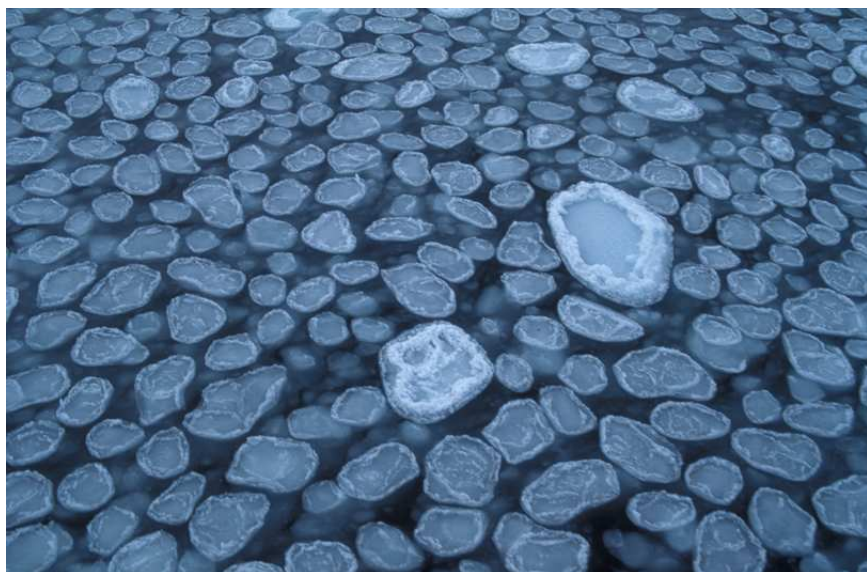


# Simulert Dynamisk Atmosfærespons til Endringer i Arktisk Sjøisdekke

-

Hovedfagsoppgave i meteorologi



Trond N Boge  
Bergen ~ 2003



Geofysisk institutt  
Universitetet i Bergen

Forsidefoto: Pannekakeis i Barentshavet.

Foto neste side: Fra Nordenskjoldbreen på Svalbard.

# Forord

Jeg vil gjerne takke min veileder, Nils Gunnar Kvamstø, for nyttige råd og god veiledning underveis i arbeidet med oppgaven. Jeg gikk alltid oppmuntret og motivert ut av kontoret etter samtaler med deg. Takk også til Ivar A. Seierstad for god hjelp med EOF-analyse, samt nyttig korrekturlesning. Takk til Øyvind Byrkjedal for god hjelp med analyseverktøyet TRACK. Takk til Are Norhagen og alle andre studenter og ansatte ved Geofysisk institutt, som har bidratt til et enormt bra studiemiljø. Jeg ser virkelig med glede tilbake på årene her. Takk også til Fjellhaug skoler, som har stilt kontor disponibelt og gitt meg muligheten til å avslutte arbeidet i Oslo. Og hjertelig takk til min kjære, Ingunn, som har inspirert meg og gjort det siste året til et ... enda bedre år.

God lesning!





# Innhold

<b>Forord</b>	<b>iii</b>
<b>1 Innledning</b>	<b>1</b>
<b>2 Bakgrunn</b>	<b>3</b>
2.1 Sjøis . . . . .	3
2.1.1 Observasjoner . . . . .	7
2.2 Den nordatlantiske svingning (NAO) . . . . .	8
2.3 Den arktiske svingning (AO) . . . . .	10
2.4 Problemstilling . . . . .	11
<b>3 Metode</b>	<b>13</b>
3.1 Eksperimentoppsett . . . . .	13
3.2 Modellen ARPEGE . . . . .	14
3.3 Diagnostikk . . . . .	15
3.3.1 Middelrespons . . . . .	15
3.3.2 EOF-analyse . . . . .	15
3.3.3 TRACK . . . . .	16
<b>4 Atmosfærisk respons</b>	<b>19</b>
4.1 Middelfeltet . . . . .	19
4.1.1 Sonalt midlet respons . . . . .	19
4.1.2 Geografisk fordeling av middelrespons . . . . .	21
4.2 Variabilitet . . . . .	29
4.2.1 Den arktiske svingning (AO) . . . . .	29
4.2.2 Den nordatlantiske svingning (NAO) . . . . .	30
4.2.3 Stormbaner . . . . .	37
<b>5 Diskusjon</b>	<b>39</b>
5.1 Forsinket respons i forhold til perturbasjon . . . . .	40
5.2 Høytrykk over varm anomali . . . . .	40
5.3 Dynamisk feedback . . . . .	41
5.4 NAO-indeks og stormbaner om høsten . . . . .	43

<b>6</b>	<b>Konklusjoner</b>	<b>47</b>
<b>A</b>	<b>Appendix</b>	<b>49</b>
A.1	EOF-analyse . . . . .	49
A.1.1	Todimensjonelt eksempel . . . . .	50
A.1.2	Singular Value Decomposition (SVD) . . . . .	50
A.2	Den hypsometriske ligningen . . . . .	52
	<b>Referanser</b>	<b>55</b>

# Kapittel 1

## Innledning

I denne oppgaven presenteres resultater fra et eksperiment utført med den atmosfæriske sirkulasjonsmodellen (Atmospheric Global Circulation Model, AGCM) ARPEGE/IFS, hvor det er innført endringer i den årlige variabiliteten av sjøisutbredelse (sea-ice extent, SIE) i Arktis samt sjøens overflatetemperatur (sea-surface temperatur, SST). Det er generelt viktig å forske på sjøisens innflytelse på atmosfærens sirkulasjon, da det hittil er viet liten oppmerksomhet til dette området i litteraturen. Sjøisen er en svært følsom komponent i klimasystemet, og blir påvirket av både tilstanden til atmosfæren og havet.

Det er skrevet noen artikler som beskriver eksperiment hvor AGCM er brukt for å bestemme atmosfærisk respons fra endringer i SST- og SIE-mønster. Royer et al. (1990) fjernet hele den arktiske sjøisen i en tidligere versjon av ARPEGE/IFS, og undersøkte deretter den atmosfæriske vintersirkulasjonens følsomhet på den nordlige halvkule. Forfatteren sier imidlertid at den statistiske signifikansen til endringene ikke kunne bli vurdert da det kun var én perturbert vinterkjøring over ett år. Honda et al. (1996) utførte to eksperimenter med henholdsvis reduserte og økte isforhold i Okhotsksjøen. De benyttet en AGCM med T21 horisontal oppløsning. Deres hovedresultat var et karakteristisk bølgemønster i troposfæren, som startet i Okhotsksjøen og propagerte nordøstover. Rodwell et al. (1999) brukte HadAM2b AGCM til å behandle et SST anomalimønster, som dekket hele Nordatlanten (fra subtropiske til subpolare strøk), og på to 20-års simuleringer oppnådde de en signifikant atmosfærisk respons. De hevder at noe av Den nordatlantiske svingningens (North Atlantic Oscillation, NAO) vintervariabilitet kan produseres det siste halve århundret med en AGCM på basis av den nordatlantiske SST-utviklingen i denne perioden.

Både Rothrock et al. (1999) og Johannessen et al. (1999) presenterer resultater som viser en minkende trend i observert SIE og sjøistykkelse i Arktis i sommerhalvåret. De andre årstidene blir ikke påvirket av denne trenden i like stor grad. I simuleringer med koplede AGCMer med økende drivhusgassinnhold blir lignende trender observert. Enkelte av disse modellene spår en kort isfri periode i Arktis om sensommeren, omtrent når CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen er doblet (Kvamstø, pers.

komm.). I denne oppgaven er det tatt utgangspunkt i nettopp dette, og den dynamiske atmosfæresresponsen er undersøkt ved en redusert SIE om sensommeren. Omfanget er begrenset til kun denne responsen. Andre responser i atmosfæren bør også fokuseres på i senere arbeider. Albertsen (2003) fokuserer på termodynamisk respons forårsaket av de samme endringer i det arktiske sjøisdekket. Det er viktig å merke seg at denne oppgaven ikke er ment som et varsel av klimaendringer, men heller å gi leseren et innblikk i mulige endringer i atmosfæren forårsaket av en redusert SIE.

I kapittel 2 blir sjøisens fysikk beskrevet, og det forklares hvorfor den anses å være en følsom komponent i klimasystemet. I tillegg forklares NAO og Den arktiske svingningen (Arctic Oscillation, AO). Dette fordi disse modene forklarer mye av den dynamiske variabiliteten på den nordlige halvkule og i det nordatlantiske området. I kapittel 3 blir det redegjort for eksperimentoppsettet og de diagnostiske verktøy, som er brukt i oppgaven. Hvordan atmosfæren responderer på den reduserte SIE i Arktis vil presenteres i kapittel 4, mens resultatene blir diskutert i kapittel 5. Til slutt trekkes enkelte konklusjoner i kapittel 6.



# Kapittel 2

## Bakgrunn

### 2.1 Sjøis

Sjøis er en sensitiv komponent i klimasystemet. Den påvirkes både av forholdene i atmosfæren og i havet. Variabiliteter i sjøis vil i tur og orden endre klimaet ved at overflatealbedoen endres; vi får endring i utveksling av varme, fuktighet, og momentum mellom atmosfære og hav, samt endring av den øverste lagdelingen i havet. Det siste anses å være viktig for havområder med produksjon av bunnvann. Effekten av overflatealbedoen antas å være en av de dominerende faktorene i forsterkningen av global oppvarming i polområdene.

Overflatealbedoen er definert som forholdet mellom reflektert og innkommende solstråling for en overflate. Overflatealbedoen varierer vidt avhengig av overflatetypen. Stille vann kan ha verdier så lavt som 5 prosent, mens nyfallen og tørr snø så mye som 90 prosent. Tabell 2.1 viser typiske verdier for ulike overflate typer. I tillegg til overflaten spiller også flere faktorer inn, slik som vinkelen på solinnstråling, skydekket og vindhastigheten. Årlig variabilitet av overflatealbedo er i stor grad bestemt av SIE og snødekket (figur 2.1). Havoverflatens albedo på høye breddegrader er typisk 10 prosent, mens en typisk albedo for sjøis dekt med snø på de samme breddegradene er typisk 60 prosent.

På grunn av den tynne sjøisen er isdekket i Arktis særdeles følsomt for endringer i temperatur og varmekuller fra havet. GCMer anslår at omtrent en tredjedel av økningen i global middeltemperatur, som initielt er forårsaket av økningen av drivhusgasser, er et resultat av at isdekket i polare strøk har blitt tynnere og mindre i utstrekning (Goodison 2003). Selv små endringer i sjøisen kan resultere i store endringer i det polare klimaet. Om vinteren vil en økning i SIE øke albedoen, og dermed redusere SST, som igjen vil øke SIE ytterligere. Dette er et eksempel på positiv feedback. En feedbackmekanisme er en mekanisme som enten forsterker (positiv feedback) eller motvirker (negativ feedback) den initielle endringen. Den nevnte positive feedbacken og en negativ feedback mekanisme assosiert til SIE er illustrert i figur 2.2. En reduksjon av SIE vil gi større områder med åpne havområder. Dette vil forårsake mer fordampning, som igjen vil

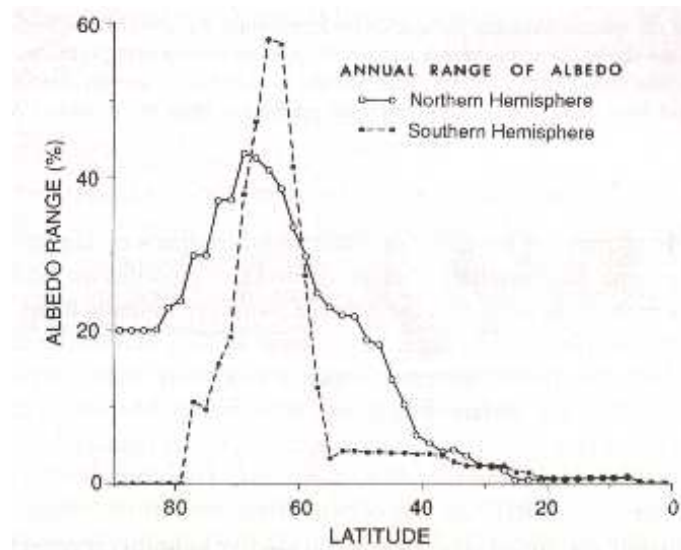
Overflatetype	Overflate- Varierer fra	albedo Typisk verdi
Vann		
Dypvann: lite vind og lave breddegrader	5-10	7
Dypvann: mye vind og høye breddegrader	10-20	12
Barmark		
Fuktig mørk jord, kompost	5-15	10
Fuktig grå jord	10-20	15
Tørr jord, ørken	20-35	30
Våt sand	20-30	25
Tørr lett sand	30-40	35
Asfalt	5-10	7
Vegetasjon		
Gressplen	10-20	17
Tørr vegetasjon	20-30	25
Frodig skog	10-15	12
Høstskog	15-25	17
Snø og is		
Snødekt skog	20-35	25
Sjøis uten snødekke	25-40	30
Gammel og smeltende snø	35-65	50
Tørr og kald snø	60-75	70
Nyfallen og tørr snø	70-90	80

**Tabell 2.1:** Ulike overflatealbedoer, oppgitt i prosent. Tabell 4.2 fra Hartmann (1994).

gi større andel lave skyer. Disse skyene vil øke albedoen. Økt albedo vil gi lavere SST, som i sin tur vil øke SIE. Altså har vi en negativ feedback i syklusen som omfatter hele figuren, mens venstre del av figuren illustrerer en positiv feedback. En kan også tenke seg andre feedbackmekanismer i det arktiske hav- og atmosfæresystemet.

Avhengig av årstid kan sjøis dekke et sted mellom 5.5 og 17 millioner km<sup>2</sup> av det arktiske havet, og har en gjennomsnittlig tykkelse på omtrent 3 meter. Figur 2.3 viser utbredelsen av sjøis i månedene mars og september 2002, henholdsvis de månedene i året da det er maksimum og minimum utbredelse. *Figuren er fra National Snow and Ice Data Center (NSIDC), digital media.*

I slutten av mars når arktisk SIE sitt maksimum. Da når sjøisen ned østkysten av Canada til Newfoundland. Den dekker Hudsonbukta, de arktiske øyene nord i

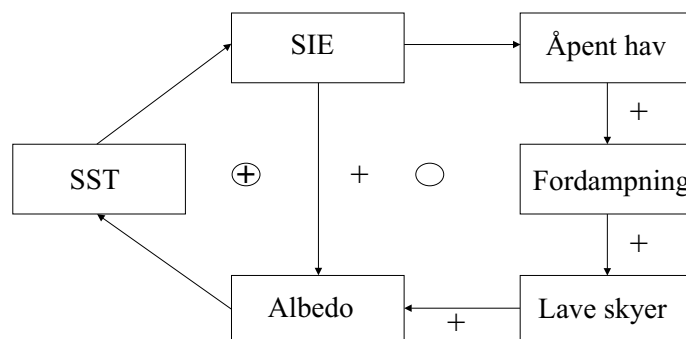


**Figur 2.1:** Grafen viser hvor mye overflatealbedoen varierer i løpet av et år på den nordlige og sørlige halvkule. De største variabilitetene på den sørlige halvkule finner vi i området hvor den antarktiske sjøisen befinner seg, og på den nordlige halvkule der hvor vi har sjøis og snø. Figur 9.2 fra Hartmann (1994) [fra Kukla og Robinson (1980). Kopiert med tillatelse fra American Meteorological Society].

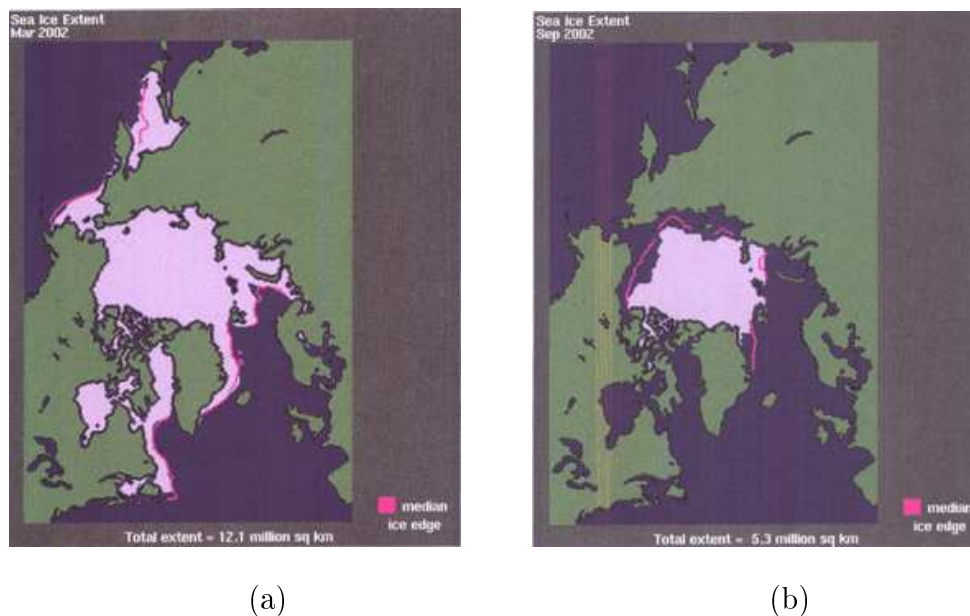
Canada og mesteparten av St. Lawrencegulven. I tillegg går sjøisen ned østkysten av Grønland og litt sør for Spitsbergen. Isdekket reflekterer svært effektivt sollyset tilbake til atmosfæren, og den isolerer også luften over fra det relativt varme sjøvannet. Dette hindrer havet i å varme opp atmosfæren.

I september når SIE i Arktis sitt minimum. Da trekker sjøisen seg tilbake fra omtrent hele den canadiske kysten, bortsett fra lengst nord ved de arktiske øyene i Canada. SIE reduseres til omtrent 5.5 millioner km<sup>2</sup>, cirka en tredjedel av hva den dekker i mars.

Energibudsjettet til overflaten til det arktiske havet er dominert av strålingsflukser. Varmeutvekslingen mellom det arktiske havet og atmosfæren er imidlertid, i tillegg til SIE, også sterkt regulert av sjøistykkelsen. Studier av Murray



**Figur 2.2:** To feedbacksykluser til SIE. + og ÷ angir korrelasjonen mellom endringen i mengden av utgående boks og innkommende boks. For eksempel vil en økning i sjøisutbredelsen (SIE) føre til en økning i albedo. ⊕ og ⊖ angir om feedbacksyklusen er henholdsvis positiv eller negativ.



**Figur 2.3:** SIE i (a) mars og (b) september, 2002. Dataene er fra National Snow and Ice Data Center (NSIDC). Digital media.

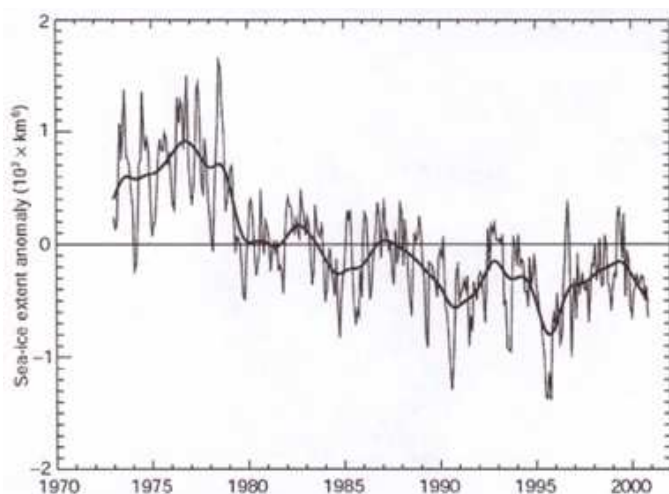
(1995) og Alexander et al. (2003) konkluderer med at endringer i istykkelsen kan spille en vesentlig rolle i endringer av den atmosfæriske responsen. I løpet av vinteren for eksempel, vil følbart og latent varmekraft fra sjøen under 3 meter tykk is utgjøre kun  $\sim 10 \text{ Wm}^{-2}$  opp i atmosfæren. Til sammenligning vil hele  $\sim 700 \text{ Wm}^{-2}$  gå opp i atmosfæren over en tilfrysende råk (Maykut 1978).

Åpne råker utgjør cirka 1 prosent av isen til enhver tid, men disse turbulente varmekraftene dominerer likevel varmeutvekslingen mellom hav og atmosfære i isdekte områder. Effekten av råker er størst på den nordlige halvkule. Midlet lufttemperatur over is øker med opptil  $5^\circ\text{C}$  om andelen av råker skulle øke til nær 5 prosent (Flato og Ramsden 1997). Denne effekten av følbart varmetap om vinteren er mer viktig enn effekten av opptak av strålingsvarme i råkene om sommeren.

Modellen som brukes her, ARPEGE (se kapittel 3.2), tar utgangspunkt i at det enten er is eller åpen sjø i et gitt gridpunkt. Derfor tar denne oppgaven bare i betraktning SIE, og ikke sjøistykkelsen. Dersom lignende simuleringer skal gjøres igjen, vil det derfor være hensiktsmessig å også ta hensyn til tykkelsen. Ved doubling av  $\text{CO}_2$ -konsentrasjonen varierer endringer i sjøistykkelse og SIE betraktelig fra modell til modell (Flato og CMIP 2003). Enkelte simuleringer viser imidlertid isfrie måneder i Arktis (Kvamstø, pers. komm.). Dumas et al. (2003) hevder at 10 til 20 prosent av variabiliteten i tykkelsen til flerårs-sjøisen i Arktis er forklart av variabilitetene til AO.

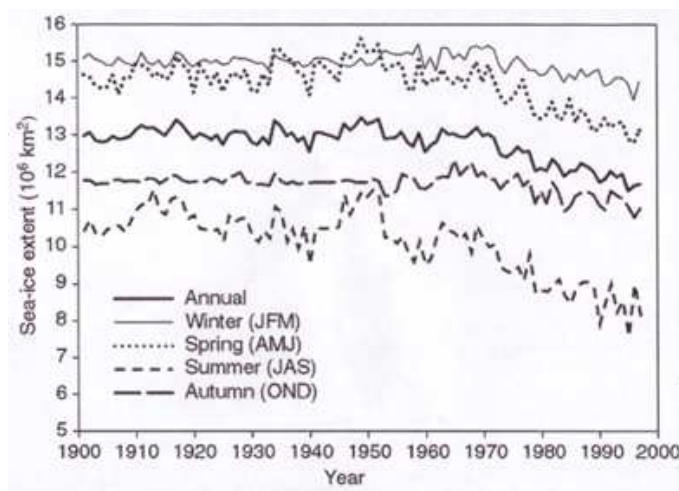
### 2.1.1 Observasjoner

Vår kjennskap til SIE har lenge vært begrenset da vi ikke har hatt tilgang til slike data før nylig. Fra 1973 til 1976 ble SIE observert via rommet ved hjelp av det satellittbaserte instrumentet ESMR (Electrically Scanning Microwave Radiometer), og kontinuerlig fra 1978 ved hjelp av SMMR (Scanning Multi-channel Microwave Radiometer) (1978 til 1987) og SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) (1987 til i dag). Satellittene måler langbølget stråling som Jorda sender ut, og kan skille mellom is og vann siden energien som stråler ut fra isoverflaten er langt mindre enn den som vannet stråler ut. Figur 2.4 viser månedlige anomalier av SIE fra disse årene. Fra 1979 til 1996 har vi hatt en reduksjon på 2.9 prosent per tiår (Cavaleri et al. 1997), med størst reduksjon (6 prosent per tiår) om sommeren og en neglisjerbar reduksjon om vinteren. Dette samsvarer godt med Johannessen et al. (1999) sine observasjoner.



**Figur 2.4:** Månedlige anomalier av SIE ( $10^2 \times \text{km}^6$ ) i Arktis, 1973-2000. Figuren er hentet fra siste IPCC-rapport, Climate Change 2001. Dataene er fra Goddard Space Flight Center og National Centers for Environmental Prediction.

Figur 2.5 viser tidsserier av årlig og sesongmessig SIE på den nordlige halvkule fra perioden 1901 til 1998. Vinnikov et al. (1999) har her brukt in situ data. De første tiårene på 1900-tallet er det mangelfulle data, særlig om vinteren og høsten. I figuren ser vi dette ved at det er liten variabilitet i denne perioden for disse to sesongene. Sommerreduksjonen, som er dokumentert fra satellitter, kommer tydelig fram de siste 50 årene. Verdiene om våren viser en litt svakere negativ trend i den samme perioden, mens om høsten og vinteren er det kun en veldig svak reduksjon fra omtrent 1970.



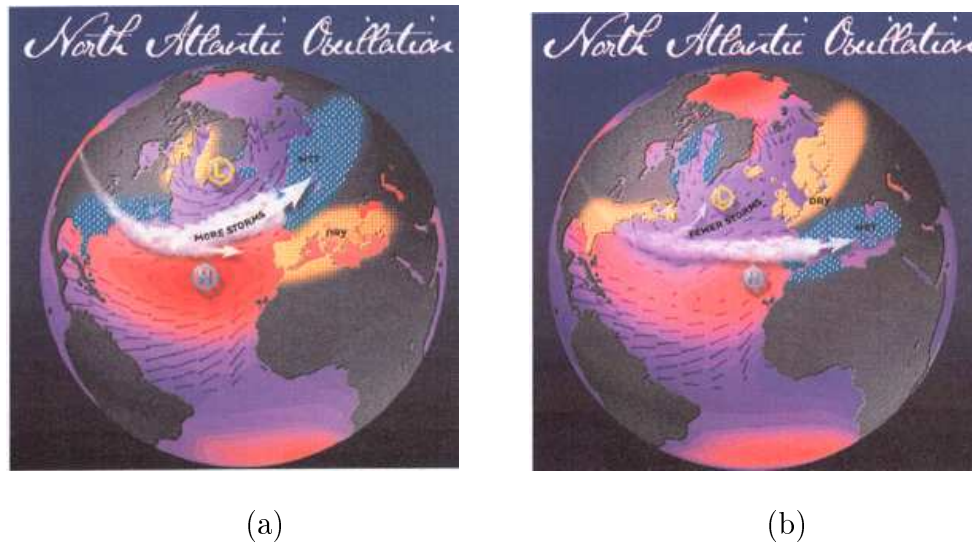
**Figur 2.5:** Tidsserier av årlig og sesongmessig SIE ( $10^2 \times \text{km}^6$ ) på den nordlige halvkule, 1901-1998. Figuren er hentet fra siste IPCC-rapport, Climate Change 2001. Årlige verdier og sesongverdier er fra henholdsvis Vinnikov et al. (1999) og Chapman (1993).

## 2.2 Den nordatlantiske svingning (NAO)

De siste 15 åra har et gjentakende sirkulasjonsmønster resultert i mildere vintertemperaturer enn normalt i Vest-Europa. Dette mønsteret er, bortsett fra El Niño, kanskje det mest dominerende mønsteret for storskala klimavariabilitet, og blir referert til som NAO. Gjennom vintrene varierer NAO med ulike verdier mellom to faser; en med kraftig vestavind og milde, fuktige vintre over Nord-Europa (positiv NAO-indeks); og en fase med svak vestavind og kalde, tørre vintre over Nord-Europa (negativ NAO-indeks). Dette er illustrert i figur 2.6 (Visbeck 2003). Figur 2.6(b) viser at ved negativ NAO-indeks er det økt stormbaneaktivitet og mildere vintre over Labradorhavet. NAO-indeksen er basert på differansen i bakketrykket mellom det subtropiske (Azorene, Lisboa eller Gibraltar) høytrykket og det subpolare (Island) lavtrykket.

Kjenner man det faste geografiske mønsteret for NAO og utslaget for dette mønsteret (amplituden), beskriver denne enkle informasjonen i stor grad stormbaner, fremherskende vinder, temperatur og nedbør over store deler av nordlige halvkule. Signalet er spesielt tydelig inn over Storbritannia og Sør-Skandinavia. I sin dagbok, som han oppbevarte på Grønland årene 1770-78, gjorde den danske misjonæren Hans Egede Saabye følgende notat: ”På Grønland er alle vintre kalde, men de er ikke like. Danskene har lagt merke til at når vinteren deres er kald, slik vi oppfatter dem, er den ofte mild og fuktig på Grønland. Og omvendt betyr en streng vinter på Grønland, at den danske vinter er mildere end normalt” (Hurrell et al. 2003). Denne temperatursvingningen er i dag kjent som et utslag av NAO.

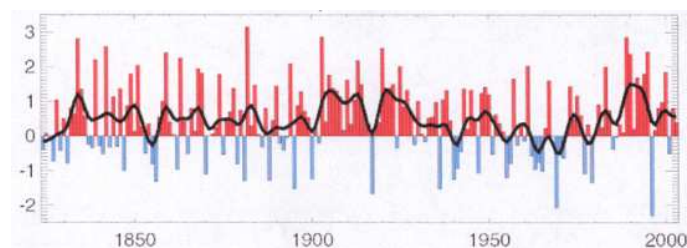
Figur 2.7 viser NAO-indeksen om vinteren oppdatert fram til vinteren 2002/03. Jones et al. (1997) har benyttet tidlig instrumentdata for å utvide indeksen tilbake til 1823. I 1989, 1990 og 1995 hadde vi om vinteren og høsten positive NAO-



**Figur 2.6:** Illustrasjon av atmosfærens bevegelse i de to fasene av NAO; (a) positiv NAO-indeks og (b) negativ NAO-indeks. De hvite pilene viser stormbanene. Blå farge markerer områder med økt nedbør, økt lavtrykksaktivitet og økt temperatur. Gul farge markerer områder med redusert nedbør, redusert lavtrykksaktivitet og redusert temperatur. Kilde: Associate Professor Martin Visbeck, Department of Earth and Environmental Sciences, Columbia University.

indekser (Grønås 2001). Disse var forårsaket av en forflytning av masse fra områdene ved Arktis og Island mot det subtropiske beltet nær Azorene og Den iberiske halvøy, og forsterket dermed vestavinden over Nordatlanten. Sterke vestavinder bringer mer varm og fuktig luft over det europeiske kontinentet, og gir milde og fuktige vintre her. I 1917, 1936, 1963 og 1969 hadde vi om vinteren og høsten negative NAO-indeks (Grønås 2001). Dette forårsaket svakere vestavinder over Nordatlanten, og dermed kaldere og tørrere vintre i Nord-Europa enn normalt. Kort kan vi si at NAO bestemmer styrken på vestavindsbeltet over Nordatlanten og inn over Europa. Sterkere og svakere vestavinder enn normalt over Nordatlanten har også stor innflytelse på havets tilstand, dets økosystem, og til sist den nordatlantiske fiskestanden.

Etter mer enn 100 års vitenskapelig forskning, er de fundamentale mekanis-



**Figur 2.7:** Vinter (Desember til Mars) NAO-indeks, fra 1823 fram til vinteren 2002/03. Indeksen er regnet ut fra differensen mellom normalisert SLP over Gibraltar og normalisert SLP over Sørvest-Island. Kilde: Senior Research Associate Tim Osborn, Climatic Research Unit, University of East Anglia, Norwich, U.K.

mene bak variabiliteten av NAO fortsatt uoppklarte. Noe har likevel blitt klarere. For eksempel har det vist seg at linken mellom den beryktede banditten i Stillehavet, El Niño, og hans nordiske kusine, NAO, er relativt svak. Det er også klart at enkelte av dagens klimamodeller viser en oppmuntrende evne til å lage sannsynlige varsler av NAO én sesong fram. Hva som ikke er klart, er hvorfor NAO har blitt mer positiv i løpet av de siste 30 årene. Siden 1950-årene har vi hatt en trend mot mer vestavind (positiv NAO-indeks) (Grønås 2001).

Metorological Office i Storbritannia er blant de som varsler NAO-indeksen om vinteren én sesong fram. De varsler indeksen til å være positiv vinteren 2003/04 (MetOffice 2003). Rodwell og Folland (2002) har sett på hvor høy korrelasjon disse varslene har, og kom fram til de var rimelig gode, men på ingen måte svært høye. Hindcast-tester<sup>1</sup> viste at, for perioden 1948 til 1998, viste varslene korrekt fortegn 66 prosent av vintrene, med en korrelasjon på 0.45.

Forutsigelse av fremtidige klimaendringer i våre områder er svært avhengig av om det er mulig å forutsi hvordan denne trenden i NAO vil utvikle seg. Enkelte spekulasjoner går ut på at de siste utviklingstrekk i NAO er et utslag av antropogen global oppvarming. På den annen side kan det være at det kun er et resultat av naturlige klimavariabiliteter. Det er vanskelig å knytte opp enkelthendelser til global oppvarming, og det er for vanskelig å skille de regionale forholdene fra de globale. Dette blir nå forsket på ved hjelp av meget avanserte klimamodeller, som kjører lange simuleringer på verdens raskeste superdatamaskiner. På grunn av dens klimatiske viktighet er NAO viet intens interesse blant forskere. Dette vil utvilsomt kunne føre til videre fremskritt i vår forståelse av dette fascinerende fenomenet, og forhåpentligvis vår evne til å varsle det.

## 2.3 Den arktiske svingning (AO)

AO er det dominerende mønsteret av variabiliteter i bakketrykk (sea-level pressure, SLP) nord for 20°N. AO er karakterisert ved SLP-anomalier i Arktis og anomalier med motsatt fortegn sentrert rundt 37°N - 45°N. NAO regnes, med sine aksjonscenter ved Island (Arktis) og Azorene (38°N), for å være en regional signatur av AO.

I følge Thompson (1999) kan AO også defineres som et klimamønster bestemt av vinder som sirkulerer rundt Arktis ved cirka 55°N, omtrent på høyde med Moskva, Belfast og Ketchikan i Alaska. Ved AOs negative fase spinner luften rundt Nordpolen sakte og har lettere for å bli forstyrret. Dette gjør at kald luft kan trekke lenger sørover enn ved AOs positive fase. I denne fasen spinner luften mye raskere og opptrer nærmest som en demning, som hindrer kald luft i å trekke sørover. AO kan skifte mellom positiv og negativ fase flere ganger i løpet av en vinter, og har stor innvirkning på været på den nordlige halvkule.

---

<sup>1</sup>Hindcast-tester viser hvor bra en modell kan varsle en fremtidig tilstand ved å se hvor nøyaktig den gjenspeiler fortiden.



## 2.4 Problemstilling

I oppgaven undersøkes effekten som endringer i SIE gir isolert sett i en atmosfæremodell. Dette for å kvantifisere SIEs betydning alene, slik at denne kan sammenlignes med responsen til et koplet system på grunn av en CO<sub>2</sub>-økning. En slik respons involverer i et fullt koplet system endringer i flere parametre enn SIE, og det er vanskelig, for ikke å si umulig, å kvantifisere effekten av ulike prosesser i et slikt system. Med dette eksperimentet vil det være mulig å undersøke dynamisk atmosfæresrespons ved et isfritt Arktis. I den forbindelse vil det være interessant å se om en negativ eller positiv feedback kan bestemmes. I de kommende kapitlene vil det blant annet bli undersøkt hvordan NAO og AO responderer på SIE-endringene beskrevet i kapittel 3.1. I tillegg vil endringer i middelsirkulasjonen og høyfrekvent variabilitet, som stormbaner, analyseres.

Stormbanene i Atlanterhavet er som nevnt nært knyttet til NAO (figur 2.6). Derfor vil det også i noen grad gås inn på forbindelsen mellom NAO og stormbaneaktiviteten. Den generelle sirkulasjonens transport av varme mot polene deles gjerne inn i 3; 1) sonalt midlet transport (Hadley-, Ferrel- og Polarceller), 2) transport av kvasistasjonære eddier og 3) eddytransport, som er varmetransport i synoptiske systemer (Hartmann 1994). Som sagt vil det bli undersøkt hvordan isutbredelsen influerer på stormbanene, men ikke eksplisitt på varmetransporten som er assosiert med dem. Teknikker for å analysere stormbaner er gjerne båndpassfiltrering og ulike tracking-algoritmer. Her benyttes analyseverktøyet TRACK, som er en tracking-algoritme.



# Kapittel 3

## Metode

### 3.1 Eksperimentoppsett

For å simulere sjøisens effekt benyttes en AGCM. Modellen heter ARPEGE/IFS, og er laget av Météo-France og ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts). Modellen er utførlig beskrevet i Déqué et al. (1994). Franskmennene kaller modellen ARPEGE, *Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle*, som betyr ”forskningsprosjekt på liten og stor skala”. Engelskmennene velger å kalle den for IFS, *Integrated Forecast System*, som betyr ’integrert værvarslingsystem’. Med andre ord kan modellen også brukes med hensyn på numerisk værvarsling. Videre i denne oppgaven kalles modellen ARPEGE, og den vil bli fyldigere presentert i kapittel 3.2.

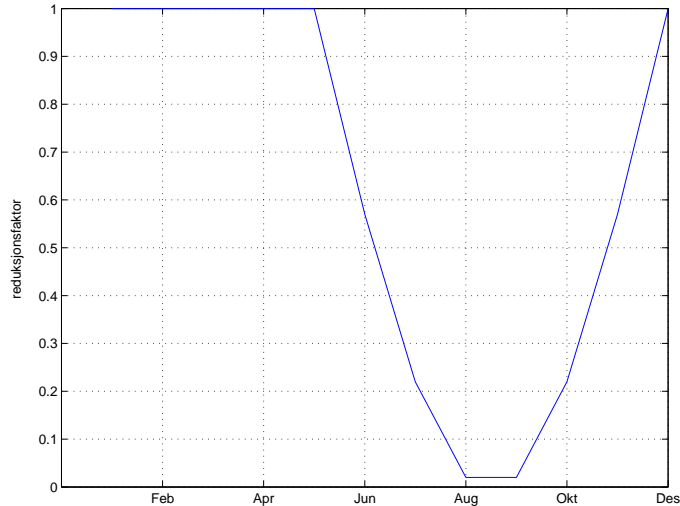
Ved ethvert sensitivitetseksperiment er det nødvendig å kjøre minst to simuleringer med en modell; et kontroll eksperiment, som blir brukt som referanse; og et perturbert eksperiment hvor en endring i start- eller grenseflatebetingelser er utført. To 10-års integrasjoner er utført i denne studien:

**Et kontroll eksperiment** hvor sjøisen og sjøens overflatetemperatur (SST) består av månedlige klimatologiske verdier hentet fra Reynolds (1988).

**Et perturbert eksperiment** hvor utbredelsen av sjøis i Arktis er redusert om sommeren og høsten, mens det om vinteren og våren er brukt nedre grensebetingelser som i kontroll eksperimentet.

Begge eksperimenter har blitt integrert over 10 år med en repeterende årlig syklus av SST og SIE. I gridpunktene hvor sjøisen er blitt fjernet, er det åpen sjø med temperatur rett over frysepunktet for sjøvann;  $-1.9^{\circ}\text{C}$ . I den perturberte kjøringen har sjøisanomalien vært konstruert slik: Først ble den tidsavhengige klimatologiske distansen mellom Nordpolen og sjøisgrensen i Arktis definert ved alle lengdegrader,  $r_i(\lambda, t)$ . Dernest ble det innført en faktor,  $f_i(t)$ , til distansen i den hensikt å modifisere utbredelsen av sjøisen i Arktis. Spesifikke valg av  $f_i(t)$  er vist i figur 3.1. Som vi ser er de klimatologiske betingelsene holdt fra desember til mai, mens sjøisen er redusert mellom mai og desember. Albertsen (2003)

benytter seg av det samme eksperimentoppsettet for å undersøke termodynamisk atmosfærespons i sin hovedoppgave.



**Figur 3.1:** Tidsavhengig reduksjonsfaktor for sjøisdekket.

## 3.2 Modellen ARPEGE

ARPEGE er en spektralmodell, som i utgangspunktet ble utviklet med tanke på værvarsling av Météo-France og ECMWF. Senere ble den utvidet til en klimamodell av Déqué et al. (1994). Hittil er ARPEGE kommet i 5 versjoner. Versjon 0 var tilgjengelig allerede i 1992, og siden har modellen blitt modernisert flere ganger gjennom versjon 1, 2, 3 og 4. Modellen som benyttes i dette eksperimentet er versjon 3.

Versjon 3 av ARPEGE benytter semi-langransk adveksjon og to-tidsnivå tidsdiskretisering. Av de 31 nivåene vertikalt ligger 11 i stratosfæren og 20 i troposfæren. Den horisontale oppløsningen i dette eksperiment er spesifisert i spektralrommet ved en triangulær trunkasjon opp til bølgenummer 63 ( $T63_L$ ). I fysisk rom er den spesifisert ved et redusert grid komponert av 64 breddegradssirkler i cirka lik avstand fra hverandre, med 128 punkter i breddegraden rundt ekvator, og en uniform reduksjon av gridpunktene til 20 ved polene. Oppløsningen på gridet er omtrent  $2.8^\circ$  for både breddegrad og lengdegrad.

Ved behandling av sjøis benytter ARPEGE seg av ISBA (Interactions between the Soil Biosphere and Atmosphere) jordvegetasjonsskjema (Douville et al. 2000) utviklet av Centre National de Recherches Meteorologiques ved Météo-France. Hvert gridpunkt har verdien 0 eller 1, avhengig av om det er henholdsvis sjø eller land. Hvis et gridpunkt har verdien 0 og temperaturen er lavere enn sjøvannets frysepunkt, vil ARPEGE forstå at det er sjøis her. Dette punktet betraktes da som om det var land, og behandles således av ISBA-skjemaet. Hvis det dagen i

forveien var åpen sjø i dette gridpunktet, vil temperatur, albedo og snømengde bli initialisert. Da får punktet lik behandling som is over land.

For den interesserte leser kan det henvises videre til Furevik et al. (2003) og Gibelin og Déqué (2003), der de blant annet utdyper nærmere hva slags andre type skjemaer som brukes til de ulike beregninger i ARPEGE.

## 3.3 Diagnostikk

### 3.3.1 Middelrespons

Modellen gir data hver 6. time, men for å få en oversikt over middelrespons på lengre skala er dataene midlet til månedsmidler. Alle de 10 januarmånedene er deretter midlet, slik at vi får én midlet januarmåned. Dette er videre gjort for hver av månedene i året.

I kapittel 4.1 presenteres responsen i middelfeltet. Responsen i hvert felt,  $\chi$ , blir funnet ved å trekke middelet i kontrollkjøringen fra middelet i den perturberte kjøringen;  $\chi_{\text{perturbert}} - \chi_{\text{kontroll}}$ . Da antas det at mesteparten av denne forskjellen skyldes de forandringer som er innført på SIE. Noe kan selvsagt også skyldes naturlig variabilitet.

Først illustreres sonal respons for middeltemperatur og middeltrykk i fire ulike høydenivåer. Deretter vises den geografiske fordelingen av middelresponsen i disse feltene. Selv om responsen er mest signifikant til visse årstider, presenteres den geografiske fordelingen for hele året. Dette for å gi leseren en komplett oversikt over fordelingen. Året er delt opp i fire sesonger; vintersesongen dekker desember, januar og februar (DJF); vårsesongen dekker mars, april og mai (MAM); sommersesongen dekker juni, juli og august (JJA), mens høstsesongen dekker september, oktober og november (SON).

### 3.3.2 EOF-analyse

Som tidligere nevnt er NAO en sentral variabilitetsindeks. Denne kan regnes ut på mange måter. Her er det valgt å benytte EOFer. EOF-analyse er blitt meget populært innen klimaforskning den siste tiden. Analysemetoden benyttes blant annet for å kartlegge svingemønstre i atmosfæren og havet. I kapittel 4.2 brukes metoden til å identifisere NAO og AO. Navnet EOF kommer av Empirisk Ortogonale Funksjoner; *empirisk* fordi de er utledet fra data; *ortogonale* fordi de er det. Det er to hensikter med EOF-analyse; (1) å finne de prinsipale modene av variabilitet fra de studerte dataene og (2) å finne en lavdimensjonell representasjon for disse dataene. Det meste av variabiliteten kan ofte representeres av noen få prinsipalkomponenter (principal component, PC). Når EOFene er funnet er det viktig å skille data, som representerer fysisk relevante mønstre fra de som bare inneholder støyvariasjoner.

I denne oppgaven brukes EOF-analyse for å se om NAO-variabiliteten har endret karakter som følge av et endret sjøisdekke. Denne variabiliteten er mer storstilt siden oppgaven ser på månedsmidler, altså variabilitet fra måned til måned. I appendix A.1 er EOF-analyse nærmere belyst.

### 3.3.3 TRACK

For å få et mer komplett bilde av isens innvirkning på variabiliteten, er også stormbaneaktiviteten i simuleringene analysert.

TRACK er utviklet av Kevin I. Hodges ved University of Reading. TRACK er et verktøy som brukes for å analysere stormbaner. Algoritmen gjenkjenner hvert enkelt lavtrykkssystem, og gir brukeren mulighet til å beregne statistikk ut fra det (Byrkjedal 2002, Hodges 1994). Terskelverdier og alle krav til bevegelsesmønstre kan settes av brukeren. Slik kan verktøyet brukes til å finne bevegelsene til minimums- eller maksimumspunkter i alle mulige typer av felt, og ikke bare på planetær skala, men også andre typer projeksjoner er mulige.

Følgende felt for stormbandediagnostikk er gjort rede for i kapittel 4.2.3:

**Track density** er antall stormbaner som passerer gjennom et område per sesong.

For å beregne track density for et gitt datasett vil et lavtrykkssystem bli talt én gang for hvert område som blir vurdert. Enheten for track density er antall stormbaner per  $10^6$  km<sup>2</sup> per sesong.

**Genesis density** er tetthet av syklogeneser, det vil si der hvor lavtrykk oppstår.

Punkter som bidrar til syklogenesedata vil naturligvis være nye lavtrykkssentre, som oppstår idet et frittliggende punkt får en verdi lavere enn den gitte terskelverdien, og dermed defineres som et nytt lavtrykkssenter og starten på en ny stormbane. Lavtrykkssentre i første tidssteg i en ny tidsserie tas ikke med i beregningen av syklogeneser, da alle lavtrykkssentre vil være det første punktet i en stormbane, og dermed gi et feilaktig bidrag til analysen. Enheten for syklogeneser er den samme som for track density.

**Lysis density** er tetthet av syklolyse, de områdene der hvor lavtrykk dør ut.

Ifølge TRACK vil et lavtrykk dø ut når trykket i senteret blir høyere enn den gitte terskelverdien. I beregningen av syklolyse blir ikke siste tidssteg i en dataserie tatt med. Enheten er også her lik enheten til track density.

**Intensiteten** til lavtrykkene blir her gitt som dybde/styrke. Enheten er hPa ved midlet bakketrykk (mean sea-level pressure, MSLP), mens for geopotensialet i 500 hPa-flaten er enheten meter.

Terskelverdien i genesis og lysis density er satt til 4. For å få et lavtrykk kreves det i tillegg en utstrekning på lavtrykket. Lavtrykket må ha en utstrekning på minimum 2 gridpunkter, det vil si at to eller flere nabopunkter må ha en verdi

lavere enn terskelverdien før de blir regnet som et lavtrykk, og blir tatt med i density-variablene.

Det er også mulig å plukke ut andre statistiske størrelser fra TRACK, som for eksempel midlere hastighet og vekstrate for lavtrykkene.

*Alle data presentert videre i oppgaven er plottet ved hjelp av grafiske pakker i MATLAB®.*





# Kapittel 4

## Atmosfærisk respons

### 4.1 Middelfeltet

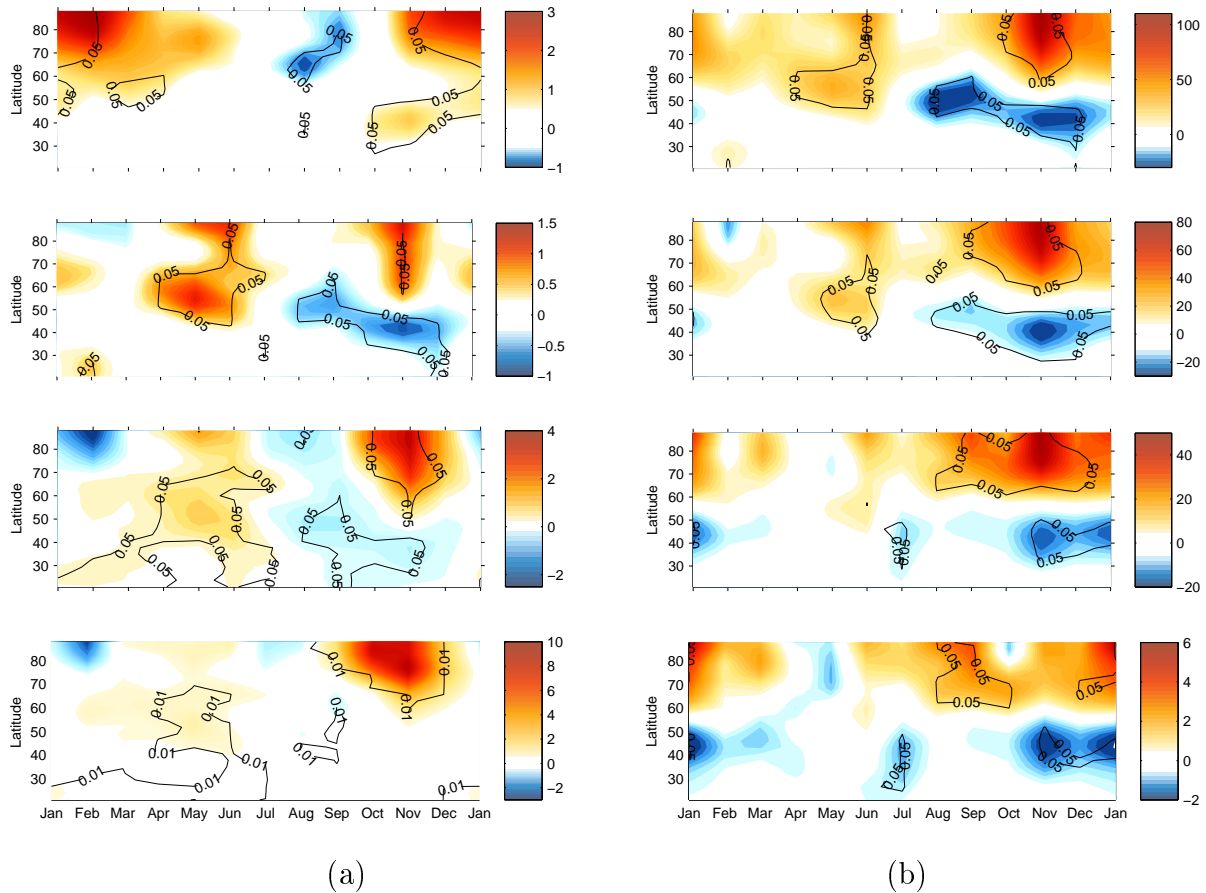
#### 4.1.1 Sonalt midlet respons

Den sonale responsen i middeltemperaturen for hver måned i året i 1000, 850, 500 og 200 hPa er vist i hovmullerdiagrammene i figur 4.1(a). Diagrammene viser den sonale responsen i middeltemperatur mellom perturbert kjøring og kontrollkjøring i de fire nivåene, fra 20°N - 90°N. Områder hvor responsen er statistisk signifikant med 95 prosent (utregnet med Student t-test), er merket med en mørk konturlinje. En signifikant varm anomali utmerker seg på høye breddegrader. I 1000 hPa kuliminerer denne anomalien i oktober/november, to måneder etter at det var isfritt i Arktis (se figur 3.1). I 850 og 500 hPa er det en lignende kuliminasjon i november, mens i 200 hPa kan denne anomalien gjenkjennes i desember og januar. Det kan altså se ut som kuliminasjonen kommer tidsmessig senere jo lenger opp i atmosfæren vi befinner oss. I 1000, 850 og 500 hPa observeres også et mønster av en varm anomali fra cirka 45°N til 70°N. Denne er signifikant fra mai til juni, og har forsvunnet helt i 200 hPa. (Vær oppmerksom på at grenseverdiene varierer i colorbaren til hver enkelt figur.)

En signifikant kald anomali kan ses på noe lavere breddegrader i 850 og 500 hPa. Denne strekker seg fra august, på 60°N, til og med desember, på 30°N. Altså fra da isen var borte til vi har klimatologiske verdier igjen. I 200 hPa har vi en signifikant kald anomali på høye breddegrader (60°N til 75°N) i august og september.

De nevnte anomaliene er statistisk signifikante med 95 prosent, bortsett fra i 1000 hPa; her er responsen statistisk signifikant med 99 prosent. Endringene er ellers små eller ikke signifikante.

Hovmullerdiagrammene i figur 4.1(b) viser den sonale responsen i det atmosfæriske massefeltet. Det nederste diagrammet viser responsen ved MSLP, deretter vises det i 850, 500 og, øverst, 200 hPa. I Arktis dominerer en lokal og signifikant positiv (høytrykks-) anomali. Ved MSLP inntreffer denne fra samme tid som ved



**Figur 4.1:** Sonal respons for (a) middeltemperaturen og (b) middeltrykket i (fra toppen) 200, 500, 850, og 1000 hPa (MSLP ved middeltrykk). Konturlinjene viser områdene hvor responsen er statistisk signifikant med 95 prosent (99 prosent for 1000 hPa), utregnet med Student t-test. Enhet i (a) er K, mens enhet i (b) er meter (hPa for MSLP).

et isfritt Arktis, og helt til januar. I de øvre lagene inntreffer anomalien omtrent 2 måneder etter den isfrie perioden. Responsen øker med høyden. I 850 hPa er største respons 50 meter, mens i 200 hPa er den økt til 111 meter. Med litt velvilje kan det også her se ut som anomaliens kuliminasjon forsinkes med høyden. (Også her har colorbaren til hver enkelt figur ulike grenseverdiene. I MSLP-diagrammet har dessuten colorbaren hPa-verdier, mens i de øvrige diagrammene i figur 4.1(b) er enheten meter.)

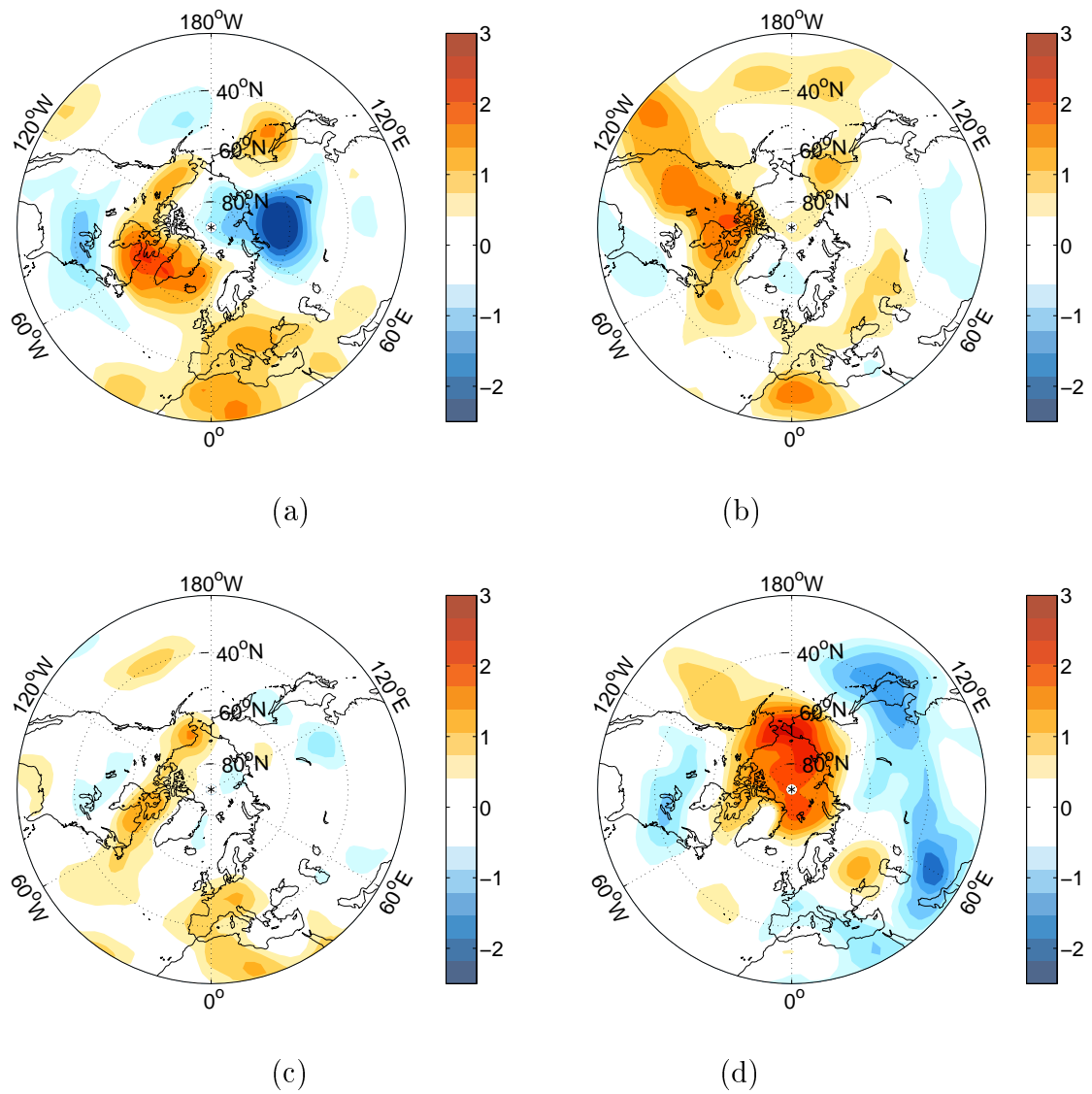
På midlere breddegrader inntreffer en signifikant negativ (lavtrykks-) anomali. I 200 og 500 hPa finnes denne fra august og ut desember, mens i de to nederste lagene, ved 850 hPa og MSLP, inntreffer anomalien fra november og ut januar. Her ser det ut til at anomalien har en kuliminasjon som opptrer tidsmessig omvendt av høytrykksanomlien. Altså at responsen inntreffer først i den øvre atmosfæren, og senest ved MSLP. Intensiteten til lavtrykksanomalien holder seg noenlunde lik i alle lagene.

### 4.1.2 Geografisk fordeling av middelrespons

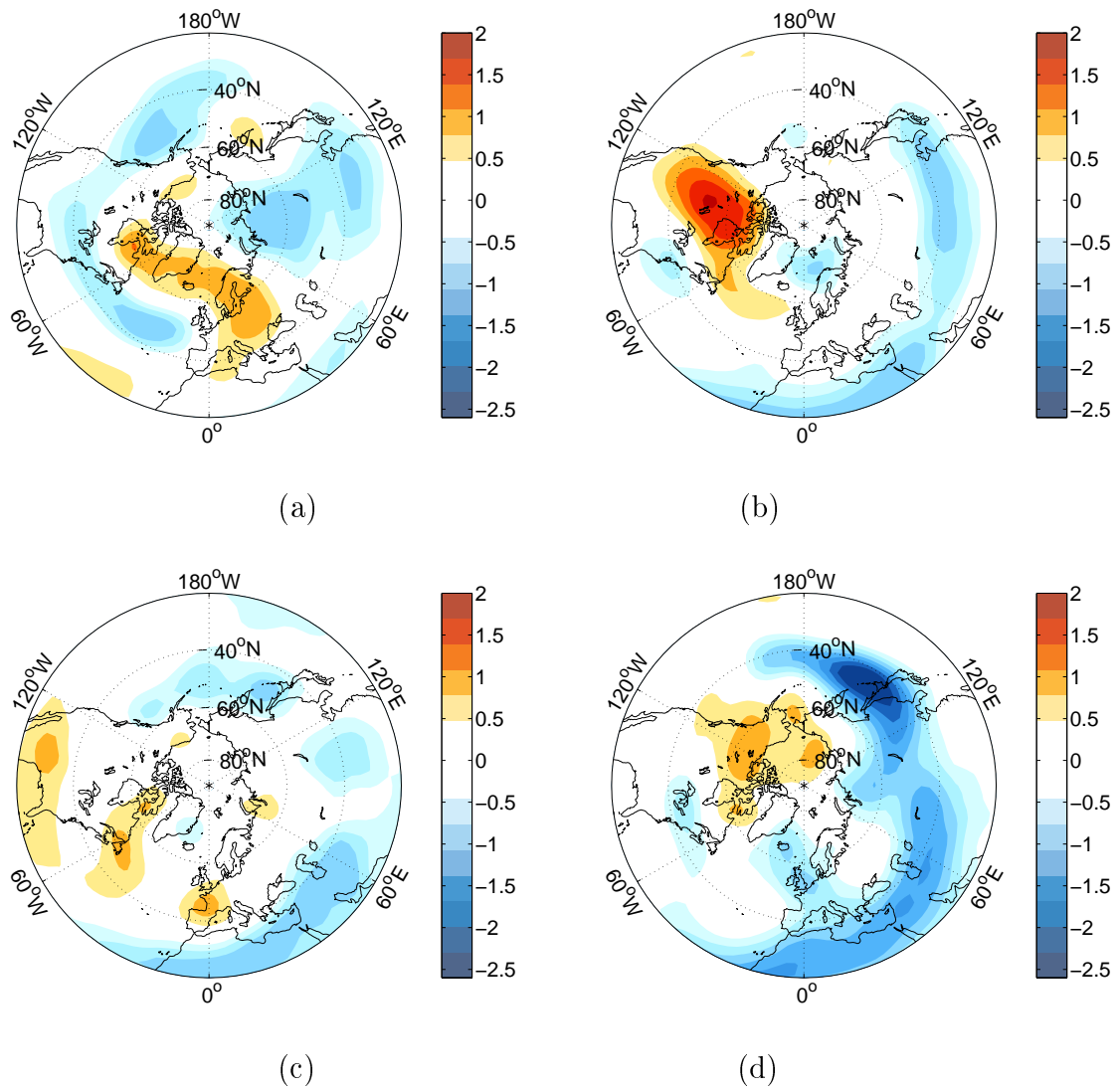
Figurene 4.2 - 4.8 viser den geografiske fordelingen av middelrespons. Kartene dekker den nordlige halvkule fra 20°N - 90°N.

Figurene 4.2 - 4.4 viser temperaturresponsen i henholdsvis 850, 500 og 200 hPa. Hver figur viser middelresponsen for hver av de fire sesongene, slik det er forklart i kapittel 3.3.1. Det er en markant lokal varm respons i Arktis på høsten i 850 hPa (figur 4.2(d)). Som nevnt i kapittel 4.1.1 er temperaturresponsen i Arktis primært en varm anomali, mens den utenfor Arktis er svakere og av en noe blandet karakter. Dette mønsteret kan gjenkjennes i trykkresponsen om høsten, som vi vil se på senere i oppgaven. Den varme høstresponsen i 850 hPa observeres igjen i de to lagene over, men er noe svakere og litt forskjøvet i tid. I 500 hPa (se figur 4.3(b)) ses en varm respons over Canada (om våren finner vi igjen mønsteret av den varme anomalien, som ble observert i figur 4.1(a)), og i 200 hPa er det en varm vinterrespons over Arktis igjen (figur 4.4(a)). Dette samsvarer godt med resultatene vi fant i forrige kapittel; kulminasjonen inntreffer senere jo lenger opp i atmosfæren vi befinner oss. Den negative vinterresponsen over Sibir i 850 hPa (figur 4.2(a)) kan også ses igjen i figur 4.1(a), men denne er ikke signifikant.

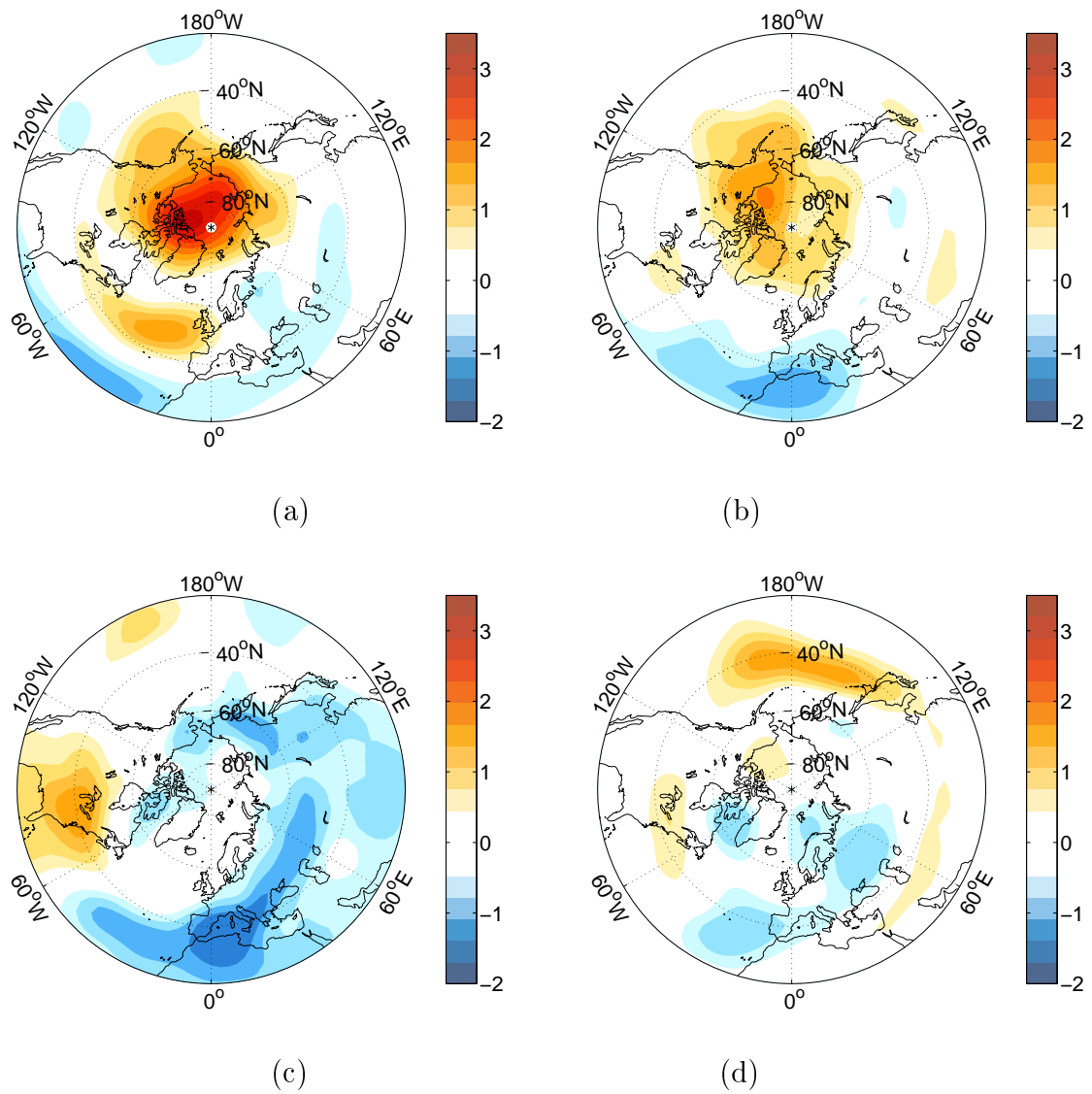
I figur 4.5 (a) - (d) er trykkresponsen i MSLP for de fire sesongene vist. Vinterresponsen (a) minner mye om den første EOFen av månedsmidlede MSLP-anomalier, figur 4.12(a), som kan bli sett på som NAO. Dette skal vi se nærmere på i kapittel 4.2.2. Det er ikke uventet at det er i vintersesongen responsen minner mest om NAO, da det er på denne årstiden NAO-signalet er sterkest (Hurrell et al. 2003). Også i figurene 4.6 - 4.8, som viser trykkresponsen i henholdsvis 850, 500 og 200 hPa, gjenkjennes NAO-signalet i vintersesongen. Fra vinter- og høstresponsen, (a) og (d), på alle de fire høydenivåene (figurene 4.5 - 4.8) er det klart og tydelig en lokal høytrykksrespons på nordlige breddegrader, mens det på midlere breddegrader og sørover er en lavtrykksrespons. Dette bidrar til en svekking i den sonale vinden på disse årstidene. Legg merke til at lavtrykksresponsen er sterkest over Atlanterhavet om vinteren, mens den om høsten er sterkest over Stillehavet. Den positive vinterresponsen i 500 og 200 hPa (henholdsvis figur 4.7(a) og 4.8(a)) er ikke signifikant i figur 4.1(b). Ellers samsvarer figurene godt overens.



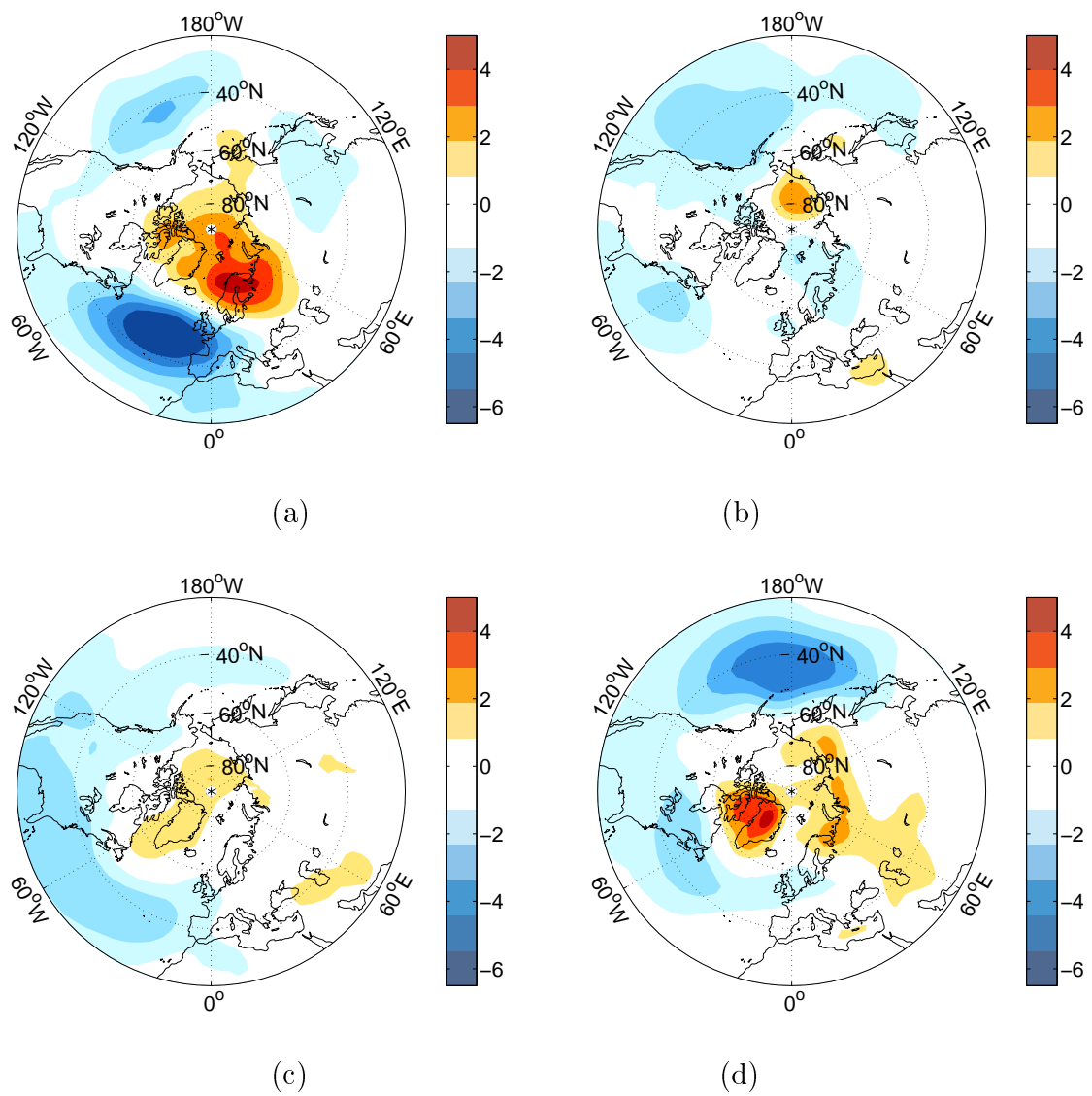
**Figur 4.2:** Temperaturrepons (K) i 850 hPa for (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA og (d) SON.



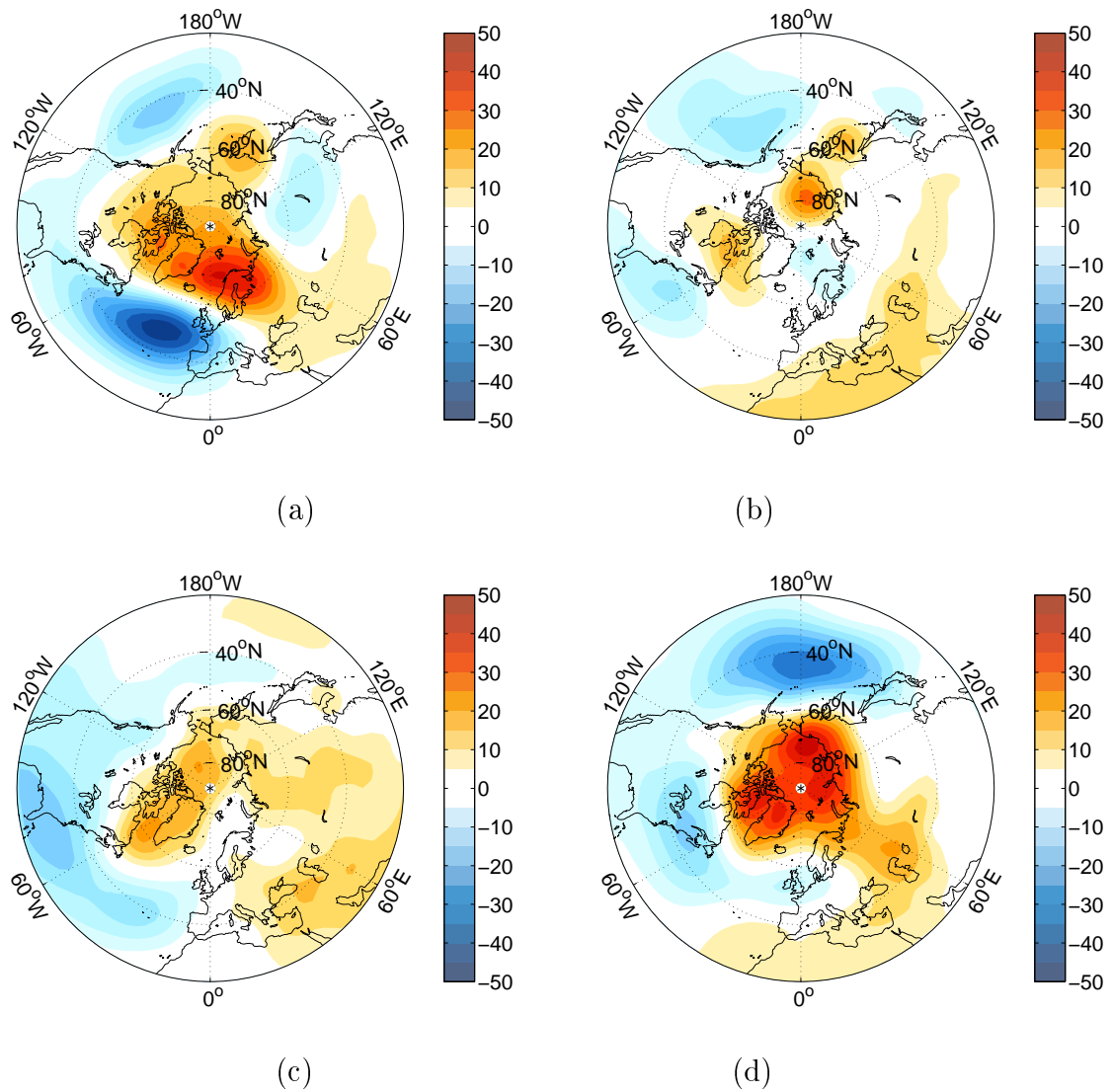
**Figur 4.3:** Temperaturrepons (K) i 500 hPa for (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA og (d) SON.



**Figur 4.4:** Temperaturrepons (K) i 200 hPa for (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA og (d) SON.

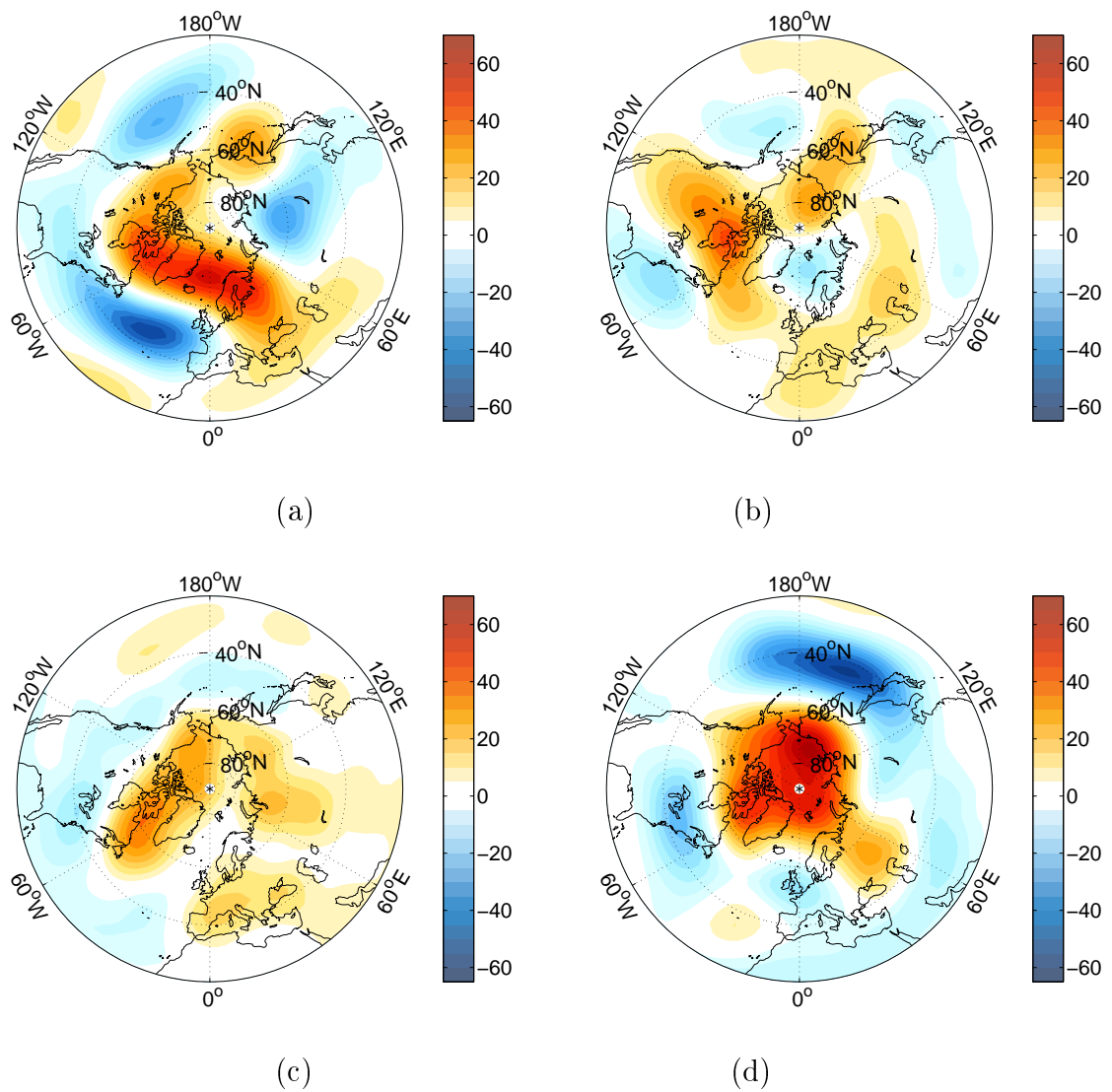


Figur 4.5: Trykkrespons (hPa) i MSLP for (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA og (d) SON.

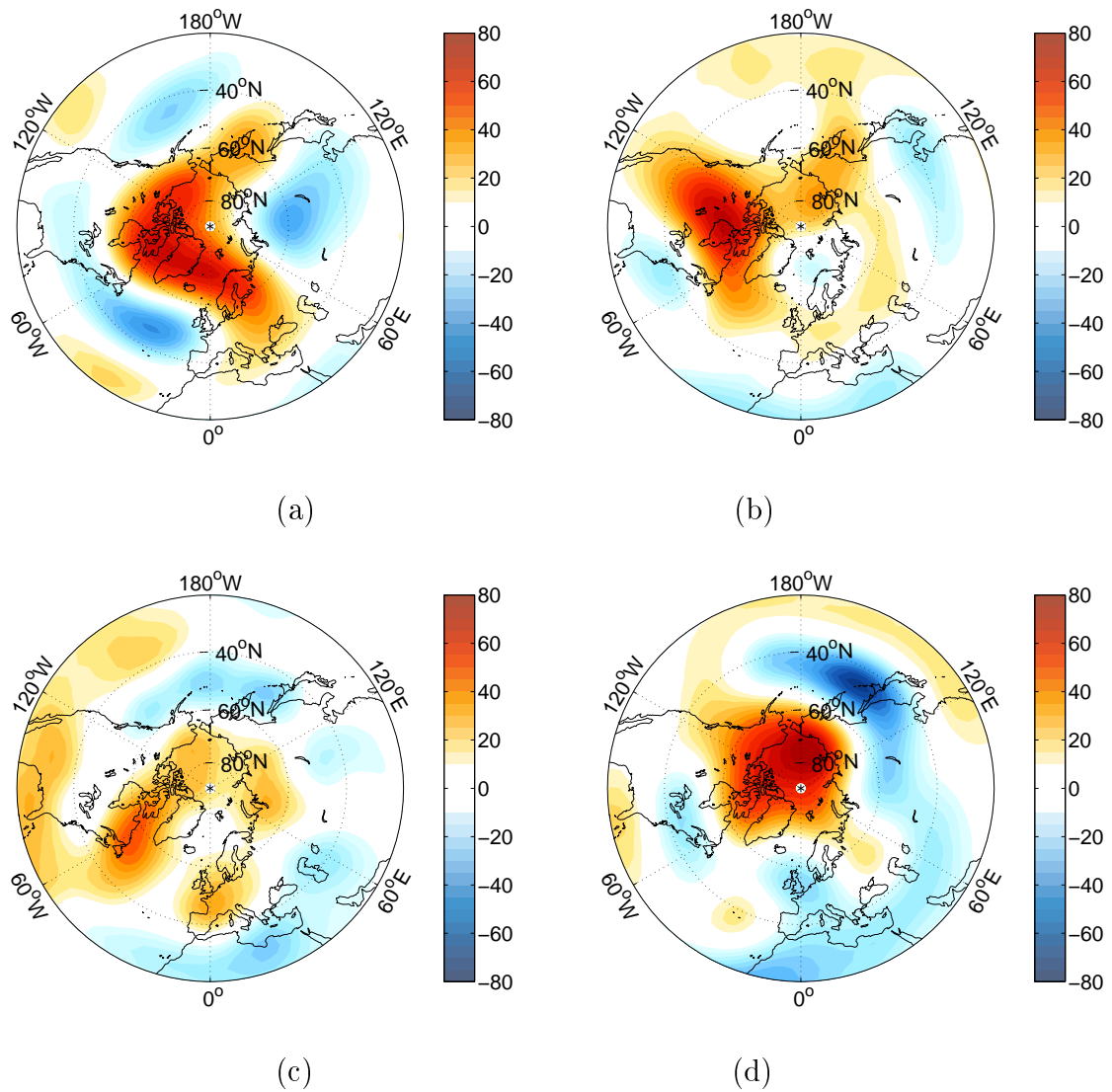


Figur 4.6: Trykkrespons (m) i 850 hPa for (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA og (d) SON.





Figur 4.7: Trykkrespons (m) i 500 hPa for (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA og (d) SON.

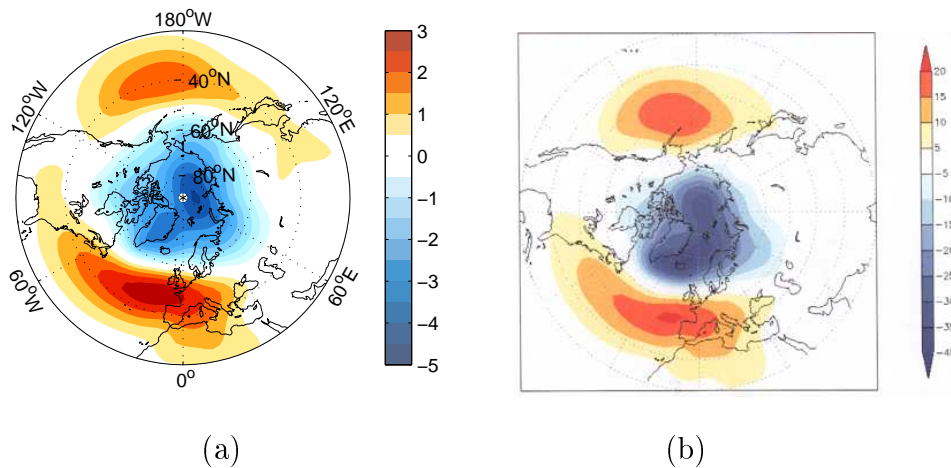


Figur 4.8: Trykkrespons (m) i 200 hPa for (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA og (d) SON.

## 4.2 Variabilitet

### 4.2.1 Den arktiske svingning (AO)

I oppgaven er det benyttet EOF-analyse (se kapittel 3.3.2 og appendix A.1) for å finne mønster, som forklarer den største mengden variabilitet i ulike felt. Figur 4.9(a) viser den ledende EOF som regresjonskart av simulert MSLP i kontrollkjøring og perturbert kjøring. Denne EOFen forklarer 21 prosent av variabiliteten. Til sammenligning er David W. J. Thompson (Department of Atmospheric Science, Colorado State University) sin ledende EOF (figur 4.9(b)) lagt ved. Denne er vist som regresjonskart av 1000 hPa høyde (månedsmiddel), basert på NCEP-data fra 1979 til 2000, og forklarer 19 prosent av variabiliteten. Legg merke til den slående likheten mellom de to figurene.



**Figur 4.9:** (a) viser ledende EOF (21 prosent) vist som regresjonskart av simulert MSLP i kontrollkjøring og perturbert kjøring. EOFen viser AO-signal for hele året. Enhet er hPa. (b) viser ledende EOF (19 prosent) som regresjonskart av 1000 hPa høyde (månedsmiddel), basert på NCEP-data fra 1979 til 2000. Enhet er meter. Figuren er hentet fra David W. J. Thompson, Department of Atmospheric Science, Colorado State University.

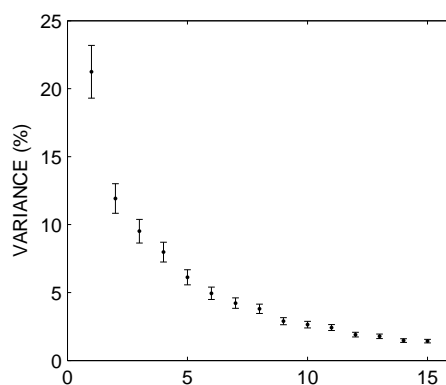
EOF-analyse er gjort på månedlige MSLP-anomalier. Figur 4.9(a) viser altså karakteristikken av den første EOFen til MSLP-anomaliene gjennom hele året. Knyttet til EOFen er det en tidsserie, PC, som gir en indeks for alle månedene i løpet av de to 10 års simuleringene. Denne PCen inneholder da  $12$  (måneder)  $\times$   $10$  (år)  $\times$   $2$  (simuleringer) =  $240$  anomalimatriser, hvor de  $120$  første matrisene angir kontrollkjøringen, og de  $120$  siste angir den perturberte kjøringen. Det antas da at det romlige mønsteret er konstant i de to tidsseriene. Mønsteret til den første EOFen kan bli betraktet som AO. Den første PCen beskriver tidsutviklingen til AO, og vi kaller den for AO-indeksen. Middelresponsen i alle årets måneder for AO-indeksen er  $-0.37$ . Det vil si at det jevnt over er lavere NAO-verdier i den perturberte kjøringen enn i kontrollkjøringen. Dette vil bli belyst senere i oppgaven.

Støy i atmosfæren er ofte autokorrolert i rom og tid. Med dette menes at EOFer med størst skala og lavest frekvens har en tendens til å forklare mer av variabiliteten enn EOFer med mindre skala og høy frekvens. De første EOFene har derfor som regel et jevnt og fint storskala-mønster. North et al. (1982) viste at 95 prosent konfidensfeilen i estimeringen av varians er omtrent slik:

$$\Delta\lambda = \lambda\sqrt{\frac{2}{n}} \quad (4.1)$$

hvor  $\lambda$  er variansen og  $n$  er antall frihetsgrader i datasettet. Det er rimelig å anta at de månedlige middelverdiene av MSLP er uavhengige data.  $n$  vil derfor ha verdien 240, siden det er antallet uavhengige data i PCen. Ved hjelp av (4.1) kan så feilmarginen i forklart varians ( $\frac{\lambda}{\Delta\lambda}$ ) beregnes. Hvis variansen til to påfølgende EOFer er nærmere hverandre enn feilmarginen, er det lite sannsynlig at disse mønstrene er signifikante. I spektrumplottet i figur 4.10 er det derfor om å gjøre å finne EOFer, som ikke overlapper hverandre. EOFer etter det punktet anses ikke som nyttige.

Spektrumplottet i figur 4.10 viser at den første EOFen forklarer 21.2 prosent av den månedlige MSLP-variabiliteten i de to eksperimentene. Det er kun den første EOFen som skiller seg ut fra de andre, jamnført med kriteriet til North et al. (1982) (4.1), ved at forklart varians ikke overlapper en EOF ved siden av. Det betyr at den første EOFen er alene om å forklare AO-mønsteret. Dette styrker tilliten til at det er AO vi ser i figur 4.9(a). I tillegg betyr det, etter kriteriet til North et al. (1982), at mønsteret er robust selv om det kun er 20 år med data (2 kjøringer). EOF2 og EOF3 kan ikke skilles fra hverandre, så deres mønster vil være svært vanskelige å tolke.



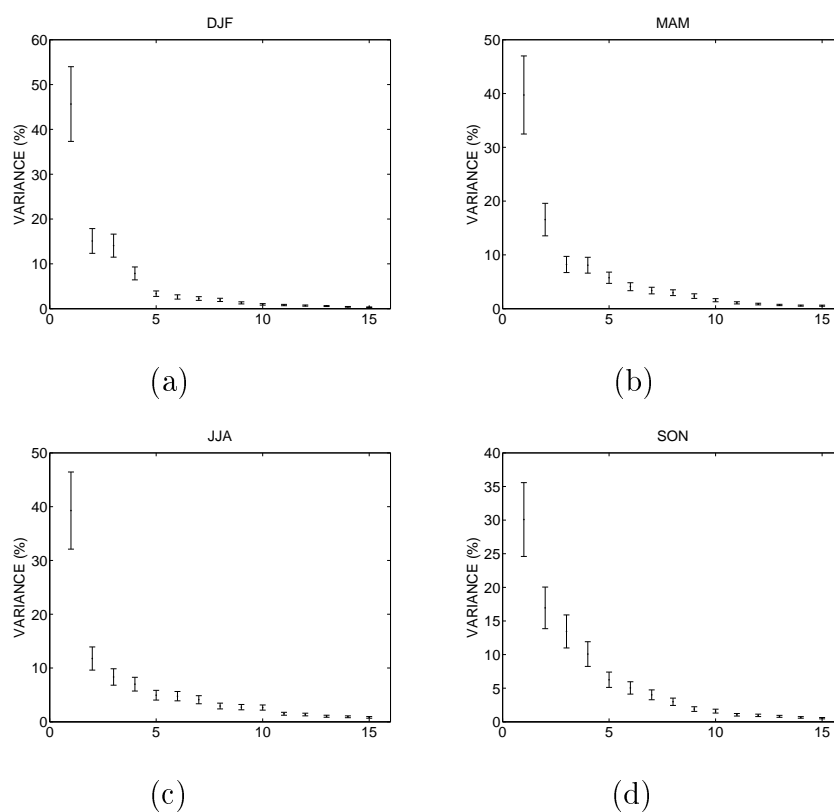
**Figur 4.10:** EOF-spektrum for alle måneder, 20 år. y-aksen viser variansen i prosent, mens x-aksen viser de 15 første EOF-mønstrene.

## 4.2.2 Den nordatlantiske svingning (NAO)

I motsetning til kapittel 4.2.1, hvor AO-indeksen ble sett på for hele året, er det her benyttet EOF-analyse til å få EOFer for en gitt årstid. Årstidene er delt inn

i 4 sesonger, som beskrevet i kapittel 3.3.1. PCen fra anomalien til hver årstid i MSLP er projisert på den første EOFen. Nå inneholder altså PCen  $3$  (måneder)  $\times 10$  (år)  $\times 2$  (simuleringer) =  $60$  anomalimatriser, hvor de 30 første matrisene angir kontrollkjøringen, og de 30 siste angir den perturberte kjøringen. I tillegg er det i stedet for å se på hele den nordlige halvkule kun sett på en sektor i Nordatlanten, avgrenset ved  $20^{\circ}\text{N} - 80^{\circ}\text{N}$  og  $90^{\circ}\text{W} - 40^{\circ}\text{E}$ . Dette fordi vi ønsker å fokusere på responsen i variabilitet i våre områder.

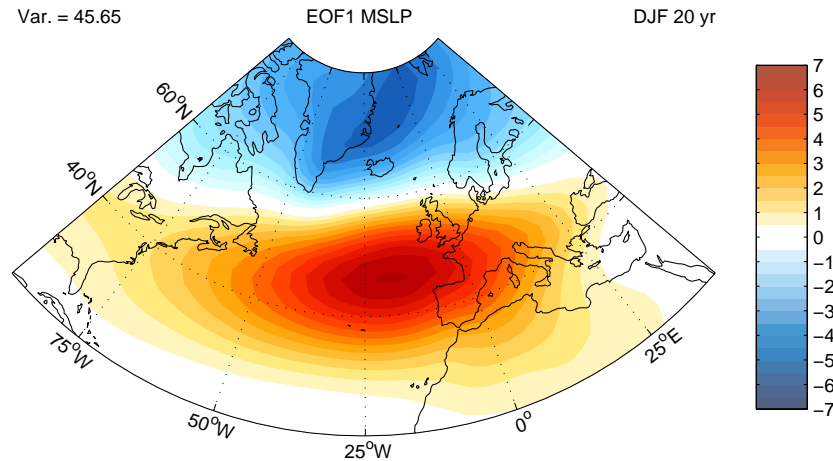
Figur 4.11 viser EOF-spektrum for de fire kvartalene. I (4.1) er  $n$  nå  $60$  uavhengige data. Den første EOFen i alle kvartalene er klart adskilt fra de neste EOFene. Denne forklarer størst variabilitet, og kan bli sett på som NAO. Forklart varians til de neste EOFene, bortsett fra i MAM, kan ikke skjelles fra hverandre. Det er derfor svært vanskelig å tolke mønsteret til disse EOFene.



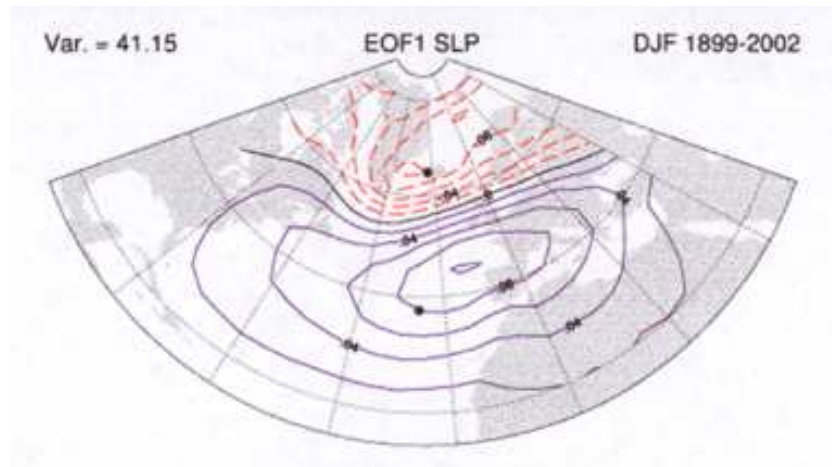
**Figur 4.11:** EOF-spektrum for de fire kvartalene, 20 år. y-aksen viser variansen i prosent, mens x-aksen viser de 15 første EOF-mønstrene.

I figurene 4.12 - 4.15 presenteres den første EOFen for hver årstid. 4.12(a) - 4.15(a) er, som beskrevet ovenfor, regnet ut fra sesongbaserte trykkanomalier ved MSLP i Nordatlanten over 20 år. Til sammenligning benyttes Dr. Jim Hurrells tilsvarende figurer, 4.12(b) - 4.15(b) ( $20^{\circ}\text{N} - 70^{\circ}\text{N}$ ;  $90^{\circ}\text{W} - 40^{\circ}\text{E}$ ), basert på data fra årene 1899 til 2002. Figurene er hentet fra Climate Analysis Section, NCAR, Boulder, USA, sine nettsider (<http://www.cgd.ucar.edu/~jhurrell/nao.pc.html>).

Strukturen som forklarer størst variabilitet karakteriseres ved en trykkdipol, og kan som sagt anses som NAO-mønsteret.



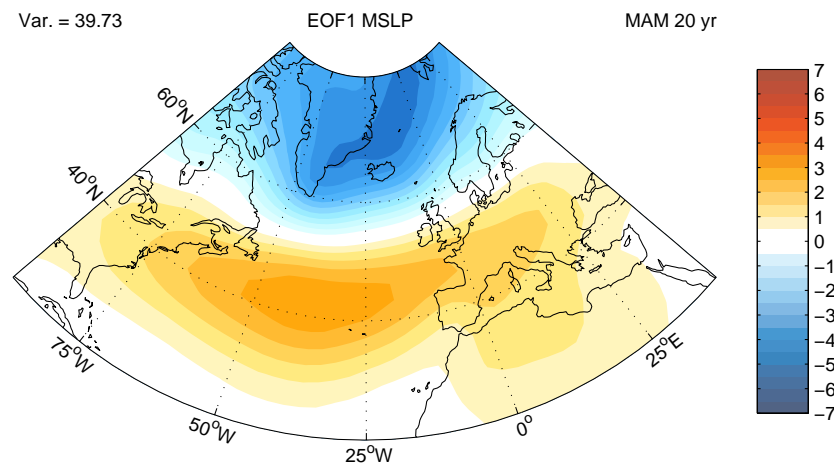
(a)



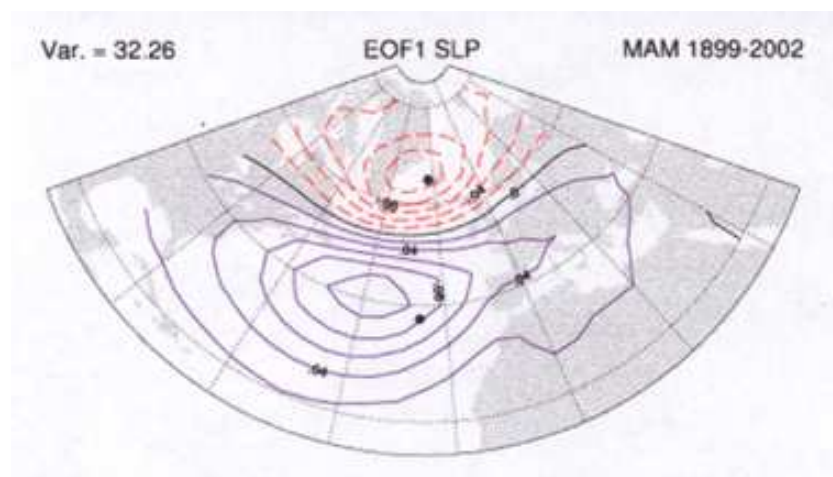
(b)

**Figur 4.12:** Ledende EOF som viser NAO-signal med tilhørende varians for vintersesongen. (a) viser data simulert med ARPEGE, mens (b) viser Dr. Jim Hurrells (NCAR) data.

I løpet av vintersesongen utgjør den ledende EOFen nesten halvparten (45 prosent) av variabiliteten (figur 4.12(a)) i MSLP over Nordatlanten, og er orientert som en nord-sør dipol. Hurrells figur (b) er orientert mer sørøst mot nordvest, og forklarer 41 prosent av MSLP-variabiliteten.



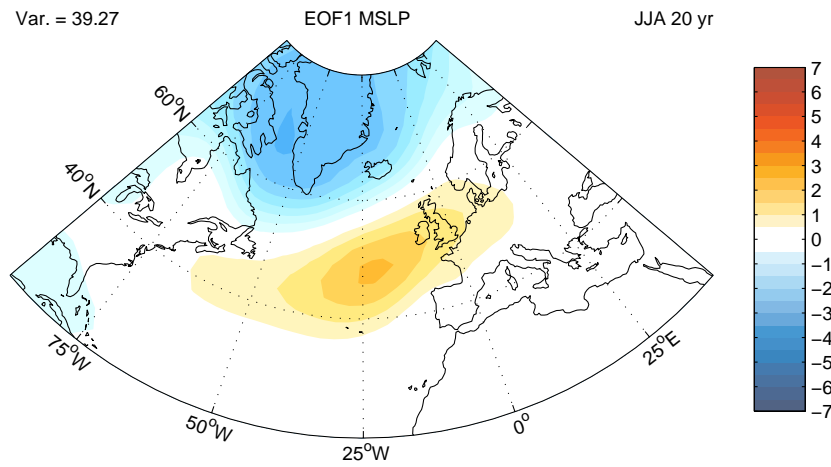
(a)



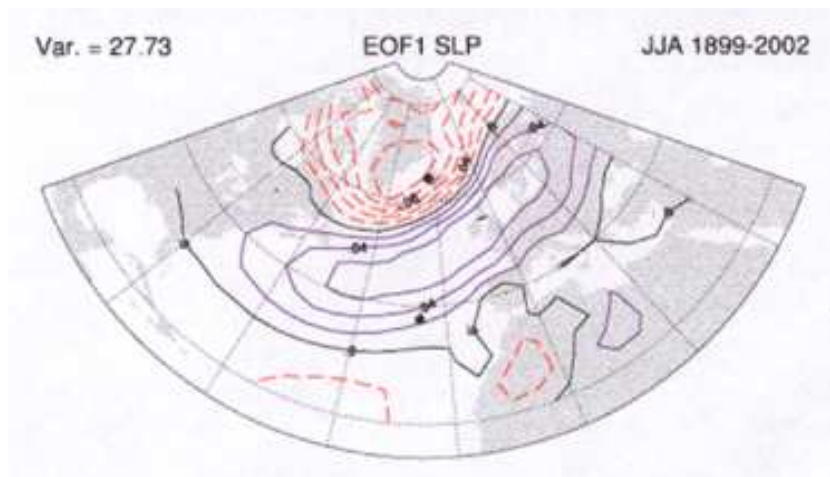
(b)

**Figur 4.13:** Ledende EOF som viser NAO-signal med tilhørende varians for vårsesongen. (a) viser data simulert med ARPEGE, mens (b) viser Dr. Jim Hurrels (NCAR) data.

På våren er NAO orientert en anelse sørvest mot nordøst, med et sørlig aksjonscenter nær Azorene både i oppgavens og Hurrels figur (figur 4.13). MSLP-amplituden er noe svakere i styrke enn om vinteren, mens den ledende EOFen forklarer henholdsvis 39 og 32 prosent av MSLP-variabiliteten i (a) og (b).



(a)

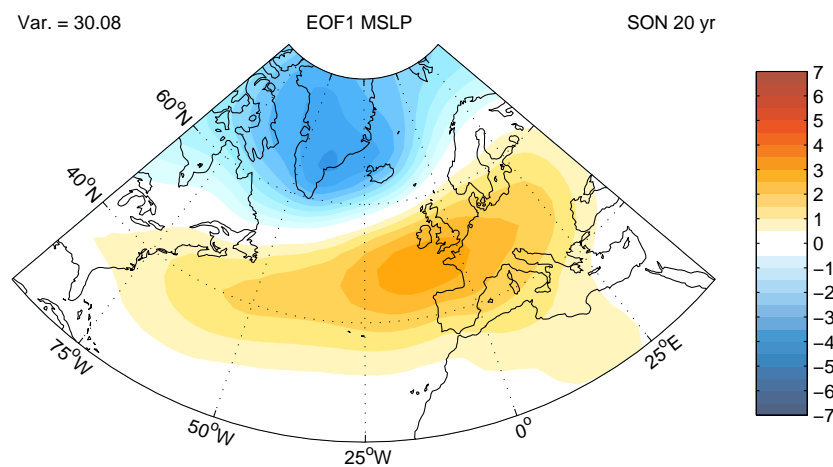


(b)

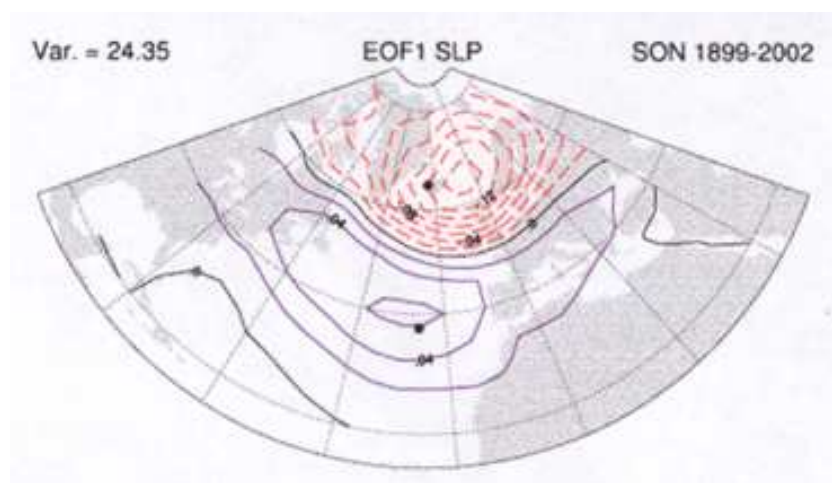
**Figur 4.14:** Ledende EOF som viser NAO-signal med tilhørende varians for sommersesongen. (a) viser data simulert med ARPEGE, mens (b) viser Dr. Jim Hurrells (NCAR) data.

I figur 4.14 når den romlige utstrekningen og MSLP-amplituden sitt minimum i sommersesongen, når aksjonssettene er orientert sørøst mot nordvest. Den ledende EOFen har her lik forklaringsprosent, hele 39 prosent, som om oppgavens resultater om våren, mens Hurrell sin figur forklarer kun 27 prosent.





(a)



(b)

**Figur 4.15:** Ledende EOF som viser NAO-signal med tilhørende varians for høstsesongen. (a) viser data simulert med ARPEGE, mens (b) viser Dr. Jim Hurrels (NCAR) data.

Figur 4.15(a) viser at på høsten er simulert NAO orientert slik den er orientert om sommeren, mens MSLP-amplituden ligner mer på vårens amplitude. Hurrel sin NAO (figur 4.15(b)) er orientert sørvest mot nordøst, slik den var om våren. Den ledende EOFen når sitt minimum i forklart varians om høsten med henholdsvis 30 og 24 prosent i (a) og (b).

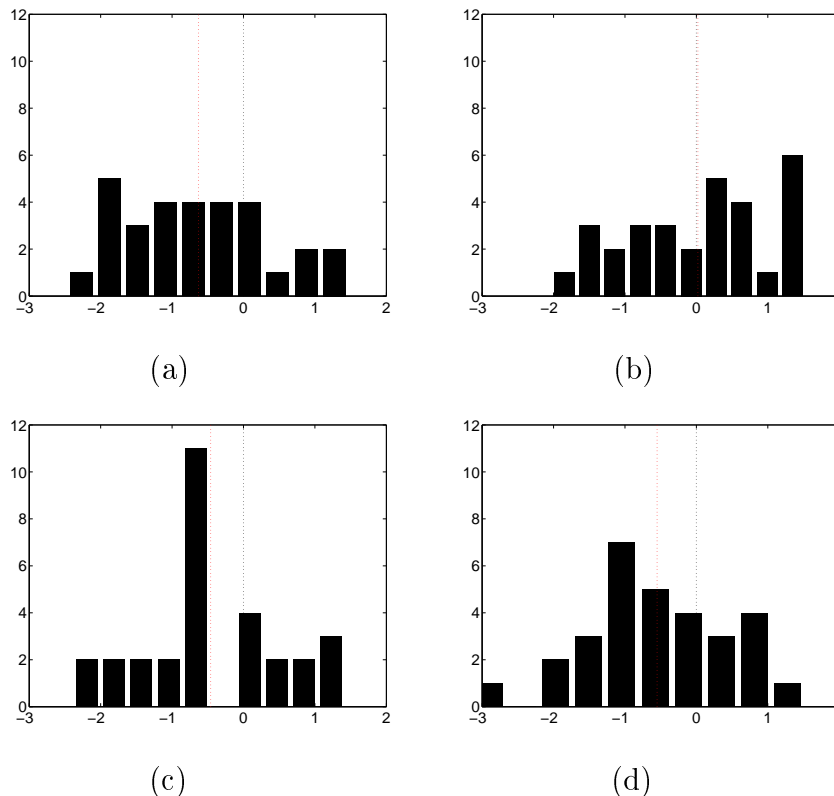
Tabell 4.1 viser middelresponsen i NAO-indeksen for de fire kvartalene (responsen måles i antall standardavvik, STD). Responsen er negativ i alle kvartalene bortsett fra om våren. Om våren er middelresponsen tilnærmet lik null. Årsaken til dette kan være at endringen i isdekket ble gjort mellom mai og de-

semer. Dermed vil det være naturlig å få en respons fra endringen ble startet og, på grunn av treghet, til litt seinere enn da endringen ble avsluttet, slik at det i vårkvartalet ikke lenger er noen respons i NAO-indeksen.

Sesong	DJF	MAM	JJA	SON
Middelrespons	-0.63	0.02	-0.46	-0.55

**Tabell 4.1:** Middelrespons i NAO-indeks for de fire sesongene. Responsen er angitt i STD.

I figur 4.16 er histogram av NAO-indeksfordelingen plottet. Disse følger fra de projiserte tidsseriene i de fire kvartalene. De vertikale svarte linjene i plottene indikerer null i standardavviket. Og de røde linjene angir middelresponsen, som er hentet fra tabell 4.1. Fordelingen av NAO-indeksen viser at de sesongene hvor det er negativ respons i NAO (DJF, JJA og SON), ligger de negative verdiene mellom -3 og 0 STD. Om sommeren og høsten er det en overvekt av svakt negative verdier, mens om vinteren, da middelresponsen er mest negativ (-0.63), er responsen jevnere fordelt over et større spekter.



**Figur 4.16:** Histogram av NAO-indeksfordelingen som følger fra projeksjon av tidsseriene i (a) DJF-, (b) MAM-, (c) JJA- og (d) SON-responsen i MSLP på den første EOFen. x-aksen angir responsen i STD, og y-aksen angir antall måneder. De svarte vertikale linjene indikerer null STD, mens de røde linjene indikerer middelresponsen i NAO-indeksen for hver av tidsseriene (verdier hentet fra tabell 4.1).

### 4.2.3 Stormbaner

Ved hjelp av analyseverktøyet TRACK (kapittel 3.3.3) er det mulig å analysere stormbanene i de to simuleringene. Siden månedene september, oktober, november og desember (SOND) viser størst signifikant trykkrespons i figur 4.1(b), er disse månedene blitt analysert. Ulike diagnostikkfelt for kontrollkjøring (CNTL) og perturbert kjøring (PERT) blir presentert, i tillegg til differansen (PERT-CNTL) mellom disse på samme måte som i kapittel 4.1.

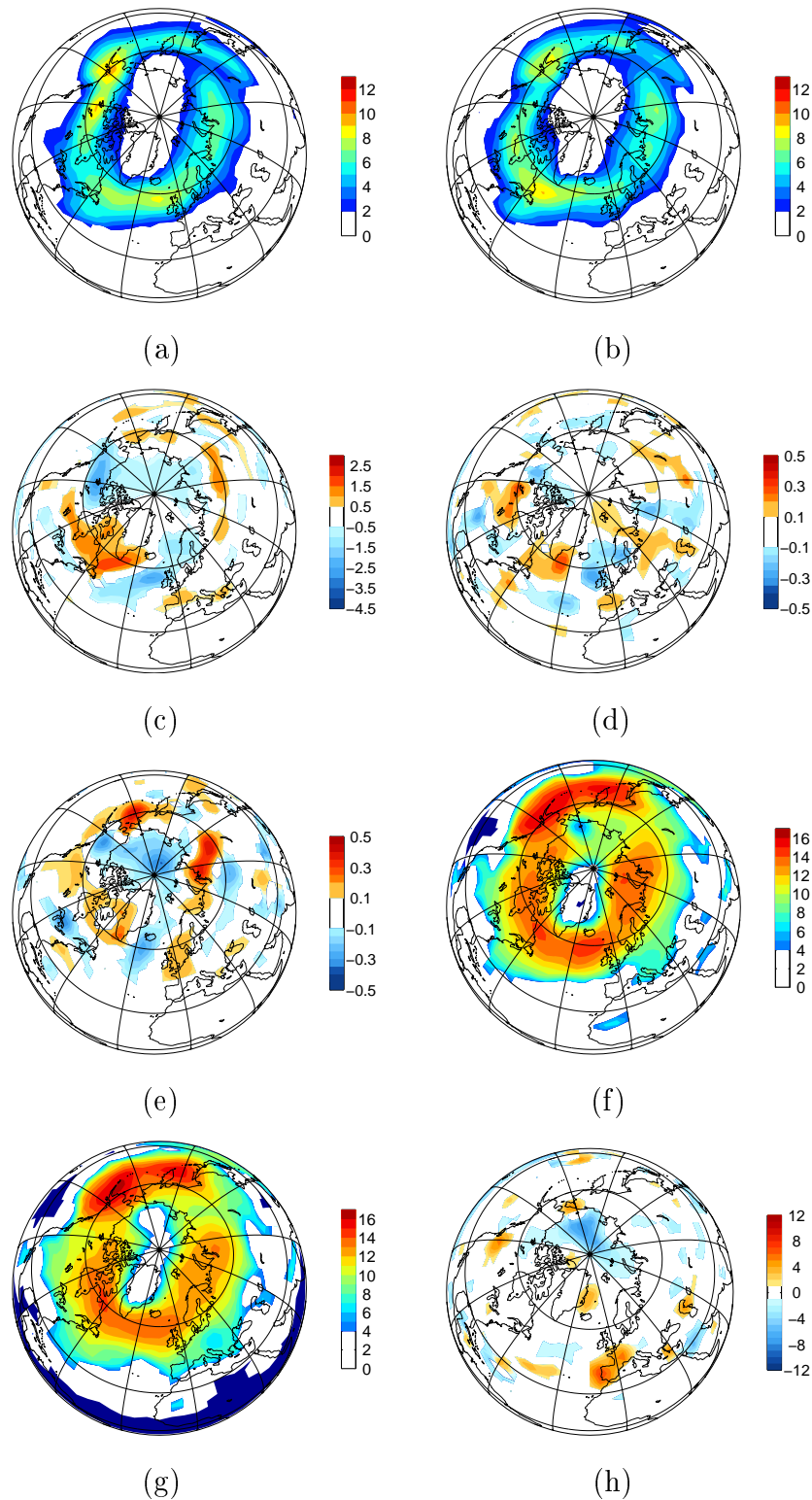
Diagrammene i figur 4.17 viser ulik diagnostikk fra TRACK-algoritmen der minimumspunkter i MSLP, synoptiske lavtrykk, er identifisert og stormbaner beregnet. 4.17(a) og (b) viser tettheten av stormbaner i henholdsvis CNTL og PERT. Fra disse to diagrammene er det vanskelig å se en stor endring, men i (c) responsfiguren (PERT-CNTL) trer endringene sterkere fram, og det er snakk om endringer på opp til 40 prosent. Det er en økt tetthet av stormbaner over østlige Canada, Labradorhavet og vestlige Atlanterhavet (cirka 40 prosent på sørspissen av Grønland), mens litt lenger sørøst over Atlanterhavet (cirka 30 prosent), samt over Alaska (cirka 20 prosent) og nordvestlige Canada (cirka 30 prosent), er det en reduksjon i tettheten av stormbanene. Dette stemmer bra overens med endringen av syklogenesetetthet som er plottet i figur 4.17(d), der syklogeseendringen (PERT-CNTL) i MSLP er positiv over vestlige Atlanterhavet, og negativ vest for Storbritannia. Figur 4.17(e) viser endring i syklolysetettheten for PERT-CNTL. Over Vest-Grønland, Barentshavet og mellom Storbritannia og Norge er denne positiv, mens syklolyseendringen er negativ i Framstredet og videre sørvestover i Atlanterhavet.

Figurene 4.17 (f), (g) og (h) viser intensiteten av stormbanene ved MSLP i henholdsvis CNTL, PERT og endringen (PERT-CNTL). Samlet viser disse at i PERT svekkes intensiteten over nordlige Atlanterhavet, særlig mellom Island og Storbritannia, samt nordvest for Azorene. Også over Arktis er det en lignende svekking. Over Sentral- og Sør-Europa er det en økning i intensiteten. Selv om økningen i antall stormbaner sørover er heller beskjeden, er disse stormbanene altså mer intense. En endring til mer sørgående stormbaner i Nordatlanteren er konsistent med svekkingen i NAO (kapittel 2.2).

Tabell 4.2 viser antall lavtrykk i perturbert kjøring og kontrollkjøring i MSLP og 500 hPa. I 500 hPa geopotensiell høyde er det nesten 100 færre lavtrykk i den perturberte kjøringen enn i kontrollkjøringen. Ved MSLP er det kun 32 færre lavtrykk. Dette kan tyde på at grunne lavtrykk ikke forsvinner så lett.

	Perturbert	Kontroll	Endring
MSLP	1771	1803	-32
500 hPa	1984	2077	-93

**Tabell 4.2:** Antall lavtrykk i perturbert kjøring og kontrollkjøring i de to nivåene MSLP og 500 hPa. Enhet er antall lavtrykk per  $10^6$  km<sup>2</sup> per sesong.



**Figur 4.17:** Ulike diagnostiske felt ved MSLP i månedene SOND: (a) Tettthet av stormbaner for CNTL, (b) PERT, (c) PERT-CNTL (endring), (d) syklogeneseendring, PERT-CNTL, (e) syklolyseendring, PERT-CNTL, (f) intensitet for CNTL, (g) PERT og (h) PERT-CNTL (endring). Enhet for tettthet er antall stormbaner per  $10^6$  km<sup>2</sup> per sesong, mens enhet for intensitet er hPa.

# Kapittel 5

## Diskusjon

Ved hjelp av den fransk-engelske klimamodellen ARPEGE er det gjort to 10-års integrasjoner; et kontrollleksperiment hvor sjøisen og SST består av månedlige klimatologiske verdier (Reynolds 1988); og et perturbert eksperiment hvor SIE i Arktis er redusert om sommeren og høsten, mens det er brukt nedre grensebetingelser, som i kontrollleksperimentet, om vinteren og våren (se kapittel 3.1 for mer detaljer).

Studiene viser at når isen er fjernet på sensommeren, vil dette på høye breddegrader føre til en lokal og varm høytrykksanomali i november, som altså kulminerer 2 måneder etter Arktis var isfritt i den perturberte simuleringen. På midlere og sørligere breddegrader oppstår det en anomali av motsatt karakter. Reduksjonen av den arktiske isen forårsaker også et svakere NAO-signal i modellen om høsten (SON) og vinteren (DJF).

Denne responsen i atmosfæren kan forklares ved at når isen er fjernet på sommerstid, vil dette føre til et nytt energibudsjett i Arktis. Uten is oppstår større åpne havområder og en reduisering av overflatealbedoen. Dette sammen med økt varmekraft (følbart og latent varmekraft, samt langbølget stråling) fra havet vil øke temperaturen i atmosfæren. Fra kapittel 2.1 husker vi at følbart og latent varmekraft fra en tilfrysende råk utgjør  $\sim 700 \text{ Wm}^{-2}$ , mens ved 3 meter tykk is utgjør den kun  $\sim 10 \text{ Wm}^{-2}$ . Den økende varmekraften fra underlaget, som igjen øker temperaturen i atmosfæren, vil minske behovet for meridional varmetransport - en varmetransport som energibalansen krever. Det største bidraget til meridional varmetransport i disse områdene kommer fra sykloner (lavtrykk) (Hartmann 1994). Dermed vil lavtrykksaktiviteten i Nordatlanten minske, eller hvert lavtrykk her vil bli svakere. Dette samsvarer med stormbanediagnostikken vår, og vi ser også indikasjoner på en styrket lavtrykksaktivitet lenger sør på midlere breddegrader. Dette samsvarer med høytrykksanomalien nær Island, og lavtrykksanomalien nær Azorene, som dermed gir en svekking i NAO.

## 5.1 Forsinket respons i forhold til perturbasjon

Den største responsen i middefeltet finner sted 2 til 3 måneder etter at perturbasjonen var maksimal (kapittel 4.1.1). Maksimum perturbasjon er i august, mens maksimum respons ikke er før i november. En årsak til dette kan være sjøisens overflatealbedo. Isen vil på grunn av høy solinnstråling og høyere lufttemperatur enn ellers i året, være særdeles bløt og våt i sommermånedene. Dermed vil sjøisens overflatealbedo ikke være så stor som når isen er dekt med snø. Tabell 2.1 viser at gammel og smeltende snø har en typisk albedo på 50 prosent, mens nyfallen og tørr snø har 80 prosent. Altså vil responsen fra de åpne havområdene være større senere på høsten selv om de da er mindre i utstrekning.

En annen årsak vil være at inngrepet i isen vil få større konsekvenser på høsten, da den meridionale temperaturgradienten er større på denne årstiden enn da perturbasjonen har sitt maksimum. Den relativt høye lufttemperaturen i august bidrar til at gradienten minsker på sensommeren. Det er altså mindre temperaturforskjell mellom Arktis og midlere breddegrader om sommeren enn om høsten. Om høsten vil innfallsvinkelen til Sola synke, og dermed vil lufttemperaturen i Arktis synke betraktelig. Vi får også en helt annerledes is; hard og kompakt.

## 5.2 Høytrykk over varm anomali

Kapittel 4.1.1 viser at over de varme anomaliene er det høytrykksanomali. Det vil i stedet være nærliggende å tro at det ved positive temperaturanomali vil oppstå konvergens og oppstigning av luft, med et tilhørende lavtrykk.

Fenomenet kan forklares ut fra en ren hydrostatisk synsvinkel. Tykkelsen mellom to lag i atmosfæren er differansen i geopotensiell høyde,  $Z_2 - Z_1$ .

$$Z_2 - Z_1 = \frac{R_d \bar{T}_v}{g_0} \ln \left( \frac{p_1}{p_2} \right) \quad (5.1)$$

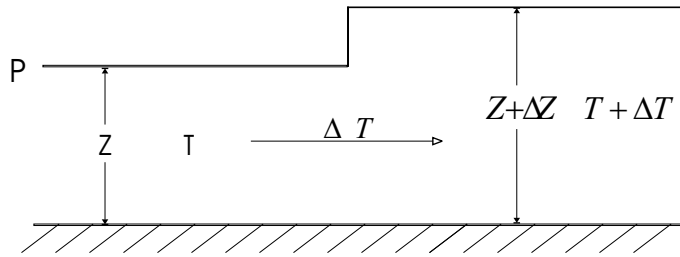
(5.1) blir kalt *den hypsometriske ligningen* (ligningen er utledet i appendix A.2).  $R_d$  er gasskonstanten for 1 kg tørr luft ( $287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ),  $\bar{T}_v$  er virtuell middeltemperatur<sup>1</sup>,  $g_0$  er gravitasjonsakselerasjonen midlet over hele Jorda ( $9.8 \text{ ms}^{-2}$ ) og  $p_1$  og  $p_2$  er trykket i henholdsvis  $Z_1$  og  $Z_2$ .

Trykk, temperatur og tetthetsfelt retter seg etter *den ideelle gassligning* (A.3). Derfor vil den hypsometriske ligningen være gyldig som en relasjon mellom temperaturfelt og geopotensiell høyde på trykknivåene.

I modelleksperimentet viser hovmullerdiagrammene i figur 4.1 at i tidsperiodene og på breddegradene hvor det er positive temperaturanomali inntreffer også høytrykksanomali. Dette kan nå forklares ved hjelp av (5.1). Ligningen og

<sup>1</sup>Virtuell temperatur er temperaturen som tørr luft måtte hatt for å ha samme tetthet som den fuktige lufta ved det aktuelle trykket og temperaturen.

figur 5.1 viser at tykkelsen av laget mellom to trykknivå,  $p_1$  og  $p_2$ , er proporsjonalt med lagets virtuelle middeltemperatur,  $\bar{T}_v$ . Det vil altså si at hvis  $\bar{T}_v$  øker, vil lufta mellom de to trykknivåene ekspandere, slik at laget blir tykkere. Og når dette luftlaget blir tykkere vil det resultere i et høytrykk. Geopotensiell høyde til  $p_2$  vil øke (se (5.1)).



**Figur 5.1:** Ved hydrostatisk likevekt vil en økning av den virtuelle middeltemperaturen fra  $\bar{T}_v$  til  $\bar{T}_v + \Delta\bar{T}_v$ , føre til at den geopotensielle høyden  $Z$  vil øke til  $Z+\Delta Z$ .  $p$  er trykket.

Man kunne også ha sett på om det var andre effekter enn temperaturen som bidro til dette høytrykket. Sirkulasjonen kan også bidra. Dette kan verifiseres ved å gjøre ytterligere analyser. Ved å se på sonalt midlet sirkulasjon i begge kjøringene, kan for eksempel differansen mellom disse gjenspeile om det er mer nedsynkning i områdene med høytrykksanomalier. Høytrykksanomaliene kan også være et resultat av færre lavtrykk (se tabell 4.2) eller flere kortvarige høytrykk. Alle disse effektene vil være naturlig å se på i videre forskning på dette feltet.

### 5.3 Dynamisk feedback

I dette kapittelet vurderes det om reduksjonen i SIE gir en negativ eller positiv dynamisk feedback. Det antas, som Sellers (1969) og North (1975), at den meridionale varmetransporten,  $[v'\Theta']$ , som besørgeres av synoptiske lavtrykk, avhenger av den meridionale gradienten av potensiell temperatur,  $\Theta$ :

$$[v'\Theta'] = -K_H \frac{\partial[\Theta]}{\partial y} \quad (5.2)$$

Hakeparentesene indikerer et sonalt middel, snuttene at det dreier seg om transiente eddier,  $v$  er meridionalvind, og  $y$  er nordlig forflytning i et kartesisk koordinatsystem.  $K_H$  er transportkoeffisienten. Denne kan tenkes på som et produkt av en karakteristisk vindhastighet  $V$  og en horisontallengde  $L_e$ .

$$K_H \propto V \bullet L_e \quad (5.3)$$

Horisontallengden er analog til blandingslengden<sup>2</sup>. Med karakteristisk vindhastighet menes differansen i sonalmidlet vind,  $[u]$ , tvers over den vertikale ustrekningen,  $d_e$ , til eddien. Dette medfører at:

$$V = d_e \left| \frac{\partial[u]}{\partial z} \right| \quad (5.4)$$

Det vertikale vindskjæret til sonalvinden er proporsjonalt med den meridionale gradienten til den potensielle temperaturen, slik at

$$\frac{\partial[u]}{\partial z} \approx -\frac{g}{f[\Theta]} \frac{\partial[\Theta]}{\partial y} \quad (5.5)$$

hvor  $f$  er Coriolisparameteren.

Rosbys deformasjonradius,  $L_R$ , er brukt som horisontalskala, som er den minste skalaen et system kan ha for å være dynamisk stabilt.

$$L_e \approx L_R = \frac{Nd_e}{f} \quad (5.6)$$

$N$  er Brunt-Väisällä-frekvensen, som er et mål på den statiske stabiliteten.

Hartmann (1994) kombinerer ligningene (5.2) - (5.6) til å komme fram til et uttrykk for den meridionale varmetransporten av tørrstatisk energi fra transiente eddier.

$$[v'\Theta'] \approx -\left(\frac{g}{[\Theta]}\right)^{\frac{3}{2}} \frac{d_e^2}{f^2} \left(\frac{\partial[\Theta]}{\partial z}\right)^{\frac{1}{2}} \left|\frac{\partial[\Theta]}{\partial y}\right| \frac{\partial[\Theta]}{\partial y} \quad (5.7)$$

Ved å fjerne isen i Arktis økes lufttemperaturen her, og dermed svekkes den meridionale temperaturgradienten,  $\frac{\partial[\Theta]}{\partial y}$ , langs bakken. I følge (5.7) vil også den meridionale varmetransporten,  $[v'\Theta']$ , da svekkes. Initielt har oppgaven altså redusert den meridionale temperaturgradienten.

Dette er ikke eksplisitt regnet ut i oppgaven. Observasjonene av mindre intensitet i stormbanene over nordlige Atlanterhavet (kapittel 4.2.3), og en reduksjon i antall lavtrykk (tabell 4.2), indikerer imidlertid en reduksjon i meridional varmetransport. Hvis denne blir stor nok, kan den tillate at temperaturen i Arktis synker, og dermed bygges den meridionale temperaturgradienten opp igjen. Reduksjonen av SIE gir altså en svak negativ dynamisk feedback. Videre vil dette kunne føre til en økning i meridional varmetransport.

---

<sup>2</sup>Når eddiene, som er det største bidraget til meridional varmetransport, har beveget seg et stykke i atmosfæren mister den sin karakter og er ikke identifiserbar som den opprinnelige eddien lenger. Den lengden eddien tilbakelegger før den mister sin identitet kalles blandingslengden (mixing length).



## 5.4 NAO-indeks og stormbaner om høsten

I dette kapittelet fokuseres det på om den negative endringen i NAO-indeksen om høsten (SON) innvirker på stormbanene i Nordatlanten på den samme årstiden (SOND), og i så tilfelle hva slags innvirkning denne har.

Med bakgrunn i hovmullerdiagrammene i figur 4.1 vektlegges responsen om høsten fordi den har størst signifikans, og kan slik knyttes sterkest til perturbasjonen som er utført. Andre perioder kan vise høy signifikans, men her kan årsakene tenkes å være naturlig variabilitet og lav sampling (10 år), og at disse spiller oss et puss.

Stormbaner utgjør, gjennom sin sterke kobling til været, en vesentlig rolle med tanke på klimadynamikken. Uavhengig av hvordan man definerer stormbaner, vil en endring i dens geografiske lokalitet eller dens intensitet, føre til en merkbar nedbørsendring med tilhørende berøring av det regionale klimaet. Et typisk eksempel på at vi får en slik nedbørsendring på grunn av endringer i stormbanestrukturen er under El Niño, når varmt overflatevann nærmer seg kysten av Nord- og Sør-Amerika. Den varme og fuktige lufta over havet gir næring til tropiske sykloner. Kraftige regnskyll som følger disse syklonene fører gjerne til flom i Peru, og tørke i Indonesia og Australia.

Diagrammene i figur 5.2 viser tettheten av stormbaner ved MSLP for (a) CNTL, (b) PERT og (c) PERT-CNTL i sektoren  $30^{\circ}\text{N} - 90^{\circ}\text{N}$ ;  $90^{\circ}\text{W} - 90^{\circ}\text{E}$ . De viser altså det samme som figurene 4.17 (a) - (c), men kun i en utvalgt sektor i Nordatlanten. Likeledes er stormbanenes intensitet i MSLP (samsvarer med figurene 4.17 (f) - (h)) gjengitt i figur 5.3, også her i denne nordatlantiske sektoren.

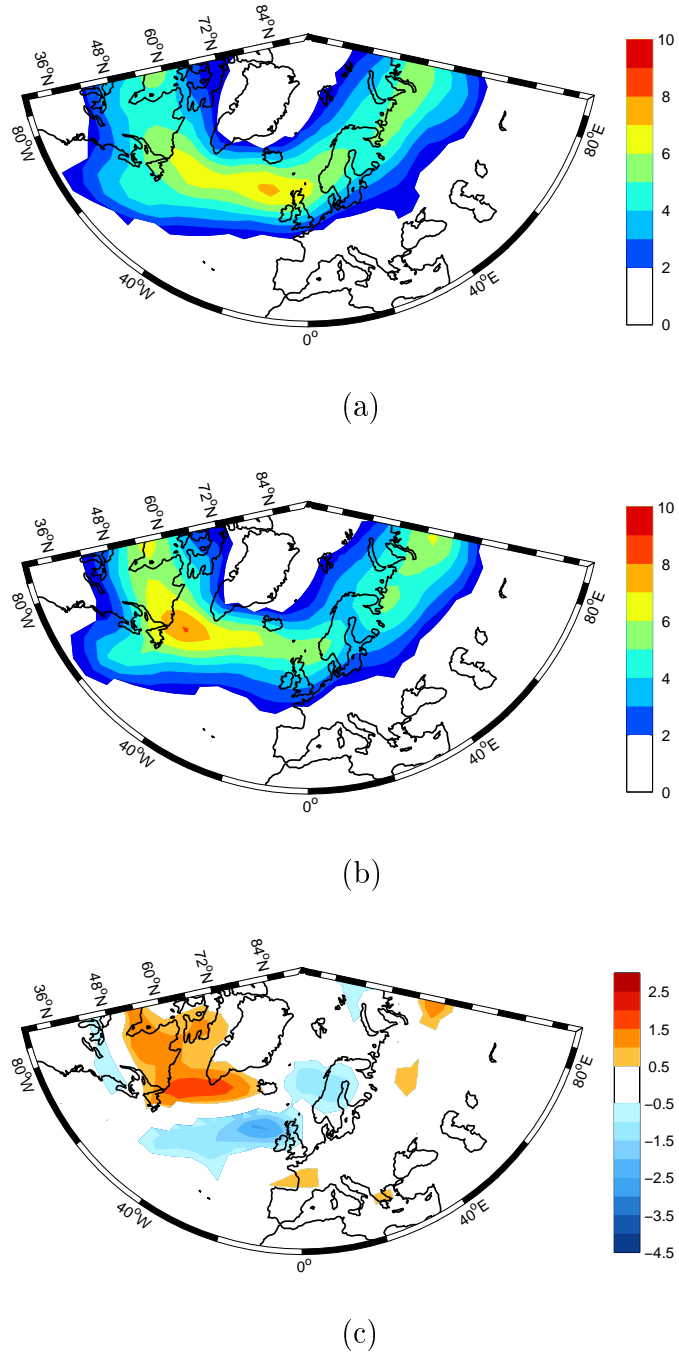
Tabell 4.1 viser at middelresponsen i NAO-indeksen om høsten er  $-0.55$ . Det er altså en betydelig svekking i NAO. I kapittel 2.2 ble det fortalt at en svekking i NAO vil føre til svakere vestavinder over Nordatlanten, og dermed en kaldere høst i Nord-Europa enn normalt. Stormbanene vil trekke sørover, samt at Labradorhavet vil få en økning i stormbaneaktiviteten. Dette er illustrert i figur 2.6(b) (Visbeck 2003). Magnusdottir et al. (2003) fant også en reduksjon i NAO-indeksen da de i et eksperiment fjernet store deler av sjøisen i Nordatlanten og i Arktis gjennom hele året.

Stormbaneresponsen i dette modelleksperimentet stemmer godt overens med figur 2.6(b). Det ser ut som om en reduksjon i NAO er forbundet med en nordlig forflytning og en konsentrasjon av flere stormbaner inn i Labradorhavet (figur 5.2). Men den økte lavtrykksaktiviteten lenger sør i Europa, som følger av en redusert NAO-indeks, ser ut til å være knyttet til intensiteten av lavtrykk (figur 5.3) i større grad enn en sørlig forflytning eller konsentrasjon av flere stormbaner her. Hvis dette knyttes til diskusjonen i kapittel 5.3 vil det være klare indikasjoner på at lavtrykksaktiviteten i PERT er redusert i Nordøstatlanten/Norskehavet, og at den meridionale varmetransporten ( $[v'\Theta']$ ) inn i Arktis fra dette området etter all sannsynlighet må være redusert.

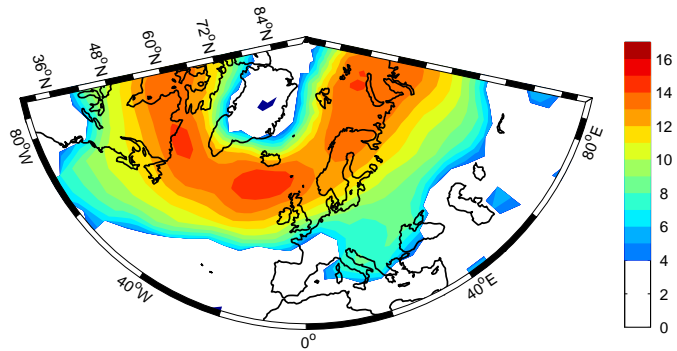
Denne undersøkelsen indikerer at den dynamiske responsen er en negativ feed-

back. Dette er i tråd med Magnusdottir et al. (2003), som påviste en reduksjon i stormbaneaktiviteten over Nordatlanten, nord for  $50^{\circ}\text{N}$ , og en liten amplitudeøkning lengst øst i Atlanteren, sør for  $55^{\circ}\text{N}$ . De konkluderer også med en negativ feedback i den atmosfæriske responsen. Alexander et al. (2003), som brukte observerte sjøisanomalier til å påvirke atmosfæren, trekker også konklusjonen negativ feedback.

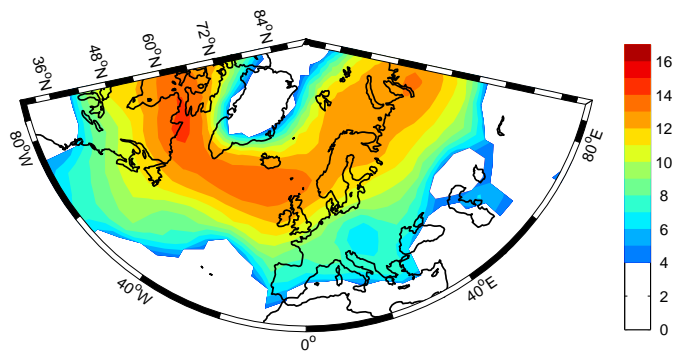
Middeltemperaturrensjonen i 850 hPa (figur 4.2(a)) reflekterer også Visbeck (2003) sin figur (figur 2.6(b)) meget godt, med en temperaturøkning både over Labradorhavet og i Sør-Europa. Det er ikke så tydelig over Nord-Europa. Disse trekkene stemmer veldig godt med det nedbørs- og temperaturmønsteret som ble knyttet til NAO. Om høsten og vinteren betyr mange stormbaner varmt og fuktig vær. Det vil si at nedbøren og temperaturen, som er knyttet til NAO kan ha sammenheng med stormbanevariabiliteten. Figurene 5.2 og 5.3 viser tydelig at en omlegging mot mer negative (NAO-indeks) vintre og høster gjør det varmere og våtere i Nordøst-Amerika, Øst-Canada samt i Sør-Europa.



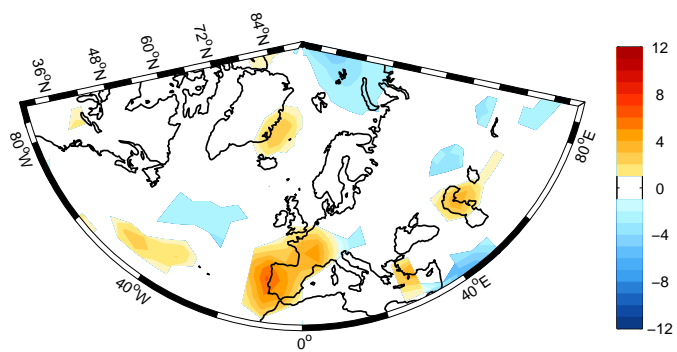
**Figur 5.2:** Tettheten av stormbaner (MSLP) i månedene SOND i sektoren 30°N - 90°N; 90°W - 90°E for (a) CNTL, (b) PERT og (c) PERT-CNTL. Enhet er antall stormbaner per 10<sup>6</sup> km<sup>2</sup> per sesong.



(a)



(b)



(c)

**Figur 5.3:** Intensitet av stormbaner (MSLP) i månedene SOND i sektoren  $30^{\circ}\text{N} - 90^{\circ}\text{N}; 90^{\circ}\text{W} - 90^{\circ}\text{E}$  for (a) CNTL, (b) PERT og (c) PERT-CNTL. Enhet er hPa.

# Kapittel 6

## Konklusjoner

Oppgaven undersøker effekten som endringer i SIE gir isolert sett i en atmosfæremodell. Ved hjelp av klimamodellen ARPEGE er isen i Arktis fjernet på sensommeren, og deretter undersøkes dynamisk feedback i tillegg til NAO-respons. Ved hjelp av analyseverktøyet TRACK undersøkes endringer i stormbanene, og disse koples opp mot NAO-responsen.

Når den arktiske sjøisen reduseres mellom mai og desember, med en total isfri måned i august, oppstår en reduksjon i NAO-indeksen om høsten (SON) og vinteren (DJF). Responsen målt i STD er henholdsvis  $-0.55$  og  $-0.63$ . Denne reduksjonen fører videre til en endring i stormbanemønsteret, som er konsistent med Visbeck (2003) (figur 2.6(b)). Stormbanene i Labradorhavet flytter seg lenger nord, og det blir en konsentrasjon av flere stormbaner her. I tillegg reduseres tettheten av stormbaner i Nordøstatlanteren, mens lenger sør i Atlanterhavet økes intensivering. Dette er konsistent med hva som kjennetegner en reduksjon i NAO-indeksen.

Den svekkede lavtrykksaktiviteten i Nordøstatlanteren fører til en svekking i den meridionale varmetransporten inn i Arktis. Dette samsvarer med teorien om at på grunn av en reduksjon i den arktiske sjøisen vil den påfølgende økningen i varmeffluksen føre til at temperaturen i atmosfæren over Arktis økes, og den meridionale temperaturgradienten svekkes. Dermed vil også behovet for meridional varmetransport inn i Arktis reduseres.

Hvis reduksjonen i den meridionale varmetransporten blir stor nok, vil temperaturen i Arktis synke, og det oppstår dermed en oppbygning av den meridionale temperaturgradienten igjen. Dette vil gi grobunn for en økning i meridional varmetransport igjen. Etter at den meridionale temperaturgradienten initielt er redusert ved at isen i Arktis er fjernet, vil altså dynamikken etter en tid kunne føre til en oppbygning av gradienten igjen. Dermed har vi at den dynamiske responsen gir en negativ feedback.

Temperatur- og trykkresponsen i atmosfæren er størst 2 til 3 måneder etter den isfrie måneden i Arktis, og kulminasjonen har en tidsforsinkelse oppover i luftlagene.

I stedet for å få konvergens og oppstigning av luft over de varme anomaliene, oppstår det høytrykksanomalier. Dette er på grunn av at ved en økning av virtuell middeltemperatur mellom to trykknivå, vil lufta mellom disse ekspandere, slik at laget blir tykkere. Dette resulterer i høytrykk.

Dersom lignende simuleringer skal gjøres igjen, vil det være hensiktsmessig å ta hensyn til sjøistykkelsen i tillegg til SIE. Denne oppgaven tar kun for seg den dynamiske atmosfæresponsen. Det gjenstår da for andre å se på ulike andre responser. Slik som for eksempel Albertsen (2003), som nå ser på termodynamisk atmosfærespons i sin hovedoppgave. Hun benytter seg av det samme eksperimentoppsettet som i denne oppgaven.

Ved et liknende eksperiment, kan en også se på hvilke andre effekter enn temperaturen som bidrar til at det dannes høytrykk over den varme anomalien. Som nevnt i kapittel 5.2 kan sirkulasjonen være slik at den gir nedsynkning i disse områdene.

Det må poengteres at sensitivitetseksperimenter som dette ikke må forveksles med et varsel om hvordan det virkelige klimaet vil bli om sjøisdekket plutselig skulle forsvinne. I virkeligheten, om isdekket skulle være borte slik det er beskrevet i kapittel 3.1, ville SST ved et isfritt Arktis antakelig bli varmere enn sjøvannets frysepunkt på grunn av solinnstråling. Mer realistiske simuleringer av klimaet krever koplede modeller, som for eksempel Bergen Climate Model (Furevik et al. 2003). Disse inkluderer vekselvirkninger mellom atmosfæren, sjøisen og havets ulike lag.

# Tillegg A

## Appendix

### A.1 EOF-analyse

Empirisk ortogonal funksjonsanalyse (EOF-analyse) ble utviklet av Lorenz (1956) for å utvikle en statistisk metode for værvarsling. Selv om denne formen for implementering av EOFer aldri ble særlig utbredt, er den blitt en av de mest utbredte multivariable statistiske metodene i klimavitenskap. Metoden er også kjent under navn som prinsipal komponent-analyse og egenvektoranalyse. I denne oppgaven bruker vi, som Lorenz (1956), navnet EOF-analyse. Kort sagt kan vi si at formålet med EOF-analyse er å redusere dimensjonen i datasettet, slik at du får færre variabler å håndtere. Du reduserer altså antall variabler i datasettet, og håper at de du beholder representerer den største variabiliteten.

Det er om å gjøre å skaffe til veie en fullverdig beskrivelse av den romlige variabiliteten og tidsvariabiliteten til dataserien ved hjelp av ortogonalfunksjoner. De fungerer på samme måte som sinusbølger gjør i en ordinær Fourier spektralanalyse. Dataserien kan bli uttrykt som en sum av EOFer akkurat som en tidsserie kan bli uttrykt som en sum av sinusbølger. EOF-analyse er den mest effektive metoden for å komprimere dataserien. Med effektiv menes laveste gjennomsnittlige kvadrerte feil (total mean square error). Dette er et mål på differansen mellom de faktiske data og ønsket data. EOFene er rangert slik at den første EOFen representerer den største variabiliteten i dataserien. Vanligvis vil det meste av variabiliteten i dataserien være representert ved kun noen få ortogonalfunksjoner. Dermed kan til og med svært store datasett, med god tilnærming, bli redusert til typisk 1 til 3 EOFer.

EOF-analyse er basert på to viktige antagelser. (1) At seriene til de dominerende EOFene er ukorrelerte. Og (2) at disse er ortogonale i rommet. Selv om de første EOFene skulle korrespondere til ulike fysiske mekanismer, må tidsvariabiliteten til disse mekanismene være ukorrelert for at EOF-analysen skal gi det "korrekte" resultatet. Som et resultat vil en enkel prosess kunne være spredt over mer enn én EOF. I andre situasjoner vil flere fysiske prosesser kunne bidra til variabiliteten, som én enkelt EOF rommer. Fysiske tolkninger av de ulike EOFene må derfor

alltid gjøres med stor varsomhet.

Det finnes to metoder for å regne ut EOFene til tidsserier. Den første lager en kovariansmatrise, og løser deretter egenverdi-problemet. Da sitter vi igjen med egenverdier og egenvektorer. Denne metoden kalles *egenverdimetoden*. Den andre tilnærmingen benytter seg av *singular value decomposition* (SVD) av data-matrisen for å finne egenverdiene, egenvektorene og tidsvariabilitetsamplitudene (PCene). Ved hjelp av SVD unngås store kovariansmatriser, og det er en generelt raskere og mer stabil metode. Det er denne metoden som er brukt i oppgaven.

EOF-analyse blir altså brukt for å finne mønster som forklarer den største mengden variabilitet i ulike felt. I utregningene i oppgaven er de månedlige midle griddataene alle vektet ved å multiplisere dataene med roten til cosinus til breddegraden. Dette sikrer oss mot at data på høye breddegrader, der punktene ligger tettere, ikke skal telle mer enn data på lavere breddegrader. I stedet for å vise de egentlige EOFene, regresserer man ofte det månedlige anomalifeltet på de standardiserte PCene, og viser den resulterende kovarians eller regresjonskoeffisient. Siden de standardiserte PCene er dimensjonsløse, vil disse regresjonskartene ha samme enhet som anomalifeltet selv. Amplitudene som blir vist i regresjonskartene korresponderer derfor til anomaliverdier i det feltet, som forekommer i sammenheng med et standardavvik i indeks-tidsserien, og kan derfor bli sett på som typiske amplituder. Det er viktig å ha klart for seg at regresjonskartene strengt tatt ikke er EOFer på grunn av cosinusvektingen som er gjort.

### A.1.1 Todimensjonelt eksempel

Tolkningen av datasettet kan forenkles ved å projisere det inn i kun én dimensjon. Vi lar datasettet være punkter i et todimensjonalt koordinatsystem med x- og y-akse (figur A.1). Deretter roteres aksene for å maksimere effektiviteten av hvordan variabiliteten representeres. Den første PCen, PC1, ligger gjennom området med størst tetthet av punkter. Den andre, PC2, ligger ortogonal på denne. Om nå alle punktene i datasettet projiseres ned på PC1, vil det meste av variabiliteten fanges opp i én dimensjon. Ved denne transformasjonen til nye koordinataksler, ser vi at EOF-analyse er en teknikk for å redusere dimensjonene. Det meste av variabiliteten i datasettet kan nå representeres i én dimensjon i stedet for to.

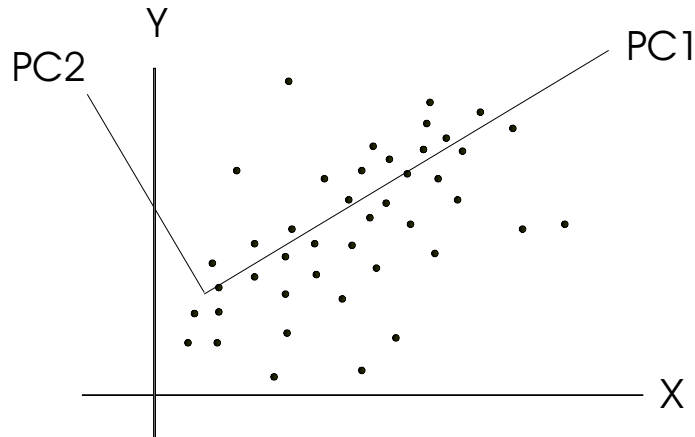
### A.1.2 Singular Value Decomposition (SVD)

Når SVD benyttes på en todimensjonal datamatrise, som angir rommønster og tidsdimensjon, vil vi få egenverdier, egenvektorer og normaliserte PCer direkte i én operasjon (Hartmann 2002).

**Singular Value Decomposition:** Enhver  $n \times m$ -matrise  $A$  kan bli faktorisert til

$$\mathbf{A} = \mathbf{U}\mathbf{D}\mathbf{V}^T \quad (\text{A.1})$$





**Figur A.1:** Grafen viser hvordan variabiliteten i datasettet, ved EOF-analyse, kan representeres i kun én dimensjon.

hvor  $\mathbf{U}$  og  $\mathbf{V}$  er ortogonale og  $\mathbf{D}$  er en diagonalmatrise. Kolonnene til  $\mathbf{U}$  ( $m \times m$ ) korresponderer til egenvektorene fra EOF-analysen, og kolonnene til  $\mathbf{V}$  ( $n \times n$ ) er PCene fra EOF-analysen. Diagonalelementene til  $\mathbf{D}$  er amplitudene som korresponderer til hvert EOF/PC-par.

Det antas altså at matrisen  $\mathbf{A}$  har dimensjonen  $m \times n$ , hvor  $m$  er romdimensjonen og  $n$  er tidsdimensjonen. Da vil  $\mathbf{A}\mathbf{A}^T$  være kovariansmatrisen vi får ved å ta indreproduktet over tid, og etterlater kovariansen mellom romlige punkter. Egenvektorene til  $\mathbf{A}\mathbf{A}^T$  er de romlige egenvektorene, og vil være kolonner i  $\mathbf{U}$  ved SVD. Omvendt,  $\mathbf{A}^T\mathbf{A}$  er kovariansmatrisen hvor indreproduktet er tatt over rom, og representerer kovariansen i tid når vi lar rom være samplingdimensjonen. Kolonnene i  $\mathbf{V}$  er de normaliserte PCene, som forbindes unikt med hver EOF. Kolonnene i  $\mathbf{U}$  og  $\mathbf{V}$  er linket til hverandre ved singularverdiene fra diagonalen til  $\mathbf{D}$ . Disse egenverdiene representerer den forklarte amplituden, og er kvadratroten til egenverdiene, som fås ved egenanalyse av kovariansmatrisene. Egenvektorene og PCene vil ha samme mønster, uten hensyn til hvilken metode som benyttes, så lenge begge er normalisert til enhetslengde. Legg merke til at begge datasettenes dimensjoner er ekvivalente. En må velge hvilken dimensjon som inneholder interessant mønster, og hvilken som inneholder variabilitet. I praksis er det som regel kun én dimensjon med meningsfullt mønster, mens resten er støy. Andre ganger kan begge ha meningsfullt mønster, som ved bølgefenomen, og noen ganger er det ikke noe meningsfullt mønster i noen av dimensjonene.

For å regne ut de dimensjonale rommønstrene, må  $\mathbf{U}$  sine kolonner, de romlige funksjonene, multipliseres med de korresponderende singularverdiene, amplituden. Singularverdien er den eneste delen av SVD hvor størrelsen avhenger av datasettets variabilitet og hva slags enheter datasettet er uttrykt ved. Det dimensjonale EOF-mønsterfeltet vi vil plote kan regnes ut fra:

$$B_j^i = \Lambda_{ii} U_{ij} \quad (\text{A.2})$$

hvor notasjonen betyr at hver kolonne i  $\mathbf{U}$  multipliseres med egenverdien for den EOFen.  $B_j^i$  er en  $m \times m$  matrise hvor kolonnene er  $\mathbf{A}$  sine dimensjonale mønstre.  $B$  sine kolonner er vektorer med lengde  $m$ , som representerer  $\mathbf{A}$  sitt dimensjonale rommønster, som er representert ved den  $j^{\text{te}}$  singularvektor (eller egenvektor).

## A.2 Den hypsometriske ligningen

I dette kapittelet vil vi utlede den hypsometriske ligningen, som benyttes i kapittel 5.2.

Vi benytter *tilstandsligningen for ideell gass*:

$$pV = mRT \quad (\text{A.3})$$

hvor  $p$ ,  $V$ ,  $m$  og  $T$  er henholdsvis trykk, volum, masse og temperatur til gassen.  $R$  er gasskonstanten for 1 kg av gassen, og denne varierer ettersom hvilken gass det er snakk om. I tillegg tar vi utgangspunkt i *den hydrostatiske ligningen*:

$$\frac{dp}{dz} = -g\rho \quad (\text{A.4})$$

(A.4) er uhensiktsmessig slik den er nå, da  $\rho$  ikke lar seg måle direkte. Vi eliminerer derfor  $\rho$  ved å sette (A.3) inn i (A.4), når vi vet at  $\frac{m}{V} = \rho$ , og får:

$$-gdz = RT \frac{dp}{p} \quad (\text{A.5})$$

Nå innfører vi *geopotensialet*  $\Phi$ . Geopotensialet er definert som arbeid per masseenhhet utført mot tyngdekraften for å løfte en masse fra havnivå til et bestemt nivå  $z$ .

$$d\Phi = gdz \quad (\text{A.6})$$

Geopotensialet  $\Phi(z)$  ved høyden  $z$  er derfor:

$$\Phi(z) = \int_0^z gdz \quad (\text{A.7})$$

hvor geopotensialet  $\Phi(0)$  ved havnivå ( $z=0$ ) er null. Vi definerer også en *geopotensiell høyde*  $Z$ :

$$Z \equiv \frac{\Phi(z)}{g_0} = \frac{1}{g_0} \int_0^z gdz \quad (\text{A.8})$$

hvor  $g_0$  er globalt midlet gravitasjonsakselerasjon ved Jordas overflate ( $9.8 \text{ ms}^{-2}$ ).

Vi kan vise ved hjelp av Daltons lov<sup>1</sup> om partialtrykk at:

---

<sup>1</sup>Daltons lov: Totaltrykket til en gassblanding er lik summen av partialtrykka til hver enkelt gass i blandingen.

$$p = R_d \rho T_v \quad (\text{A.9})$$

der  $R_d$  er gasskonstanten for tørr luft ( $287 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ ) og  $T_v^2$  er virtuell temperatur. Virtuell temperatur er temperaturen som tørr luft måtte hatt for å ha samme tetthet som den fuktige lufta ved det aktuelle trykket og temperaturen. Setter vi (A.5) inn i (A.6), og benytter samtidig (A.9), får vi:

$$d\Phi = -R_d T_v \frac{dp}{p} \quad (\text{A.10})$$

Deretter integrerer vi mellom trykknivåene  $p_1$  og  $p_2$ , med geopotensialene  $\Phi_1$  og  $\Phi_2$ .

$$\Phi_2 - \Phi_1 = -R_d \int_{p_1}^{p_2} T_v \frac{dp}{p} \quad (\text{A.11})$$

Dividerer vi hver side med  $g_0$ , og snur om på integrasjonsgrensene sitter vi igjen med:

$$Z_2 - Z_1 = \frac{R_d}{g_0} \int_{p_2}^{p_1} T_v \frac{dp}{p} \quad (\text{A.12})$$

Vi utfører integrasjonen og definerer en virtuell middeltemperatur  $\bar{T}_v$ , slik at denne kommer utenfor integrasjonen.

$$Z_2 - Z_1 = \frac{R_d \bar{T}_v}{g_0} \ln \left( \frac{p_1}{p_2} \right) \quad (\text{A.13})$$

Dette er den hypsometriske ligningen, som forteller at tykkelsen av laget mellom to trykknivå,  $p_2$  og  $p_1$ , er proporsjonal med lagets virtuelle middeltemperatur, når vi lar tykkelsen være differansen i geopotensiell høyde  $Z_2 - Z_1$  (Wallace og Hobbs 1977).

---

<sup>2</sup> $T_v = \frac{T}{1 - (\frac{e}{p})(1 - \varepsilon)}$ ,  $e$  = vanndampstrykket,  $\varepsilon \equiv \frac{R_d}{R_v} = 0.622$  og  $R_v$  er gasskonstanten for vanndamp.



# Referanser

- Albertsen, C. (2003). *Hovedoppgave i geofysikk (under arbeid)- Universitetet i Bergen.*
- Alexander, M., U. Bhatt, J. Walsh, M. Timlin, J. Miller, og J. Scott (2003). The Atmospheric Response to Realistic Arctic Sea Ice Anomalies in an AGCM during Winter. *Journal of Climate*, akseptert, 15 sider.
- Byrkjedal, Ø. (2002). Stormbaner ved ulikt isdekke i Labradorhavet. *Hovedoppgave i geofysikk - Universitetet i Bergen*, 67 sider.
- Cavaleri, D., P. Gloerson, C. Parkinson, J. Comiso, og H. Zwally (1997). Observerd hemispheric asymmetri in global sea ice changes. *Science* 272, 1104–1106.
- Chapman, W. L. og Walsh, J. (1993). Recent Variations of Sea Ice and Air Temperature in High Latitudes. *Bulletin of the American Meteorological Society* 1, 33–47. Nr. 74.
- Déqué, M., C. Dreveton, A. Braun, og D. Cariolle (1994). The ARPEGE/IFS atmosphere model: a contribution to the French community climate modelling. *Climate Dynamics* 10, 249–266.
- Deser, C., J. Walsh, og M. Timlin (2000). Arctic Sea Ice Variability in the Context of Recent Atmospheric Circulation Trends. *American Meteorological Society* 13, 617–633.
- Douville, H., S. Planton, J. Royer, D. Stephenson, S. Tyteca, L. Kergoat, S. Lafort, og R. Betts (2000). The importance of vegetation feedbacks in doubled-CO<sub>2</sub> time-slice experiments. *Journal of Geophysical Research Letters* 105, 14841–14861.
- Dumas, J., G. Flato, og A. Weaver (2003). The Impact of Varying Atmospheric Forcing on the Thickness of Arctic Multi-year Sea Ice. *Journal of Geophysical Research Letters*. Innsendt.
- Flato, G. og CMIP (2003). Sea-Ice and its Response to CO<sub>2</sub> Forcing as Simulated by Several Global Climate Models. *Climate Dynamics*. Innsendt.
- Flato, G. M. og D. Ramsden (1997). Sensitivity of an atmospheric general circulation model to the parameterization of leads in sea ice. *Annals of Glaciology* 25, 96–101.

- Furevik, T., M. Bentsen, H. Drange, I. Kindem, N. Kvamstø, og A. Sorteberg (2003). Description and evaluation of the Bergen Climate Model: ARPEGE coupled with MICOM. *Climate Dynamics* 21, 27–51.
- Gibelin, A.-L. og M. Déqué (2003). Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model. *Climate Dynamics* 20, 327–339. Nr. 4.
- Goodison, B. E. (2003). Crysis Education. *Meteorological Service of Canada* <<http://www.crysys.uwaterloo.ca>>, (8. august, 2003).
- Grønås, S. (2001). Regionale variasjoner i vinterklimaet. *Cicerone nr. 4*, 28–31. årgang 10.
- Hartmann, D. L. (1994). *Global Physical Climatology* 56, Academic Press, San Diego, 411 sider.
- Hartmann, D. L. (2002). *Matrix Methods for Analysis of Structure in Data Sets*, forelesningsnotater.
- Hodges, K. I. (1994). A General Method for Tracking Analysis and Its Application to Meteorological Data. *Monthly Weather Review* 122, 2573–2586.
- Honda, M., K. Yamazaki, Y. Tachibana, og K. Takeuchi (1996). Influence of Okhotsk sea-ice extent on atmospheric circulation. *Journal of Geophysical Research Letters* 23, 3595–3598. Nr. 24.
- Hurrell, J., Y. Kushnir, G. Ottersen, og M. Visbeck (2003). The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact. *Eds. Geophysical Monograph Series* 134, 279 sider.
- Johannessen, O., E. Shalina, og M. Miles (1999). Satellite evidence for an Arctic sea ice cover in transformation. *Science* 286, 1937–1939. 3. desember, 5446.
- Jones, P., T. Jonsson, og D. Wheeler (1997). Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *International Journal of Climatology* 17, 1433–1450.
- Kukla, G. og D. Robinson (1980). Annual cycle of surface albedo. *Mon. Wea. Rev.* 108, 56–58.
- Lorenz, E. (1956). Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction. *Scientific Report No. 1, Statistical Forecasting Project M.I.T., Cambridge*, 49 sider.
- Magnusdottir, G., C. Deser, og S. R. (2003). The effects of North Atlantic SST and sea-ice anomalies on the winter circulation in CCM3. Part I: Main features and storm-track characteristics of the response. *Journal of Climate* Innsendt.
- Maykut, G. (1978). Energy exchange over young sea ice in the central Arctic. *Journal of Geophysical Research Letters* 83 (C7), 3646–3658.

- MetOffice (2003). Winter NAO forecast with verification. <http://www.metoffice.gov.uk/research/seasonal/regional/nao>, (18. nov. 2003).
- Murray, R.J. og Simmonds, I. (1995). Responses of climate and cyclones to reductions in Arctic winter sea ice. *Journal of Geophysical Research Letters* 100, 4791–4806.
- North, G. (1975). Theory of energy balance climate models. *Journal of Atmospheric Science* 32, 2033–2043.
- North, G., T. Bell, og R. Cahalan (1982). Sampling Errors in the Estimation of Empirical Orthogonal Functions. *Monthly Weather Review* 110, 699–706. Nr. 7.
- Reynolds, R. (1988). A real-time global sea surface temperature analysis. *Journal of Climate* 1, 75–86.
- Rodwell, M. og C. Folland (2002). Atlantic air-sea interaction and seasonal predictability. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 128, 1413–1443.
- Rodwell, M., D. Rowell, og F. C.K. (1999). Oceanic forcing of the wintertime north atlantic oscillation and european climate. *Nature* 398, 320–323.
- Rothrock, D., Y. Yu, og G. Maykut (1999). Thinning of the Arctic Sea-Ice Cover. *Journal of Geophysical Research Letters* 26, 2469–3472. 1. desember, nr. 23.
- Royer, J., S. Planton, og M. Déqué (1990). A sensitivity experiment for the removal of Arctic sea ice with the French spectral general circulation model. *Climate Dynamics* 5, 1–17.
- Sellers, W. (1969). A climate model based on the energy balance of the earth-atmosphere system. *Journal of Applied Meteorology* 8, 392–400.
- Thompson, D.W.J. og Wallace, J. (1999). Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part I: Month-to-Month Variability. *Journal of Climate* 13, 1000–1016.
- Vinnikov, K. Y., A. Robock, S. Qiu, og J. Entin (1999). Optimal design of surface networks for observation of soil moisture. *Journal of Geophysical Research Letters* 104, 4145–4168.
- Visbeck, M. (2003). NAO introduction. <http://www.ldeo.columbia.edu/res/pi/NAO>, (27. okt. 2003).
- Wallace, J. M. og P. Hobbs (1977). *Atmospheric Science, an introductory survey*, Academic Press, San Diego, 467 sider.

