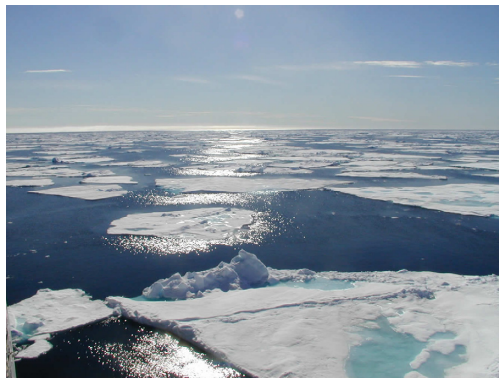


**Klimaeffektar av redusert arktisk
sommarisdekke
- Ein modellstudie -**

Hovudfagsoppgåve i meteorologi



**Kristin Breivik
Bergen ~ 2006**



**Geofysisk institutt
Universitetet i Bergen**

Forord

Eg vil først av alt takke min fantastiske bror, Øyvind, for alle seine kveldar med matlab-hjelp og korrekturlesing. Takk til rettleiaren min, Nils Gunnar Kvamstø, for ei interessant oppgåve og hjelp og motivasjon undervegs. Takk til alle tidlegare og noverande studentar ved Geofysisk institutt, som har gjort studietida mi til ei fin tid. Eg må også få takke min kjære Daniel, som har stilt opp heime når eg har hatt lange dagar på lesesalen.

Kristin

Innholdsfortegning

Forord	ii
1 Innleiing	1
Bakgrunn	4
1.1 Sjøis.....	4
1.1.1 Tilbakekoplingsmekanismer.....	6
1.1.2 Arktisk sjøisdekke og atmosfærisk sirkulasjon.....	7
1.2 Den nordatlantiske svinginga (NAO).....	10
2 Modellen	13
2.1 ARPEGE.....	14
2.2 MICOM.....	15
2.3 Sjøis-modulen.....	16
2.4 Koplaren (OASIS).....	16
2.5 NAO-indeksen (i BCM).....	17
2.6 Sjøis.....	18
2.7 Nino3-indeksen.....	20
2.8 Statistiske metodar.....	21
3 Resultat	24
3.1 Simulert atmosfæresirkulasjon.....	24
3.1.1 Midlare trykkrespons/komposittmiddel.....	25

3.1.2 Geografisk fordeling av temperaturrespons.....	30
3.1.3 NAO-indeksen.....	32
3.1.4 NAO-indeks versus is-indeks.....	33
3.1.5 El Niño.....	34
3.2 Simulert sjøisdekke/-middel og variabilitet.....	41
3.3 Direkte og indirekte temperaturrespons.....	44
4 Diskusjon	51
5 Konklusjon	56
Appendiks A	58
A.1 Variabilitet.....	58
A.1.1 Variabilitet i trykk.....	58
Referansar	62

Kapittel 1

Innleiing

Klimaendringar gir seg størst utslag i polområda. Klimasystemet er sett saman av mange komponentar som er tett kopla. Derfor vil ein trend i ein komponent forårsake trendar i andre delar av klimasystemet. Til dømes kan den observerte trenden i atmosfærisk sirkulasjon vere driven av trendar i havoverflata (Deser *et al.*, 2004 og Magnusdottir *et al.*, 2004). Forståinga av samanhengen mellom ulike komponentar av klimasystemet vil hjelpe oss å tolke dei observerte klimatiske trendane.

I dette studiet vert det fokusert på koplinga mellom atmosfære, hav og sjøis i den nordatlantiske regionen. Den nordatlantiske svinginga (NAO) er den dominerande moden av atmosfærisk lågfrekvent variabilitet over Nord-Atlanteren og omkringliggende kontinent i vintersesongen (Hurrell, 1995). Svingingane er styrande for variasjonar i temperatur og nedbør i våre områder. Den nordatlantiske svinginga vert skildra i kapittel 1.2.

Observasjonar av sjøis viser ein klar trend mot minkande sjøis. Satellittdata viser at isarealet i Arktis har minka med 7.4% ($8 \times 10^5 \text{ km}^2$) dei siste 25 åra (Johannesen *et al.*, 2004). I følgje den tredje hovudrapporten til IPCC er det venta at svært mykje av heilårsisen vil vere borte ved utgangen av det 21. århundret (IPCC, 2001).

Sidan det er om sommaren dei største endringane i sjøisen er venta i framtida vil det i denne oppgåva bli sett på anomaliar i sommarisen. Observasjonar er

tilgjengelege for sjøis, trykk og temperatur. Likevel har vi valt å studere responsane av isanomaliar i ein klimamodell sidan det berre finst relativt korte tidsseriar av sjøis i Arktis. Dessutan er dekadeariabiliteten (variasjonar på tiårsskala) i is og atmosfæriske parametrar som trykk og temperatur generelt stor i nordområda. Dei siste tiåra har NAO-indeksen gått frå (gjennomsnittleg) negativ til positiv fase. Det har også vore ei jamn auke i klimapådrivet i same periode.

I ein modell kan vi ha konstant pådriv og vi kan dermed lettare studere årsak og verknad i naturleg klimavariabilitet som ikkje har med eksterne pådriv å gjere.

Dei data som vi vil studere her er henta frå kontrollkøyninga til den globale kopla atmosfære-hav-sjøismodellen, Bergen Climate Model (BCM). Vi er interessert i kva type klima som er knytt til det stadig minkande isdekket. Det er i samband med dette interessant å undersøkje både lokale og langtrekkande verknader (eng. "teleconnections") av anomaliane. Det eksisterer alltid ulike ytre klimapådriv som vil påverke klimaet, og det er vanskeleg å skilje desse variasjonane frå interne variasjonar i klimasystemet. Vi ønskjer å isolere effekten av isen på atmosfæren og har derfor valt å sjå på kontrollkøyninga der eksterne pådriv vert haldne konstante.

Det meste av det vi veit frå tidlegare studie er utført med reine (ukopla) atmosfæremodellar (eng. "Atmospheric General Circulation Model", AGCM) og er relatert til vintertilhøve, ettersom dei fleste studie er gjort på vinteranomaliar i is og atmosfære (Deser *et al.*, 2004 og Magnusdottir *et al.*, 2004). Ein del har og sett på om atmosfæriske tilhøve om vinteren påverkar sjøisen følgjande sommar i Arktis, og det er spesielt blitt fokusert på NAO (Deser *et al.*, 2000 og Hu *et al.*, 2002).

NAO kjem hovudsakleg av interne atmosfæriske koplingar, men det er mogleg at pådrag som anomaliar i overflatetemperatur, auke i drivhusgassar eller isanomaliar

kan påvirke fasen og varigheita (Cassou *et al.*, 2004). Det har i det siste blitt diskutert om NAO-indeksen kan varslast (Met Office, 2005). Det vil i samband med dette vere viktig med ei god forståing av både amplitude og langtidsutviklinga av NAO.

Mange tidlegare sensitivitetsstudie med klimamodellar nytta idealiserte isperturbasjonar, som til dømes å fjerne all sjøis eller å endre utbreiinga eller konsentrasjonen i eit sonalt symmetrisk mønster. I seinare studie har det blitt meir vanleg å nytte sjøisparturbasjonar henta frå observerte anomalimønster og studere atmosfæresresponsen til desse (til dømes Honda *et al.*, 1999 og Alexander *et al.*, 2004).

Boge (2003) og Albertsen (2005) har analysert responsen i trykk, temperatur og skydekke som følgje av endra sjøisdekke i Arktis. Simuleringane dei analyserte var laga med atmosfæremodellen ARPEGE/IFS (Déqué *et al.*, 1994). Atmosfæremodellen nytta klimatologiske sjøtemperaturar (SST) og sjøis. Den påtvungne reduksjonen i isutbreiinga er lik den ein ventar seg ved eit dobla CO₂-nivå; lita endring vinter og vår og ein kraftig reduksjon på seinsommaren og hausten. Dei fann at reduksjonen eller elimineringa av sjøis førte til ein auke i overflatetemperatur (SAT) og bakketrykk (MSLP) over Arktis, og ein tendens til svakare vestavindar ved midlare breidder og meir negative NAO-verdiar på haust/vinter.

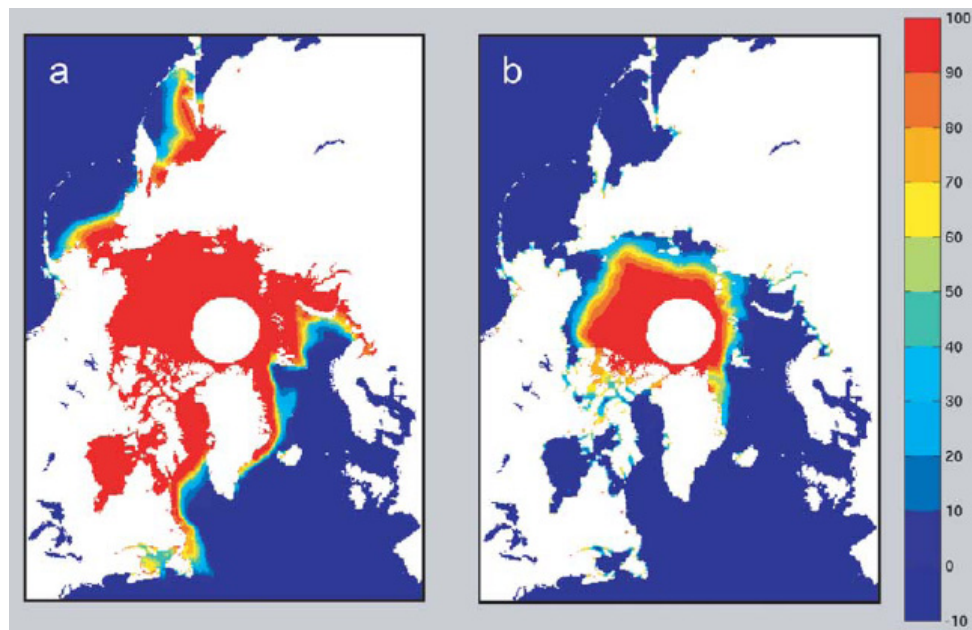
Det vil bli gjort ein liknande analyse av den koplade modellen i dette studiet. Til slutt vil resultatane bli samanlikna med konklusjonane til Boge (2003) og Albertsen (2005). Det vert også til ein viss grad drøfta moglege årsaker til likskap og ulikskap mellom dei to klimasimuleringane. Det kan ikkje forventast å finne same respons i dette studiet; både fordi det her er nytta ein koplade modell og fordi isanomaliane er merkbar mindre.

Korleis atmosfæren i eit kopla modellsystem responderer på det reduserte sjøisdekket i Arktis vil bli presentert i kapittel 3, medan resultatane vil bli diskutert i kapittel 4.

Bakgrunn

1.1 Sjøis

Sjøisen spelar ei viktig rolle for sirkulasjonen i polhava. Arealet veks og minkar markant frå vinter til sommar, satellittdata har vist at det varierer frå omlag 14 millionar km² i mars til eit minimum på omlag 7 millionar km² i september (Johannesen *et. al.*, 2004), sjå figur 1.1. Sjøisarealet i Arktis har i følgje Johannesen *et al.* (2004) minka med 7.4% eller 8×10^5 km² dei siste 25 åra. I tillegg varierer tjukkleiken gjennom året. Middelerdien til isen ligg på omlag 3 meter (Winsor, 2001).



Figur 1.1: Satellittbasert bilete av sjøiskkonsentrasjon **a)** vinter (mars) og **b)** sommar (september) for den nordlege halvkula, 1978-2003. [Frå Johannesen et al., 2004].

Sjøis er ein svært sensitiv komponent i klimasystemet som er påverka av både atmosfære og hav. På den andre sida har sjøisen ein dramatisk effekt på det øvre laget av havet. Den normale utvekslinga av varme og masse mellom atmosfære og hav vert sterkt justert av sjøisen som isolerer havet effektivt frå atmosfæren. Variasjon i sjøis påverkar klimaet ved å endre albedo, utvekslinga av varme, fukt og rørslemengd mellom atmosfæren og havet. I tillegg spelar den og ei signifikant rolle i den termohaline sirkulasjonen i havet. Fordi isen inneheld veldig lite salt, blir vatnet saltare og får høgare tettheit der isen vert danna. Ved mindre is vil dermed vatnet bli mindre salt, noko som igjen fører til lågare tettheit og hemming av djupvassdanninga (sjå t.d. Pond og Pickard, 1993).

Albedoen er definert som høvet mellom reflektert og innkomande solstråling frå ei overflate. Effekten av albedoen vert sett på som ein av dei dominerande

faktorane i den polare forsterkinga av den globale oppvarminga på grunn av menneskeskapte utslepp. Den høge albedoen til snø- og isdekte polare regionar, saman med det store tapet av langbølgja stråling gjennom den klare og tørre atmosfæren, gir eit netto energitap dei fleste månader av året (Hartmann, 1994). Dette strålingstapet er spesielt stort gjennom den lange polare natta og hjelper til å danne eit djupt, stabilt grenselag med svært kald, tørr luft ved bakken.

Når sjøisen vert redusert på sommarhalvåret minkar albedoen, dermed vert mindre kortbølgja stråling reflektert frå underlaget. Som ei følgje av dette stig temperaturen og meir sjøis smeltar; slik vert albedoen ytterlegare redusert. Ein perturbasjon i albedoen medfører altså effektar som forsterkar perturbasjonen, og albedomekanismen er dermed ein positiv tilbakekoplingsmekanisme (eng. "positive feedback").

1.1.1 Tilbakekoplingsmekanismer

Forholdet mellom storleiken på pådrivet og storleiken på klimaendringsresponsen definerer det vi kallar klimasensitiviteten (Hartmann, 1994). Ein tilbakekoplingsmekanisme er ein prosess som skjer når ein gjer ei endring i pådriv og denne endringa slår tilbake og anten forsterkar prosessen (positiv tilbakekopling) eller svekkar prosessen (negativ tilbakekopling). Kellogg (1983) definerer fleire ulike tilbakekoplingsmekanismer. Dei viktigaste er sterkt positiv tilbakekopling, svakt positiv tilbakekopling og negativ tilbakekopling. Sterkt positiv tilbakekopling er ein prosess som kjem ut av kontroll ved at den amplifiserer seg sjølv. Ved svakt positiv tilbakekopling vil klimasystemet etter kvart innstille seg i ein ny likevektstilstand og forsterkinga døyrt ut. Negativ tilbakekopling fører til at perturbasjonar blir dempa ut.

Med ei sterkt positiv tilbakekopling i BCM vil ein negativ isanomali i Arktis endre atmosfæren på ein slik måte at det medfører ytterlegare reduksjon i isdekket. Ved ei svakt positiv tilbakekopling verkar pådraget frå det reduserte isdekket til at vi får ein vidare reduksjon i isdekket. Men etter kvart vil klimasystemet innstille seg i ei ny likevekt og forsterkinga døyr ut. Ved ei negativ tilbakekopling vil ein reduksjon i isdekket i Arktis endre atmosfære og hav slik at det medfører ei auke i isdekke tilbake til det opphavlege.

1.1.2 Arktisk sjøisdekke og atmosfærisk sirkulasjon

Variabilitet i vintersirkulasjonen i atmosfæren over Arktis og Nord-Atlanteren, målt ved NAO-indeksen (kap 1.2), har blitt empirisk knytt til fluktuasjonar i årleg sjøisutbreiing, med positiv NAO-indeks assosiert med redusert isdekke, spesielt om sommaren (Hu *et al.*, 2002).

I følge Hu *et al.* (2002) er variasjonar i arktisk sjøis direkte knytt til endringar i atmosfærisk sirkulasjon. Dei nytta ein koplarsirkulasjonsmodell for hav og sjøis til å analysere verknaden av den nordatlantiske svinginga om vinteren på sommarisen. Modellresultata indikerer at den atmosfæriske sirkulasjonen og temperaturanomaliar assosiert med NAO om vinteren kan vere hovudårsaka til reduksjonen av sjøis i det eurasiske kystområdet om sommaren. Andre implikasjonar av arbeidet deira er at jo tynnare og mindre kompakt isen er i positive NAO-vintrar, jo større er også reduksjonen av sjøisen om sommaren i positive NAO-år.

Chapman og Walsh hevda i 1993 (i følge Alexander *et al.*, 2004) at utbreiinga av vinteris aukar i Labradorhavet og minkar i Grønland-, Island- og Norskehavet

(GIN) som følgje av forsterkinga i NAO. Dette er og knytt til ei intensivering av isandslågtrykket og adveksjon av unormalt mild luft aust for Grønland.

Johannesen *et al.* (2005) tilskriv negativ NAO-indeks ein stor del av årsaka til auken i snøfall i indre delar av Grønland. Ved å nytte eit estimat for isdekket i høgda og NAO-indeksen, har dei kome fram til ein samanheng mellom grønlandsisdekket i høgda og NAO. Endringar i isdekket i høgda om vinteren vart funnen å ha ein negativ korrelasjon på $r=-0.88$ med vinter NAO-indeksen. Dermed forklarar NAO-indeksen så mykje som tre fjerdedelar av endringane av isdekket i høgda ($r^2=0.77$) dei siste 15 åra.

Ein del observasjonar tyder på at anomaliar i sjøis verkar inn på den overliggande atmosfæren. Deser *et al.* (2000) fann at reduksjonen i sjøisdekket i Grønlandshavet og dei assosierte anomaliene i luft-hav varmekslusar resulterer i eit nordleg skifte i dei lokale stormbanene. Slonosky *et al.* (1997) hevdar (i følgje Alexander *et al.*, 2004) at redusert is i Grønlandshavet i løpet av vinteren er knytt til lågare trykk i bakkenivå (MSLP) og 500 hPa høgde, samt auka overflatetemperaturar i luft (SAT) følgjande vinter. Samtlege av desse studia er utført med reine atmosfæremodellar (AGCM).

Parkinson *et al.* (2001) utførte eit AGCM-eksperiment der iskonsentrasjonen vart auka eller redusert med ei gitt mengd i kvar gitterrute for å vise korleis feil i spesifiseringa av ismengd kan påverke den atmosfæriske responsen. Dei fann at endringar i iskonsentrasjon påverkar global SAT gjennom heile året, men berre lokalt og mest om hausten og vinteren. SAT auka lineært når iskonsentrasjonen minka (negativt korrelert).

Deser *et al.* (2004) og Magnúsdóttir *et al.* (2004) utførte eit todelt studie der dei såg på den atmosfæriske responsen til sjøisen og anomaliar i SST i Nord-Atlanteren. Ein AGCM vart nytta til å utføre eksperimentet. Isfordelinga som vart nytta som

randkrav i eksperimenta var henta frå observerte trendar for dei siste 40 åra. Storleiken på anomaliane vart forsterka og trenden vart behandla som ein perturbasjon som varierte med den årlege syklusen, men endra seg ikkje frå eitt år til det neste. I sjøiseksperimentet var den midla vinterresponsen sterk og likna på NAO, med anomaliar over Grønlands-, Norske- og Barentshavet og motsett forteikn over Labradorhavet. Responsen var generelt motsett av observert atmosfærisk trend, noko som tyder på ein negativ tilbakekoplingsmekanisme mellom is og atmosfære. Kvamstø *et al.* (2004) har gjort liknande AGCM-eksperiment, men berre med isanomaliar i Labradorhavet. Dei fekk kvalitativt same resultat som Deser *et al.* (2004) og Magnúsdóttir *et al.* (2004).

I følgje Alexander *et al.* (2004) fører sterkt positive lokale anomaliar i varmefluks ($>100 \text{ W/m}^2$) over redusert isdekke til responsar både lokalt og regionalt. Like over det reduserte isdekket viser det seg ein robust, men grunn, lokal eller direkte respons som viser seg i form av oppvarming nær overflata (under 700 hPa), auka nedbør, auka fordamping og lågare MSLP (høgare trykk i høgda). Over auka isdekke skjer det motsette. Respons på stor skala, eller indirekte som følgje av redusert isdekke, er ei svekking av den nordatlantiske stormbaneruta og minner sterkt om negativ NAO-fase. Ein rygg legg seg over polane og eit tråg over midlare breiddegrader i høgda. Magnúsdóttir *et al.* (2004) og Deser *et al.* (2004) fann i tillegg ei svak nedbørsauke i eit breitt område i Nord-Atlanteren mellom 35°N og 50°N (negativ NAO-fase).

Vidare hevdar Alexander *et al.* (2004) at fleire faktorar verkar inn på storleiken på den atmosfæriske responsen til sjøispådrivet, inkludert årstidsvariasjonar av is-hav-atmosfære-systemet, den temporære og romlege utviklinga til sjøis-anomaliane, og av mengda av råker.

1.2 Den nordatlantiske svinginga (NAO)

Den nordatlantiske svinginga er ei storskala meridional svinging i atmosfærisk trykk mellom den subtropiske antisyklonen nær Azorene og det subpolare lågtrykkssenteret nær Island. NAO er det dominerande variasjonsmønsteret i vinterklimaet i den nordatlantiske regionen og strekker seg frå det sentrale Nord-Amerika til langt inn i den nordlege delen av Asia.

Delar av året er høgtrykka og lågtrykka svake, og innverknaden på det nordatlantiske bassenget er liten. Men om vinteren blir begge trykksystema meir intense. Fluktusjonane mellom dei to trykkfasane skaper store variasjonar i sirkulasjonen over Atlanterhavet og dei omliggande landmassane.

NAO-indeksen er differansen mellom det normaliserte månadsmiddeltrykket mellom to stasjonar, ein på Island og ein på Azorene eller i Portugal (Hurrell, 1995). Indeksen varierer frå år til år, men har ein tendens til å bli i ein fase fleire år på rad (Wanner *et al.*, 2001).

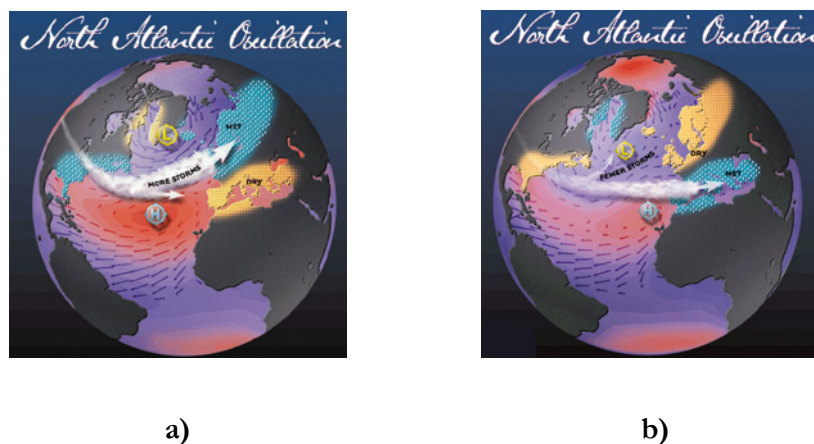
Azorene/Island-indeksen er ei forenkling av den opphavlege NAO-indeksen som vart utvikla av Sir Gilbert Walker på 1920-talet. Denne omfatta trykk, lufttemperatur og nedbør frå fleire kyststasjonar ved Atlanteren. Hurrell (1995) definerte ein NAO-indeks for 1964-1998 basert på differansen mellom standardisert, midlare bakketrykk for desember-mars målt ved Lisboa (Portugal) og Stykkisholmur/Reykjavik (Island). Denne definisjonen har vore mykje nytta i seinare NAO-studier.

Fleire studie har nytta overflatetemperaturen i definisjonen av NAO i staden for bakketrykket. Temperaturen er meir stabil (persistent) enn bakketrykket frå ein

månad til den neste. Temperaturen er også meir geografisk stabil i det den er mykje influert av fordelinga av hav og land (Stephenson *et al.*, 2000).

NAO-indeksen korrelerer bra med vinterklimaet i Nord-Europa. Vintrar med positiv NAO-indeks er prega av eit sterkare enn vanleg subtropisk høgtrykksenter og eit djupare enn vanleg islandslågtrykk (figur 1.2 a). Den auka trykkdifferansen fører til fleire og sterkare vinterstormar i ei meir nordaustleg bane. I følgje Hurrell (1995) er vestavindsbeltet 8 m/s sterkare i positiv fase enn i negativ fase. Nordlege delar av Europa og Skandinavia får dermed varmare og våtare vintrar, medan sørlege delar av Europa og nordlege Afrika får kaldare og tørrare vintrar.

I fasar med negativ NAO-indeks er trykksituasjonen prega av eit svakare subtropisk høgtrykk og eit grunnare Islands lågtrykk enn vanleg (figur 1.2 b). Den reduserte trykkgradienten resulterer i færre og svakare vinterstormar og ei meir vest-austleg bane. Stormane fører kald, tørr luft til Nord-Europa og mild, fuktig luft til Middelhavet (Visbeck, 2005).



Figur 1.2: *Stilisert framstilling av den atmosfæriske sirkulasjonen i dei to fasane av NAO, a) positiv NAO-indeks og b) negativ NAO-indeks. Grå piler markerer stormbanane i dei to fasane, medan turkis markerer område med auka nedbør og temperatur. Gult markerer område med redusert nedbør og temperatur. [Frå Martin Visbeck sine nettsider].*

Sjølv om NAO hovudsakleg kjem av interne vekselverknader i klimasystemet, kan pådriv som auka drivhusgassar eller isanomaliar kanskje endre frekvensen og varigheita av fasen. Dette er viktig for forståinga av både amplituden og utviklinga over tid av den nordatlantiske svinginga i samband med klimaendringar og sesongvarsling (Cassou *et al.*, 2004).

Sorteberg *et al.* (2002) nytta kontrollkøyringa til BCM til å studere innverknaden av atmosfærisk CO₂ på NAO-mønsteret. Funna deira tyder på at BCM representerer NAO-mønsteret godt, men at aksjonssentra ligg lenger vest samanlikna med reanalyserte¹ (NCEP) data. Ved auka pådriv i drivhusgassar får den simulerte NAO-indeksen ein trend mot meir positive verdiar. Trenden gir ei auke på eitt standardavvik over 100 år og eit svakt austleg skifte i aksjonssentra som er meir på line med NCEP.

¹ NCEP-reanalyse data (Kalnay *et al.*, 1996).

Kapittel 2

Modellen

Det er utvikla ein ny koplta atmosfære-hav-sjøis modell, Bergen Climate Model (BCM), i samarbeid mellom Geofysisk Institutt ved Universitetet i Bergen, Bjerknes Centre for Climate Research og Nansen Environmental and Remote Sensing Center. Modellen består av atmosfæremodellen ARPEGE/IFS (Déqué *et al.*, 1994) koplta med ein global versjon av havmodellen MICOM (Bleck *et al.*, 1992), inkludert ein dynamisk-termodynamisk sjøismodell (Drange, 1999). Koplinga mellom dei to modellane er gjort med OASIS (Terry *et al.*, 1998).

Dei fleste klimamodellar har grov romleg oppløysing av omsyn til reknetida. For å auke oppløysinga der det er mest interessant, er det i BCM nytta strekte gitter. Sjølv om modellen er global kan modellen fokusere på enkelte regionale område, som for eksempel Nord-Atlanteren der vatnet i djuphava vert danna, eller i tropiske havområder kor variasjonane i havtemperaturane er viktige for den globale sirkulasjonen.

I dette studiet er det nytta resultat frå ei 300 år lang køyring med eit regulært gitter (eksperiment E75). Modellen startar frå ei 27 år lang oppspinningstid med klimatologiske årlege strålingssyklusar.

Modellen fangar opp hovudtrekka til det observerte klimaet. Spesielt er stråling, skyer og ferskvassfluksar godt representert. Modellsystemet simulerer og den tredimensjonale havsirkulasjonen bra. Furevik *et al.* (2003) viser at BCM fangar

inn både El Niño/Southern Oscillation (ENSO) og NAO og gir realistisk frekvensfordeling og geografisk utbreiing av fenomen.

2.1 ARPEGE

Den atmosfæriske modellen ARPEGE/IFS ("Action de recherche petit échelle grande échelle"/"integrated forecast system") er ein spektralmodell som opphavleg vart utvikla for vêrvarsling av Meteo-France (det franske meteorologiske instituttet) og "European Center for Medium-Range Weather Forecasts" (ECMWF), og seinare utvida til ein klimaversjon av Déqué *et al.* (1994).

For ei meir detaljert skildring av modellen vert det vist til Furevik *et al.* (2003) og Déqué *et al.* (1994) (versjon 3 er nytta i dette eksperimentet). Modellen er fleksibel og anvendeleg for eit breitt spekter av atmosfæriske studie og inneheld eit modulbibliotek over ulike parametriseringar som gjer det mogleg å endre eller tilføye nye parametrar.

Modellen nyttar spektral representasjon for dei fleste dynamiske prosessar og gitterrepresentasjon for dei fysiske prosessane (parametriseringane). Modellen er inndelt i totalt 31 atmosfæriske lag; 21 i troposfæren og 10 i stratosfæren. Den horisontale oppløysinga som svarer til trunkering ved bølgetal 63 ($T_1,63$) gir ei romleg oppløysing på omlag 2.8° . Dette gir eit regulært gitter på 128×64 gitterpunkt.

Energikjelder og -sluk frå småskala fysiske prosessar på liten skala (subgrid) er parametriserte. I tillegg kjem kjelder og sluk frå diskretiseringa, numerisk diffusjon og eksplisitt horisontal diffusjon.

2.2 MICOM

Den generelle havsirkulasjonsmodellen som vert nytta i BCM er Miami Isopycnic Coordinate Ocean Model (MICOM). Hovudtrekka i havmodellen MICOM er skildra i Bleck *et al.* (1992). MICOM er ein lagmodell; vertikal oppløysing er representert av lag med konstant tettleik (isopyknaler). På toppen av fleire isopykniske lag ligg eit ikkje-isopyknisk blandingslag som mottok det atmosfæriske pådrivet. I høve til den opphavlege versjonen av MICOM har det blitt gjort fleire modifikasjonar.

Temperatur er ekstremt sensitivt til små saltvariasjonar i kaldt ferskvatn. For å forhindre problem med stabiliteten, har BCM valt å sette temperatur som ein prognostisk variabel heller enn salinitet (Furevik *et al.*, 2003).

For å omgå singularitetar i gitteret (Bentsen *et al.*, 1999) er den eine polen flytta til Sibir, medan den andre ligg på Sørpolen. Dermed er havgitteret nesten regulært, med unntak av det ekvatorielle området og nær polane. Horisontal gitteravstand er omlag $2.4^{\circ} \times 2.4^{\circ}$. I vertikalen har havmodellen 24 lag med potensiell tettleik målt relativt til overflata.

Havet inneheld dynamiske strukturar på liten skala som er viktige for den storskalasirkulasjonen. Derfor treng havmodellar mykje høgare oppløysing enn atmosfæremodellar. I kopla modellar er derfor gitteroppløysinga generelt høgare i havet enn i atmosfæren.

2.3 Sjøis-modulen

I denne versjonen av BCM er sjøismodellen ein integrert del av havmodellen. Hav-sjøismodulen deler dermed gitter og varme-, salt- og vassfluksar blir handsama konsistent.

Over sjøisen avheng albedoen av om isen er snødekt eller ikkje, om den er frysande eller smeltande, samt av tjukkeleiken og alderen på sjøisen (Drange og Simonsen, 1996). Typiske albedoverdiar for respektivt is og snø er 0.80 og 0.85 i frysasesongen, og 0.60 og 0.70 i smeltesesongen. Ei skildring av korleis overflatetemperaturen til sjøisen vert berekna, kan ein finne i Furevik *et al.* (2003).

2.4 Koplaren (OASIS)

For å kople atmosfære- og havmodellen er OASIS nytta (Ocean Atmosphere Sea Ice Soil), (Terry *et al.*, 1998). OASIS vart utvikla av "The National Centre for Climate Modelling and Global Change". I BCM vert versjon 2.2 nytta.

OASIS skal synkronisere modellane, slik at den modellen som går raskast ventar på den andre modellen til dei begge er integrert over eit føreskrive tidsintervall. Dessutan skal den lese utvekslingsfelta, interpolere og sende dei nye felta til målmodellen.

I BCM utvekslar dei to modellane data ein gong i døgnet. Totalt 15 felt blir anten utveksla mellom modellane eller nytta internt i OASIS for å modifisere interpolasjonen av andre felt.

Sjøtemperatur, sjøisdekke og albedo blir overlevert frå hav til atmosfære. Tilbake gir atmosfæremodellen strålings- og varmekfluksar, ferskvassfluksar og rørslemengdfuksar, totalt skydekke og den ikkje-solare varmekfluksavhengigheita av temperaturen. I tillegg overleverer atmosfæremodellen bakketemperaturar og albedo til OASIS, desse blir brukt til å modifisere varmekfluksane ved å ta omsyn til småskalaprosessar som ikkje er representert i modellen (subgrid) (Furevik *et al.*, 2003).

2.5 NAO-indeksen (i BCM)

Den nordatlantiske svinginga er den viktigaste atmosfæriske fjernforbindelsen på den nordlege halvkula (sjå kapittel 1.2). NAO er derfor ein god indikator på variabiliteten i atmosfæresirkulasjonen på store delar av den nordlege halvkula. I oppgåva vil det bli sett på korleis NAO-indeksen responderer på anomaliar i sjøisdekket.

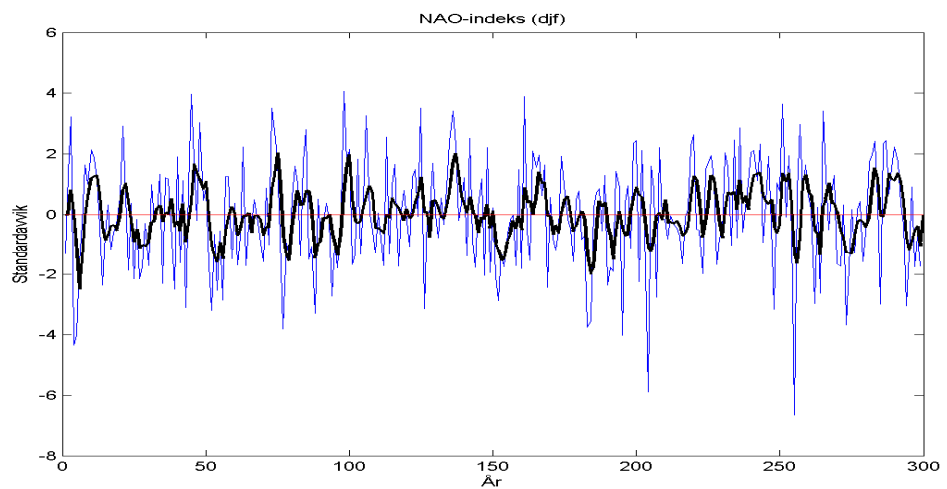
Det finst fleire måtar å rekne ut NAO-indeksen på. Sams for alle er at dei forsøker å fange opp gradienten mellom høgtrykket ved Azorene og det subpolare lågtrykket ved Island (Hurrell, 1995).

Her er indeksen definert som differansen mellom anomaliane av bakketrykket i dei to stasjonane. Indeksen er normalisert ved å dividere på standardavviket til trykkanomaliane. Sesongmidling blir nytta for å glatte store fluktusjonar i månadsmidla bakketrykk.

Figur 2.1 viser berekna NAO-indeks for modellkøyringa gjennom heile tidsserien (DJF). Indeksen er konstruert med utgangspunkt i kontrollkøyringa, som skildra

over. (Gitterpunkta som ligg nærast Azorene (38°N, 28°W) og Reykjavik (64°N, 22°W) er nytta for å berekne indeksen).

Hurrel (1995) definerer alle indeksar med standardavvik høgare enn +2 til å vere positiv NAO-fase. Tilsvarande er negativ fase definert som standardavvik lågare enn -2.



Figur 2.1: Tidsserie for NAO-indeks (DJF) i kontrollkøyringa (CTRL). Glatta kurve viser 4-års glidande middel.

2.6 Sjøis

Observasjonar viser at det er ein negativ trend i isutbreiinga i perioden 1977 fram til i dag (Johannesen *et al.*, 2005). Klimasimuleringar med aukande drivhusgass-konsentrasjonar viser det same. Vi er interessert i kva type klima som vert assosiert med det stadig minkande isdekket. Det er i den samanheng interessant å undersøkje både lokale- og fjernverknader av reduksjonen.

Isutbreiinga i BCM blir her definert som integralet av iskonsentrasjonen per gitterrute multiplisert med arealet av gitterrutene². Sidan gitterrutene vert mindre mot polane, blir arealveking nytta (cosinus av breiddegraden).

Figur 2.2 viser sjøisen om sommaren gjennom alle dei 299 åra som er trekt ut av kontrollkøyringa. Samanlikna med observasjonar viser det seg at kontrollkøyringa simulerer for lite is om sommaren. Observasjonar viser eit isdekke som varierer rundt 7 millionar km², medan kontrollkøyringa gir eit gjennomsnitt på 3.5 millionar km². Sommarsesongen for sjøis er definert som juli, august og september (JAS) sidan minimum isdekke finn stad i september.

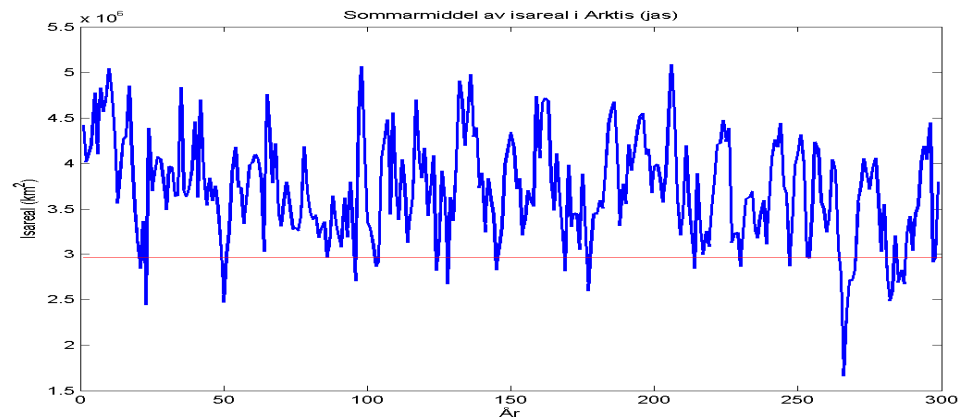
Vi vel å sjå på komposittar av kontrollkøyringa for å diagnostisere effekten av unormalt lite is. Av denne serien (figur 2.2) har det blitt trekt ut dei 30 mest isfattige somrane og i resten av oppgåva vert desse referert til som lågisår eller komposittår.

Det er vanleg å velje å sjå på standardavvik når ein gjer ein slik analyse. Vi har her hovudsakleg valt å nytte nedre decentil av isarealtidsserien (30 år). Talet 30 er eit robust tal, stort nok til å representere negative isanomaliar godt, men likevel ikkje så stort at det tar med for mange vanlege år. (I tillegg er talet 30 eit statistisk robust tal, som det vil bli kome tilbake til i kapittel 2.8).

Andre metodar vert òg nytta for utrekning av isutbreiinga. Ein vanleg definisjon er å definere ei gitterrute som isdekt dersom det er meir enn 15% is, og elles isfri (t.d. Deser *et al.*, 2000 og Alexander *et al.*, 2004).

² Isdekke = $\int c \, dA$, der c er iskonsentrasjon.

Ved å studere atmosfærisk sirkulasjon i lågisåra og samanlikne den med modellklimatologi meiner vi å kunne påvise verknaden is-anomaliane har på klimaet.



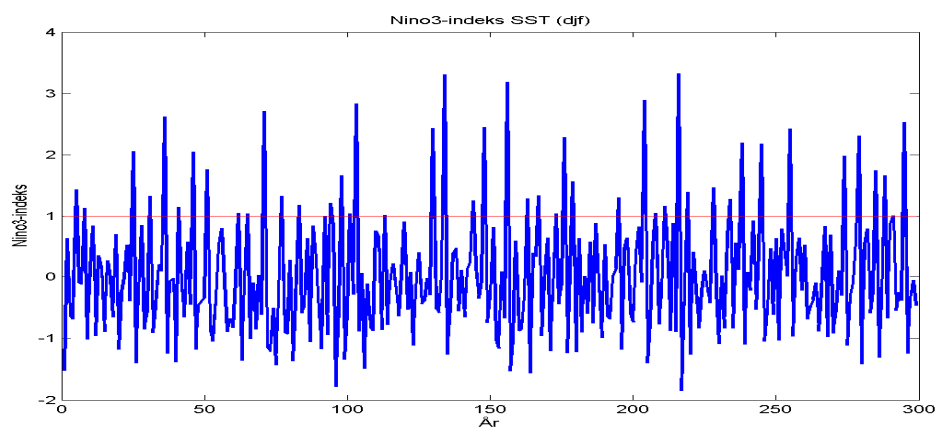
Figur 2.2: Tidsserie av sjøisareal nord for 60°N i sommarmånadane (JAS) i kontrollkøyringa (CTRL). Den raude lina gir grensa mellom lågisår og vanlege år.

2.7 Nino3-indeksen

Det kan tenkast at El Niño-sesongar på den sørlege halvkula har så sterkt signal at det kan skjule eventuelle responsar av sjøisvariasjon i nord. Ein El Niño-indeks blir nytta til å definere El Niño-år som seinare blir trekt frå datasettet (figur 2.3).

Denne indeksen vert heretter kalla nino3-indeksen, og er definert som gjennomsnittstemperaturen aust i Stillehavet (150°W-90°W, 5°S-5°N). Middelerdien for kvar månad er fjerna og vi dividerer så avviket på standardavviket. Sesongmiddel vert så laga av desse verdiane. Sesongar med verdi over 1 (= verdi større enn middelerdi + 1 standardavvik) vert definert som El

Niño-sesong. Dersom det finn stad ein El Niño-sesong haust eller vinter vert året definert som El Niño-år, og blir silt ut av serien.



Figur 2.3: *Nino3-indeksen (DJF) i kontrollkøyringa (CTRL). Verdiar over raud line gir El Niño-år.*

2.8 Statistiske metodar

Statistiske metodar er nødvendige i analyse av klimasimuleringar. Dei statistiske metodane vert nytta til å finne trendar i seriane og samanhengar mellom ulike variablar. Eksempel på metodar som vert nytta i dette studie er korrelasjon, Student T-test, histogram, boxplot og EOF-analyse.

Vi ser på eit utval av 30 lågisår, medan seriane henta frå kontrollkøyringa er 299 år lang. Mange dataseriar vert rekna som normalfordelte når $n \geq 30$ (Walpole *et al.*, 1998).

Ein enkel metode for å identifisere statistiske samanhengar er korrelasjonsstudie av tidsseriar. Ein korrelasjonskoeffisient varierer i verdi mellom -1 og 1, og indikerer kor godt eller dårleg samsvar det er mellom to tidsseriar, X og Y , dersom feila er normalfordelte og det er ein lineær samanheng $Y = aX + b$ mellom dei to signala. Perfekt lineær samanheng er det dersom koeffisienten er enten +1 eller -1. Ein verdi nær null tyder på at det er liten eller ingen samanheng mellom dei to seriane.

Ein p -verdi er sannsynet for å få ein korrelasjon like stor som observert verdi tilfeldig, når den sanne korrelasjonen er null.

Ein Student T-test er ein hypotesetest som samanliknar middelet i to utval og avgjer om to utval frå ei normalfordeling kan ha same gjennomsnitt. Nullhypotesen er at gjennomsnittet er likt. α er det ønska signifikansnivået, vanlegvis 0.05, medan p -verdien er sannsynet for å observere det gitte resultatet tilfeldig, gitt at nullhypotesen er sann. Små p -verdiar kastar tvil over nullhypotesen.

Empirisk ortogonal funksjonsanalyse (EOF) er nytta ved hjelp av SVD (singular value decomposition) i MATLAB. Det er skrive fleire inngåande artiklar om metoden (Hannachi, 2004, Hartmann, 2002 og Bjørnsson og Venegas, 1997).

Empirisk ortogonal funksjonsteknikk prøver å finne eit sett nye variablar som fangar inn mesteparten av den observerte variansen frå data gjennom ein lineær kombinasjon av variablane (Hannachi, 2004).

Ein EOF-analyse deler variasjonar i eit datafelt opp i typiske variasjonsmønster, moder, desse skildrar kor i feltet hovudvariasjonane finn stad. Kvar av desse modane er så "vekta" med kvar sin amplitude (prinsipalkomponent), som skildrar

kor framtreddande modane er til ei kvar tid. Desse modane er uavhengige, dette gjer det mogleg å berekne kor stor del av den totale variasjonen kvar av desse modane utgjer. Fordelen med denne type analyse er at dei første modane ofte skildrar hovuddelen av variasjonen i feltet.

Den opphavlege hensikta med empiriske ortogonale funksjonar (EOF-analyse) var å redusere det høge antalet variablar av dei originale data til nokre få variablar, men utan å utelate mykje av variansen. Seinare har EOF-analysar derimot blitt nytta til å trekke ut individuelle moder av variabilitet som for eksempel den arktiske svinginga, kjent som fjernverknader.

EOF-analyse er nytta i studiet av dei romlege strukturane i modellklimaet. Det er nyttig å sjå på dei dominerande romlege modane og om desse (kvalitativt) ser ut til å stemme med det vi veit om den atmosfæriske sirkulasjonen i Arktis og i Nord-Atlanteren. Realistiske romlege moder med realistisk variabilitet gir grunnlag for å gå vidare med ein korrelasjonsanalyse av NAO-indeksen versus dei dominante EOF-modane.

Kapittel 3

Resultat

For kvart år av den 299-år lange serien som er trekt ut av kontrollkøyninga er det laga eit haust- og vintermiddel av middelbakketrykk (MSLP) og temperatur i 850 hPa-flata. Haustsesong er definert til å vere september, oktober og november (SON), medan vintersesongen varer frå desember til februar (DJF).

Responsen i eit kopla system kan finnast ved å behandle dei 30 åra med minst is i kontrollkøyninga som ein perturbasjon. Gjennomsnittleg sesongmiddel i CTRL vert så trekt frå dette komposittmiddelet.

For å sjekke at ikkje El Niño-signalet skjuler eventuelle atmosfæriske responsar til arktisk isdekke vert El Niño-år silt ut av CTRL i nokre av figurane. Vidare i oppgåva vert det referert til ulike seriar, *CTRL*, som er kontrollkøyninga i BCM. *Ikkje Niño-år* er normalår, det vil sei CTRL med El Niño-år trekt ut av serien. *Niño-år* er El Niño-åra i CTRL.

3.1 Simulert atmosfæresirkulasjon

Vi har her valt å undersøkje isens verknad på klimaet ved å studere tre parametrar. Bakketrykket (MSLP) er valt fordi det er ein god indikasjon på den tredimensjonale atmosfæresirkulasjonen. Vi har også valt å studere temperaturen i 850 hPa. Temperaturen her er konsistent med omsyn til storskala sirkulasjon og ikkje så influert av lokale faktorar som verkar inn i bakkenivå. Nokre tidlegare

studier viser at temperaturresponsen i samband med isanomaliane er relativt grunn (Alexander *et al.*, 2004). Temperaturfelt høgare opp i atmosfæren ville derfor sannsynlegvis ikkje fange opp ein eventuell respons.

NAO er eit godt mål på klimavariabiliteten i store delar av den nordlege halvkula og ein respons her gir mykje informasjon om variabilitetsendringar. NAO-indeksen er også den sterkaste teleforbindinga på den nordlege halvkula. MSLP vert nytta til å berekne NAO.

Formalistisk sett er det den 1. EOF-moden av MSLP som forklarar størst del av variansen i dette feltet. Det er god samanheng mellom 1. EOF mode og NAO-indeksen som er nytta her, sjå Appendiks A. Vi dreg derfor den slutning at NAO-indeksen representerer mykje av den storskala variabiliteten på den nordlege halvkula i modellen.

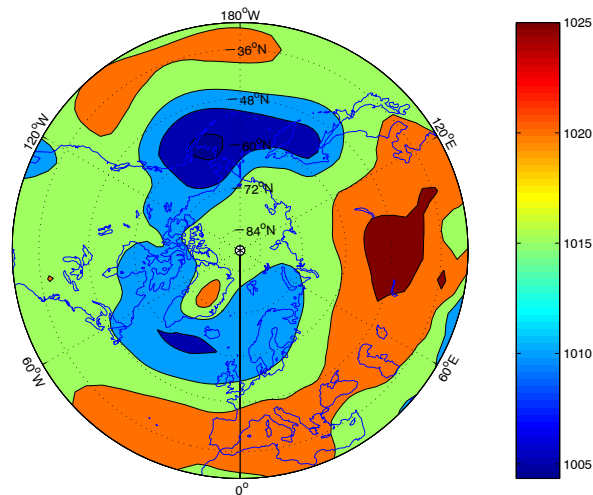
Det er mest nærliggande å tru at responsen er størst dei påfølgjande sesongane etter somrane med lite is (Boge, 2003 og Albertsen, 2005). Arbeidet fokuserer derfor på haust- og vintersesong same år.

3.1.1 Midlare trykkrespons/komposittmiddel

Som nemnt i innleiinga har det blitt gjort fleire studie på samanhengen mellom sjøisanomaliar og sirkulasjon i atmosfæren. Det vil her bli fokusert på om variasjonar i sommarsjøisen på den nordlege halvkula kan gi ringverknader i og utover Arktis.

Figur 3.1 og 3.3 viser den geografiske fordelinga av middelbakketrykket på den nordlege halvkula haust og vinter. Eit relativt svakt høgtrykk finn stad over

sentrale delar av Arktis. Sibirhøgtrykket viser tydeleg i begge sesongane, og det same gjeld lågtrykket over Island og i nordlege delar av Stillehavet.

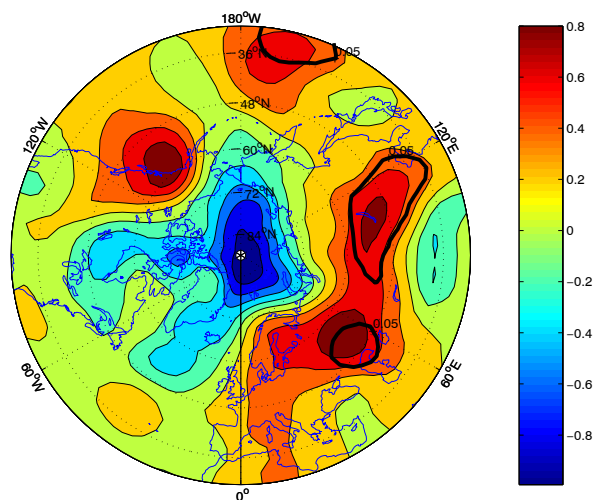


Figur 3.1: Geografisk fordeling av haustmiddelbakketrykk (SON) nord for 20°N (CTRL), MSLP [hPa]. Konturintervallet på fargeskalaen er 5 hPa.

Bakketrykket nord for 20°N er trekt ut for å studere kor sensitiv atmosfæren er til endringar i isutbreiinga. Figur 3.2 og 3.4 viser den geografiske fordelinga til trykkresponsen (MSLP) om hausten og vinteren. Negative verdiar indikerer lågare trykk i sesongane etter somrar med lite is, medan positive verdiar indikerer høgare trykk i desse sesongane.

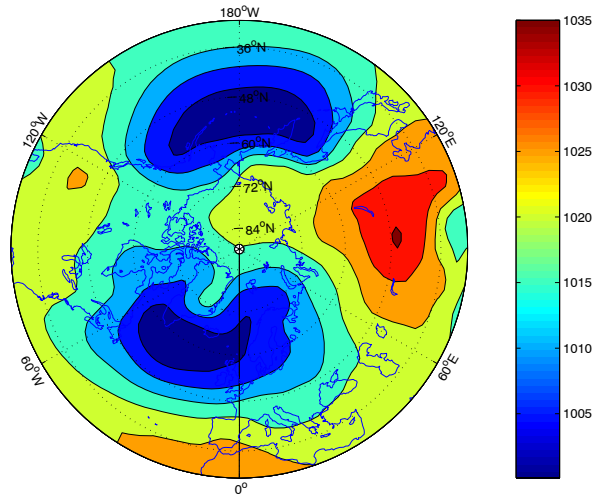
Området der isen vert redusert i lågisåra er vanlegvis dominert av det lokale høgtrykket over Arktis (sjå figur 3.1 og 3.3). Figur 3.2 viser at dette høgtrykket vert svekka om hausten i år med lite is, med trykkdifferanse ned mot -0.6 hPa. Den negative responsen strekkjer seg sørover mot Hudsonbukta, samt sørover langs 45°W. Islandslågtrykket vert dermed ytterlegare redusert.

Ein positiv respons strekkjer seg frå Azorene i vest, austover til nordlege delar av Asia (figur 3.2). Ein forholdsvis svak respons viser seg i Mellom- og Sør-Europa. I Russland er det anomaliar opp mot 0.8 hPa. Området innanfor svarte heiltrukne konturliner markerer statistisk signifikant differanse på 0.05 nivå utrekna med Student T-test.

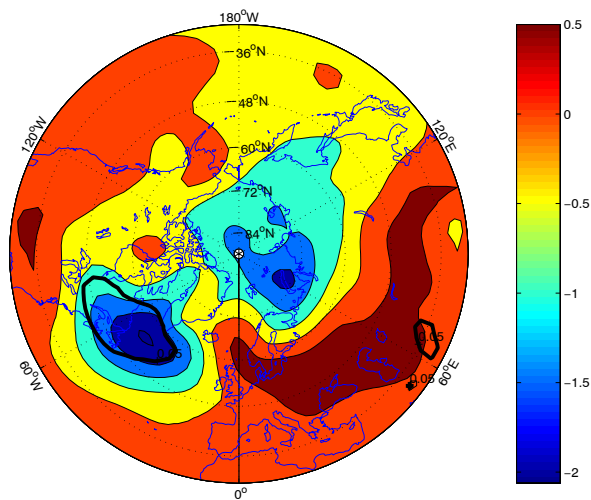


Figur 3.2: Trykkdifferanse [hPa] nord for 20°Nord mellom lågisår og CTRL (SON). Konturlinene markerer områda kor responsen er statistisk signifikant med 95%, utrekna med Student T-test. Konturintervallet på fargeskalaen er 0.2 hPa.

Om vinteren er det framleis høgtrykk som dominerer over Arktis (figur 3.3). Figur 3.4 viser negativ respons over Arktis, ned mot -1.5 hPa over Novaja Semlja. Ein statistisk signifikant negativ respons på 0.05 nivå finn stad også sørvest for Grønland, over delar av Labradorhavet og sør for dette, ned mot -2 hPa. Ein svakt positiv respons finn stad over Skandinavia, samt eit stykke austover i Europa, opp mot 0.5 hPa. Elles i Europa er det liten eller ingen respons.



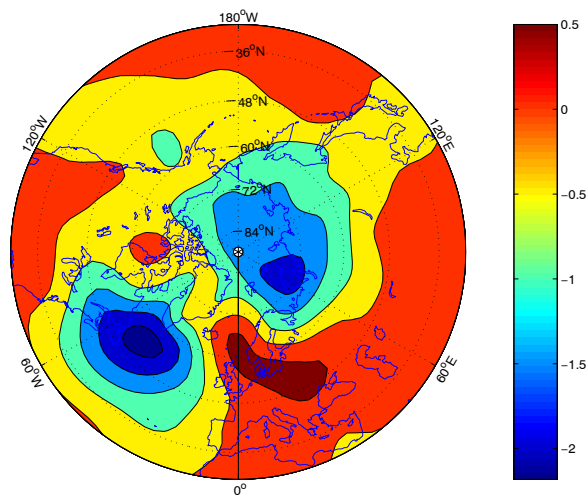
Figur 3.3: Geografisk fordeling av vintermiddelhakketrykk (DJF) nord for 20°Nord (CTRL), MSLP [hPa]. Konturintervallet på fargeskalaen er 5 hPa.



Figur 3.4: Trykkdifferanse [hPa] nord for 20°Nord mellom lågisår og CTRL (DJF). Konturlinene markerer områda der responsen er statistisk signifikant med 95%, utrekna med Student T-test. Konturintervallet på fargeskalaen er 0.5 hPa.

Som det tidlegare har blitt antyda, er det mogleg at sterke signal i samband med El Niño-sesongar på den sørlege halvkula kan overskygge trykk- og temperaturresponsar av isanomaliane. Derfor vi sett på trykkdifferansen mellom lågisåra og normalåra³ om hausten og vinteren, (figur for haust ikkje vist) (figur 3.5).

Det er liten skilnad mellom figurane, men den positive responsen som viser i figur 3.4 er mindre i utstrekning i normalåra, den strekkjer seg frå omlag 5°W til 45°E. Vi ser nokså like resultat både haust og vinter. Trykkresponsen er sterkast om vinteren, det er derfor valt å vise vinterdifferansen (signifikansnivået er ikkje vist).



Figur 3.5: Trykkdifferanse [hPa] nord for 20°Nord mellom lågisår og ikkje Niño-år (normalår) (DJF). Konturintervallet på fargeskalaen er 0.5 hPa.

³ Normalår er CTRL, med El Niño-år trekt ut.

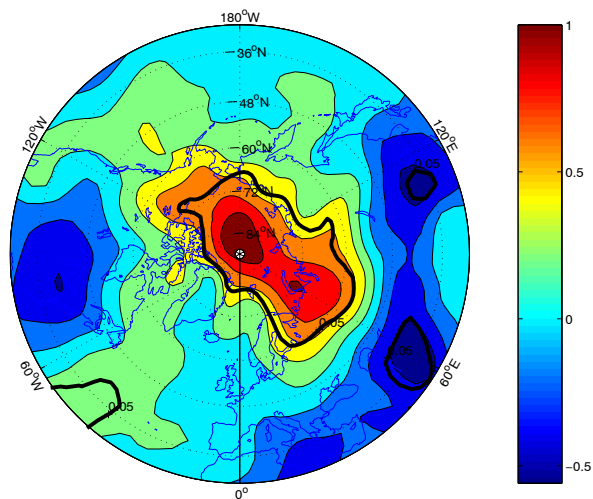
3.1.2 Geografisk fordeling av temperaturrespons

Figur 3.6 og 3.7 viser temperaturresponsen⁴ i 850 hPa om hausten og vinteren respektivt. Om hausten er det omlag 1°C varmare i polområda der isen er redusert (figur 3.6). Den positive responsen er sterkast over Arktis, men strekkjer seg òg søraust til Barentshavet, samt eit stykke sørvestover mot Beauforthavet.

Om hausten er det ein negativ trykkrespons over sentrale Arktis (figur 3.2). Dette fører til ein meir sørleg straum langs Nordsjøen, Norskehavet og inn i Barentshavet, denne kan bidra til at det vert ført varmare luft nordover. Dette er i så tilfelle konsistent med figur 3.6 som viser ein positiv temperaturrespons over Skandinavia og nordover til Arktis. Positiv trykkrespons frå Russland og austover kan føre kald luft mot Aust-Europa.

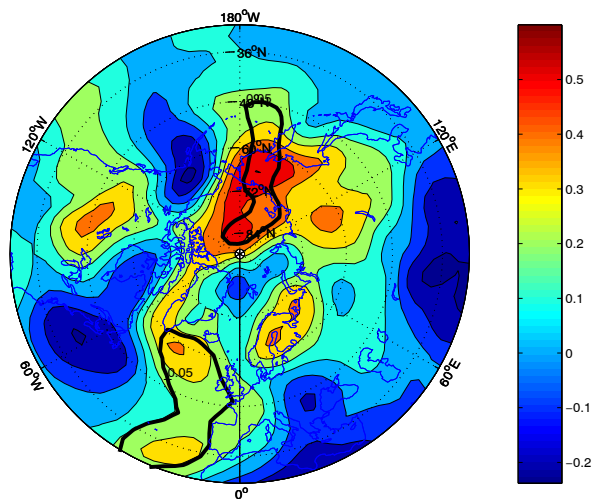
I Aust-Europa, nordlege delar av Kina og i Canada finn vi ein svakt negativ respons, ned mot 0.5°C, medan det i Nord- og Mellom-Europa er liten eller ingen differanse.

⁴ Differanse mellom komposittmiddel og totalt middel.



Figur 3.6: Temperaturdifferanse i 850 hPA [$^{\circ}\text{C}$] nord for 20°N mellom lågisår og CTRL (SON). Konturlinene markerer områda kor responsen er statistisk signifikant med 95%, utrekna med Student T-test. Konturintervallet på fargeskalaen er 0.5°C .

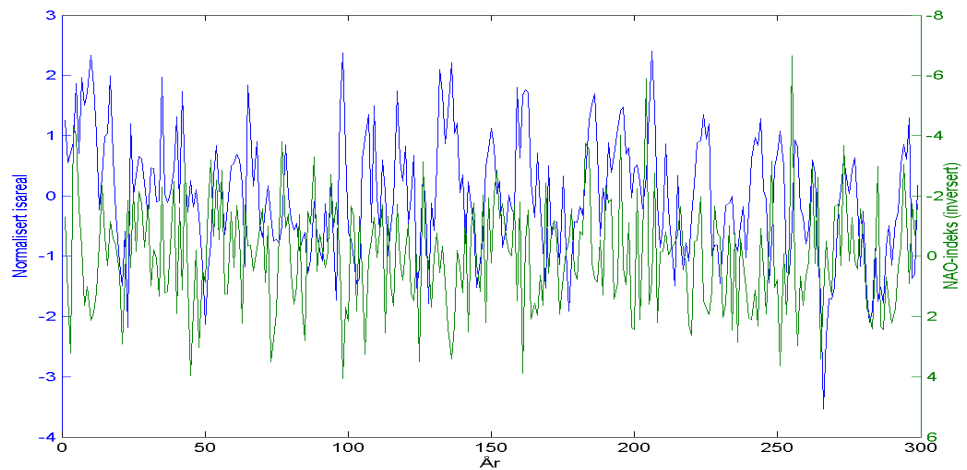
Også om vinteren er det generelt varmare i polområda etter somrar med lite is, differansen ligg i overkant av 0.5°C (figur 3.7). I Aust-Europa og i Canada er det ein negativ respons som er ned mot 0.2°C kaldare (ikkje signifikant på 0.05 nivå).



Figur 3.7: Temperaturdifferanse i 850 hPA [$^{\circ}\text{C}$] nord for 20°N mellom lågisår og CTRL (DJF). Konturlinene markerer områda kor responsen er statistisk signifikant med 95%, utrekna med Student T-test. Konturintervallet på fargeskalaen er 0.1°C .

3.1.3 NAO-indeksen

Figur 3.8 viser normalisert sjøisareal (JAS) og NAO-indeks påfølgjande vinter. Seriane er ukorrelert ($r=0.002$). Heller ikkje NAO-indeksen for sommarmånadane korrelerer signifikant med sommarisen på 0.05 nivå ($r=0.013$, figur ikkje vist). Til samanlikning fann Deser *et al.* (2000) i sin studie av ein AGCM ein korrelasjon på $r=0.63$ mellom is-PC-indeksen om vinteren og NAO-indeks same tid. Somrane med lite is og NAO-indeksen sesongane etter har ein korrelasjon både haust og vinter som ligg på omlag $r=-0.2$ (ikkje signifikant på 0.05 nivå).



Figur 3.8: *Figuren viser normalisert isareal (JAS), (blå kurve) og NAO-indeks (DJF), (grøn kurve). Invertert akse for NAO-indeksen.*

3.1.4 NAO-indeks versus is-indeks

Som nemnt i kapittel 2.6 er nedre decentil av isareal nytta som perturbasjon. Det er tidlegare nemnt at det er vanleg å sjå på standardavvik (STD) når ein gjer ein slik analyse. For å samanlikne om resultatane i responsen har store avvik i dei to ulike metodane å berekne lågis sesongar, har vi her sett på korleis NAO-indeksen fordeler seg etter somrar med negativ is-indeks⁵ (figurar ikkje vist). Resultata i tabell 1 viser ein svak samanheng mellom negativ isanomali og positiv NAO-indeks. Både haustar og vintrar viser same trend med gradvis stigande NAO-indeks ved minkande is-indeks. Vintrar med is-indeks under -1 standardavvik har ein gjennomsnittleg NAO-indeks på omlag 0.17 STD, medan vintrar med is-

⁵ Tidsserie over normalisert isareal

indeks under -1.5 standardavvik har ein midla NAO-indeks på omlag 0.36 STD. Dette kan tyde på ein svak samanheng mellom isanomaliane og NAO-indeksen.

Desse resultatane avviker frå tidlegare funn. Bøge (2003) konkluderte med ein negativ tilbakekoplingsmekanisme, då atmosfæremodellen dei nytta gav at når isen var fjerna på seinsommaren forårsaka dette eit svakare NAO-signal om hausten (SON) og om vinteren (DJF). Også Alexander *et al.* (2004) og Magnusdóttir *et al.* (2004) fekk ein tendens til negativ NAO-indeks ved lågare isdekke (om vinteren).

<i>Isareal-indeks</i>	<i>< 0</i>	<i>< -1</i>	<i>< -1.5</i>
<i>NAO-indeks (SON)</i>	<i>-0.06</i>	<i>0.03</i>	<i>0.57</i>
<i>NAO-indeks (DJF)</i>	<i>0.10</i>	<i>0.17</i>	<i>0.36</i>

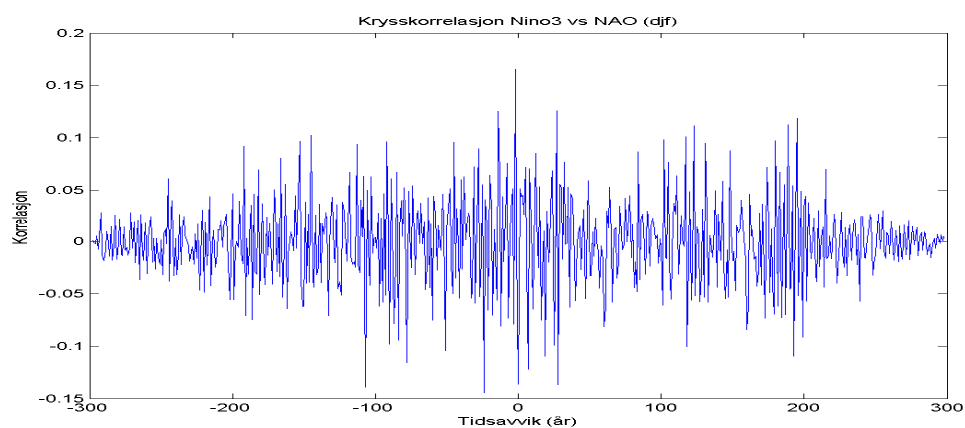
Tabell 1: Gjennomsnittleg NAO-indeks for år med negativ is-indeks (*lite is*).

3.1.5 El Niño

El Niño og den nordatlantiske sirkulasjonen er dei sterkaste naturlege variabilitetsmodane på global skala. Fokuset vidare i dette kapitlet vil bli El Niño sin innverknad på NAO-indeksen.

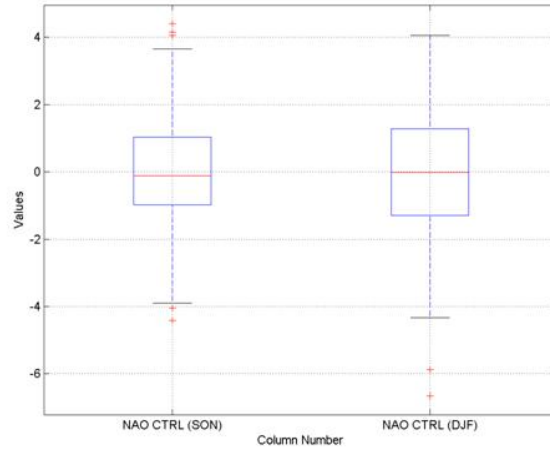
Figur 3.9 viser at det ikkje er nokon korrelasjon mellom NAO-indeksen og El Niño om vinteren. Likevel er det sannsynleg at dei tropiske signala er så kraftige at dynamiske strukturar på den nordlege halvkula kan bli påverka.

Motivasjonen for studiet var å studere om variasjonar i isdekket kan ha ringverknader i større regionar enn Arktis. Det er dermed naturleg å sile vekk eventuelle andre sterke signal som kan skjule ein respons av isanomaliar.



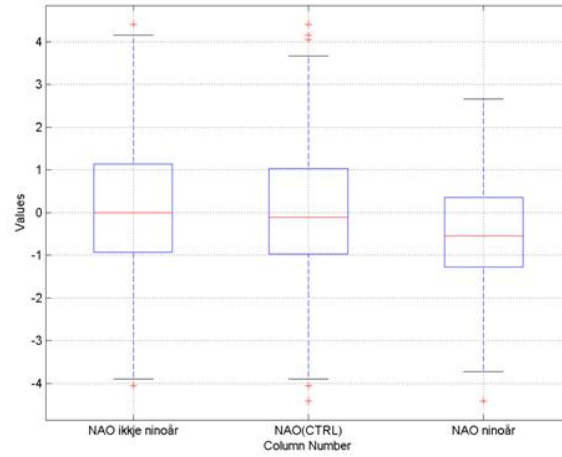
Figur 3.9: *Krysskorrelasjon mellom Niño3-serien og NAO-indeksen (DJF).*

I kontrollkøyringa ligg medianen til NAO-indeksen som venta på omlag 0 standardavvik både om hausten (SON) og om vinteren (DJF) (figur 3.10).

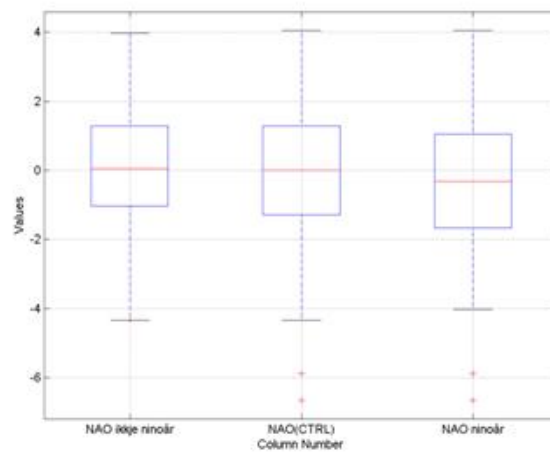


Figur 3.10: *Boxplot av NAO-indeksen, sesongmidla for heile kontrollkøyringa (SON og DJF). Linja gjennom kvar boks indikerer medianen i dataene. Nedre og øvre kant av boksane markerer første (25 percentil) og tredje (75 percentil) kvartil respektivt. Ekstremverdiane er markert med ”+”.*

På figur 3.11 og 3.12 ser ein at i serien med El Niño-år silt ut og i CTRL ligg standardavviket på omlag 0 STD, medan det er noko lågare i El Niño-år. Figuren viser og at ekstremverdiane av NAO-indeksen, ”outliers”, finn stad i El Niño-åra. Om vinteren ligg desse ekstremverdiane på under -6 standardavvik. Desse vert altså silt vekk når vi opererer med ”ikkje Niño-år”.



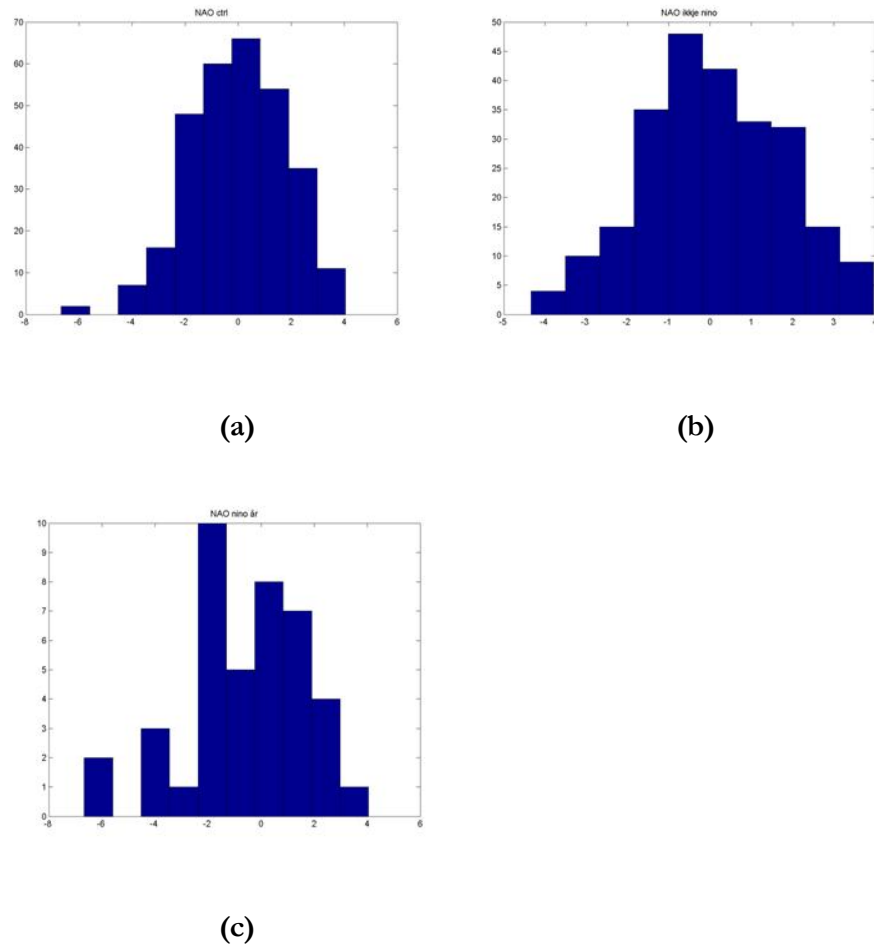
Figur 3.11: *Boxplot av NAO-indeksen i haustmånadane (SON). Normalåra er vist til venstre, heile kontrollkøytinga i midten og El Niño-åra er vist til høgre.*



Figur 3.12: *Boxplot av NAO-indeksen i vintermånadane (DJF). Normalåra er vist til venstre, heile kontrollkøytinga i midten og El Niño-åra er vist til høgre.*

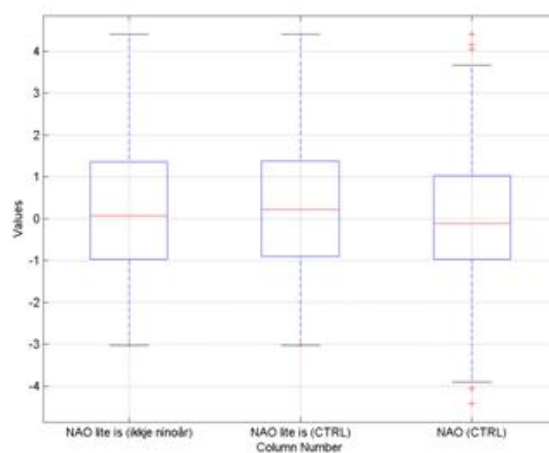
Figur 3.13 viser histogramma av NAO-indeks for CTRL, ikkje Niño-år og El Niño-år (same som figur 3.12). NAO-indeksen er omlag normalfordelt over heile

kontrollkøyninga. NAO-serien utan El Niño-år er òg omlag normalfordelte, med eit gjennomsnitt på 0.06 STD. I El Niño-åra er det ein ”peak” på -2 STD. Gjennomsnittleg NAO i El Niño-åra er -0.56 STD.

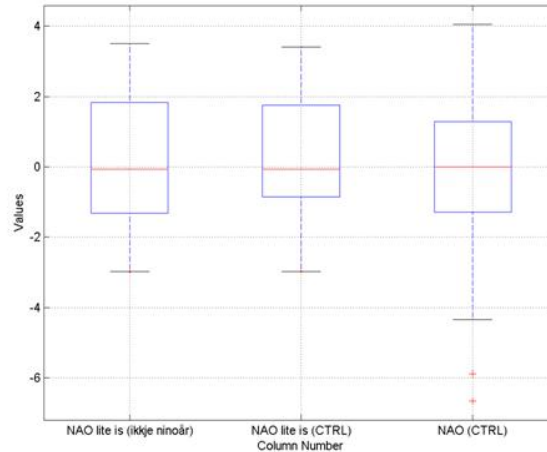


Figur 3.13: Histogram av NAO-indeksen (DJF) **a)** CTRL **b)** ikkje Niño-år **c)** Niño-år. X-aksen viser utslag frå middelet i STD, og Y-aksen viser antal år.

I figur 3.14 og 3.15 er det sett på korleis NAO-indeksen fordeler seg sesongane etter somrar med lite is. Om hausten observerer vi svakt positive verdiar i NAO, om vinteren ligg middelværdien på omlag 0 standardavvik. Det viser seg inga vesentleg endring i responsen i NAO-indeksen når El Niño-åra blir silt vekk.



Figur 3.14: Boxplot av NAO-indeksen (SON). Til venstre er NAO-indeks i år med lite is i "ikke Niño-åra" vist. I midten er NAO-indeks i lågisåra, medan til høgre viser NAO-indeksen i heile kontrollkøyninga.



Figur 3.15: Boxplot av NAO-indeksen (DJF). Til venstre er NAO-indeks i år med lite is i "ikkje Niño-åra" vist. I midten er NAO-indeks i lågisåra, medan til høgre viser NAO-indeksen i heile kontrollkøyringa.

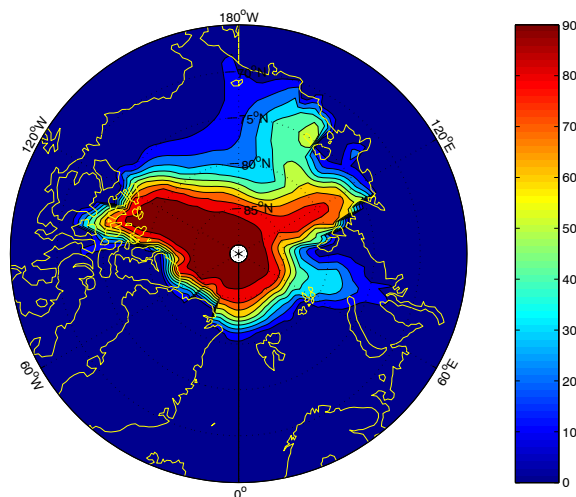
Tabell 2 viser gjennomsnittleg NAO-indeks om vinteren for kontrollkøyringa, normalår og El Niño-år respektivt, målt i standardavvik. Gjennomsnittleg NAO-indeks etter somrar med lite is vert som nemnt omlag lik både haust og vinter når El Niño-år vert trekt vekk. Tabellen viser same tendens som tabell 1. Negative isanomaliar gir ein svakt positiv respons i NAO-indeksen.

	CTRL		Ikkje Niño-år		El Niño-år	
	SON	DJF	SON	DJF	SON	DJF
Vanlege år	0	0	0.10	0.06	-0.59	-0.56
Lågisår	0.36	0.21	0.20	0.24		

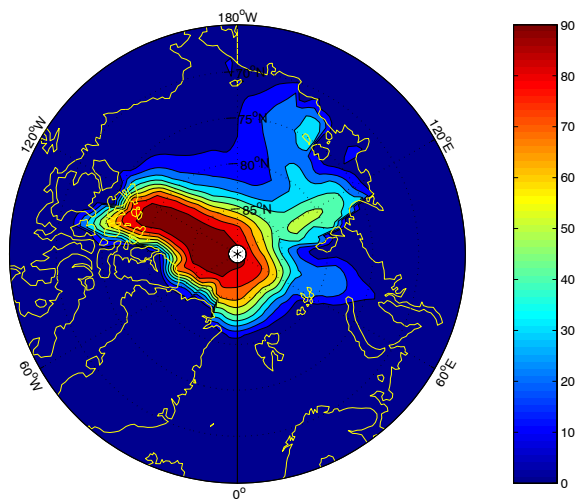
Tabell 2: Gjennomsnittleg NAO-indeks (SON og DJF).

3.2 Simulert sjøisdekke/-middel og variabilitet

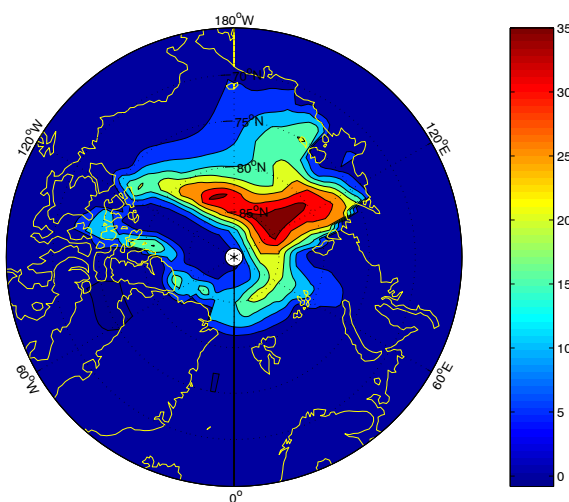
Iskonsentrasjonen for sommaren i Arktis for heile kontrollkøyninga er vist i figur 3.16, og for lågisåra i figur 3.17. Det er høgast iskonsentrasjon i området nord for Grønland og eit stykke sørover langs 120°W. I figur 3.18 er differansen i iskonsentrasjon mellom lågisår og CTRL plotta. Som venta er det minst differanse der isen har høgast konsentrasjon i figur 3.16 og 3.17. I områda der isen har ein konsentrasjon på mellom 30 og 40% i lågisåra, er det opptil 35% differanse mellom CTRL og lågisåra (søraustlege delar av Nordishavet, Kara-, Laptev- og Øst-Sibir havet).



Figur 3.16: Iskonsentrasjon i Arktis, gjennomsnitt for heile CTRL (JAS). Fargeskalaen gir iskonsentrasjonen i prosent, konturintervallet er 10%.



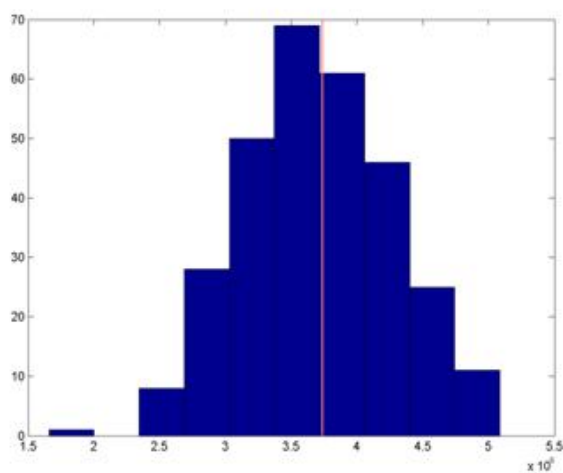
Figur 3.17: Iskonsentrasjon i Arktis i lågisåra (JAS). Fargeskalaen til høgre viser sjøisen i prosent, konturintervallet er 10%.



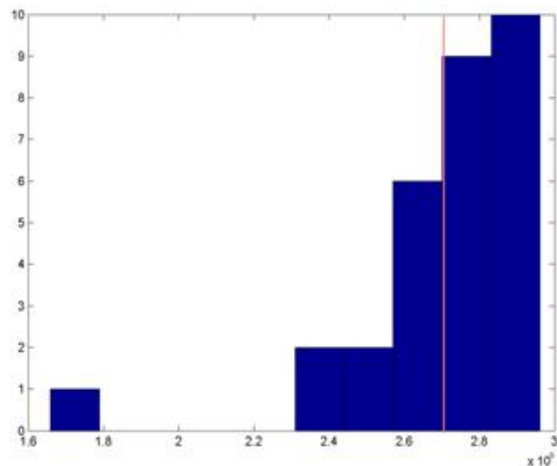
Figur 3.18: Differanse i iskonsentrasjon mellom kontrollkøyringa og isfattige somrar (JAS). Fargeskalaen til høgre viser differanse i iskonsentrasjon, konturintervallet er 5%.

Vi ser av figur 3.19 a) at isarealet i CTRL vanlegvis ligg mellom 3 og 4 millionar km² på seinsommaren (JAS). Men variasjonen ein sommar til neste kan vere stor,

arealet varierer mellom 1.5 og 5.1 millioner km². Dette viser at modellen simulerer isen på seinsommaren ganske dårleg. Som nemnt i kapittel 1 er observert gjennomsnittleg isdekke på seinsommaren vanlegvis omlag 7 millioner kvadratkilometer. I dei 30 somrane med lågast is er gjennomsnittleg isdekke 2.7 millioner km² (figur 3.19 b), men med vesentleg varians her òg.



(a)

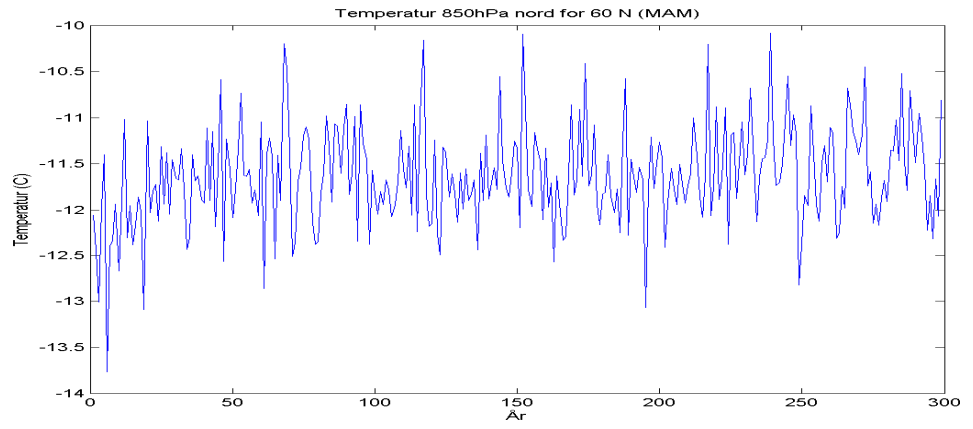


(b)

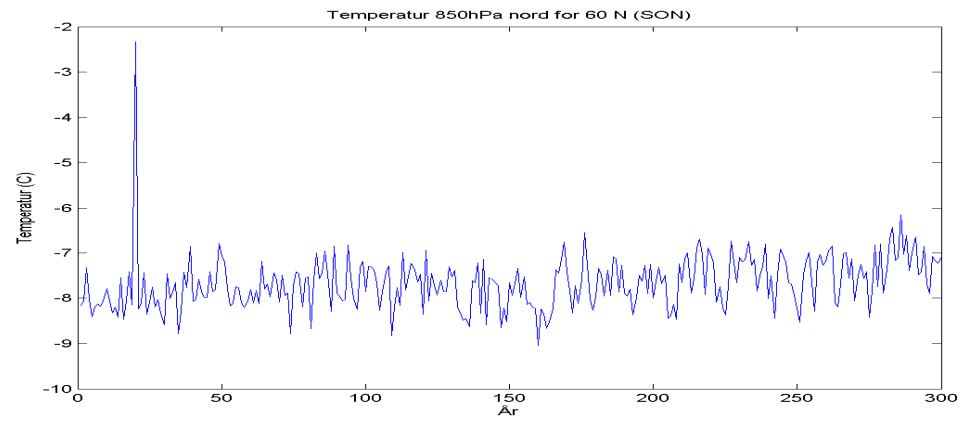
Figur 3.19: Isareal i Arktis ($10^6 \times km^2$), variasjon frå eit år til eit anna i sommarmånadane (JAS). Raud line indikerer gjennomsnittet. **a)** CTRL, **b)** Somrar med lite is.

3.3 Direkte og indirekte temperaturrespons

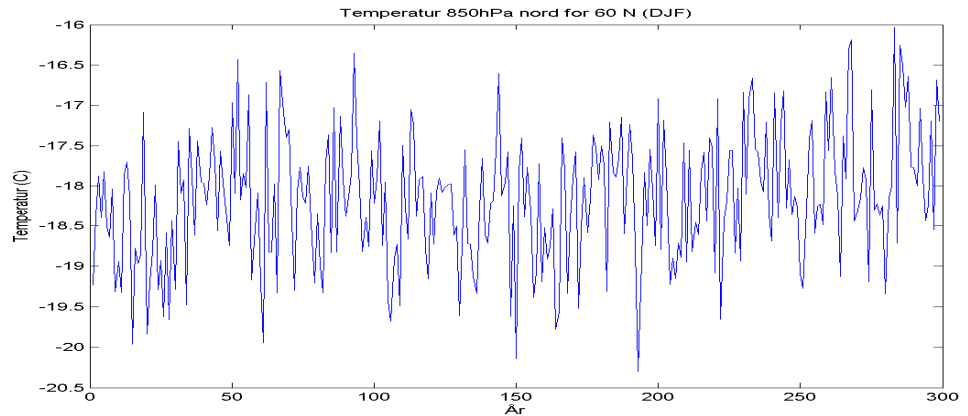
For å sjå litt på årsakene til temperaturresponsen (figur 3.6 og 3.7) kan ein først sjekke ein eventuell respons lokalt av isdekket i Arktis. Det er derfor danna ein serie av midla temperatur (i området 60-90°N) (figur 3.20). Det er ei svak drift i modellen mot høgare temperaturar. Denne trenden er synleg til alle årstider.



(a)



(b)



(c)

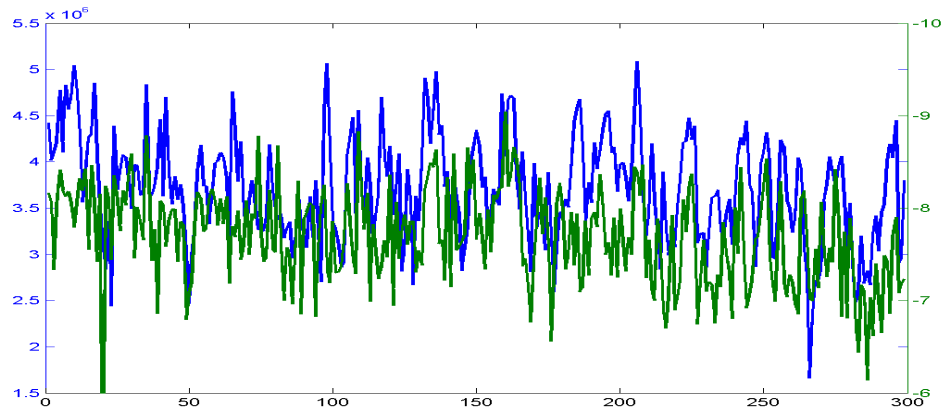
Figur 3.20: Tidsserie av temperatur i 850 hPa i middel frå 60°N og nordover. (a) MAM (b) SON (c) DJF. Merk at den ekstreme temperaturanomalien som opptrer i (b) etter omlag 25 år mest sannsynleg er ein feil i modellutskriftene. Det blir ikkje fokusert meir på denne i arbeidet.

Tabell 3 viser eit gjennomsnitt av middeltemperaturen i sesongen før og dei to sesongane etter somrar med lite is nord for 60°N. Middeltemperaturen er høgare i sesongen før og i dei to sesongane etter isfattige somrar enn elles i kontrollkøyringa. Dette var og indikert i figur 3.6 og 3.7. Høgisåra (somrar med mykje is, ikkje vist) har derimot kaldare sesongar både før og etter somrar med unormalt mykje is (sjå tabell 3).

	CTRL	Lågisår	Høgisår
MAM	-11.63	-11.43	-11.94
SON	-7.67	-7.30	-8.08
DJF	-18.16	-17.67	-18.54

Tabell 3: Tabellen viser middeltemperaturen i 850 hPa [$^{\circ}\text{C}$] for 60°N - 90°N for vår (MAM), haust (SON) og vintersesong (DJF) i sesongane før og etter isfattige somrar.

Det viser seg at det er ein viss korrelasjon ($r=0.40$) mellom isarealet og temperaturen i 850 hPa om hausten nord for 60°N (sjå figur 3.21). Dette gir at variasjonen i isarealet (JAS) forklarar 16% av variasjonen i middeltemperaturen (SON) nord for 60°N ($r^2=0.16$). Om vinteren er korrelasjonen lågare ($r=0.26$) (figur ikkje vist). Begge sesongane er korrelasjonen statistisk signifikant på 0.01 nivå. Det lokale signalet ville sannsynlegvis blitt sterkare om middeltemperaturen frå 70° - 90°N hadde blitt rekna ut.



Figur 3.21: Figuren viser isareal (IAS) [km^2] (blå kurve) og temperatur middel 60-90°N i 850 hPa (SON) [$^{\circ}C$] (grøn kurve). Legg merke til at temperaturaksen er snudd opp-ned.

Vi er vidare interessert i å forklare kor mykje av temperaturanomaliane som skuldast isen og kor mykje som skuldast sirkulasjonen. Vi finn den sterkaste temperaturauken over områda der isen er redusert i dei isfattige somrane (sjå figur 3.17). Det er sannsynleg at dette er ein direkte respons som kjem av den sterke oppoverretta varmekraften tilbaketrekkinga av isen fører med seg (Alexander *et al.*, 2004, Deser *et al.*, 2004 og Magnusdottir *et al.*, 2004).

For å skilje områda med direkte respons og områda med eventuell indirekte respons frå kvarandre, har vi testa områder som alltid er isfrie i sommarsesongane i modellen og som har eit vesentleg utslag i middelresponsen. Temperaturen i dei gitterpunkta med høgast temperaturutslag i figur 3.6 og 3.7 er korrelasjonstesta med NAO-indeksen. Om hausten ligg dei sterkaste temperaturanomaliane i området rundt Arktis, Novaja Semlja, nordlege delar av Kina og aust for det Kaspiske hav. Resultata viser at dei områda der korrelasjonen er høgast i kontrollkøyninga, generelt òg er høg i komposittåra. Om hausten gjeld dette området rundt Novaja Semlja. Her er korrelasjonen signifikant på 0.05 nivå både i komposittåra ($r=0.49$) og i kontrollkøyninga ($r=0.31$). Dette området har ikkje

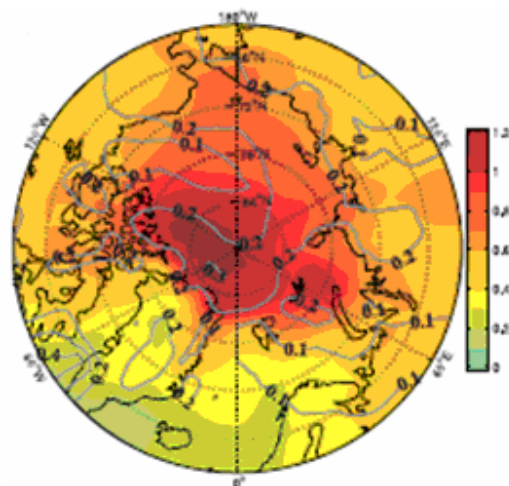
sjøis i modellen og det er derfor ikkje nærliggande å tru at varmekonveksjon i samband med tilbaketrekking av is genererer sirkulasjonsendringar som kan gi utslag her. I dei øvrige områda som vart testa finn vi ingen korrelasjon mellom temperatur og NAO-indeks i komposittåra. Positiv korrelasjon mellom temperatur og NAO gir at negativ NAO medfører lågare temperatur, negativ korrelasjon gir høgare temperatur ved negativ NAO-indeks.

Om vinteren finn vi dei sterkaste temperaturanomaliane i områda vest for Island, vest for Spania og aust for New Foundland, samt nordlege delar av Kina. Temperaturen i områda vest for Island korrelerer godt med NAO-indeksen, både i komposittåra og kontrollkøytinga elles, den negative korrelasjonen er på høvesvis $r=-0.55$ og $r=-0.62$, og er begge signifikant på 0.01 nivå. Temperaturen i dei andre områda korrelerer ikkje med NAO i komposittåra.

Tabell 1 og 2 antyder ein trend mot meir positive NAO-indeksverdiar ved minkande isdekke. I områda med signifikant korrelasjon vil ei slik omlegging i NAO føre til ei endring i temperatur som korrelasjonen tilseier. I dei andre områda der temperaturen ikkje korrelerer signifikant med NAO-indeksen er det sannsynleg at andre teleforbindelsar har større innverknad.

Sorteberg *et al.* (2005) har nytta kontrollkøytinga (CTRL) i BCM til å sjå på effektane av naturleg variabilitet på klimaprojeksjonar i Arktis. Dei nytta eit ensemble av fem køytingar initialisert frå CTRL, der kvart medlem starta frå ulike styrker og fasar i den atlantiske meridionale djuphavssirkulasjonen. Ensemblemedlemane vart integrert over 80 år med ei årleg auke av atmosfærisk CO₂ på 1%. Dei fann mellom anna at den regionale fordelinga av oppvarmingssignalet viser sterkast endring mellom Grønland og Nordpolen og i nordre Karahavet, der temperaturauken over dei 80 åra overgår 1°C per tiår. Dette er det området der sjøisdekket i kontrollkøytinga er tjukkast (figur 3.17).

Typisk oppvarming over dei nordlegaste kontinentale områda er $0.5 - 0.7^{\circ}\text{C}$ per tiår (sjå figur 3.22).



Figur 3.22: Projisert temperaturtrend i Arktis for år 1-80. Fargeskalaen indikerer ensemble-middel 2m temperaturtrend ($^{\circ}\text{C}/\text{tiår}$), og heiltrukne linjer viser spreining i trend mellom dei ulike ensemblemedlemane (konturintervall 0.1°C). [Frå Sorteberg et al., 2005].

Kapittel 4

Diskusjon

Vi har i dette studiet sett på om variasjonar i sommarsjøisen på den nordlege halvkula kan gi ringverknader utom Arktis. Dette er interessant med omsyn til kva type klima som er knytt til stadig minkande isdekke. Data er henta frå kontrollkøyringa til den kopla globale sirkulasjonsmodellen Bergen Climate Model. Dei 30 mest isfattige somrane i køyringa er definert som perturbasjon. Vi har sett på midlare respons i bakkestrykk og temperatur i 850 hPa, og om det er ein samanheng mellom isanomaliane og NAO-indeksen i sesongane etter isfattige somrar.

Eit relativt svakt høgtrykk finn stad over sentrale delar av Arktis både haust og vinter (Beaufort-høgtrykket). Trykkresponsen til reduksjonen i sjøis viser seg som eit tråg ved bakken over polområda, og om vinteren også over Labradorhavet. I Aust-Europa og nordlege delar av Kina viser det seg ein relativt svak positiv respons. Tråget over polområda er i tråd med tidlegare studie av vintersirkulasjon (Alexander *et al.*, 2004, Deser *et al.*, 2004 og Magnusdottir *et al.*, 2004). Alexander *et al.* (2004) fann ein liknande respons i bakkestrykket i deira studie av ein AGCM med observerte sjøisanomaliar i Arktis om vinteren. Dei fann at trykkresponsen viser seg som eit tråg over områda der isen er redusert. Ein svakt positiv respons viser seg i Aust-Europa, og i tillegg ein svakt negativ respons i områda vest for Spania. Sistnemnte respons viser seg ikkje i BCM. I følge Alexander *et al.* (2004) viser ikkje responsen i bakkestrykk seg regionalt. Samstundes observerer dei ein regional respons i høgda; i 500 hPa geopotensiell høgdeflate og høgde viser det

seg ein respons av motsett karakter. Over Arktis og høgare breidder dannar det seg ein rygg, medan midlare breiddegrader er prega av ein negativ respons. Mønsteret liknar på negativ NAO-fase. Dei konkluderer med at isanomaliane fører til ein negativ tilbakekoplingsmekanisme. Det kunne i denne samanhengen vore interessant å sjå på 500 hPa-flata i BCM, for å sjekke om ein kan finne same signatur i responsen her, men av omsyn til omfanget av oppgåva er ikkje dette gjort.

Det er blitt sett på korleis NAO-indeksen fordeler seg haust og vinter i etterkant av somrar med lite is, i høve til resten av kontrollkøringa. Det viser seg ein svak trend mot meir positive NAO-verdiar ved negativ istrend, dette er i samsvar med observasjonar (Hurrell *et al.*, 2004). Trenden er likevel for svak til å konkludere med om det eksisterer ei tilbakekoplingsmekanisme mellom is og NAO. I kapittel 1.1.1 vart ymse tilbakekoplingsmekanismar skildra. Ved ein positiv tilbakekoplingsmekanisme ville somrar med lite is ført til ein positiv trend i NAO-indeksen. Denne positive trenden i NAO ville så igjen medført ein reduksjon i is påfølgjande sesong. Dette viser seg derimot ikkje, somrane med minst is i modellkøringa er spreidd utover heile køringa. Vi har ikkje nokon meir langvarig, sjølvforsterkande vekselverknad som fører til ein meir permanent reduksjon i isdekket.

Vi har testa om El Niño-sesongar på den sørlege halvkula kan ”drukne” eventuelle atmosfæriske responsar til endringar i isdekket på den nordlege halvkula. Vi observerer at negativ NAO-fase opptre hyppigare i El Niño-sesongar, men at det ikkje kan påvisast nokon signifikant skilnad i atmosfærerresponsen av det endra isdekket når ein dreg ut El Niño-sesongane.

Temperaturresponsen (850 hPa) på endra isdekke er som venta sterkast lokalt. Positiv respons finn ein over områda der isen er redusert. Ein svakt negativ

respons viser seg ved midlare breidder og austover til nordlege delar av Kina. Responsen er sterkast om hausten. I følgje Alexander *et al.* (2004) minkar dei termiske anomaliane raskt med høgda og er generelt avgrensa til under 700 hPa.

Både den negative trykkanomalien og den positive responsen i temperatur lokalt over det reduserte isdekket stemmer med teorien. Når isen trekker seg tilbake er varmefluksen retta oppover. Temperaturen over bakken stig, bakketrykket vert lågare, medan trykket stig i høgda. Derfor er det vanleg å finne ein rygg i øvre troposfære over område der isen vert redusert. Ryggen er konsistent med ei heving av geopotensiell høgdeflate i og over ei unormalt varm kolonne med luft.

Vi var interessert i å kartlegge direkte og indirekte responsar av isanomaliane. Korrelasjonen mellom NAO-indeks og gitterpunkta med sterkast temperaturanomaliar vart undersøkt. Området rundt Novaja Semlja korrelerer positivt (SON). Korrelasjonen er relativt høg både i heile tidsserien og i komposittåra. Temperaturen i området vest for Island korrelerer negativt med NAO-indeksen (DJF). Dei resterande områda som vart undersøkt har ikkje ein signifikant korrelasjon på 0.05 nivå. Dette må då tilskrivas variabilitet som ikkje er knytt til NAO. Vi har ikkje studert andre fjernverknadsmønster i denne oppgåva.

Det har tidlegare blitt sett på om isanomaliar i Arktis kan ha ein innverknad på atmosfæren (sjå Boge, 2003, Albertsen, 2005, Kvamstø *et al.*, 2004, Deser *et al.*, 2003 og Honda *et al.*, 1999). Felles for fleire av desse studia er at dei har sett på eksperiment med sjøisanomaliar som er ekstreme samanlikna med observasjonar. I tillegg har det ikkje vore vanleg å nytte modellar av atmosfæren kopla med hav, men derimot reine AGCM-eksperiment. Det kan ikkje forventast å finne same respons i dette studiet både fordi vi her har analysert ei kopla køyring og fordi anomaliane er merkbart mindre. Sommarisen har ei gjennomsnittleg utstrekning

på $3.5 \times 10^6 \text{ km}^2$ i CTRL, medan gjennomsnittet i dei isfattige somrane er $2.7 \times 10^6 \text{ km}^2$ (77% av gjennomsnittet). I den atmosfæriske simuleringa nytta av Boge (2003) og Albertsen (2005) var isen fullstendig fjerna på seinsommaren og det var dermed ein differanse mellom kontroll eksperimentet og det perturberte eksperimentet på nesten 7 millionar km^2 . Dette er dramatisk samanlikna med vår beskjedne reduksjon på 23%.

Resultata frå kapittel 4 vil likevel bli samanlikna med funna til Boge (2003) og Albertsen (2005) sidan vi har studert liknande problemstillingar med eit liknande modellapparat, men no kopla mot hav og sjøis. Ved hjelp av klimamodellen ARPEGE vart det i deira studie skildra og analysert dynamiske og termodynamiske responsar i atmosfæren som følgje av ein påtvungen reduksjon i den arktiske isutbreiinga. Den påtvungne reduksjonen er lik den ein forventar seg ved eit dobla CO_2 -nivå med lita endring vinter og vår og ein kraftig reduksjon på seinsommaren og hausten. Responsen på endringa i isutbreiinga kjem fram ved at dei samanliknar resultata frå dette eksperimentet med eit kontroll eksperiment som har klimatologisk isutbreiing.

Boge (2003) og Albertsen (2005) fann at når isen var fjerna på seinsommaren ville dette på høge breiddegrader føre til ein lokal og varm høgtrykksanomali i november som kuliminerte to månader etter Arktis var isfritt i den perturberte simuleringa. På midlare breiddegrader oppstod det ein anomali av motsett karakter. Boge (2003) observerte ein midlare temperaturløse både over Labradorhavet og i Sør-Europa i 850 hPa om vinteren. Dette er karakteristisk for negativ NAO-fase.

Også i den kopla køyringa er det ein positiv temperaturrespons ved høge breidder om hausten, medan det lenger sør er negativ eller ingen respons. Det er størst respons i temperaturen om hausten. Vinterresponsen minner verken om negativ

eller positiv NAO-fase. Vi observerer ein temperaturrespons i den kopla modellen (BCM) som er omlag 1/10 av responsen i den reine atmosfæremodellen (AGCM-køringa, sjå Boge, 2003).

Responsen i vintertrykket (MSLP) i AGCM-køringa minna mykje om den første EOF-moden av månadsmidla anomaliar i MSLP, som er nært korrelert med NAO-indeksen. Boge (2003) argumenterer med at det ikkje er uventa at det er i vintersesongen responsen minner mest om NAO, då det er på denne årstida NAO-signalet er sterkast (sjå også Hurrell *et al.*, 2003). Om hausten finn det stad ein lokal høgtrykksrespons på nordlege breiddegrader, medan det på midlare breiddegrader og sørover er ein lågtrykksrespons.

Same eintydige resultat får vi ikkje i den kopla køringa. Responsen i bakketrykket er også her omlag 1/10 av responsane funne av Boge (2003) og Albertsen (2005). I tillegg er forteikn og utstrekning ulik. Responsen viser seg som eit lågtrykk over Arktis og breier seg mot Nord-Amerika. Over Sør- og Mellom-Europa, samt over nordlege delar av Asia, observerer vi eit svakt høgtrykk som respons på negative isanomaliar. Det kan ikkje hevdast at isarealet i Arktis medfører ein kraftig trykkrespons i den kopla køringa.

Vinterresponsen i trykk som kunne minne om negativ NAO-fase i Boge (2003) opptrer ikkje i den kopla køringa. I Boge (2003) og Albertsen (2005) førte isreduksjon til eit svakare NAO-signal om hausten (SON) og vinteren (DJF). Responsen målt i STD var høvesvis -0.55 og -0.63. I den kopla køringa er responsen av somrar med lite is 0.36 (SON) og 0.21 (DJF). Når El Niño-åra vert silt ut, får vi ein NAO-indeks på 0.20 (SON) og 0.24 (DJF). Ved minkande isdekke ser vi ein svak trend mot positive NAO-verdiar.

Kapittel 5

Konklusjon

Oppgåva undersøker korleis endringar i sjøisdekket påverkar den atmosfæriske sirkulasjonen i ein koplå modell, Bergen Climate Model. For å isolere effekten av isen på atmosfæren har vi valt å sjå på kontrollkøyninga der eksterne pådriv blir haldne konstante. Serien er 300 år lang, dei 30-åra med minst sommaris blir definert som perturbasjon. Effekten av isanomaliane på atmosfæren lokalt og regionalt har blitt studert, spesielt med tanke på eventuelle tilbakekoplingsmekanismar mellom atmosfære og is i Arktis.

Det kan ikkje hevdast at variasjon i sommar isarealet i Arktis medfører ein kraftig trykk- og temperaturrespons i den koplå køyninga. Vi observerer trykk- og temperaturresponsar i den koplå modellen (BCM) som er omlag 1/10 av responsane Bøge (2003) og Albertsen (2005) observerte i ein ukoplå AGCM der perturbasjonane av isdekket var dramatiske samanlikna med dei anomaliane vi observerer i kontrollkøyninga.

Vi observerer ein svak trend mot meir positive NAO-verdiar i sesongen etter isfattige somrar, noko som er i samsvar med observasjonar (Hurrell *et al.*, 2004). Elles i kontrollkøyninga er det ingen korrelasjon mellom is og NAO og trenden er for svak til å avgjere om det eksisterer ei tilbakekopling mellom is og NAO.

Sannsynlegvis er årsaka til den svake responsen i den koplå køyninga at anomaliane som har blitt nytta som perturbasjonar er for små til å gje vesentlege

utslag i atmosfæren og at signalet dermed druknar i den naturlege variabiliteten i klimasystemet.

Eit kopla modellapparat må derfor ha større anomaliar enn det vi naturleg observerer i den 300 år lange kontrollkøyninga for å trigge merkbare tilbakekoplingar mellom is og atmosfære. Eit naturleg oppfølgingsstudium ville bli å sjå på effekten av å redusere større delar av sommarisen i Arktis i eitt eller fleire år, for deretter å studere den påfølgjande responsen i atmosfæren.

Appendiks A

A.1 Variabilitet

EOF-analyse blir nytta for å finne dei statistiske modane som forklarar storparten av variansen i tidsseriane. Kvar EOF har ein tidsserie, PC, knytt til seg. Korrelasjonen mellom første mode i MSLP og NAO-indeksen kan seie noko om kor robust utrekninga av NAO-indeksen er.

A.1.1 Variabilitet i trykk

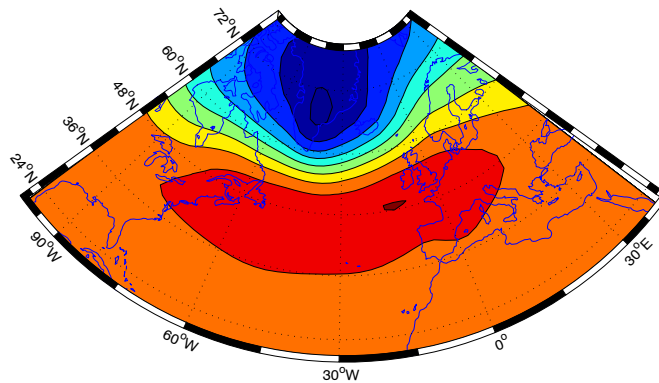
Figur A.1 og A.2 viser den leiande EOF-moden av simulert MSLP om hausten (SON) og vinteren (DJF). NAO-indeks og tidsserien til første EOF-mode av MSLP har ein korrelasjonskoeffisient på $r=0.86$ om vinteren (signifikant på 0.01 nivå). Figuren er derfor ein god illustrasjon av den nordatlantiske svinginga. Som skildra i kapittel 2.5 er det høgtrykket ved Azorene og lågtrykket ved Island som gir opphav til NAO-indeksen. Knytt til EOF er det ein tidsserie, PC, som gir ein indeks for alle haust- og vintermånadane i CTRL. Det er denne PCen som blir korrelert med NAO-indeksen. EOF-analysen er avgrensa til den atlantiske sektoren frå 20°N-80°N og 100°W til 42°E.

EOF-variabiliteten i modellen er svært lik observasjonar (sjå figur A.2). Dette gir grunnlag for å gå vidare på analysen av responsen i NAO-indeksen som følgje av isanomaliar.

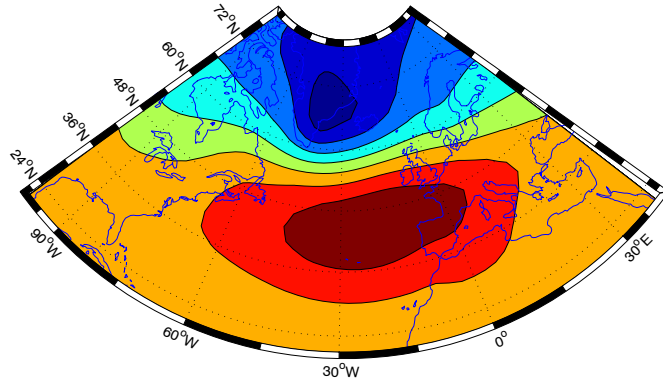
Figur A.1 viser første EOF-mode av MSLP (SON). Første mode representerer 48% av forklart varians i MSLP. Til saman representerer dei fire første modane 77% av variansen i datasettet.

Om vinteren representerer første mode (figur A.2 a) 53% av variansen i MSLP, dei fire første modane forklarar til saman omlag 81% av variansen. Til samanlikning er Hurrell (2005) sin tilsvarande figur vist (20°N – 70°N; 90°W – 40°E), basert på data frå åra 1899 til 2005 (A.2 b). Det er stor likskap mellom dei to figurane.

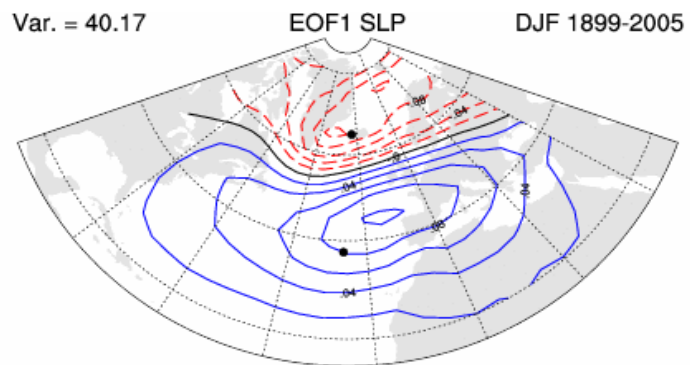
Singulærverdispekteret viser at første mode (BCM), som representerer NAO, skil seg klart frå dei resterande modane (figur A.3).



Figur A.1: Leiande EOF vist som regresjonskart av simulert MSLP (SON) i kontrollkøyringa (CTRL).

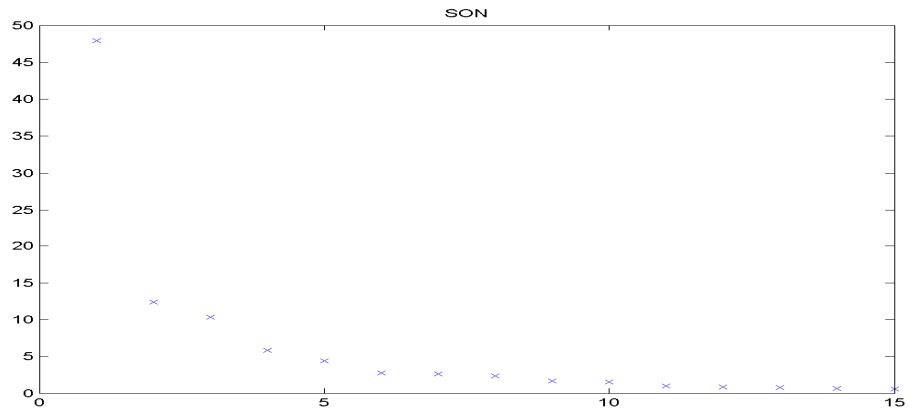


a)

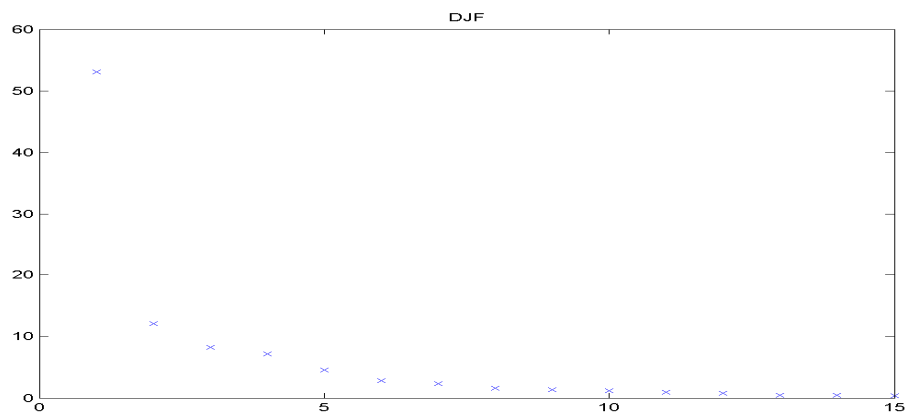


b)

Figur A.2: a) *Leiande EOF vist som regresjonskart av simulert MSLP (DJF) i kontrollkøyninga.* b) *viser Hurrell sine (NCAR) data sesongmidla for perioden 1899-2005 (Hurrell, 2005).*



(a)



(b)

Figur A.3: Singulærverdispektrum for MSLP (SON og DJF). Y-aksen viser variansen i prosent, medan X-aksen viser dei 15 første EOF-modane.

Referansar

- Albertsen, C., 2005: *Simulert atmosfærisk respons i energibalansen ved reduksjon i sjøisen i Arktis*. Hovudoppgåve i geofysikk - Universitetet i Bergen, 63 sider.
- Alexander, M., U. Bhatt, J. Walsh, M. Timlin og J. Scott, 2004: The Atmospheric Response to Realistic Arctic Sea Ice Anomalies in an AGCM During Winter. *Journal of Climate*, **17**, 890-905.
- Bentsen, M., G. Evensen, H. Drange og A. D. Jenkins, 1999: Coordinate Transformation on a Sphere Using Conformal Mapping. *Monthly Weather Review*, **127**, 2733–2740.
- Bjørnsson, H. og S. Venegas, 1997: A Manual for EOF and SVD Analyses of Climatic Data. *Technical report*, Department of Atmospheric and Oceanic Sciences and Centre for Climate and Global Change Research, McGill University, 52 sider.
- Bleck, R., C. Rooth, D. Hu og L. T. Smith, 1992: Salinity-Driven Thermocline Transients in a Wind- and Thermohaline-Forced Isopycnic Coordinate Model of the North Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, **22**, 1486–1505.
- Boge, T., 2003: *Simulert dynamisk atmosfærespons til endringer i arktisk sjøisdekke*. Hovudoppgåve i geofysikk - Universitetet i Bergen, 57 sider.
- Byrkjedal, Ø., 2002: *Stormbaner ved ulikt isdekke i Labradorhavet*. Hovudoppgåve i geofysikk - Universitetet i Bergen, 67 sider.
- Cassou, C., C. Deser, L. Terray, J. W. Hurrell og M. Drévillon, 2004: Summer Sea Surface Temperature Conditions in the North Atlantic and Their Impact Upon the Atmospheric Circulation in Early Winter. *Journal of Climate*, **17**, 3349-3363.
- Furevik, T., M. Bentsen, H. Drange, I. K. T. Kindem, N. G. Kvamstø og A. Sorteberg, 2003: Description and Evaluation of the Bergen Climate Model: ARPEGE Coupled with MICOM. *Climate Dynamics*, **21**, 27-51.

- Deser, C., G. Magnusdottir, R. Saravanan og A. Phillips, 2004: The Effect of North Atlantic SST and Sea Ice Anomalies on the Winter Circulation in CCM3. Part II: Direct and Indirect Components of the Response. *Journal of Climate*, **17**, 877-889.
- Deser, C., J. E. Walsch og M. S. Timlin, 2000: Arctic Sea Ice Variability on the Context of Recent Atmospheric Circulation Trends. *Journal of Climate*, **13**, 617-633.
- Drange, H., 1999: RegClim Ocean Modelling at NERSC. I: *RegClim General Technical Report 2*, Norwegian Institute for Air Research, Kjeller, 93–102.
- Drange, H. og K. Simonsen, 1996: Formulation of Air–Sea Fluxes in the ESOP2 Version of MICOM. *Technical Report 125*, Nansen Environmental and Remote Sensing Center, Bergen, 23 sider.
- Déqué, M., C. Drevet, A. Braun og D. Cariolle, 1994: The ARPEGE/ IFS Atmosphere Model: a Contribution to the French Community Climate Modelling. *Climate Dynamics*, **10**, 249–266.
- Hannachi, A., 2004: *A Primer for EOF Analysis of Climate Data*. Lokalisert 10.8.2005 på World Wide Web:
<http://www.met.reading.ac.uk/~han/Monitor/eofprimer.pdf>
- Hartmann, D. L., 1994: *Global Physical Climatology*, Academic Press, San Diego, 411 sider.
- Hartmann, D. L., 2002: *Matrix Methods for Analysis of Structure in Data Sets*, forelesningsnotatar, s. 51-87. Lokalisert 20.2.2006 på World Wide Web:
http://www.atmos.washington.edu/~camille/pcc587/ref/552_4_EOF.pdf#search='Matrix%20Methods%20for%20Analysis%20hartmann'
- Honda, M., K. Yamazaki, H. Nakamura, K. Yamazaki og K. Takeuchi, 1999: Dynamic and Thermodynamic Characteristics of Atmospheric Response to Anomalous Sea-Ice Extent in the Sea of Okhotsk. *Journal of Climate*, **12** (12), 3347-3358.

- Hu, A., C. Rooth, R. Bleck og C. Deser, 2002: NAO Influence on Sea Ice Extent in the Eurasian Coastal Region. *Geophysical Research Letters*, **29**, 2053–2056.
- Hurrell, J. W., 1995: Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. *Science*, **269**, 676-679.
- Hurrell, J. W., 1996: Influence of Variations in Extratropical Wintertime Teleconnections on Northern Hemisphere Temperature. *Geophysical Research Letters*, **23**, 665-668.
- Hurrell, J. W., 2005: *DJF PC Based NAO Index*. Lokalisert 10.1.06 på World Wide Web: <http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.info.html#naopcdjf>
- Hurrell, J. W., M. P., Hoerling, A. S. Phillips og T. Xu, 2004: Twentieth Century North Atlantic Climate Change. Part 1: Assessing Determinism. *Climate Dynamics*, **23**, 371-389.
- Hurrell, J. W., Y. Kushnir, Y. Ottersen og M. Visbeck, (eds.), 2003: An Overview of the North Atlantic Oscillation. I: The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact. *Geophysical Monograph*, **134**, American Geophysical Union, 1-35.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Houghton, J. T., Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. van der Linden, X. Dai og K. Maskell (eds.), 2001: *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Contribution of Working Group 1 to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, New York, 881 sider.
- Johannesen, O. M., L. Bengtsson, M. W. Miles, S. I. Kuzmina, V. A. Semenov, G. V. Alekseev, A. P. Nagurnyi, V. F. Zakharov, L. P. Bobylev, L. H. Petterson, K. Hasselmann og H. P. Cattle, 2004: Arctic Climate Change: Observed and Modelled Temperature and Sea-Ice Variability. *Tellus*, **56A**, 328-341.

- Johannesen, O. M., K. Khvorostovsky, M. W. Miles og L. P. Bobylev, 2005: Recent Ice-Sheet Growth in the Interior of Greenland. *Science*, **310**, 1013-1016.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woolen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetma, R. Reynolds, R. Jenne og D. Joseph, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletine of American Meteorological Society*, **77**, 437-471.
- Kellogg, W. W., 1983: Feedback Mechanisms in the Climate System Affecting Future Levels of Carbon Dioxide. *Journal of Geophysical Research*, **88**, 1263-1269.
- Kuzmina, S. I., L. Bengtsson, O. M. Johannessen, H. Drange, L. Bobylev og M. Miles, 2005: The North Atlantic Oscillation and Greenhouse-Gas Forcing. *Geophysical Research Letters*, **32** (4), 1-4.
- Kvamstø, N. G., P. Skeie og D. B. Stephenson, 2004: Impact of Labrador Sea-Ice On the North Atlantic Oscillation. *International Journal of Climatology*, **24**, 603-612.
- Magnusdottir, G., C. Deser og R. Saravanan, 2004: 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*, **17**, 857-876.
- Met Office, 2005: *Experimental Winter NAO Forecast*. Lokalisert 7.3.2006 på World Wide Web:
<http://www.metoffice.gov.uk/research/seasonal/regional/nao/index.html>
- Pond, S. og G. L. Pickard, 1993: *Introductory Dynamical Oceanography*. 2nd ed. Butterworth-Heinemann, Oxford, 329 sider.
- Rothrock, D.A., Y. Yu og G. A. Maykut, 1999: Thinning of the Arctic Sea Ice Cover. *Geophysical Research Letters*, **26**, 3469-3472.

- Sorteberg, A., T. Furevik og N. G. Kvamstø, 2002: Simulated Influence of Increased Greenhouse Gas Forcing on the North Atlantic Oscillation. I: *RegClim General Technical Report*, Norsk institutt for luftforskning, **6**, 43-54.
- Sorteberg, A., T. Furevik, H. Drange og N. G. Kvamstø, 2005: Effects of Simulated Natural Variability on Arctic Temperature Projections. *Geophysical Research Letters*, **32** (18), L18708, doi: 10.1029/2005GL023404
- Stephenson, D. B., V. Pavan og R. Bojariu, 2000: Is the North Atlantic Oscillation a Random Walk? *International Journal of Climatology*, **20**, 1-18.
- Stephenson, D. B., H. Wanner, S. Brönnimann og J. Luterbacher, 2002: The History of Scientific Research on the North Atlantic Oscillation. I: Hurrell, J. W., Y. Kushnir, G. Ottersen og M. Visbeck (eds.): *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact. Geophysical Monograph*, **134**, American Geophysical Union, Washington, 37-50.
- Terray, L., S. Valcke og A. Piacentini, 1998: OASIS 2.2 Ocean Atmosphere Sea Ice Soil. User's Guide and Reference Manual, *Technical report*, C.E.R.F.A.C.S.
- Visbeck, M., 2005: *NAO introduction*. Lokalisert 10.8.2005 på World Wide Web: <http://www.ldeo.columbia.edu/res/pi/NAO>
- Walpole, R., R. Myers og S. Myers, 1998: *Probability and Statistics for Engineers and Scientist*. 6th ed. Prentice Hall, New Jersey, 739 sider.
- Walsh, J. E., W. L. Chapman og T. L. Shy, 1996: Recent Decrease of Sea Level Pressure in the Central Arctic. *Journal of Climate*, **9**, 480-486.
- Walsh, J. E. og D. H. Portis, 1999: Variations of Precipitation and Evaporation Over the North Atlantic Ocean, 1958-1997. *Geophysical Research Letters*, **104**, 16613-16631.
- Wanner, H., S. Brönnimann, C. Casty, D. Gyalistras, J. Luterbacher, C. Schmutz, D. B. Stephenson og E. Xoplaki, 2001: North Atlantic Oscillation - Concepts and Studies. *Surveys in Geophysics*, **22**, 321-382.

Winsor, P., 2001: Arctic Sea Ice Thickness Remained Constant During the 1990's. *Geophysical Research Letters*, **28** (6), 1039-1041.

