

Kan Jordens klima ses på Månen?

Af Peter Thejll og Hans Gleisner, Danmarks Meteorologiske Institut

Kigger man på Månen lige efter Nymåne kan man se den mørke side – den der er oplyst af 'Jordskin'. Måler man intensiteten af jordskinnet kan man lære noget om Jordens refleksionsevne, eller albedo. Viden om albedo kan udnyttes i klimaforskning. Teknikken bag observation af jordskin beskrives i et nyt projekt som forskere ved DMI og Lunds Observatorium er i gang med.

Indledning

Overordnet styres Jordens klima af strålingsbalancen. Energien der strømmer ind kommer hovedsagelig fra Solen i form af synligt lys. Energien der strømmer ud er dels det synlige lys der reflekteres fra Jorden og dels den langbølgede varmestråling fra atmosfæren. Jordens indre radioaktivitet bidrager også – men det er meget lidt. Balancen imellem ind- og ud-strømmende energi er ret fin. Hvis balancen i en længere periode overvejende er indad opvarmes Jorden, medens afkøling sker hvis balancen er den anden vej.

Igennem de sidste ca. 100 år har vi set Jordens temperatur variere, og stige – især i de sidste årtier. Hvad skyldes det? Opvarmningen kan kun skyldes at balancen er indadvendt – og dét kan skyldes at der enten kommer mere ind eller at mindre slipper ud, eller en kombination af disse muligheder.

Man kan forestille sig klimasystemet som et værelse med vinduer i solsiden, og persiener i vinduerne. Hvis man åbner for persienerne reflekteres mindre lys væk, Solen bager ind i værelset og der bliver varmere. Persienerne kan også stå fast indstillet og hvis Solen så lyser mere så bliver der varmere i værelset. Endelig kan nogen finde på at sætte isolerende forsatsruder op – så bliver der også varmere, selv om Solen skinner konstant og persienerne ikke røres.

Lignende faktorer kunne være aktive i at påvirke klimaet: Måske skinner Solen mere nu end før og dét får temperaturen til at stige. Måske skyldes temperaturstigningen effekten af øgede mængder drivhusgasser der 'holder på varmen', og endelig er det måske fordi der er færre skyer til at reflektere sollyset ud i rummet igen.

Den første mulighed – at Solen påvirker Jorden mere nu end før – er den nemmeste at visualisere, men skal ikke drøftes her. Den anden mulighed – at der er flere drivhusgasser som holder på varmen – er helt rigtig; det er der. Den tredje mulighed – at der er færre skyer nu end før – er den svære at sige noget om – skyer er svære at tælle nøjagtigt!

Jordens klimasystem er ikke passivt, således at de nævnte muligheder virker alene og hver for sig – slut-effekten af en kombination af dem alle er aldeles ikke lig summen af hvert bidrag – man siger at systemet er ikke-lineært på grund af 'feedbacks' [1]. For eksempel kunne øget solindstråling forårsage flere skyer på grund

af den større fordampning, og det kan øgede mængder af drivhusgasser også. Men flere skyer betyder mindre solindstråling – og så videre. Det er klimamodellernes opgave at beskrive dette samspil imellem de mulige klimafaktorer. Desværre er klimamodellerne ikke entydige endnu – man kan ikke sætte sig ned og skrive én perfekt klimamodel der præcis viser Jordens vejr og klima under alle omstændigheder. Der er for mange ukendte faktorer, og selv faktorer der forstås grundigt kan være behæftet med måleusikkerheder der gør en præcis beskrivelse umulig. Især skyerne i modellerne er vigtige, og det er skyerne vi håber at kunne bidrage med ny viden om.

Effekten af skyer

Inden rumalderen bestemte man forekomsten af skyer fra overfladen ved at observatører vurderede skymængden flere gange om dagen. Da det blev muligt at sende satellitter op i rummet blev det muligt at tælle skyerne over hele Jorden.

Med hvor stor nøjagtighed skal man kende skydækket for at kunne komme med væsentlige udsagn om skyernes klimaeffekt? Til det brug kigger vi på en simpel formulering af strålingsbalancen. Lad som om klimasystemet er et objekt i strålingsbalance – mængden af energi ind er lig med det der strømmer ud, eller i simplificeret form:

$$S(1 - a) \sim T_{eff}^4, \quad (1)$$

hvor S er indstrålingen fra Solen, a er albedoen eller brøkdelen af indstrålet lys der reflekteres ud i rummet igen, og T_{eff} er Jordens effektive udstrålings-temperatur [2]. Sætter man nu tal ind i ligningen ser man at en 1% variation i albedoen (f.eks. fra 0,3 til 0,303) medfører en ændring på omtrent 0,5 K i temperaturen. Hvis alle andre effekter var konstante, kunne den observerede opvarmning igennem det sidste århundrede – på omtrent 0,6 K – forklares ved en formindskelse i albedoen på ca. 1%, globalt midlet.

Men virkeligheden er nok ikke så enkel - selv om de andre faktorer (drivhusgasserne og Solen) havde været konstante ville klimasystemet nok selv reagere på ændringer i albedoen – for eksempel ved at producere flere skyer hvis det blev varmere og mere vand fordampede. Effekten af de eventuelle skyer må nok siges at være

ukendt for øjeblikket – lave skyer køler mens høje skyer varmer, og vi ved ikke om eventuelle yderlige skyer er lave eller høje. Fortegnet er en opgave for geofysikken at opklare – vi vil her blot snakke om en metode til at bestemme ændringen i albedoen, og dermed i mængden af skyer. Til billedet hører at da Jorden stort set er halvt dækket af skyer svarer en 2% ændring i skydækket til en 1% ændring af albedoen.

Kan man måle skymængden med blot 2% nøjagtighed? Med synoptiske observationer er der ingen chance for denne nøjagtighed. Skymængden vurderes typisk i ottendedele og kun lokalt – et global netværk findes ikke. Med satellitter ser det lidt bedre ud – vejr satellitter er trods alt geostationære og kan se halvdelen af Jorden i ét billede, og der er adskillige satellitter i bane om Jorden. Der findes satellit-observationer af skydækket siden 1980'erne i den såkaldte ISCCP-database. Denne blev brugt af Henrik Svensmark og Eigil Friis-Christensen [3] da de relaterede variationer i skydækket til variationer i den kosmiske stråling. Hypotesen, at skydannelse påvirkes af den ioniserende kosmiske stråling, blev mødt med både bifald og stærk kritik – et af kritikpunkterne var at skydatabasen ISCCP nok ikke var nøjagtig nok til at bruges på den måde.

Vi vil her beskrive en ny måde at bestemme jordens albedo; en måde der er nøjagtig nok til at kunne sige noget væsentligt om den faktiske variation i Jordens reflektivitet og skydække.

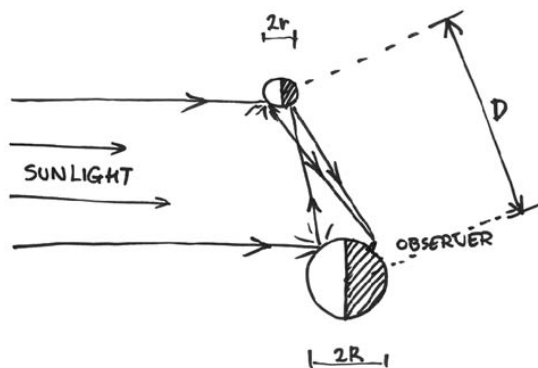
Ny målemetode

Ser man på Månen ved nymåne bemærker man at den mørke del faktisk kan ses – den er belyst af Jorden, altså af det lys der reflekteres fra Jorden (figur 1). Dette lys kaldes på dansk 'Askelyset' eller jordskinnet og har en intensitet der er proportionalt med Jordens reflektivitet.



Figur 1. Månen med dens Askelys. Den del af Månen der belyses af Solen direkte er her helt overeksponeret og fremtræder helt hvid og udefineret, medens den normalt mørke del, der her ses belyst af Jordens reflekterede sollys viser detaljer. Måling af Askelysets intensitet fortæller om Jordens reflektivitet. Prikkerne på himmelen er stjerner; Askelyset er dermed på niveau med stjernernes lys, intensitetsmæssigt. Bemærk antydningerne af spredt lys på himmelen rund om Månen.

Betragter man den grundlæggende geometri i Askelys-fænomenet (figur 2) ser man at den på Jorden observerede intensitet af det direkte sollys på Månen afhænger af diverse geometriske faktorer der har med Sol-Måne-Jord placeringen og afstandene at gøre, samt Sollysets styrke og Måneoverfladens reflektivitet. Samtidig afhænger Askelysets styrke af de samme faktorer samt Jordens albedo. Forholdet imellem Månelyset og Askelysets intensiteter vil derfor være en funktion af disse faktorer og Jordens og Månens albedoer.



Figur 2. Geometrien bag jordlys-observationer. Sollys kommer fra venstre og rammer Månen og reflekteres ned til observatøren. Samtidig rammer sollyset Jorden, reflekteres op på Månen i den mørke side og atter ned til observatøren. Forholdet imellem lyset fra den mørke og den stærkt oplyste side er proportionalt med Jordens reflektivitet.

Månens albedo ændrer sig ikke ret meget indenfor menneskelige tidsrammer. Æraen hvor Månen blev bombarderet af asteroider og store meteorider er for længst forbi. Nu til dags er det kun småsten der rammer Månen – de samme sten der giver os stjerneskud. Månens overflade har en farve og albedo der er uændret indenfor målenøjagtigheden.

Det betyder at de eneste variable faktorer der figurerer i forholdet imellem Askelyset og Månelysets intensitet er geometriske – som vi kan regne ud i forvejen – og så Jordens albedo. Dette er grundideen i vores projekt.

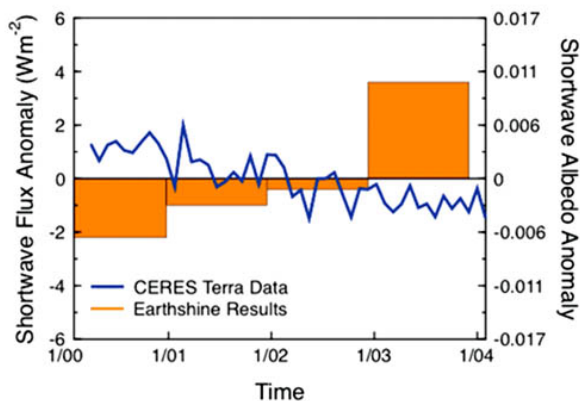
Tidligere metode

Metoden er faktisk ikke ny – lige siden man har vurderet eller målt lys-intensiteter (f.eks. siden 1920'erne) har man forsøgt at bestemme Askelysets intensitet [4], men metoderne til rådighed dengang gav ikke mulighed for den fornødne nøjagtighed. Først da billeddannende CCD'er kom i brug fik man chancen. Siden 1998 har man fra Big Bear Solar Observatory (BBSO) i Californien systematisk målt forholdet imellem Askelys og Måneskin for derved at udregne Jordens albedo [5].

Målingerne, udført ved BBSO, er blevet brugt til at sætte tvivl omkring de målinger af albedo som satellitterne samtidig har præsteret. Som man kan se af figur 3 er der ikke sammenfald i de to forskelligartede målinger af jordens reflektivitet.

Folkene der forsvare satellitmålingerne har hævdet [6] at der må være noget galt med Askelysmålingerne, og det er hér vi kommer ind i billedet idet vi mener

at have videreudviklet BBSO's måleteknik til et niveau hvor vi kan undgå visse systematiske fejl og derved forbedre nøjagtigheden (se figur 4).



Figur 3. Sammenligning af ækvivalente mål på Jordens reflektivitet eller albedo, udført med satellitmetoder (blå kurve) og med jordskinsmålinger (gule blokke). Figuren er fra [6].

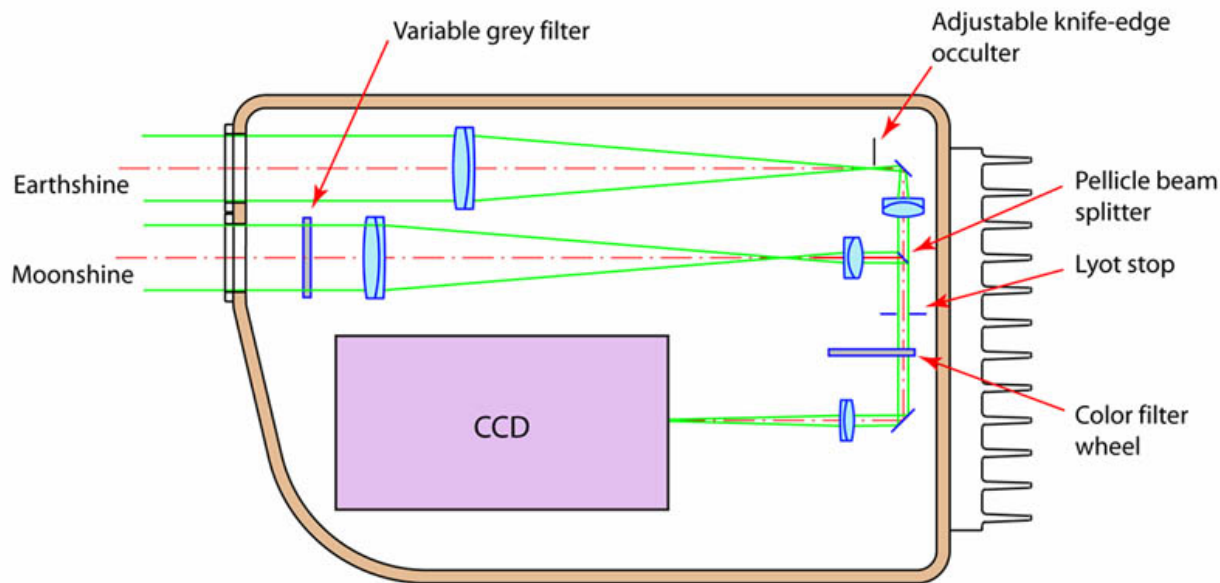


Figur 4. Ved hensigtsmæssigt valg af optik kan vi indføre vise forbedringer sammenlignet med det udstyr BBSO har konstrueret og bruger. Her vises et af de problemer vores design eliminerer, nemlig "spøgelse" i billedet, dannet af en stærk lyskilde i eller nær synsfeltet.

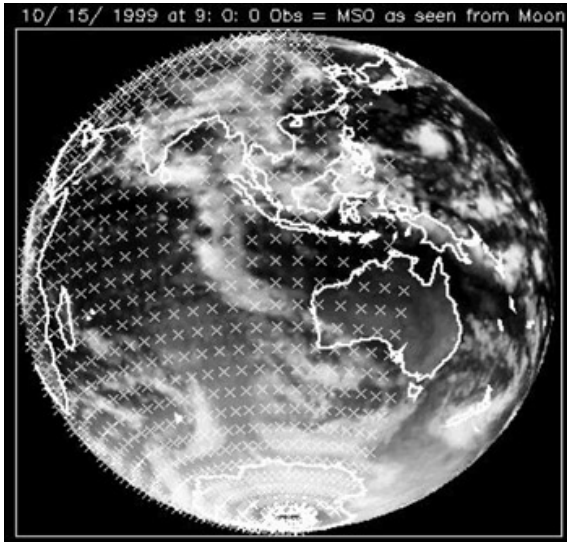
BBSO's måleteknik består i at tage billeder af Månen – først af den lyse side, igennem et filter, så at kameraet ikke overvældes af lys-strømmen – og derefter af den mørke side, med en speciel 'okkultator' skudt ind i fokus så at den lyse side dækkes og den mørke side træder frem. Forskere ved Taiwan's tekniske Universitet har også forsøgt at bygge jordskinsteleskoper, men har tilsyneladende opgivet [7].

Vores projekt

Vi er ved at udvikle et passende automatisk teleskop-system sammen med astronomer ved Lunds Observatorium, der har modtaget støtte fra det svenske forskningsråd VINNOVA. Designet er vist i figur 5. Det består af et dobbeltløbet lille teleskop – den ene gren skal observere den mørke side, og den anden gren skal samtidig observere den lyse side af Månen. De to billeder føres sammen til ét billede af en 'beamsplitter'. I den ene gren er der den specielle mekanisme til at blokere den stærkt lysende side af Månen således at den mørke del får en chance – i den anden gren dæmper et variabelt mørkt filter lyset fra den lysende side af Månen så at dens intensitet bringes ned på samme niveau som den mørke side. Denne fremgangsmåde giver fordele overfor de problemer der er med skiftende forhold på himmelen, eller i instrumentationen ved benyttelse af to adskilte observationer – som ved BBSO i Californien. Desuden kan den forstyrrende virkning af CCD-detektorens ikke-linearitet elimineres hvis de to sider af Månen, takket været blokeringen og det mørke filter, får samme lysintensitet.



Figur 5. Skitse af Lund Observatoriums nye design på et jordskinsteleskop. Med to objektiver (40 mm diameter) observeres henholdsvis den mørke og den lyse side af Månen. En speciel blokering der kan justeres dækker den lysende side af Månen så at den mørke del kan ses, og med et mørkt filter dæmpes den lysende del af Månen så at den kan ses med samme lysniveau som den mørke side. Lysstrålerne sammenføres til ét billede af en beamsplitter. Et 'Lyot stop' på den parallelle del af lysstrålen fjerner spredt lys, og et filterhjul tillader filter-fotometri. Endelig rammer lysstrålen et 16-bit CCD-kamera og registreres til analyse, arkivering og videresendelse over Internettet. Varmen fra CCD kameraet udnyttes til at sikre at systemet ikke fryser fast om vinteren.



Figur 6. Simuleret billede af Jorden som set fra Månen den 15. oktober 1999 klokken 21 UT. Tidspunktet er valgt idet Månen da er synlig fra Mount Stromlo Observatory i Syd-Øst Australien, Solen er gået ned i vest og Månen står passende højt på himmelen. De hvide kryds angiver den del af Jordens overflade der er oplyst af Solen.

Flere teleskoper skal bygges og placeres rundt om Jorden ved høje – skyfrie – observatorier så at de tilsammen giver en verdensdækkende beskrivelse af Jordens reflektivitet. Figur 6 viser Jorden som den ser ud fra Månen på et bestemt tidspunkt. Jordlyset kommer fra den oplyste del af Jorden – her, det Indiske Ocean, dele af Antarktis, Østafrika og store dele af det sydlige og østlige Asien. En observation af Månen nogle timer senere fra f.eks. Indien ville give os jordlyset fra den del af Jorden der da er oplyst – vest for Indien, og så videre. Idet skydækket på Jorden kun langsomt ændres i løbet af et døgn kan man ved at have flere observatorier opbygge et globalt billede af Jordens reflektivitet.

De dele af Jorden der ikke er skydækket har naturligvis også en albedo som vil bidrage til målingen – dette giver en mulighed for at studere de langsommere variationer i albedo der skyldes årstiderne, alge-vækst til havs, udbredelsen af is og sne på jorden og udbredelsen af skove (mørke) og sletter (lyse).

De målte data repræsenterer således albedogennemsnit over arealer på op til en Jord-halvkugle ad gangen. Da Jordens fase ved observationsøjeblikket bestemmer mængden af jordlys på Månen er det en fordel at lave optagelser ved nymåne – da er Jorden næsten fuld set fra Månen og jordlyset stærkest. Det giver de bedste chancer for at få data af høj kvalitet, medens den sværeste observationssituation opnås når den næsten fulde Måne skal observeres: da er der næsten 'ny Jord'. Idet Solen helst skal være gået ned, set fra observationsstedet, lægges der en yderligere begrænsning på hvor ny Månen kan være. Der er opnået gode observationer fra BBSO helt ned til fase 140 grader – altså når Månen er mellem 3 og 4 dage gammel.

Videnskabelig anvendelse af de opmålte data

Målet er at bruge disse data til at bedre forstå ændringerne i Jordens reflektivitet. Inden man går i gang, skal de målte data valideres – det vil sige sammenlignes med andre målinger og med grundlæggende forventninger. Dette kan være satellitdata – men hvordan skal det gøres? Fra globale satellit billeder danner vi et albedo-gennemsnit over det område på Jorden der bidrager til jordskinnen og sammenligner vores måling med det fra satellitterne – såkaldte 'scenarie-sammenligninger'. Sådant arbejde ligger til grund for sammenligningen i figur 3.

Placeres vores teleskoper samme sted som BBSO i en periode kan vi ydermere direkte sammenligne måledata og se om der er forskelle – er der det må det skyldes forskelle i observationspraksis og tilpasning af metoderne kan da finde sted.

Dernæst vil det være vigtigt at studere kortvarige variationer i reflektiviteten og se om vi kan sammenligne med det vi ved om Jordoverfladen. Havene er jo mørke og f.eks. Sahara meget lys – derfor forventer vi en bestemt variation i reflektiviteten når Sahara roterer ud af billedet og erstattes af det mørke ocean. En anden mulighed er, at over åbent hav danner Solen en lille refleks i havet og det er denne lysende plet der i hovedsag oplyser Månen – kommer der skyer ind over solblinket bør jordskinnets intensitet falde – dette giver stor opløsningssevne på Jordens overflade. Vi skal da kunne foretage vore målinger med høj tidslig opløsning; vi vil kunne tage billeder hvert minut og kan således udnytte denne mulighed.

En spændende direkte brug af vore målinger er at se på albedoens variationer når der er en samtidig hurtig variation i den kosmiske stråling. Ifølge Svensmarkhypotesen burde der være en tilsvarende hurtig variation i skydækket. I løbet af timer og dage kan vi følge albedoens udvikling for at udføre denne test af Svensmarkhypotesens forudsigelse. Dette kræver ikke at vore målinger er absolut sammenlignelige med satellitdata – blot at målingerne er fri for tidsafhængige bias.

På lang sigt skal albedodata måles i nogle dekader og bruges til studier af de klimavariationer vi oplever for tiden. Disse data må ikke være påvirket af instrumentdrift – vores metode sikrer netop imod dette problem, hvorimod satelliternes data kun svært kan sikres herimod.

Driften af teleskopet

Når teleskopet er færdigt skal det helst kunne bruges uden menneskelig indblanding. Et styresystem skal til enhver tid afgøre om observationer kan foretages – ved at se på kalenderen og vejret – og så give kommandoer til indbyggede systemer om at tage billederne på den rigtige måde og arkivere og videresende dem. Det er kun ved automatisering, at driften af teleskoperne bliver billig nok til at kunne fortsættes i mange år.

Automatisering af teleskopsystemer er ikke barnemad – men der er høstet gode erfaringer med fjernstyrede og semi-automatiske teleskoper på Sydpolen,

og andre steder. Disse erfaringer vil lægges til grund for udformningen af det automatiske styresystem.

Vi regner med at opstille teleskoper på steder, hvor BBSO endnu ikke har ét. I samarbejde med dem sigter vi nu på et verdensomspændende netværk med teleskoper i Californien og Tenerife (BBSO's to oprindelige manuelle teleskoper), et på Hawaii (BBSO), et i Australien (vores) og et par til – måske i Asien et sted, eller i Sydamerika og Afrika til dublettering af de teleskoper der står i Nordamerika og på Kanarieøerne.

Litteratur

- [1] En fin gennemgang af klima-feedbacks kan ses her: <http://www.dmi.dk/dmi/index/viden/klimamodeller.htm>; http://www.globalchange.umich.edu/globalchange1/-current/lectures/samson/feedback_mechanisms/
- [2] En sådan EBM – Energy-Balance-Model – er ret nem at specificere og løse med f.eks. Matlab. Her er et link til en hjemmeside med en sådan model og et Matlab-script: http://www.soes.soton.ac.uk/research/groups/-ocean_climate/demos/ebm/
- [3] Svensmark, H. and E. Friis-Christensen (1997), Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage – A missing link in solar-climate relationships, *J. Atmos. Solar Terrest. Phys.*, **59**, pp. 1225-1232.
- [4] Danjon, A. (1928), *Ann. Obs. Strasbourg* **2**, p. 165; Dubois, J. (1947), *Bull. Astron.* **13**, p. 193 ; Danjon, A. (1954) in *The Earth as a Planet* ed. Kuiper, p. 726, Chicago.
- [5] BBSO's projekthjemmeside: http://www.bbso.njit.edu/Research/EarthShine/-espaper/earthshine_proposal.html og P.R. Goode, et al., "Earthshine and the Earth's Albedo II: Observations and Simulations Over Three Years", *Journal of Geophysical Research*, Volume **108**, Issue D22, pp. ACL 13-1.

- [6] Wielicki et al. (2005), "Changes in Earth's Albedo Measured by Satellite", *Science* vol. **825**, 6 May 2005, DOI: 10.1126/science.1106484
- [7] Dean-Yi Chou , Ming-Tsung Sun and Ming-Hsu Yang (2006), "Earthshine and Asteroseismology Telescope (East) Network", *Space Science Reviews*, Volume **122**, pp. 221-228



Peter Thejll arbejder i Danmarks Klimacenter med analyse af klimadatasæt for at kortlægge ændringerne i blandt andet nedbør i Europa, og indflydelsen af flyvemaskiners kondensstriber studeres med klimamodeller. Uddannet som astrofysiker indenfor modellering af stjerneatmosfærer. Har udført astronomiske observationer fra observatorier i Chile og på La Palma og med rumteleskopet og andre astronomiske satellitter.



Hans Gleisner arbejder i DMIs forskningsafdeling med analyse af geomagnetiske data fra bl.a. Grønland, og med undersøgelser af det globale klima ved hjælp af data fra et instrument ombord på den europæiske satellit MetOp som måler hvordan radiobølger fra GPS-satellitter afbøjes i Jordens atmosfære. Uddannet i Sverige som civilingeniør i teknisk fysik og som astrofysiker i sol- og rumfysik.