha vært 1000 ppm og høyere om en for eksempel går 55 millioner år tilbake i tid. Men Barton nevnte ikke at da var det også mye varmere enn nå. Det er viktigere å påpeke at CO₂ ikke har vært over 290 ppm noen gang gjennom de siste minst 650 000 år. Nå øker konsentrasjonen fra år til år på grunn av antropogene utslipp.

Målinger av CO₂

Det har tatt lang tid for forskere å nå opp til dagens kunnskapsnivå om karbonkretsløpet, både det naturlige kretsløpet og rollen til antropogene utslipp. For eksempel tok det lang tid før vi fikk nøyaktige og representative målinger for konsentrasjonen av CO₂ i atmosfæren. Lenge var det et problem hvordan en først skulle ta en luftprøve og så måle konsentrasjonen. De første teknikker var basert på titrering med kalkvann (den såkalte Pettenkoferprosessen). Det trengtes mye teknisk dyktighet og tålmodighet for å utføre arbeidet. Det hørte til unntaket at en kunne sjekke målinger mot en standard for målingskvalitet. Nesten alle tidlige målinger ble utført over land i nærheten av byer med forurenset luft. I tillegg ga de fleste målingene bare øyeblikksbilder. Få målinger var representative for de storstilte luftmassene. Moderne målinger demonstrerer store variasjoner innen en storby. Fotosyntesen, med en døgnlig variasjon, gjør det også vanskelig å måle i renere landlige omgivelser. Målinger for tett til jordoverflaten eller for mye beskyttet av skog, kan lett gi en systematisk feil i målingene på flere titalls ppm.

De mest kjente moderne målingene er fra Mauna Loa på Hawaii og startet i 1957 (Fig. 4). Disse målingene blir tatt på et fjell (3397 moh), men bare i luftmasser som kommer direkte inn fra havet. I gjennomsnitt kan en kun bruke målinger fra noen timer i hvert døgn. Lenge før målingene på Mauna Loa gjorde G.S. Callendar¹⁶ omhyggelige valg av eksisterende målinger. Spesielt tok han hensyn til vindretningen, fordi han antok at målinger i luft fra havet var mest representative for å fastslå en storstilt bakgrunnsverdi. Callendar publiserte sine første resultater i 1938. I 1958 publiserte han verdien 289 ppm som den mest representative bakgrunnsverdi for konsentrasjonen av CO₂, et resultat som stemmer forbausende godt med moderne rekonstruksjoner før målingene på Hawaii.

Andre har senere samlet alle publiserte data tilbake til første del av 1800-talet og ukritisk bestemt årlige middeltall fra den gang og fram til nå. Siden ikke-representative målinger har blitt brukt, får en fram store, urealistiske variasjoner før 1950¹⁷. Resultatene er lette å finne på nettet og er blitt videreført i norske aviser som belegg for motstand mot kunnskapen om global oppvarming.

Har vi alt en karbontilbakekopling fra havet?

Vi har sett at nye utslipp av CO₂ til atmosfæren delvis blir værende i atmosfæren, men at noe utveksles til havet og til biosfæren over land ved naturlige prosesser. Mer enn halvparten av utslippene tas slik opp i andre reservoarer enn atmosfæren. Vi har indikert at en klimaendring kan påvirke prosessene som overfører karbon til hav og biosfære på en slik måte at disse overføringene avtar. I så fall vil global oppvarming føre til at mer av utslippene blir værende i atmosfæren, dvs. en positiv tilbakekopling.

For overføring av CO₂ mellom atmosfæren og havet har vi to ulike effekter. For det første fører økende CO₂ i atmosfæren til at mer CO₂ blir løst opp i havet. Dette følger av *Henrys lov*¹⁸. Men med økende temperatur i havet avtar havets evne til å løse opp CO₂. Den første effekten er for tiden større enn den andre. Dersom den andre effekten hadde vært dominerende, ville havets innhold av CO₂ avta. Men som vi har pekt på, viser målinger at innholdet av CO₂ øker i havet.

Forskere prøver å finne ut om vi allerede har en tilbakekopling fra CO₂ fra havet. Hovedhypotesen er at endringer i havsirkulasjonen – som følge av den globale oppvarmingen – minker havets evne til å ta opp CO₂ fra atmosfæren. Vi har sett at en oppvarming av havoverflaten, generelt synes å bidra til å dempe den vertikale sirkulasjonen. Slik er det grunn til å mene at vannmaser fra dypere lag, som ennå ikke har tatt opp antropogen CO₂, i litt mindre grad når overflaten. Et viktig spørsmål er hvordan dette kan påvirke kretsløpet for karbon.

Havet sør i Stillehavet og Det indiske hav, som gjerne kalles Sørishavet (Southern Ocean), er en viktig arena for karbonopptak til havet, fordi mye av dyphavet utluftes her. Et arbeid (Le Quere m.fl.)¹⁹ har vurdert CO₂-opptak til Sørishavet ved å bruke data for CO₂ i atmosfæren for et dusin med målepunkter på sydlige halvkule. De finner at siden 1990 har Sørishavet begynt å avgi karbon. Dette er motsatt til det en beregner med modeller, som forutsetter at opptakene i havet skal øke på grunn av Henrys lov. Generelt er det ikke er noen enkel oppgave å beregne kilder og sluk for karbon ut fra konsentrasjoner av CO₂ i atmosfæren. I vitenskapen kalles slike problem for inventeringsproblem. Det trengs nok derfor uavhengige undersøkelser som bekrefter disse resultatene før de kan betraktes som gyldige.

Le Quere m.fl. foreslår at endringene skyldes at vinden er blitt sterkere i området. Men det er ikke opplagt at sterkere vind vil gi en slik effekt. Økende vind øker ventilasjonen av vannmassene. Dette kan bidra til økt overføring av karbon fra dyphavet til atmosfæren. Men økende vind kan også overføre mer karbon fra økende konsentrasjoner i atmosfæren etter Henrys lov. Det spørs hva for en av de to effektene som for tiden dominerer. På sikt vil forventet oppvarming av overflatetemperaturene trolig bidra til å dempe ventilasjonen.

Flere har prøvd å vise at havets opptak av karbon har minket den siste tiden. En minking av opptaket i havet er demonstrert for Nord-Atlanteren i et arbeid av Schuster og Watson²⁰. De studerte målinger av CO₂ fra skip i havets overflate for perioden 1994-1995 og fra 2002-2004. En uttrykker dataene ved partialtrykket (trykket CO₂ gir målt i deler av atmosfærens normaltrykk, mikroatmosfærer)²¹ av CO₂ (pCO₂). Dersom for eksempel pCO₂ i lufta er høyere enn kalkulert pCO₂ i havet, vil CO₂ overføres til havet og oppløses der. Partialtrykket i lufta steg med 15 mikroatmosfærer i dekadene mellom måleperiodene. Det sterkeste scenariet sett ut fra Henrys lov ville være at pCO₂ i havet holdt seg konstant over perioden slik at forskjellen mellom atmosfære og hav ville øke med 15 pCO₂. Men det som skjedde var at pCO₂ økte dobbelt så fort i havet, dvs. med 30 mikroatmosfærer. På høye bredder ble den totale forskjellen brutt ned til null, slik at det ikke fant sted noe opptak av CO₂ i havet i et område hvor opptaket normalt er stort.

Også andre arbeider antyder at en karbontilbakekopling kan ha startet. For eksempel finner Canadell m.fl.²² et endret forhold mellom opptaket av CO₂ i atmosfæren og utslippene av karbon. De finner at forholdet har økt fra 0,4 rundt 1960 til 0,45 i dag. Modeller som simulerer karbonkretsløpet viser

også en økning i dette forholdet, men at økningen inntreer først noe senere. For perioden 1960 til 2000 gir modellene faktisk en liten minking i forholdet drevet av et økt naturlig opptak av karbon. Canadell m.fl. konkluderer med at tilbakekoplingen i virkeligheten har startet tidligere enn modellene har forutsagt.

Oppvarmingen ved slutten av siste istid ble satt i gang av endringer i jordas baneparametre som fikk isen til å smelte. Senere ble oppvarmingen forsterket ved økende konsentrasjon av CO₂ i atmosfæren. Endringer i jordbanen drev smeltingen av is som igjen drev klimaendringene, som igjen utløste en positiv tilbakekopling i karbonkretsløpet, en prosess som fremdeles ikke er helt forstått. I dag økes CO₂ direkte ved våre utslipp av gassen. Et viktig spørsmål er når karbonkretsløpet vil gi en positiv tilbakekopling og hvor sterkt den vil bli.

Overvåking

Den globale oppvarmingen overvåkes ved klimamålinger. En viktig del av dette er overvåking av kretsløpet for karbon. Dette gjøres spesielt ved to nøkkelstørrelser: de årlige utslippene av karbondioksid til atmosfæren og den årlige økningen i karbondioksid i atmosfæren, begge størrelser som er godt bestemt.

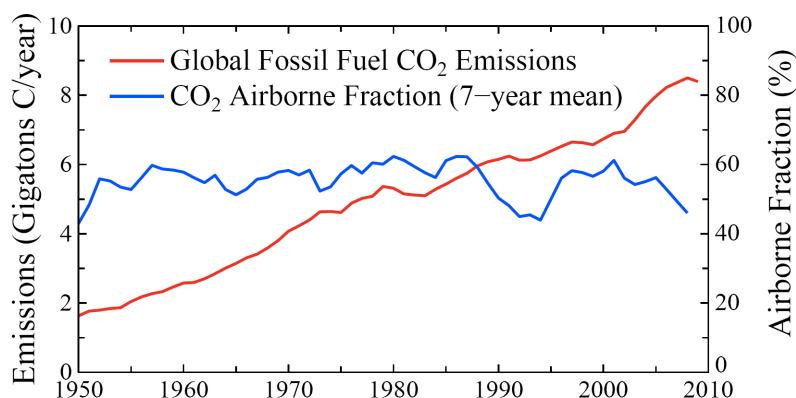


Fig. 8: Utslipp fra fossilt drivstoff i GtC og delen i prosent som blir igjen i atmosfæren. (Utslipp fra Boden m. fl., ORNL/CDIACs Web site, http://cdiac.ornl.gov/trends/emis/meth_reg.html. Data om delen som blir igjen er oppdatert fra Hansen og Sato²³)

Den første størrelsen (Fig. 8) forteller oss om veksten i utslippene som var stor de første tiårene etter siste verdenskrig (4,5 prosent per år fra 1950 til 1973). Den minket til 1,5 prosent per år mellom 1973 og 2003, men mellom 2003 og 2008 var gjennomsnittlig økning 3 prosent per år etter som bruk av kull økte raskt, spesielt i Kina. En kan også overvåke akkumulert utslipp. Da finner vi for eksempel at USA er ansvarlig for omtrent tre ganger mer menneskeskapt karbondioksid i dagens luft enn Kina. Overvåking av utslippene forteller oss hva slags klimapolitikk verden fører, om for eksempel avtaler som *Kyotoprotokollen* har noen virkning. Kyotoprotokollen ble inngått i 1997 og trådte i kraft i 2005 med "legalt bindende forpliktelser" å redusere utslipp av drivhusgasser for perioden 2008-2012. Det ser ikke ut som om protokollen har hatt noen virkning. Derimot førte finanskrisen (2009) til en utilsiktet, kortsiktig demping i veksten.

Den andre størrelsen er den årlige økningen i CO₂ i atmosfæren (Fig. 9). Denne størrelsen varierer mye fra et år til det neste, fluktusjoner som er knyttet til variasjoner i været. En årsak er svingningene i overflatetemperaturen i havet knyttet til El Niño-La Niña, som påvirker havets evne til å absorbere CO₂. Tørke reduserer også evnen vegetasjonen har opp karbon og skogbranner utløser

CO₂. For overvåkingsformål må det foretas en tidsutjevning for å eliminere for de årlige fluktuasjonene.

Verdifull innsyn i karbonkretsløpet får en også ved det enkle forholdet mellom den andre og første størrelser som er godt kjent (omgjort til GtC, Fig. 8). Forholdet viser oss hvor stor del av utslippene som blir værende igjen i atmosfæren, for eksempel i prosent. Om en tar gjennomsnitt over flere år har denne verdien holdt seg nesten konstant i 50 år på 56 % (Merk at vi her ikke har med effekten av avskoging som gir mer usikre tall). Det er heldig at sluket til hav og biosfære over land har gjort det mulig å flytte en stor del av de antropogene utslippene fra atmosfæren – hvis ikke ville klimaendringene være større. En eventuell reduksjon i sluket vil være et tegn på positiv tilbakekopling fra karbonkretsløpet, en tilbakekopling som mange forskere venter seg. En ulempe ved at store deler av utslippene blir tatt opp av havet, er at de fører til en forsurening som kan forstyrre livet i havet (*havets forsurening*).

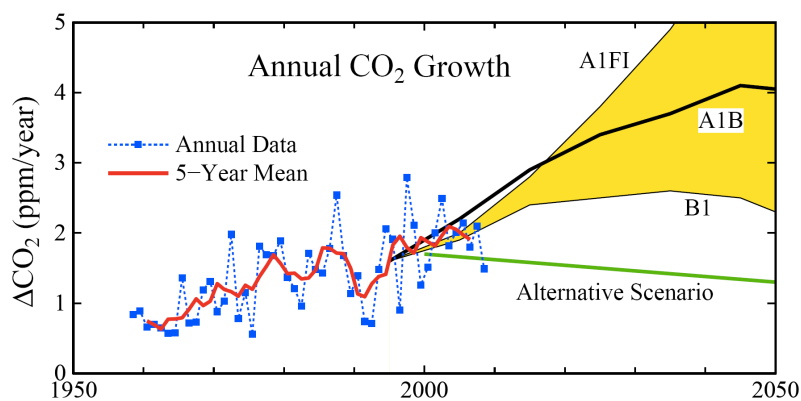


Fig. 9: Årlig vekst i karbondioksid i atmosfæren som observert fram til 2008, i scenarier fra IPCC (2001) og i det alternative scenario fra Hansen m. fl. (2000). Observasjonene er oppdatert fra Hansen og Sato²³ med originale data fra NOAA/ESRL. Web site, <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/>.

Etter som tiden går, vil det bli mer og mer nyttig å sammenligne vekst i utslippene med scenarier for framtiden som er inkludert i Fig. 9 og som alle starter fra år 2000 (*utslippsscenarioer*). Alle IPCCs scenario gir økte utslipp de første ti årene, de med størst utslippsvekst blir betegnet som business-as-usual. Vi ser at utslippene de første ti årene følger tett disse scenariene, som bygger på en antakelse om at alt tilgjengelig fossilt drivstoff vil bli brent. En fortsatt utvikling langs dette scenariet gir en sikker klimakatastrofe, der for eksempel store deler av innlandsisene ved polene kan smelte og føre til en heving av havnivået med flere meter.

Vi har sett at landmasser på jorda utgjør et sluk for CO₂ til tross for av storstilt avskoging. Forbedret praksis innen jord- og skogbruk vil kunne øke opptaket av CO₂ betraktelig. Men enhver optimisme for å kunne stabilisere klima er avhengig av at de direkte utslippene vil avta. Dersom utslippene fortsetter å øke, mener mange klimaforskere at vegetasjon og hav vil bli et mindre effektivt sluk eller til og med en kilde for drivhusgasser.

¹ http://en.wikipedia.org/wiki/Carbon_dioxide

² <http://en.wikipedia.org/wiki/Carbon>

³ http://en.wikipedia.org/wiki/Carbon_dioxide_in_the_Earth's_atmosphere

⁴ <http://en.wikipedia.org/wiki/Respiration>

⁵ <http://en.wikipedia.org/wiki/Photosynthesis>

⁶ http://en.wikipedia.org/wiki/Carbon_cycle

⁷ http://en.wikipedia.org/wiki/Mauna_Loa

⁸ Climate Change 2007. *The Physical Science Basis*. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press. <http://www.ipcc.ch/>

⁹ <http://www.globalcarbonproject.org/>

¹⁰ <http://www.iea.org/>

¹¹ <http://en.wikipedia.org/wiki/Isotope>

¹² <http://www.realclimate.org/> 7. juni 2005

¹³ Sabine, C.L. et al. 2004. *The Oceanic Sink for Anthropogenic CO₂*. U.S. Dept. of Commerce / NOAA / OAR / PMEL / Publications. <http://www.pmel.noaa.gov/pubs/outstand/sabi2683/sabi2683.shtml>

¹⁴ <http://www.realclimate.org/> 27. april 2007

¹⁵ Lorius, C., J. et al., 1990: The ice-core record: Climate sensitivity and future greenhouse warming. *Nature*, 347, 139-145.

¹⁶ http://en.wikipedia.org/wiki/Guy_Stewart_Callendar

¹⁷ <http://www.realclimate.org/> 1. mai 2007

¹⁸ http://en.wikipedia.org/wiki/Henry's_law. Loven uttrykker at ved en konstant temperatur er mengden av en oppløst gass i en væske direkte proporsjonal med parsialtrykket av gassen i likevekt med væsken.

¹⁹ Le Quere, C. et al. 2007. Saturation of the Southern Ocean CO₂ sink due to recent climate change, *Science*, 316 (5832), 1735-1738.

²⁰ Schuster, U., and A.J. Watson, 2007. A variable and decreasing sink for atmospheric CO₂ in the North Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 112, C11006, doi:10.1029/2006JC003941.

²¹ http://en.wikipedia.org/wiki/Partial_pressure

²² Canadell, J.G. et al. 2007. Contributions to accelerating atmospheric CO₂ growth from economic activity, carbon intensity, and efficiency of natural sinks, *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, doi 10.1073.

VI.5. VULKANUTBRUDD OG KLIMAENDRINGER

Året uten sommer

Det fins mange beretninger om været sommeren 1816, spesielt fra Europa og østkysten av Nord-Amerika¹. Året har gått inn i historien som *året uten sommer*². Over sentrale deler av Europa falt det mye regn og temperaturen var lav. I England var gjennomsnittlig sommertemperatur mellom 2,3 og 4,6 °C kaldere enn normalt. Nord i England var juli den kaldeste i målinger over 192 år. I slutten av juli skrev *Times* at dersom det kalde og våte været fortsatte, ville kornhøsten bli katastrofal. Det ble svikt i avlingene de fleste steder, innhøstingen var den laveste på svært lang tid. Prisen på brød og korn ble rekordhøy. I Frankrike var avlingene bare halvparten av et normalår. Vinhøsten startet først helt i slutten av oktober. Nordvest i Frankrike modnet ikke druene i det hele tatt. Sørlige Tyskland opplevde et katastrofeår i landbruket, neste vinter ble det hungersnød for mange. I Sveits ble året etter kalt tiggernes år. I Irland var nøden så stor at en antar at 65 000 døde som følge av matmangel. Høye matpriser og arbeidsløshet førte til mye oppstand mange steder rundt om i Europa, og militære styrker måtte settes inn for å holde orden. Immigrasjonen til USA økte.

Over østkysten av USA, i det området som ble kalt Ny-England, kom våren sent med frost til ut i midten av mai. Det ble plantet korn, poteter og grønnsaker, men mye ble ødelagt da det igjen kom kaldt vær fra Canada over Ny-England i begynnelsen av juni. Mellom 5. og 10. juni falt det fra 8 til 15 cm med snø over de nordligste områdene. De fleste måtte plante og så på nytt. En måned senere kom det en ny periode med kaldt vær, og det ble observert frost i Maine. Igjen ble avlingene ødelagt mange steder, og noen plantet for tredje gang. Bedre vær i august førte likevel til brukbare potetavlinger. Likevel, frosten kom tidlig dette året. Spesielt ille gikk for de som dyrket mais. I New Haven varer vekstsesongen normalt varer 155 dager. Dette året var den hele 55 dager kortere.

Brian Fagan skriver om hvordan den dårlige sommeren i 1816 satte i gang en krise i den vestlige verden med matmangel og arbeidsløshet³. Han skriver at i Sveits var dødeligheten 8 % høyere i 1816 enn i året før. Men følgen av året uten sommer ble verre i 1817, da var dødeligheten 56 % høyere enn to år tidligere. Som i tidligere uår skrev de fleste dødsfallene seg fra infeksjonssykdommer knyttet til for lite næring eller feilernæring. Slik brøt det ut tyfus mange steder. Historikeren Alexander Stollenwerk skrev: "Det er skrekkelig å se skinnmagre skjeletter med grådig appetitt grafse i seg den mest avskyelige og unaturlige mat – beinrester av døde dyr, dyrefor, brennesler og svinemat."

Utbruddet på Tambora

Vitenskapsmenn hadde ikke gode forklaringer på det dårlige været i 1816. Uår og hungersnød hadde de opplevd tidligere, det hørte til farer som alltid lurte. I dag vet vi at det uvanlige været kan knyttes til et uvanlig stort vulkanutbrudd fra vulkanen Mount Tambora 5.-15. april 1815⁴. Dette utbruddet førte til aerosoler i stratosfæren, for det meste sulfataerosoler, som endret jordas strålingsbalanse. Benjamin Franklin (1706-1790)⁵ hadde allerede foreslått en slik klimaeffekt fra vulkanutbrudd. Da han var ambassadør i Paris observerte han som andre en tørr tåkedis, det vil si en dis uten skydråper, som vedvarte over mye av Europa gjennom vinteren 1783-84. Han satte opp en hypotese om at den strenge vinteren dette året over den nordlige halvkule hadde sammenheng med denne tørre disen. Han antok at disen skrev seg fra et vulkanutbrudd fra vulkanen Laki på Island sommeren 1783⁶.

Franklin mente den tørre disen reduserte solstrålingen til jordoverflaten, og at den kalde vinteren hadde sin årsak i dette.

I dag vet vi at aerosolene vulkanutbrudd fører opp i stratosfæren, påvirker klimasystemets strålingsbalanse ved blant annet å reflektere solstråling (Fig. 1). Det vil også være en klimaeffekt av aerosoler i troposfæren, men aerosolenes oppholdstid er her mye kortere. Et vulkanutbrudd som gir partikler i stratosfæren, gir et negativt strålingspådriv som bidrar til å kjøle av temperaturen ved jordoverflata et år eller to, dvs. så lenge partiklene holder stand. Detaljer om dette kommer vi tilbake til.

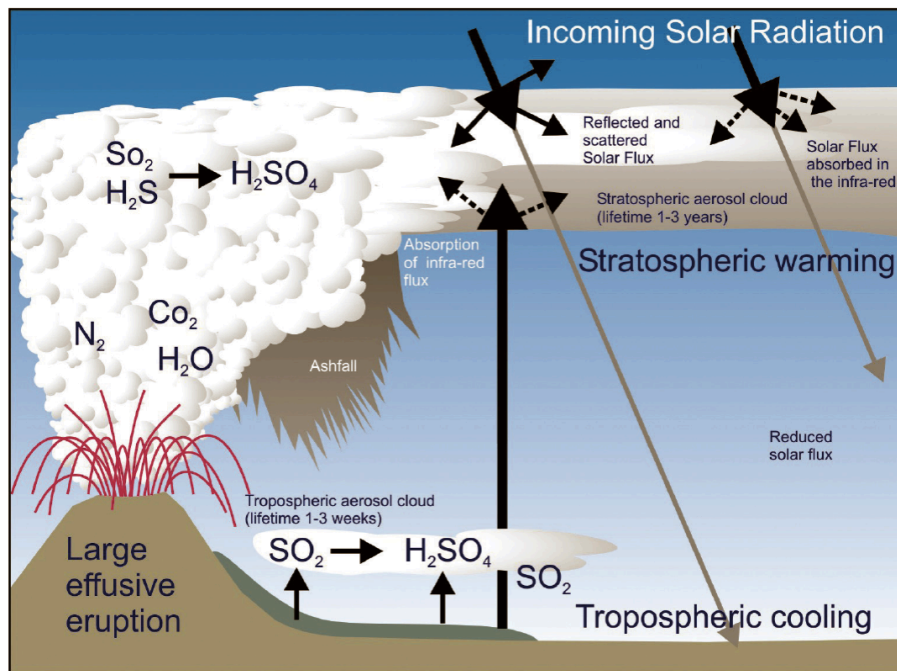


Fig. 1: Prosesser i atmosfæren etter et vulkanutbrudd som fører til store mengder aerosoler i stratosfæren.

Det tok tid før noen knyttet uåret i 1816 til vulkanutbruddet året før. Utbruddet fra Tambora på øya Sumbawa i Indonesia var sterkt 11. april 1815. En brite som befant seg på Java cirka 100 km vest for Tambora, skrev at atmosfæren var mettet med tykk røyk, sola var knapt synlig og viste seg bare i korte perioder som en obskur gjenstand bak en halvt gjennomskinnelig substans³. Noen dager senere, 19. april, tok utbruddene seg opp igjen med større styrke og ga mørke og askeregn over store områder. Utbruddet gjorde himmelen ganske mørk over en radius på over 500 km. Den britiske guvernøren på Java skrev: "Området for den forferdelige støyen og andre vulkaneffekter dekket en omkrets på over 1000 engelske miles og inkluderte hele Molukkene, Java og store deler av Celebes, Sumatra og Borneo. --- voldsomme virvelvinder tok med seg mennesker, hester, buskap og hva som helst som kom innenfor rekkevidde, opp i luften." Etter tre måneder med utbrudd var vulkanen Tambora blitt hele 1300 m lavere. Toppen hadde forsvunnet i en sky av lava og fin aske som steg høyt opp i atmosfæren. Omtrent 100 000 mennesker i området rundt vulkanen mistet livet.

Vulkanforskere har datert mer enn 5560 vulkanutbrudd siden istiden⁷. Utbruddet på Tambora var et av de kraftigste av dem alle, større enn utbruddet fra Santorini i Egeerhavet 1450 år før Kristus, en hendelse som noen ganger knyttes til legenden om Atlantis⁸. En mener at utbruddet satte opp en tsunami på 30 meter. Siden utbruddet på Mount Tambora har vi hatt mange nye store utbrudd, men ingen helt så store. Styrken på utbruddene anslås på forskjellige måter, den mest kjente er indeksen *vulkansk eksplosjonsindeks* (Volcanic Explosivity Index; VEI)⁹ som anslår hvor eksplosivt et utbrudd har vært. I en liste over de største utbruddene de siste 250 år er utbruddet fra Tambora det sterkeste med VEI lik sju. De største utbruddene i tiden etter har hatt styrker fra 4 til 6. De mest kjente er utbruddene fra Krakatau i Indonesia i 1883 (VEI=6), St. Helens, USA 1980 (VEI=5), El Chichon 1982 (VEI=5) og Pinatubo, Filippinene 1991 (VEI=6).



Vulkanutbrudd fra St. Helens. Foto fra USGS tatt 18. mai 1980 av Austin Post.

Utslipp fra vulkaner

I klimasammenheng er det først og fremst mengden av svoveloksid (SO_2) til atmosfæren som teller. Ved kjemiske reaksjoner gir svoveldioksid aerosoler i atmosfæren som endrer strålingsbalansen. Vulkanforskere har anslått hvor mye svovel som ble tilført atmosfæren i de store utbruddene og angitt dette i Teragram (Tg)¹⁰. Det gir kanskje bedre assosiasjon å uttrykke mengdene av SO_2 i Megatonn (Mt) i stedet for Terragram. Da er det greit at en Tg er lik en Mt. Det er anslått at Tambora-utbruddet ga 130 Mt SO_2 , Krakatu 32, St. Helens 1, El Chichon 7 og Pinatubo 17 Mt¹¹. Metoden brukt for å estimere disse mengdene blir kalt den petrologiske metode, og en betrakter anslagene som minimumsestimater.

I 1783 var det et uvanlig stort utbrudd fra vulkanen Laki på Island. Eksplosiviteten var moderat og anslag for VEI er lik fire. Dette betyr at lite materiale trengte opp i stratosfæren. Men utbruddet varte hele seks måneder og slik førte det store mengder SO_2 til troposfæren, anslaget er hele 100 Mt, nesten like mye som fra Tambora. Utbruddet førte til svært vanskelige levekår på Island. Et intenst regn av aske var det verste, i tillegg slo været seg vrangt.

Utbruddet fra vulkanen Toba på Indonesia en gang mellom 70 000 og 75 000 år siden¹² regnes å være det største i løpet av siste to millioner år. Utbruddet førte kanskje så mye som 6000 Mt aerosoler opp i atmosfæren, men usikkerheten i anslagene er stor. En har anslått at utbruddet førte til et fall i global temperatur på 3-4 °C over noen år. Utbruddet fant sted under forrige istid. Klimaeffekten var

så stor at hendelsen førte til utryddelse av flere dyrearter og store vanskeligheter for få menneskene som levde på den tiden. Utbruddet fra Toba var et utbrudd med VEI lik åtte, og slike utbrudd blir gjerne kalt superutbrudd fra en supervulkan¹³.

Et enormt utbrudd fra Yellowstone, USA, for 10 millioner år siden, trolig over 100 ganger kraftigere enn andre utbrudd man vet om, har fått mye omtale i media¹⁴. Store deler av Nord-Amerika ble dekket av et 2 m tykt lag med aske, og mye liv på jorda ble utryddet. Utbrudd fra Yellowstone har skjedd med cirka 600 000 års mellomrom. Supervulkanen har igjen begynt å røre på seg, omtrent 600 000 år siden det siste utbruddet. Dette skremmer mange, men det kan ta flere 100 000 år før neste utbrudd, og det trenger ikke å bli like kraftig som det sterkeste.

I de siste tiårene har en hatt flere større vulkanutbrudd som har gitt data for intense studier. Det kraftigste av disse var utbruddet fra Pinatubo som startet 15. juni i 1991¹⁵. Dette utbruddet har i særlig grad generert viktig klimaforskning. Utbruddet på Pinatubo forstyrret strålingsbalansen i klimasystemet gjennom noen få år og ga markante utslag i været.

Rundt 380 vulkaner har vært aktive siste hundre år og rundt 50 vulkaner er aktive hvert år. Vulkanaktiviteten er knyttet til aktive soner med *platetektonikk*^{16 17}. De fleste vulkaner befinner seg i tropiske strøk på nordlige halvkule. Hvor store utbruddene av vulkanske gasser er, avhenger av termodynamiske forhold i vulkanen, som trykk og temperatur, og magmatypens kjemiske sammensetning. Sammensetningen av gassene som slippes ut kontrolleres vanligvis av likevekten mellom oppløste gasser på toppen av vulkanen og smeltede silikater i magmakammeret under. Slike forhold varierer mye mellom de ulike utbruddene og er avhengig av magmatyper og vulkanenes aktivitetsnivå. Vanndamp er den mest vanlige vulkanske gassen og bidrar med mellom 50 og 90 % av volumet i et utbrudd. Men bidraget av dette til konsentrasjonen av vanndamp i atmosfæren er forsvinnende liten. Om vanndamp blir ført opp i stratosfæren, kan den likevel få en klimaeffekt. Den nest vanligste gassen er CO₂ som utgjør opp til 40 % av volumet. I vanlige år fører vulkaner omtrent 0,15 Gt karbon opp i atmosfæren. Dette er mye mindre enn de 7 Gt som vi mennesker slipper ut (2007).

Svovelholdige gasser utgjør fra 2 til 35 % av volumet i vulkanske utslipp. Som sagt er det disse utslippene som er mest relevante utslippene når det gjelder påvirkning på klimaet. Den dominerende svovelkomponenten er svoveldioksid (SO₂). De årlige utslippene av svovel fra vulkanutbrudd varierer fra 1,5 til over 100 Mt i året. Andre svovelkomponenter er hydrogensulfid (H₂S), som vanligvis slippes ut sammen med CO₂, og som gjerne blir omdannet til SO₂ i atmosfæren. H₂S oksiderer således til SO₂ innen et par dager.

Når det gjelder innhold av svovelholdige gasser i troposfæren, bidrar vulkaner med hele 36 %. SO₂ blir overført til sulfat ved kjemiske reaksjoner - i nærvær av vandrdåper - i løpet av noen dager i troposfæren. Sulfat er svært oppløselig i vann og forsvinner fra troposfæren i løpet av mindre enn en uke ved avsetning i nedbør og ved turbulens i grenselaget mot overflaten. Vi kaller slike avsetninger for henholdsvis våt og tørr avsetning. Slike avsetninger kan føre til sur nedbør.

Vulkanutbrudd som gir svovelgasser til stratosfæren, må ha en viss eksplosivitet. Vulkanforskerne mener at slike mer eksplosive utbrudd opptrer i gjennomsnitt cirka en gang annet hvert år. Men

variasjonene fra tiår til tiår, fra hundreår til hundreår er store. Det er ikke bare eksplosive utbrudd som kan føre svoveltgasser opp til stratosfæren, men også mindre hendelser og annen avgassing fra vulkaner kan nå stratosfæren ved dynamiske prosesser for vekselvirkning mellom troposfære og stratosfære. Utbrudd i tropene kommer lettest opp i stratosfæren, og typiske sirkulasjoner i stratosfæren sprer aerosolene som dannes både mot nord og sør (Hadleycella). En har anslått en gjennomsnittlig årlig svovelmengde til stratosfæren på mellom 0,3 til 3 Mt. Men disse mengdene økes radikalt i store utbrudd.

Vulkansk svovel når altså stratosfæren som SO_2 og H_2S , og H_2S oksiderer raskt til SO_2 . Det er antatt at det ved oksidasjonen produseres et molekyl H_2O for hvert SO_2 som produseres. Dette kan gi en vannkilde i stratosfæren etter vulkanutbrudd. SO_2 omdannes til sulfat ved kjemiske reaksjoner som typisk tar omtrent 35 døgn. Sulfat har en oppholdstid på noen få år i stratosfæren. Nye partikler dannes på grunn av homogen dannelse av partikler av svovelsyre og vanndamp. Etter utbruddet fra Pinatubo ble det observert at 98 % av aerosolene i stratosfæren er flyktige, noe som betyr at den kjemiske sammensetningen lett kan endres. Dette indikerer at homogen partikkeldannelse er den viktigste prosessen for å forme aerosoler i stratosfæren. Størrelsen på aerosolene øker på grunn av kondensasjon av vanndamp på eksisterende partikler. Observasjoner og modelleksperimenter har vist at det tar cirka tre måneder å bygge opp et maksimum i sulfataerosoler i stratosfæren etter et stort vulkanutbrudd med SO_2 . Økte mengder med aerosoler kan observeres i omtrent fire år. Målinger av aerosolenes spredning av sollyset og optisk dybde (se nedenfor) viser en *e-foldingstid* på omtrent et år. E-foldingstiden er den tiden det tar før konsentrasjonene er redusert til $1/e$, hvor $e = 2.72^{18}$.

Strålingspådriv fra aerosoler

Aerosoler i atmosfæren kan spre sollyset og reflektere det til verdensrommet. Men aerosoler kan også absorbere både sollyset og langbølget stråling og slik bidra til å emitte langbølget stråling (se neste kapittel). For utslipp fra vulkaner er det gjerne refleksjonen av sollyset til verdensrommet som er den viktigste effekten. Slik vil mindre solenergi nå jordoverflaten. Et mål for aerosolenes effekt på solstrålingen er *optisk tykkelse*¹⁹. Denne tykkelsen kan uttrykkes som et tall mellom null og en og øker etter hvor gjennomskinnelig atmosfæren er. Etter som den optiske tykkelsen øker, spres mer av solstrålingen ut i verdensrommet. Dette gir et direkte strålingspådriv fra aerosoler, som kan anslås i Watt per kvadratmeter slik som for andre pådriv vi har diskutert (se mer i kapitlet om aerosoler). Siden solenergien som når overflaten²⁰ avtar, er pådrivet negativt og virker til kaldere klima. Sett fra verdensrommet gir mer aerosoler et lysere klimasystem (høyere albedo), mens sett fra overflaten blir det mørkere. Vanligvis regnes også ut en indirekte effekt ved at aerosolene påvirker skyenes strålingsbalanse (se diskusjonen om skyers klimaeffekt i forrige og neste kapittel). Men den indirekte effekten gjelder først og fremst troposfæren der skyene stort sett befinner seg. Siden aerosoler i troposfæren har kort oppholdstid, vil en slik indirekte effekt stort sett bare være så lenge utbruddet finner sted. Det blir observert at stratosfæren oppvarmes etter store vulkanutbrudd. Årsaken til dette er absorpsjon av solenergi.

I stratosfæren fører aerosolene til absorpsjon av solstråling og langbølget stråling nedenfra og oppvarming. Den er større ved tropene enn ved polene, noe som gir sterkere temperaturgradient fra polene til ekvator. Dette bidrar til en forsterkning av den *polare vintervirvelen* og til forsterkning av *Den nordatlantiske oscillasjon*. Dette betyr at et stort vulkanutbrudd ved tropene bidrar til at neste

vinter blir mild på våre bredder. Norske forskere har funnet store utbrudd kan påvirke variasjonen i været i flere år etter utbruddet ved å påvirke sjøtemperaturen i Nord-Atlanteren²¹.

Pinatubo

De viktige vulkanutbrudd med klimaeffekt i de siste 150 år har vært: Pinatubo (Filippinene 1991), El Chichon (Mexico 1982), Mt. Agung (Indonesia 1963), Santa Maria (Guatemala 1902) and Krakatoa (Indonesia 1883). Alle disse utbruddene fant sted i tropene og hadde en høy VEI og store utbrudd av SO₂. I hvert tilfelle var utbruddene så sterke at betydelige mengder SO₂ ble pumpet inn i stratosfæren. Som vi har sett kan aerosolene holde seg et par år i dette høye laget godt over skyer og nedbør, mens svovelaerosoler i troposfæren vaskes rask ut. En nøkkelfaktor med utbrudd i tropene er at sirkulasjonen i stratosfæren, med stigende luft i tropene og nedsynkning på høye breddegrader, favoriserer spredning av aerosolene over hele kloden. Dette betyr at kraftige utbrudd i tropene blir spredd over større områder enn like sterke utbrudd på høyere bredder der aerosolene vil ha større problem både med å nå stratosfæren og i å bli spredd utover.

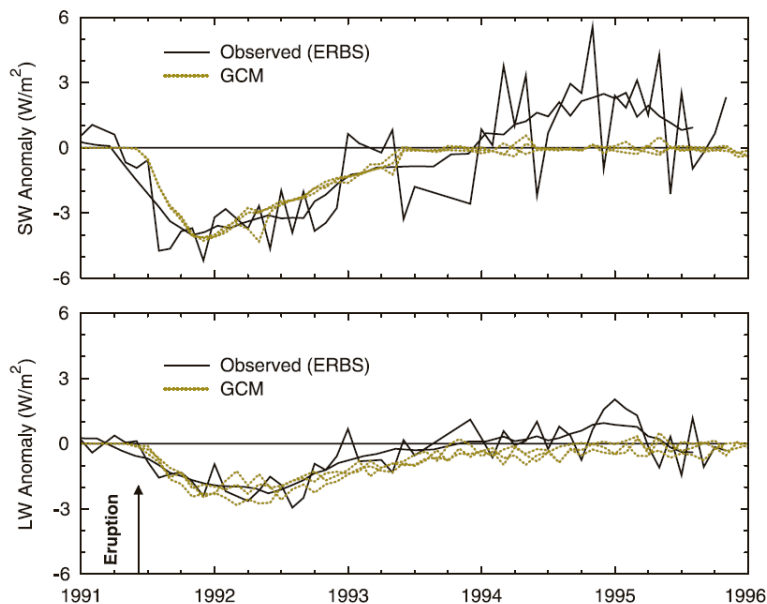


Fig. 2: Strålingspådriv etter utbruddet fra Pinatubo. Avvik i absorbert kortbølget (øverst) og utstrålt langbølget (nederst) stråling ved toppen av atmosfæren fra observasjoner og modellert i klimamodell. De observerte avvikene er i forhold til gjennomsnitt 1984-1990. Modellavvik er differansen mellom kjøring med og uten utslipp fra Pinatubo. Etter B.J. Soden med flere 2002 (*Science*).

Utbruddet fra Pinatubo i 1991 ble overvåket nøye med målinger av aerosoler og stråling på toppen av atmosfæren og ved overflaten²². Klimasystemets respons ble også nøye studert fra meteorologiske observasjoner og ved modellstudier. Partiklene i stratosfæren reflekterte solstrålingen, dvs. albedo økte. Maksimal økning i albedo var 0,007 i august 1991, noe som svarer til et strålingspådriv på -2,7 W/m². Alt i slutten av 1991 var dette pådrivet redusert ganske mye. Global temperatur ved jordoverflaten avtok med mellom 0,5 og 0,7 °C på nordlige halvkule med størst utslag i september 1991 (Fig. 2).

Det er blitt vist at etter utbruddet ble den lavere stratosfære (16-24 km) varmet opp og den lavere troposfære kjølt av. Oppvarmingen av stratosfæren var opp til 2-3 °C 4-5 måneder etter utbruddet. Oppvarmingen var sterkest i tropene til 20 °N og °S. Senere ble også oppvarmingen merket lengre nord. Mønsteret for oppvarmingen samsvarer med den optiske tykkelsen på aerosolskya. Dette betyr at oppvarmingen skyldtes at aerosolene absorberte kortbølget stråling i tillegg til å spre/reflektere.

Simuleringer i klimamodeller, der aerosolene foreskrives, samsvarer med observerte variasjoner i temperatur - både for lagene nær overflaten og i stratosfæren^{23 24}. Dette gir muligheter for interessante eksperiment med modellene for å studere klimasystemets tilbakekopling, spesielt fra endringer i fuktigheten. Slike studier gir på denne måten kunnskap om klimasystemets sensitivitet for et pådriv. Som kjent er fuktigheten den viktigste drivhusgassen. Det ble observert at fuktigheten avtok i samsvar med temperaturen på en slik måte at relativ fuktighet holdt seg omtrent uforandret i gjennomsnitt. En har funnet at tilbakekoplingen fra reduksjon i fuktighet utgjorde cirka 60 % av avkjølingen ved overflaten. Dette samsvarer svært godt med teoretiske betraktninger. Den korte klimaimpulsene ga naturlig nok ikke data for å anslå tilbakekopling på grunn av endring i is- og snødekke.



To fotografier av atmosfæren tatt av astronauter i romskip fra NASA. Det øverste er fra før utbruddet fra Pinatubo og viser en klar stratosfære over bygeskyer i troposfæren. Det andre er tre uker etter utbruddet. Her ser en et grått og rødgrått lag med aske og svovelpartikler over tordenskyer (over Sør-Amerika). Det blå laget øverst på bildene er et resultat av molekylær spredning av solstråling. Siste bilde er tatt fra romskipet Atlantis (STS-43), NASA.

Sensitiviteten beregnet fra klimavariasjonene etter utbruddet på Pinatubo, er cirka 3,0 °C (omregnet til dobling av konsentrasjonen av CO₂). Dette er et viktig resultat som indikerer at klimasystemet svarer noenlunde likt på ulike globale strålingspådriv. Om det for eksempel skriver seg fra økt drivhuseffekt eller en reduksjon i solstrålingen synes å være underordnet. Regionale effekter av utbruddet på nordlige halvkule er også blitt studert. Interessant nok finner en størst respons mot kaldere vær om sommeren. Slik fikk både Europa og mye av Nord-Amerika en kald sommer i 1992. Mønsteret synes å stemme overens med temperaturendringene i 1816, året uten sommer etter utbruddet på Tambora. Men etter det vi vet om styrken på de to utbruddene, var nok utslagene i 1816 betraktelig større enn i 1992. Vinteren 1991-1992 var mild på grunn av en sterkere polarvirvel.

- ¹ http://en.wikipedia.org/wiki/Year_Without_a_Summer
- ² Stommel, Henry & Elizabeth 1983. *Volcano Weather: The Story of 1816, the Year without a Summer*, Seven Seas Press, Newport RI.
- ³ Fagan, B.M. 2000. *The Little Ice Age: How Climate Made History, 1300–1850*. New York: Basic Books.
- ⁴ http://en.wikipedia.org/wiki/Mount_Tambora
- ⁵ http://en.wikipedia.org/wiki/Benjamin_Franklin
- ⁶ <http://en.wikipedia.org/wiki/Laki>
- ⁷ <http://en.wikipedia.org/wiki/Volcano>
- ⁸ <http://en.wikipedia.org/wiki/Atlantis>
- ⁹ http://en.wikipedia.org/wiki/Volcanic_Explosivity_Index
- ¹⁰ Mega, Giga og Terra angir store tall; Mega er en million (10^6), Giga tusen ganger Mega (10^9) og Terra tusen ganger Giga (10^{12}).
- ¹¹ Mason, B. G., Pyle, D. M., Oppenheimer, C. 2004. The size and frequency of the largest explosive eruptions on Earth. *Bulletin of Volcanology* **66** (8): 735–748.
- ¹² http://en.wikipedia.org/wiki/Toba_catastrophe_theory
- ¹³ <http://en.wikipedia.org/wiki/Supervolcano>
- ¹⁴ http://en.wikipedia.org/wiki/Yellowstone_Caldera
- ¹⁵ http://en.wikipedia.org/wiki/Mount_Pinatubo
- ¹⁶ <http://en.wikipedia.org/wiki/Volcano>
- ¹⁷ Textor, C., H-F. Graf, C. Timmreck, A. Robock. 2007. Emission from vulcanos. In *Emission of chemical compound and in the atmosphere*. Kluwer, Dordrecht, http://climate.envsci.rutgers.edu/pdf/emissions_0207.pdf
- ¹⁸ [http://en.wikipedia.org/wiki/E_\(mathematical_constant\)](http://en.wikipedia.org/wiki/E_(mathematical_constant))
- ¹⁹ http://en.wikipedia.org/wiki/Optical_depth
- ²⁰ http://en.wikipedia.org/wiki/Radiative_forcing
- ²¹ Otterå m.fl. 2010. External forcing as a metronome for Atlantic multidecadal variability. *Nature Geoscience*, 3, 688-694.
- ²² McCormick, M.P. 1995. Atmospheric effects of the Mt. Pinatubo eruption. *Nature*, 373, 399-404.
- ²³ Soden B.J. et al. 2002. Global Cooling After the Eruption of Mount Pinatubo: A Test of Climate Feedback by Water Vapor. *Science*, 296, 727-730.
- ²⁴ Robock, A. 2003. Mount Pinatubo as a Test of Climate Feedback Mechanisms. In *Volcanism and the Earth's Atmosphere*, Geophysical Monograph 139, AGU.

VI.6. KLIMAPÅVIRKNING FRA AEROSOLER OG OZON

Vi har alt sett på klimaeffekten av vulkanutbrudd som gir aerosoler i stratosfæren, partikler som blant annet sprer sollys tilbake til verdensrommet og slik bidrar til kaldere klima. I tillegg har vi diskutert strålingseffekten av skyer hvor aerosoler spiller en stor rolle som kondensasjonsskjerner. Vi skal nå se nærmere på klimaeffekten av aerosoler i troposfæren der de aller fleste skyene fins. I tillegg vil vi vurdere klimaeffekten av ozon, en gass som gir klimaeffekt i både troposfæren og stratosfæren. For både aerosoler og ozon vil vi konsentrere oss om klimaeffekter som skyldes luftforurensing.

Kort om aerosoler

Fra studietiden tidlig på 1960-tallet, da jeg var meteorologassistent på Flesland flyplass, husker jeg flypiloter fortalte om sine observasjoner av forurenset luft over store deler av Europa sør for oss. De var sikker på at disen de observerte ikke primært var fuktighet, men partikler som et resultat av luftforurensing. På engelsk brukes ordet haze¹ for dis fra slike synlige partikler. På norsk kaller vi vanligvis haze for tørrdis. Norske meteorologer kaller disen for ølrøyk i værrapporter, men dette uttrykket er lite kjent. Over ørkener og andre områder rike på sand og tørr jord, vil tilstrekkelig sterk vind kunne virvle opp store mengder svevende partikler. I slike tilfeller blir det melt om ølrøyk i offisielle meteorologiske rapporter. Det hender at værrapporter fra flyplassen i Longyearbyen på Svalbard inneholder observasjoner av ølrøyk, som skriver seg fra oppvirvling av sandpartikler i Adventdalen like ved. Ordet industrirøyk blir også brukt i dagligtale, men da skyldes disen luftforurensing alene.

I klimasammenheng brukes ordet aerosol i meningen svevende partikler i fast eller flytende form². Mens tørrdis er synlig, trenger ikke aerosoler nødvendigvis være direkte synlige. Vi skiller mellom antropogene aerosoler fra luftforurensing og aerosoler som har en naturlig kilde. På engelsk brukes også ofte uttrykket *particulate matter* (PM)³ i tillegg til aerosoler. Mens aerosoler omfatter gasser som kan føre til aerosoler, slik som svoveldioksid (SO₂), omfatter PM bare partikler.

Mange steder på jorda, for eksempel over store områder av Canada, raser det ofte store skogbranner om sommeren⁴. Det danner seg store partikkelskyer, aerosoler som sprer sollyset. Slike aerosoler blir regnet som naturlige. Skyene kan bli ført med vinden over store avstander. Noen ganger kan partiklene bli transportert sørover til de folkerike statene på østkysten av USA. Spredningen av sollyset er så stor at jordoverflaten mottar betydelig mindre solenergi enn ellers. På den måten kan temperaturen bli flere grader lavere enn den ville vært uten denne røyken. Dette kan by på problem for varslingsmeteorologene, som varsler på grunnlag av prognoser fra *værvarslingsmodeller* der effekten av slike aerosoler vanligvis ikke er med. Derfor gir de alt for høy temperatur om dagen i slike tilfeller.

Aerosoler kan som sagt forekomme i både fast og flytende form. Naturlige kilder er støv som blir virvlet opp fra tørr jord og ørken, spesielt ved sandstormer, skog- og gressbranner - også omtalt som brenning av biomasse - og saltpartikler virvlet opp fra brytende bølger på havet. Et betydelig antall mindre vulkanutbrudd er også en viktig kilde, mens store utbrudd gjerne behandles for seg selv som spesielle hendelser. Levende vegetasjon kan også avgi aerosoler. Når en ser bort fra partikler som virvles opp fra sand, er støv fra vulkaner, skog- og gressbranner den største naturlige kilden. Sjøsprøyt er også en stor kilde selv om de fleste saltpartiklene som slynges opp faller raskt ned igjen.



Aerosolerskyer over nordvestlige India og Bangladesh, 4. desember 2001.
http://visibleearth.nasa.gov/view_rec.php?id=2309
<http://en.wikipedia.org/wiki/Aerosol>

Antropogene kilder er utslipp fra industrivirksomhet og brenning av fossilt brensel i kjøretøy og kraftverk. Brenning av biomasse kan være både en antropogen og naturlig kilde, men regnes vanligvis som en naturlig kilde. De største kildene er fra forbrenning i motorer og kraftverk, og utslipp fra fabrikker og områder der vegetasjonen er fjernet. Noen av utslippene gir aerosoler direkte ut i lufta (direkte utslipp), mens andre er gassutslipp som fører til dannelse av partikler i atmosfæren (sekundære utslipp). Det arbeides for å regulere utslippene, slik som fra kjøretøy, ved å innføre strengere standarder. For eksempel har staten California en restriktiv standard som tillater 0,006 gram per kilometer for lette kjøretøy. I EU innføres enda strengere standarder.

Diameteren for aerosoler i lufta kan variere fra 10 nm (10^{-9} m) til 100 μ m (10^{-6} m). Vanlig enhet er mikrometer (μ m), og noen ganger bruker en betegnelser som PM₁₀ for å angi partikler med diameter

mindre eller lik 10 μm . Alle partikler mindre enn 100 nm blir gjerne klassifisert som ultrafine partikler.

Innholdet i aerosoler i atmosfæren avhenger selvsagt mye av kilden for utslippene. Mineralstøv har vanligvis sitt opphav i mineraloksidene som virvles opp fra jordskorpen. Slike aerosoler kan absorbere solstråling. Sjøsalt som aerosoler består for det meste av natriumklorid. Sjøsalt kan også inneholde andre komponenter fra sjøvann, slik som magnesium, sulfat, kalsium etc. Aerosoler fra sjøsprøyt kan også inneholde organiske komponenter. Sjøsalt absorberer ikke solstråling.

Sekundære partikler oppstår ved oksidering av gasser som svovel- og nitrogenoksid til svovelsyre (flytende) og nitratsyre (gassform). Utslippene av gassene som fører til aerosolene kan være antropogene eller ha en naturlig opprinnelse fra biosfæren. I nærvær av ammonium tar sekundære aerosoler form av ammoniumsulfat og ammoniumnitrat. Uten ammonium tar sekundære aerosoler en syreform som svovelsyre (aerosoler i flytende form) og nitratsyre (gass). Sulfat og nitrataerosoler sprer solstråling effektivt.

Organiske komponenter (organic matter, OM) kan være både primære og sekundære aerosoler og ha naturlige og antropogene kilder. OM influerer strålingen både ved spredning og absorpsjon. En annen viktig aerosoltype er *sot* (black carbon)⁵. Sot dannes ved ufullstendig brenning av fossilt brensel eller biomasse. Sot inkluderer materiale som absorberer varme i atmosfæren og kan slik gi et positivt strålingspådriv. Når sot avsettes på snø og is, reduseres albedo. Også dette bidrar til et positivt strålingspådriv. Organiske komponenter og sot utgjør til sammen karbondelen av aerosoler.

Den kjemiske sammensetningen i aerosoler påvirker hvordan de vekselvirker med solstråling, dvs. hvor mye stråling som spres og hvor mye som absorberes.

Luftforurensing

Ofte bruker vi luftforurensing som et samleord for samtlige antropogene utslipp⁶, men ikke alle forurensinger fører til aerosoler. For eksempel kan noen forurensinger skade ozonlaget uten at aerosoler er involvert. Som et gjennomsnitt over hele kloden utgjør antropogene aerosoler for tiden omkring 10 % av totalmengden i atmosfæren. Store mengder fine partikler lokalt over byer eller nær visse typer industri, kan gi risiko for lunge- og hjertesykdommer, i noen tilfeller også visse former for kreft. Luftforurensinger som for eksempel svovelutslipp, gjør skade på miljøet og kan være sykdomsfremkallende lokalt og regionalt. Sur nedbør er et eksempel på et miljøproblem som følger av svovelutslipp⁷. I tillegg påvirker utslippene klimaet ved at svovelutslipp fører til aerosoler.

Det spørres ofte om antropogene utslipp av klimagasser er luftforurensing. En klimagass som CO₂ skader vanligvis verken mennesker eller miljøet lokalt der den slippes ut og regnes vanligvis ikke som en luftforurensing. I de fleste sammenhenger kan faktisk CO₂ kalles en livgivende gass. Folk som er skeptisk til at mennesker kan være årsak til klimaendringer, påpeker derfor stadig at CO₂ ikke er en forurensing. En kjent amerikansk klimaforsker og klimaskeptiker, John Christy⁸, ble i en høring i Senatet spurt om CO₂ hadde noen negativ virkning på miljøet. Han svarte at det eneste han visste var at økt CO₂ hadde en gunstig effekt på plantevekst. CO₂ må nok likevel kunne kalles en forurensing når konsentrasjonen blir for høy i rom med mange mennesker og dersom utslipp fører til ugunstige klimaendringer.



Effekt av sur nedbør på en skog i fjellene Jizera, Czechia. Fota av Lovecz 10 July 2006. http://en.wikipedia.org/wiki/Acid_rain

Studiet av luftforurensinger har en lang historie. Bruk av kull som brensel har for eksempel vært et problem for lokalmiljøet i mange engelske byer i flere hundre år. De fleste tidlige studier som ble gjort, omfattet lokal forurensing fra bestemte kilder, som oftest i byer. At luftforurensing også kan gi regionale miljøproblemer, er en relativt ny kunnskap. Kanskje var Henrik Ibsen en av de første som pekte på problemet. I *Brand* skriver han følgende om transport av luftforurensinger fra England til Norge:

*Verre tider; værre syner gjennom fremtidsnatten lyner!
Brittens kvalme stenkulsky sænker sort seg over landet,
smudser alt det friske grønne kvæler alle spirer skjønne,
stryger lavt med giftstoff blandet,
stjæler sol og dag fra egnen, drysset ned, som askeregnen over oldtidsdømte by.*

På slutten av 1960-årene studerte jeg lokalmeteorologi på Forsvarets forskningsinstitutt på Kjeller. På en reise sammen med en overordnet kollega til Nederland, diskuterte vi transport av luftforurensinger fra Europa til Norge med forskere i Nederland. En kjent forsker der mente at uttynningen av forurensing⁹ over slike store avstander var så stor at langtransport ikke kunne være noe problem. Vi betvilte dette og fortalte om observasjoner av svært sur nedbør på fjelltoppen Hummelfell i Østerdalen, langt fra lokale forurensingskilder. En visste den gang en del om langtransport av partikler etter vulkanutbrudd, slik som utbruddet fra Laki (se kap. 5). Det fantes også tilfeller der det ble rapportert ørkensand i luft eller nedbør over Norge. Men betydningen av langtransport av luftforurensing fra et land til andre, for eksempel innen Europa, var ikke kjent.

En klar demonstrasjon av langtransport i atmosfæren fikk vi tilfeldigvis under et feltforsøk av lokal spredning av partikler i indre Troms i 1970. Vi slapp ut visse partikler fra en kilde i terrenget og målte

partikkelkonsentrasjonene noen få kilometer nedstrøms. En måleteknikk gikk ut på å få partiklene til å feste seg til klebrige skiver i et instrument festet til et fly. Antall partikler ble talt opp ved å bruke mikroskop. Da fant vi også andre partikler enn dem vi hadde sluppet ut, partikler som så ut som svært små steinpartikler. Det viste seg at de stammet fra et vulkanutbrudd på Jan Mayen. Et satellittbilde viste at partiklene ble spredd en del nær kilden, men siden ble partiklene ført med vinden – trolig i en høyde på opp til 3000 m - som en fane med noenlunde konstant bredde tvers over hele Norskehavet mot Nord-Norge, uten særlig ytterligere spredning. Senere ble partiklene spredd av værsystemene over store områder og i dype lag.

Mange forskerne trodde som denne nederlenderen, at spredning hovedsakelig finner sted i atmosfærens grenselag mot jordoverflaten, dvs. i nederste 1000 m. Spredning og blanding forårsaket av lavtrykk, høytrykk og frontsirkulasjon ble neglisjert selv om teori for slik storstilt turbulens for lengst var utviklet av forskere som Ragnar Fjørtoft, som lenge var direktør for Meteorologisk institutt¹⁰. I dag vet vi at forurensing kan spres over store avstander og at den blir vasket ut ved nedbørdannelse og ved avsetning som følge av turbulens mot overflaten. Meteorologisk institutt har i mange år overvåket luftforurensing over Europa og regnet ut hvor mye hvert land bidrar til andre lands luftforurensing. Spesielt har en overvåket utslipp av svovel og effekten av avtaler i Europa om reduksjon av utslippene.

Klimaeffekt av aerosoler

Aerosoler påvirker altså strålingsflukser gjennom atmosfæren og kan på den måten bidra til klimaendringer. Det er vanskelig å måle aerosolenes klimaeffekt direkte, de fleste forsøk på å estimere klimaeffekten av aerosoler er basert på bruk av klimamodeller. Mens strålingspådriv som skyldes økt drivhuseffekt kan bestemmes med en rimelig høy nøyaktighetsgrad, forblir usikkerhetene relatert til strålingspådriv fra aerosoler høye.

Mye av de antropogene aerosolene er sekundære partikler som skriver seg fra utslipp av svovelholdige gasser ved forbrenning, for det meste svoveldioksid (SO₂). Som vi pekte på, blir sulfatpartikler i atmosfæren for en stor del formet som et resultat av kjemiske reaksjoner på SO₂. Som for andre aerosoler i troposfæren, oppholder partiklene seg i lufta i bare noen dager, 5 dager i gjennomsnitt. Derfor er påvirkningen på strålingen av slike aerosoler begrenset til forurensingsområdene og arealer nedstrøms fra kildene. De største forurensingsområdene på kloden finner vi over Europa, østlige del av Nord-Amerika, Kina og India. Over disse områdene er det lokale eller regionale strålingspådrivet fra aerosoler, som stort sett er negativ, betydelig større i tallverdi enn det lokale pådrivet fra økt drivhuseffekt.

Aerosoler i troposfæren har to hovedeffekter på klimaet, kalt den *direkte* og den *indirekte effekt*. Den direkte effekten skyldes spredning av solstrålingen. Dette fører til økt albedo (lysere klode sett fra rommet), dvs. en avkjølede klimaeffekt. Vi husker at strålingspådriv ofte beregnes som et gjennomsnitt over jordkloden. Det kan diskuteres hvor relevant dette er når det gjelder antropogene aerosoler. IPCCs beste estimat for det direkte strålingspådrivet fra antropogene aerosoler siden den industrielle revolusjon er $-0,5 \text{ W/m}^2$ med en usikkerhetsmargin fra $-0,1$ til $-0,9 \text{ W/m}^2$ ¹¹. Den vitenskapelige forståelsen for denne effekten av aerosoler blir vurdert av IPCC til å være mellom et gjennomsnittsnivå og et lavt nivå. I 2001¹² var forståelsen på et svært lavt nivå. Det er etter hvert kommet til satellittmålinger av aerosoler, målinger som brukes til å vurdere strålingspådriv beregnet i

modeller. Nye undersøkelser viser at den direkte effekten er mindre enn i IPCCs estimat med $-0,3 \text{ W/m}^2$ som det beste estimat¹³.

Vi har tidligere nevnt den indirekte klimaeffekten av aerosoler, den som er knyttet til aerosoler og skyer (*indirekte aerosoleffekt*). Aerosoler tjener som kondensasjonkjerner ved danning av skydråper. Dersom et stort antall antropogene aerosoler er til stede når en sky dannes, vil den resulterende skya bestå av mange flere små skydråper enn under vanlige forhold. En sky med små dråper vil virke hvitere og spre mer sollys enn en sky med større dråper. Dette gir en høyere albedo og en avkjølede effekt. I tillegg kan slike skyer være lengre slik at skymengden øker i gjennomsnitt. I sin siste rapport kaller IPCC den indirekte effekten for skyalbedoeffekten. En vet ikke sikkert hvor stor denne effekten er når det gjelder strålingspådriv, men pådrivet er helt sikkert negativt. Norske meteorologer knyttet til Universitetet i Oslo er langt framme i den ytterst krevende forskningen for å estimere klimaeffekt av aerosoler (se artikler i *Cicerone*, for eksempel¹⁴). Arbeidet deres omfatter beregning av strålingspådriv og beregning av klimaeffekten av aerosoler. Deres klimamodeller omfatter utslipp av aerosoler, kjemiske reaksjoner og langtransport av aerosoler og luftforurensing. Forskningen inngår selvsagt i IPCC rapporter. I IPCCs rapport fra 2001 lå anslagene mellom 0 og $1,5 \text{ W/m}^2$ uten at det ble angitt en mest sannsynlig verdi. I IPCCs rapport fra 2007 er den mest sannsynlige verdien for pådrivet fra skyalbedoeffekten $-0,7 \text{ W/m}^2$, med en ramme for usikkerhet fra $-0,3$ til $-1,8 \text{ W/m}^2$. Nivået for den vitenskapelige forståelsen av denne effekten blir vurdert til å være lav, mens den i 2001 ble vurdert til å være svært lav.

Aerosoler kan både absorbere og spre kortbølget stråling. I tillegg kan aerosoler absorbere langbølget stråling. Dersom en substans både absorberer og sprer kortbølget stråling, kvantifiseres gjerne dette ved en albedo - single scattering albedo (SSA)¹⁵, som er forholdet mellom spredningen alene og spredning pluss absorpsjon for en partikkel. Slik blir SSA nær tallet en dersom spredningen dominerer og avtar etter som absorpsjon øker. For eksempel har aerosol som består av sjøsalt en SSA lik en, mens sot har SSA lik 0,23, noe som viser at sot først og fremst absorberer. Svart karbon eller sot, består av rene karbonpartikler eller klumper av partikler og er en av de viktigste absorberende aerosolene i atmosfæren. Strålingspådrivet er estimert av IPCC til å være $0,2 \text{ W/m}^2$ med et usikkerhetsintervall mellom 0,1 til $0,4 \text{ W/m}^2$ ¹¹. Videre vurderer IPCC effekten av sot på snø som til et pådriv på $0,2 \text{ W/m}^2$ med rammer fra 0,0 til $0,4 \text{ W/m}^2$.

Som vi har sett er oppholdstiden i atmosfæren lang for drivhusgasser som menneskene slipper ut. Gassene blandes godt og konsentrasjonen varierer ikke stort i den frie atmosfære over kloden. Et globalt strålingspådriv gir derfor god mening. Siden aerosolene stort sett bare gir lokale og regionale pådriv, kan en ikke nødvendigvis sammenligne globale anslag med tilsvarende anslag fra drivhusgassene. Effekten av regionale pådriv på klimaet kan være vesentlig forskjellig fra pådriv med en jevnere global fordeling. Det er ikke lett å si hvordan denne forskjellen vil arte seg uten å gjøre kompliserte beregninger i klimamodeller. Siden luftforurensing er størst på nordlige halvkule, er det grunn til å tro at antropogene aerosoler gir bidrag til klimaforskjeller mellom nordlige og sørlige halvkule eller ved ekvator.

Som vi har sett gir svovelforurensinger miljøproblemer lokalt og regionalt. Derfor har en gjort mye i Europa og Nord-Amerika for å begrense utslippene. I Kina og India har utslippene økt dramatisk gjennom de siste årene og ventes å øke fortsatt. Også i disse land vil de lokale miljøproblemene etter hvert bli så store at det må gjøres noe for å redusere utslippene. Slike betraktninger er med i IPCCs

scenarier for utslipp i framtiden. Norske forskere finner blant annet at antropogene aerosoler påvirker årlig variasjon i ITCZ, sonen med konvergens og nedbør i tropene, slik at den over Afrika ikke når så høyt mot nord som vanlig⁶. I de siste tiårene har det regnet mindre i Sahel¹⁷ enn normalt. Effekten av antropogene aerosoler kan være en av årsakene til dette. Siden en finner sammenheng mellom nedbør i Sahel og sjøtemperaturer i Nord-Atlanteren (se Del IV, kap. 5), må trolig aerosoler påvirke via sjøtemperaturen.

Selv om usikkerheten er stor, er det ingen tvil om at pådrivene fra antropogene aerosoler er betydelige og at de demper effekten av økt drivhuseffekt. Klimamodeller kan en kjøre med hvert pådriv hver for seg eller med kombinasjoner av pådriv. Kjøres modeller fra 1850 fram til nå med bare økt drivhuseffekt, blir oppvarmingen større enn observert. Tar en med effekten av aerosoler og vulkanutbrudd, får mange modeller en oppvarming omtrent som observert¹¹.

Minkende luftforurensing vil øke den globale oppvarmingen

Det var mye oppstyr etter en forskningsartikkel i *Nature* i 2005 om aerosoler og klima av den tyske forskeren Meinrat Andreae og de to britiske forskerne Peter Cox and Chris Jones¹⁸ (kalt AJC nedenfor). De fant at den globale oppvarmingen vil øke i styrke etter som forurensing som fører til aerosoler, blir regulert i land som Kina og India på samme måte som i Europa og Nord-Amerika. Etter som dette skjer utover i dette hundreåret samtidig som konsentrasjonen av drivhusgasser som CO₂ stadig øker, vil global temperatur øke dramatisk. Deres beste estimat ga hele 6 °C økning fram til år 2100, noe som er mye mer enn de vanlige estimatene mellom 1,5 og 4,5 °C.

AJC mener at effekten av aerosoler har vært underestimert i vurderinger av hvor mye slike pådriv har dempet den globale oppvarmingen fram til 2005. Dette betyr i så fall en underestimert av klimasensitiviteten for en økt drivhuseffekt. Dersom effekten av aerosoler nå vil avta, kommer pådrivet av økt drivhuseffekt mer til sin rett. Andreae uttrykte seg slik i et intervju¹⁹: *Verdens mennesker driver klimaendringene med en fot på gasspedalen og en fot på bremsen. Når bremsen blir tatt av, gjør det en helvetes forskjell.*

Ved modellstudier finner AJC som andre, at utviklingen av global temperatur de siste tiårene bare kan forklares ved store pådriv fra økt drivhuseffekt, dempet ved pådriv fra aerosoler. For framtiden vil den avkjølede effekten fra aerosoler holde seg konstant eller avta, mens drivhusgassene fortsetter å øke, dvs. en trykker hardere på gassen, men letter på bremsingen. I deres argumentering tar de med en tilbakekopling av oppvarmingen på karbonkretsløpet. Som vi har sett absorberer naturlige økosystemer opp til halvparten av den CO₂ som mennesker slipper ut. De fleste klimamodeller antar at dette vil fortsette. Det fins imidlertid belegg for at fram mot 2050, vil jord og skog, eventuelt også havet, dempe opptaket av CO₂ og i stedet begynne å gi ut CO₂ (se kapittel om karbonkretsløpet).

Arbeidet til AJC er blitt kritisert og har ikke fått stor vekt i vurderinger foretatt av IPCC. Hovedideen i arbeidet til AJC er at enhver usikkerhet i aerosoleffekter kan overføres til en usikkerhet i klimasensitiviteten. Dette gir maksimale verdier for klimasensitivitet som er mye større enn det en normalt finner for doubling av konsentrasjonen av CO₂. Et kjent anerkjent nettsted for klimadebatt, RealClimate²⁰, kommer fram til at denne aerosoleffekten ikke er så sterk som indikert i arbeidet til AJC og bruker simuleringer med GISS ModelE for det 20. århundret til å illustrere dette. Denne modellen har en sensitivitet på 2,7 °C. Netto pådriv fra aerosoler er omtrent -0,7 W/m² fra 1940 til 2000, noe som er 55 % av total pådriv på -1,3 W/m² fra 1850 til 2000. Simuleringene viser opptak av

varme til havet som passer bra med det som er observert. Når en også tar hensyn til usikkerhet i andre pådriv, dempes resultatene og sensitiviteten blir mye som i estimatene til IPCC.

Den klassiske variasjonsbredden som IPCC har for klimasensitivitet, står fortsatt ved lag, mener de fleste. Antydninger om sensitivitet utover grensene må følges med forklaringer om hvordan disse verdiene kan forklare temperaturrespons gjennom istidene. Disse klimavariasjonene setter visse øvre og nedre bånd på hvor stor sensitiviteten kan være. Vi har de siste årene sett flere arbeider som antyder en større sensitivitet enn hva IPCC står inne for. Disse arbeidene har ikke i tilstrekkelig grad tatt hensyn til de bånd observerte klimaendringer legger. Vi trenger arbeider som kan bidra til å gi mindre usikkerhet, for per i dag er den for stor. Siden det er skyalbedoeffekten som er mest usikker, er det viktig å prioritere denne forskningen.

Global dimming

Uttrykket global oppvarming kjenner vi til. For noen år siden dukket uttrykket *global dimming* (samme ord på norsk og engelsk) opp nærmest som en motsatt klimaeffekt²¹. Folk ble forvirret fordi global dimming ofte ble sett på som en motsetning til global oppvarming. Ja, av mange ble det tatt som et bevis mot global oppvarming, en ny klimaeffekt som IPCC ikke hadde tatt hensyn til. Egentlig uttrykker global dimming – et uttrykk som fenger og vil bli husket - strålingseffekten av økende mengder antropogene aerosoler de siste tiårene. Denne effekten gir nettopp de pådriv vi har gjort rede for. Forskjellen ligger i at forskning omkring global dimming mer direkte er knyttet til strålingsmålinger.

Global dimming er den gradvise reduksjonen i solstrålingen til jordens overflate som har vært observert for flere tiår etter at systematiske målinger ble innført i 1950-åra. Begrepet knytter seg altså direkte til målinger av *globalstråling* målt i et målenett ved bakken, eller ved strålingsmålinger fra satellitter. Dimmingen er slik blitt overvåket ved målinger mye på same måte som temperatur, men stasjonsnettene er på langt nær like tett. I Bergen har Geofysisk institutt gjort slike målinger, blant annet av globalstråling, kontinuerlig siden 1965, dvs. at verdier for hver time er tilgjengelige for mer enn 40 år. Den observerte negative trenden i globalstråling målt ved jordoverflaten, kan enten skyldes at skymengden eller/og skytykkelsen har økt eller at økt forurensing har gitt flere partikler i atmosfæren slik at albedoen har økt. Studier av situasjoner med klart vær kan gi svar på hvor stor rolle luftforurensing spiller. Det er oppnådd enighet om at trenden har nær global karakter og global dimming er innført som både et begrep og et fenomen. Dimmingen varierer en del geografisk, på verdensbasis var reduksjonen i størrelsesorden noen få prosent av globalstrålingen ved overflaten fra 1960 til 1990.

Det første arbeidet om redusert globalstråling kom midt på 1980-tallet. Da ble det funnet at globalstrålingen ved jordoverflaten over Sveits hadde blitt redusert med hele 10 % over de siste dekadene. Hans resultat sto i sterk kontrast til gryende tegn på global oppvarming. Det var Gerry Stanhill som først studerte slike data for hele verden og som innførte uttrykket global dimming. Utover 1990-tallet kom det en mengde arbeider som viste en reduksjon i sollyset på tross av solid belegg for at jordkloden ble varmere. Reduksjonen ble estimert til mellom 2 og 3 % per dekadene på verdensbasis, men effekten varierte mye over planeten. En oversikt over forskningslitteraturen om global dimming finner en på Wikipedia²⁰. Svakheten med de mange tallene som ble publisert var at de ikke var globale gjennomsnittstall, for eksempel har det vært vanskelig å påvise om det fant sted

noen dimming over havet. Størst reduksjon ble funnet over den nordlige halvkule på midlere bredder.

Vi har nevnt at flere forskere på 1970-tallet mente et en ny istid kunne komme tidligere enn antatt til da. Vi gjorde rede for tankegangen basert på framtidig variasjon av jordas baneparametre og observasjoner av tidligere mellomistider (kap. 1 i denne del). Det fantes også forskere på den tid som trodde at en global dimming (før ordet var oppfunnet) kunne bidra i samme retning. Sent på 1960-tallet utviklet den kjente russiske forskeren Mikhail Ivanovich Budyko²² et enkel todimensjonal klimamodell for energibalanse for å studere effekten av refleksjon av stråling fra is og snø²³. Han fant at *albedotilbakekoplingen* fra is og snø gir en løkke med positiv tilbakekopling slik at klimaet hele tiden blir kaldere. Jo mer snø og is, desto mer solstråling blir reflektert tilbake til verdensrommet. Dette gir et kaldere klima som igjen gir mer is og snø. Noen forskere var redd for at økt luftforurensing eller et vulkanutbrudd kunne starte en slik prosess som kunne føre oss over i en istid. Mange var også redde for at krig med atomvåpen ville kunne gi en rask avkjøling av kloden (nuclear winter)²⁴.

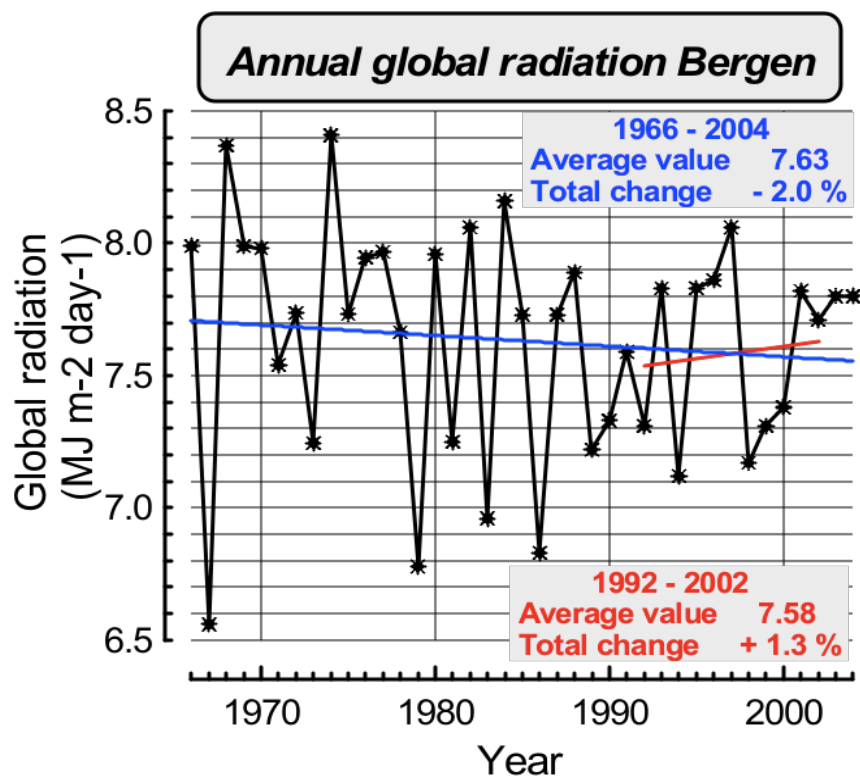


Fig. 1: Årsmiddel for globalstråling for perioden 1966-2004 i Bergen. Blå linje/tekst: lineær trend over hele perioden på 39 år. Rød linje: lineær trend over 11-års perioden 1992 – 2002. Etter Jan Asle Olseth, Geofysisk institutt, UiB.

Nå vet vi at den globale dimmingen har stoppet opp og kanskje skiftet fortegn til en global lysning fra begynnelsen av 1990-tallet. Disse kjensgjerningene ble først og fremst publisert gjennom to artikler i *Science* i 2005 av Wild m. fl.²⁵ og Pinker m. fl.²⁶. Gruppen til Wild samlet og analyserte data fra hundrevis av bakkestasjoner rundt om i verda. De fant at trenden har snudd, slik at det etter 1990 har vært en økning i globalstrålingen, og at dette hovedsakelig skyldes renere luft. Men det er ennå en

del igjen før en når nivået i 1960. Resultatene blir støttet av Pinker m. fl. som finner lignende, men mindre trender fra satellittdata.

I følge disse arbeidene er atmosfæren altså blitt renere og mer gjennomskinnelig siden 1990. Dette skyldes avtaler om reduksjon av for eksempel utslipp av svovel over Europa og Nord-Amerika og svekking av økonomien i Øst-Europa da regimene falt. Det må legges til at dimmingen øker fremledes over land som India, der skyer fra luftforurensing gjør himmelen stadig mørkere. Det overraskende er at en ikke finner en lignende økning i Kina, noe som kan tyde på økende bruk av teknologi for å rense utslippene.

Målingene i Bergen fra 1966 til 2004 gir også en global dimming på cirka 4 % fram til 1990 og en svak lysning etter 1990²⁷ (Fig. 1).

Den globale dimmingen påvirker altså jorda sin refleksjon av solar stråling (albedo), en fundamental parameter for den globale strålingsbalansen. Målinger fra satellitter siden syttitalet viser at den er 0,29 som et årlig globalt gjennomsnitt. I middel er innkommende stråling 341 W/m². Slik representerer en endring i albedo på 0,01 en endring i energibalansen på 3,4 W/m². Dette er nesten like mye som strålingspådrivet ved en dobling av CO₂. Det er ikke sikkert hvor mye den globale dimmingen har påvirket albedoen, da vi bare har satellittmålinger fra noen få år²⁸. Endringer i skydekket vil foruten å ha effekt på albedoen også virke inn på den infrarøde strålingen til verdensrommet.

Det er ingen motsetning mellom det vi har skrevet om aerosoler og klimapådriv og det vi har skrevet om global dimming. Klimasimuleringer for siste hundre år får slik fram dimmingen som et resultat med en viss lysning de siste årene.

Klimaeffekten av ozon

Ozonlaget er et lag i stratosfæren som inneholder relativt høye konsentrasjoner av ozon (O₃)²⁹. Laget er lokalisert i stratosfærens nedre del fra omtrent 15 til 35 km over havoverflaten, men laget varierer geografisk og har årstidsvariasjoner. Ozonlaget absorberer 97-99 % av UV-strålingen, som potensielt kan skade liv på jorden. Over 90 % av all ozon i atmosfæren fins i ozonlaget. Relativt høy konsentrasjon betyr høy i forhold til konsentrasjonen i troposfæren. Selve konsentrasjonen er imidlertid bare noen få deler per en million deler luft (2 til 8 ppm). Stratosfæren er karakterisert med at temperaturen øker med høyden (inversjon) og at lufta er svært tørr. I en syklus for ozon-oksygen omdannes UV-stråling til energi som varmer opp atmosfæren. Slik spiller absorpsjon av UV-stråling en vesentlig rolle for stratosfærens temperaturstruktur.

Vanligvis måles ozon i atmosfæren i *Dobsonenheter* (DU; Dobson unit)³⁰, som er et mål for total mengde ozon i en vertikal luftsøyle på et sted, dvs. tykkelsen av ozonlaget. En DU er et lag med ozon på 10 µm ved standard temperatur og trykk ved havoverflaten. En typisk tykkelse på ozonlaget er 300 DU. Dette betyr at dersom all ozon i ozonlaget ble ført ned til overflaten til et standardtrykk og en temperatur på null grader, ville ozonlaget bare være 3 mm tykt. Dobsonenheten har navn etter Gordon Dobson, en forsker ved Universitetet i Oxford³¹. På 1920-tallet var han den første til å konstruere et instrument for å måle, fra bakken, total ozon i en luftsøyle (Fig. 2).

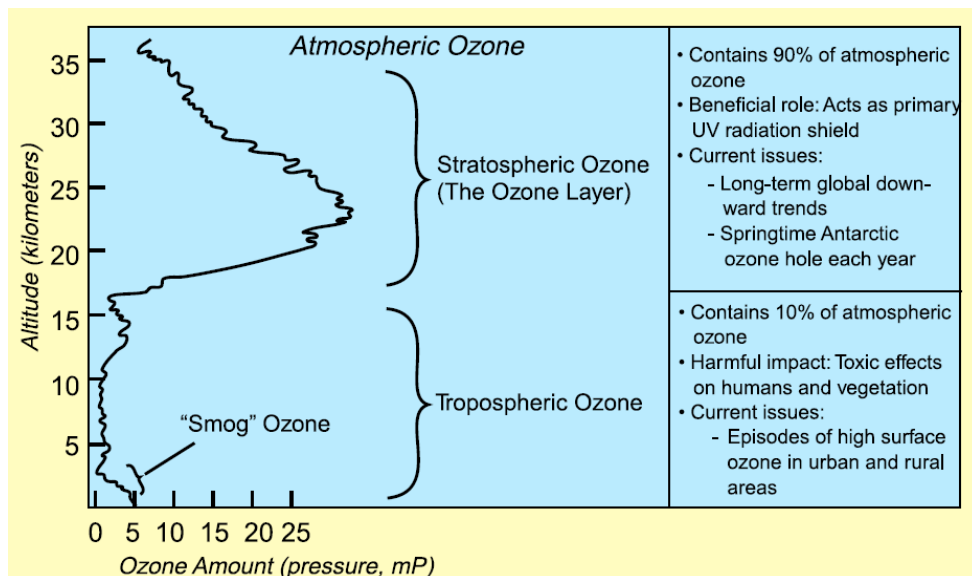


Fig. 2: Fordeling av atmosfærisk ozon i partielt trykk som en funksjon av høyden over havoverflaten.

<http://en.wikipedia.org/wiki/Ozone>

Ozon i stratosfæren blir dannet ved at UV-stråling treffer oksygenmolekyler som inneholder to oksygenatomer (O_2), og splitter dem i individuelle atomer. Atomisk oksygen kombinerer med O_2 og danner ozon, O_3 . Selv om ozonmolekyler i stratosfæren kan leve lenge, er de ustabile. Når UV-stråling treffer ozon, splittes det i et molekyl O_2 og et atom atomisk oksygen. Dette skjer i en kontinuerlig prosess som kalles syklusen for ozon-oksygen, en prosess som opprettholder ozonlaget i stratosfæren³². Cirka 10 % av all ozon i atmosfæren finnes i troposfæren. Omtrent 10 % av dette er igjen transportert fra stratosfæren, mens resten er dannet fra forurensing ved forskjellige mekanismer.

Det er i de siste tiårene gjort to viktige observasjoner som viser at ozonlaget tynnes ut: en stødig reduksjon på cirka 4 % per tiår siden sent på syttitallet av den totale mengde ozon i stratosfæren³³; og en mye større reduksjon i stratosfærisk ozon over polområdene om våren, spesielt over Antarktis. Reduksjonen over Antarktis refereres til som *ozonbullet* (Fig. 3)

Ofte blir det sagt at endringer i ozonlaget er et miljøproblem uavhengig av klimaendringene. Det er riktig at uttynning av ozonlaget, som medfører økende UV-stråling ved jordoverflaten, kan utgjøre et helse- og miljøproblem uten at klimaet trenger å endre seg. Således har UV-stråling med bølgelengder mindre enn $0,3 \mu\text{m}$ nok energi til å gi hudkreft på mennesker og blant annet skade gener på enklere organismer. Men endringer i ozon, i både stratosfæren og troposfæren, kan i tillegg bidra til klimaendringer, dvs. at endringer i ozon gir visse klimapådriv.

Ozon kan betraktes som et sporstoff som følger med vinden. Ved dannelse av vanlige høytrykk, som gjerne når opp i stratosfæren, trekkes luft med lite ozon oppover i atmosfæren og nordover. På den måten er det relativt lite ozon i stabile høytrykk. Omvendt trekkes luft med mye ozon nedover og sørover ved dannelse av lavtrykk. Derfor er lavtrykk forbundet med et relativt tykt ozonlag. Det er verdt å være klar over at soling av kroppen ofte finner sted i vær-situasjoner med høytrykk og relativt lite ozon.

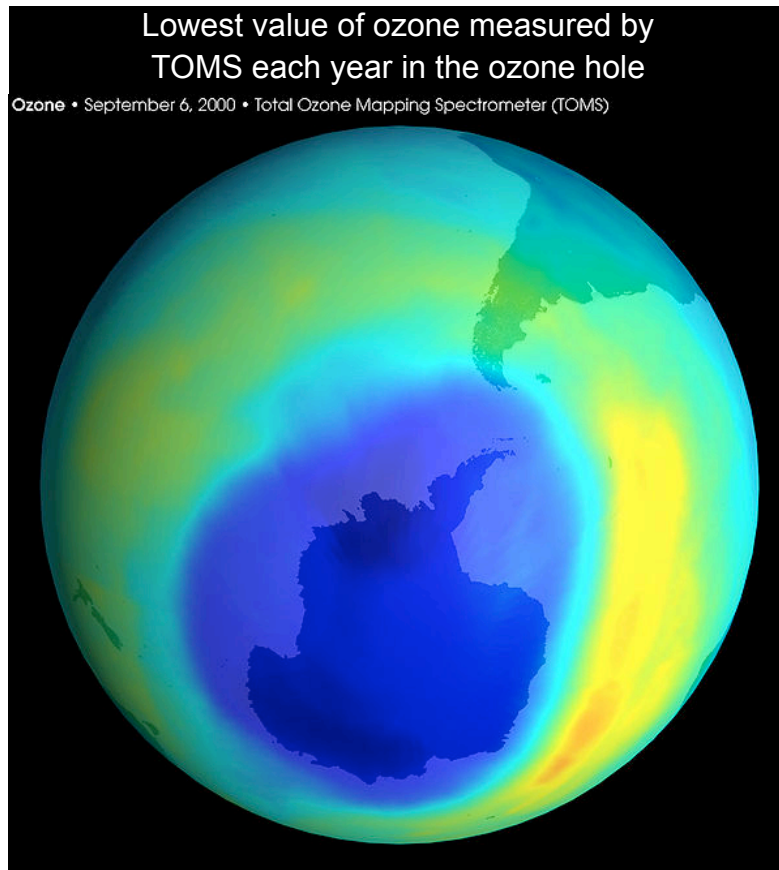


Fig. 3: I dagene fra 21. til 30. september 2006 hadde ozonhullet den største utbredelsen som er blitt observert. Bildet viser mengden av ozon i stratosfæren den 24. september. Det er minst ozon i de blå områdene, mens ozonmengden øker mot grønne, gule og røde områder. NASA .
http://www.nasa.gov/vision/earth/lookingatearth/ozone_record.html

Forurensing som når stratosfæren, forstyrrer det naturlige syklusen for ozon-oksygen og reduserer mengdene av ozon. Den viktigste prosessen i denne trenden er katalytisk destruksjon av ozon ved atomer av klor og brom (*halokarboner*). Den viktigste kilden til disse atomene (halogener) i stratosfæren er komponenter av klorfluorkarbon (KFK-er eller CFC-er)³⁴, ofte kalt freoner³⁵, og komponenter av bromfluorkarbon kjent som haloner³⁶. Slike komponenter har lang oppholdstid i atmosfæren og transporteres til stratosfæren etter antropogene utslipp. Ozonfortynningen forsterkes etter som utslipp av KFK-er og haloner øker. Det er verdt å merke seg at molekyler av KFK bare fins i atmosfæren som følge av menneskers utslipp. Derimot fins det naturlige kilder for bromforbindelser. I stratosfæren blir noen av klor- og bromatomene skallet av, igjen under påvirkning av UV-stråling. Ved den katalytiske destruksjonen som finner sted, kan et eneste klor- eller bromatom ødelegge over 100 000 molekyler ozon.

I 1985 oppdaget Joe Farman, Brian Gardiner og Jonathan Shaklin ved British Antarctic Survey et område over Antarktis der halvparten av ozonet var blitt borte om våren (på sørlige halvkule: austral vår)³⁷. Området med totalinnhold mindre enn 220 DU ble kalt ozonhullet. Gjennom nittitallet fortsatte totalozon i Antarktis å avta i september og oktober til å bli 40-50 % lavere enn de første verdiene for ozonhullet. I Arktis ble det funnet større variasjoner fra år til år enn i Antarktis. I enkelte år ble funnet reduksjoner på opp til 30 % om våren. På midlere bredder har ozon avtatt med omtrent

3 % under verdier før 1980 for breddene 35-60 °N og med omtrent 6 % for 35-60 °S. I tropene finner en ingen signifikant trend.

Ozonhullet i Antarktis kom som en overraskelse på forskere, og intense studier ble satt i gang for å forstå årsakene. Det viste seg at både luftkjemien knyttet til ozon og stratosfæresirkulasjonen i Antarktis var mer kompleks enn tidligere antatt. Det ble funnet at reaksjoner som finner sted i stratosfæriske skyer i stratosfæren (polar stratospheric clouds, PSCs) spiller en stor rolle i å redusere ozon³⁸. Slike skyer dannes om vinteren under ekstrem kulde som en finner i stratosfæren over Antarktis. Den kalde luften er knyttet til en intens stratosfærisk *polarvirvel* der det er nesten ingen utveksling med luft på midlere bredder. Temperaturen går ned i under - 80 °C i polarnatten. Da dannes det skyepartikler som enten består av nitratsyre eller is. Begge typer PSC gir flater for kjemiske reaksjoner som leder til destruksjon av ozon. De fotokjemiske prosessene involvert er kompliserte, men godt forstått. Betydningen av sollys er årsaken til at ozonhullet er størst om våren. Om vinteren da det er mest PSC, fins det ikke lys til å drive de kjemiske reaksjonene. Høyere temperaturer fram mot sommeren svekker polarvirvelen, PSC løses opp og ozonhullet fylles.

I dag er det ingen tvil om at ozonhullet skyldes klor- og bromatomer som følge av menneskers utslipp av forurensinger som KFK-er. Stratosfærevirvelen over Arktis er noe forskjellig fra virvelen over Antarktis, slik er det blir større utveksling med luft på lavere bredder. Derfor har vi ikke lignende mulighet til å få dannet PSC og et lignende ozonhull på nordlige halvkule. Men også her har det vært en betydelig reduksjon av ozon, i størrelsesorden 5 % per tiår over de siste tiårene.

Reduksjon i ozon forklarer mye av den observerte reduksjon i temperaturen i stratosfæren. Som nevnt er det absorpsjon av UV-stråling i ozon som varmer opp stratosfæren, og minkende ozon leder til en avkjøling. Økende konsentrasjon av drivhusgasser som CO₂, kan også bidra til lavere temperatur i stratosfæren, men effekten av reduksjon av ozon er til nå den dominerende effekten.

Professor Egil Hesstvedt ved Universitetet i Oslo var en av de første forskerne som advarte mot produksjon og bruk av KFK-er. Spraybokser som inneholdt KFK-er ble forbudt alt på 1970-tallet, først i Sverige. Etter at ozonhullet ble oppdaget, ble det fart i arbeidet for å få bort all produksjon av KFK. I 1987 fikk vi Montrealprotokollen³⁹, en internasjonal avtale for få bort utslipp som skader ozonlaget. Produksjon av KFK-er ble kraftig redusert alt i 1987 og faset helt ut innen 1996. Når det lyktes å få bort produksjon og bruk av KFK-er, skyldes nok dette at det var relativt enkelt å finne erstatninger som ikke påvirker ozonlaget. Som følge av den vellykkede avtalen øker ikke konsentrasjonen av disse gassene. Men KFK-er har en lang oppholdstid i atmosfæren. Slik vil det være betydelige mengder tilbake også om hundre år.

I august i 2003 ble det annonsert at ozontynningen er blitt dempet på grunn av den internasjonale avtalen om å forby KFK-er. Data fra tre satellitter og noen bakkestasjoner bekreftet at fortytningen er blitt redusert betraktelig gjennom siste 10 år. Med klimamodeller har en funnet at ozonhullet vil være redusert med bare omtrent 4 % til 2015. En fullstendig fjerning av hullet vil ikke komme før etter 2050⁴⁰.

Det fins likevel en del usikkerhet i dette bildet fordi den globale oppvarmingen ventes å avkjøle stratosfæren og slik bidra til å opprettholde ozonhullet. Noen forskere er derfor bekymret for at lavere stratosfærisk temperatur i Arktis kan legge forholdene til rette for mer PSC, med et arktisk

ozonhull som følge. Dette problemet er ikke avklart, en av grunnene er at vi ikke vet hvordan den globale oppvarmingen vil påvirke episoder med *plutselig stratosfæreoppvarming* (se del II), et fenomen som bidrar til å svekke polarvirvelen i Arktis.

Vi har tidligere sett at haloner som KFK-er også er svært effektive drivhusgasser. Gassene har betydelige konsentrasjoner i troposfæren og har absorpsjonsbånd i det atmosfæriske vinduet hvor få andre gasser absorberer. I følge IPCC gir haloner et klimapådriv på $0,34 \pm 0,03 \text{ W/m}^2$, noe som utgjør 14 % av pådrivet fra drivhusgasser som er godt blandet ¹¹. Ozon har også betydelige absorpsjonsbånd i det atmosfæriske vinduet og er således en effektiv drivhusgass.

Vi har tidligere sett på at klimaeffekten av en drivhusgass er kritisk avhengig av høyden den befinner seg i. Når vi tenker på ozon i stratosfæren, har ikke reduksjon av ozon stor samlet effekt på klimasystemet. En årsak er at ozonreduksjonen er avgrenset til polare områder og sirkulasjonene der, over tropene er det ingen reduksjon. Endring i ozon har som vi har forklart en vesentlig effekt i stratosfæren. Men spørsmålet er mere hva slags effekt endringer i ozon i stratosfæren har på troposfæren. Det er her to ulike effekter: Redusert ozon gir mer solar stråling til troposfæren, noe som gir en oppvarmende effekt på troposfæren. Avkjølingen i stratosfæren bidrar til mindre langbølget stråling nedover til troposfæren, dvs. en avkjølede effekt. Det viser seg at det er avkjølingen av troposfæren som dominerer. I følge IPCC¹¹ har den observerte reduksjonen av stratosfærisk ozon gitt et negativt strålingspådriv over de siste tiårene på troposfæren og jordoverflaten på $-0,15 \pm 0,10 \text{ W/m}^2$. Dette betyr at klimaeffekten av redusert ozon i stratosfæren er liten bortsett fra i stratosfæren selv.

Det fins også ozon i troposfæren, og siden ozon er en effektiv drivhusgass, gir en økning konsentrasjonene en betydelig økt drivhuseffekt. Noe troposfærisk ozon er overført fra stratosfæren (10 %), men det aller meste skyldes kjemiske reaksjoner på luftforurensinger, særlig nitratoksider, under påvirkning av sollys (fotokjemiske reaksjoner). Ved høye konsentrasjoner på grunn av store utslipp av luftforurensinger, for det meste ved bruk av fossilt brensel, er ozon selv en forurensing og bestanddel i smog⁴¹. Smog er en type forurensing en gjerne finner over store byer, gjerne som en blanding av røyk og svoveldioksid. Flere høyenergetiske reaksjoner kan produsere ozon, alt fra brenning til fotokopiering. Ozon er en kjemisk komponent som lett oksiderer med andre kjemiske komponenter for å danne mulige giftige oksidanter. Når ozon er til stede i store mengder nær bakken, utgjør dette et betydelig helseproblem⁴². Ozon kan også dannes i øvre lag av troposfæren som et resultat av nitrogenoksider fra utslipp fra fly.

Studier av strålingspådrivet fra ozon i troposfæren tyder på at konsentrasjonen av ozon har blitt doblet siden den industrielle revolusjon. Selv om konsentrasjonene varierer svært mye geografisk, har en beregnet et midlere strålingspådriv som følge av økningen. Dette gir en økt drivhuseffekt på $0,35 \text{ W/m}^2$ med mulig variasjon mellom $0,25$ og $0,65 \text{ W/m}^2$. Den vitenskapelige forståelsen for de klimapådriv som ozon gir på klimasystemet vurderes til å ligge på et middels nivå.



London var i viktariatiden vel kjent for tykk smog.
<http://en.wikipedia.org/wiki/Smog>

Oppsummering om klimapådriv fra aerosoler

Bruk av fossilt drivstoff gir både global oppvarming og aerosoler i atmosfæren som bidrar til avkjøling. Et viktig spørsmål er i hvor stor grad aerosoler oppveier eller utsetter den globale oppvarmingen. Siden lokal forurensing er et stort problem rundt om i verden, vil folk prøve å begrense utslippene som gir aerosoler. Det er også et tidsspørsmål når fossilt drivstoff blir en mangelvare. Effekten av aerosoler forventes derfor å avta i framtiden. Mens drivhusgasser forblir i atmosfæren for århundrer, faller aerosoler ut innen dager etter at utslippene stopper. Derfor vil betydningen av økte drivhusgasser etter hvert øke.

Pådrivet fra drivhusgasser er avgjort det største enkeltpådrivet. Drivhusgasser blir målt svært nøyaktig, pådrivet fra drivhusgasser fra den industrielle revolusjon er nær 3 W/m^2 . Antropogene aerosoler gir med direkte og indirekte effekter det nest største pådrivet og det har negativt fortegn. Men pådriv fra aerosoler kan være alle steder innenfor en ramme fra -3 W/m^2 og opp mot null. Andre pådriv som pådriv fra sola og pådriv fra endring i bruk av jordoverflaten (i tillegg til drivhuseffekten fra avskoging) er etter alt å dømme små i forhold til de to største pådrivene. Derfor kan vi som en første tilnærming, vurdere netto pådriv ved å addere de to pådrivene. Beste estimat for nettopådrivet er nesten 2 W/m^2 , men usikkerhet i aerosolpådriv gjør at det nesten like sikkert kan være ned mot 1 W/m^2 .

Det betyr svært mye om dagens nettopådriv er 1 eller 2 W/m². Dersom det er 2 W/m², har aerosoler redusert drivhuspådrivet med en tredel. Om verden halverer luftforurensingen, vil netto pådriv bare øke med en firedel, fra 2 til 2,5 W/m². Mer dersom netto pådriv bare er 1 W/m², altså at aerosolpådrivet er -2 W/m², betyr dette at aerosoler har skjult det meste av den globale oppvarmingen til nå. Dersom verden i dette tilfellet reduserer luftforurensingen til det halve, ville netto klimapådriv dobles. Et slikt økt pådriv, kombinert med en kontinuerlig økning av drivhusgasser, kan føre planeten forbi vippepunkt for katastrofale konsekvenser.

Det er lett å tenke at det er en fordel at antropogene aerosoler demper den globale oppvarmingen, og at store aerosolpådriv er mest gunstig. Men det er nærmest omvendt. Dersom antropogene aerosoler har liten betydning for klima, ville den globale oppvarmingen komte raskere og verdens vilje til å redusere utslippene av drivhusgasser ville trolig vært større. Dersom aerosolpådrivene er betydelige, som de fleste klimaforskere som arbeider med dette tror, forsinker de oppvarmingen. Da vil oppvarmingen skyte fart etter som luftforurensningen blir borte.

Et stort vitenskapelig spørsmål er hva som skal til for å stabilisere klimaendringene. I beregninger om dette ser James Hansen og medforfattere først på hvordan skog kan skjøtes for å snu avskoging mot en betydelig tilskoging. De finner at det er fullt mulig å binde 100 Gigatonn mer karbon fra 2031-2080 ved optimalt stell av skog. Om dette skjer, kan klimaendringene stabiliseres dersom utslippene av CO₂ reduseres med 6 % i året fra 2012⁴³. I slike beregninger lar Hansen antatt mindre utslipp som fører til aerosoler i framtiden, oppveies med reduserte utslipp av metan og aerosoler som fører til ozon i troposfæren og sot, effekter som gir mindre drivhuseffekt.

- ¹ <http://en.wikipedia.org/wiki/Haze>
- ² <http://en.wikipedia.org/wiki/Aerosol>
- ³ <http://en.wikipedia.org/wiki/Particulate>
- ⁴ <http://en.wikipedia.org/wiki/Wildfire>
- ⁵ http://en.wikipedia.org/wiki/Black_carbon
- ⁶ http://en.wikipedia.org/wiki/Air_pollution
- ⁷ http://en.wikipedia.org/wiki/Acid_rain
- ⁸ http://en.wikipedia.org/wiki/John_Christy
- ⁹ http://en.wikipedia.org/wiki/Atmospheric_pollution_dispersion
- ¹⁰ Fjørtoft, R. 1953. On the changes in the spectral distribution of kinetic energy for two-dimensional, non-divergent flow. *Tellus*, 5(3):225–230.
- ¹¹ Climate Change 2007. *The Physical Science Basis*. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press. <http://www.ipcc.ch/>
- ¹² Climate Change 2001: The Scientific Basis. Working Group I contribution to the Third Assessment Report of IPCC. Cambridge University Press, 881pp. <http://www.ipcc.ch/>
- ¹³ Myhre, G. 2009. Consistency Between Satellite-Derived and Modeled Estimates of the Direct Aerosol Effect. *Science*, 325, 187-190.
- ¹⁴ Iversen, T og G. Myhre 2006. Hvordan påvirker aerosolene jordas klima? *Cicerone* 6/2006, 24-26.
- ¹⁵ http://en.wikipedia.org/wiki/Single_scattering_albedo
- ¹⁶ Kirkevåg, A. m.fl. 2006. Partikkelforurensninger maskerer den globale oppvarmingen. *Cicerone* 2/2006, 26-38.
- ¹⁷ <http://en.wikipedia.org/wiki/Sahel>
- ¹⁸ Andreae M. m.fl. 2005. Strong present-day aerosol cooling implies a hot future. *Nature* **435**, 1187-1190.
- ¹⁹ *New Scientist* 29. juni 2005
- ²⁰ <http://www.realclimate.org/> Climate sensitivity and aerosol forcings, 6 July 2005
- ²¹ http://en.wikipedia.org/wiki/Global_dimming
- ²² http://en.wikipedia.org/wiki/Mikhail_Budyko
- ²³ Budyko, M.I. 1969. The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth. *Tellus* 21, 611–619.
- ²⁴ http://en.wikipedia.org/wiki/Nuclear_winter
- ²⁵ Wild M. m.fl. 2005. From Dimming to Brightening: Decadal Changes in Solar Radiation at Earth's Surface. *Science* 308, 847-850.
- ²⁶ Pinker, R.T. et al. 2005. Do Satellites Detect Trends in Surface Solar Radiation? *Science* 308, 850-854
- ²⁷ Olseth, J.A. 2005. Global dimming. *Cicerone* 5/2005, 24-25.
- ²⁸ Wielicki, B.A. et al. 2005. Changes in Earth's Albedo Measured by Satellite. *Science* 308, p. 825.
- ²⁹ http://en.wikipedia.org/wiki/Ozone_layer

³⁰ http://en.wikipedia.org/wiki/Dobson_unit

³¹ http://en.wikipedia.org/wiki/G._M._B._Dobson

³² http://en.wikipedia.org/wiki/Ozone-oxygen_cycle

³³ http://en.wikipedia.org/wiki/Ozone_depletion

³⁴ <http://en.wikipedia.org/wiki/Haloalkane>

³⁵ <http://en.wikipedia.org/wiki/Freon>

³⁶ <http://en.wikipedia.org/wiki/Halon>

³⁷ Farman, J.C., B.G. Gardiner, J.D. Shanklin. 1985. Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction. *Nature* 315, 207-210.

³⁸ http://en.wikipedia.org/wiki/Polar_stratospheric_cloud

³⁹ http://en.wikipedia.org/wiki/Montreal_Protocol

⁴⁰ Newman, P. A. et al. 2006. When will the Antarctic ozone hole recover? *Geophysical Research Letters* **33**: L12814. doi:10.1029/2005GL025232.

⁴¹ <http://en.wikipedia.org/wiki/Smog>

⁴² http://en.wikipedia.org/wiki/Tropospheric_ozone

⁴³ Hansen, J. med flere 2011. *The case for Young People and Nature: A Path to a Healthy, Natural, Prosperous Future*. http://www.columbia.edu/~jeh1/mailings/2011/20110505_CaseForYoungPeople.pdf