

NILU OR: 79/89

NILU OR: 79/89  
REFERANSE: O-1387  
DATO: NOVEMBER 1989  
ISBN: 82-425-0095-9

FORELØPIG RAPPORT  
FRA NILU OG DNMI OM  
DRIVHUSEFFEKTE  
OG  
KLIMAUTVIKLINGEN

G.O. Braathen, H. Dovland og B. Aune

NILU OR : 79/89  
REFERANSE: O-1387  
DATO : NOVEMBER 1989  
ISBN : 82-425-0095-9

FORELØPIG RAPPORT FRA NILU OG DNMI OM  
DRIVHUSEFFEKTEN OG KLIMAUTVIKLINGEN

G.O. Braathen\* , H. Dovland\* og B. Aune\*\*

\* NORSK INSTITUTT FOR LUFTFORSKNING  
POSTBOKS 64, 2001 LILLESTRØM  
NORGE

\*\* DET NORSKE METEOROLOGISKE INSTITUTT  
POSTBOKS 43 BLINDERN, 0313 OSLO 3  
NORGE

## SAMMENDRAG

Klimaet har i løpet av jordens geologiske historie gjennomgått store endringer. Klimaet i de siste ca. 1 million år er karakterisert av lange istider avbrutt av kortvarige mellomistider. Vi befinner oss for øyeblikket i en slik mellomistid. Den varmeste perioden i løpet av de siste 800 000 år var i siste mellomistid for ca. 125 000 år siden. Den globale middeltemperaturen var da ca.  $1^{\circ}\text{C}$  høyere enn dagens.

Det levelige klimaet på jorden skyldes atmosfærens innhold av drivhusgasser som vanndamp ( $\text{H}_2\text{O}$ ) og karbondioksid ( $\text{CO}_2$ ). Uten drivhusgasser ville den globale middeltemperaturen vært ca.  $-18^{\circ}\text{C}$  i stedet for ca.  $15^{\circ}\text{C}$  som vi har i dag.

Utslipp av drivhusgasser som følge av menneskelig aktivitet bidrar til å øke atmosfærens drivhuskapasitet, og det er denne menneskeskapte økningen som vanligvis omtales som drivhuseffekten. De gassene som særlig bidrar til den økte drivhuskapasitet er 1) karbondioksid ( $\text{CO}_2$ ) som slippes ut ved forbrenning av fossilt brensel og ved avskoging, 2) metan ( $\text{CH}_4$ ) som dannes i forbindelse med husdyrhold, rismarker og bruk av naturgass, 3) klorfluorkarboner (KFK) og haloner som bl.a. brukes i kjøleanlegg, spraybokser og brannslukningsutstyr, 4) troposfærisk ozon ( $\text{O}_3$ ) som dannes ved fotokjemiske reaksjoner mellom nitrogenoksider ( $\text{NO}_x$ ) og hydrokarboner, og 5) dinitrogenoksid ( $\text{N}_2\text{O}$ ) som dannes ved mikrobiologisk aktivitet.

Analyse av de siste 100 års meteorologiske data viser en økning i global middeltemperatur på ca.  $0,5^{\circ}\text{C}$ . Det hersker uenighet blant forskerne hvorvidt denne økningen skyldes naturlige svingninger i klimaet, eller om den er et resultat av den økte mengde av drivhusgasser i atmosfæren.

Hvis utviklingen fortsetter slik den har gjort de siste tyve år, regner man med at atmosfæren innen år 2030 vil ha en drivhuskapasitet tilsvarende en dobling av  $\text{CO}_2$ -konsentrasjonen i forhold til ca. 1960. Beregninger viser at en slik dobling av  $\text{CO}_2$ -konsentrasjonen vil forårsake en global temperaturøkning på  $2-3^{\circ}\text{C}$ . For Norges vedkommende kan man forvente en økning på  $3-4^{\circ}\text{C}$  i vintertemperaturen (middel for

desember, januar og februar) og  $2^{\circ}\text{C}$  i sommertemperaturen (middel for juni, juli og august).

Dagens beregningsmodeller er imidlertid beheftet med en del usikkerheter, og det gjenstår en god del arbeid før modellene kan forutsi klimaet på regional eller lokal skala med tilfredsstillende presisjon.

## INNHOOLD

	Side
SAMMENDRAG .....	1
1 INNLEDNING .....	5
2 KORT FORKLARING AV DRIVHUSEFFEKTEN .....	7
3 DE VIKTIGSTE KLIMAGASSER OG DERES UTVIKLINGSTRENDER .....	10
3.1 Karbondioksid (CO <sub>2</sub> ) .....	10
3.2 Metan (CH <sub>4</sub> ) .....	12
3.3 Dinitroge <sup>4</sup> oksid (N <sub>2</sub> O) .....	13
3.4 Klorfluorkarboner (KFK) .....	14
3.5 Ozon (O <sub>3</sub> ) .....	15
3.6 Vanndamp .....	16
3.7 Oppsummering .....	16
4 ÅRSAKSSAMMENHENGER OG VEKSELVIRKNINGER .....	18
4.1 Innledning .....	18
4.2 Variasjoner i solstrålingen .....	19
4.3 Geofysiske vekselvirkninger .....	21
4.4 Vekselvirkninger mellom atmosfære og hav .....	22
4.5 Den biogeokjemiske karbonsyklus .....	25
5 PALEOKLIMATOLOGI .....	27
5.1 Milankovic-modellen .....	28
5.2 Dyphavssedimenter og iskjerner .....	29
5.3 Havstrømmer .....	31
6 GLOBALE KLIMAENDRINGER DE SISTE 100 ÅR .....	32
6.1 Observasjoner .....	32
6.2 Klimaendringer .....	33
7 NORSK KLIMA DE SISTE 100 ÅR .....	38
7.1 Innledning .....	38
7.2 Temperatur .....	38
7.3 Nedbør .....	45
7.4 Forslag til videre undersøkelser .....	46

	Side
8 KLIMAMODELLER OG RESULTATER .....	47
8.1 Innledning .....	47
8.2 De forskjellige typer av klimamodeller .....	48
8.3 Kortfattet beskrivelse av generelle sirkulasjons- modeller .....	51
8.4 Begrensninger ved dagens sirkulasjonsmodeller .....	52
8.5 Sammenligninger av resultater .....	55
8.6 Fremtidig arbeid .....	67
9 KONKLUSJON .....	69
10 ANBEFALINGER FOR VIDERE ARBEID .....	70
11 REFERANSER .....	72

## FORELØPIG RAPPORT FRA NILU/DNMI OM DRIVHUSEFFEKTE OG KLIMAUTVIKLINGEN

## 1 INNLEDNING

De vitenskapelige miljøer har lenge kjent til drivhuseffekten, og allerede i 1930-årene ble det foretatt enkle beregninger som viste at en dobling av CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen ville føre til en temperatur-økning på ca. 1°C i gjennomsnitt for hele kloden. Grunnen til den økte oppmerksomhet omkring dette problemet i den senere tid er en rekke indier på at vi er vitne til en klimaendring.

Analyser av de siste hundre års meteorologiske data viser at det har funnet sted en økning på ca. 0,5°C i den globale middeltemperatur. De seks varmeste årene i det siste århundret har vært i 80-årene. Den globale middeltemperatur for 1988 var ca. 0,35°C høyere enn for 30-årsperioden 1951-1980. Dette er tre ganger høyere enn den naturlige fluktusjonen i årsmiddeltemperaturen omkring 30-årsmiddelet. Dette underbygger hypotesen om at en reell oppvarming finner sted, og at vi ikke bare er vitne til en tilfeldig variasjon omkring en konstant middelverdi.

Det knytter seg imidlertid usikkerhet til hvor mye av denne oppvarmingen som har naturlige årsaker og hvor mye som er forårsaket av de store utslipp av drivhusgasser som har funnet sted siden den industrielle revolusjon. Karbondioksid (CO<sub>2</sub>) står sammen med varndamp for det meste av drivhuseffekten, og konsentrasjonen av CO<sub>2</sub> har øket fra 270 ppm i før-industriell tid til 345 ppm idag. Det er også en rekke andre gasser som bidrar til drivhuseffekten, og disse er nærmere beskrevet i kapittel 3.

Jorden har også i tidligere tider gjennomgått tildels store klimaendringer av naturlige årsaker som forandringer i solintensiteten, jordaksens helning i forhold til jordbanen, vulkansk aktivitet osv. Det er behov for bedre kjennskap til de mekanismer som styrer klimaet før vi kan si med sikkerhet om dagens temperaturøkning i det vesentlige har en naturlig eller antropogen årsak.

Den observerte globale oppvarmingen på ca.  $0,4^{\circ}\text{C}$  over de siste 30 år er imidlertid omtrent som forventet ut fra numeriske modellberegninger for klimaet som tar hensyn til økningen i atmosfærens innhold av drivhusgasser. Det virker derfor mest sannsynlig at den observerte temperaturøkning i det vesentligste skyldes våre utslipp av drivhusgasser.

Det må understrekes at beregningsmodellene er beheftet med store usikkerheter. De fleste av dagens modeller tar bl.a. ikke tilstrekkelig hensyn til havets sirkulasjon, som har stor betydning for den regionale fordelingen av en klimaendring. Det er også viktig å få bedre kunnskap om havets og biosfærens rolle som kilde og magasin for drivhusgasser. De fleste klimamodeller forutsier en temperaturøkning på  $1,5\text{-}4,5^{\circ}\text{C}$  innen år 2030. Man har da antatt en økning i konsentrasjonen av drivhusgasser svarende til en dobling i konsentrasjonen av  $\text{CO}_2$  i atmosfæren i forhold til før den industrielle revolusjon.

En slik temperaturøkning vil ikke fordele seg jevnt over kloden, og modellene viser at utslagene vil bli størst på høye breddegrader. Enkelte modeller forutsier en økning i den midlere vintertemperaturen på mer enn  $10^{\circ}\text{C}$  for Skandinavia.

Den mest dramatiske effekten av en øket gjennomsnittstemperatur er antagelig en økning av havnivået som følge av termisk ekspansjon av havvannet, og at jordens breer delvis smelter tilbake. Siden en stor del av jordens befolkning bor nær havet, vil store folkegrupper bli berørt av en slik heving av havnivået. En global oppvarming på  $1,5$  til  $5,5^{\circ}\text{C}$  antas å forårsake en økning på mellom 20 og 200 cm. Målinger viser at havnivået stiger med 1-2 mm pr. år.

Øket temperatur og mer  $\text{CO}_2$  i atmosfæren vil også påvirke plantevekst og grenser for utbredelse av flora og fauna, hvilket vil kunne få store konsekvenser for jordbruk, skogbruk og fiskerier. Dette vil igjen kunne føre til endringer i politiske maktforhold.



## 2 KORT FORKLARING AV DRIVHUSEFFEKTE

I et drivhus vil temperaturen bli høyere enn i omgivelsene fordi glasset i drivhuset slipper gjennom sollyset, men hindrer den mer langbølgete infrarøde strålingen (varmestråling) i å slippe ut.

Infrarød stråling er elektromagnetisk stråling på samme måte som synlig lys, men bølgelengden er større. Mens synlig lys har bølgelengder i området 400-700 nm (0,4-0,7  $\mu\text{m}$ ), regnes den infrarøde delen som stråling med bølgelengder fra 1-100  $\mu\text{m}$ .

Alle kjemiske forbindelser absorberer stråling ved forskjellige bølgelengder i det elektromagnetiske spektrum. Denne absorpsjonen skjer ved at molekylene går over fra én energitilstand til en annen. Når et molekyl absorberer stråling i den ultrafiolette eller synlige delen av spekteret, er det vanligvis forandringer i molekylens elektrontilstand som er involvert. I tillegg til forskjellige elektroniske nivåer kan molekyler også befinne seg i forskjellige vibrasjonelle tilstander. Alle molekyler, uansett hvilken kjemisk forbindelse de representerer, vibrerer, og overgang fra én vibrasjonstilstand til en annen involverer en mye mindre energiforandring enn elektroniske overganger. Vibrasjonelle overganger forårsakes derfor av lys med lavere energi (lengre bølgelengde) enn synlig lys. Det er vibrasjonelle overganger som er årsak til at molekyler absorberer infrarød stråling. En betingelse for at et molekyl skal absorbere infrarød stråling av en gitt energi, er at den vibrasjonelle overgangen medfører en endring i molekylets dipolmoment. En endring i dipolmomentet betyr enkelt forklart at "tyngdepunktet" for positiv ladning i molekylet forskyves i forhold til "tyngdepunktet" for negativ ladning. De aller fleste molekyler absorberer infrarød stråling, det eneste unntak er molekyler som består av to like atomer (såkalte homonukleære to-atomige molekyler), som f.eks. oksygen ( $\text{O}_2$ ) og nitrogen ( $\text{N}_2$ ). Disse molekylene vil på grunn av sin symmetri alltid ha et dipolmoment lik null.

Solenergien som treffer toppen av jordatmosfæren over ekvator er omtrent  $1370 \text{ W/m}^2$ . Denne størrelsen kaller vi solkonstanten. Med kjennskap til jordens albedo (refleksjonsevne) kan man da regne ut at

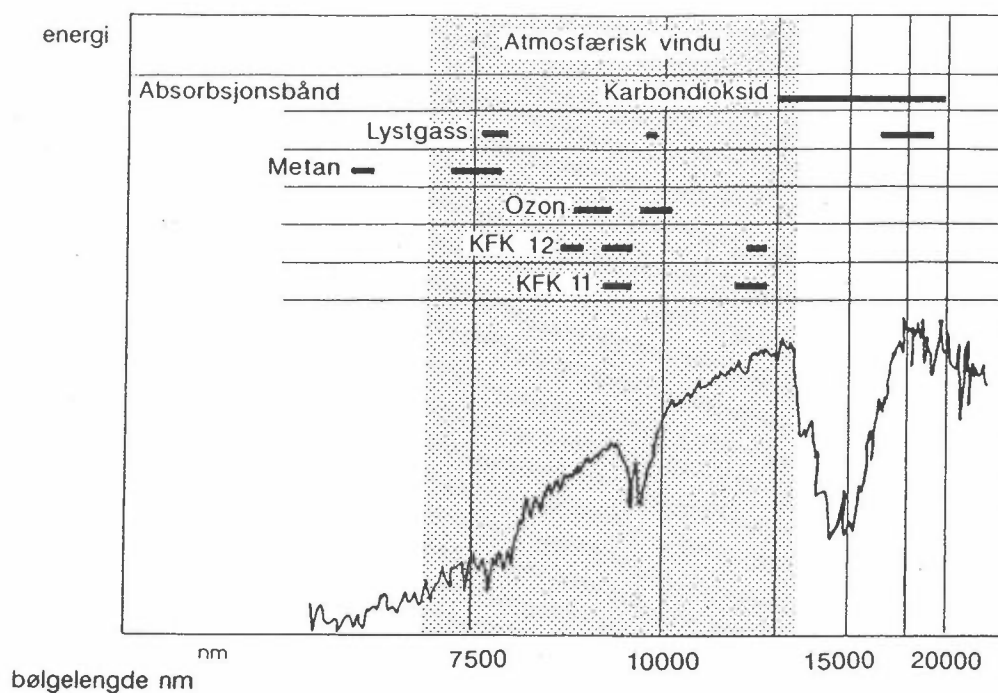
jordoverflaten burde ha en temperatur på 255 K ( $-18^{\circ}\text{C}$ ) i gjennomsnitt. Den observerte temperatur er imidlertid 288 K ( $15^{\circ}\text{C}$ ). Denne forskjellen på 33 grader skyldes vesentlig skyer, vanndamp og drivhusgasser i atmosfæren, som hindrer en del av varmestrålingen fra bakken i å slippe ut i verdensrommet. Det er viktig å være klar over at klimagassene er avgjørende for at det finnes liv på jorden. Uten varmeabsorberende gasser i atmosfæren ville sannsynligvis hele jorden og verdenshavene ha vært dekket av is, og liv ville ikke ha eksistert i den form vi kjenner. Når man i miljødebatter snakker om drivhuseffekten, mener man den oppvarmingseffekt vi risikerer å få på grunn av menneskers utslipp av drivhusgasser som  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ , KFK osv.

I jordens atmosfære finnes en rekke gasser som har den samme evne som glasset i et drivhus, dvs. at de absorberer stråling i den infrarøde delen av spekteret, men slipper gjennom synlig og ultrafiolett lys fra solen. De viktigste er: karbondioksid ( $\text{CO}_2$ ), metan ( $\text{CH}_4$ ), dinitrogenoksid eller lystgass ( $\text{N}_2\text{O}$ ), ozon ( $\text{O}_3$ ), F-11 ( $\text{CFCl}_3$ ) og F-12 ( $\text{CF}_2\text{Cl}_2$ ).

Vanndamp ( $\text{H}_2\text{O}$ ) absorberer også IR-stråling, men dens konsentrasjon bestemmes av klimatiske forhold, og kan ikke kontrolleres direkte av menneskelig aktivitet. Den regnes derfor ikke som en drivhusgass i alminnelig forstand, men atmosfærens innhold av vanndamp må selvfølgelig inkluderes i modellberegninger.

Felles for drivhusgassene er at de absorberer stråling i en del av spekteret der jorden sender ut betydelige mengder infrarød stråling. Figur 1 viser nederst strålingsspekteret fra jordens atmosfære sett fra en satellitt, og over spekteret er vist ved hvilke bølgelengder de forskjellige drivhusgassene absorberer.

Klimagassene har høyst forskjellig evne til å absorbere stråling. Denne evnen avhenger av hvor stor endring i dipolmomentet de vibrasjonelle overgangene medfører. Vibrasjoner som involverer bindinger mellom karbon og fluor medfører særdeles store endringer i dipolmomentet, slik at molekyler som inneholder fluor bundet til et karbonatom absorberer meget effektivt stråling i den infrarøde delen av



Figur 1: Kurven viser jordens strålingsspektrum slik det tar seg ut fra en satellitt. Over spekteret er vist beliggenheten av absorpsjonsbånd for noen av drivhusgassene (fra UNEP/GEMS, 1988).

spekteret. Dette forklarer hvorfor klorfluorkarbonene er meget effektive drivhusgasser.

Sterkt forenklet burde det derfor være mulig å si noe om hvilken temperatur man kan vente seg bare man kjenner konsentrasjonen av de forskjellige drivhusgassene. Imidlertid finnes det en rekke tilbakekoblingsmekanismer (feed-back) som er dårlig kjent. I kapittel 4 skal vi se på noen av disse mekanismene som er med på å styre klimautviklingen, men først skal vi se litt nærmere på de enkelte drivhusgassene, som er tema for neste kapittel.

### 3 DE VIKTIGSTE KLIMAGASSER OG DERES UTVIKLINGSTRENDER

#### 3.1 KARBONDIOKSID (CO<sub>2</sub>)

Den viktigste klimagassen er karbondioksid. Den finnes naturlig i atmosfæren og spiller en viktig rolle for levende organismer. Sammenlignet med før-industriell tid, er CO<sub>2</sub>-nivået i atmosfæren nå 25% høyere. Den viktigste antropogene kilden for CO<sub>2</sub> er forbrenning av fossilt brensel. Dessuten bidrar nedhogging av skog uten tilsvarende gjenvekst. Forbrenning av biogent brensel gir også CO<sub>2</sub>-utslipp, men hvis mengden som brennes balanseres av tilsvarende gjenvekst, vil det ikke føre til netto CO<sub>2</sub>-økning i atmosfæren.

Den viktigste informasjonen som trengs for å kunne beregne fremtidige CO<sub>2</sub>-konsentrasjoner i atmosfæren er prognoser for forbruk av fossilt brensel. Dette er imidlertid ikke tilstrekkelig, fordi CO<sub>2</sub> deltar i karbonets kretsløp og dette er bare delvis kjent. CO<sub>2</sub>-opptaket i havet har størst betydning i denne sammenheng. Ut fra dagens kunnskaper regner en at halvparten av den CO<sub>2</sub> som slippes ut bidrar til økningen av konsentrasjonen i atmosfæren. Denne antagelsen er imidlertid usikker, og avhenger bl.a. av økningstakten.

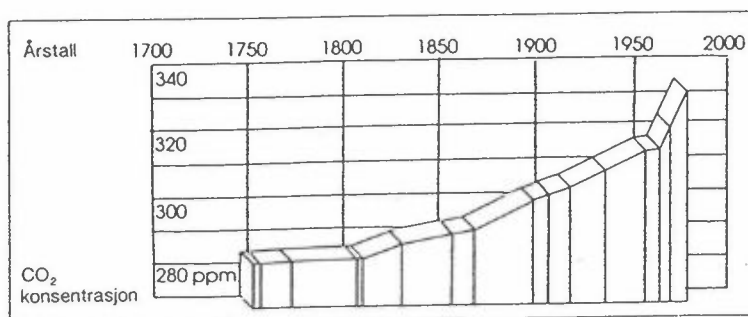
Det er ofte erfaringer fra tidligere år som legges til grunn for å forutsi fremtidig utvikling. Følgende eksempel illustrerer at dette kan gi store feil. Fra 1860 til 1910 økte forbruket av fossilt brensel jevnt med 4,2% pr. år. Ekstrapoleres denne utviklingen fra 1910 til 1985, gir det et utslipp i 1985 på 16 gigatonn (Gt) karbon, mens det i virkeligheten var ca. 5 Gt. Denne illustrerer hvor usikre prognoser for noen ti-år fremover kan være. For energiforbruket representerer politiske og økonomiske faktorer en stor del av usikkerheten i prognosene.

Ulike scenarier gir meget stor forskjell i det globale energiforbruket utover i neste århundre, bl.a. avhengig av hvor "optimistiske" en er med hensyn til innføring av energisparingstiltak. Villach-konferansen i 1985 konkluderte med at det globale CO<sub>2</sub>-utslippet i år 2050 sannsynligvis vil være mellom 2 og 20 Gt pr. år, regnet som karbon. Den nedre verdien forutsetter betydelige energisparingstiltak og

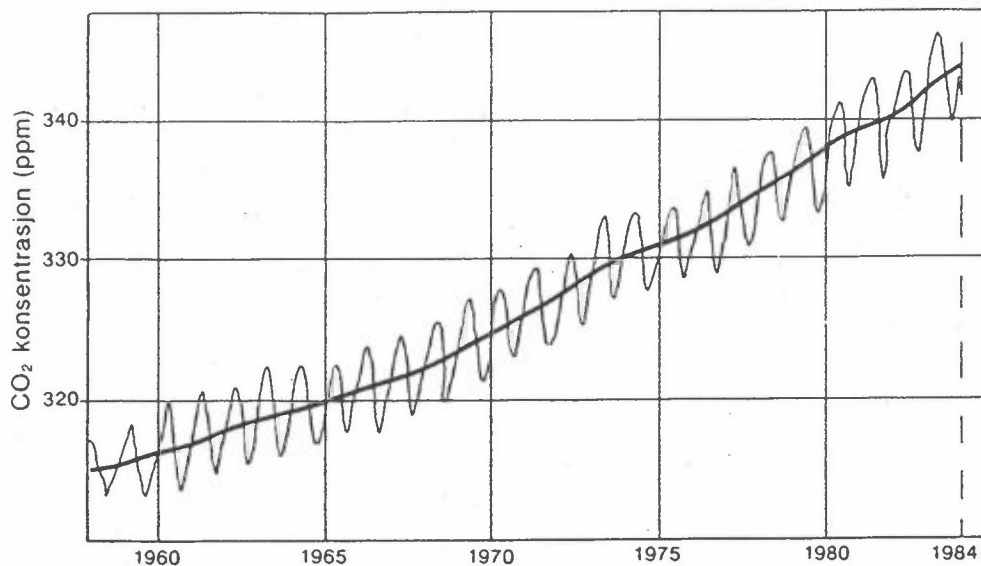
representerer en reduksjon på ca. 1,4% pr. år, mens den øvre verdien representerer en økning på 2,3% pr. år. Det er beregnet at disse prognosene vil gi CO<sub>2</sub>-konsentrasjoner i atmosfæren i 2050 som er henholdsvis 40 og 100% over før-industrielt nivå.

Detaljerte prognoser for energiforbruket de nærmeste 15-20 år er utarbeidet av OECD og IEA. Analysene baseres på en rekke antagelser om utvikling i bl.a. oljepriser, økonomisk vekst og "energi-intensitet" (totalt energiforbruk pr. enhet nasjonalprodukt). Prognosene viser at energiforbruket totalt vil øke med 50% fram til år 2005. Gjennomsnittlig årlig vekst er 2,4%, men veksten varierer regionalt: 1,3% i OECD-landene, 3,0% i land med planøkonomi og 4,3% i utviklingsland. Den store økningen for utviklingslandene skyldes bl.a. rask vekst i befolkningensmengde og økonomisk aktivitet, inkludert industrialisering og stort transportbehov, samt redusert tilgang på såkalt "ikke-kommerisielt" brensel. OECD/IEA prognosene for de nærmeste 15-20 årene gir således en økning som ligger nær den øvre verdien fra Villach-konferansen.

I figur 2 ser vi hvordan CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen har økt siden før-industriell tid. Disse dataene er basert på analyse av luftbobler fanget i innlandsis. Figur 3 viser utviklingen av CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen siden slutten av 50-tallet, da man begynte med regelmessige målinger av atmosfærens innhold av CO<sub>2</sub>.



Figur 2: Analyse av luftbobler fra Grønlandsisen viser konsentrasjonsøkningen av karbondioksid etter den industrielle revolusjon (fra UNEP/GEMS, 1988).



Figur 3: Analyse av atmosfærens innhold av karbondioksid viser hvordan denne har økt siden 1958. Målingene er utført på Mauna Loa, Hawaii (fra Enting, 1987).

### 3.2 METAN (CH<sub>4</sub>)

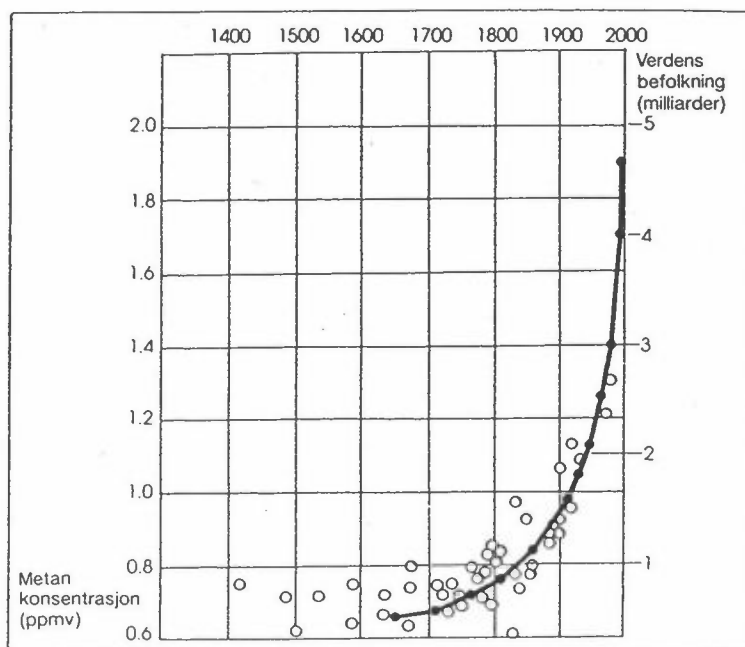
Metan er også naturlig forekommende i atmosfæren, men i langt lavere konsentrasjoner enn f.eks. CO<sub>2</sub>. Størrelsen av de forskjellige antropogene kildene for CH<sub>4</sub> er forholdsvis dårlig kjent, men de viktigste er sannsynligvis rismarker, husdyr, forbrenning av biomasse og utslipp av naturgass.

Basert på luftmålinger de siste 10-20 årene er årlig konsentrasjonsøkning anslått til ca. 1%. Analyser av luftbobler i iskjerner (fra store isbreer) har gitt informasjon om hvordan metan-konsentrasjonen i atmosfæren har endret seg i løpet av de siste hundre år. Utviklingen av metan-konsentrasjonene viser god samvariasjon med jordens befolkningmengde. Dette kan forklares ved at de viktigste metan-kildene er knyttet til mat-produksjonen.

En liten del av den metan som slippes ut oksideres i atmosfæren til CO<sub>2</sub> og bidrar dermed til økte CO<sub>2</sub>-konsentrasjoner. Dette reduserer imidlertid "drivhus-effekten", fordi CO<sub>2</sub> absorberer infrarød stråling mindre effektivt enn CH<sub>4</sub>. Dette er imidlertid en liten effekt da mesteparten av den metangassen som slippes ut forblir metan. Oksidasjonen skjer ved hydroksyl-radikaler (OH). Disse radikalene inngår

også i flere andre reaksjoner i atmosfæren, og endringer i konsentrasjoner av andre stoffer (f.eks. CO) vil derfor indirekte ha betydning for hvordan metan-konsentrasjonen i atmosfæren vil utvikle seg.

Det er imidlertid vanskelig å forutsi fremtidige endringer i metan-konsentrasjoner, bl.a. fordi kildene er dårlig kvantifisert. Ut fra dagens kunnskaper er sannsynligvis den beste metoden å utnytte den observerte sammenhengen med jordens befolkningstall (figur 4). På dette grunnlaget er det anslått at det vil øke med ca. 40% (i forhold til dagens nivå) fram til år 2030, og med ca. 50% fram til år 2050.



Figur 4: Jordens befolkningstall (sort kurve) og konsentrasjonen av metan i atmosfæren (sirkler) har fulgt hverandre nokså nøyaktig de siste 300 år (UNEP/GEMS, 1988).

### 3.3. DINITROGENOKSID (N<sub>2</sub>O)

N<sub>2</sub>O (lystgass) er, i likhet med CO<sub>2</sub> og CH<sub>4</sub>, en klimagass med både naturlige og antropogene kilder. Den viktigste naturlige kilden er mikrobiologisk aktivitet i jordsmonnet. Viktige antropogene kilder er bruk av nitrogenholdig gjødsel og forbrenning av fossilt brensel og biomasse. Bidragene fra de ulike kildegruppene er imidlertid meget usikre.

Det finnes indikasjoner på at teknologi som brukes for å redusere utslippet av andre luftforurensninger (treveis katalysator, forbrenning i "fluidized bed"), fører til økt produksjon av  $N_2O$ . Det er imidlertid nødvendig med mer forskning på dette området før en kan kvantifisere hvilken betydning dette eventuelt vil ha.

Målinger av  $N_2O$  i luft over de siste 10-20 årene tyder på at konsentrasjonen øker med ca. 0,2% pr. år, og at dagens nivå er ca. 8% høyere enn før-industrielt nivå.

I følge UNEP/GEMS er det sannsynlig at  $N_2O$ -konsentrasjonen i 2030 vil være ca. 35% høyere enn før-industrielt nivå. Tatt i betraktning at størrelsen av de forskjellige kildene for  $N_2O$  er dårlig kjent, må prognosene for fremtidig utvikling av konsentrasjonen i atmosfæren nærmest betraktes som spekulative.

#### 3.4 KLORFLUORKARBONER (KFK)

I motsetning til de klimagassene som er omtalt foran, finnes ikke klorfluorkarboner naturlig i atmosfæren. Deres tilstedeværelse skyldes utelukkende industriell produksjon for bruk i bl.a. skumplast, kjøleanlegg og spraybokser. KFK brytes ned først når de kommer opp i stratosfæren, og deres levetid er således meget lang. Den årlige konsentrasjonsøkningen for de viktigste klorfluorkarbonene er ca. 5%.

KFK-utslippene har vært sterkt i søkelyset først og fremst på grunn av at de fører til nedbrytning av ozon-laget i stratosfæren. I tillegg er de viktige klimagasser som absorberer infrarød stråling svært effektivt; hvert molekyl absorberer opptil 22 000 ganger mer stråling enn ett  $CO_2$ -molekyl.

Utslipp av KFK er nå regulert ved internasjonale avtaler. Utslippet av fem typer KFK skal etter Montreal-protokollen reduseres med 50% innen 1. juli 1998. Etter at Montreal-protokollen ble undertegnet har oppmerksomheten om nedbrytningen av ozonlaget økt. Dette har ført til at mange land har erklært at de vil innføre strengere tiltak mot KFK-utslippene enn angitt i Montreal-protokollen, og noen land planlegger å



avvikle bruken av KFK før århundreskiftet (jfr. Helsingfors-erklæringen).

Prognoser for tidsutviklingen av KFK i atmosfæren er således noe usikker. Det virker sannsynlig at den nåværende stigningstakten i utslippene vil avta, men det er usikkert hvorvidt asiatiske land vil følge Montreal-protokollen. På lang sikt kan en også vente at konsentrasjonene i atmosfæren vil avta, men for de nærmeste ti-årene må en forvente økning.

Industrien vil etterhvert erstatte KFK med andre stoffer. Det er viktig å følge med i hvilke stoffer dette blir, og hvilke egenskaper de eventuelt vil ha som klimagasser.

Blant de erstatningsstoffer som er på tale er klorfluorkarboner der ett eller flere av halogenatomene er erstattet med hydrogen. Dette betyr at de blir mer reaktive og får en kortere levetid i atmosfæren. Drivhuseffekten pr. molekyl vil være omtrent som for KFK, men den korte levetiden gjør at det ikke vil bygge seg opp like store konsentrasjoner i atmosfæren.

### 3.5 OZON (O<sub>3</sub>)

Ozon slippes ikke ut fra noen kjente kilder, men dannes og forekommer naturlig både i troposfæren og i stratosfæren. Naturlig ozon i troposfæren fins på grunn av transport fra stratosfæren og på grunn av kjedereaksjoner der bl.a. CH<sub>4</sub>, NO<sub>x</sub> (NO+NO<sub>2</sub>) og CO inngår. Konsentrasjonen av ozon i troposfæren har økt over de siste ti-år, som følge av antropogene utslipp av nitrogenoksider og organiske stoffer. Ozon-konsentrasjonene varierer regionalt og med tiden. En regner i dag at gjennomsnittlig ozonkonsentrasjon i troposfæren på den nordlige halvkule er 20-40 ppb, og det er kanskje dobbelt så høyt som for 100 år siden. Gjennomsnittlig årlig økning av ozon-konsentrasjonen i troposfæren er anslått til 1-2% i Nord-Amerika og Europa.

Ozon i stratosfæren er en klimagass bl.a. ved at en uttynning av ozonlaget bringer mer UV-stråling til bakken og forårsaker derved økt temperatur i troposfæren.

Konsentrasjonen av ozon i troposfæren er en komplisert funksjon av bl.a. utslippene av nitrogenoksider (NO<sub>x</sub>) og flyktige organiske forbindelser (VOC). Fremtidige ozon-konsentrasjoner vil derfor avhenge av hvordan disse utslippene vil endres fremover. Dersom det ikke blir satt verk tiltak, kan en forvente at både NO<sub>x</sub>- og VOC-utslippene vil øke. Innenfor ECE-området (dvs. Europa og Nord-Amerika) er det oppnådd enighet om de første tiltakene mot NO<sub>x</sub>, og det pågår forhandlinger om VOC-reduksjoner. Utslippene for ECE-området har stor betydning for ozon i troposfæren på den nordlige halvkule. Om noen ti-år kan en håpe at trenden i ozon-konsentrasjonen er snudd, men det er grunn til å vente at en i mellomtiden vil se en videre økning.

### 3.6 VANNDAMP

Atmosfærens innhold av vanndamp er den viktigste årsak til drivhusoppvarmingen, men dens konsentrasjon er ikke direkte bestemt av naturlige eller antropogene utslipp. Atmosfærens innhold av vanndamp er avhengig av temperatur og tilgang på fuktighet, og vil derfor variere i tid og sted i en helt annen grad enn de andre klimagassene. Vanndamp er derfor ikke regnet som en klimagass i vanlig forstand, og endringer i konsentrasjonen av denne må betraktes som en tilbakekobling.

### 3.7 OPPSUMMERING

I tabell 1 er samlet en del kvantitativ informasjon basert på dagens kunnskaper om klimagassene. Konsentrasjonene av klimagasser i atmosfæren er relativt godt kjent. Prognoser for hvordan konsentrasjonen av klimagassene i atmosfæren vil utvikle seg frem mot midten av neste århundre, er imidlertid usikre. Dette skyldes dels at utviklingen vil avhenge sterkt av politiske og økonomiske faktorer (CO<sub>2</sub> og KFK), og dels at global "omsetning" (utslipp, omvandling, transport, avsetning, osv.) ikke er godt nok kjent.

Tabell 1: Konsentrasjon, økning, oppholdstid og relativt bidrag til forventet temperaturøkning i år 2030 (Ramanathan, 1985; 1987).

Stoff	Konsentrasjon i troposfæren preindustriell	Nå ppb	2030 ppb	Antatt årlig økning %	Oppholdstid (år)	Relativt bidrag til temperaturøkning i %
Karbondioksid (CO <sub>2</sub> )	275 ppm	350 ppm	450 ppm	0,4	2	50
Metan (CH <sub>4</sub> )	700	1 700	2 300	1	5-10	10
Dinitrogenoksid (N <sub>2</sub> O)	280	300	375	0,2	150	5
Klorfluorkaboner	-	~1	3?	5	~100	20
Ozon (troposfæren)	10-20	20-40	20-40?	1	~0,1	10

Ut fra den informasjon som foreligger, synes det overveiende sannsynlig at dersom det ikke settes inn spesielle tiltak vil atmosfærens innhold av klimagasser en gang i neste århundre nå et nivå slik at den samlede effekten av dem vil tilsvare en fordobling av CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen sammenliknet med før-industriell tid. Når dette vil skje er imidlertid mer usikkert, men det synes mest sannsynlig at det vil skje før år 2050, antagelig før år 2030 (Hansen et al., 1988).

I tabell 2 er vist den innbyrdes drivhusstyrke av de forskjellige drivhusgassene. Det er her regnet i drivhusstyrke pr. molekyl. I tabell 3 vises den resulterende drivhuseffekt pr. kilo utslipp av de enkelte gasser. Det er her tatt hensyn til de ulike gassenes levetid i atmosfæren.

Tabell 2: Relativ oppvarming pr. molekyl (fra Isaksen, 1989).

CO <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	N <sub>2</sub> O	O <sub>3</sub>	F11	F12	F22
1	25	200	2 200	18 000	22 000	7 000

Tabell 3: Relativ oppvarming pr. kilo utslipp (fra Isaksen, 1989).

CO <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	N <sub>2</sub> O	O <sub>3</sub>	F11	F12	F22
1	7-15	300	-	3 400	8 400	790

## 4 ÅRSAKSSAMMENHENGER OG VEKSELVIRKNINGER

### 4.1 INNLEDNING

Kjennskap til klimagassenes konsentrasjoner er ikke tilstrekkelig for å kunne si noe sikkert om klimautviklingen. Nøyaktig forutsigelse av fremtidens klima betyr at vi må forstå vekselvirkningene mellom variasjoner i solstrålingen, atmosfæren, den faste jord (lithosfæren), biologiske systemer (biosfæren), vannsystemer (hydrosfæren) og breer og is (kryosfæren). Det finnes en rekke tilbakekoblingsmekanismer som enten forsterker (positiv "feed-back") eller motvirker (negativ "feed-back") temperaturøkning som følge av øket konsentrasjon av drivhusgasser.

Størrelsen av en tilbakekobling angis med en parameter vi kaller forsterkning ("gain"). Hvis en tilbakekoblingsmekanisme har positiv forsterkning, betyr det at en viss temperaturøkning som følge av øket konsentrasjon av CO<sub>2</sub> vil bli enda større når tilbakekoblingsmekanismen tas med i betraktning. Omvendt vil en negativ verdi for forsterkningen bety at en temperaturøkning blir delvis nøytralisert.

I tabell 4 finnes en oversikt over forsterkningen knyttet til en rekke tilbakekoblingsmekanismer. Flere detaljer og litteraturreferanser til disse verdiene kan finnes i Lashof, 1989.

Tabell 4: Estimert forsterkning ("gain") for en del tilbakekoblingsmekanismer (fra Lashof, 1989).

Tilbakekobling	Forsterkning
<b>GEOFYSISK:</b>	
Vanndamp	0,39 ( 0,28 -0,52 )
Is og snø	0,12 ( 0,03 -0,21 )
Skyer	0,09 (-0,12 -0,29 )
Total	0,64 ( 0,17 -0,77 )
<b>BIOGEOKJEMISK:</b>	
Metan-hydrater	0,1 ( 0,01 -0,2 )
Troposfærisk kjemi	-0,04 (-0,01 -0,06 )
Havkjemi	0,008
Havvirvelutbredelse	0,02
Biologi og sirkulasjon i havet	0,06 ( 0,0 -0,1 )
Albedo av vegetasjon	0,05 ( 0,0 -0,09 )
Vegetasjon/liv	0,01 ( 0,0 -0,03 )
CO <sub>2</sub> -gjødsling	-0,02 ( 0,01 -0,04 )
Metan fra våtmarker	0,01 ( 0,003-0,015)
Metan fra ris	0,006 ( 0,0 -0,01 )
Elektrisitetsetterspørsel	0,001 ( 0,0 -0,004)
Total	0,16 ( 0,05 -0,29 )
<b>TOTAL</b>	<b>0,80 ( 0,32 -0,98 )</b>

I de følgende underkapitler skal vi se litt nærmere på noen av disse vekselvirkningene.

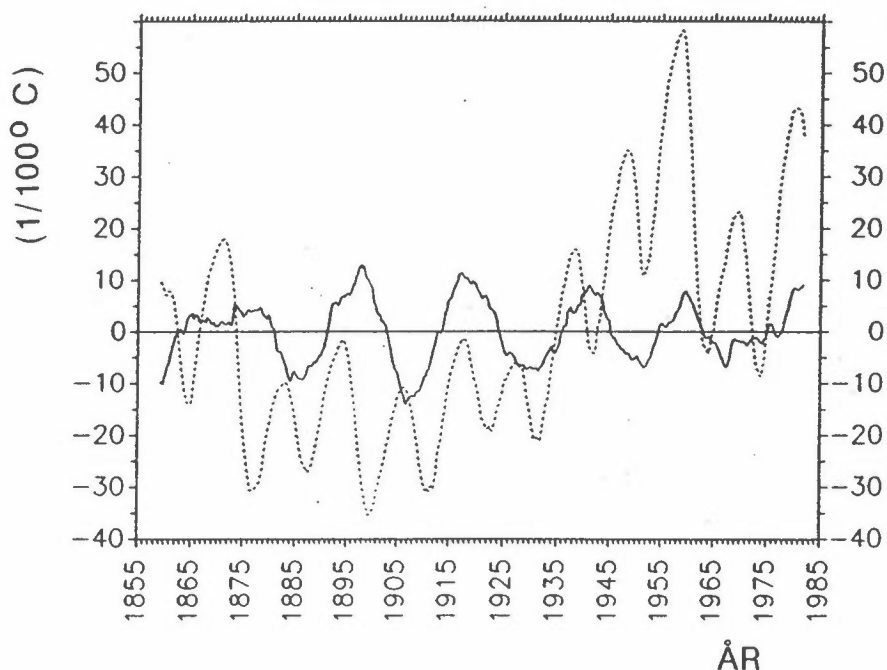
#### 4.2 VARIASJONER I SOLSTRÅLINGEN

Variasjoner i solkonstanten er den viktigste eksterne påvirkning av klimasystemet. På grunn av variasjoner i solfleckaktiviteten varierer også mengden av utstrålt energi fra solen. Variasjonen er ca. 0,1-0,2% over en solflekksyklus (11 år). Dette er så lite at det ikke har vært mulig å måle fra bakken. Ved hjelp av satelittbårne instrumenter har man fra 1979 kunnet måle disse variasjonene. Solflekkene er områder med noe lavere temperatur enn omgivelsene, og de fremtrer derfor som mørke områder på solskiven. Detaljerte undersøkelser viser at utstrålingen fra solen også er påvirket av såkalte facula, som er varmere områder rundt solflekkene. Det viser seg faktisk at utstrålingen fra solen er minst når solfleckaktiviteten er på et minimum.

I en nylig publisert artikkel (Newell et al., 1989) er det påvist en sammenheng mellom solflekkaktivitet og global middeltemperatur. Det er her brukt temperaturer målt om natten over hav i tidsrommet 1856-1986.

Analysen viser at temperaturen varierer med en syklus på 22 år, det dobbelte av en solflekkperiode.

I figur 5 ser vi hvordan annethvert solflekkmaksimum faller sammen med et temperaturminimum, og at annethvert solflekkmaksimum faller sammen med et temperaturmaksimum. Den dobbelte solflekksyklus kalles også for solens magnetiske syklus, og denne har altså en periode på 22 år.



Figur 5: Den heltrukne linjen viser variasjonen i middeltemperaturen (8 års løpende middel) for den sydlige halvkule siden 1855. Den stiplede kurver viser hvordan solflekkaktiviteten (antall solflekker har variert i det samme tidsrommet. Maksima i antall solflekker faller sammen med vekselvis maksima og minima i temperaturen (Newell et al., 1989).

Det finnes svært lite data for lokal solinnstråling. Frölich (1987) har påvist at solinnstrålingen økte med ca. 0,03% årlig fra 1967-1980, og at den deretter tok til å avta med ca. 0,02% pr. år. Han foreslår at denne variasjonen kan relateres til den 22-årige solmagnetiske syklus.

### 4.3 GEOFYSISKE VEKSELVIRKNINGER

Øket konsentrasjon av  $\text{CO}_2$  vil gi øket temperatur, som i sin tur vil forårsake øket fordampning av vann og mer vanndamp i atmosfæren. Fra tabell 4. ser vi at vanndamp har den største forsterkning av alle de nevnte tilbakekoblingene.

Det er usikkert om mer vanndamp vil gi mer skydannelse, og det er uvisst om øket skydannelse vil gi høyere eller lavere temperatur ved jordoverflaten. På den ene side vil mer skydekke øke jordens albedo, slik at mer av den innkomne stråling reflekteres ut i rommet. På den annen side vil øket skydannelse også hindre infrarød stråling fra bakken å slippe ut i rommet. Skyer har en nedkjølende effekt for kortbølget stråling, men en oppvarmende effekt for langbølget stråling. Tabell 4 viser at forsterkningen for skyer er meget dårlig bestemt, og at den er anslått til å ligge mellom -0,12 og 0,29.

Nye resultater (Ramanathan et al., 1989) viser at den nedkjølende effekten er noe større enn den oppvarmende, slik at man netto får en avkjølende effekt. Hvis øket temperatur gir opphav til mer skydannelse vil dette altså representere en negativ tilbakekobling, dvs. at temperaturøkningen vil bli delvis kompensert av skyenes nedkjølende effekt. Det er imidlertid usikkert hvorvidt øket temperatur vil gi mer skydekke. Noen modeller forutsier det, men andre forutsier mindre skydekke. Vi står i så fall overfor en positiv tilbakekobling der øket temperatur gir mindre skydekke som så igjen vil gi enda høyere temperatur osv.

Skyenes evne til å absorbere langbølget stråling kan vi kalle skyenes drivhuseffekt. Denne drivhuseffekten er hele syv ganger større enn ved en dobling av  $\text{CO}_2$ -konsentrasjonen.  $\text{CO}_2$ -konsentrasjonen vil måtte økes med mer enn to størrelsesordner for å forårsake en lignende drivhuseffekt (Ramanathan et al., 1989). Dette viser hvor viktig det er å kunne beskrive skydannelse hvis man skal foreta pålitelige modellberegninger av fremtidens klima. Denne drivhuseffekten av skyer blir som nevnt ovenfor kompensert av skyenes evne til å reflektere kortbølget stråling. Hvordan forholdet mellom disse to effektene vil bli

under endrede klimaforhold er uvisst. Vi skal i kap. 8.4 vende tilbake til problemene omkring klimamodellenes beskrivelse av skydannelse.

Øket temperatur vil gi øket avsmelting av jordens breer. Dette vil redusere jordens albedo, og dermed forårsake en enda høyere temperatur. På den annen side vil et varmere klima sannsynligvis gi opphav til mer nedbør. Ved polene og i høytliggende områder vil denne falle som snø. Dette vil øke jordens albedo, og dermed bidra til lavere temperatur. Mer nedbør vil også føre til mer utvasking av CO<sub>2</sub> og andre drivhusgasser. Dette er bare to eksempler på negative tilbakekoblingsmekanismer. Øket temperatur vil også gi mer vanndamp i atmosfæren, og vanndamp er som nevnt tidligere også en drivhusgass.

En dobling av CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen fra 300 til 600 ppm vil uten tilbakekobling resultere i en temperaturøkning på 1,2-1,3°C. Dette skyldes den rene økningen i drivhuseffekten av CO<sub>2</sub>. Tas tilbakekobling med i beregningene, ligger estimatene på 1,5 til 5,5°C (Lashof, 1989).

En sammenligning av 14 forskjellige klimamodeller viser at størstedelen av avviket mellom dem skyldes forskjeller i behandlingen av skyer (Cess et al., 1989).

#### 4.4 VEKSELVIRKNINGER MELLOM ATMOSFÆRE OG HAV

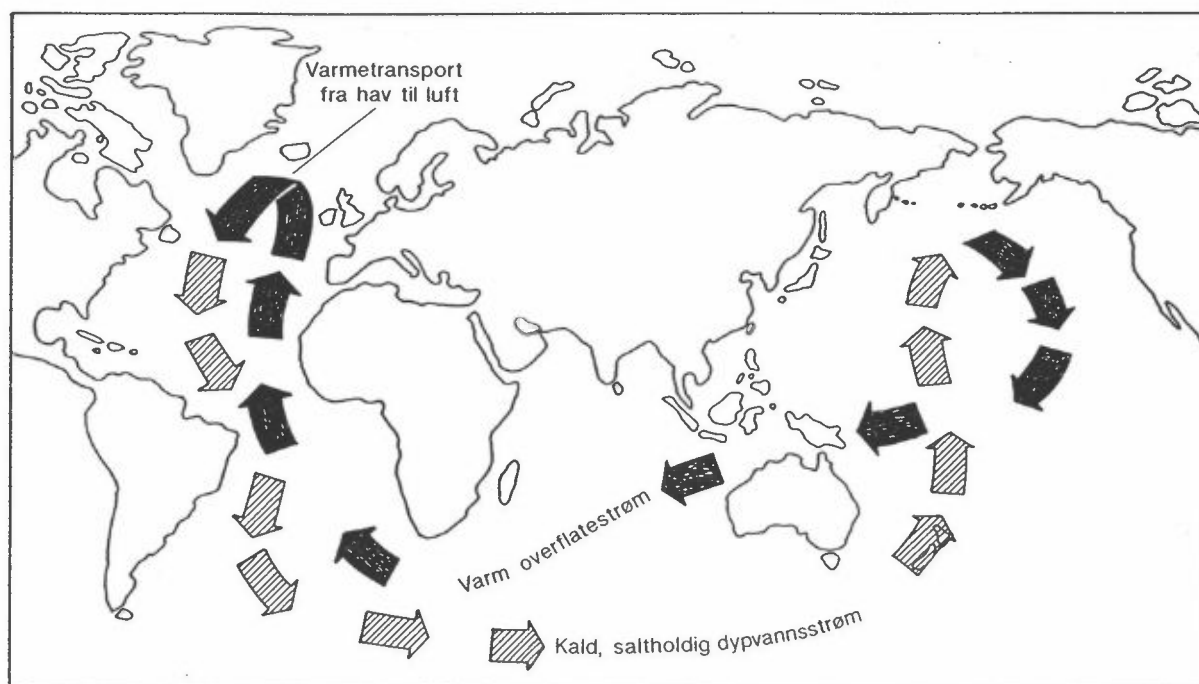
Havet dekker omtrent 3/4 av jordens overflate. Likevel er de prosesser i havet som kan ha betydning for klimautviklingen dårlig kjent. Mens måling av temperatur og sirkulasjon i atmosfæren gjøres hver dag mange steder på kloden, blir slike målinger i havet bare utført sporadisk. Det kan gå mange år før en måling blir gjentatt på samme sted. Klimatologene kjenner derfor mye bedre til atmosfærens dynamikk enn havets.

Store mengder varme og CO<sub>2</sub> transporteres ved hjelp av havstrømmene. Ved høye breddegrader blir CO<sub>2</sub> fjernet fra overflatelagene ved den biologiske "pumpen", som er en kombinasjon av biologiske og fysiske prosesser. Mikroskopiske planter i overflatelaget tar opp karbondioksid gjennom fotosyntesen, og disse plantene synker ut av overflatelaget. Hastigheten i denne prosessen på høye breddegrader økes ved



vertikale vannbevegelser som henger sammen med sterk avkjøling av overflatelaget. Bunnvannsdannelsen er et typisk trekk ved de største sirkulasjonsprosessene i havet: Overflatevann synker på høye bredder og kommer opp til overflaten i oppstrømningsområdene på lave breddegrader.

Atlanterhavet mister mer vann ved fordampning enn det får igjen som nedbør og som tilførsel fra elver. Tungt saltholdig vann fra overflaten synker derfor ned og blir transportert sydover rundt Afrika og inn i Stillehavet. Nord i Stillehavet kommer vannet til overflaten, og vi får en overflatestrøm av varmt vann som strømmer tilbake rundt Afrika og som bringer varmt overflatevann til Nord-Atlanteren. Denne havstrømmen transporterer 20 ganger mer vann enn alle verdens elver tilsammen. I figur 6 ser vi hvordan denne havstrømmen beveger seg. Enkelte forskere setter denne havstrømmen i sammenheng med istider. Dette er nærmere beskrevet i kapittel 5.



Figur 6: Kart som viser bevegelsesmønsteret til de store havstrømmene som frakter saltholdig dypvann fra Nord-Atlanteren til Stillehavet og varmt overflatevann tilbake til Nord-Atlanteren (Hileman, 1989).

De vertikale vannbevegelsene "pumper" altså karbon fra overflatelaget ned til de store havdypene, og pumper det opp igjen på lavere bredder. Resultatet blir altså et netto opptak av  $\text{CO}_2$  på høye bredder og en netto frigjøring på lave bredder. Denne sirkulasjonen fører til at bunnvannet skiftes på 200 år i Atlanterhavet og ca. 1 500 år i Stillehavet.

Det er uvisst hvor stor del av det karbonet som deltar i sirkulasjonen som bindes "permanent" i havdypene. Den havstrømmen vi har omtalt her må ikke forveksles med Golfstrømmen og andre havstrømmer, som transporterer vann og varme på en mye kortere tidsskala.

Det er usikkert hvor mye av drivhusgassene som vil løses opp i verdenshavene. Økningen i atmosfærens  $\text{CO}_2$ -innhold tilsvarer omtrent halvparten av den  $\text{CO}_2$  som er sluppet ut siden den industrielle revolusjon. Den andre halvparten finnes bundet i biomasse og oppløst i verdenshavene, som for øvrig representerer et enormt lager av  $\text{CO}_2$ .

Prognoser for fremtidens konsentrasjoner av  $\text{CO}_2$  og andre drivhusgasser i atmosfæren vil, i tillegg til kjennskap til utslipp, også avhenge av kunnskap om hvor mye som vil bli løst opp i havet.

Øket temperatur i verdenshavene vil redusere vannets evne til å løse opp gasser, hvilket betyr at  $\text{CO}_2$  og andre klimagasser vil bli frigjort fra havet og gå over i atmosfæren.

Mekanismene omtalt ovenfor er dårlig beskrevet i dagens klimamodeller. Et internasjonalt forskningsprogram kalt World Ocean Circulation Experiment (WOCE), som begynner i 1990, vil samle inn slike data. James E. Hansen ved Goddard Institute for Space Studies (GISS) mener at varmeopptaket i havet er den viktigste parameter for å forbedre våre kunnskaper om hvordan klimaet avhenger av konsentrasjonen av drivhusgasser.

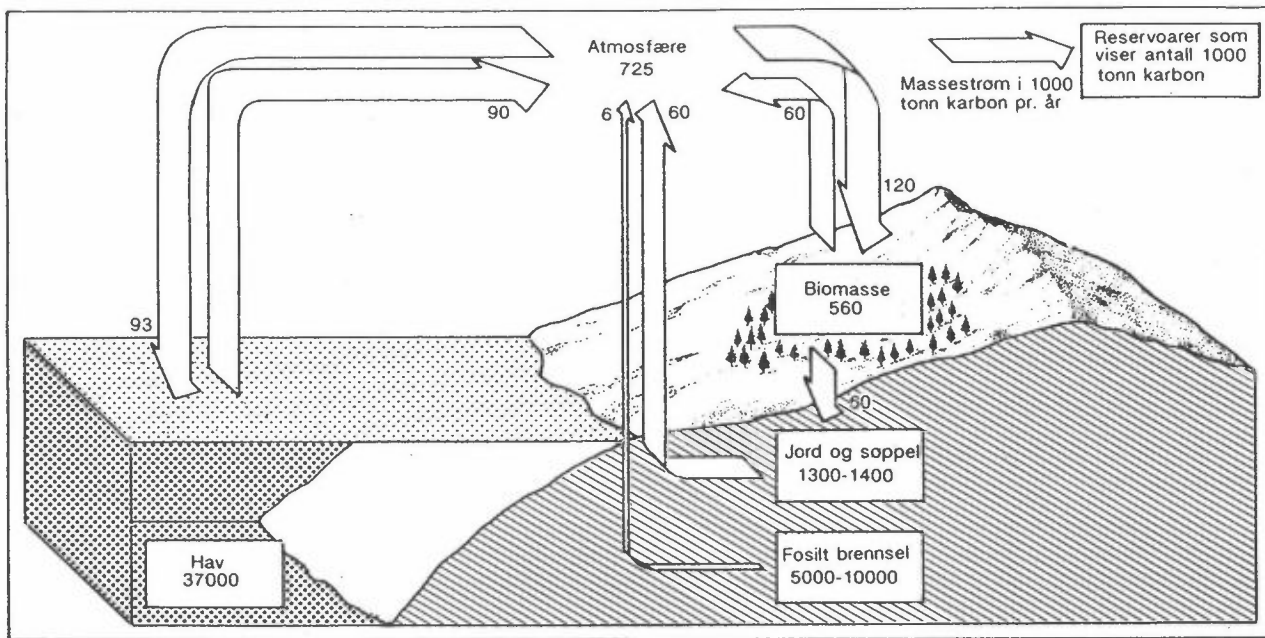
#### 4.5 DEN BIOGEOKJEMISKE KARBONSYKLUS

Karbonsyklusen er satt sammen av flere sykler som er forbundet med hverandre, og som virker på forskjellige tidsskalaer. Disse sykler transporterer karbon mellom atmosfæren, biosfæren og geosfæren. Karbon bundet i  $\text{CO}_2$  blir fotosyntetisert av planter på land og i vann. Plantene blir spist av dyr, som så returnerer noe av karbonet til atmosfæren som  $\text{CO}_2$  ved ånding. Dette er en prosess som går over kort tid.

I en annen viktig, men mye langsommere, prosess faller døde marine planter og dyr ned i bunnsedimenter på havbunnen. Bløtvev i disse organismene gir så opphav til kull, naturgass og petroleum. Denne omvandlingen tar millioner av år.

I en tredje viktig prosess blir karbondioksid fra atmosfæren løst opp i skyer og regnvann og danner karbonsyre ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ ). Denne løser opp karbonat- og silikatholdige mineraler på bakken og danner bikarbonation ( $\text{HCO}_3^-$ ) som bringes med bekker og elver ut i havet der det kan inkorporeres i skjeletter og skjell i marine organismer. Når disse organismene dør, faller de til bunnen og danner karbonatholdige sedimenter og, tilslutt, karbonat-holdig fjell. Over geologiske tidsperioder blir så dette karbonatholdige fjellet transportert under kontinentalplatene hvor det blir varmet opp og frigjør  $\text{CO}_2$ , som slippes ut gjennom vulkaner eller varme kilder. Denne prosessen tar flere titalls millioner år og har bidratt til å holde  $\text{CO}_2$ -konsentrasjonen i atmosfæren konstant. Ifølge Michael B. McElroy ved Harvard University (Hileman, 1989) har det gjennomsnittlige karbonatom gjennomgått syklusen fra sedimenter til atmosfæren til levende liv og tilbake til sedimenter omtrent tyve ganger i løpet av jordens geologiske historie. I figur 7 ser vi en del av prosessene som inngår i karbonsyklusen.

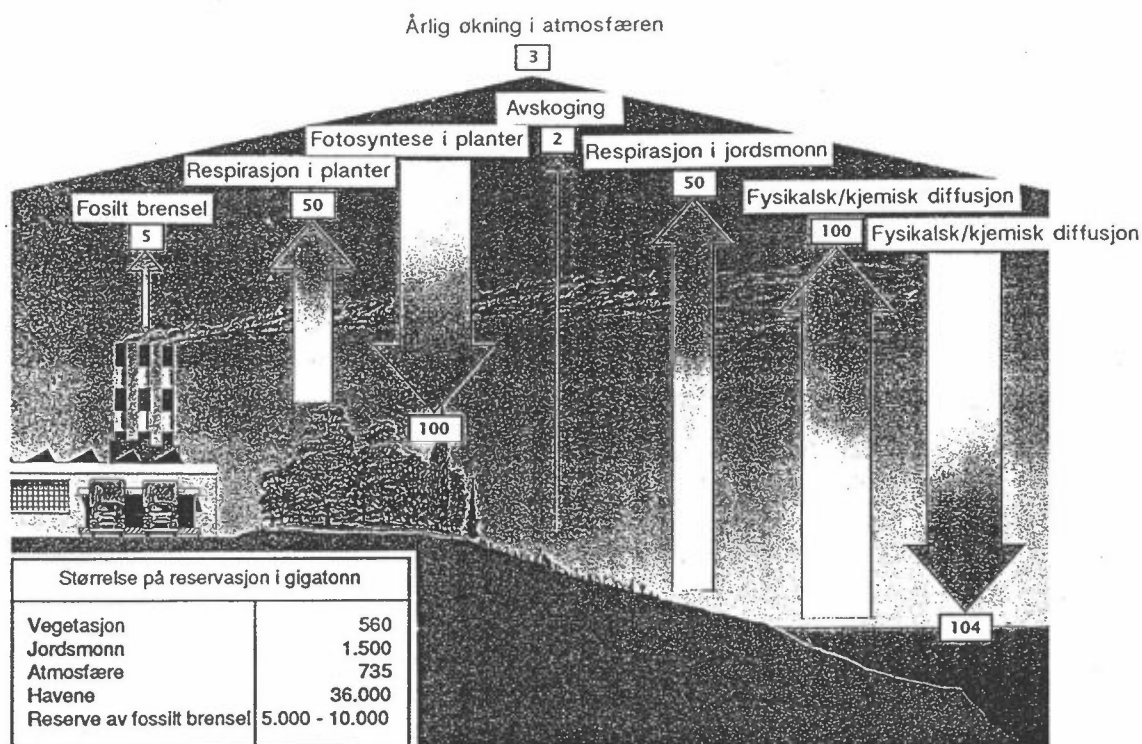
Kunnskapene om menneskets innflytelse på karbonsyklusen er nokså sparsomme. Vi vet at ca. 5 milliarder tonn karbon bundet i fossilt brensel hvert år brennes, og at ca. halvparten av dette karbonet ender opp som  $\text{CO}_2$  i atmosfæren. Hvor den andre halvparten blir av er usikkert. Man antar at det meste ender opp i havet som oppløst  $\text{CO}_2$ , og at det blir tatt opp av marine organismer. Det kan også tenkes at en del ender opp



Figur 7: Skjematisk fremstilling av karbonets kretsløp (fra UNEP/GEMS, 1988). Pilene viser fluks av karbon, mens tallene i de hvite rektanglene angir reservoir av karbon. Alle tall er i gigatonn karbon.

i planter på land. I så fall bør den terrestriske biosfære vise en netto vekst fra år til år. Det finnes i dag ikke noe godt system for å overvåke karboninnholdet i havet eller vegetasjonen på land. I figur 8 er vist størrelsen på en del komponentene i karbonsyklusen, og vi ser at det antropogene bidrag er relativt lite. På den annen side er det tydelig at vi her rører ved en meget fin balanse, der store mengder karbon utveksles mellom de forskjellige økosystemene, men på en slik måte at det netto ikke er noen tilvekst i noen av økosystemene. Det lille antropogene bidraget kan derfor være nok til å forrykke denne balansen.

Det er heller ikke kjent hvordan lagringen av karbon i skog og i havet vil bli påvirket av høyere  $\text{CO}_2$ -konsentrasjon i atmosfæren og av et varmere klima. Som vi ser i figur 3 svinger  $\text{CO}_2$ -konsentrasjonen med årstidene, og utslaget er større i dag enn før. Dette kan tyde på at biosfæren tar opp mer  $\text{CO}_2$  i dag i vekstsesongen enn tidligere. Mange biologer tror imidlertid ikke at mer  $\text{CO}_2$  nødvendigvis vil gi en øket plantevekst totalt sett fordi tilgang på vann og andre næringsstoffer i naturen er en viktigere begrensende faktor enn  $\text{CO}_2$ .



Figur 8: Årlig fluks av karbon i gigatonn mellom de forskjellige delene av biosfæren og geosfæren (fra Houghton og Woodwell, 1989).

Kunnskapene om virkningen av mer  $\text{CO}_2$  på biologiske systemer i havet er enda mer mangelfulle enn for landjorden. Vekst av fytoplankton avhenger av sollys, temperatur i overflatevannet og tilgjengeligheten av næringsstoffer. Hvis man i et varmere klima får en homogen oppvarming av vannet, vil havvannet bli mer lagdelt, og det blir mindre utveksling av næring mellom de forskjellige lagene. Men det kan også tenkes at det motsatte vil skje, og da vil man få bedre vekstvilkår for organismer i havet.

## 5 PALEOKLIMATOLOGI

Paleoklimatologi er læren om fortidens klima. De siste hundre år har vitenskapen vært klar over at de siste en million år av jordens geologiske historie er karakterisert av lange istider og korte mellomistider (interglasiale perioder). I de siste 10-20 år har denne vitenskapsgrenen kunnet vise til imponerende resultater når det gjelder å beskrive mekanismene som styrer denne klimautviklingen.

Det er relativt små endringer i temperatur som skal til for å starte eller stanse en istid. Forskjellen i global middeltemperatur mellom en istid og en interglasial periode er ca.  $5^{\circ}\text{C}$ .

### 5.1 MILANKOVIC-MODELLEN

Det er ca. 100 år siden skotten James Croll lanserte den såkalte astronomiske teori som en forklaring på hvorfor jordens klima har gjennomgått glasiiale-interglasiale sykler (Gribbin, 1989). Denne teorien kalles i dag Milankovic-modellen etter den jugoslaviske astronomen Milutin Milankovic, som forbedret Croll's teori i årene før den annen verdenskrig.

Denne teorien forklarer klimasvingningene med variasjoner i jordaksens retning og helning og endringer i jordbanens form. Disse variasjonene forårsakes av gravitasjonsvekselvirkninger mellom jorden og de andre planetene.

Den første komponenten i Milankovic-modellen er forandringer i jordaksens retning, en bevegelse som kalles presesjon. Denne bevegelsen får jordaksen til å tegne en sirkel på himmelen, og det tar 19 000-23 000 år å fullføre en slik syklus. I tillegg til at jordaksen preseserer forandres også vinkelen mellom jordaksen og jordens baneplan mellom 21,8 og 24,4 grader i en syklus som tar 41 000 år. Dette er den andre komponenten i Milankovic-modellen. En mindre vinkel betyr at jorden står mer oppreist i sin bane rundt solen, hvilket medfører at forskjellene mellom årstidene blir mindre.

Vinkelen er idag ca. 23,4 grader, dvs. nær midt mellom ytterpunktene, og den er avtagende. Dette impliserer at vi idag har mildere vintre og kjøligere somre enn for noen tusen år siden, da denne vinkelen var større.

Den tredje delen av Milankovic-modellen er endringer i jordbanens form. Jordbanen strekker seg fra en sirkulær bane til elliptisk og tilbake til sirkulær over en periode på ca. 100 000 år.

## 5.2 DYPHAVSSEDIMENTER OG ISKJERNER

Milankovic' modell forble en interessant men uverifisert hypotese frem til 1970-årene, da et gjennombrudd kom på grunn av studier av kalkholdige planktoniske foraminaferer fra dyphavssedimenter. Disse prøvene tas som lange borkjerner fra skip. Dateringen av de forskjellige sjiktene i en slik borkjerne utføres ved hjelp av variasjoner i de magnetiske egenskaper som kan relateres til endringer i jordens magnetfelt. Tidspunktene for slike endringer er godt kjent fra dateringsundersøkelser gjort på land.

For å bestemme temperaturen i de forskjellige sjiktene analyserer man mengdeforholdet mellom to isotoper av oksygen,  $^{16}\text{O}$  og  $^{18}\text{O}$ . I kalde perioder blir relativt mer  $^{18}\text{O}$ -holdig vann bundet i isen, og dermed blir havvannet anriktet i  $^{16}\text{O}$  slik at foraminaferene er rikere på  $^{16}\text{O}$  i disse periodene. Ved å kombinere magnetisk datering med  $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$  temperatur-bestemmelsen får man en oversikt over de rådende temperaturforhold langt tilbake i tid. Et gjennombrudd kom i 1976 da forskere fra USA og England lyktes i å konstruere temperaturdata for de siste 500 000 år. Disse dataene viste temperaturvariasjoner som inneholdt komponenter på 21 000, 41 000 og 100 000 år, akkurat som forutsagt av Milankovic!

Senere har man kunnet rekonstruere temperaturdata for de siste 800 000 år, og disse dataene viser samsvar med Milankovic-rytmene. Men det stod et ubesvart spørsmål igjen, nemlig hvordan slike små variasjoner i astronomiske parametere kunne forårsake såpass store variasjoner i temperatur. Svaret på dette "mysteriet" kom i 1982 og viste seg å ligge i karbondioksid og drivhuseffekten.

Ved å analysere luftbobler fanget i iskjerner fra dype breer på Grønland og i Antarktis har man kunnet se variasjonene i atmosfærens  $\text{CO}_2$ -konsentrasjon som en funksjon av tiden. Nyere analyser har gjort det mulig å gå 160 000 år tilbake. For 20 000 år siden, dvs. når siste istid var på det kaldeste, var  $\text{CO}_2$ -konsentrasjonen 180-240 ppm sammenlignet med 280 ppm på begynnelsen av 1800-tallet og 350 ppm idag. For 16 000 år siden, når isen begynte å smelte, skjedde det også en økning



i  $\text{CO}_2$ -konsentrasjonen, og ved slutten av istiden for ca. 12 000 år siden hadde den nådd pre-industrielt nivå.

Ved å analysere forholdet mellom isotopene  $^{12}\text{C}$  og  $^{13}\text{C}$  i dyphavssedimenter har engelske forskere greid å studere  $\text{CO}_2$ -innholdet i atmosfæren for de siste 340 000 år, dvs. mer en tre komplette glasiiale/interglasiiale sykler. De fant alle de tre Milankovic-rytmene, både i temperaturdataene (utledet av forholdet mellom  $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ ) og i  $\text{CO}_2$ -dataene (fra  $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ -forholdet). Sammenligning av disse resultatene med astronomiske beregninger viser at forandringene i jordbanen kommer før forandringene i  $\text{CO}_2$ -konsentrasjonen, og at forandringene i  $\text{CO}_2$  kommer før endringen i klima, eller i det minste isdekke.

Disse funnene blir av enkelte forskere tolket slik: Plankton i havet representerer en biologisk pumpe som tar opp  $\text{CO}_2$  fra atmosfæren og omdanner dette til kalk som, når planktonet dør, synker ned og danner bunnsedimenter. Forandringer i solintensiteten, og dens fordeling over årstidene, får plankton til å bli en mer eller mindre effektiv  $\text{CO}_2$ -pumpe. Det er særlig i polarområdene at endringer i  $\text{CO}_2$ -pumpen er størst, da det er ved høye bredder at man får den største effekt av Milankovic-rytmene. Effektiviteten av  $\text{CO}_2$ -pumpen påvirker så mengden av  $\text{CO}_2$  i atmosfæren, som så regulerer drivhusstyrken og dermed temperaturen ved jordoverflaten. Denne variasjonen i  $\text{CO}_2$ -innhold i atmosfæren forsterker dermed de klimaendringer som Milankovic-prosessene bidrar til å produsere.

Variasjonene i temperatur og  $\text{CO}_2$ -konsentrasjon kan også forklares ved hjelp av rene geofysiske vekselvirkninger. Øket solstråling forårsaker smelting av snø og is i polområdene, slik at jordens albedo avtar. Dette bevirker at mer solstråling absorberes i havet, og havtemperaturen øker. Dette fører igjen til at noe av den  $\text{CO}_2$  som er løst opp i havet blir drevet over i gassform, slik at atmosfærens  $\text{CO}_2$ -innhold øker. Øket konsentrasjon av  $\text{CO}_2$  vil så igjen forårsake en global temperaturøkning.

De mindre temperatur- og  $\text{CO}_2$ -variasjonene under en istid eller en interglasiial periode, som følger syklene på 21 000 år og 41 000 år kan også forklares ved hjelp av plankton-mekanismen. Plankton-mekanismen



er imidlertid fortsatt svært hypotetisk, men en klar konklusjon fra forskningsresultatene er at jorden omtrent nå burde gå inn i en ny istid. Men den økende konsentrasjon av CO<sub>2</sub> og andre drivhusgasser kan gjøre jorden "unaturlig" varm.

Nye målinger (Winograd et al., 1988), viser imidlertid resultater som avviker noe fra de som er beskrevet ovenfor. De nye resultatene viser at den forrige interglasiale periode, som man hittil har trodd startet for ca. 130 000 år siden, antagelig startet for 150-160 tusen år siden. Disse nye funnene, som er basert på kalkavsetninger i Nevada, underminerer derimot ikke Milankovic-modellen. De nye dataene viser alle de tre Milankovic-rytmene (21 000, 41 000 og 100 000 år), men de viser også andre rytmer med varigheter på 25 000, 27 000, 32 000, 35 000, 50 000 og 62 000 år. Andre påvirkninger enn de astronomiske spiller antagelig også en vesentlig rolle for klimautviklingen, og de peker spesielt på tilbakekoblingsmekanismer som involverer forandringer i havstrømmer.

### 5.3 HAVSTRØMMER

Klimaendringene ved begynnelse og slutt av istider har vært mye raskere enn sedimentprøver analysert med hensyn på forholdet mellom <sup>16</sup>O og <sup>18</sup>O viser. <sup>16</sup>O/<sup>18</sup>O analysene reflekterer egentlig størrelsen på isdekket, og dette har brukt flere tusen år på å dannes eller å smelte i forbindelse med begynnelse eller slutt på en istid. Disse resultatene har altså gitt inntrykk av at Milankovic-påvirkningen (som er langsom og kontinuerlig) har forårsaket en tilsvarende langsom forandring i klima-systemet. Broecker mener at dette er en gal oppfatning (Broecker, 1987), og han begrunner det med økologiske forandringer som er registrert ved å analysere forekomst av forskjellige planktoniske organismer. Disse dataene viser at siste istid endte brått, for ca. 13 000-12 600 år siden, men at denne oppvarmingen så ble avbrutt av en kortvarig kald periode i Vest-Europa fra 11 000-10 000 år siden. Denne perioden kalles Yngre Dryas, og studier av iskjerner fra Grønland (Dansgaard, 1989) viser at den endte brått: På mindre enn 20 år skiftet klimaet i Nord-Atlanteren til mye mildere og mindre uværspregget, og Sør-Grønland opplevet en økning i middeltemperaturen på 7°C

i løpet av bare 50 år. Et annet eksempel på rask forandring i klimaet har man funnet i Andesfjellene i Peru, der overgangen fra den lille istid (ca. år 1750) til dagens klima tok bare tre år (Thompson og Moseley-Thompson, 1987).

Disse funnene tyder på at jordens klimasystem, når det blir utsatt for gradvise og langsomme påvirkninger, plutselig kommer til et punkt hvor det ikke lenger kan stå imot, og dermed svarer med en rask forandring. Denne formen for plustelig og stor respons på en liten endring i ytre påvirkning observeres i mange naturlige systemer, som f.eks. populasjoner og værsystemet. Denne typen oppførsel ventes i systemer som matematisk kan beskrives med ikke-lineære ligninger. Jordens klimasystem er i aller høyeste grad et slikt ikke-lineært system, og man må derfor forvente plutselige sprang i f.eks. temperatur og havstrømningsmønster.

Det store spørsmålet nå er hvordan havstrømmer vil reagere på de høye temperaturene vi nå etter all sannsynlighet går i møte. De fleste modellberegninger forutsier en økning på 1,5 til 4,5<sup>0</sup>C innen år 2030 eller 2050. Jorden vil dermed bli varmere enn den har vært noensinne i løpet av de siste ca. en million år.

## 6 GLOBALE KLIMAENDRINGER DE SISTE 100 ÅR.

### 6.1 OBSERVASJONER

Det er laget globale temperatur datasett på grunnlag av observasjoner som går tilbake til midten av forrige århundre. Det er gjort store anstrengelser for å gjøre disse datasettene så gode som mulig slik at de ikke er influert av endringer i observasjonssted og observasjonsmetoder. De viktigste mulige endringene er

1. Endring i instrumentering og/eller observasjonsteknikk.
2. Endring i observasjonstidspunkter og/eller beregning av middelverdier.

3. Endring i eksponering av instrumenter på stasjonen eller endring i stasjonens beliggenhet.
4. Endring i omgivelsene, spesielt byers vekst i umiddelbar nærhet av stasjonene.

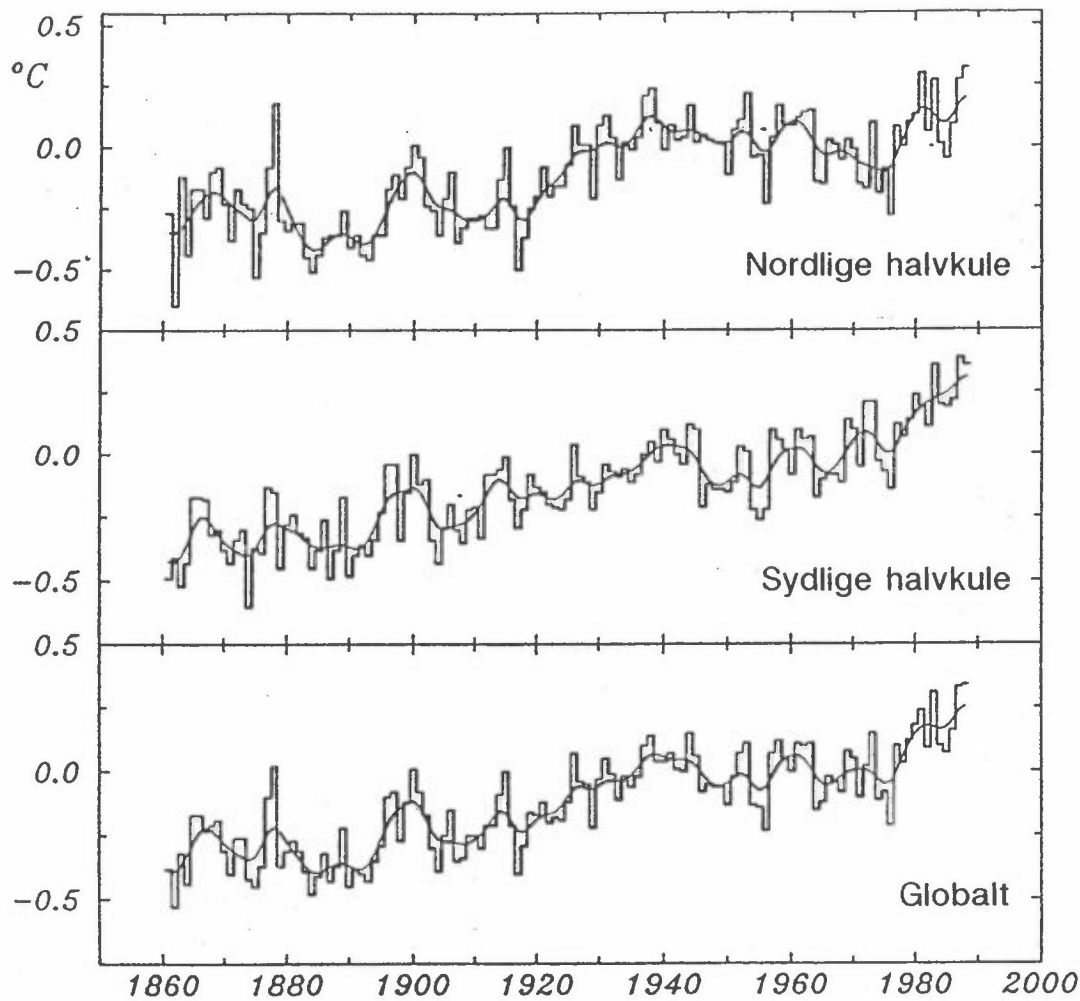
En observasjonsrekke som ikke har vært utsatt for endringer som har påvirket dataene, kalles en homogen observasjonsrekke. Det er forskjellige metoder som kan benyttes for å finne endringer i en observasjonsrekke som skyldes andre årsaker enn klimaendringer. Har man funnet homogenitetsbrudd, er det også metoder som kan benyttes for å korrigere for bruddet. Men felles for metodene er at de krever et forholdsvist tett observasjonsnett i områder med mest mulig like klimaforhold hvis korrigeringen skal bli nøyaktig.

Under homogenisering av en observasjonsrekke må man ofte gjøre korreksjoner som er av samme størrelsesorden som effekten av de eventuelle klimaendringer som man nå søker etter.

Det er viktig at man er oppmerksom på disse svakhetene i datasettene som benyttes til å vurdere klimaendringer i de siste 100 år, og som benyttes som grunnlag i modeller for beregning av mulig fremtidig klima. Uten denne kunnskapen er det lett å "overtolke" resultatene og å gå lenger enn det dataene gir grunnlag for. Men når man kjenner til mangler i datasettene, må man ikke derfor gå til den andre ytterligheten og forkaste dem på grunn av disse. Dataseriene er brukbare til formålet, men det må fortsatt legges ned mye arbeid i å forbedre dem.

## 6.2 KLIMAENDRINGER

Ser vi på den midlere lufttemperaturen for land og havområder for hele jorden, så var 1988 det varmeste år siden observasjonene startet i midten av det forrige århundret (se figur 9). I tillegg har de seks varmeste årene i det globale datasettet forekommet i 1980-årene: i økende orden 1986, 1980, 1981, 1983, 1987 og 1988 (Jones et al., 1986; Farmer, 1989). Dataene viser også at den globale middeltemperaturen har økt med  $0,5^{\circ}\text{C}$  siden begynnelsen av århundret.



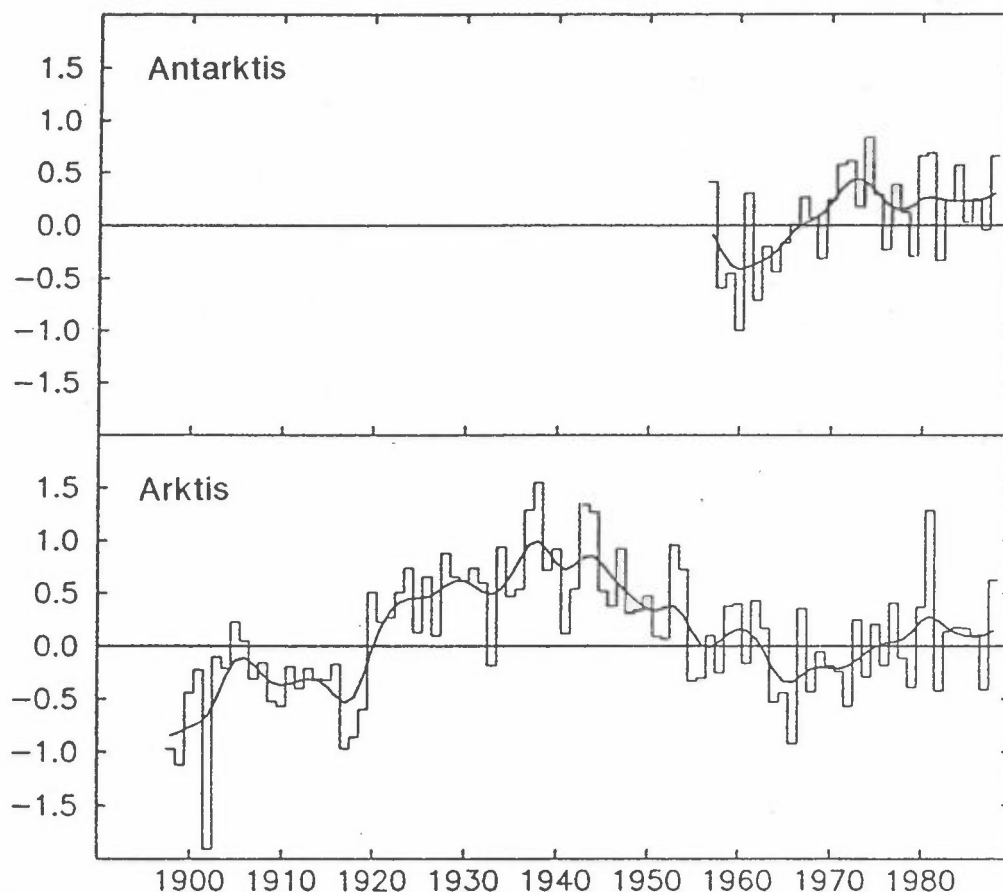
Figur 9: Den nederste kurven viser midlere globale lufttemperaturer over land og hav for 1861 til 1988. Årsverdier er plottet som avvik fra middeltemperaturen for perioden 1950-1979. De øverste kurvene viser tilsvarende verdier for henholdsvis nordlige og sørlige halvkuile. Temperaturserien oppdateres hver måned av Climatic Research Unit, Unversity of East Anglia. for nærmere detaljer se: Nature 322, side 430-434; Nature 332, side 790; Nature 333, side 122.

Den globale middeltemperaturen for 1988 var ca.  $0,35^{\circ}\text{C}$  høyere enn middelet for 30-års perioden 1951-1980. Dette er 3 ganger høyere enn den naturlige fluktuasjonen i årsmiddeltemperaturen omkring 30-årsmiddelet (Pearce, 1989).

Hovedtrekkene i temperaturserien for hele jorden viser en relativ stabil periode frem til like før århundreskiftet. Deretter stiger temperaturen frem til 1940-årene, og den holder seg så noenlunde stabil igjen frem til midten av 1970-årene da den nåværende økningen startet.

Dataserien for nordlige og sydlige halvkule viser at den stabile perioden mellom 1940 og 1970 på global basis var et resultat av avtagende middeltemperaturer på den nordlige halvkule og tiltagende på den sydlige.

Økningen i de globale middeltemperaturene siden århundreskiftet har ikke vært uniform over hele kloden. Vi har sett at temperaturutviklingen ikke har vært helt den samme på de to halvkulene. Og ser vi på tidsserier fra polarområdene, så ser vi at økningen av temperaturen siden 1970-årene ikke har vært så markert der som i de globale seriene (se figur 10).



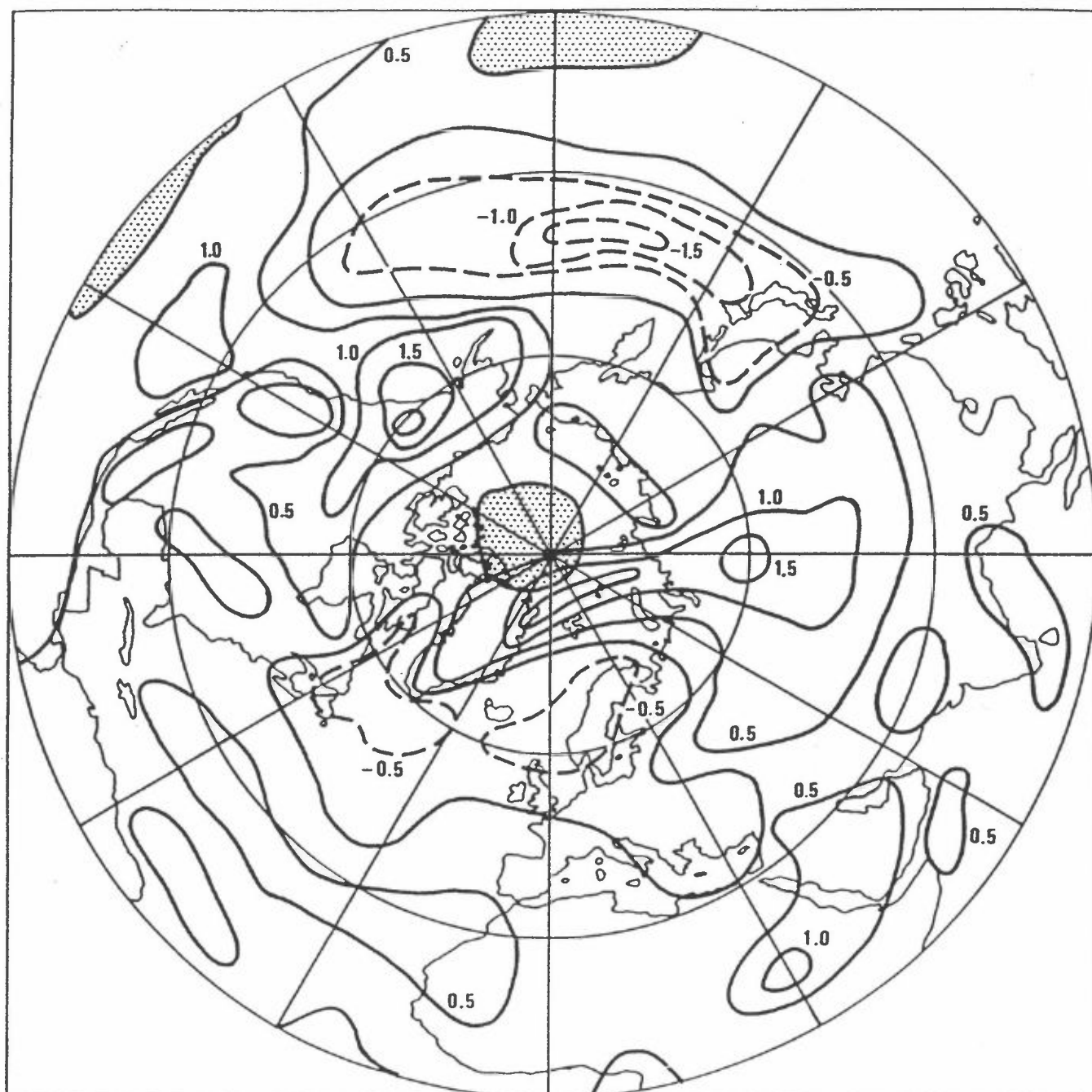
Figur 10: Den nederste kurven viser midlere lufttemperaturer for landområder i Arktis mellom  $65^{\circ}$  og  $85^{\circ}$  N for årene 1898 til 1988. Verdiene er vist som avvik fra middeltemperaturen for hele perioden. Den øverste kurven viser en kortere serie fra Antarktis.

Kilde: P.D. Jones, Climatic Research Unit, University of East Anglia.

Visse deler av de globale tidsseriene har vært undersøkt mer i detalj. Figur 11 viser temperaturtrenden over de tyve årene 1967-1986. Dette var en periode med stor økning i temperaturene i de globale tidsseriene og spesielt i serien for sydlig halvkule (figur 9). Over den nordlige halvkulen var oppvarmingen mindre og det er områder der som viser markert avkjøling. Av spesiell interesse er avkjølingen over Skandinavia med omkring  $0,5^{\circ}$  over perioden. Det er et tilsvarende område med enda sterkere avkjøling over nordlige Stillehavet. Figuren viser at temperaturen har økt over de arktiske områdene, men norske data fra Svalbard, Bjørnøya og Jan Mayen viser synkende temperaturer. Det er derfor sannsynlig at disse ikke er med i datasettet som er brukt.

De generelle sirkulasjonsmodellene (GCM) indikerer at oppvarmingen som skyldes drivhuseffekten vil bli størst i polarområdene. Dette er "likevektstilstands" resultater for den tiden da klimaet igjen er i balanse etter en dobling av  $\text{CO}_2$ -nivået. Selv om  $\text{CO}_2$ -nivået dobles innen år 2030 så vil ikke klimasystemet nå likevekt før tidligst år 2070. Dette skyldes den termiske tregheten til havet. Forsinkelsen er blitt kalt "den skjulte oppvarmingen" (Mintzer, 1987) eller hvor mye temperaturen i atmosfæren vil fortsette å stige selv om vi kunne stoppe utslippene av drivhusgasser. Regionmønstrene for de siste trendene i temperaturutviklingen viser at den mest signifikante oppvarmingen har forekommet over lavere og midlere breddegrader. Vi er klart inne i et tidlig stadium av en eventuell oppvarming, og det er mulig at mønstrene for klimaendringer som vi vil oppleve i nær fremtid, ikke vil være i samsvar med "likevektstilstands" resultatene.

På dette tidspunkt er det ikke mulig å tilskrive den observerte globale oppvarmingen av atmosfæren med absolutt sikkerhet til drivhuseffekten. Temperaturøkningen kan være en del av de naturlige variasjonene i klimasystemet. Eller den kan være en del av de naturlige variasjoner og en redusert drivhuseffekt. Men resultatene av modellberegningene og de assosierte konsekvensene er så alvorlige at det vil være uansvarlig å vente på flere og klarere bevis før man reduserer utslippene av drivhusgassene. Når man eventuelt får de sikre bevisene, vil det sannsynligvis være for sent å stoppe den resulterende klimaendringen.



Figur 11: Temperaturforskjeller mellom 1967 og 1986. Selv om det globalt er en temperaturstigning i denne perioden, så er det områder med nedgang i temperaturen. De prikkede områdene er områder med utilfredsstillende datadekning.  
Kilde: P.D. Jones, T.M.L. Wigley og G. Farmer, Climatic Research Unit, University of East Anglia.

Det er særlig to grupper av forskere som studerer klimautviklingen med grunnlag i observerte meteorologiske data. Den ene er NASA's Goddard Institute for Space Studies (GISS) i New York, og den andre er forskerne ved Climate Research Unit ved University of East Anglia. Den amerikanske undersøkelsen er basert hovedsakelig på data fra land, med marine data fra øyer og noen få værskip. Den britiske undersøkelsen er mer omfattende og inkluderer bl.a. 40 millioner kvalitetskontrollerte observasjoner fra skip siden 1854.

James E. Hansen (GISS) forårsaket internasjonalt "oppstyr" i juni 1988 da han fortalte en kongresskomité at "drivhuseffekten er her". Han fremholdt at de målte temperaturer med 99% sikkerhet representerer en oppvarmingstrend i motsetning til naturlige fluktuasjoner. Dette er et syn som deles av de fleste forskere. Han la til at vi med stor grad av sikkerhet kan tillegge denne temperaturøkningen den økte konsentrasjon av CO<sub>2</sub> og andre drivhusgasser. Dette er en påstand langt fra alle vitenskapsmenn vil si seg enig i.

Ingen kan forklare temperaturnedgangen fra 1940-1970, og hvorfor oppvarmingen kom så plutselig i 70-årene. Dette er en av grunnene til at mange forskere er forsiktige med å tilskrive oppvarmingen til drivhuseffekten.

Det meste av dette kapitlet bygger på opplysninger fra Climatic Research Unit, University of East Anglia.

## 7 NORSK KLIMA DE SISTE 100 ÅR

### 7.1 INNLEDNING

Dette kapitlet er et utdrag av en mer fullstendig rapport fra Det norske meteorologiske institutt (DNMI) med tittel:

"Lufttemperatur og nedbør i Norge. Utvikling i løpet av tiden med instrumentelle målinger" (Aune, 1989).



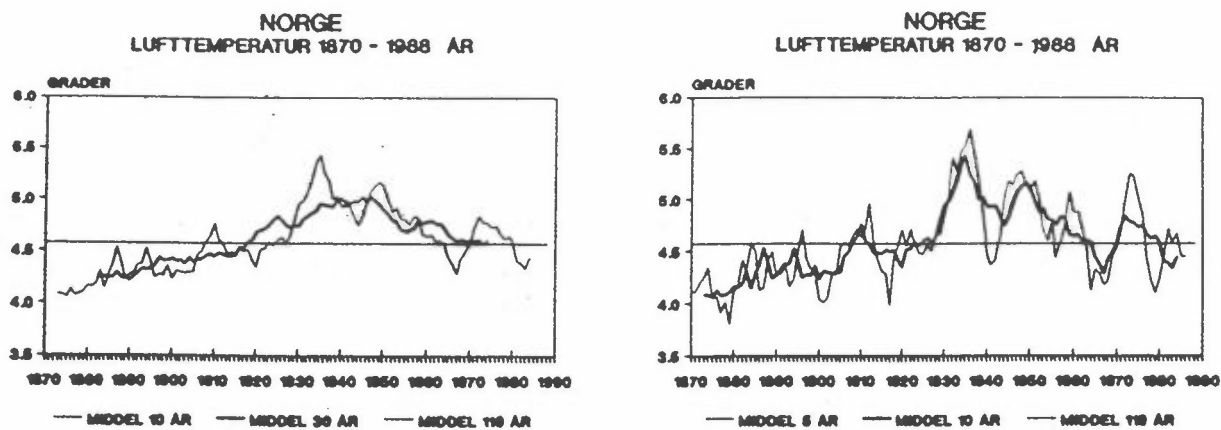
## 7.2 TEMPERATUR

Det er benyttet temperaturdata fra følgende stasjoner:

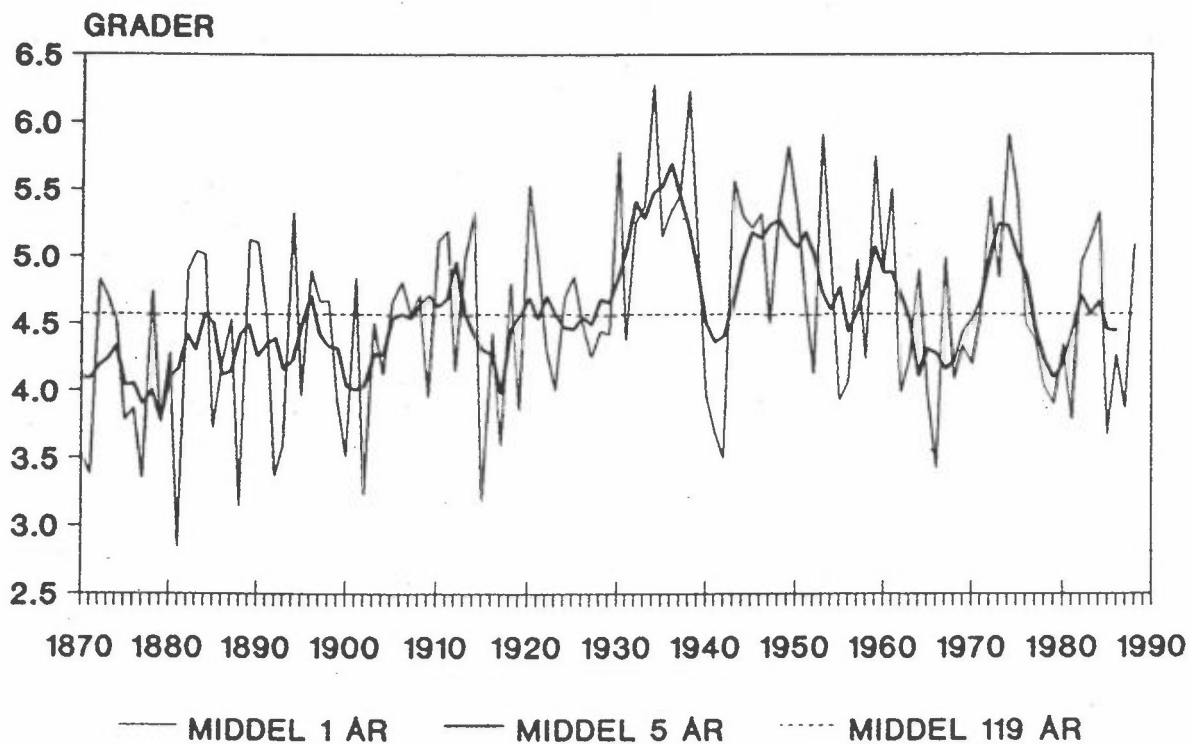
1. OSLO	Observasjoner fra 1837
2. TORUNGEN FYR	Observasjoner fra 1867
3. OKSØY FYR	Observasjoner fra 1869
4. UTSIRA FYR	Observasjoner fra 1867
5. BERGEN	Observasjoner fra 1835
6. TRONDHEIM	Observasjoner fra årene 1761-1980
7. TROMSØ	Observasjoner fra 1867
8. KARASJOK	Observasjoner fra 1876
9. VARDØ	Observasjoner fra 1876

Middeltemperatur for "Norge" er vist i figurene 12-16. Disse kurvene viser både korttidsvariabiliteten og den mer langsiktige temperaturutviklingen. Figurene viser at hovedutviklingen av temperaturklimaet i Norge siden 1870 er:

- På årsbasis har det vært en økning i temperaturen frem til 1930-årene, og deretter har temperaturen avtatt. Nedgangen etter 1930-årene har vært mindre enn økningen før 1930-årene, men det har vært større variabilitet i temperaturforholdene etter 1930-årene enn tidligere.
- Temperaturutviklingen om vinteren (desember-januar-februar) følger stort sett årsutviklingen, men nedgangen etter 1930-årene har vært større. Det var en markert varm periode i 1970-årene. Vinteren er den årstiden som har størst variabilitet i klimaet. Middeltemperaturen for vinteren 1965/66 er den laveste som er målt siden 1870 og middeltemperaturen for siste vinter er bare overskredet fire ganger tidligere.
- Om våren (mars-april-mai) har det vært en økning fra ca. 1880 og frem til ca. 1920. Deretter viser temperaturen bare en svak økning. Middeltemperaturen for våren 1989 er den høyeste siden 1870, men den er bare få hundredeler høyere enn middeltemperaturen for våren 1920.

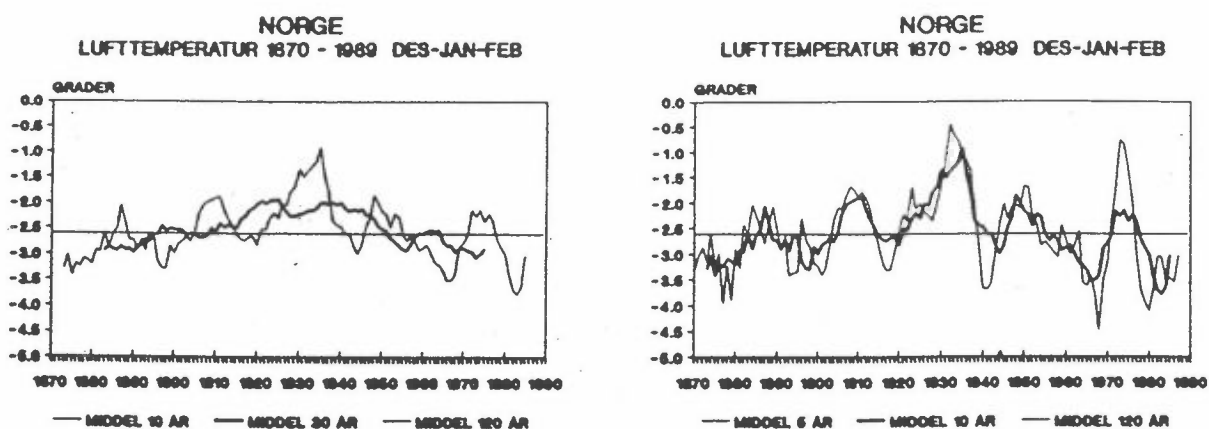


## NORGE LUFTTEMPERATUR 1870 - 1988 AR



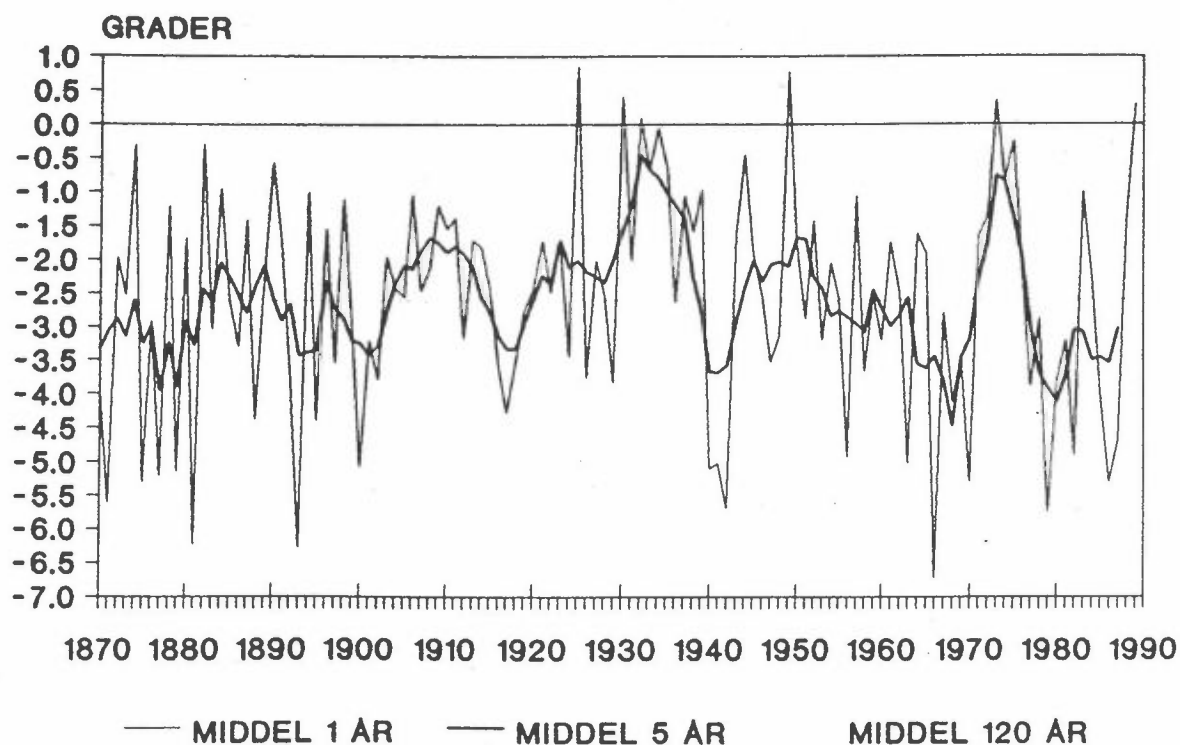
DNMI - KLIMAÅDELINGEN

Figur 12: Glidende temperaturmidler for året. Beregnet ved hjelp av data fra 9 stasjoner (fra Aune, 1989).



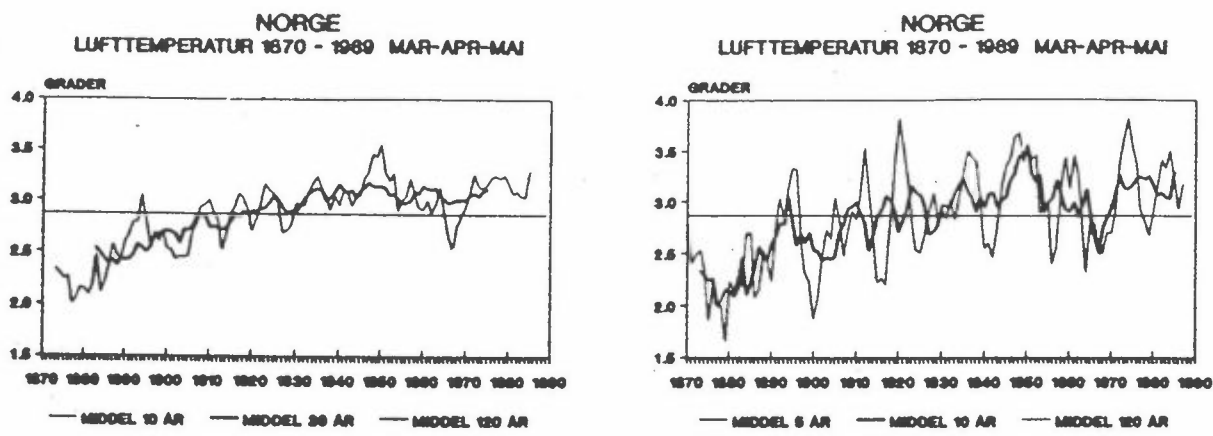
## NORGE

### LUFTEMPERATUR 1870 - 1989 DES-JAN-FEB



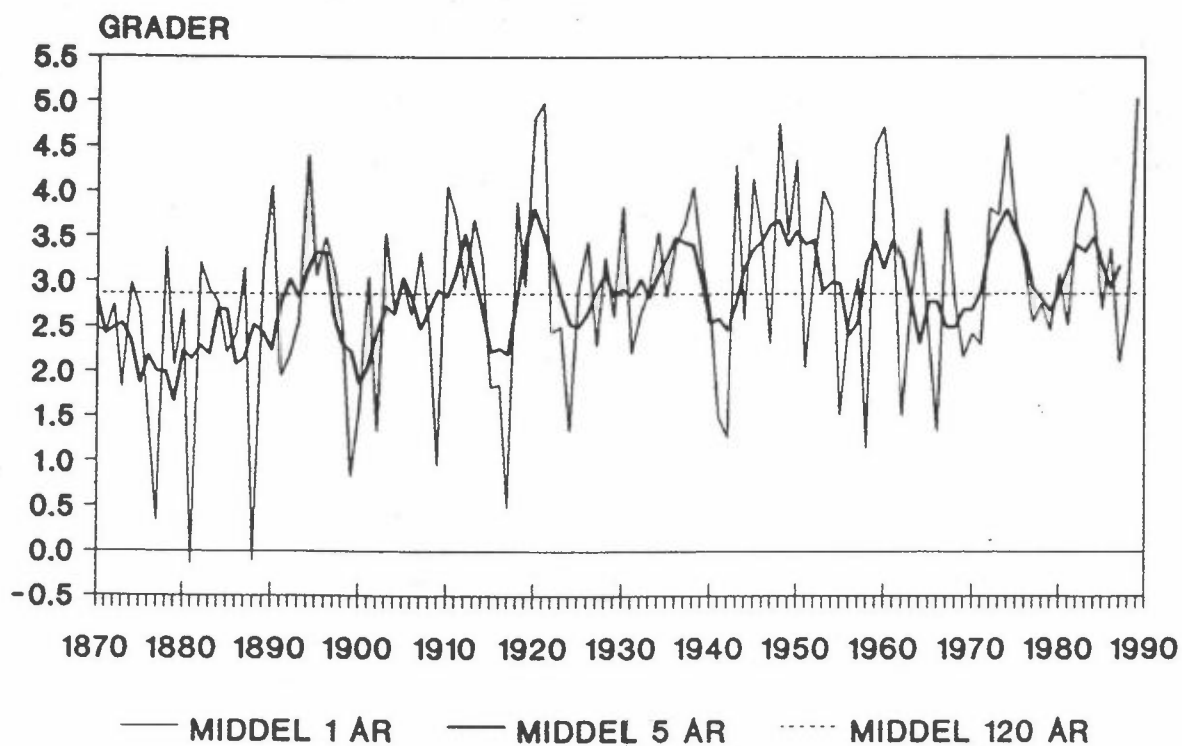
DNMI - KLIMAANDELINGEN

Figur 13: Glidende temperaturmidler for vintersesongen, desember-januar-februar. Beregnet ved hjelp av data fra 9 stasjoner (fra Aune, 1989).



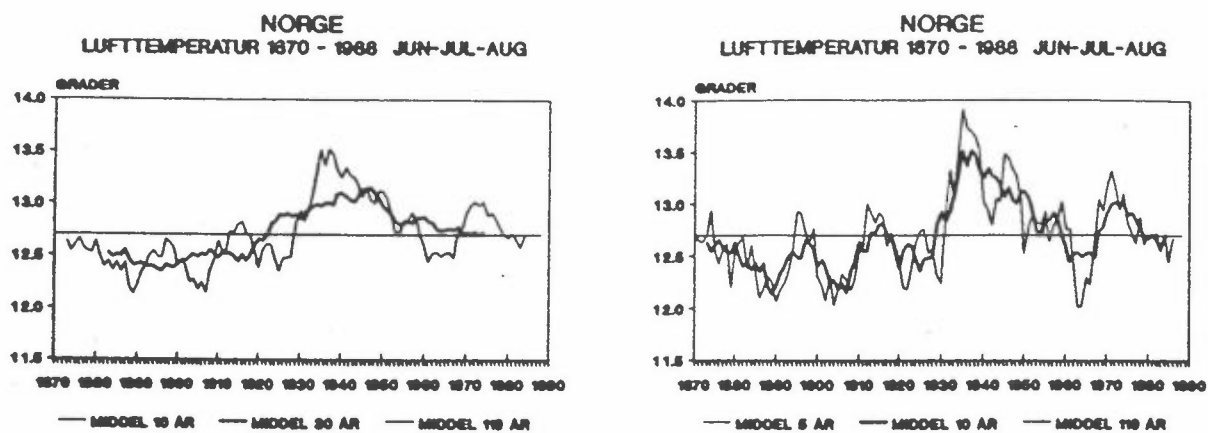
## NORGE

### LUFTEMPERATUR 1870 - 1989 MAR-APR-MAI



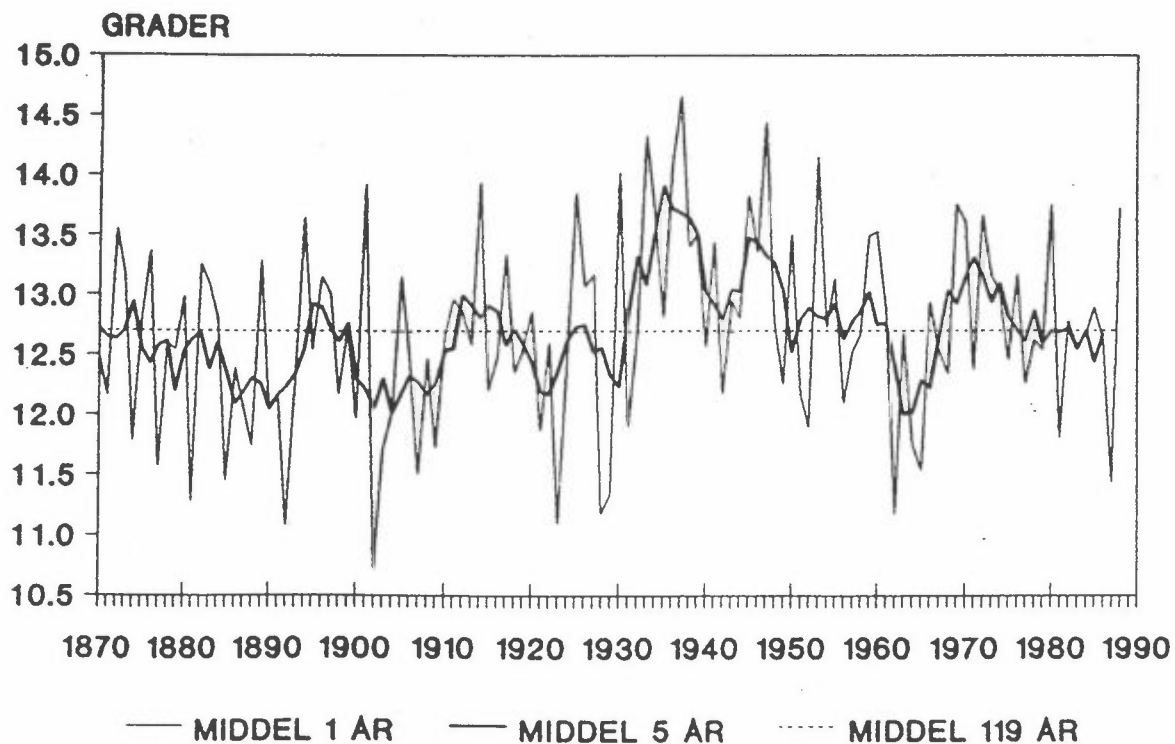
DNMI - KLIMAÅVDELINGEN

Figur 14: Glidende temperaturmidler for vårsesongen, mars-april-mai. Beregnet ved hjelp av data fra 9 stasjoner (fra Aune, 1989).



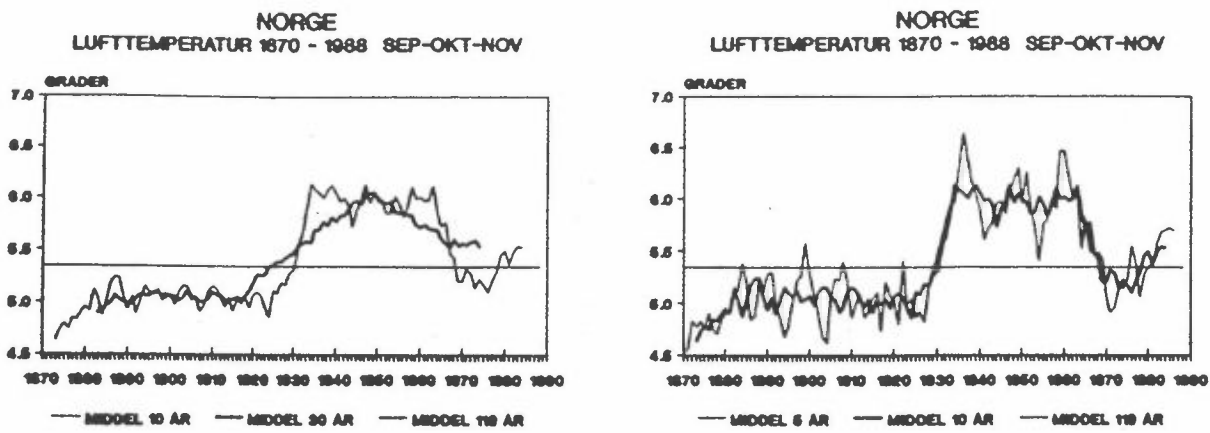
## NORGE

### LUFTTEMPERATUR 1870 - 1988 JUN-JUL-AUG



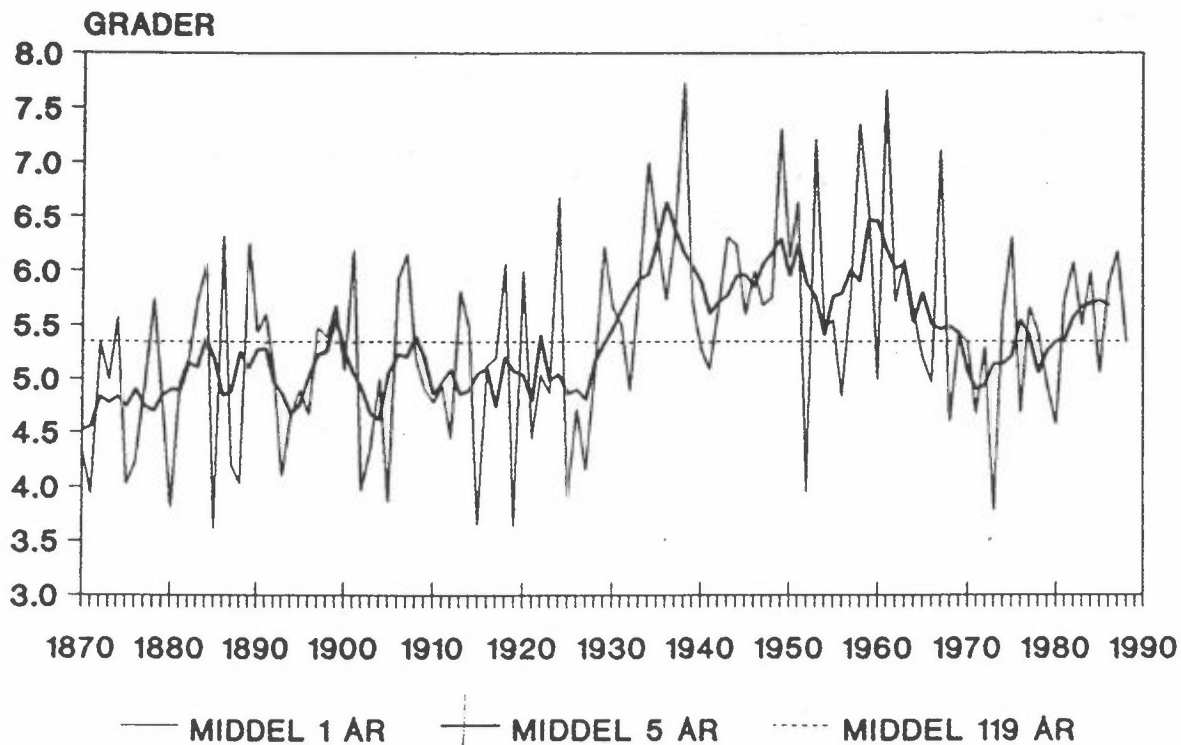
DNMI - KLIMADELINGEN

Figur 15: Glidende temperaturmidler for sommersesongen, juni-juli-august. Beregnet ved hjelp av data fra 9 stasjoner (fra Aune, 1989).



## NORGE

### LUFTEMPERATUR 1870 - 1988 SEP-OKT-NOV



DNMI - KLIMAÅVDELINGEN

Figur 16: Glidende temperaturmidler for høstsesongen september-oktober-november. Beregnet ved hjelp av data fra 9 stasjoner (fra Aune, 1989).

- Temperaturutviklingen om sommeren (juni-juli-august) følger utviklingen på årsbasis, men økningen i temperaturen før 1930-årene var over en kortere periode. Temperaturen er nå omtrent som i 1970-årene.
- Temperaturen om høsten (september-oktober-november) følger stort sett året og vinteren frem til 1930-årene, men høsttemperaturen holdt seg videre forholdsvis høy frem til ca. 1960. Deretter avtok den til tidlig i 1970-årene for så å øke igjen.

### 7.3 NEDBØR

Vi har hatt nedbørmålinger i regi av DNMI etter stort de samme metoder som i dag siden 1895. I Norge er det store forskjeller i nedbørmengden over de enkelte landsdeler, og det er også store forskjeller innen landsdelene. Hovedårsakene er terrengforholdene og hvordan områdene ligger i forhold til retningen det meste av nedbøren kommer fra. Det er områder på Vestlandet som på årsbasis har midlere nedbørmengder 10 ganger større enn hva de er over enkelte områder på Østlandet og i Finnmark.

Den geografiske fordelingen av observasjonsstasjoner som er benyttet er ujevn. Dette skyldes hovedsakelig tilgangen på stasjoner med lange observasjonsserier uten større homogenitetsbrudd. På grunn av at nedbøren varierer mer over mindre områder enn lufttemperaturen, er det mer naturlig å se på utviklingen innen de enkelte landsdeler enn på landet som helhet. Det vil i dette korte sammendraget føre for langt å gjennomgå alle landsdelene, og det henvises derfor til den komplette rapporten fra DNMI's klimaavdeling. Det mest karakteristiske er at det for høstsesongen (sept., okt., nov.) har funnet sted en klar økning i nedbør for Østlandet, Sørlandet og Vestlandet opp til Møre.

#### 7.4 FORSLAG TIL VIDERE UNDERSØKELSER

Rapporten fra DNMI inneholder en del forslag til undersøkelser som bør gjøres. Listen nedenfor inneholder en del av dem:

- Homogenitetstesting av observasjonsserier.
- Bygge opp det mest mulig maksimale datasett med lange observasjonsserier. Dette må også inneholde andre observasjoner enn lufttemperatur og nedbør.
- Gjennomføre undersøkelser av klimavariabilitet og om klimaendringer ved hjelp av forskjellige filter-teknikker.
- Bygge opp en database med værtyper som er koplet sammen med forskjellige observasjonsserier. Det er spesielt viktig å finne hvilke værtyper som er karakteristiske for ekstremverdiene i observasjonsseriene f.eks. hvilke værtyper er det som har gitt ekstrem temperatur og nedbør på års-, sesong og månedsbasis.
- En "værtype"-database vil være et utmerket grunnlag for studier som vil sette oss bedre istand til å forstå hvilke værmekanismer som er årsak til den store variabiliteten i Norges klima, utviklingen av klimaet frem til idag og hvordan klimaet i Norge kan utvikle seg i årene fremover.
- Bearbeide observasjonsserier fra Arktis. Observasjonsseriene fra norske stasjoner er for dårlige til å bearbeides for klimaformål uten at de først kontrolleres grundig og eventuelt også korrigeres.



## 8 KLIMAMODELLER OG RESULTATER

### 8.1 INNLEDNING

I de fleste grener av naturvitenskapen er det mulig å foreta direkte eksperimenter på de objekter man vil studere, som f.eks. innenfor de fleste områder av fysikk og kjemi. Man kan forandre variable og gjenta eksperimentet. Men, i en del andre grener av vitenskapen er dette ikke mulig. Klimaforskeren kan ikke eksperimentere med jordens atmosfære for å se hvordan den reagerer på endringer i f.eks. konsentrasjonen av klimagasser. For studier av jordens klimautvikling har man to muligheter:

- 1) Å observere klimaets oppførsel og prøve å forstå de prosesser som er involvert ved å betrakte tidligere tiders klima og ved anvendelse av kjente naturlover.
- 2) Å bruke et surrogat for eksperimenter.

Det dreier seg her om å bestemme atmosfærens oppførsel som en funksjon av konsentrasjonen av sporstoffer som aldri før har eksistert i atmosfæren (klorfluorkarboner), eller som aldri før har forekommet i så høye konsentrasjoner (metan og  $N_2O$ ), eller som sist fantes i like høye konsentrasjoner for mer enn en million år siden ( $CO_2$ ).

Vi kjenner lite til klimaet i jordens fjerne fortid, men klimafluktuasjoner i den nære fortid (de siste noen hundre tusen år) kan gi en pekepinn om hva slags forandringer som er mulige. Men disse sammenligningene vil være av begrenset verdi for å forutsi noe om fremtidens klima, siden vi nå er ferd med å forandre atmosfærens sammensetning i den grad at dens drivhuspotensiale er høyere enn noensinne de siste en million år. For å kunne si noe om fremtidens klima er det derfor nødvendig å foreta modellberegninger. På grunn av størrelsen og kompleksiteten av klimasystemet er numerisk modellering den eneste muligheten for å kunne foreta realistiske simuleringer.

## 8.2 DE FORSKJELLIGE TYPER AV KLIMAMODELLER

De enkleste modellene beregner kun gjennomsnittstemperaturen i luften ved jordoverflaten og antar at denne kun avhenger av strålingsbudjetet ved jordoverflaten eller på toppen av atmosfæren. Disse modellene kalles energibalansmodeller (EBM). Det er to typer av slike modeller: modeller som betrakter energibalansen ved 1) jordoverflaten (SEBM) og 2) på toppen av atmosfæren (PEBM). Slike beregninger ble foretatt allerede i 1930-årene, og i tabell 5 vises resultatet av noen slike beregninger. Den beregnede temperaturøkning er under forutsetning av en dobling av CO<sub>2</sub> konsentrasjonen fra 300 til 600 ppm. Som vi ser er det store sprik i verdiene, men de forutsier alle en temperaturøkning.

Tabell 5: Forandring i global middeltemperatur som en følge av en dobling av CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen fra 300 til 600 ppm. Beregnet ved hjelp av energibalansmodeller.

Studium*	Modeller	$\Delta T_s$ (°C)
Callendar (1938)	SEBM	1,3
Møller (1963)	SEBM	9,6
Newell og Dopplick (1979)	SEBM	0,24
Rasool og Schneider (1971)	PEBM	0,6
Ramanathan et al. (1979)	PEBM	3,3

\*Se Schlesinger (1986) for referansene ovenfor.

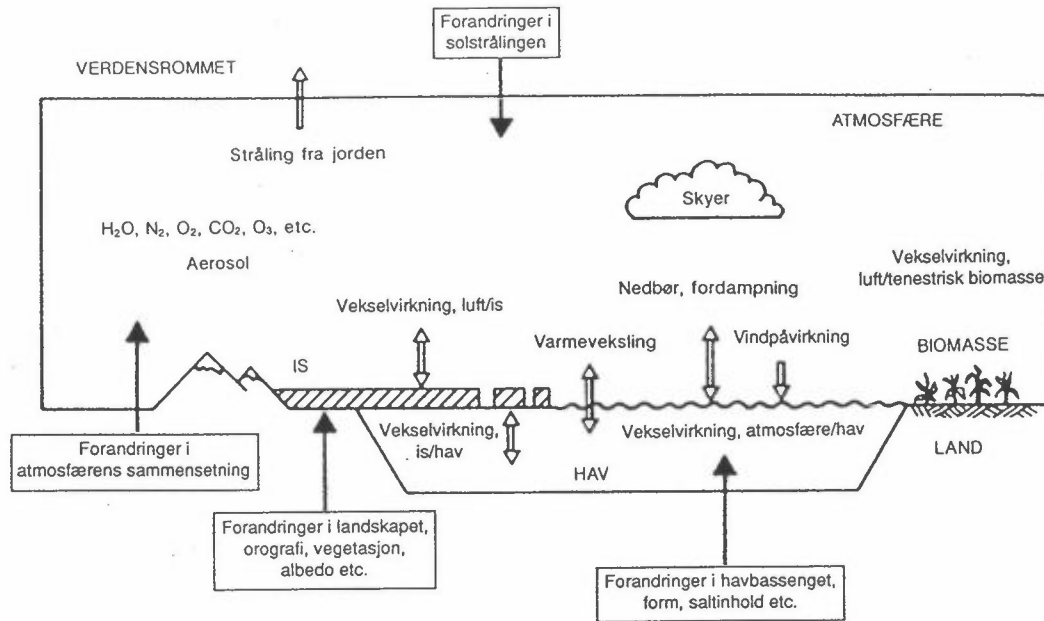
En annen type modell går et skritt videre ved også å betrakte vertikale bevegelser i atmosfæren (konveksjon) som oppstår på grunn av tetthetsforskjeller. Disse modellene kalles for "radiative-convective models" (RCM). Resultater for en del slike beregninger der man antar en dobling av CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen er vist i tabell 6. Disse resultatene viser mindre sprik enn fra EBM-modellene, og de grupperer seg rundt en økning på 2°C.

Tabell 6: Forventet økning i global middeltemperatur etter en dobling av CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen beregnet ved hjelp av "radiative convective" modeller.

Studium*	$\Delta T_s$ (°C)
Manabe og Wetherald (1967)	1,33-2,92
Manabe (1971)	1,9
Augustsson og Ramanathan (1977)	1,98-3,2
Rowntree og Walker (1978)	0,78-2,76
Hunt og Wells (1979)	1,82-2,2
Wang og Stone (1980)	2,00-4,20
Charlock (1981)	1,58-2,25
Hansen et al. (1981)	1,22-3,50
Hummel og Kuhn (1981a)	0,79-1,94
Hummel og Kuhn (1981b)	0,8 -1,20
Hummel og Reck (1981)	1,71-2,05
Hunt (1981)	0,69-1,82
Wang et al. (1981)	1,47-2,80
Hummel (1982)	1,29-1,83
Lindzen et al. (1982)	1,46-1,93
Lal og Ramanathan (1984)	1,8 -2,40
Sommerville og Remer (1984)	0,48-1,74

\*Se Schlesinger (1986) for referansene ovenfor.

For å foreta en pålitelig forutsigelse og for å få en god forståelse av effekten av endringer i klimagassenes konsentrasjon er det nødvendig med en modell som beskriver atmosfærens tredimensjonale struktur og oppførsel og dens variasjon med tiden. Siden atmosfæren vekselvirker med jordoverflaten og havoverflaten, må prosesser som involverer disse også inkluderes i modellen. Forandringer i oppvarmings- og avkjølingsmønsteret i atmosfæren påvirker alle de andre klimaelementene, som nedbør, skydekke, hyppighet av tropiske sykloner, "mid-latitude storm tracks", første og siste frostdag, utbredelse av havis osv. For å få til en fullstendig beskrivelse av disse fenomenene må man betrakte hele jordkloden fra overflaten til godt opp i stratosfæren, og alle viktige prosesser som påvirker det totale jord-atmosfære-system bør inkluderes. I figur 17 er beskrevet noen av disse vekselvirkningene. Generelle sirkulasjonsmodeller (GCM) er laget for å tilfredsstille kravene nevnt ovenfor.



Figur 17: Skjematisk illustrasjon av jordens klimasystem, med noen eksempler på fysiske prosesser av betydning for klimaet (fra Gates, 1979).

I tabell 7 er ført opp temperaturøkning beregnet med GCM-modeller som følge av en dobling av CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen fra 300 til 600 ppm. Disse verdiene ligger rundt +3<sup>0</sup>C, og er altså noe større enn for EBM og RCM-modellene. De siste beregningene viser imidlertid temperaturøkninger på mindre enn 2<sup>0</sup>C, og dette skyldes bedre beskrivelse av skyer og av vekselvirkningen mellom atmosfære og hav.

Tabell 7: Økning i global middeltemperatur som følge av en dobling av atmosfærens CO<sub>2</sub>-innhold. Beregnet ved hjelp av generelle sirkulasjonsmodeller.

Studium*	ΔTs (°C)
Manabe og Wetherald (1975)	2.9
Manabe og Wetherald (1980)	3.0
Schlesinger (1983)	2.0
Washington og Meehl (1983)	1.3
Washington og Meehl (1984)	3.5
Hansen et al. (1984)	4.2
Wetherald og Manabe (1986)	4.0
Hansen et al. (1988)	1.9
Wetherald og Manabe (1988)	4.0
Mitchell et al. (1989)	1.9-2.7
Washington og Meehl (1989)	1.6

### 8.3 KORTFATTET BESKRIVELSE AV GENERELLE SIRKULASJONSMODELLER

Generelle sirkulasjonsmodeller er karakterisert ved at de ser på jordens atmosfære som et tredimensjonalt system. Det vil si at resultatene presenteres som en funksjon av lengdegrad, breddegrad og høyde over havet. Disse modellene er blitt utviklet over to tiår og er blant de mest sofistikerte som er i bruk i geofysiske disipliner i dag. I disse modellene blir jordoverflaten delt inn i mellom 800 og 11 000 rektangler eller såkalte gridceller. Atmosfæren over hvert gridpunkt deles inn i mellom 5 og 15 lag.

Strømmen av gasser fra en av disse cellene inn i naboceller beregnes ved hjelp av termodynamiske og hydrodynamiske lover som inkluderer gasslovene og bevaring av energi, masse og bevegelsesmengde. Ligninger som beskriver hvordan elektromagnetisk stråling forplanter seg gjennom et heterogent gassmedium, relaterer innkommende stråling til den stråling som når jordens overflate. Refleksjonsevnen til de forskjellige typer av overflate, som snø, is, hav, skyer og forskjellige typer av landjord er tatt med i modellene.

Man bruker superdatamaskiner for å løse ligninger som beregner vind, temperatur, solstråling, relativ fuktighet og nedbør i hvert gridpunkt på jordoverflaten. Skydekket blir antatt å være uniformt for hvert gridpunkt og blir beregnet ut fra temperatur og relativ fuktighet. For å forutsi resultatet av en økning i atmosfærens drivhuspotensial som svarer til en dobling av CO<sub>2</sub>-innholdet, blir innholdet av CO<sub>2</sub> og andre klimagasser øket i modellen. Dette forårsaker en økning i jordens overflatetemperatur og forandrer skydekke, vind og nedbørsmønstre.

Modellene regner seg fremover i tidsskritt à ca. 10 minutter. Resultatene for de forskjellige variablene blir inngangsdata til neste tidsskritt osv. På denne måten arbeider man seg fremover i tid fra 3 til 100 år. Et visst antall av disse årene brukes så til å beregne årsmidler, årstidsmidler, månedsmidler osv.

På grunn av den dårlige romlige oppløsningen er det en rekke prosesser av betydning for klimaet dagens GCM'er ikke kan beregne. De fysiske prosesser i klimasystemet foregår på skalaer over 14 størrelsesordner

fra planetær skala ( $10^7$  m) til f.eks. dråpedannelse i skyer ( $10^{-7}$  m). Dagens sirkulasjonsmodeller arbeider over skalaer på ca. 2 størrelsesordner, så det sier seg selv at det i lang tid fremover ikke vil bli aktuelt å direkte beregne fenomener på alle størrelsesskalaer.

Effekten av disse sub-grid-skala-prosessene kan imidlertid inkorporeres i modellene ved å relatere dem til variable som er oppløst i den skala modellene arbeider ved. En slik relasjon kalles en parametrisering, og er basert på både observasjoner og teoretiske studier. Eksempler på parametriserte prosesser er skydannelse, dannelselse og smelting av snø, transmisjon av stråling fra solen og jorden etc.

I USA er det fem forskningsgrupper som arbeider med globale klimamodeller. Hver av dem har utviklet en grunnleggende modell, og de arbeider kontinuerlig med å forbedre disse. Vi skal senere sammenligne resultater fra fire av disse modellene.

#### 8.4 BEGRENSNINGER VED DAGENS SIRKULASJONSMODELLER

Alle de generelle sirkulasjonsmodellene som er utviklet så langt har en del grunnleggende mangler, som f.eks. dårlig romlig oppløsning. Selv om flere tusen gridpunkter høres mye ut, er det likevel en god del prosesser som foregår på en mindre skala enn dette. Uvørsfronter, fjellkjeder, urban og industriell forurensning, atmosfærekjemiske reaksjoner og endringer i skydekke og skytype er noen eksempler på fenomener på en skala som er mindre enn størrelsen på en gridcelle. De som lager modellene forenkler beskrivelsen av disse påvirkningene ved hjelp av parametrisering (se forrige avsnitt).

Det er fortsatt uvisst hvorvidt nettoeffekten av skyer er oppvarming eller avkjøling, men nyere resultater (Ramanathan et al., 1989) tyder på at med dagens klima har skyene en netto avkjølende effekt. Klimamodellene må imidlertid være i stand til å beskrive effekten av skyer også under endrede klimaforhold. Det har nylig vært foretatt en sammenligning av 14 generelle sirkulasjonsmodeller, der man har sett på klimasensitiviteten med og uten tilbakekobling på grunn av skyer (Cess et al., 1989).

For å uttrykke modellens følsomhet for en påvirkning (som f.eks. en endring i  $\text{CO}_2$ -konsentrasjonen i atmosfæren) brukes en parameter,  $\lambda$ , som angir hvor mange grader temperaturen øker når man har en påvirkning,  $G$ , som er uttrykt i  $\text{W/m}^2$ .

Forandring i den globale middeltemperatur,  $\Delta T_s$ , blir da gitt ved

$$\Delta T_s = \lambda G.$$

I sammenligningsstudiet lot man modellene beregne  $\lambda$  med og uten skytilbakekobling. Uten tilbakekobling fra skyer var det svært liten variasjon i  $\lambda$ , men hvis tilbakekoblingen ble inkludert ble resultatet et stort sprik der  $\lambda$  varierte med en faktor på nesten tre (se tabell 8).

Tabell 8: Oversikt over klimafølsomhetsparameteren  $\lambda$  for 14 generelle sirkulasjonsmodeller.  $\lambda$  er med tilbakekobling, mens  $\lambda_c$  er klimafølsomheten med klar himmel, dvs. ingen tilbakekobling pga. skyer (fra Cess et al., 1989).

Modell	$\lambda$	$\lambda_c$	$\lambda/\lambda_c$
	( $\text{K m}^2 \text{W}^{-1}$ )	( $\text{K m}^2 \text{W}^{-1}$ )	
CCC	0,39	0,42	0,93
ECMWF	0,40	0,57	0,70
GFDL II	0,45	0,46	0,98
CSU	0,50	0,46	1,09
OSU/LLNL	0,52	0,48	1,08
MRI	0,60	0,47	1,28
GFDL I	0,60	0,48	1,25
UKMO	0,61	0,53	1,15
CCM1	0,70	0,43	1,63
CCM/LLNL	0,76	0,49	1,55
LMD	0,90	0,42	2,14
OSU/IAP	0,90	0,44	2,05
ECMWF/UH	1,11	0,47	2,36
CCMO	1,11	0,45	2,47
Middel	0,68	0,47	
Standardavvik	0,24	0,04	

Med to unntak beskriver ikke dagens modeller horisontal varmetransport i havet. GISS-modellen (Hansen et al., 1988) bruker det strømningsmønster som finnes i havet i dag, og tar ikke hensyn til eventuelle endringer i strømningsmønsteret. Den sist publiserte modellberegning er foretatt ved NCAR (Washington og Meehl, 1989), og man har her laget en koblet atmosfære- og havmodell. I en slik modell kan både atmosfære og hav bevege seg "fritt". I prinsippet vil en slik modell også kunne beregne endringer i havets strømningsmønster som følge av en klimaendring, noe GISS-modellen ikke kan. I praksis viser det seg at NCAR-modellen bl.a. ikke får til en skikkelig beskrivelse av Golfstrømmen, slik at havområdet mellom Norge og Grønland blir dekket av is. Det står fortsatt en god del arbeid igjen før denne modellen kan beskrive dagens klima med rimelig nøyaktighet, hvilket er nødvendig for at den skal kunne gi troverdige prognoser for fremtidens klima.

Dette studiet viser at det aller meste av spriket i resultater fra forskjellige modeller skyldes forskjeller i beskrivelsen av skytilbakekobling, og det er derfor et stort behov for forbedringen på dette området.

Ingen modeller tar hensyn til den storstilte transport av vann og varme som finner sted i forbindelse med dypvannsdannelse.

Vekselvirkninger med biosfæren er ikke med i dagens modeller. Selv om effekten av disse vekselvirkningene på noe lengre sikt kan ha stor betydning, er det en allmenn oppfatning blant modellforskere at disse ikke er av stor betydning på det nåværende utviklingsstadium av modellene. Oppfatningen er at skydannelse og varmeutveksling med havet er de to prosessene som i første omgang må beskrives bedre for å få til mer pålitelige beregninger av fremtidens klima. Som det fremgår av tabell 4 er de biogeokjemiske tilbakekoblinger hver for seg små sammenlignet med de geofysiske, men tilsammen utgjør de førstnevnte et vesentlig bidrag. På lengre sikt er det derfor av betydning at de biogeokjemiske tilbakekoblingene også tas med i modellene.



## 8.5 SAMMENLIGNING AV RESULTATER

Selv om den romlige oppløsningen er utilstrekkelig og en rekke parametere er helt utelatt er det grunn til å ha en viss tiltro til modellene, fordi de kan beskrive ganske nøyaktig en del fenomener. Når modellene for eksempel brukes til å forutsi temperatur-maksima og -minima for henholdsvis sommer- og vinterhalvåret som et gjennomsnitt for store områder, er resultatene nær de målte temperaturene. Beregnede temperaturer for forskjellige nivåer i atmosfæren på planetene Mars og Venus viser også godt samsvar med målte temperaturer. Beregning av temperaturer for glasiiale og interglasiiale perioder ut fra kjennskap til datidens CO<sub>2</sub>-konsentrasjon stemmer godt overens med hva som er kjent om fortidens temperaturforhold fra dyphavssedimenter, iskjerner fra Antarktis, årringer fra trær osv. På endel områder gir de forskjellige klimamodellene god overensstemmelse. De fleste av dem beregner at jordens middeltemperatur bør ha økt med 1<sup>0</sup>C det siste århundret, mens målinger tyder på at oppvarmingen er ca. 0,5<sup>0</sup>. Forutsigelsene av en temperaturøkning som følge av en dobling av CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen ligger innenfor en faktor på 2 for de forskjellige modellene. Forutsigelse av årstidsmidler og årsmidler midlet over store geografiske områder viser ofte godt samsvar. Modellene viser også at oppvarmingen vil bli størst ved høye bredder og at tropiske områder kun vil oppleve en beskjeden oppvarming. Derimot er det mindre overensstemmelse når det gjelder fordelingen av nedbør.

Det har de siste årene vært foretatt flere sammenligninger av resultater fra generelle sirkulasjonsmodeller. Vi skal her konsentrere oss om to av disse. Den ene ble foretatt av Schlesinger i 1986 (Schlesinger, 1986), mens den andre ble publisert i 1988 (Grotch, 1988). Felles for alle beregningene som er sammenlignet er at de ser på en temperatur- endring som følge av en dobling av CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen fra 300 til 600 ppm. Noen grupper presenterer også resultater som en følge av en firedobling av CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen.

Michael E. Schlesinger ved Oregon State University har sammenlignet flere modellberegninger (Schlesinger and Mitchell, 1985; Schlesinger, 1986):

Resultatene fra de modellberegningene som er sammenlignet av Schlesinger er gjengitt i tabell 7. De viser en økning i global middeltemperatur på fra 1,3 til 4,2<sup>0</sup>C.

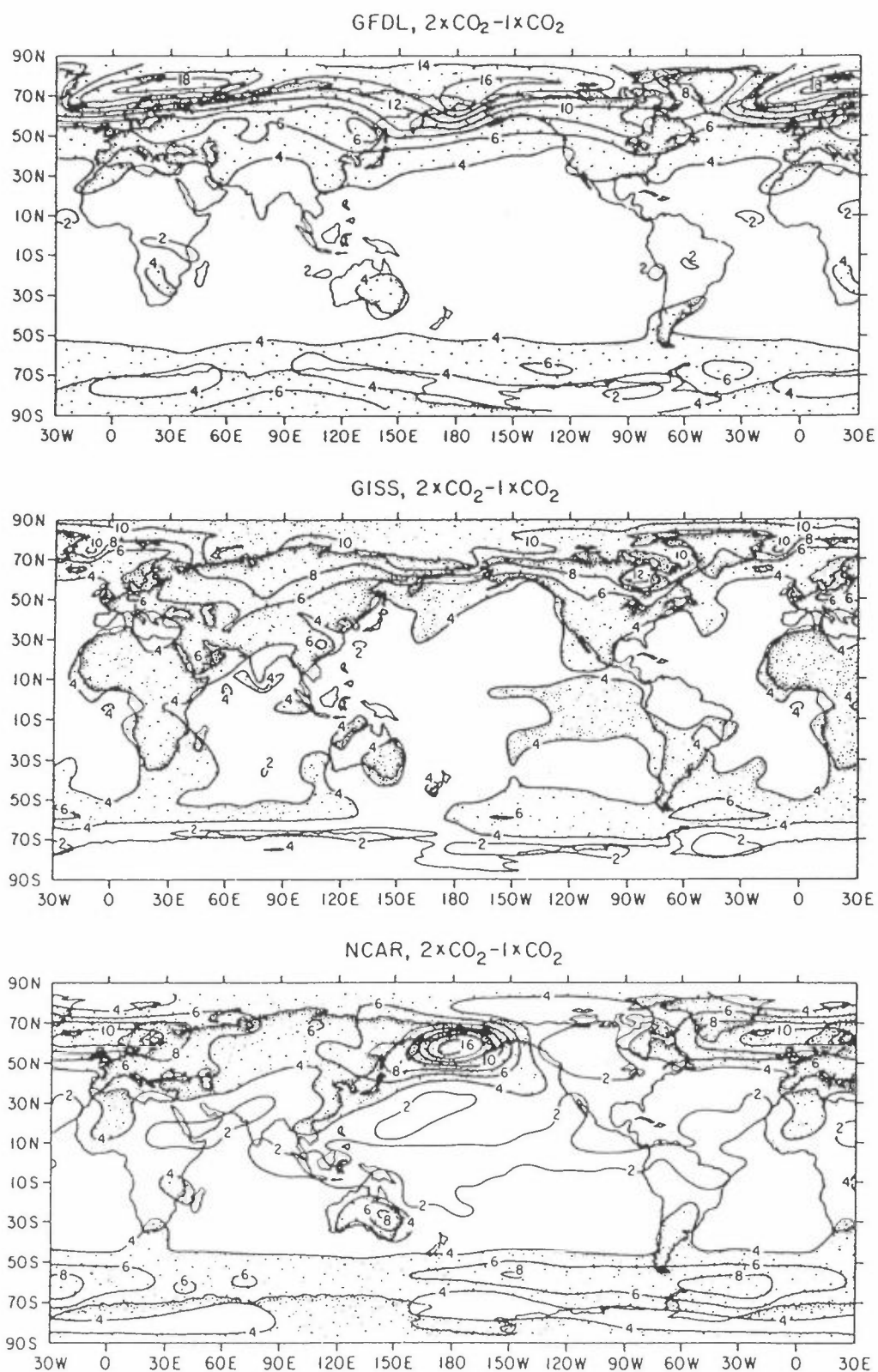
For tre av disse beregningene har han publisert (Schlesinger, 1986) kart som viser temperaturfordelingen over kloden som en middeltemperatur for vinteren (desember, januar, februar). Disse kartene er gjengitt i figur 18. De tre beregningene som er gjengitt er:

1. GFDL: Wetherald and Manabe (1986)
2. GISS: Hansen et al. (1984)
3. NCAR: Washington and Mehl (1984)

Resultatene er fremkommet ved at man først beregner klimaet med en atmosfærisk CO<sub>2</sub>-konsentrasjon på 300 ppm, og så gjør en ny beregning med et CO<sub>2</sub>-innhold på 600 ppm. Differansen mellom disse temperaturene for hvert gridpunkt på jordoverflaten gir så opphav til kartene i figur 18.

Vi ser av denne figuren at vi i Norge kan vente relativt store temperaturøkninger om vinteren (middel for desember, januar, februar). GFDL-modellen viser at fastlands-Norge vil få en temperaturøkning på fra 8<sup>0</sup>C helt i sør til 16<sup>0</sup>C lengst nord, mens man på Svalbard kan vente en temperaturøkning på 16-18<sup>0</sup>C. GISS-modellen forutsier en mer moderat temperaturøkning på 4-6<sup>0</sup>C for fastlands-Norge og en økning på 6-8<sup>0</sup>C for Spitsbergen. NCAR-modellen forutsier en temperaturøkning på 8-10<sup>0</sup>C for fastlands-Norge og ca. 4<sup>0</sup>C for Svalbard. Som vi ser er det et meget stort sprik mellom disse beregningene, men de forutsier alle betydelige temperaturøkninger. Schlesinger sier ingen ting om hvordan disse modellene beregner dagens klima.

## Temperaturdifferansé for jan. feb. og mars



Figur 18: Kart som viser beregnet temperaturøkning som en følge av doblet  $\text{CO}_2$ -konsentrasjon. Beregningene er utført med tre forskjellige generelle sirkulasjonsmodeller og representerer økning i middeltemperatur for de tre vintermånedene (Schlesinger, 1986).

Stanley L. Grotch ved Lawrence Livermore National Laboratory i California har foretatt en meget grundig sammenligning av resultater fra fire amerikanske modeller (Grotch, 1988):

1. CCM (NCAR): Washington and Mehl (1983), National Center for Atmospheric Research
2. GFDL: Manabe & Wetherald (1987), Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, NOAA.
3. GISS: Hansen et al. (1984), Goddard Institute for Space Sciences.
4. OSU: Schlesinger (1986), Oregon State University.

Grotch har sammenlignet to klimaparametere, nemlig temperatur ved jordoverflaten og nedbørmengde. For disse parametrene har han beregnet årstidsmidler for vinter (desember, januar og februar) og sommer (juni, juli, august). Denne sammenligningen er muliggjort ved at han har fått data direkte fra de enkelte forskningsgruppene, slik at han har hatt tilgang på data som ikke er blitt publisert. Siden Grotch's rapport fokuserer på sammenligning av modellene, er det ikke mulig å lese ut konkrete temperaturer og nedbørmengder som er beregnet for forskjellige områder. For å få til en sammenligning for Norge og Europa vil det bli nødvendig å få tak i data direkte fra de enkelte forskningsgruppene og analysere disse.

Grotch har først sammenlignet de fire modellene med hensyn på hvilket klima de beregner for 300 ppm CO<sub>2</sub>, og dette er sammenlignet med to kilder av observerte klimadata (Oort, 1983; Schutz and Gates, 1972a; Schutz and Gates, 1972b). Mens den gjennomsnittlige absoluttverdi av differansen mellom de to datasettene med observerte temperaturer ligger på 0,6-0,7°C for den globale middeltemperatur for sommer og vinter, ligger forskjellene mellom observerte (Oort) og beregnede temperaturer mellom 1,4 og 3,5 grader. Dette fremgår av tabell 8. Vi ser av disse tallene at GISS-modellen viser et betydelig mindre avvik fra observerte data enn de andre modellene. Dette forklarer Grotch med at denne modellen har en bedre beskrivelse av varmetransport i havet ved at horisontal transport også er inkludert. Dette viser at man ved å inkludere flere fysiske prosesser, og å beskrive dem på en korrekt måte kan forbedre dagens modeller. Man må derfor kunne anta at de generelle sirkulasjonsmodellene etterhvert vil kunne gi en mye mer

presis simulering av dagens klima og av fremtidens klima, vel å merke hvis man kjenner konsentrasjonen av de enkelte klimagasser.

Tabell 8: Globale gjennomsnittlige absolutte differanser mellom temperaturer oppnådd ved kontrollberegninger med generelle sirkulasjonsmodeller og Oort historiske data for desember/januar/februar og juni/juli/august. Det er brukt et felles rutenett (grid) på  $4^{\circ} \times 5^{\circ}$ . Unormalisert differanse betyr at hver gridrute får like stor vekt, mens arealveid differanse betyr at temperaturverdiene i hver gridrute multipliseres med  $\cos$  (breddegrad) (Grotch, 1988).

GCM	UNORMALISERT DIFFERANSE		AREALVEID DIFFERANSE	
	Des/Jan/Feb	Jun/Jul/Aug	Des/Jan/Feb	Jun/Jul/Aug
1074 punkter over land				
CCM-OORT	5,40	7,30	4,05	4,81
GFDL-OORT	5,62	6,89	4,14	4,57
GISS-OORT	5,07	2,68	3,13	2,28
OSU-OORT	8,01	6,43	5,87	5,13
SCHUTZ-OORT	1,72	1,37	1,32	1,15
2094 punkter over hav				
CCM-OORT	3,13	2,72	2,35	2,36
GFDL-OORT	3,36	2,47	2,75	2,26
GISS-OORT	1,55	1,39	1,12	1,10
OSU-OORT	3,51	3,20	2,52	2,79
SCHUTZ-OORT	0,58	0,59	0,40	0,41
3168 punkter over land og hav				
CCM-OORT	3,90	4,27	2,83	3,08
GFDL-OORT	4,13	4,97	3,16	2,94
GISS-OORT	2,74	1,82	1,71	1,44
OSU-OORT	5,04	4,219	3,50	3,48
SCHUTZ-OORT	0,97	0,85	0,67	0,63

Det man imidlertid kan lese ut av Grotch's rapport er at Norge ligger i et område der det er stort sprik mellom hva de forskjellige modellene beregner. Dette så vi også ovenfor i de data som Schlesinger gjenga in sin sammenligning. Grotch påpeker at selv om gjennomsnittet av beregnede og målte data over et gitt område kan stemme godt overens, kan man se store lokale differanser. Han viser her til Vest-Europa som et eksempel. Han har her sammenlignet Oort-data med data beregnet ved hjelp av GISS-modellen. Som vi har sett ovenfor i omtalen

av Schlesingers sammenligning er GISS-modellen den som forutsier den minste temperaturøkning for Norge i tilfelle av en dobling av CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen. Midlet over hele Vest-Europa er det en forskjell på kun 0,1°C mellom Oort-data og GISS-data for vintersesongen, mens det over Norge er en forskjell på fra 2,5°C til 4°C. Dette viser at sammenligning av temperaturer som er midlet over store områder ikke gir noen god pekepinn på hvor godt en modell beskriver klimaet lokalt.

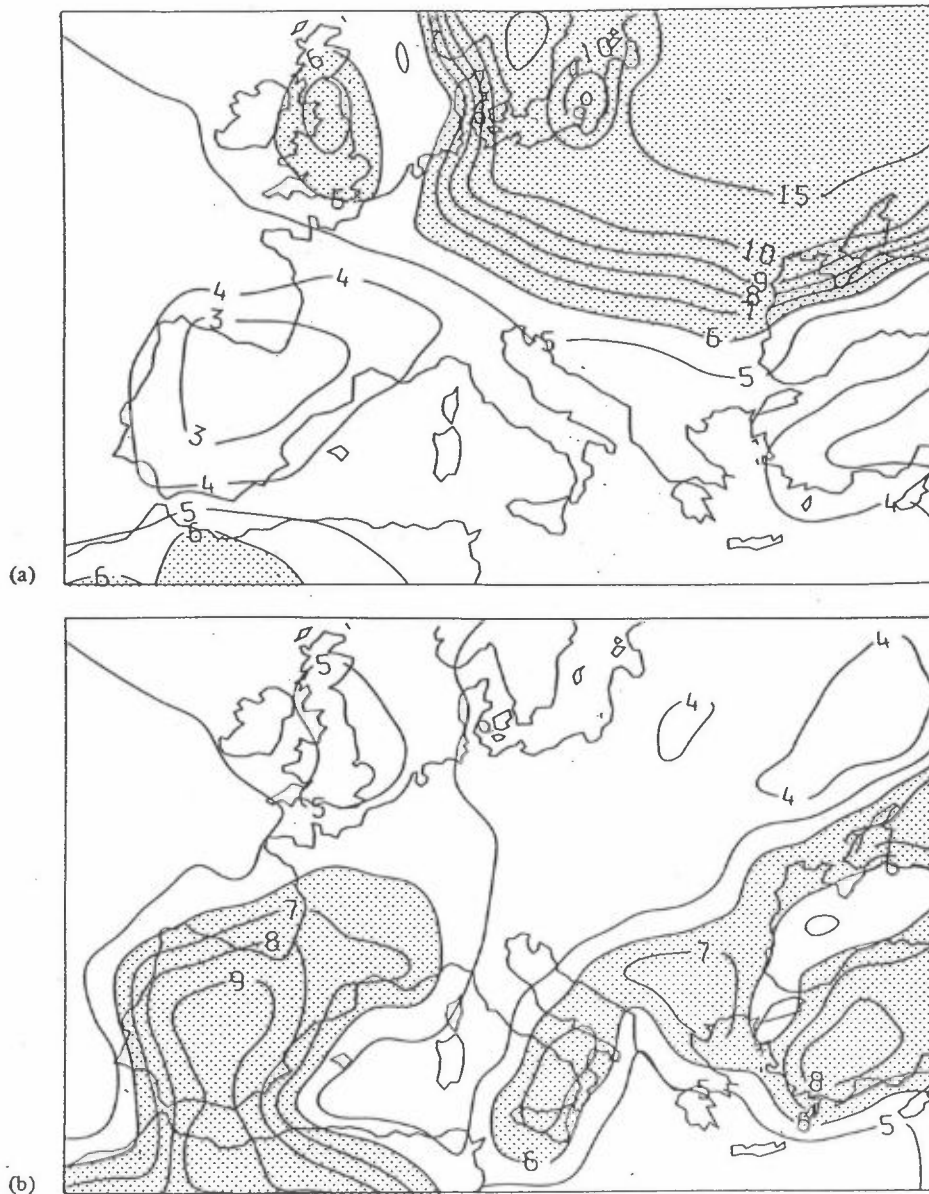
Grotch konkluderer i sin rapport med følgende:

1. Selv om resultatene fra GCM-beregninger ofter stemmer overens med hverandre og med observerte klimadata når man midler over store områder (globalt, hemisfærisk, sonalt), dukker det opp store avvik når man sammenligner over områder mindre enn kontinenter (f.eks. 5-20 gridceller, en gridcelle er 4° x 5°, og Norge består av ca. 4 gridceller). Dette har stor betydning for dem som planlegger å bruke GCM-resultater til å analysere effektene av klimaendring på regional skala. GCM-modellene kan ennå ikke gi pålitelige resultater for annet enn middleverdien over store områder.
2. Etter å ha studert to av GCM'ene (GISS og OSU) med hensyn på årstidsvariabilitet, viser det seg at variasjonene i overflatetemperatur for juni, juli, august (GISS) og desember, januar, februar (OSU) er begge veldig forskjellige fra historiske data.
3. Mange forskeres tiltro (både i og utenfor klimatologmiljøet) til gjennomsnittsverdier som et mål for overensstemmelse kan ofte føre til gale konklusjoner. Det er lett å glemme at to modeller kan gi eksakt samme middelvei for en variabel (f.eks. overflatetemperatur) over et område og likevel vise stor avvik når man ser på mindre områder.
4. Mange av resultatene viser at modell X gir bedre overensstemmelse med historiske data enn modell Y for en spesiell variabel over et gitt område i f.eks. desember, januar, februar, og likevel viser mye dårligere overensstemmelse enn modell Y over det samme området i juni, juli, august.

I det siste er det publisert flere modellberegninger som ikke er tatt med i disse sammenligningene. Den ene er utført av gruppen ved U.K. Meteorological Office i Bracknell, England (Wilson and Mitchell, 1987). Denne modellberegningen tar spesielt for seg Europa mellom  $10^{\circ}$  vest og  $30^{\circ}$  øst og  $35^{\circ}$  N til  $60^{\circ}$  N. Dette betyr at det kun er den aller sydligste delen av Norge som er tatt med. Kartet i figur 19 viser området som er studert. De har studert forandringen i temperatur og nedbør som følge av en firedobling av  $\text{CO}_2$ -konsentrasjonen fra 300 til 1 200 ppm. Med dagens trend for utslipp av drivhusgasser vil en drivhuskapasitet tilsvarende 1 200 ppm  $\text{CO}_2$  nås en gang i det 22. århundre. Temperaturdataene er oppgitt som middelerverdien av temperaturen kl. 00 GMT for januar og juli. Resultatene viser at Sørvestlandet og Sørlandet vil få en temperaturøkning på ca.  $8^{\circ}\text{C}$  og sørlige deler av Østlandet vil få en temperaturøkning på mer enn  $10^{\circ}\text{C}$  i vintersesongen, mens man i sommersesongen kan vente en økning på 4-5 grader over den delen av Norge som er dekket av beregningen.

En annen modellberegning er foretatt ved GISS (Hansen et al., 1988). Som omtalt ovenfor, tar GISS-modellen hensyn til horisontal transport av varme i havet (Hansen et al., 1989), og denne modellen er nå blitt forbedret slik at den tar bedre hensyn til dybden av blandingslaget. Mens blandingslaget i 1984-modellen hadde en dybde på 60 meter, er den i 1988 variabel, og kan være helt opp til 300 meter. I 1984 beregnet man en temperaturøkning på  $4,2^{\circ}\text{C}$  ved en effektiv dobling av  $\text{CO}_2$ -konsentrasjonen, men dette estimatet i 1988-modellen var redusert til  $1,9^{\circ}\text{C}$ . Denne forskjellen skyldes at man nå opererer med en mer realistisk dybde på blandingslaget. Det er i denne beregningen valgt en noe annen tilnæringsmåte enn det som er vanlig. I stedet for å sette atmosfærens innhold av  $\text{CO}_2$  til 600 ppm har han antatt tre scenarier for utviklingen av  $\text{CO}_2$ -konsentrasjonen. Resultatene fra denne beregningen kan dermed ikke uten videre sammenlignes med de tidligere omtalte beregninger. I de tre scenariene antar han: Scenario A: Fortsatt eksponensiell vekst i konsentrasjonen av  $\text{CO}_2$  og andre klimagasser. Scenario B: Utflating til lineær vekst. Scenario C: Rask reduksjon i utslippene, slik at det etter år 2000 ikke blir noen økning i drivhuseffekten.





Figur 19: Forandring i midlere 00 GMT overflatetemperatur ved en fire-dobling av atmosfærens  $\text{CO}_2$ -innhold. (a) er for januar og (b) for juli (Wilson and Mitchell, 1987).

Beregningene inkluderer målte og estimerte forandringer i  $\text{CO}_2$ , metan,  $\text{N}_2\text{O}$ , KFK og stratosfæriske aerosoler (vulkanisk aktivitet).

De viktigste resultatene er:

- 1) Innen år 2000 vil det for alle scenarier oppnås en global middeltemperatur på linje med den temperatur som hersket i den varmeste delen av siste mellomistid for 120 000 år siden.



- 2) Oppvarmingen som forutsies av modellberegningen burde bli obser-  
verbar en gang i 90-årene.
- 3) Områder der en utvetydig oppvarming vil opptre først er i havom-  
rådene ved lave breddegrader, Kina og det indre av Asia og havom-  
rådene i Antarktis og nær Nordpolen.
- 4) Temperaturendringene er tilstrekkelig store til at de vil få be-  
tydelig innvirkning på mennesker og andre deler av biosfæren.

Hansen et al. (1988) publiserer kart som viser temperaturfordelingen for 90-årene for de tre scenariene. Av disse kartene kan vi lese at man i Norge kan vente en økning på  $0,5-1^{\circ}\text{C}$  for vintersesongen (des., jan., feb) ifølge scenario A, mens det for de andre scenariene ventes mindre enn  $0,5$  graders økning, både for sommer- og vintersesongen.

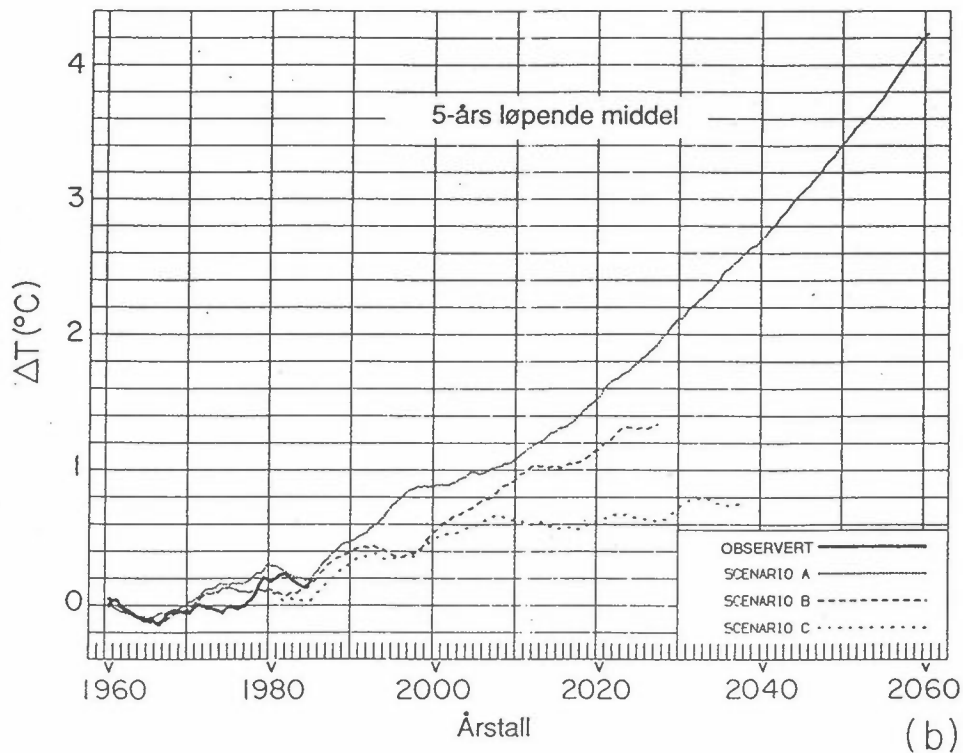
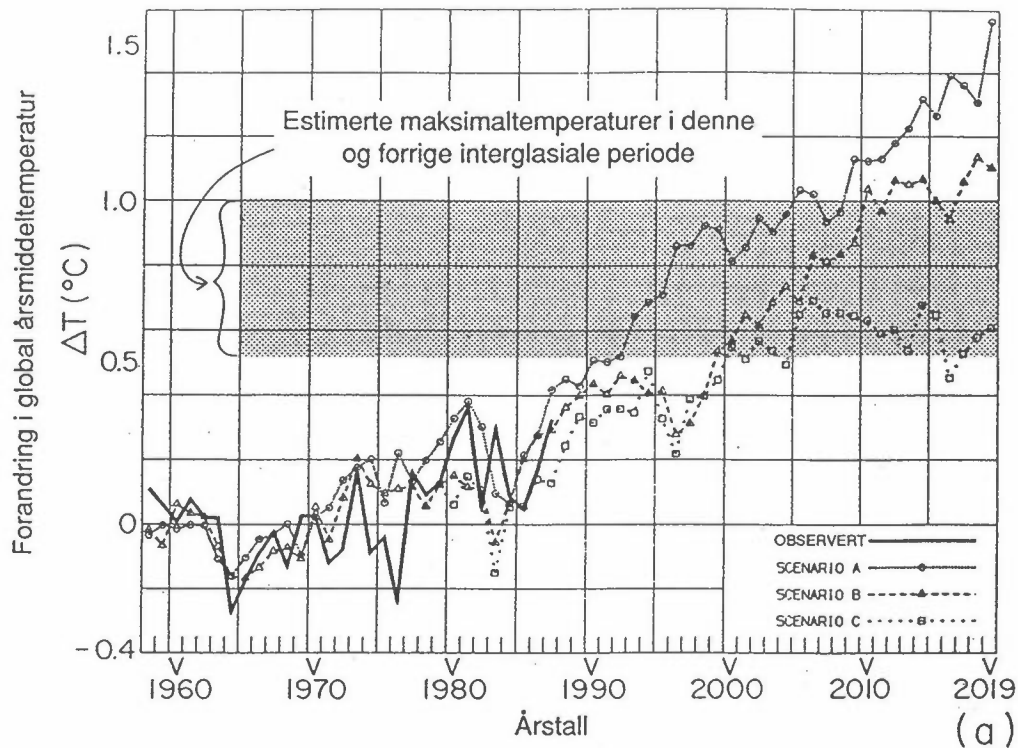
I tillegg publiserer de beregnede trender for global middeltemperatur, se figur 20.

Den siste beregningen som er publisert (Washington og Meehl, 1989) er utført med en koblet atmosfære- og havsirkulasjonsmodell. I motsetning til GISS-modellen (Hansen et al., 1984; 1988), der strømningsmønsteret i havet er fastsatt til dagens situasjon, lar den koblede NCAR-modellen både atmosfære og hav strømme "fritt".

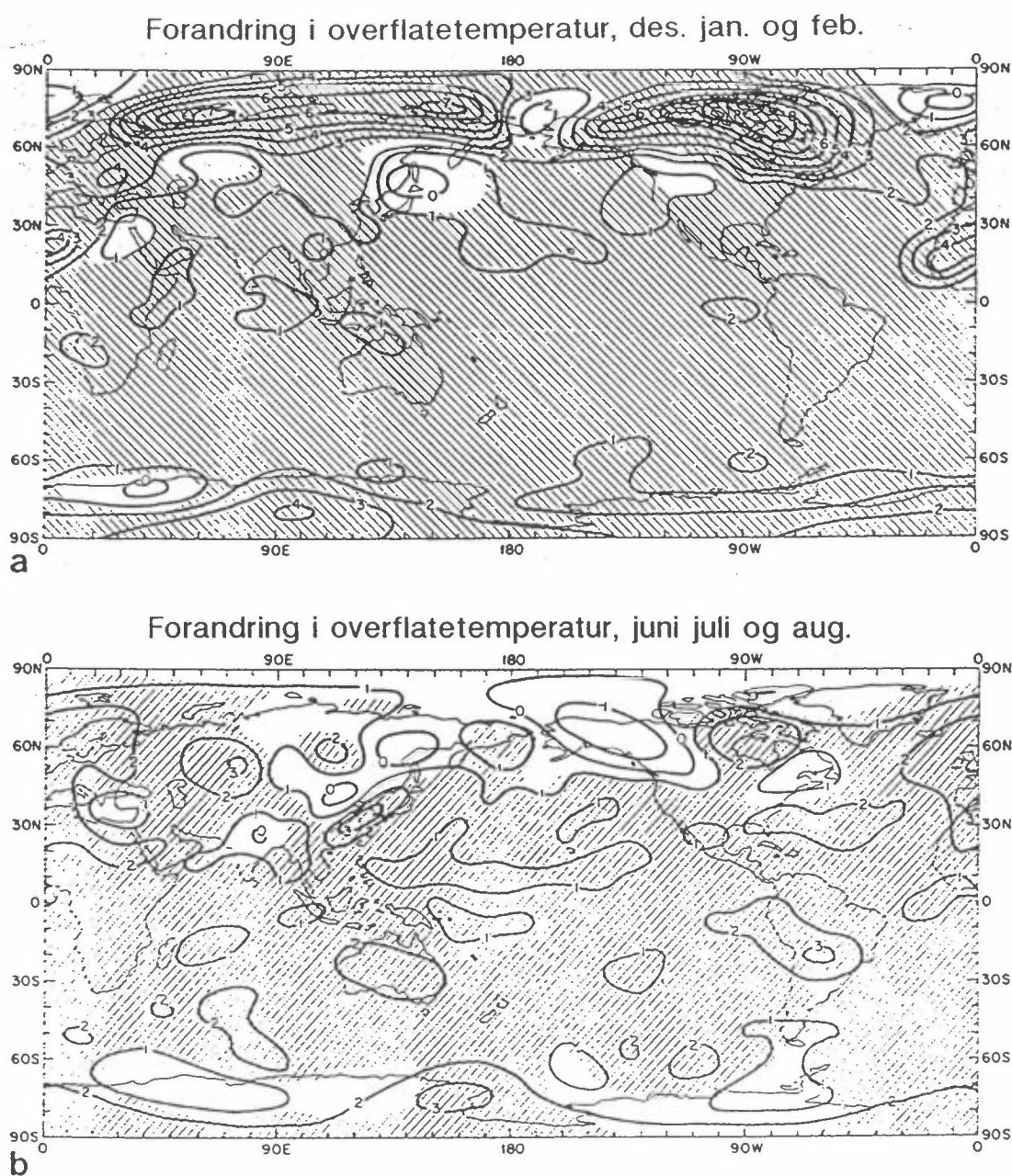
En dobling av  $\text{CO}_2$  fra 330 til 660 ppm fører til en global temperatur-  
økning på  $1,6^{\circ}\text{C}$ .

I et annet scenarium antar de en gradvis økning i  $\text{CO}_2$ -konsentrasjonen på  $3,3$  ppm pr. år, slik at  $\text{CO}_2$ -konsentrasjonen er 429 ppm om 30 år. En slik utvikling vil ifølge modellen gi en global oppvarming på  $0,7^{\circ}\text{C}$ .

I figur 21 er gjengitt et kart som viser temperaturøkningen som følge av en dobling av  $\text{CO}_2$ . Den øverste figuren gir temperaturøkningen for vinterkvartalet (desember, januar, februar), og den nederste figuren gir temperaturøkningen for sommerkvartalet (juni, juli, august).



Figur 20: Global årsmiddeltemperatur beregnet for de tre scenariene A, B og C. Det skyggelagte området i (a) er estimert temperatur under de varmeste perioden i denne og forrige interglasiale periode, dvs. for 6 000 og 120 000 år siden. Nullpunkt for observerte data er middelet for perioden 1951-80, og nullpunktet for de beregnede data er en 100-års kontrollberegning der man satte atmosfærens sammensetning til det den var i 1958 (Hansen et al., 1988).



Figur 21: Forandring i overflatetemperatur ( $\Delta T_s$ ) etter en dobling av  $\text{CO}_2$ -konsentrasjonen fra 330 til 660 ppm. I a) er vist forandring i middeltemperaturen for desember, januar og februar, og i b) er vist forandringen i middeltemperatur for juni, juli og august (Washington og Meehl, 1989).

Resultater fra denne modellen dannet grunnlaget for en foreløpig og kortfattet rapport fra en gruppe forskere til Miljøverndepartementet (Eliassen et al., 1989). I denne rapporten heter det:

Vi mener det i dag er grunnlag for å si følgende om klimaendringer globalt og i Norge, som følge av en dobling av CO<sub>2</sub>-innholdet:

(xx = nesten helt sikkert, x = mer usikkert)

a) Temperatur

Globalt

- xx Stratosfæren avkjøles.
- xx Troposfæren og bakken oppvarmes. Økningen i den årlige globale middeltemperaturen ventes å bli ca. 2<sup>o</sup>C.
- x Den årlige middeltemperaturen ved bakken vil øke mest ved høye bredder og minst i tropene.
- x Oppvarmingen ved høyere bredder blir sterkest høst- og vinter-sesongen (sjøisen minker i utstrekning og tykkelse).

Norge

- x Vintertemperaturen (middel for desember, januar, februar) vil øke med 3-4<sup>o</sup>C, med liten eller ingen nord-sør gradient. Kyststrøkene ventes å få noe mindre økning enn innlandsområder.
- x Sommertemperaturen (middel for juni, juli og august) vil øke med 2<sup>o</sup>C.

b) Hydrologi

Globalt

- xx Det hydrologiske kretsløp vil forsterkes.
- x En økning av nedbøren ved høyere bredder hele året. Jordfuktig-heten økes om vinteren.

Norge

- x En kan vente økning i nedbøren hele året, mest om våren.
- x Det forventes at en større del av nedbøren kommer som byger.
- x Jordfuktigheten økes om vinteren, minkes om sommeren.

c) VariabilitetNorge

Selv om forskjellen i bakketemperaturen sør-nord utjevnes noe, vil vestavinden i høyden øke slik at den lavtrykksaktivitet vi har i dag ikke vil bli vesentlig endret.

d) Havnivå

På grunnlag av den antatte temperaturøkning, kan en vente en havnivåstigning på 15-20 cm som følge av termisk ekspansjon av havvannet (vi har her antatt et blandingslag på 300 m).

Det har i dette kapitlet vært fokusert mest på temperaturøkning. Mange av de omtalte modellene beregner også nedbør, men siden nedbør er en klimaparameter som varierer mye mer enn temperatur over selv små områder, vil en sammenligning for Norge være nokså verdiløs på grunn av det grove gridnett dagens modeller benytter seg av.

8.6 FREMTIDIG ARBEID

Stanley Grotch har også noen synspunkter på arbeid som må utføres i fremtiden (Grotch, 1988):

1. Først og fremst gjenstår det for de enkelte modellgruppene å få en bedre forståelse av hvorfor resultatene fra de forskjellige modellene viser så store avvik på regional skala. Et første skritt, som nå er underveis, er et samarbeid om å utføre beregninger med et

felles sett av startverdier og grensebetingelser. Dette vil forhåpentlig gjøre det mye lettere å foreta direkte sammenligninger mellom modellene og å identifisere årsakene til avvikene. Nærmere samarbeid mellom de forskjellige modellgruppene og med dem som arbeider med sammenligninger er av stor betydning for den videre utvikling av dette feltet.

2. Mer arbeid gjenstår når det gjelder å sammenligne variasjoner i tid. Modellene regner over et tidsrom på 3-10 år, og man antar at dette gir pålitelige verdier for årsmidler og årstidsmidler. Det er uklart om disse beregningene er kommet til likevekt eller om regionale forskjeller vil oppstå hvis man integrerer over lengre tidsrom. Det er også behov for at statistikere engasjerer seg mer i disse spørsmål for å bidra med mer rigorøse metoder for analyse av både historiske klimadata og resultater fra modellberegninger.
3. Det er behov for å videreutvikle de sammenligningsmetoder som er i bruk. Modellene beregner sine data på forskjellige typer av gridnett. For å lette sammenligningen har Grotch interpolert dataene slik at de foreligger på et felles gridnett ( $4 \times 5^0$ ). Det er behov for å studere hvilke interpolasjonsmetoder som er best egnet for dette formålet, spesielt for data som inneholder mye støy.
4. De praktiske problemene med å få tak i modellresultatene fra de forskjellige gruppene gjør det vanskelig å foreta slike sammenligninger. De store datamengdene som en slik beregning produserer kan fylle mange ruller med magnetbånd, og de enkelte gruppene har liten eller ingen tid og ressurser til å svare på henvendelser om å få utlevert data. Deter behov for bedre mekanismer for utveksling av data. En løsning kunne være å opprette et felles data-senter som kan tjene både som datalager for de enkelte modellgruppene og som en databank for dem som er interessert i foreta sammenligninger mellom modellresultater. Et slikt senter forutsetter imidlertid betydelige investeringer både i arbeidskraft og datautstyr, så vel som vilje hos modellgruppene til å dele slike data.

5. I sin sammenligning har Grotch kun sett på to klimavariabler, nemlig nedbør og overflatetemperatur. Det er også en rekke andre variabler og avledede størrelser som blir beregnet av disse modellene og som kan gi verdifull informasjon.

## 9 KONKLUSJON

Mennsekeheten er i ferd med å skape et klima som man ikke har paralleller til, i hvert fall i de siste en million år av jordens geologiske historie. Den varmeste perioden i de siste en million år var under siste mellomistid for ca. 125 000 år siden. Da var den globale gjennomsnittstemperatur fra 1,5 til 3°C høyere enn i dag, og i vår del av verden var det ca. 2°C varmere enn nå. CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen var da ca. 280 ppm, som er det høyeste som har vært målt for de siste 160 000 år frem til den industrielle revolusjon. I dag er CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen ca. 350 ppm og den øker med ca. 0,4% pr. år. Når man i tillegg tar med de andre klimagassene som også finnes i større konsentrasjoner i dag enn noen gang tidligere, betyr dette at atmosfæren har en drivhuskapasitet som langt overgår det som har vært observert for de siste en million år. For 125 000 år siden var havnivået ca. 5-6 meter høyere enn i dag, så dette gir en pekepinn på hva man kan forvente av havnivåøkning på noe lengre sikt (flere hundre år). På kortere sikt, dvs. frem mot midten av neste århundre, regnes det med en havnivåøkning på 20 til 200 cm.

Fremtidens klima kan kun forutsies v.h.a. modellberegninger. For å kunne si noe om klima på regional og lokal skala må man benytte såkalte generelle sirkulasjonsmodeller, som er meget omfattende og kompliserte dataprogrammer. Disse modellene har fortsatt en rekke mangler når det gjelder å beskrive prosesser og interaksjoner av betydning for klimautviklingen. Blant annet er skydannelse og varmeutveksling mellom atmosfære og hav ikke godt nok beskrevet. Dessuten er den geografiske oppløsningen, som i beste fall er på 4 x 5 grader, ikke god nok til å beskrive en rekke fenomener. For å komme frem til mer pålitelige resultater er det nødvendig med en bedre beskrivelse av en rekke fysiske prosesser. Biologiske prosesser vil også være av en viss betydning, men på det nåværende utviklingsstadium av disse

modellene vil dette antagelig være av underordnet betydning. Det vil også være behov for mer regnekraft enn dagens datamaskiner kan tilby, slik at man kan dele jorden opp i mindre gridceller og integrere med kortere tidsskritt over lengre perioder enn det som er mulig i dag.

Beregninger foretatt med slike modeller viser at en dobling av CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen fra 300 til 600 ppm vil medføre en økning i den globale middeltemperatur på fra 1,3 til 4,2<sup>o</sup>C. Når det gjelder temperaturutviklingen på regional og lokal skala er sprikene betydelig større enn dette. For Norges vedkommende er det beregnet at temperaturøkningen vinterstid (des., jan., feb.) på fastlandet vil bli fra 3 til 16 grader avhengig av beregningsmodell og geografisk posisjon. På Spitsbergen vil temperaturøkningen bli et sted mellom 1 og 18 grader for denne årstiden. Sommertemperaturen (jun., jul., aug.) i Norge vil bli 1-5 grader høyere på fastlandet og 1-4 grader høyere på Spitsbergen, avhengig av beregningsmodell.

De nyeste beregningsresultatene (fra 1988 og 1989) gir en mer moderat temperaturøkning enn hva tilfellet var for noen få år siden. De nye modellene tar bedre hensyn til viktige prosesser, som skydannelse og varmeutveksling mellom atmosfære og hav. De seneste resultatene kan tyde på at vi i Norge kan forvente en temperaturøkning på 3-4<sup>o</sup>C i vintermånedene (desember, januar, februar) og 2<sup>o</sup>C i sommermånedene (juni, juli, august) som følge av en økning av atmosfærens drivhuskapasitet svarende til en dobling av CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen.

Prognoser for utslipp av karbondioksid og andre klimagasser tyder på at man vil nå en drivhuskapasitet svarende til 600 ppm CO<sub>2</sub> før år 2030, og en effektiv firedobling vil finne sted en gang i det 22. århundre.

## 10 ANBEFALINGER FOR VIDERE ARBEID

Det store spriket på regional skala mellom de forskjellige modellberegningene viser at det er et stort behov for videre utvikling av slike modeller, og at man må ha mer regnekraft for å kunne ta hensyn til prosesser som skjer på en mindre skala. Det er også behov for



pålitelige metoder for å sammenligne resultater fra forskjellige modellberegninger. De sammenligningene som er publisert hittil, betrakter enten jorden under ett eller de konsentrerer seg om områder fjernt fra Norge. Det er derfor behov for å bygge opp kompetanse i Norge på dette området. Man må anta at det vil komme mer pålitelige resultater etterhvert som modellene videreutvikles og mer regnekraft blir tilgjengelig. Med den stadig økende interessen for disse spørsmål vil sannsynligvis slike resultater foreligge stadig oftere. Det er derfor behov for å konstruere et verktøy som raskt kan foreta sammenligning og presentasjon av resultatene fra modellberegninger.

Med et slikt verktøy vil man kunne foreta interpolasjon mellom forskjellige felter for å bringe dataene på et felles gridnett. Det vil også bli nødvendig med ARIMA-(Autoregressive Integrated Moving Average) modellering for å teste tidsserier for signifikans i beregnet temperaturøkning. Det vil videre bli behov for verktøy for grafisk fremstilling av feltene. I tillegg til å sammenligne temperatur, som er den klimaparameter vi har konsentrert oss om her, vil det være av betydning å studere andre klimavariabler som nedbør, fuktighet i jordsmonn, vindforhold, utbredelse av havis etc.

Det ville også være svært ønskelig å installere en generell sirkulasjonsmodell i Norge, og videreutvikle denne slik at man kan ta spesielt hensyn til norske forhold. Man kan f.eks. tenke seg en modell som har et 4 x 5 graders gridnett for det meste av jordoverflaten, men som opererer med et mye tettere gridnett over et lite område (f.eks. Europa eller Skandinavia). En slik modell vil ikke kreve mye mer regnetid enn en modell med et uniformt gridnett, men den vil kunne gi mer pålitelige resultater for Norge.

Det er særlig to prosesser som idag er dårlig beskrevet i de generelle atmosfæriske sirkulasjonsmodellene, og det er skydannelse og varmeutveksling med havet. Skydannelse foregår på svært liten skala, så denne prosessen må parametriseres. De nyeste klimamodellene tar et visst hensyn til varmeopptak i havet, og to modeller (GISS og NCAR) tar med horisontal transport i havet. Bare én modell (NCAR) er en såkalt koblet atmosfære- og havsirkulasjonsmodell. Det er ingen klimamodeller som tar hensyn til den storstilte transport av vann (og

varme) som er involvert i dypvanns-dannelse og -transport. Det vil bli nødvendig å kombinere de atmosfæriske sirkulasjonsmodellene med tilsvarende modeller for transport i havet. Det vil være behov for samarbeid mellom meteorologer og oceanografer for å nå dette målet. Siden klimamodeller skal forutsi klimaet for 50-100 år fremover, vil det også bli nødvendig å inkludere en beskrivelse av hvordan de enkelte gasser reagerer med hverandre i atmosfæren. Det vil her bli nødvendig med bidrag fra atmosfærekjemikere.

Implementering og drift av en slik modell vil kreve store ressurser, både personellmessig og med hensyn til datakraft. Det vil i et lite land som Norge ikke være rasjonelt med mer enn ett miljø for en slik aktivitet, så man må satse på å forene de krefter som har kompetanse på de forskjellige relevante områdene. På den annen side er det av betydning at vi i Norge får et nasjonalt miljø for klimamodellering fremfor å basere oss ensidig på resultater fra utlandet. Norge ligger i et klimamessig meget sensitivt område, og det er derfor av betydning å utvikle modeller som spesielt tar hensyn til norske forhold. Norge ligger dessuten i et område der dagens klimamodeller viser et meget stort sprik. Det er derfor av betydning å få øket forståelse av hvorfor de enkelte modeller gir såpass forskjellig resultat, og det bør satses på å utvikle en modell som kan beskrive vår del av verden mer presist.

## 11 REFERANSER

Aune, B. (1989) Lufttemperatur og nedbør i Norge. Utvikling i løpet av tiden med instrumentelle målinger. Det norske meteorologiske institutt, rapport nr. 26/89.

Broecker, W.S. (1987) "Unpleasant surprises in the greenhouse?"  
Nature, 328, 9/7-87, 123.

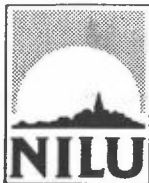
Cess, R.D., Potter, G.L., Blanchet, J.P., Boer, G.J., Ghan, S.J., Kiehl, J.T., Le Treut, H., Li, Z.-X., Liang, X.-Z., Mitchell, J.F.B., Morgrette, J.-J., Randall, D.A., Riches, M.R., Roeckner, E., Schlese, U., Slingo, A., Taylor, K.E., Washington, W.M., Wetherald, R.T. og Yagai, I. (1989) Science, 245, 513-516.

- Dansgaard, W., White, J.W.C. og Johnsen, S.J. (1989) "The abrupt termination of the Younger Dryas Climate event". *Nature*, 339, 15/6-89, 532.
- Eliassen, A., Grammelvedt, A., Mork, M., Pedersen, K., Weber, J.E., Braathen, G. og Dovland, H. (1989) "Klimaendring i Norge ved økt drivhuseffekt". Rapport til Miljøverndepartementets klimautredningsgruppe.
- Enting (1987) "Interannual variation in the seasonal cycle of carbon dioxide concentration at Mauna Loa". *J. Geophys. Res.*, 92 (D5), mai 1987, 5497-5504.
- Farmer, G. (1989) "Observed global and arctic temperature variations". I: "Hva skjer med klimaet i polarområdene". Norsk Polarinstitut, rapportserie, nr. 53, Oslo.
- Fröhlich, C. (1987) "Variability of the solar constant in time scales of minutes to years". *J. Geophys. Res.*, 92, 796-800.
- Gates, W.C. (1979) "An essay on the physical basis of climate". Rep. No. 7. Climatic Research Insititute, Oregon State University, Corvallis.
- Gribbin, J. (1989) "The end of the ice ages?" *New Scientist*, 17/6-89, 48.
- Grotch, S.L. (1988) "Regional Intercomparisons of General Circulation Model Predictions and Historical Climate Data", (DOE/NBB-0084), U.S. Department of Energy, Washington D.C.
- Hansen, J., Lacis, A., Rind, D., Russell, G., Stone, P., Fung, I., Ruedy, R. og Lerner, J. (1984) Climate sensitivity: Analysis of feedback mechanisms. I: Hansen, J.E. og Takahashi, T. (eds) *Climate Processes and Climate Sensitivity*. Maurice Ewing Series, 5, American Geophysical Union, Washington DC, pp 130-163.
- Hansen, J., Fung, I., Lacis, A., Rind, D., Lebedeff, S., Ruedy, R. and Russel, G. (1988) "Global Climate Changes as Forecast by Goddard Institute for Space Studies Three-Dimensional Model". *J. Geophys. Res.*, 93, 9341-9304.
- Hileman, B. (1989) "Global Warming". *Chemistry and Engineering News*, 13/3-89, 39.

- Houghton, R.A. and Woodwell, G.M. (1989) "Global Climatic Change", Scientific American, April 1989, 18.
- Isaksen (1989), Personlig meddelelse.
- Jones, P.D., Wigley, T.M.L. og Wright, P.B. (1986) "Global Temperature Variations, 1861-1984". Nature, 322, 430-434.
- Lashof, D.A. (1989) "The dynamic greenhouse: Feedback processes that may influence future concentrations of atmospheric trace gases and climatic change". Climatic Change, 14, 213-242.
- Manabae, S. og Wetherald, R.T. (1975) The effects of doubling the CO<sub>2</sub> concentration on the climate of a general circulation model. J. Atmos. Sci., 32, 3-15.
- Manabe, S. og Wetherald, R.T. (1980) On the distribution of climate change resulting from an increase in CO<sub>2</sub>-content of the atmosphere. J. Atmos. Sci., 37, 99-118.
- Manabe, S. og Wetherald, R.T. (1987) "Long-Scale Changes of Soil Wetness Induced by an Increase in Atmospheric Carbon Dioxide". J. Atmos. Sci., 44, No. 8, 1211-1235.
- Mintzer, I.M. (1987) "A Matter of Degrees: Potential for controlling the greenhouse effect". World Resource Institute, Washington DC.
- Mitchell, J.F.B., Senior, C.A. og Ingram, W.J. (1989) "CO<sub>2</sub> and climate: a missing feedback?" Nature, 341, 132-134.
- Newell, N.E., Newell, R.E., Hsiung, J. og Zhongxiang, W. (1989) "Global Marine Temperature Variation and the solar magnetic cycle". Geophys. Res. Lett., 16, 311-314.
- Oort, A.H. (1983) "Global atmospheric circulation statistics, 1958-1973". NOAA Professional Paper 14, U.S. Govt. Printing Office, Washington DC.
- Overpeck, J.T., Peterson, L.C., Kipp, N., Imbrie J. og Rind, D. (1989) "Climate change in the circum-North Atlantic region during the last deglaciation". Nature, 338, 14/4-89, 553.
- Pearce, F. (1989) "Blowing hot and cold in the greenhouse". New Scientist, 11/2-89, 32-33.

- Ramanathan, V., Barkstrom, B.R. og Harrison, E.F. (1989) "Climate and the Earth's Radiation Budget". *Physics Today*, mai 1989, 22.
- Schlesinger, M.E. (1983) A review of climate model simulations of CO<sub>2</sub>-induced climatic change. Report No. 41, Climatic Research Institute, Oregon State University, Corvallis, OR, 135 pp.
- Schlesinger, M.E. (1984) "Climate Model Simulations of CO<sub>2</sub>-induced Climatic Change". *Adv. Geophys.*, 26, Academic Press, New York, 1984, 141-235.
- Schlesinger, M.E. and Mitchell, J.B. (1985) "Model Projections of the Equilibrium Climatic Response to Increased Carbon Dioxide", 82-147 in M.C. MacCracken and F.M. Luther (eds.) *Projecting the Climatic Effects of Increasing Carbon Dioxide*, (DOE/ER-0235), U.S. Dept. of Energy, Washington D.C.
- Schlesinger, M.E. (1986) "Equilibrium and transient climatic warming induced by increased atmospheric CO<sub>2</sub>". *Climate Dynamics*, 1, 35-51.
- Schutz, C. and Gates, W.L. (1972a) "Global Climatic Data for Surface, 800 mb and 400 mb". July (Report R-1029-ARPA). Rand Corporation, Santa Monica, California. Available from NTIS (AD-760283), Springfield, VA.
- Schutz, C. and Gates, W.L. (1972b) "Global Climatic Data for Surface, 800 mb and 400 mb". January (Report R-915-ARPA). Rand Corporation, Santa Monica, California. Available from NTIS (AD-760283), Springfield, VA.
- Thompson, L.G. and Moseley-Thompson, E. (1987) "Evidence of abrupt climatic change during the last 1500 years recorded in ice cores from the tropical Quelccaya ice cap, Peru". In: *Abrupt Climatic Change-Evidence and Implication*, pp 99-110, W.H. Berger og D. Labeyrie, redaktører.
- UNEP/GEMS (1987) "The Greenhouse Gases", United Nations Environment Programme. Nairobi (UNEP/GEMS environment library, 1).
- Washington, W.M. og Meehl, G.A. (1983) "General Circulation Model Experiments of the Climatic Effects Due to a doubling and quadrupling of Carbon Dioxide Concentration". *J. Geophys. Res.*, 88, No. C11, 6600-6610.
- Washington, W.M. og Meehl, G.A. (1984) Seasonal cycle experiment on the climate sensitivity due to a doubling of CO<sub>2</sub> with an atmospheric general circulation model coupled to a simple mixed-layer ocean model. *J. Geophys. Res.*, 89, 9475-9503.

- Washington, W.M. og Meehl, G.A. (1989) "Climate sensitivcity due to increased CO<sub>2</sub> : experiments with a coupled atmosphere and ocean general circulation model". *Climate Dynamics*, 4, 1-38.
- Wetherald, R.T. and Manabe, S. (1986) "An investigation of cloud cover change in response to thermal forcing", *Climatic Change*, 8, 5-23.
- Wetherald, R.T. and Manabe, S. (1988) "Cloud Feedback Processes in a General Circulation Model". *J. Atmos. Sci.*, 45, 1397-1415.
- Wilson, C.A. and Mitchell, J.F.B. (1987) "Simulated climate and CO<sub>2</sub>-induced climate change over Western Europe" *Climatic Change*, 10, 11<sup>2</sup>-42.
- Winograd, I.J., Szabo, B.J., Coplen, T.B. og Riggs, A.C. (1988) "A 250 000-Year Climatic Record from Great Basin Vein Calcite: Implications for Milankovitch Theory". *Science*, 242, 1275-1280.



NORSK INSTITUTT FOR LUFTFORSKNING (NILU)  
NORWEGIAN INSTITUTE FOR AIR RESEARCH  
POSTBOKS 64, N-2001 LILLESTRØM

RAPPORTTYPE OPPDRAKSRAPPORT	RAPPORTNR. OR 79/89	ISBN-82-425-0095-9	
DATO NOVEMBER 1989	ANSV. SIGN. <i>H. Dovland</i>	ANT. SIDER 76	PRIS Kr 120,-
TITTEL Foreløpig rapport fra NILU og DNMI om drivhuseffekten og klimautviklingen		PROSJEKTLEDER G.O. Braathen	
		NILU PROSJEKT NR. 0-1387	
FORFATTER(E) G.O. Braathen, H. Dovland og B. Aune		TILGJENGELIGHET A	
		OPPDRAKSGIVERS REF.	
OPPDRAKSGIVER (NAVN OG ADRESSE) Miljøverndepartementet Postboks 8013 Dep 0030 Oslo 1			
3 STIKKORD (å maks. 20 anslag) Drivhuseffekt                      Klimautvikling                      Klimamodeller			
REFERAT (maks. 300 anslag, 7 linjer) Utslipp av drivhusgasser som følge av menneskelig aktivitet vil sannsynligvis føre til en effektiv doubling av dagens CO <sub>2</sub> -konsentrasjon innen år 2030. Ifølge modellberegninger vil dette føre til en global temperaturøkning på 2-3 C. For Norges vedkommende kan man forvente en økning i vintertemperaturen på 3-4 C og sommeren vil bli ca. 2 C varmere enn i dag. Dagens klimamodeller er imidlertid beheftet med store usikkerheter og mye arbeid gjenstår før de kan gi pålitelige prognoser på regional og lokal skala.			

TITLE Preliminary report from NILU and DNMI on the greenhouse effect and climatic change
ABSTRACT (max. 300 characters, 7 lines) Anthropogenic emissions of greenhouse gases will probably result in an effective doubling of the present CO <sub>2</sub> concentration within year 2030. According to climate model calculations this will lead to an increase in the global mean temperature of 2-3 C. In Norway one can expect an increase of 3-4 C in the winter temperature, and summers will be 2 C warmer than today. Climate models at their present stage of development, are ridden with large uncertainties and much work remains to be done before the models can give reliable projections for the future climate on regional and local scales.

\* Kategorier: Åpen - kan bestilles fra NILU                      A  
                  Må bestilles gjennom oppdragsgiver                      B  
                  Kan ikke utleveres    C