

Drivhusgasser

- og deres betydning for klimaet

Drivhuseffekten er den bedst forståede og kortlagte af de mekanismer, der kan lede til klimaændringer.

Af Eigil Kaas og Peter L. Langen

■ Klimaet på vores planet er i høj grad bestemt af balancer mellem den energi, der tilføres fra sollyset, og den energi, som Jorden taber i form af infrarød stråling til verdensrummet, dvs. varmestråling.

Satellitmålinger viser, at den solenergi, der stråler nedad mod Jorden, er ca. 342 Watt per kvadratmeter ($=W/m^2$). Dette tal er et gennemsnit for hele planeten, dag og nat samt hen over året. Det dækker derfor over store forskelle fra nul W/m^2 om natten, hvor satellitten er i Jordens skygge, til ca. 1367 W/m^2 på de steder, hvor solen står i zenit. Ca. 31 % af den nedadgående solstråling reflekteres af atmosfærens skyer og partikler samt af selve jord/hav-overfladen. Man taler om en planetær *albedo* på 0,31. Den reflekterede stråling kan ses fra satellitter som opadgående synligt lys. Den har i sig selv ingen betydning for klimasystemet, men det har de 69 %



Snedækkede overflader tilbagekaster store mængder sollys og virker derfor afkølede på klimaet.

af solstrålingen, der er tilbage: Det er disse ca. 236 W/m^2 , der opvarmer vores planet og dens atmosfære.

Drivhuseffekten

Jorden slipper af med den absorberede solenergi ved at udstråle infrarød stråling, såkaldt Planck-stråling. Det vides fra fysikken (Stefan-Boltzmanns lov), at den samlede energi, som udstråles af et såkaldt perfekt sort legeme (en udmærket approksimation i mange anvendelser), er proportional med legemets temperatur i fjerde potens. Jorden udstråler i gennemsnit over lang tid lige så meget energi, som den modtager i form af solstråling, altså ca. 236 W/m^2 . Ved hjælp af Stefan-Boltzmanns lov kan man således lave en simpel energibalanceregning af, hvad Jordens temperatur skal være for at der er balance mellem indkommende og udgående stråling (se boks). En sådan beregning giver en temperatur på 254 °K (ca. -19 °C),

Energibalance og klimafølsomhed

Stefan-Boltzmanns lov siger, at den samlede energi, som udstråles af et såkaldt perfekt sort legeme er proportional med legemets temperatur i fjerde potens:

$$E = \sigma T^4$$

Hvor E er energifluxtætheden målt i W/m^2 , σ er Stefan-Boltzmanns konstant ($5,67 \times 10^{-8} W/m^2/K^4$) og T er legemets absolutte temperatur målt i Kelvin.

Ved at indsætte tallet $236 W/m^2$ på venstre side i ligningen (dvs. den mængde energi, Jorden i gennemsnit udstråler over lang tid) får man, at Jorden burde have en temperatur på $254 K$ (ca. $-19^\circ C$). Dette kaldes jordens effektive udstrålingstemperatur, T_E . At den reelle temperatur er højere skyldes drivhuseffekten.

Simpel beregning af klimaets følsomhed

Som nævnt i teksten har man indført begrebet klimafølsomhed (λ) til at estimere, hvor stor ændringen i global middeltemperatur (ΔT_S) nær ved jordoverfladen bliver som følge af en given energitilførsel, dvs. forcering (ΔF) – f.eks. som følge af øget atmosfærisk CO_2 -indhold eller ændret solindstråling. Man har altså følgende relation:

$$\Delta T_S \approx \lambda \Delta F$$

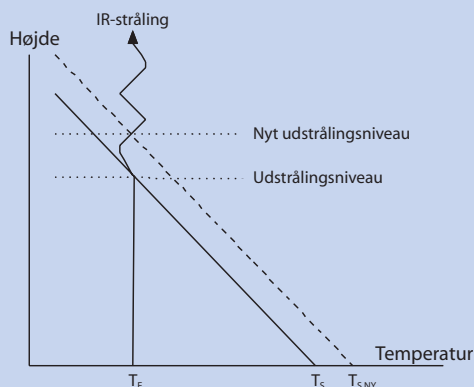
Følsomheden, λ , siger altså hvor mange grader den globale temperatur nær ved jordoverfladen vil stige, hvis der indtræffer en ændring i forceringen på $1 W/m^2$.

Den simpleste måde at estimere λ er at beregne den ΔT_S -værdi, der skal til for, at den infrarøde udstråling til verdensrummet modsvarer en given ΔF -værdi, altså:

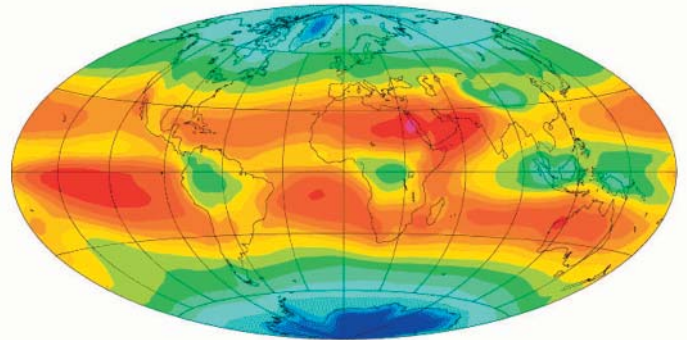
$$\sigma(T_E + \Delta T_S)^4 - \sigma T_E^4 = \Delta F \quad \text{eller} \quad \Delta T_S = \sqrt[4]{\frac{\Delta F + \sigma T_E^4}{\sigma}} - T_E$$

Hvis man fx indsætter en forcering ΔF på $1 W/m^2$ fås $\Delta T_S = 0,269 K$ og således en følsomhed på $\lambda = \Delta T_S / \Delta F = 0,269 K/(W/m^2)$.

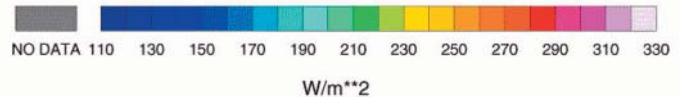
En λ -værdi på $0,269$ er meget (for) lille, fordi vi ikke har medtaget betydningen af feedback-mekanismer.



Skematisk illustration af forøget drivhuseffekt. Udstrålingsniveauet har, når indkommende og udgående stråling er i balance, netop udstrålingstemperaturen, T_E . Når man følger temperaturprofilen nedad, fås overfladetemperaturen, T_S . Forøges mængden af drivhusgasser, således at atmosfæren bliver "tykkere" (set fra et infrarødt synspunkt fra en satellit), hæves udstrålingsniveauet, hvorved atmosfæren udstråler fra en koldere temperatur og dermed med en lavere intensitet. Systemet er nu ikke længere i balance, og det vil varme op, til det nye udstrålingsniveau når T_E , og overfladeniveauet stiger derved til $T_{S,NY}$.



Kilde: NASA



Satellitmålinger af den langbølgede udstråling fra Earth Radiation Budget Experiment. De subtropiske områder med meget tør luft og få skyer er karakteriseret ved meget høj udstråling, da udstrålingen kommer fra varme lag langt nede i atmosfæren. Langs ækvator, hvor der er mere fugtigt, opstigende luft og mange høje skyer, ses områder med meget lav udstråling, fordi en del af udstrålingen kommer fra høje kolde skytoppe. F.eks. er årsmiddeludstrålingen ved Indonesien omkring den samme som over nord-Norge. Skyer og vanddamp flytter altså udstrålingsniveauet op i koldere atmosfæriske lag, således at strålingen ikke direkte afspejler overfladetemperaturen.

en størrelse, vi kalder jordens effektive udstrålingstemperatur, T_E . Denne temperatur er ca. $34^\circ C$ lavere end den målte gennemsnitstemperatur ved jordoverfladen, T_S , der er ca. $+15^\circ C$. Da den simple energibalanceberegning giver et så forkert bud på, hvad Jordens overfladetemperatur er, må der være en meget effektiv mekanisme, der ikke er medtaget, og som kan holde på varmen. Denne mekanisme er drivhuseffekten. Drivhuseffekten er således helt afgørende for, at den form for liv, vi kender i dag, kan eksistere på Jorden.

Drivhuseffektens mekanisme

Vores beregning af den effektive udstrålingstemperatur er et glimrende udgangspunkt for at forstå drivhuseffekten. En række af de gasser, der udgør vores atmosfære, f.eks. vanddamp, kuldioxid og metan, har sammen med skyerne den egenskab, at de er i stand til at absorbere noget af den opadgående infrarøde stråling, der udsendes fra den solopvarmede jord- og havoverflade. Når disse

molekyler og skyerne skal af med den absorberede energi, udstråles den igen som Planck-stråling i alle retninger, dvs. at halvdelen udsendes i retning mod jordoverfladen og den anden halvdel opad. Resultatet er, at set fra rummet, udsendes Jordens udstrålede energi generelt ikke fra overfladen men fra drivhusgasser og skyer oppe i atmosfæren. Da atmosfærens temperatur falder med højden, vil drivhusgasserne og skydråberne, der jo har samme temperatur som den omgivende luft, udstråle med en lavere temperatur end overfladens. Drivhuseffekten betyder således, at den stråling, Jord-atmosfære-systemet skal udsende for at balancere den indkommende solstråling, udsendes fra højere og koldere lag i atmosfæren, hvilket tillader jordoverfladen at være varmere, end den ellers ville have været. Gennemsnitligt er dette niveau netop det, hvor temperaturen er den effektive udstrålingstemperatur på $254 K$ (godt $5 km$'s højde). Derefter kan man regne nedad fra dette niveau – med en temperaturstigning på ca. $6,5 gra-$

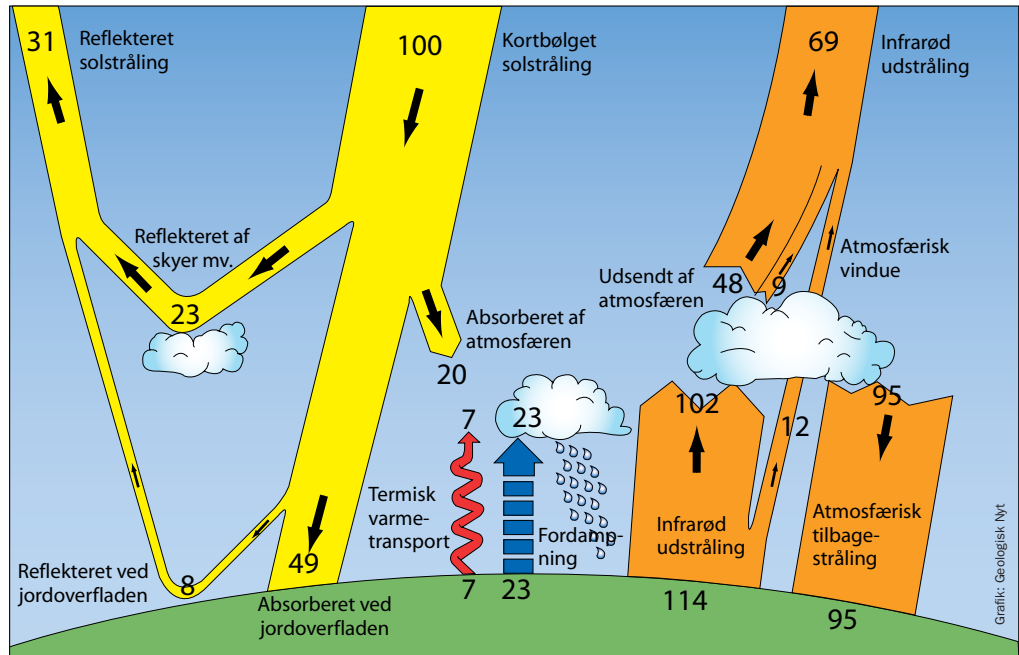
der per km man bevæger sig nedad – og bestemme, hvad temperaturen vil være ved overfladen.

Hvis man forøger mængden af drivhusgasser i atmosfæren, vil niveauet, hvorfra udstrålingen effektivt finder sted, ligge højere, og udstrålingen vil således i en periode ske fra en lavere temperatur (se figur). Dette medfører, at mængden af udgående infrarød udstråling til verdensrummet mindskes, og systemet vil have et energioverskud, da den indkommende mængde ikke ændres. Dette giver en opvarmning, og på et tidspunkt vil opvarmningen være netop så stor, at temperaturen i udstrålingsniveauet igen har nået den effektive udstrålingstemperatur, T_E . Hvis atmosfærens temperaturfald med højden er uændret, vil man ved overfladen, som nu ligger i en større afstand fra udstrålingsniveauet, komme frem til en forhøjet temperatur. Dette er den opvarmning, man efterhånden vil se ved overfladen som følge af en forøgelse af mængden af atmosfæriske drivhusgasser.

Kuldioxids relativt store rolle

De vigtigste drivhusgasser er vanddamp (H_2O), kuldioxid (CO_2), metan (CH_4), lattergas (N_2O), CFC-gasser (freongasser) og ozon (O_3). Det er ikke muligt på en entydig måde at rangordne bidraget til den totale drivhuseffekt fra de forskellige drivhusgasser og fra skyerne. I meget grove træk kan man dog sige, at forholdet mellem de tre vigtigste bidragsydere til den naturlige drivhuseffekt, nemlig vanddamp, skyer og kuldioxid, er ca. 2-1-1.

Det kan umiddelbart undre, at kuldioxid spiller så stor en relativ rolle, når man tager i betragtning, at denne gas forekommer i meget små mængder i forhold til vanddamp. Dette skyldes, at det enkelte vanddampmolekyle ikke er nær så effektivt som et kuldioxidmolekyle til at absorbere og udsende infrarød stråling.



Et af de nyeste estimater af energistømme i procent for hele planeten. 100% svarer til den gennemsnitlige indkomne solstråling på 342 W/m^2 hen over døgnet og hen over året ved toppen af Jordens atmosfære.



Cirruskyer (til venstre) virker ofte opvarmende på klimaet, fordi de giver et stort bidrag til drivhuseffekten og har lille albedo. Stratocumulus (til højre – her set oppe fra) virker kraftigt afkølede på klimaet, fordi de kun giver et lille bidrag til drivhuseffekten, men normalt har meget stor albedo (de er meget hvide set ovenfra).

Kuldioxid absorberer primært infrarød stråling ved bølglængder fra 12-18 μm . Vanddamp absorberer mere jævnt men mindre effektivt over mange forskellige bølglængder. I bølglængdeområdet fra 8-12 μm absorberer og udsender drivhusgasserne generelt meget lidt stråling. Disse bølglængder kaldes også det atmosfæriske vindue, fordi strålin-

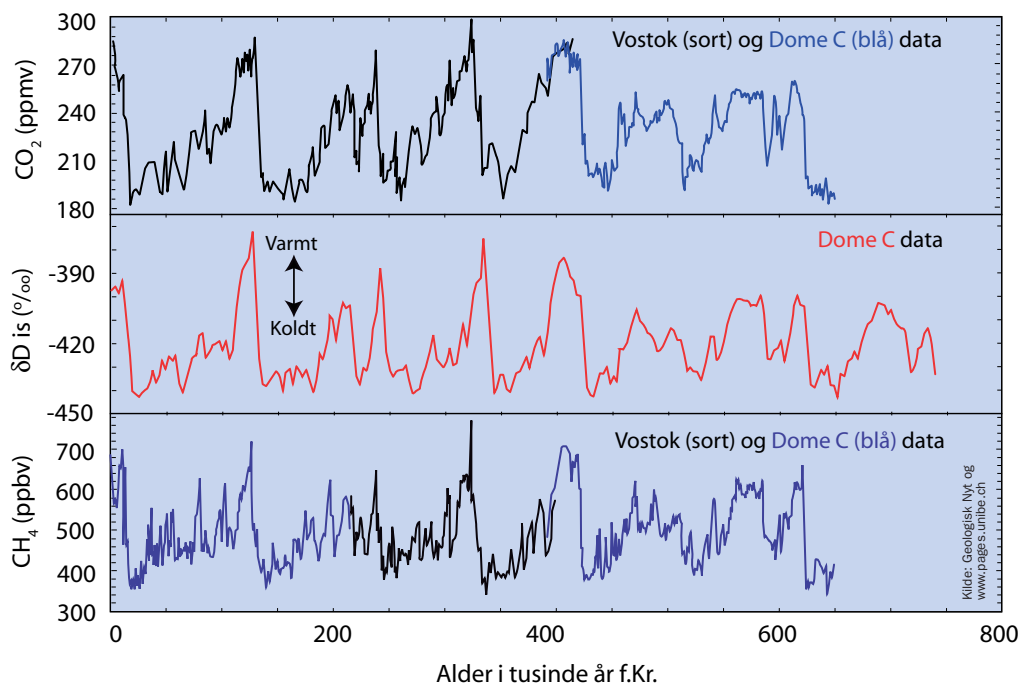
gen kan passere relativt uhindret igennem atmosfæren, dog ikke så frit som synligt lys kan. Skyerne absorberer og udsender infrarød stråling ved alle bølglængder, altså også i det atmosfæriske vindue.

En forøgelse af atmosfærens indhold af kuldioxid giver en lidt større forøgelse af drivhuseffekten i troperne end på høje breddegrader.

Klimafølsomhed

En opvarmning som følge af en stigning af drivhusgaskoncentrationen (eller en anden ændring af klimaets parametre) beskrives ved hjælp af et tal, man kalder klimafølsomheden.

Følsomheden fortæller hvor mange grader den globale temperatur nær ved jordoverfladen vil stige, hvis der indtræffer en ændring i energitilførslen på



Data fra to antarktiske iskerneboringer. Den øverste og nederste kurve viser henholdsvis kuldioxid- og metankoncentrationen tilbage i tiden (til 650.000 år før nu). Den mellemste kurve viser δ -Deuterium, der er et indirekte mål for temperaturen. De tre størrelser svinger stort set i takt – temperaturen har det med at stige (eller falde) først, hvorefter drivhusgasserne følger med og derved forstærker temperaturændringen.

Feedbackmekanismer i klimasystemet

Klimaet er et tæt koblet system med en lang række af komponenter, som temperaturer, vinde, vanddamp, skyer, is, sne, oceaner, vegetation og meget andet. Hvis temperaturen ændres, vil det medføre ændringer i de andre komponenter, som igen kan afstedkomme yderligere temperaturændringer. På denne måde er banen kridtet op for et væld af indbyrdes vekselvirkende feedbacks. Nogle eksempler er:

Is-sne

Opvarmning vil medføre en reduktion (ved smeltning) af snedækket over kontinenterne og havisdækket over oceanerne. Dette medfører mindre tilbagekastning af sollys til verdensrummet og dermed yderligere opvarmning og forøget afsmeltning af sne og is. Is-sne feedbacken er altså positiv.

Skyer

Den samlede effekt fra alle skyer på Jorden er i gennemsnit afkølede (≈ 20 W/m²), fordi de på trods af deres opvarmende bidrag til drivhuseffekten har en endnu større afkølede albedo-effekt.

Skyer er meget forskellige og forekommer i forskellige højder i atmosfæren. Derfor kan der være tale om både negative og positive feedbacks fra skyer afhængig af højde og type. Den samlede feedback fra skyer er usikker og kræver fortsat udforskning.

Vanddamp

Når temperaturen stiger, kan atmosfæren indeholde mere vanddamp, næsten 7 % for hver grads temperaturstigning. Dette forstærker drivhuseffekten, og giver yderligere opvarmning, altså en positiv feedback.

Temperatur-profil

Typisk ændrer temperaturen i udstrålingsniveauet sig mere end ved overfladen, og udstrålingen vil således hurtigere blive tilpasset forceringen. På denne måde vil man ved overfladen opleve en mindre forandring. Dette er en negativ feedback

Varmetransporter

Transporter af energi i atmosfæren og oceanet kan ændre sig i et ændret klima, og dette kan virke som en feedback.

Vegetation

Fordelingen af plantetyper og -mængde kan ændre sig, og dette vil have indflydelse på albedo. Udvexlingen af vanddamp mellem overfladen og atmosfæren vil typisk også påvirkes af vegetationen. Begge effekter giver ophav til feedbacks.

CO2-feedback

Vi har hidtil omtalt CO₂ som en forcerende faktor i systemet, men på længere tidsskala indgår CO₂ faktisk også i feedbacksystemet. F.eks. mindskes opløseligheden af CO₂ i havvand i et varmere klima, og havet vil således medvirke til at forstærke CO₂-forceringen. Yderligere er en række biologiske processer i såvel havet som på land temperaturafhængige. Disse feedbacks kan starte på to forskellige måder:

- 1) Istidssvingninger menes f.eks. at starte med en astronomisk forcering, der ændrer temperaturen, som så igen ændrer CO₂-koncentrationen. Denne forstærker så yderligere temperatursignalet.
- 2) En menneskeskabt CO₂-udledning kan få temperaturen til at stige, og dette virker så tilbage på CO₂-koncentrationen.

1 W/m². En sådan ændring i energitilførsel kan skyldes en pludselig forøgelse af CO₂-koncentrationen eller andre drivhusgasser i atmosfæren eller en ændret udstråling fra Solen.

Begrebet klimafølsomhed er indført for at kunne sammenholde de temperaturstigninger, der indtræffer for forskellige typer af klimapåvirkninger. Det viser sig nemlig, at når bare man kender talværdien for ændringen i energitilførsel (hvilket kaldes forceringen), vil temperaturændringen i første approksimation være uafhængig af årsagen til ændringen i energitilførsel.

Klimafølsomheden er måske den vigtigste af alle klimaparametre, men den er desværre kun dårligt kendt. En grov måde at estimere klimafølsomheden på er at beregne den temperaturstigning, der skal til for, at den infrarøde udstråling til verdensrummet modsvarer en bestemt ændring i energitilførslen. Her viser simple beregninger, at en ændring i energitilførslen på 1 W/m² giver en følsomhed på 0,269 K/(W/m²) (se boks).

Dette simple estimat giver en alt for lille klimafølsomhed. I virkelighedens verden er der nemlig en række såkaldte feedbacks eller tilbagekoblingsmekanismer, hvorved en temperaturændring giver anledning til en ændring i en anden parameter, som f.eks. atmosfærens vanddampindhold, som ændrer energibalancen og derved giver en ekstra temperaturændring. Feedbacks, der forstærker en opvarmning eller afkøling kaldes positive, og de, der dæmper opvarmningen eller afkølingen, kaldes negative.

Feedbackmekanismer

Vanddamp er en drivhusgas og et forøget vanddampindhold i atmosfæren styrker drivhuseffekten. Vanddamp højt oppe i troposfæren giver en særlig stærk drivhuseffekt, da det her er meget koldere end ved overfladen. Da en varm atmosfære kan indeholde mere vanddamp end en kold atmosfære, kan en opvarmning forøge vanddampindholdet, forstærke drivhusef-

fekten, og derved atter forøge opvarmningen. Vanddampfeedbacken er således positiv. I alle beregninger over fremtidens klima (i såkaldte klimamodeller) medtages denne effekt af tiltagende vanddamp gennem de fysiske processer, der netop sammenkæder temperaturen med luftens evne til at indeholde vanddamp.

Klimafølsomheden påvirkes således af den samlede effekt af feedbackmekanismene. Til at bestemme den mere præcist end ved en simpel udregning uden feedbacks benytter man detaljerede klimamodeller, der fysisk repræsenterer strømninger, stråling og termodynamik i atmosfæren, oceanet og på landjorden. Observationer af klimaudviklingen gennem de seneste ca. 150 år og rekonstruktioner af klimaændringer på længere tidsskalaer (f.eks. istider) benyttes også til at bestemme følsomheden. Ved disse metoder kommer man frem til en værdi

på omtrent $0,75 \text{ K}/(\text{W}/\text{m}^2)$, og feedbacks giver altså mere end en fordobling af følsomheden i forhold til den uden feedbacks. Det er vigtigt at bemærke, at der er væsentlige forskelligheder imellem beregninger af følsomheden. Yderpunkterne i estimaterne går fra omkring 0,5 til mere end 2.

Når man beregner temperaturændringen som følge af f.eks. en ændring i atmosfærens CO_2 -indhold, er det naturligvis forbundet med en vis usikkerhed. Hovedbidraget til denne usikkerhed hidrører dog fra følsomheden frem for forceringen. Det skyldes, at forceringen er rimelig velbestemt (f.eks. betyder en fordobling af CO_2 i atmosfæren en øget energitilførsel på $3,7 \text{ W}/\text{m}^2$), mens de forskellige modeller og de forskellige datametoder giver større spredning i budet på følsomheden. Årsagen til denne spredning er, at klimasystemets feedbacks, som nævnt, giver en kraftig forøgelse

af følsomheden, og styrken af disse feedbacks varierer fra model til model.

Det betyder, at uanset hvad der driver og har drevet klimaændringer – det være sig drivhusgasser, vulkanisme eller astronomiske effekter – så ligger beregningerne under for nøjagtig de samme usikkerheder på grund af følsomheden. Denne usikkerhed vil forstærkes på grund af usikkerheden i forceringen, og her er drivhuseffekten den bedst forståede og kortlagte mekanisme.

Det skal bemærkes at det geografiske mønster i klimaændringerne ikke følger det geografiske mønster i klimapåvirkning, dvs. forcering. Klimaets interne dynamik og lokale feedbackmekanismer medfører, at temperaturstigningerne som følge af f.eks. tiltagende atmosfærisk kuldioxidkoncentration bliver størst i de polare egne, selvom forceringen i dette tilfælde faktisk er lidt større i troperne. ■

Om forfatterne:



*Eigil Kaas er professor i meteorologi ved Niels Bohr Institutet, Københavns Universitet.
E-mail: kaas@gfy.ku.dk*



*Peter Lang Langen er Carlsberg-forskningsstipendiat ved Niels Bohr Institutet, Københavns Universitet.
E-mail: plangen@gfy.ku.dk*

CAND. SCIENT'ER FÅ FLERE FORDELE?

JA! Se hvordan på
www.candscient.nu

IDA er med mere end 62.000 medlemmer landets største interesseorganisation for tekniske og naturvidenskabelige kandidater. Flere og flere cand.scient.er har allerede opdaget, at de er bedst stillet i IDA. Udover økonomiske fordele som landets formentlig billigste og bedst dækkende forsikringer, får du som medlem adgang til mere end 700 arrangementer årligt, deltagelse i fagtekniske selskaber og meget mere. Brug 5 minutter på www.candscient.nu og læs om alle fordelene. **Velkommen som cand.scient. i IDA.**


VIDEN DER STYRKER