

Variasjoner i været fra år til år

Varsling av været har begrenset forutsigbarhet.

Forskere har likevel funnet visse sammenhenger i været på stor romlig skala som viser en viss regulær variasjon over året og fra år til år. Håpet er at slike variasjoner kan gi forutsigbarhet for sesongvarsling.

I Del II ga vi en innledning i meteorologi, blant annet om de storstilte vindsystemene, det vi kaller *atmosferens generelle sirkulasjon*. I Del III ga vi en innføring i kompliserte matematiske modeller brukt til værvarsling og klimasimulering. Slike modeller gir status for vår evne til å varsle været på kort og lengre sikt, helt fram til *klimaendringer*. Slik diskuterte vi også begrepet *forutsigbarhet* for ulike typer varsling. Vi fant at forutsigbarhet for sesongvarling og varsling fra år til år er beskjeden, men at varsling av klimaendringer, mer presist *klimaprojeksjoner* under *utslippsscenarioer*, gir en annen form for forutsigbarhet uavhengig av forutsigbarhet for værvarsling.

I Del IV skal vi se nærmere på det vi har kalt indre klimavariasjoner (*intern variasjon*), naturlige variasjoner som ikke skyldes ytre *strålingspådriv*, som økt *drivhuseffekt* er et eksempel på. Det dreier seg om fenomen med mønstre på stor skala (*moder for klimavariasjon*) som varierer fra år til år og som kan gjennomgå en slags svingning som kan vare noen år. Det mest kjente går ofte under navnet *El Niño*. Det er på ingen måte snakk om regulere, svært forutsigbare variasjoner, men hendelser som oppstår og forsvinner og som pendler på en måte som ikke bare kan karakteriseres som kaotisk (*kaos*).

Det utføres mye forskning for å forstå disse fenomenene og for, om mulig, å varsle dem. Til nå er utbyttet, i form av forutsigbarhet, som regel magert. Dette henger sammen med at det dreier seg om varsling på tidsskalaer der atmosfærens kaotiske natur, som dominerer værvarsling, fremdeles gjør seg sterkt gjeldende. Men siden varslingsevne på disse tidsskalaene vil ha stor betydning for mange mennesker, og fordi årsakene til variasjonene etter hvert er blitt bedre forstått, fortsetter forskningen. Alternativet til varsler er å bruke gjennomsnittsværet de siste årene, det vi kaller klimatologi. Målet for forskningen er å oppnå resultater for sesongvarsling som er bedre enn klimatologi.

Vi har tidligere så vidt nevnt *monsunene* som typiske årlige variasjoner. Vi starter med en innledning om sommermonsunen i India, som fører med seg et livgivende sommerregn. Når sommermonsunen i visse år svikter, kan dette få katastrofale følger for jordbruk og matforsyning. En har lenge prøvd å varsle sommermonsunen, et problem som leder oss over til fenomener som *El Niño*. Videre ser vi på værtyper på våre bredder, dvs. en svingning over noen år vi kaller *Den nordatlantiske svingningen* (oscillasjon). Vi tar også med en svingning kalt *Atlantisk multidekadisk oscillasjon* som mer direkte er knyttet til havsirkulasjonen i Nord-Atlanteren.

IV.1. SOMMERMONSUNEN OVER INDIA

Monsunen er livgivende for store deler av verden, kanskje spesielt for Sørøst-Asia. Som europeere knytter vi ofte monsunen til India, fordi vi gjerne har våre impulser om land i Asia fra britene, som lenge styrte landet som en koloni. I indisk litteratur er monsunen et kjent tema helt fra de gamle Vedaskriftene¹, spesielt beskrives lettelsen som oppleves når regnet kommer med håp om avlinger og lykkelige dager. I moderne tid har vi bl. a. britiske beretninger om sommermonsunen, hvordan en ventet på den og hva som skjedde da den kom. Rudyard Kiplings diktning er spesielt godt kjent².

I februar kommer våren til India etter som sola stiger på himmelen. En fantastisk blomstring finner sted overalt. Men allerede sent i mars er blomstringen over, og tørken setter inn. Sola varmer, jorda tørker og brekker opp. Støvet i luften blir en plage. Alle venter på regn. I mai ser en skyer om ettermiddagene som demper varmen en smule. Svermer av gresshopper dekker for sola. Fra tid til annen følger kraftige vindkast som kan felle tre og blåse hustak av. Kipling bruker uttrykk som brennende luft og verkende himmel i sine dikt. Heten er uutholdelig.



Endelig monsun! <http://www.courier-journal.com/>

Sent i mai eller i juni kommer regnet. Svarte skyer bygges opp i horisonten, en ser lyn og hører torden på avstand. Store regndråper faller fra skyene, men tørker ennå på veien ned til overflaten.

Omsider kommer en tordensky nærmere og regnet skyller ned. Menneskene vender sine ansikt mot regnet og hilser det kjølige regnet velkommen. De løper omkring, veiver med armene og uttrykker sin glede, sommermonsunen kom også dette året.

Sørvestlig vind har nå ført fuktige luftmasser fra havet og inn over landet. Det regner dag etter dag. Mørke skyer passerer over sletter og fjell. Jorda forandres fra en slags ørken til et hav av gjørme. Kilder og innsjøer fylles opp. Elvene går over sine bredder. Vegger i jordhytter vaskes ut, og hus bryter sammen. Allerede etter de første dagene med regn, livner naturen til. Nærmest over natten blir landskapet igjen grønt. Bøndene sår og livet starter opp på nytt.

Ordet monsun er arabisk, betyr årstid og uttrykker et vindsystem som varierer gjennom året. Over den Arabiske sjø (mellom Arabia og India) kommer pålandsvinden – sommermonsunen – sent på våren og gir vanligvis regn på Sri Lanka og sørspissen av India fra sent i mai. Regnet brer seg opp nordover på vestkysten opp mot Bombay. Midt i juni har

regnet nådd hele vestkysten av India nord for Mombay (provinsen Gujerat) med kraftig regn langs vestkysten og strendene langs Bengalbukta øst i India. Til sist når monsunregnet grensene til Himalaya. I gode år varer monsunen ut i oktober og noen ganger inn i november³ (se Fig. 1 og 2).

Monsunen og dens årlige veksling har vært allment kjent i mange tusen år. Gamle Babylon drev skipsfart til India. De vekslende monsunvindene ble utnyttet til å gjøre reisene så raske som mulig. Arabiske nedtegnelser vitner om monsunens betydning i India. ”Basadra (sommermosunen eller sørvestmonsunen) gir liv til folket i landet, for regnet gjør det fruktbart. Om ikke regnet kom, ville de dø av sult”, skrev en arabisk sjøfarer⁴.

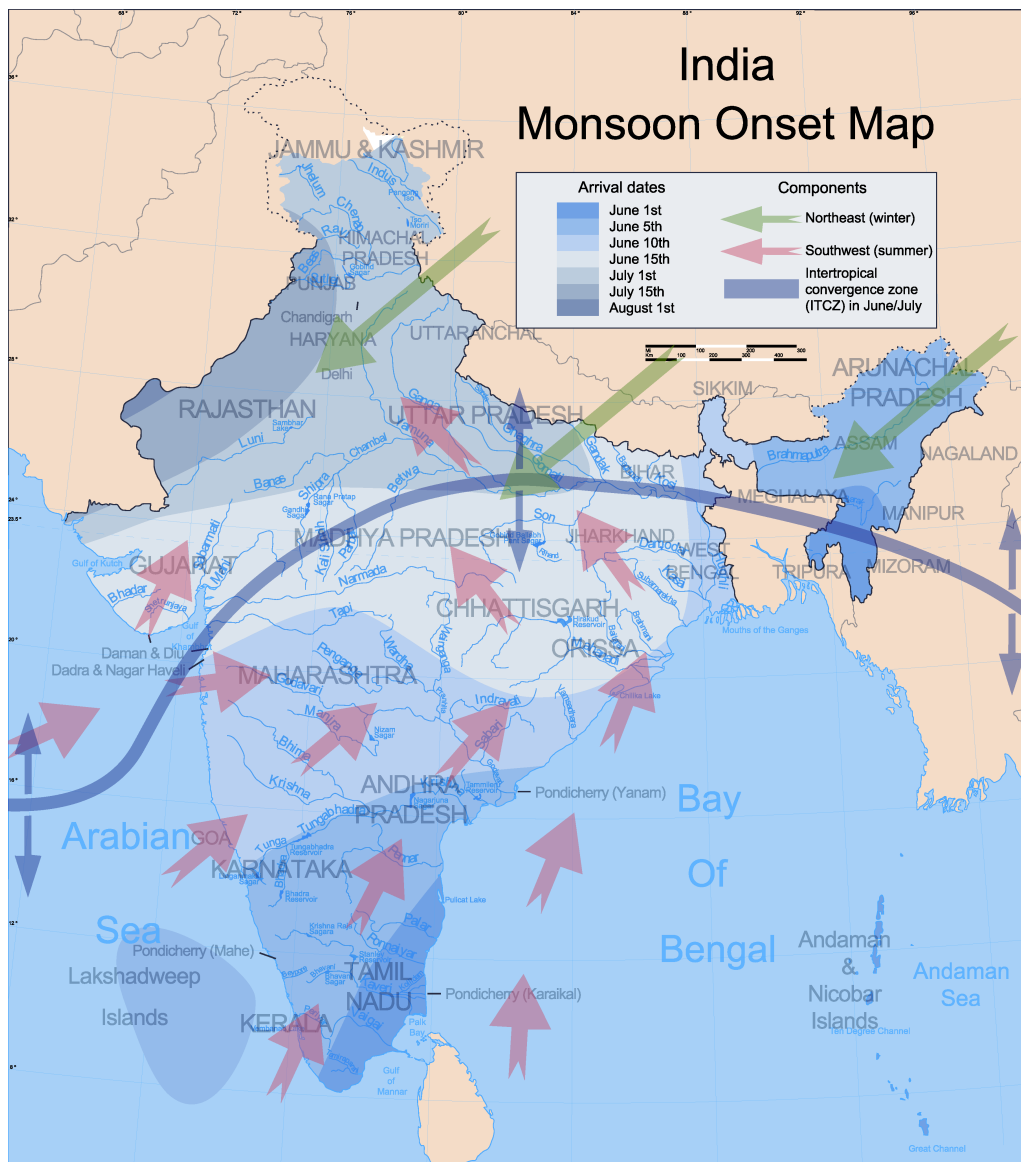


Fig. 1: Sommermonsunen i India, gjennomsnittlig start. Blå linje viser posisjonen til ITCZ i juni/juli. http://en.wikipedia.org/wiki/Climate_of_India

I enkelte år uteblir monsunen. I slike år har fattigfolk i India dødd i titusentall, noen ganger har mer enn en million mennesker mistet livet i hungersnød etter at sommermonsunen slo

feil. Koleraepidemier oppsto gjerne samtidig. En vet en del om slike år gjennom historien, særlig etter at europeere opprettet handelskompanier på 1700-tallet og britene koloniserte India i første del av 1800-tallet. Den første tiden var det Østindiakompaniet som styrte, men fra 1858 ble administrasjonen lagt direkte inn under den britiske kronen med en viskonge i spissen^{5 6}.

Britene måtte ta hungersnøden og dens årsaker alvorlig. Offentlige kommisjoner studerte fenomenet og samlet statistikk om den. De fant at de største hungerkatastrofene kom omtrent hvert 12 år, og at omtrent 15 millioner hadde mistet livet over en førtiårsperiode under dronning Victoria^{7 8}. Under nøden i 1896-1897 klarte britene å avhjelpe situasjonen i noen grad. Jernbanen var alt da ganske bra utbygd over hele landet. Den gjorde det mulig å transportere mat til distriktene som var verst rammet. Ikke mindre enn 4,5 millioner mennesker fikk på en eller annen måte hjelp fra den britiske administrasjonen denne gangen⁷. Men hundretusener

omkom av hunger og epidemiske sykdommer. Også dette året var det sviktende monsun og mangel på sommerregn som var årsaken til katastrofen^{9 10}. Monsunen var Indias frelse når den kom regelmessig, men landets ulykke når den uteble.

Bare to år etter, i 1899-1900, kom katastrofen som ble den verste i den tiden britene styrte. Cirka 62 millioner mennesker i Østen ble hardt rammet av tørken. Journalister fra Storbritannia skrev om forferdelige tilstander, for eksempel om skjellettmødre som prøvde å holde liv i sine spebarn, bilder vi i våre dager ofte får inn på fjernsyn fra Afrika. En britisk misjonær så hunder som sloss om kroppen til et dødt barn i veikanten. Han gikk i flere dager i et herjet område og skrev: ”Jeg talte en dag 40 døde kroppene på veien, den neste dag 30 og den følgende dag 25.” Hungersnøden ble kjent over hele verden og store pengesummer ble samlet inn for å hjelpe, men det meste av hjelpen kom for sent. Ingen vet helt hvor mange som omkom i denne hungersnøden, men det kan ha vært så mange som 4,5 millioner mennesker bare i India⁷.

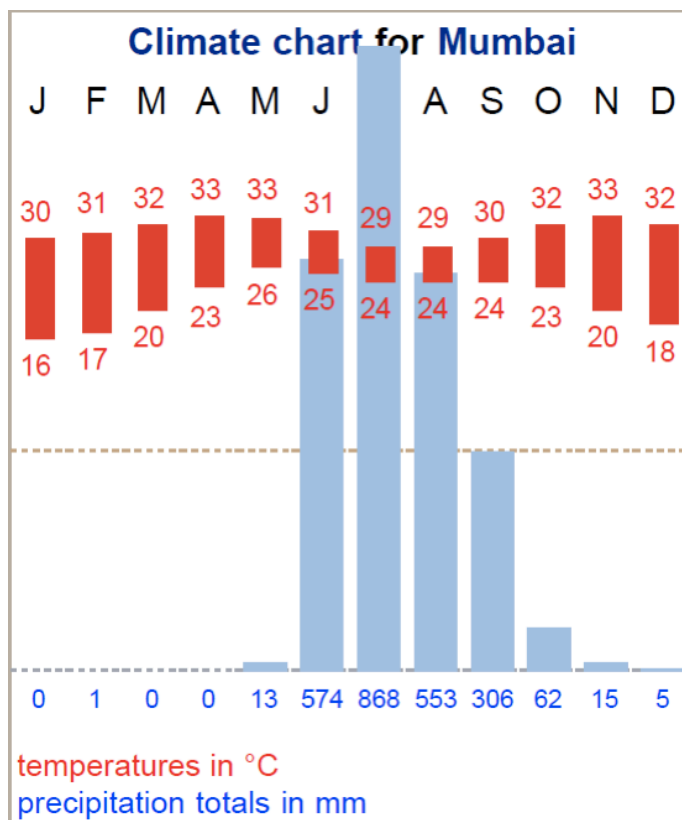


Fig. 2: Gjennomsnitt for temperatur og nedbør for hver måned i Mumbai. http://en.wikipedia.org/wiki/Climate_of_India

Det store spørsmålet i ettertiden har vært hvordan India kunne planlegge for å møte lignende grufulle hjemsøkninger i framtiden. Som vi vet, mye er oppnådd. I våre dager har vi ikke hatt slike katastrofer i India i år når monsunen svikter, men matmangel er fremdeles svært så vanlig.

Noen ganger har det hendt at monsunregnet er blitt for sterkt med store *flommer* som resultat. Sommeren 2010 fikk vi en slik flom i den store floden Indus i Pakistan. Ødeleggelsene var så store at FN karakteriserte katastrofen som den største i verden siste ti år. Svært mye av regnet kom i skråningene opp mot Himalaya der normalnedbørmengden gjennom hele monsunen kom i løpet av mindre enn en uke. Det viste seg årsakene til den sterke nedbøren hang sammen med uvanlig vær over Russland og Sibir. Hendelsen demonstrerte at nedbørmengdene i India og Pakistan påvirkes av mer eller mindre kaotiske endringer i været fra dag til dag.

Gjennom opplysningstiden, da ulike vitenskaper vokste fram, startet studier av monsunen. I 1665 utga Royal Society i London *Directions for Seamen, Bound for Far Voyages*. Boka inneholdt blant annet instruksjoner om å samle data om vind og strøm. Edmond Halley (1656-1742)¹¹ var den første som brukte skipsobservasjoner til å lage meteorologiske kart over fremherskende vinder i tropene. Han fikk fram passatvindene og monsunsirkulasjonene, men bare generelle trekk. Han satte fram ideen at de globale vindene følger et konsistent mønster som en del av atmosfærens generelle sirkulasjon. Halley mente at ulik oppvarming av land og hav var den viktigste årsaken til vindsystemene. Spesielt utgjorde monsunene på denne måten en regional modifikasjon av passatvindene knyttet til de subtropiske høytrykkene. Han skrev: "I april, når sola begynner å varme landene i nord, starter sørvestmonsunen og blåser gjennom sommervarmen inntil oktober"⁷.

Halleys teori fra 1686 fikk anerkjennelse. George Hadley (1685 - 1768)¹² foreslo i 1735 at passatvindene opprettholdes gjennom en vertikal sirkulasjon der jordrotasjonen spiller en stor rolle (Del II, kap 3). Hans teori ble ikke allment kjent før utover 1800-tallet. Slik ble den gjenopdaget av flere.

Den tyske vitenskapsmannen Alexander von Humboldt (1769-1859), nærmet seg monsunproblemet på en annen måte¹³. Han mente at fordelingen av land og hav spilte en betydelig rolle i å modifisere atmosfærens generelle sirkulasjon. I 1817 utga han kart over vind og temperatur (*Des lignes isothermes et la distribution de la chaleur sur le globe*) og skrev: "*De viktigste årsakene til et steds klima er knyttet til den geografiske fordeling av kontinentene som omgir stedet. Den generelle innflytelsen modifiseres av fjell, overflatens tilstand, etc., som for det meste er lokale effekter.*" I 1830 konstruerte tyskeren Ludwig Kämtz globale temperaturkart. Han var enig i at monsunen var kontrollert av ulik oppvarming over land og hav, men la til at den avbøyende kraft på grunn av jordrotasjonen var viktig for retningene vindene får.

Etter Krimkrigen 1853-54 ble det litt etter litt opprettet nasjonale meteorologiske tjenester i mange land rundt om i verden. En viktig oppgave var å opprette nettverk med meteorologiske stasjoner som foretok regelmessige observasjoner fra dag til dag. I 1875

opprettet britene også en meteorologisk tjeneste i India. Mye av innsatsen var rettet mot daglig værvarsling. Spesielt var Østindiakompaniet interessert i varsling av tropiske sykloner som herjet i Bengalbukta. Det ble ikke fart i studier av monsunen før etter hungersnøden i 1866, som kom etter at monsunregnet hadde sviktet. En konsentrerte seg nå om en tjeneste som prøvde å forutsi når sommermonsunen ville komme. To metoder ble brukt: statistikk for sammenhengen mellom antall *solflekker*, som uttrykker *solaktiviteten* (se Del VI, kap. 2), og monsunnedbør, og varsling ut fra observasjoner av atmosfærens sirkulasjon.

I begynnelsen så det ut til å være en direkte korrelasjon mellom solflekker og monsunnedbør. Lederen for værtjenesten, H.F. Blanford¹⁴, studerte et datasett med nedbør og solflekker over en periode på 64 år. Han fant at nedbøren var mindre i år med liten solaktivitet enn i år med stor solaktivitet (mange solflekker, dvs. høy stråling fra sola). Dette ble forklart ved at temperaturkontrastene mellom kontinentet og *sjøtemperaturen* øker med økende solaktivitet. I praksis var likevel ikke sammenhengen tydelig nok for nøyaktig varsling i de enkelte år.

Meteorologene ble lett for nærsynte i sine studier og studerte hovedsakelig lokale observasjoner, kanskje mest fordi det var disse som var lettest tilgjengelig. Telegrafene ble oppfunnet allerede før 1850¹⁵ og ble etter hvert tatt i bruk for utveksling av meteorologiske observasjoner på daglig basis. En viktig lærdom om dette fikk en da en forsto at stormen som ødela den franske flåten ved Krim i Svartehavet i 1854 kunne vært varslet om en hadde telegrafert værobservasjoner i Vest-Europa.

Utover i 1880 og 1890-årene ble lengre serier med værkart tilgjengelige, og en kunne studere variasjoner i sirkulasjonene i atmosfæren gjennom året og fra år til år. På denne tiden ble meteorologiske fenomen som *Islandslavtrykket* og *Azorerhøytrykket* definert. Blanford studerte sammenhenger mellom snødekket over Himalaya og Sibir og monsunen. Han argumenterte med at snøfall sent på vinteren i disse områdene medvirket til at neste monsun ble lite utviklet med mindre nedbør. Han brukte slike relasjoner til en forutsigelse for året 1883. Hans etterfølger som leder av den indiske værtjenesten, John Elliot, fortsatte disse studiene. Men varsling av monsunen ble fortsatt et usikkert foretak. Dette ble klart demonstrert da værtjenesten i India ikke kunne forutse katastrofen i 1899.

Elliot ble etterfulgt av Gilbert Walker i 1903¹⁶. Han var ekspert på statistikk og prøvde å finne statistiske relasjoner mellom storstilt sirkulasjon i atmosfæren og nedbør i India og andre steder i tropene. Blant annet studerte han sammenhengen mellom nedbørdata for Nildalen og nedbør over India. Han fant at variasjoner i monsunen ikke er et lokalt fenomen, men knyttet til omtrent samtidige unormale tilstander andre steder i verden. Han var opptatt av om slike relasjoner kunne utnyttes til varsling. Han ble interessert i studier som var blitt gjort av trykkvariasjoner fra år til år i tropene, ikke minst arbeidet av den svenske meteorologen Hugo Hildebrandsson, som hadde oppdaget at trykket over Buenos Aires, Argentina, og Sidney, Australia var i motfase. Det vil si at dersom trykket et år var unormalt høyt det ene stedet, var det unormalt lavt på det andre. I et arbeid Walker publiserte i 1924 beskrev han en storstilt svingning i trykket mellom Stillehavet og Det indiske hav. Han beskrev også en svingning på en noe mindre geografisk skala i

trykkdifferansen Azorerhøytrykket og Islandslavtrykket, kjent som Den nordatlantiske oscillasjon (NAO)¹⁷. Svingningene hadde perioder over noen år, og han antydte også en viss samvariasjon mellom de to trykksvingningene.

Svingningen i tropiske strøk kalte han Southern Oscillation (SO, *den sørlige svingningen*). Han fant at SO styrte temperatur- og nedbørsfordelingen over store deler av tropene. Han fant også sammenhenger mellom SO og variasjoner i monsunen. Men likevel, de statistiske sammenhengene var ikke så klare at de kunne varsle uår knyttet til monsunen. Det viste seg at Walkers oppdagelser bidro til bedre varsling av andre sammenhenger i været i tropene. I dag er Walker husket som en av de store heltene i klimaforskningen, spesielt i forskningen på El Niño.

¹ <http://en.wikipedia.org/wiki/Vedas>

² http://en.wikipedia.org/wiki/Rudyard_Kipling

³ http://en.wikipedia.org/wiki/Climate_of_India#CITEREFBurroughs199

⁴ Warren, B. A. 1987. Ancient and medieval records of the monsoon winds and currents in the Indian Ocean. In: Fein, J. S. and P. L. Stephens (eds.) (1987) *Monsoons*. Washington, D.C.: John Wiley & Sons, pp. 137-158.

⁵ http://en.wikipedia.org/wiki/British_East_India_Company

⁶ Keay, J. 1991. *The Honourable Company - A History of the English East India Company*, HarperCollins, London.

⁷ Fagan, B.M. 2000. *Floods, Famines, and Emperors: El Niño and the Fate of Civilizations*. New York: Basic Books, 1999 (hardcover, ISBN 0-465-01120-9).

⁸ Collier, W. & R. Webb 2002. *Floods, Droughts and Climate Change*, University of Arizona Press.

⁹ http://en.wikipedia.org/wiki/Drought_in_India

¹⁰ http://en.wikipedia.org/wiki/Natural_disasters_in_India

¹¹ http://en.wikipedia.org/wiki/Edmond_Halley

¹² http://en.wikipedia.org/wiki/George_Hadley

¹³ http://en.wikipedia.org/wiki/Alexander_von_Humboldt

¹⁴ http://en.wikipedia.org/wiki/Henry_Francis_Blanford

¹⁵ http://en.wikipedia.org/wiki/Electrical_telegraph

¹⁶ http://en.wikipedia.org/wiki/Gilbert_Walker

¹⁷ Walker, G. T. 1924. Correlation in seasonal variations of weather. IX. A further study of world weather. *Memoirs of the Indian Meteorological Department* 24(Part 9) 275-332.

IV.2. EL NIÑO OG DEN SØRLIGE SVINGNINGEN (ENSO)

I 1803 reiste Alexander von Humboldt (1769-1859)¹ og en fransk botaniker, Aime Bompland, gjennom ørkenlandskapet på kysten av Peru. Denne kysten er blant de tørreste stedene på jorda. Det kan gå år mellom hver gang det regner. Til deres forbauselse la de merke til fruktbart jordbruk langs elvene, som hentet sitt vann fra Andesfjellene. De oppdaget at kystbøndene brukte ekskrementer fra fugler til gjødsel for å få fram sitt gode jordbruk. Gjødselen ble kalt guano² og ble hentet fra små øyer med et eventyrlig fugleliv. I det tørre klimaet samlet det seg her svære mengder guano. Alt så tidlig som AD 500 hadde Perus inkaindianere, Mocheindianerne³, med hell brukt guano i sitt jordbruk. Fra 1840 og utover ble guano eksportert til Europa og Nord-Amerika og ble kjent som ypperlig gjødsel.

I enkelte år slo været om, og det kom store mengder regn som fikk landskapet til å blomstre, men som også ga flom, jordras og ødeleggelser. I slike år døde fuglene i millionvis slik at produksjonen av guano ble radikalt mindre. Vitenskapsfolk begynte å studere problemet med fuglene, et problem med stor betydning for guanoeksporten. Den gang forsto de ikke forbindelsen mellom fuglelivet og fiskerikdommen i havstrømmene like utenfor. Men de ante det var en forbindelse mellom fugledød og årene med unormale værforhold. En reisende i området skrev om disse årene⁴: ”Først og fremst blir ørkenlandskapet omformet til en hage. Jorda blir gjennombløtt av regnet, i løpet av uker er landskapet forvandlet til hager.” Disse sjeldne årene ble kalt år med overflod, men kystfiskere fortalte om varme havstrømmer i slike år og lite fisk.

I 1891 skrev Lui Carrance, president i Limas geografiske selskap, i selskapets årbok om en varm motstrøm fra sør mot nord langs kysten i disse overflodsårene. Året etter fortalte Captain Camilo Carrillo i samme selskap at fiskere i området kalte denne varme strømmen El Niño (Jesusbarnet), fordi strømmen gjerne oppsto like etter jul⁵. Senere ble det antatt at det kraftige regnet var knyttet til El Niño.

Fra den tid kom El Niño inn i vitenskapens verden, men det skulle gå lang tid før fenomenet ble sett på som noe mer enn et lokalt fenomen på kysten av Peru, som år om annet ødela fisket med en motstrøm. Rundt om på kloden er det vanlig at været kan være ekstremt i enkelte år, f. eks. år med tørke eller flom, og El Niño ble sett på som ett av mange slike fenomen.

Året 1925/26 var et slikt El Niñoår. I januar rapporterte fiskere om uvanlig høye sjøtemperaturer. I mars gikk temperaturen på kysten av Peru opp i 28 °C, mer enn ti grader over det normale. Temperaturen gikk siden litt ned, men holdt seg langt over det normale i flere år til 1930. Etter som temperaturen økte, ble de østlige passatvindene borte og erstattet med vestlig vind. Sjøfugler døde i millionvis. Regnet kom og mettet jordbunnen med vann. Elvene flommet over og tok veier og broer. Åkerland ble oversvømt av gjørme og vanningsanlegg ble ødelagt. Ingen vet sikkert hvor mange som omkom i 1925, men det var mange hundre. Fisket slo feil og guanoindustrien sto stille⁴.

Mochkulturen rundt år 500. Andesfjella og den såkalte Humboldtstrømmen bestemte klimaet. De fremherskende sørøstlige vindene ga oppvelling i kyststrømmen mot nord (Peru ligger sør for ekvator) og rikt fiskeliv. Andesfjella får sitt regn fra Amazonasdeltaet øst for fjella, om sommeren mellom november og april. Slik får kysten av Peru sitt elvevann fra nedbør på den andre siden av kontinentet.

Vi har sett at det ligger et lavtrykkstråg (lavtrykksrenne) ved ekvator mellom passatvinder fra nordøst nord for tråget og passatvinder fra sørøst sør for tråget. Dette er den tropiske konvergenssonen som karakteriseres med fuktig konveksjon og nedbør (ITCZ) (se Del II, kap. 3). Dette beltet flytter seg nordover og sørover gjennom året. Om sommeren på sørlige halvkule beveger tråget seg sørover. De fremherskende østlige vindene over Amazonasdeltaet vekselvirker med de statisk ustabile luftmassene i tråget og gir regn i Andesfjella. Slik har det trolig vært siden utgangen av istiden, bare forstyrret av år med El Niño, denne tilsynelatende uforutsigbare forstyrrelsen som varierer mye i styrke og varighet.

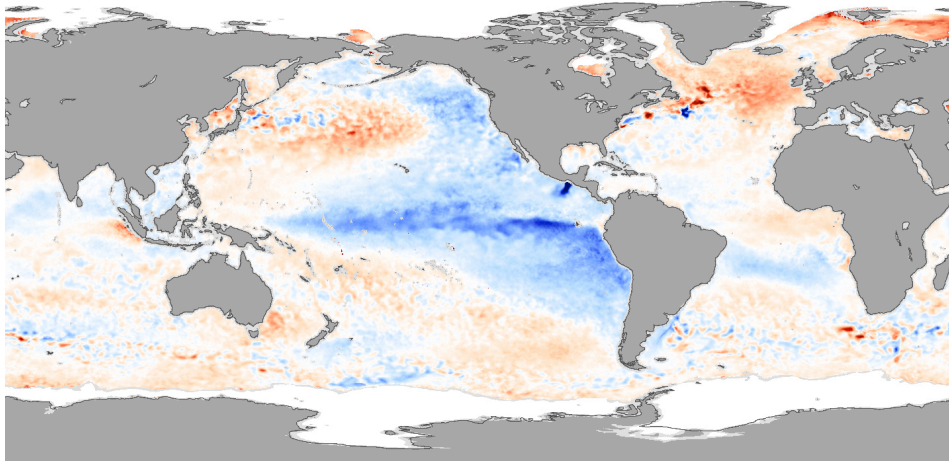


Fig. 1: Temperaturavvik ved La Niña, som karakteriseres ved at sjøtemperaturer i østlige Stillehavet ved ekvator er lavere enn normalt (blå farger). Bildet viser temperaturen i øverste millimeter av havet for november 2007 i forhold til gjennomsnittstemperatur over lang tid. Nord og sør for området med negative avvik ser vi belter med positive avvik (organsje til røde farger). Dataene er tatt med Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR-E) på NASA's Aqua satellitt. Gjennomsnittet over tid baserer seg på satellittdata fra NOAAs Pathfinder satellitter fra 1985 til 1997.
http://en.wikipedia.org/wiki/El_Ni%C3%B1o-Southern_Oscillation

Overveiende vind fra kysten gir oppvelling av dypt vann opp til overflaten. Lignende oppvelling er også kjent fra kysten av California og tre steder i Afrika: kysten av Mauritania, Namibia og Somalia (se Del II, kap. 6). Disse havområdene, som bare dekker en svært liten del av verdenshavene, står for noen av de beste fiskeområdene i verden.

Walker oppdaget altså to storstilte svingninger i lufttrykket ved jordoverflaten, dvs. svingninger i trykkforskjeller over lange avstander som veksler med en viss regelmessighet rundt en verdi over en periode som kunne vare over noen år: Den sørlige oscillasjonen (SO) i Stillehavet og Den nordatlantiske oscillasjonen (NAO) i Nord-Atlanteren. Walker hadde et håp om at SO kunne ha en forbindelse til monsuner og spesielt sommermonsunen over India. Målet var å kunne varsle når monsunen ble svak og regnet for en stor del uteble. I det geofysiske året 1958 ble det gjort intense målinger av sjøtemperaturen i Stillehavet, blant

annet målinger av overflatetemperaturen (SST). Dette året var tilfeldigvis et El Niñoår, og det ble oppdaget at fenomenet ikke er et lokalt fenomen langs kysten av Peru, men temperaturvariasjoner over store avstander i Stillehavet langs ekvator (se Fig. 2 som viser positive avvik i 1997 og Fig. 1 som viser temperaturavvik i den motsatte fase, La Niña).

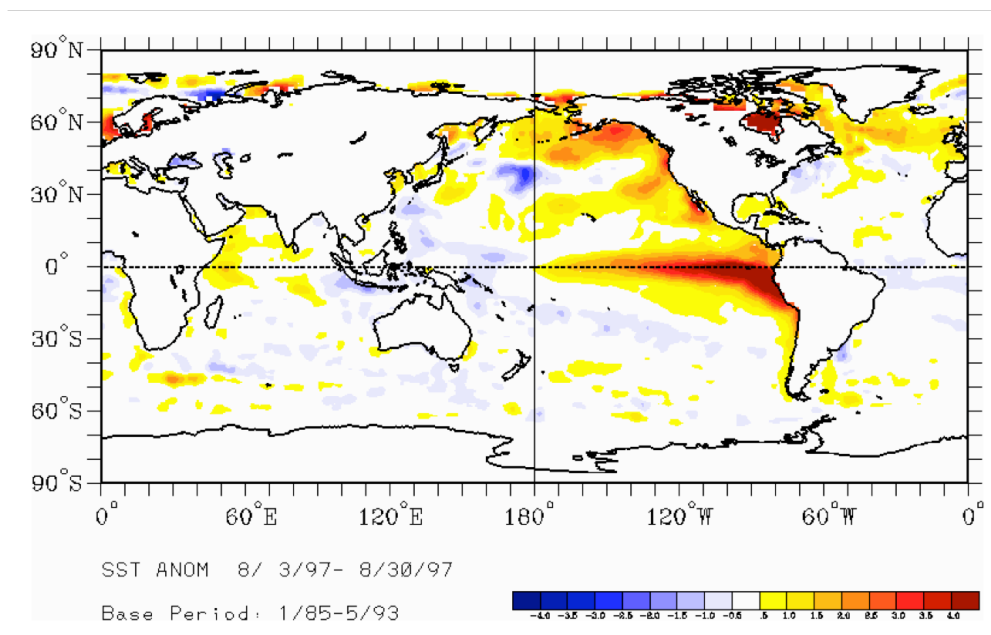


Fig. 2: Avvik i sjøtemperatur for perioden 3. til 8. August 1997, da vi hadde en sterk El Niño, i forhold til gjennomsnittstemperatur for perioden 1985-1993. Basert på direkte målinger. NOAA

Siden den gang er det blitt forsket intenst for å avdekke og forstå slike kortsiktige klimaendringer som SO og NAO. Det var nordmannen Jacob Bjerknes som først fikk fart på denne forskningen^{6 7 8}. Han fant at SO er knyttet sammen med El Niño slik at disse to fenomenene er to sider av en storstilt vekselvirkning mellom atmosfære og hav, en vekselvirkning som påvirker været fra år til år over store deler av tropene og til dels også utenfor tropene. El Niño og SO ble til ENSO. Jacob Bjerknes var også den første som forsøkte å forklare NAO. Han er den samme mannen som i en alder på 19 år ble en av grunnpilarerne i Bergenskolen i meteorologi i 1917 og noen år framover, en virksomhet som ble ledet av hans far Vilhelm Bjerknes og som trolig representerer den største naturvitenskapelige bragd utført i Norge.

ENSO

Vi skal se nærmere på fenomenene ENSO og NAO og diskutere innvirkningen de har på været. Kunnskap om disse fenomenene bidrar til at vi vet noe om årsakene til at været varierer fra år til år. Forskingen omkring ENSO gir et visst håp for å utvikle systematisk sesongvarsling av været basert på numeriske simuleringer slik som for vanlig værvarsling, men med modeller som omfatter atmosfære og hav.

Fra tid til annen opplever vi altså en varm episode av El Niño, et fenomen i havet som først og fremst gjør seg utslag i markante anomalier (avvik) i SST over Stillehavet ved ekvator, fra

kysten av Ecuador til Indonesia. Fenomenet svinger fra en varm periode til en tilsvarende kald periode med en svingetid fra 3 til 8 år og har stor innflytelse på værforholdene overalt i tropiske og subtropiske områder. Når vi hører om tørke og branner over Indonesia og Australia, eller store nedbørmengder og flom over Øst-Afrika, henger dette som regel sammen med ENSO. Fenomenet kan føre med seg store tap av menneskeliv, store materielle ødeleggelser og økologiske endringer slik som svikt i fisket i Peru. ENSO har betydning for været utover det geografiske området det finner sted også på områder utenfor tropene.

Fenomenet ENSO omfatter altså svingninger i havets SST (El Niño, se Fig. 1) i vekselvirkning med Den sørlige oscillasjon (SO). Walker uttrykte Den sørlige oscillasjon ved trykkvariasjoner ved bakken mellom Darwin, Nord i Australia og Tahiti som ligger relativt langt øst i Stillehavet (Fig. 3, se også Fig. 4). Jacob Bjercknes ga rimelige fysiske forklaringer på vekselvirkningen og forsto den betydning ENSO har på været overalt i tropene og til dels på høyere bredder.

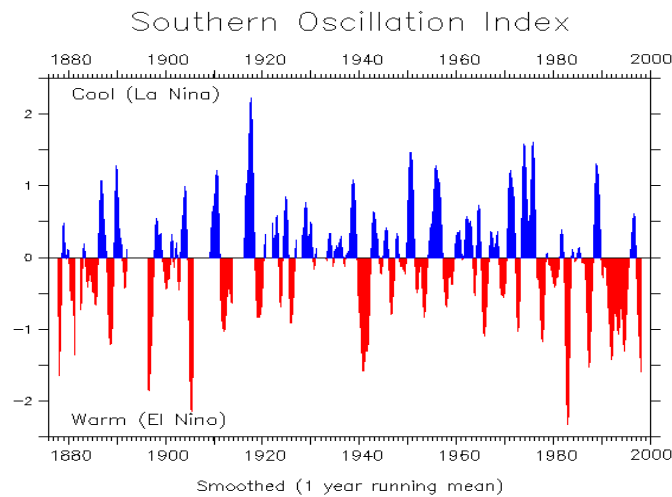


Fig. 3: Southern Oscillation Index for hvert år fra 1875 til 2000. Negativ index (rødt) tilsvare El Niño og positiv (blått) La Niña.

Anomaliene i SST i en varm episode av El Niño kan bli flere grader og dekke et stort område øst i Stillehavet. I den varme ENSO-perioden i 1997/1998 kom avvikene opp i over 4 °C, noe av det meste som har vært målt (Fig. 2). De største utslagene – anomaliene - kommer over ekvator. Siden 1980 har en hatt detaljerte data om variasjonene i SST. I tiden etter har det vært flere varme perioder, spesielt en markert varm episode i 1982/83. tilsvarende har det vært perioder med negative anomalier, perioder med La Niña, f. eks. var det svært temperaturer i 1988/89.

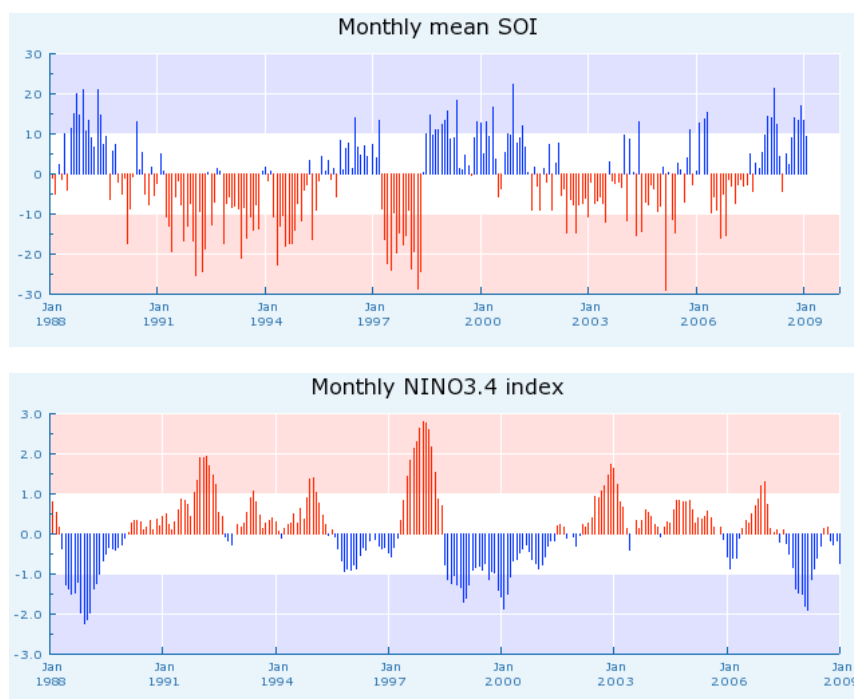


Fig 4: Øverst: Southern Oscillation Index for hver måned de siste tiårene. Negativ index (rødt) tilsvarer El Niño og positiv (blått) La Niña. Nederst: Avvik i sjøtemperatur fra gjennomsnitt over lang tid for sjøområder litt øst i Stillehavet ved ekvator.

Vi har pålitelige observasjoner av trykket på Darwin siden 1882. Det fins også data like langt tilbake for sjøtemperaturen, men her har kvaliteten på målingene blitt bedre med årene. I dag pleier målinger av ENSO omfatte to måleserier: SO-indeksen som ble innført av Walter og middeltemperaturen i østre Stillehavet mellom 90 og 150 °W og 5 °S til 5 °N, det området som blir kalt NINO3. Disse dataene viser hvordan tidsvariasjonene i SO-indeksen og anomaliene i SST svinger i takt (Fig. 4). Ved en El Niño-episode, er lufttrykket forholdsvis lavt øst i Stillehavet, og ved en kald episode er lufttrykket relativt høyt. Den sterke samvariasjonen mellom disse to indeksene – den ene fra atmosfæren og den andre fra havet - illustrerer den sterke vekselvirkningen som danner kjernen i fenomenet. Om en analyserer dataene for å finne karakteristiske trekk ved svingningene, får en 4 år som den mest markante periode. Men ENSO er på ingen måte regulær, både perioden og utslagene (amplitudene) varierer ganske mye. Noen avvik varer mindre enn et år, andre mer enn 4 år. I lange perioder var utslagene relativt små, slik som i 1930 og 1940-årene. I andre perioder var utslagene uvanlig store slik som tidlig på 1900-tallet og på 1990-tallet. Årsaken til denne irregulareteten blir diskutert, en viktig konsekvens er at varsling av ENSO forblir et utfordrende problem.

Jack Bjerknes oppdaget to ulike tilstander i havet og i atmosfæren. Den ene tilstanden representerer de normale forhold og er karakterisert ved at havet er varmest i vestre delen av Stillehavet mot Indonesia, noe som gir nedbør i disse områdene som følge av organisert konveksjon. Vinden er fra øst mot vest inn mot området med konveksjon og nedbør. Den andre tilstanden er den varme episoden. Da har det varme vannet trukket seg østover. Området med konveksjon og nedbør følger det varme området, dvs. det er mye nedbør over

det sentrale Stillehavet og mindre nedbør over Indonesia. Den østlige vinden avtar i styrke og skifter gjerne retning til vestavind øst for det varme området.

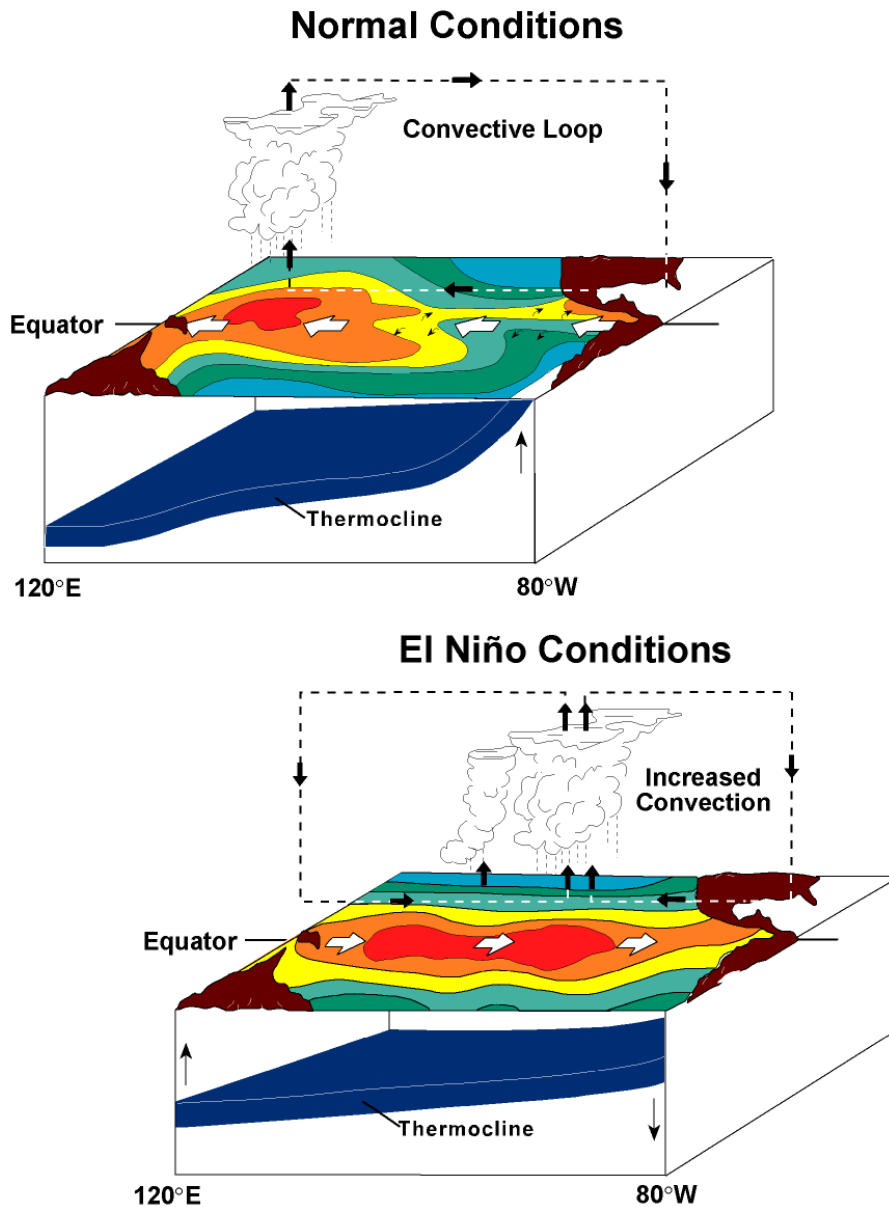


Fig. 5: Øverst: ENSO i sin normale tilstand: Luftmasser varmes opp ettersom de beveger seg vestover over Stillehavet. Kaldt vann veller opp langs vestkysten av Sør-Amerika. Vinden drar med seg varmt vann mot vestsiden av Stillehavet og sjøtemperaturen er høyest i vest. Lufta stiger i dette varme området, beveger seg østover i høyden og synker over Sør-Amerika. Nederst: ENSO in en tilstand med El Niño. Sjøtemperaturen er høy i sentrale og østlige Stillehav og vann langs kysten av Sør-Amerika er mindre kald enn normalt. Varm luft stiger i sentrale områder av Stillehavet, beveger seg også vestover i høyden og synker ned i både vest og øst.
http://en.wikipedia.org/wiki/El_Ni%C3%B1o-Southern_Oscillation

Bjerknes fant at begge disse to tilstandene hver for seg er selvforsterkende (positiv tilbakekopling) (Fig. 5). Ved ekvator er den vertikale komponent av jordrotasjonen lik null. Dette betyr at vinden - i motsetning til på høyere bredder - blåser direkte fra høyt til lavt trykk. Trykket vil avta ettersom lufttemperaturen blir høyere, og derfor vil vinden i øst-vest

retning ved ekvator være nært knyttet til temperaturgradientene i samme retning. I den normale tilstanden når det er varmt i vest og kalt i øst, blåser det fra øst. Dette gir det han kalte *Walkersirkulasjonen* i atmosfæren ved ekvator med oppstigende luft i vest og nedsynkende luft i øst⁹.

Sjøtemperaturen (SST) i østlige del av Stillehavet er kald når *termoklinen* er grunn. Termoklinen er som nevnt en skarp overgang mellom overflatevann og karakteriseres ved store vertikale temperaturgradienter. I denne tilstanden heller termoklinen fra et dyp på cirka 150 m i vest og opp til overflaten i øst. Skråningen skyldes friksjonsdraget fra vinden og hellingen er stort sett proporsjonalt med dette draget. Jo sterkere vind fra øst, jo mer heller termoklinen og vice versa. Når SST øker i vest, øker vinden fra øst. Termoklinen vil da helle mer, noe som fører at det blir enda varmere i vest og kaldere i øst, dvs. vinden øker ytterligere. Vi har da en *positiv tilbakekopling*.

Tilbakekoplingen virker også i revers: Dersom temperaturgradienten i øst-vest retning blir svakere, gir det svakere temperaturgradient mellom østre og vestre Stillehavet og svakere vinder. Svakere vinder gir mindre helling på termoklinen og mindre kaldt vann bringes til overflaten. SST øker på østsiden - inn mot kysten av Equador og Peru - og vindene avtar enda mer.

Det lyktes ikke Bjerknes å finne noen holdbar forklaring på overgangen mellom varme og kalde episoder. Slike selvforsterkende prosesser som øker i styrke hele tiden kan ikke vokse over alle grenser. Det dynamiske systemet svarer med mottiltak for å dempe veksten. For ENSO har forskning vist at to ulike storstilte bølgefenomen i havet demper temperaturanomaliene på en slik måte at det skjer en pendling mellom de to tilstandene. En slik pendling utgjør en ENSO-svingning. Disse bølgene henger sammen med at den lokale vertikale komponent av jordrotasjonen er null ved ekvator. Bølgene har bølgelengder på flere tusen km langs ekvator og er fanget i et smalt belte på noen få hundre km på hver side av ekvator. Typiske hastigheter for disse frie bølgene er under 1 ms^{-1} , og kan svare til kryssningstider på opp til 1000 dager over Stillehavet. Den ene bølgetypen er *Kelvinbølger* som forplanter energi i havet fra konveksjonsområdet i vest og østover¹⁰. Disse bølgene når kysten av Sør-Amerika og forplanter seg videre langs kysten både nordover og sørover. Litt nord og sør for ekvator settes opp såkalte *Rosbybølger* som forplanter energi østover både nord og sør for ekvator¹¹. Det settes også opp Rosbybølger østover direkte fra konveksjonsområdet. Simuleringer i klimamodeller har vist at disse langsomme storstilte bølgefenomenene til sammen danner de ENSO-svingningene som vi observerer.

Allerede på midten av 1980-tallet ble vekslingene i ENSO simulert i numeriske modeller som kopler atmosfære og hav. Det var slike simuleringer som først ga data for en fullstendig teori for ENSO som med Rosbybølger og Kelvinbølger i havet også kunne forklare overgangene mellom de to tilstandene. Den irregulære variasjonen av ENSO er fremdeles et tema for forskning. Hvorfor er svingningene så uregelmessige? Hvorfor er det slik en stor variasjonsbredde både for varighet og amplitude? Disse spørsmålene er ikke løste.

ENSO og været

Det er trolig flere grunner til uregelmessighetene. De kan skyldes innslag av prosesser som har en kaotisk og uforutsigbar natur, som gir seg utslag i variasjoner i været fra dag til dag. Det kan også skyldes vekselvirkning mellom ENSO og andre meteorologiske fenomen, slik som monsuner og lignende fenomen som ligner på ENSO i Atlanterhavet og Det indiske hav. I media blir noen ganger alt ekstremt vær knyttet til ENSO, vi hører at ENSO (som regel bare El Niño) gir stormer, flom og tørke rundt om i verden. Dette er ikke helt riktig, vi kan ikke si at ENSO forklarer slike ekstreme hendelser. Det er mer riktig å betrakte varme og kalde episoder i ENSO som indre pådriv på atmosfæren som gjør at visse værtyper blir mer hyppige enn andre. For eksempel viser det seg at det i varme ENSO-episoder blir mye pålandsvind og midt vær på Stillehavskysten av Nord-Amerika og Alaska.

Det er først og fremst i tropiske og subtropiske strøk at ENSO influerer på været. For eksempel påvirker ENSO nedbørmengdene i Sahel og sommermonsunen i India. Når en av Walkersirkulasjonens to faser først er etablert, er den så dominerende at den i stor grad også påvirker været over alt i tropiske strøk. Vi kaller dette fjerninnflytelse gjennom *teleforbindelser*¹². I tillegg kommer den alminnelige meteorologiske vekselvirkning mellom kontinentene og hav gjennom monsunene og årlig variasjon i ITCZ.

Vi har nevnt vertikalsirkulasjonen langs ekvator for de to tilstandene av ENSO. Når det gjelder virkningen av ENSO utenfor tropene, skjer teleforbindelsen via stående storstilte Rossbybølger som settes opp over de varme områdene med konveksjon. Utslagene er størst nær kilden, noe som blant annet betyr at utslagene er mindre for Europa enn for Nord-Amerika.

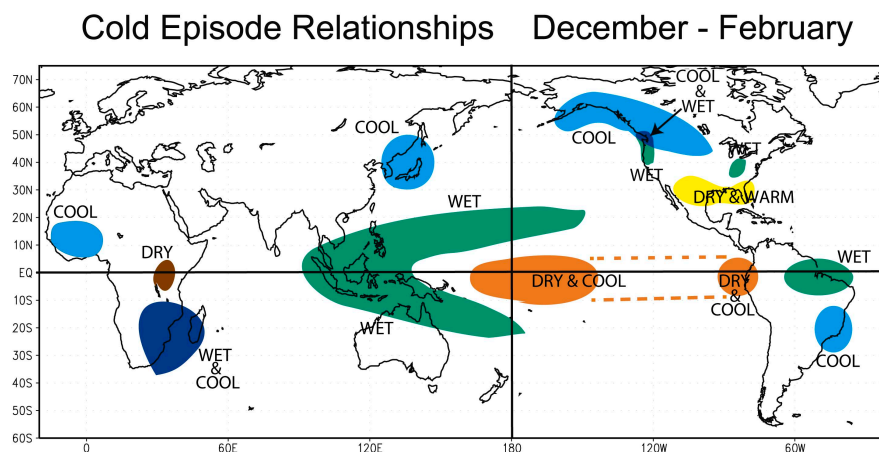


Fig. 6: Typisk vintervær rundt om på kloden ved en episode med La Niña. Signalet er svakest i våre områder. (NOOA). Tilsvarende figurer er laget for andre årstider for både El Niño og La Niña.
<http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/ctl/images/cold.gif>

Rent statistisk har en studert anomalier i nedbør og temperatur til ulike årstider rundt om i verden for varme og kalde episoder av ENSO (Fig. 6). Disse undersøkelsene gir utslagene vi har nevnt for Stillehavet, dvs. tørre områder over Indonesia og Nord-Australia for El Niño-år, og våte områder over Stillehavskysten av Peru og Ecuador, samt over Øst-Afrika. Over Nord-Amerika er det varmt over vestkysten i nord og øst, og over Mexicogolften er det mer nedbør

enn normalt. Utslagene over Europa er små, men det er en liten tendens til at varme episoder gir kaldere vær om vinteren over Nord-Europa. Dette betyr at det er en større tendens til at lavtrykkene går sør for Norge enn ellers.

¹ http://en.wikipedia.org/wiki/Alexander_von_Humboldt

² <http://en.wikipedia.org/wiki/Guano>

³ <http://en.wikipedia.org/wiki/Moche>

⁴ Fagan, B. M. 2001. *The Little Ice Age: How Climate Made History, 1300-1850*. Basic Books.

⁵ http://en.wikipedia.org/wiki/El_Ni%C3%B1o#_note-5

⁶ Bjerknes, J. 1961. El Niño, Study based on analysis of ocean surface temperatures 1935-57. *Bull. Inter-am. Tropic. Tuna Comm.* V(3), 219-303.

⁷ Bjerknes, J. 1966. A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus XVIII*(4), 820-29.

⁸ Bjerknes, J. 1962. Synoptic survey of the interaction of sea and atmosphere in the North Atlantic. *Geofys. Publ.* XXIV(3), 115-45.

⁹ http://en.wikipedia.org/wiki/Walker_circulation

¹⁰ http://en.wikipedia.org/wiki/Kelvin_wave

¹¹ http://en.wikipedia.org/wiki/Rossby_wave

¹² <http://en.wikipedia.org/wiki/Teleconnection>

IV.3. SESONGVARSLING AV ENSO OG SOMMERMONSUNEN

For å varsle været, må en ha så god beskrivelse av *begynnelsestilstanden* som mulig. For varsling av ENSO gjelder dette ikke bare atmosfæren, men også de øverste lagene i havet. I 1982-83 fant det sted en usedvanlig kraftig El Niño som ikke ble varslet. En hadde da etablert det internasjonale forskningsprogrammet TOGA (Tropical Oceans/Global Atmosphere program) med viktigste mål å etablere et observasjonssystem for ENSO^{1 2}. Fra 1970-årene eksisterte det allerede et målenett for havet i det aktuelle området, men dataene var ikke direkte tilgjengelige for varsling. Publisiteten omkring hendelsen i 1982-83 virket vitaliserende på TOGA. Dette bidro til bedre forståelse for betydningen av å overvåke ENSO fra dag til dag, noe som krever like rask tilgang til dataene som i vanlig værvarslig. I begynnelsen av 1980-årene fikk vi et bedre målenett for atmosfæren nær havoverflaten i det aktuelle området. Ved å kombinere disse målingene med indirekte målinger fra satellitter, ble været, spesielt temperaturmønsteret i havoverflaten (SST), godt bestemt fra dag til dag. Etter dette ble det gjort store framskritt i TOGA inntil prosjektet ble avsluttet i 1995, blant annet ble observasjonene raskt tilgjengelige (Fig. 1 viser observasjonsnettet i 1994, målinger som stort sett har vært opprettholdt siden). Med flere observasjoner og intens forskning økte også den teoretiske forståelsen av ENSO. Etter TOGA har vi fått mye bedre observasjoner av vinden ved havoverflaten. Det viktigste bidraget kommer fra satellitter som med radar måler signal fra kapillarbølgene på havet, målinger som omregnes til vind ved havets overflate (*scatterometervind*)^{3 4}.

På 1970-tallet forsøkte en subjektiv varsling av ENSO basert på overvåking, med mest vekt på atmosfæren. I tillegg brukte en statistiske metoder basert på sammenhenger en kan finne i observasjoner over lang tid, dvs. liknende metoder som ble brukt for å varsle sommermonsunen. I noen grad lignet varslingsmetodene på metoder for vanlig værvarsling før værvarslingsmodeller kom i bruk. Forskjellen var at vekselvirkningen med havet ga håp om sesongvarsling, dvs. varsling over måneder til et par år.

Etter hvert ble det satset på bruk av koplede numeriske modeller for atmosfære og hav, modeller som i prinsippet kan beskrive vekselvirkningen som finner sted i ENSO. Dersom en lykkes med å varsle ENSO i slike modeller, vil en også varsle påvirkningen ENSO har på været andre steder, først og fremst i tropene, men også utenom tropene, for eksempel ENSOs påvirkning på lavtrykksbanene på våre bredder.

Det ble fort klart at varsling av ENSO generelt er svært avhengig av en nøyaktig beskrivelse av begynnelsestilstanden i området for ENSO. Dette betyr at små endringer i tilstanden kan gi betydelige endringer i varslene. For eksempel vil simuleringer som starter fra tilstander i påfølgende dager, kunne gi store sprik i varslene. Derfor ble det fort klart at en måtte satse på *ensemblevarsling*, dvs. på en rekke kjøring fra litt ulike, men like sannsynlige begynnelsestilstander. For eksempel er det blitt kjørt et visst antall simuleringer hver dag over en uke for sesongvarsling av ENSO.

TOGA In Situ Ocean Observing System Global Tropics

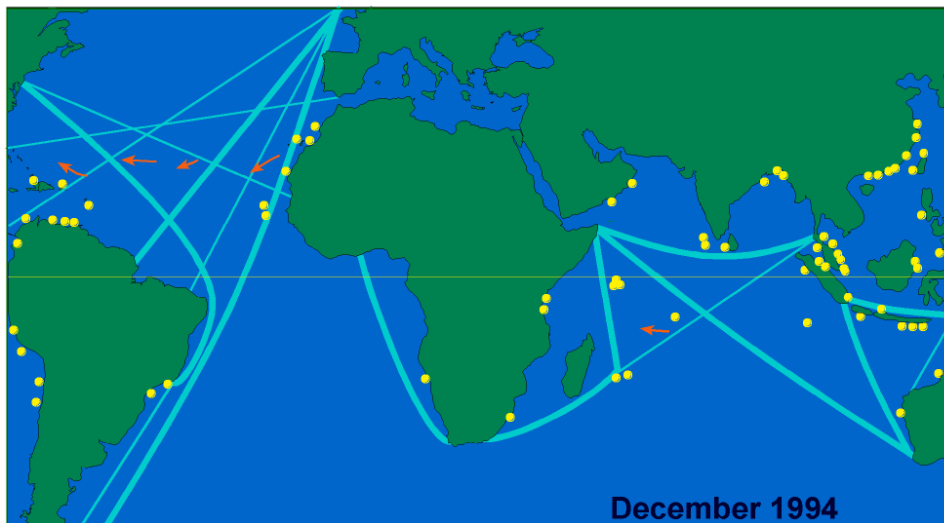
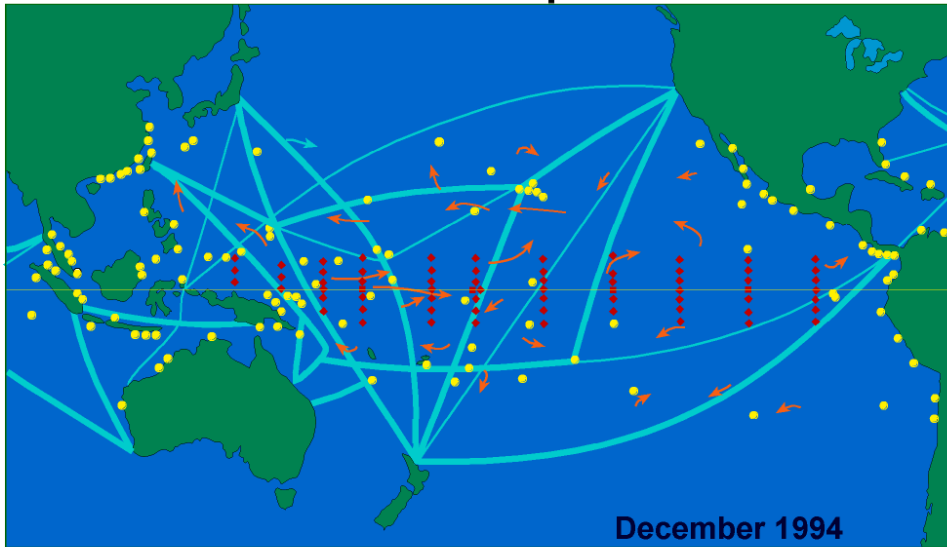


Fig 1: Observasjoner over tropiske hav. NOAA

Fra 1986 ble det satt i gang systematisk varsling basert på modellsimuleringer. I tillegg fortsatte en med statistiske metoder, ofte kalt empiriske modeller. Erfaringen fra de første 10 årene var betinget positiv. Forskerne fikk i det minste tro på at forutsigelse av ENSO er mulig på tidsskalaer opp til minst et år. De store værcentralene i verden, slik som det europeiske senteret ECMWF i Reading, England (European Centre for Medium Range Weather Forecasting)⁵, legger ned et stort arbeid for å forbedre både analyser av begynnelsestilstandene og prognosemodeller.

I 1997-99 fikk vi den største El Niño målt med instrumenter. Hendelsen ble fulgt opp av en La Niña. Temperaturen i Stillehavet ble så høy at året 1998 stikker seg ut som varmeste året globalt de siste årene. Skadene som følge av det ekstreme været er anslått til 20 milliarder US dollar⁶. Starten av den varme fasen ble varslet seks måneder på forhånd, for eksempel med modellen ved ECMWF. Varslet baserte seg på et ensemble konstruert ved å kjøre den koplete modellen en gang om dagen.

Forskere har prøvd å finne potensialet for forbedringer i modellene ved visse tester på data helt tilbake til 1856⁷. Det blir funnet at det er mulig å varsle store utslag av ENSO opp til to år på forhånd. Således fant de at et varsel fra oktober 1996 kunne gi vekst, maksimum utslag av ENSO i 1997 og tilbakegangen i 1998 med ganske stor nøyaktighet. Det er modellfeil i vekselvirkningen mellom atmosfære og hav som er den største kilden til varslingsfeil. Det er grunn til å tro at modellenes evne til å beskrive vekselvirkningen vil bli forbedret.

For tiden er det mye vitenskapelig debatt om betydningen av det en kaller *Madden-Juliansvingninger (MJO)* for ENSO⁸. Dette er svingninger ved ekvator som har en tidsskala på omtrent 50 dager, karakterisert ved sterk vestavind og sterk bygedannelse (konveksjon). I februar 1997 fant det sted en kraftig MJO som ga stor respons både på havet og på Rossbybølger til høyere bredder. Modellene brukt i undersøkelsen referert over⁷, fanger ikke opp MJO. Siden de likevel ga gode resultater, argumenterer forskerne derfor med at MJO har mindre betydning for varslingen enn tidligere antatt. Andre mener at det er svært viktig at numeriske modellene beskriver MJO, ikke minst for å få fram hendelser innen ENSO.

Framgang i modellarbeidet og dermed i varslingen, vil kreve kontinuerlig innsats i forskningsgrupper med en viss størrelse, slik en finner det ved ECMWF. Her foregår forskningen i en institusjon med operasjonelt ansvar for værvarsling. Det er i slike operative miljø mange at de største forskningsbragdene har funnet sted. Vi kan nevne Bergenskolen i meteorologi og utvikling av numerisk værvarsling ved ECMWF. Stor satsing på oseanografiske målinger i alle hav, også for områder utenfor tropene, gir håp om en generell bedring av sesongvarsling av været.

Det er et stort og uløst problem å forutsi hvordan ENSO vil endre seg under global oppvarming⁹. Eventuelle endringer vil få stor betydning for regionale klimaendringer både i tropene og på høyere bredder. Forbedringer i modeller for sesongvarsler kommer også klimamodellene til del. Derfor er det håp om bedre beskrivelse av ENSO i klimamodellene.

Noen mener at mer nøyaktige begynnelsestilstander og bedre modeller gir håp om å varsle trender i variasjoner av været over flere år (se Del III). For eksempel håper en å varsle naturlige dekadevariasjoner i havsirkulasjonen i Nord-Atlanteren. Slik mener noen forskere at det er større forutsigbarhet for varsling over dekadene enn for varsling over sesonger. Siden modellresultatene er svært sensitive til små feil i begynnelsestilstandene, vil forutsigbarheten for å varsle for neste årstid eller neste år likevel alltid være begrenset. Det er mulig at evnen til *klimaprediksjon* over ett eller flere tiår er større enn for varsling fra ett år til det neste.

Monsunvarsling

Blanford var den første som prøvde å varsle hvor mye monsunregn det kommer over India. Siden hans tid er det utstedt slike varsler både for total nedbør over hele India for månedene juni, juli august og september (880 mm i gjennomsnitt) og for deler av India slik som den nordvestre delen. Varslene har blitt utstedt i mai før monsunen setter inn. Mens det ble brukt mye subjektivt skjønn de første årene, innførte Walker en objektiv empirisk modell fra 1909. Modellen baserte seg på fire parametre: Snødekket i Himalaya i mai, som var Blanford's viktigste informasjon, trykket over Sør-Amerika i perioden mars til mai, trykket i Mauritius i mai og nedbør i Zanzibar i april og mai. De tre siste parametrene skulle prøve å fange opp eventuell innflytelse av Den sørlige oscillasjonen og tegn på at monsunen laget seg til i vest ved østkysten av Afrika. Modellen viste oppmuntrende resultater de første årene, men brøt fullstendig sammen etter cirka 1920. Senere er den empiriske modellen blitt utvidet til å ta i bruk flere parametre. Dessverre har varslene likevel ikke vært gode. En ny undersøkelse gir således det sørgelige resultatet at varslene ikke er blitt bedre fra 1930-årene og fram til i dag¹⁰.

I de senere årene er det tatt i bruk numeriske modeller for å varsle sommermonsunen. For sentra som ECMWF betyr dette det samme operasjonelle opplegget som brukes for å varsle ENSO. I et prosjekt ble mange numeriske modeller for atmosfæren testet for perioden 1979 til 1995. Som grensebetingelse mot havet ble det brukt observert SST. I årene 1979, 1982 og 1987 kom det betydelig mindre monsunnedbør i India enn normalt, mens det i årene 1983, 1988 og 1994 kom mer enn normalt. Mange av modellene ga brukbare resultater for 1982, 1987 og 1988, men ikke for de andre årene. I 1994 ga nesten alle modellene feil fortegn på varslene. Det er også gjort grundig evaluering av varsler fra numeriske modeller som kopler atmosfære og hav. De relativt tørre årene i 2002 og 2004 ble ikke varslet verken med de numeriske modellene eller med den empiriske tilnærmingen.

Det gamle problemet med å varsle monsunregnet er altså fremdeles ikke løst. Det ser ut som om styrken på monsunen påvirkes av en rekke faktorer. Vi vet at snødekket i Himalaya har en påvirkning, det samme har ENSO, men gode fysiske forklaringer for variasjonene fra år til år synes å mangle. Om en er pessimistisk, vil en kunne hevde at betydningen av kaotiske og tilfeldige prosesser er så stort at fenomenet har sterkt begrenset forutsigbarhet. Andre peker på at de numeriske varslingsmodellene har et stort potensial for forbedring og at varslingen vil bli bedre etter som modellene forbedres.

Forskere har de siste årene i større grad søkt etter sammenheng mellom monsunen og variasjoner i havsirkulasjonen i Det indiske hav. I 1999 fikk en beskrevet en variasjon som er blitt kalt dipolen i Det indiske hav. I dipolens positive fase er sjøtemperaturen i Det indiske hav relativt kald i de østligste områdene mot Indonesia, samtidig som de vestlige delene av havet mot kysten av Somalia varmes opp. En god monsun blir assosiert med den positive fasen. Senere har en indisk forskningsgruppe funnet mønstre for bakketrykk og vind over de samme områdene, variasjoner de kaller Equatorial Indian Ocean Oscillation (EQUINOO). Gruppen hevder at ENSO og EQUINOO til sammen kan forklare variasjoner i monsunen og nedbør over India. Slik mener de at de to oscillasjonene kan forklare tørken i 2002. I 1997 dempet EQUINOO den negative effekten av ENSO.

Med økende fysisk forståelse av variasjoner i monsunen vil varslingen gi bedre resultater. Selv om numeriske modeller har vist liten varslingsevne til nå for sesongvarsling, gir de en brukbar indikasjon for de første 14 dagene. Modellene må forbedres, for eksempel må det utvikles bedre metoder for å behandle prosesser knyttet til skyer og konveksjon. India ønsker seg en ny, stor forskningsinnsats som sikter mot bedre forståelse og bedre varsling¹⁰.

¹ http://en.wikipedia.org/wiki/Tropical_Ocean-Global_Atmosphere_program

² McPhaden, M.J. et al. 1998. The Tropical Ocean-Global Atmosphere observing system: A decade of progress. *Journal of Geophysical Research*, 103(C7), 14,169-14,240.

³ <http://en.wikipedia.org/wiki/Scatterometer>

⁴ Muñoz, J. et al. 2004. Wind as a Long-Distance Dispersal Vehicle in the Southern Hemisphere. *Science*, 304, 1144 – 1147.

⁵ <http://www.ecmwf.int/>

⁶ http://en.wikipedia.org/wiki/El_Ni%C3%B1o

⁷ Chen, D., Cane, M.A., Zebiak, S.E., Huang, D. 2004. Predictability of El Nino in the past 148 years. *Nature* 428, 733-736.

⁸ <http://en.wikipedia.org/wiki/MJO>

⁹ Climate Change 2007. *The Physical Science Basis*. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press. <http://www.ipcc.ch/>

¹⁰ Gadgil, S., et al. 2005. Monsoon prediction – Why yet another failure? *Current science*, 88, 1389-1400.

IV.4. DEN NORDATLANTISKE OSCILLASJON (NAO)

På våre bredder opplever vi hvordan været skifter på kort sikt etter som lavtrykk farer forbi. Nye lavtrykk kommer, hvert av dem med skiftende intensitet og noe forskjellig bane. Været skifter litt fra dag til dag, likevel kan vi oppleve omtrent det samme været i ukevis, dvs. den samme værtypen varer en stund. Er det om vinteren, blir været gjennomgående mildt og det kommer mye nedbør over store deler av vårt land. Noen ganger har vi noenlunde det samme været kanskje en hel vinter. Men vår erfaring tilsier også at på et par dager kan været skifte til en annen værtype med høyere lufttrykk og roligere vær. Også slike perioder kan vare en tid. I så fall er nedbørmengdene små, og om vinteren blir det kaldt. Noe forenklet oppleves det som om været skifter mellom to værtyper, selv om været hver dag har spesielle trekk slik at to dager aldri er helt like. Været varierer kaotisk, men det synes likevel å være en viss orden med en skiftning mellom to værtyper.

Ed Lorenz illustrerer lignende variasjoner i været i et svært forenklet dynamisk system^{1 2}. Han formulerte og løste de prognostiske ligningene for et enkelt *ikkelineært* dynamisk system der tilstandene kan uttrykkes ved de tre koordinatene til et punkt i rommet. Det er også verdt å merke seg at ligningene inneholder tre parametre som holdes konstante. Systemet startes fra en tilstand (analyse), dvs. en bestemt posisjon i rommet. Løsningen (prognosen) er baner i rommet, baner som starter fra et gitt utgangspunkt. Løsningen av ligningene, dvs. banene, kan bli som i Fig. 1. Banene vil variere noe etter hvilke verdier en gir de konstante parametrene, men det visuelle inntrykket blir gjerne som på figuren, som blir kalt *Lorenzattraktoren*.

Figuren viser løsningen av ligningene, prognosen, som en bane i rommet. Hvert punkt på banen er tilstanden til det dynamiske systemet ved et bestemt tidspunkt. Det er verdt å merke seg at løsningen aldri kommer tilbake til utgangspunktet eller andre punkt som banen har vært gjennom. Slik er alle nye tilstander et nytt punkt i rommet. Som vi ser, sirkulerer prognosen omkring to sentra i rommet. Banene kan gå rundt et av de to sentrene for kortere eller lengre tid, og dessuten bevege seg over til baner rundt det andre senteret. Hvert av de to dominerende baneområdene minner om en vinge.

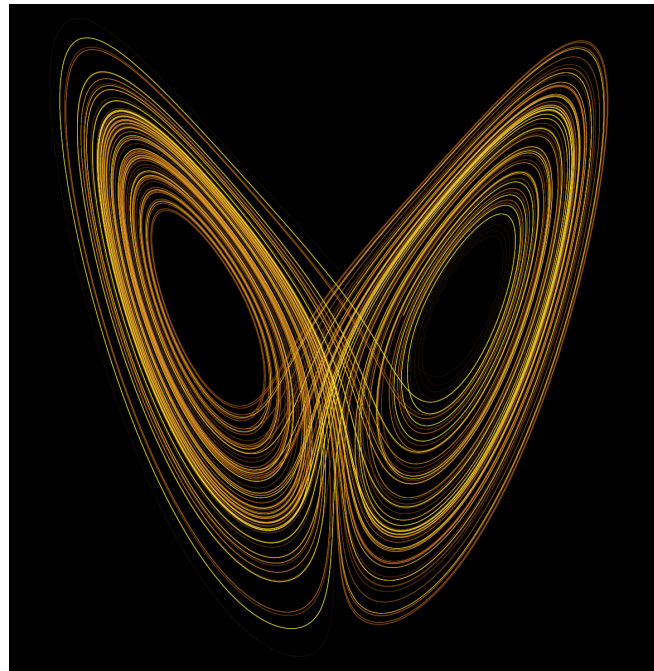


Fig. 1: Lorenzattraktoren. For mer forklaring, se tekst. http://en.wikipedia.org/wiki/Lorenz_attractor

I forhold til atmosfæren er bevegelsen i Lorenzattraktoren uhyre enkel. Det er likevel mulig å la bevegelsen være en analogi på visse fenomen i atmosfæren. Vi kan for eksempel la en omdreining omkring et av sentrene ha en tidskala på en uke og være en analogi på en familie av lavtrykk som passerer oss. Så lenge som punktet roterer rundt et av de to sentrene, har vi noenlunde den samme værtypen selv om banene ikke er helt like. Noen ganger beveger punktet seg over fra den ene vingen til den andre. En slik overgang kan vi oppfatte som en overgang til en annen

værtype, f.eks. et annet leie på lavtrykksbanene som gir mindre nedbør og kaldere vær (vinterforhold). En merker seg at tiden det tar for punktet å bevege seg fra den ene værtypen til den andre er mindre enn tiden for en omdreining, dvs. overgangen tar bare noen få dager. Dette stemmer bra med erfaring fra værvarsling om at været kan skifte dramatisk på kort tid. Om en følger banene, vil en forstå at de gjennomgår en tilfeldig veksling fra den ene værtypen til den andre. Dette ser en enklere om en plotter tidsutviklingen langs en av koordinatene. Da vi en se en kaotisk veksling mellom de to værtypene. Noen ganger kan en værtype vare relativt lenge, andre ganger bare en kort tid.

Om en oppfatter hver vinge som en værtype og lager en hyppighetsfordeling for hvor ofte hver værtype opptrer, vil en finne at hver type opptrer like ofte. Vi ville fått lignende forhold om vi lot en kule falle mange ganger rett ned på en sirkelformet flate der den kunne bevege seg enten til høyre eller til venstre. Det ville da være like stor sannsynlighet for at kula beveger seg til høyre som til venstre. Om en satte på en vifte som lagde litt trekk i en av retningene og gjentok eksperimentet, ville effekten av ”vinden”, selv om den er svak, øke sannsynligheten for at kula beveger seg oftere i vindens retning enn i motsatt retning. I Lorenzattraktoren ville et tilsvarende pådriv kunne føre til at løsningen (banene) holdt seg oftere i en av vingene enn i den andre. Den ene værtypen ble da overrepresentert på bekostning av den andre. I værsammenheng med to værtyper kan pådrivet oppfattes som et slags dytt på værsirkulasjonen, som fører til at den ene av værtypene opptrer oftere på bekostning av den andre. En kunne for eksempel tenke seg at økt drivhuseffekt kunne føre til at en av fasene i ENSO ble mer hyppig enn den andre.

Noen vil sikkert protestere og hevde at det kan defineres langt mer enn to værtyper på et sted. Det er riktig, men om vi prøver å studere værtyper over store geografiske områder som Nord-Atlanteren, er det naturlig å starte med bare to. Spørsmålet er om dette lar seg gjøre ut fra meteorologiske målinger. Kan været variere noenlunde i takt over store geografiske områder som for eksempel Nord-Europa? Fins det tilstøtende områder der været er i en slags motfase med været over Nord-Europa? Svarene er at NAO presenterer slike variasjoner i været over et nordatlantisk område.

Variasjoner i bakkestrykket fra vinter til vinter

Trykket redusert til havets nivå til et bestemt tidspunkt, vist som isobarer på et kart, sier oss mye om været ved dette tidspunktet. Vi har alt lært at vinden like over grenselaget stort sett følger isobarene med høyt trykk til høyre, og med en vindstyrke som øker med gradienten i isobarene (sterkere vind jo tettere isobarene ligger; *geostrofisk vind*). Trykkvariasjonene fra dag til dag over den nordlige halvkule er ganske godt kjent for de siste hundre år. Walker undersøkte hvordan forskjellen i bakkestrykket mellom Island og Azorene varierer fra vinter til vinter³. Han fant uregelmessige variasjoner fra år til år, noe som betyr at variasjonene ikke gir grunnlag for å varsle trykkdifferansen fra et år til det neste. Når han så på variasjoner over flere år, fant han imidlertid variasjoner som minnet om en svingning (oscillasjon) mye på samme måte som han fant for SO, men ikke slik at variasjonene gikk i direkte takt med SO.

Om en gjentar Walkers undersøkelse med de trykkdata en nå har for lange perioder, kan en finne et fast trykkmønster for variasjonene som dekker Nord-Atlanteren og landområdene omkring⁴. Dette betyr at den nevnte trykkdifferansen påvirker trykket over store områder i et gitt mønster (Fig. 2). For relativt store trykkdifferanser har mønsteret størst positivt utslag over Azorerhøytrykket og størst

negativt utslag over Islandslavtrykket, dvs. mønsteret gir vestlig vind mellom disse trykksystemene. Mot Norskehavet er trykkmønsteret mer sørvestlig. Slik finner en at mye av trykkvariasjonen fra vinter til vinter kan beskrives ved et middeltrykk over mange år, pluss et visst bidrag fra mønsteret. Størrelsen på dette bidraget bestemmes av den midlere trykkdifferansen gjennom vinteren mellom Island og Azorene. Ved relativt små trykkdifferanser skifter utslagene i mønsteret fortegn.

I våre dager normaliserer vi trykkdifferansen mellom Island og Azorene som et avvik fra en gjennomsnittlig trykkdifferanse over mange år. Størrelsen, som kalles en indeks, varierer slik mellom positive og negative verdier målt i standardavvik (Fig. 3). Trykkmønsteret kan da dannes ved å beregne trykkdifferansen mellom år da indeksen var større enn pluss ett standardavvik og år da den var mindre enn minus ett standardavvik. Mønsteret legges til middelfeltet med en amplitude i samsvar med indeksen. For en positiv indeks gir mønsteret et sterkere vestavindsbelte enn vanlig og sterkere sørvestlig vind inn over det meste av Nordvest-Europa. I år med negativ indeks trekkes mønsteret fra den midlere trykkvariasjonen på samme måte. I slike år blir det svakere sørvestlig vind inn over Nordvest-Europa og vintrene blir kaldere enn normalt.

(c) Sea level pressure anomalies (mb)

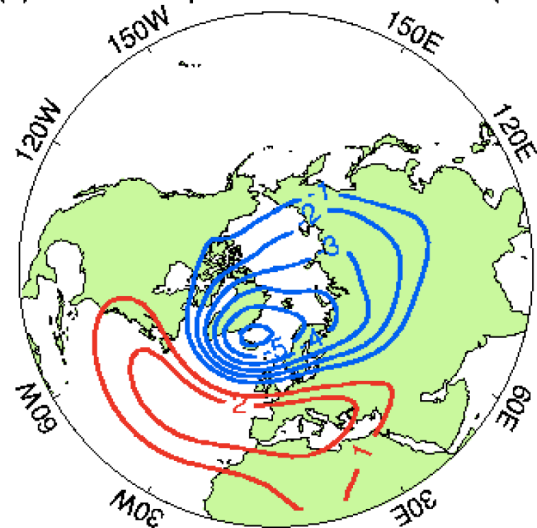


Fig. 2: Kart med trykkforskjell (hpa eller millibar) mellom vintre med NAO-indeks høyere enn en enhet og vintre med NAO-indeks mindre enn minus en enhet. I år med positiv NAO-indeks legges dette feltet til gjennomsnittlig trykkfordeling gjennom mange år med en amplitude som øker med størrelsen på indeksen. I år med negativ NAO-indeks blir det omvendt, feltet trekkes fra. UK Met Office.

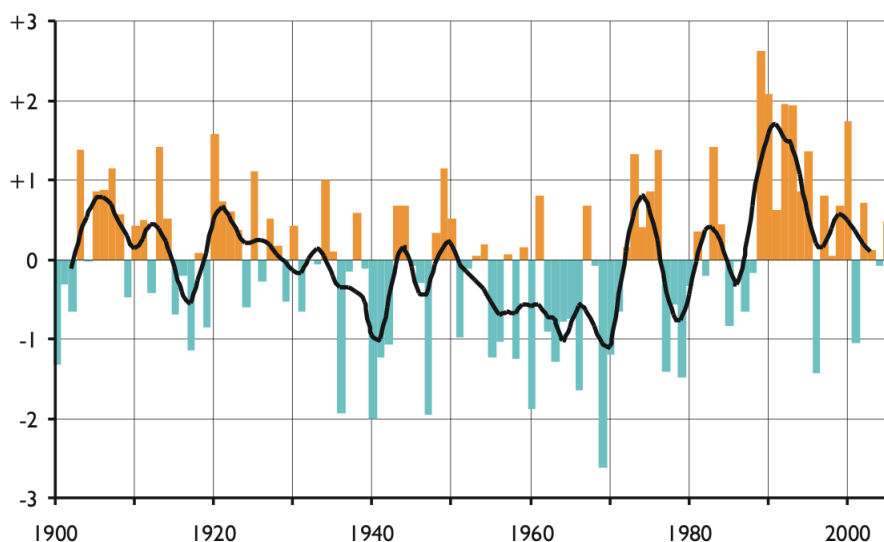


Fig. 3: Indeksen for Den nordatlantiske svingningen for hver vinter (des, jan, feb, mar) fra 1900 til 2005. Svart linje er en utjevnet indeks som tar bort variasjoner med perioder mindre enn 5 år.

http://en.wikipedia.org/wiki/North_Atlantic_Oscillation

Tendensen til en svingning over perioder på flere år kaller vi som nevnt Den nordatlantiske oscillasjon (NAO)⁵. Slik er den en veksling i atmosfærens masse - eller trykket på bakken - på stor horisontal skala med aksjonssentra knyttet til Islandslavtrykket og Azorerhøytrykket. NAO uttrykker en dominerende del av atmosfærens trykkvariasjon i områdene rundt disse trykksystemene gjennom hele året, men mest om vinteren da den forklarer mer enn en tredel av den totale trykkvariansen. Slik styrer NAO mye av variasjonene i været hos oss, særlig om vinteren.

Den normaliserte trykkdifferansen kalles *NAO-indeksen*, som ofte beregnes for hvert år for vintermånedene desember, januar, februar og mars (Fig. 3). Indeksen baserer seg altså på målinger av trykket på to stasjoner som gir trykkgradienten over vestavindsbeltet. Det blir brukt en stasjon på Island og en stasjon enten på Azorene eller i Portugal. Bruker vi trykkmålinger fra Lisboa, Portugal og Stykkisholmur, Island kan en beregne NAO-indeksen siden 1864. For en positiv indeks på 1,0 finner vi en trykkdifferanse på vel 15 hpa fra Azorerhøytrykket til Islandslavtrykket, med høyere trykk enn normalt sør for 55°N og en bred sone med lavere trykk enn normalt opp mot Island og inn i Norskehavet. Denne trykkforskjellen er slik at i år med en indeks på 1,0 er vestavindsbeltet inn over Europa 8 ms⁻¹ sterkere enn normalt (Fig. 2). Vi merker oss også de store trykkforskjellene fra sørspissen av Grønland og til Canada som uttrykker et nordvestlig felt. Dette betyr at variasjoner i indeksen gir variasjoner i utstrømningen av kald luft fra Arktis i disse områdene. En lignende, men svakere nordvestlig strøm finner vi øst i Middelhavet.

Det fins en alternativ metode for å beskrive NAO som baserer seg på en statistisk metode anvendt på trykkkart for det nordatlantiske området. Metoden kalles enten EOF-analyse eller singularer dekomponering⁶. Metoden deler de geografiske variasjonene i området opp i ulike komponenter eller moder som er uavhengige av hverandre. De totale variasjonene kan beskrives som en sum av en rekke slike komponenter skalert med hver sin indeks. Den viktigste komponenten, som forklarer mest av variasjonene, viser seg å gi en trykkfordeling nettopp slik som trykkmønsteret forklart over. Tidsvariasjonen vil være en indeks som omtrent følger NAO-indeksen.

Hvilke prosesser i atmosfæren og eventuelt i havet som styrer NAO er ikke godt kjent på samme måte som for ENSO. Dette kommer vi tilbake til.

Variasjoner i NAO-indeksen

NAO-indeksen viser betydelig variasjon fra et år til det neste. Dette kan bety at dersom NAO-indeksen er anormal ett år, vil det være en viss sannsynlighet for den er mindre anormal det neste året. Likevel, variasjonene fra år til år virker først og fremst tilfeldige og indikerer at det er liten forutsigbarhet i været fra en vinter til den neste. I tillegg til variasjonen fra år til år opptrer det perioder da anormal sirkulasjon - høy indeks eller lav indeks - varer over flere vintre (Fig. 3). Fra århundreskiftet og til omkring 1930 - med unntak av perioden 1916-1919 - var indeksen høyere enn normalt, som betyr at vestavindsbeltet var sterkere enn normalt. Mye vind fra vest gir mildere og våtere vintre enn normalt hos oss. Fra tidlig i 1940-årene til cirka 1970 viste NAO-indeksen en fallende trend. I denne tiden var vinterværet hos oss kaldere enn normalt i de fleste år. Fra 1960-årene og fram til slutten av 1990-åra skjedde det en markant økning i NAO-indeksen. Siden 1980 har den stort sett vært langt høyere enn normalt, men med en dempning mot mer normale verdier de siste årene. Samtidig har vi hatt mange svært milde vintre. Vintrene i 1983, 1989 og 1990 hadde de

høyeste indeksene som er målt siden 1864. Vintre med høy indeks gir ikke bare mildere og våtere vintre, men også stormaktiviteten øker. Antall sterke stormer i Nord-Atlanteren – for eksempel med trykk mindre enn 950 hpa - økte dramatisk i samme periode.

Etter år 1990-åra har NAO-indeksen hatt en fallende tendens om vinteren. Vinteren 2009/2010 ga den laveste indeksen som er observert og det var svært kaldt over Sibir og store deler av Nord-Europa. Mange begynte å tvile på om en slik kald vinter kunne være forenlig med global oppvarming. Det viste seg likevel at denne vinteren globalt var den nest varmeste i den perioden det eksisterer instrumentelle måledata. Det er alltid vanskelig å finne den direkte årsaken til slike hendelser som den kalde vinteren. Forskere spør seg om global oppvarming kan gi større variasjoner i været. Denne vinteren var varm i Arktis, noe som bidrar til lavere NAO-indeks. Spørsmålet blir stilt om varmen i Arktis hadde noe med global oppvarming å gjøre.

I tillegg i variasjonene fra år til år og de langsiktige trendene viser NAO-indeksen variasjoner med svingetider fra 6 til 10 år. Særlig gjelder dette i de siste 50 år. Studier i variasjoner av temperaturen i Bergen av Dag Kvamme, Meteorologiske institutt, Bergen, antyder at svingningene ikke er regulere, men at den varme perioden varer litt lengre enn den kalde. Om en antar at disse svingningene fortsetter, kan en med en viss sannsynlighet forutsi vinterværet framover noen år. I praksis har det likevel vist seg å være svært vanskelig å varsle vinterværet ut fra statistikk basert på NAO-indeksen.

Det er blitt forsket en del på om økende trenden fra 1960-tallet er en del av en naturlig svingning eller om den kan være et resultat av global oppvarming som følge av økt drivhuseffekt⁷. Resultatene av slike undersøkelser viser at noe av variasjonen er naturlig og at noe trolig skyldes regionale følger av global oppvarming. Likevel er det usikkert hvordan det vil gå med NAO-indeksen under global oppvarming⁸. Dette kommer vi tilbake til.

Flere studier indikerer at SO og NAO er nær uavhengige fenomener. Det er gjort en interessant undersøkelse⁹ som sammenligner variasjon av midlere hemisfærisk temperatur (nord for 20° N) om vinteren med vinterindeksene for NAO og SO. Disse to indeksene forklarer hele 47 % av variansen. Temperaturendringer knyttet til NAO står for 31 %, mens SO står for 16 %. Disse tallene illustrerer den relative betydning av de to svingningene for vintertemperaturen nord for tropene.

NAO og været over Vest-Europa

A) Temperatur

En har studert hvordan lokal temperatur over land og SST varier med NAO-indeksen^{10 11}. Således kjenner vi mønsteret for temperaturanomalier for et visst utslag i NAO-indeksen. Figurer for dette ved ett standardutslag, kan brukes slik at en like stor negativ indeks gir det samme resultatet med motsatt fortegn. For en positiv indeks lik en, er det for de fire vintermånedene et utslag på mer enn en grad nordøst i Europa og over Sibir. Vest for Grønland har vi et like stort utslag med motsatt fortegn. Det er tydelig en gyngende med motsatt fortegn på utslagene vest for Grønland og over Nord-Europa. Det er også et utslag på hver side av disse anomaliene, dvs. over østlige Middelhav og østlige del av USA.

Denne gyngen i vintertemperatur mellom Vest-Grønland og Sør-Skandinavia har vært kjent lenge. Den ble oppdaget i 1770-årene av den danske misjonæren Hans Egede Saabye – barnebarn til Grønlands apostel, Hans Egede, en norsk prest som var den første som reiste til Grønland etter at norrøn bosetning dødde ut. Hans Egede Saabye skrev i sin dagbok¹²: ”Alle vintere i Grønland ere haarde, dog med Forskjel. De danske lægge Merke til, at naar Vinteren har været streng, som vi kalde det, i Danmark, har den grønlandske på sin Maade været mildere, og omvendt.”

B) Nedbør

Vi har pekt på at høy NAO-indeks betyr stor transport av fuktig luft inn over Nord-Europa mot Skandinavia. Samtidig blir transporten av fuktighet redusert over Sør-Europa og Nord-Afrika. En har undersøkt den statistiske sammenheng mellom NAO-indeksen og målt nedbør over Europa^{10 11}. Igjen har en lagd figurer som viser endringer i nedbør som tilsvarer en NAO-indeks på en enhet, beregnet over de fire vintermånedene. Det går en nullinje fra Nord-Frankrike og videre mot nordøst. Nord for denne linjen gir en høy indeks mer nedbør enn normalt. Spesielt gjelder dette kysten av Vestlandet, der en finner de største utslagene. Over Sør-Europa blir det tilsvarende tørrere. Økningen i nedbør på Vestlandet de siste tiårene er for en stor del knyttet til den positive fasen i NAO-indeksen i disse årene.

Sammenhengen mellom NAO-indeksen og målt nedbør kan uttrykkes ved en *korrelasjonskoeffisient*. Den høyeste korrelasjon mellom vinternedbør og NAO-indeksen for vinteren finner vi for stasjoner på Vestlandet. For Bergen er denne korrelasjonskoeffisienten 0,77. Et utslag på en enhet i NAO svarer her til et avvik på 3.6 mm i døgnet. Det er interessant at også det årlige tilsiget for kraftverkene i Sør-Norge varierer med NAO-indeksen om vinteren. Variasjonene med perioder rundt 8 år er tydelige.

NAO og havet

Undersøkelser viser at NAO på alle tidsskaler gir systematiske anomalier over store deler av Nord-Atlanteren i vindstyrke, havbølger, varmeflukser fra havet og på den måten også i SST. En rekke studier viser at atmosfæren påvirker sirkulasjonene i havet som gjerne har variasjoner på dekadeskala^{13 14 15}. Dette betyr at NAO påvirker havsirkulasjonen. Dette gjelder anomalier både i den vestlige subtropiske sirkulasjon (Golfstrømmen), og i havstrømmen lengre nord i forlengelsen av Golfstrømmen slik som den subpolare sirkulasjon i områdene sør for Grønland og Island. Dekadevariasjonene finnes også igjen i utstrekningen av havisen i Arktis. NAO synes å være en nøkkelfaktor i å generere saltanomalier i havet som blir transportert i den subpolare sirkulasjon. Dette har betydning for omveltningen av vannmasser vertikalt i Nord-Atlanteren, en sirkulasjon som går under navnet atlantisk *meredional omveltningssirkulasjon* (langs lengdesirkler, meredianer) (AMOC Atlantic Meredional Overturning Circulation) (se Del V).

¹ http://en.wikipedia.org/wiki/Lorenz_attractor

² E. N. 1963. Deterministic nonperiodic flow. *J. Atmos. Sci.* **20**: 130–141.

³ Walker G. T., Bliss E. W. 1932. *Mem. R. Meteorol. Soc.* 44:53–83.

⁴ Hurrell, J.W. et al. 2003. *The North Atlantic Oscillation Climate Significance and Environmental Impacts*. Geophysical Monograph Series, 134.

⁵ http://en.wikipedia.org/wiki/North_Atlantic_oscillation

⁶ http://en.wikipedia.org/wiki/Empirical_orthogonal_functions

⁷ http://en.wikipedia.org/wiki/Global_warming

⁸ Climate Change 2007. *The Physical Science Basis*. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press. <http://www.ipcc.ch/>

⁹ Hurrell, J. W., 1996: Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperatures. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 665-668.

¹⁰ Hurrell, J. W., and H. van Loon, 1997. Decadal variations in climate associated with the North Atlantic oscillation. *Climatic Change*, **36**, 301-326.

¹¹ Hurrell, J. W., 1995: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science*, **269**, 676-679.

¹² Egede Saabye, H. 1817. Fragmenter af en dagbok, hållen i Grönland af pastor Hans Egede Saabye under dess åtta-åriga vistande der i landet. Stockholm, Elméns och Granbergs Tryckeri, 1817.

¹³ Visbeck, M.H. et al. 1998: An ocean model's response to North Atlantic Oscillation-like wind forcing. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 4521-4524.

¹⁴ Dickson, B., 1999: All change in the Arctic. *Nature*, **397**, 389-391.

¹⁵ Visbeck, M.H. et al. 1998. The North Atlantic Oscillation: Past, present, and future. *PNAS*, **98**, 12876-12877.

IV.5. TEORIER FOR NAO OG SESONGVARSLING AV NAO

Det er lagt ned mye tankearbeid for å gi fysiske forklaringer på NAO uten at det er blitt gitt klare svar. Det eksisterer mange teorier, og det er ikke enkelt å gi en oversikt over ulike forslag som fins for å forklare NAO. Statistiske analyser av lange serier med NAO-indeks viser at mye av variasjonene er tilfeldige og kan karakteriseres som støy. Det eksisterer likevel noe variasjon på toårsskala og dekadescala som er reell og som ikke kan karakteriseres som støy¹. Det er derfor viktig å forstå disse variasjonene. Målet er å varsle de variasjonene i NAO som kan være forutsigbare.

Jacob Bjerknæs prøvde å forklare NAO som en vekselvirkning mellom atmosfære og hav². Siden har andre forsøkt å gå videre langs denne vekselvirkningshypotesen som en koplet variasjon. Tanken er at havet svarer på pådriv fra atmosfæren, og at det omvendt fins tilbakekoplinger fra havet til atmosfæren som styrer dekadeforvariasjonene. Andre har forsøkt seg på hypoteser om en ukoplet variasjon, dvs. en intern variasjon innen atmosfæren som kan påvirke sirkulasjonen i havet, men der havet ikke gir noen tilbakekopling tilbake på NAO.

NAO som vekselvirkning mellom atmosfære og hav

Jacob Bjerknæs undersøkte sammenhenger mellom SST og lufttrykket og mente å finne to ulike typer vekselvirkning:

1. SST-anomalier på årlig tidsskala er knyttet til sirkulasjonen i atmosfæren og viser en konsistent, lokal sammenheng med overflatesirkulasjonen i havet. Når SST er høy/lav på mildere bredder, er NAO-indeksen lav/høy. Dette skyldes at høy indeks gir sterk vind, som igjen gir sterkere flukser av varme fra havet, noe som avkjøler havoverflaten.
2. SST-anomalier på dekadescala viser en dynamisk sammenheng med variasjoner i havsirkulasjonen, dvs. med Golfstrømmen opp langs USA østkyst. Teorien antar at positive SST-anomalier i det sentrale Atlanterhavet er dannet av en forsterket subtropisk Golfstrøm som transporterer varmere tropiske vannmasser nordover enn normalt. Responsen i atmosfæren er en antisyklonisk sirkulasjon og en svekket stormaktivitet. Dette øker de positive temperaturanomalierne ved at energifluktene til atmosfæren avtar. Men atmosfæresresponsen fører også til et mindre drag på havet, noe som fører til at Golfstrømmen retarderes. Når Golfstrømmen svekkes, fører det med tiden til en negativ anomali i SST. Denne negative anomalien fører til en motsatt respons i atmosfæren med økt syklonisk sirkulasjon, altså det motsatte som i den varme fasen.

Senere studier viser at også havsirkulasjonen lengre nord (subpolare områder) tar del i NAO-svingningene, slik at temperaturen i de øverste lagene og utstrekning av sjøisen over Arktis varierer med NAO på dekadescala. SST-anomalierne sirkulerer på denne måten rundt i både subtropiske og subpolare hav i samsvar med dekadeforvariasjonene i NAO.

Rodwell m. fl.³ gir gode argumenter for at NAO styres av variasjoner i SST i Nord-Atlanteren. De studerte simuleringer med en klimamodell for atmosfæren med føringer fra havet representert ved observert SST fra 1870 og til 1997. Modellen hadde ikke med andre klimaføringer slik som økt drivhuseffekt eller variasjoner i solstrålingen. Variasjonene i NAO-indeksen for hver av simuleringene var ulike, men i gjennomsnitt ga eksperimentene en NAO-indeks som viste rimelig

bra korrelasjon med observert indeks. Videre ga modellen en fordeling av nedbør og temperatur over Nord-Europa i samsvar med disse variasjonene. Resultatene indikerer at tendensen til dekadessvingninger i NAO-indeksen er forårsaket av SST-anomalier.

Dersom en korrelerer målinger av NAO-indeksen med den geografiske fordelingen av SST i Nord-Atlanteren, finner en et bestemt mønster. Det er slik at en positiv NAO-indeks er knyttet til et positiv SST-anomali øst for USA, en negativ anomali sør for Grønland og en positiv anomali i Norskehavet⁴. En negativ NAO-indeks er knyttet til anomalier på de samme stedene med motsatt fortegn. Rodwell m. fl. gjorde også modelleksperiment - simuleringer over 20 år - for å finne responsen på dette SST-mønsteret ved positiv og negativ NAO. De fant at SST-anomaliene påvirker NAO gjennom fordampning, nedbør og prosesser for oppvarming av atmosfæren. De konkluderte med at SST-avvikene fører til lokale endringer i disse størrelsene, endringer som har en forsterkende effekt på selve temperaturmønsteret (SST). Slik forsterkes hypotesen om at NAO påvirkes gjennom SST-anomalier.

Andre teorier for NAO

Rodwell m. fl. brukte ikke en koplet modell i sin studie. Det er derfor begrenset hvor sterke argumenter de kan føre for NAO som en vekselvirkning med havet. Generelt har det vist seg vanskelig å påvise tilbakevirkning fra havet til atmosfæren. Flere forskere heller til at NAO ikke er knyttet til havet i det hele tatt. Et bevis for dette er at simuleringer med atmosfæremodeller får fram NAO-variasjoner selv når sjøtemperaturen (SST) holdes konstant med en fast variasjon gjennom året^{5 6}. Slik har forskere pekt på NAO som en intern variasjon i atmosfæren. Flere finner at vekselvirkning mellom *stratosfære* og *troposfære* spiller en stor rolle^{7 8 9 10}. Men denne hypotesen er enda ikke på noen måte anerkjent som en forklaring på NAO.

I de siste årene har flere forskere konsentrert seg om værutviklingen fra dag til dag i perioder som gir sterk vestavind og høy daglig NAO-indeks. På den måten vil en prøve å forstå de mekanismer som styrker trykkgradientene mellom Azorerhøytrykket og Islandslavtrykket. Det kan se ut som om dette området er et foretrukket område for brytende Rossbybølger¹¹. Noen ganger fører denne brytningen til en styrkning av Azorerhøytrykket, andre ganger til en styrkning av Islandslavtrykket. Ulike vedvarende pådriv ved overflaten, for eksempel påvirkning fra tropene, synes å kunne opprettholde en vær-situasjon der disse mekanismene gir en vedvarende positiv fase av NAO. En kan tenke seg at en negativ NAO er karakterisert ved fravær av slike situasjoner. En slik forklaring er et eksempel på NAO som en ukoplet variasjon.

En teori for ukoplet klimavariasjon går ut på at NAO kan forklares som klimasystemets langsiktige respons på kortsiktige tilfeldige klimapådriv. Denne teorien skriver seg fra et kjent fenomen i fysikken om at tilfeldige impulser på et dynamisk system kan gi regulære svingninger. Mange mener at denne teorien oppsummerer dagens kunnskap om hvordan NAO varierer. Fasen til NAO, dvs. om den er negativ eller positiv, er først og fremst bestemt av tilfeldige, dvs. kaotiske variasjoner i værssystemene. Anomalier i sjøtemperaturen kan også spille en rolle, men mer som en modererende effekt¹². NAO gir store variasjoner i vinden over hav og har slik stor innvirkning på temperatur og sirkulasjon i havets øverste lag⁴. Sjøtemperatur i overflaten og vinddrevne strømmer endrer seg innen dager, mens havsirkulasjonen i store og dype havbasseng bruker opp til en dekade for å tilpasse seg endringer i atmosfærens tilstand. På denne måten får vi markerte dekadeforandringer i havet påført av

tilfeldige variasjoner i atmosfæren fra måned til måned¹³. De langsiktige variasjonene i havet kan så igjen påvirke sirkulasjonen i atmosfæren. Dette kommer vi tilbake til i neste kapittel.

Trender i NAO

Gjennom de siste 50 årene har NAO-indeksen hatt svingninger på dekadeskala og i tillegg en markant trend mot en økende indeks fram til århundreskiftet^{14 15}. Men etter høy indeks i 1990-årene ser det ut som trenden har snudd. I våre områder gir økende trend sterkere vind fra sørvest med mildere vintre. Det er verdt å merke seg at den økende trenden var sterkere enn hva en finner i lange kontrollkjøringer med koplede klimamodeller med konstant solstråling og uten ytre strålingspådriv¹⁶. Det forsøkes på å finne årsakene til disse langsomme trendene for å få svar på hvor stor forutsigbarhet de har. Problemene er nært knyttet til hva som skjer med NAO under den globale oppvarmingen vi er inne i.

Økt drivhuseffekt gir endringer som både kan forsterke og svekke NAO. Effekten av en økning i konsentrasjonen av en drivhusgass i et nivå av atmosfæren avhenger av forholdet mellom absorpsjon i drivhusgassen av langbølget stråling fra lagene under og emisjon av slik stråling fra molekylene i gassen (se Del VI, kap. 3). Siden absorpsjon og emisjon avhenger av temperaturen i fjerde potens, vil nettobalansen bestemmes av differansen mellom middeltemperatur for de lag som stråler nedefra og den lokale temperaturen der hvor drivhusgassen emitterer. Dette leder til forskjellig effekt i troposfære og stratosfære. I troposfæren avtar temperaturen med høyden slik at molekylene emitterer mindre energi enn de mottar nedefra. Altså får vi en netto oppvarming. I stratosfæren er det omvendt; der øker temperaturen med høyden, og molekylene emitterer mer energi enn de mottar nedefra. Temperaturgradienter mellom sør og nord gir en polarjet ved tropopausen på midlere bredder (jet knyttet til *polarfronten*). På grunn av større vertikal blanding, er troposfæren høyere på lavere bredder enn på høyere bredder. Spesielt varierer tropopausehøyden sterkt på tvers av polarjeten. I nivået for jetkjernen er vi således i troposfæren sør for jeten, men i stratosfæren nord for jeten. En økt konsentrasjon av drivhusgasser vil derfor øke temperaturgradienten på tvers av jeten, og denne temperaturgradienten styrker jeten. Denne forsterkningen settes da i forbindelse med en forsterket positiv NAO¹⁰.

På grunn av smelting av is, varmes Arktis mest opp ved global oppvarming, i gjennomsnitt dobbelt så mye som for resten av kloden. Dette bidrar til en generell svekkelse av polarfronten, noe som bidrar til en svakere NAO-indeks. Et åpent spørsmål er om deler av Grønlandsisen kan smelte på sikt. Målinger siste tiåret viser alt en økende smelting. Betydelig økning i smeltingen – direkte og ved smelting av isfjell - kan påvirke sjøtemperaturene i nordlige deler av Nord-Atlanteren. Dette kan virke til en forsterkning av polarfronten og sterkere vinterstormer¹⁷. Smelting av *innlandsis* er ennå ikke med i klimamodellene og gjør det vanskeligere å bedømme framtidige projeksjoner av NAO og stormer knyttet til polarfronten.

NAO-trend og SST i tropene

Også andre enn Rodwell m.fl.³ har klart å simulere trenden i NAO noenlunde bra med atmosfæremodeller kjørt fra 1950-åra med SST spesifisert ved observasjoner^{18 19}. Selv om en ennå ikke har klart å gjøre det samme i koplede modeller, gir resultatene håp om at noe av NAO med tiden også kan forutsis i koplede klimamodeller. Trolig er det havkomponenten i modellene som må

forbedres, her har den romlige oppløsningen til nå vært svært liten (Del III). Det er også nødvendig med god oppløsning av stratosfæren.

Resultatene fra Hoerling m. fl.¹⁹ er de mest overbevisende. De har kjørt en rekke eksperimenter fra 1950 til 2000 med en atmosfæremodell. De mener resultatene gir bevis for at trenden i NAO er knyttet til en stadig oppvarming av tropiske hav. Disse endringene forandrer mønster og intensitet for nedbør i tropene - og dermed frigjøring av latent varme ved kondensasjon. Atmosfærens respons på dette inkluderer det romlige mønsteret for NAO. Forskningen til Hoerling m. fl. gir da en ny hypotese for hvordan NAO varierer: Oppvarming i tropene gir en fjernvirkning på sirkulasjonen over Nord-Atlanteren i form av et NAO-signal, som igjen gir endringer i SST og sjøis innen aksjonsområdet for NAO.

Når de kjører modellen med observert SST i tropene (30°N til 30°N) og med konstant SST og sjøis utenfor tropene (bare variasjon gjennom året), får de stort sett det samme resultatet som når observert SST er brukt overalt. Dette indikerer at endringer i SST innen selve aksjonsområdet for NAO har mindre betydning for trenden. En påvirkning fra tropene på sirkulasjonen på høye bredder har tidligere blitt påvist for nordlige del av Stillehavet og Nord-Amerika²⁰, men dette er første gangen at noen så klart har påvist en sammenheng mellom oppvarming i tropene og sirkulasjonen over Nord-Atlanteren. Andre simuleringer Hoerling m. fl. har gjort, viser at det særlig er endringer i SST i Stillehavet og Det indiske hav som gir pådriv for trenden i NAO. Forfatterne fører argumenter for at endringene i SST i tropene høyst sannsynlig er et resultat av global oppvarming. F. eks. ligner simulerte endringer i SST i tropene med en koplet klimamodell på det som er observert²¹.

Et arbeid av Shindell m. fl.¹⁰ bruker en atmosfæremodell koplet til en forenklet modell for havet (et lag for havet, kalt "slab ocean"). De fokuserer på Den arktiske svingning (AO) i stedet for NAO, hvor AO er en sirkumpolar svingning som også omfatter NAO. Således viser både AO og NAO mye den samme trenden siden 1950-årene. Shindell m. fl. simulerer trenden i AO, men får ikke riktige dekadefleksjoner. De undersøker bidraget til trenden fra forskjellige ytre strålingspådriv: økt drivhuseffekt, variasjon i solstråling, aerosoler fra vulkanutbrudd og endringer i stratosfærisk ozon. De finner at det meste av trenden siden 1950-åra kan forklares ved økt drivhuseffekt.

Hoerling m. fl. gir ingen analyse av årsakssammenhengen mellom endring i mønsteret for oppvarming i tropene og NAO-indeksen. Shindell m. fl. fokuserer på stratosfærens betydning for NAO, men analyserer ikke betydningen av endringer av SST og frigjøring av latent varme i tropene. Det kan være at de to arbeidene belyser de samme mekanismene fra forskjellige vinkler. Således kan stratosfærens betydning være en del i en større sammenheng der oppvarming i tropene er den egentlige årsaken.

Varsling av NAO

Hvor store er så mulighetene for å varsle variasjoner i NAO på sesongskala eller lengre fram? De fleste forskere er ikke optimistiske når det gjelder nøyaktigheten i slik varsling. Selv om NAO-indeksen viser visse tendenser til regulære variasjoner, er den likevel for mye influert av tilfeldige, uforutsigbare variasjoner for å kunne varsle endringer i indeksen. Det er simpelt hen for mange variable som bestemmer variasjonene.

Det blir likevel gjort forsøk på sesongvarsling av NAO. Noen prøver om høsten å varsle neste vinters NAO-indeks basert på opplysninger om snøforhold over EurAsia. Dette blir mye det samme som Blanford gjorde for å varsle sommermonsunen over India. Det er bare det at Blanford trolig hadde sterkere grunnlag i fysiske relasjoner for snødekkets innflytelse enn vi har for dets innflytelse på NAO. Riktignok er det grunn til å tro at tidlig snø om høsten over EurAsia gir tegn om en streng vinter. Det er vanskeligere å forklare at snødekket i Himalaya om sommeren skal ha noen betydning.

Tendensen til en noenlunde sinusformet variasjon hvor vinterindeksen for NAO kryper oppover eller nedover over flere sammenhengende vintre, krever at det fins en form for klimatisk hukommelse fra en vinter til den neste. Det vil si det må finnes mekanismer, enten i atmosfæren eller havet, som holder rede på hvor sterkt Azorerhøytrykket og Islandslavtrykket var forrige vinter. De raske variasjonene som finner sted i atmosfæren, gjør det vanskelig å tenke seg en atmosfærisk mekanisme som kan opprettholde et mønster fra vinteren gjennom våren og sommeren når disse storstilte trykksystemene forandres og til dels brytes opp. Igjen er det lettere å tenke seg en slik mekanisme knyttet til havet eller kanskje til landoverflaten. Rodwell m.fl.³ gjorde det sannsynlig at den klimatiske hukommelsen som driver NAO, er knyttet til havtemperaturen under det øvre grenselaget. Ved Met. Office i Storbritannia (statlig organ på linje med Meteorologisk institutt) prøver Mark Rodwell å varsle fortegnet på neste vinters NAO-indeks ved numeriske modellsimuleringer. Han studerer forrige vinters havtemperaturer. Hver vår har vinterens NAO-mønster lagt igjen en signatur i havtemperaturene i Nord-Atlanteren. Gjennom sommeren holder disse anomalier seg under det tynne overflatelaget, som oppvarmes av sola og fungerer som et isolerende termisk teppe. Når sommeren er omme og neste vinter står for tur, fjernes det termiske teppet og noe av temperaturmønsteret fra forrige vår kommer igjen til syne. Disse temperaturanomalierne modulerer så de kortvarige endringene i NAO.

For å varsle for neste vinter bruker Rodwell gjennomsnittlig SST for mai. Disse temperaturene, før soloppvarmingen setter inn for fullt, er de beste indikatorene for neste vinters fase av NAO. Rodwell bruker disse temperaturene i et ensemble av simuleringer for atmosfæren til over neste vinter. På den måten mener han å varsle med en nøyaktighet som gir over 50 % treff.

Hva så med varsling av dekadetrender av NAO? For slike varsler trenger vi klimamodeller for hav og atmosfære som er i stand til å beskrive variasjonene i NAO observert siste hundre år. Slike modeller mangler.

Atmosfæren danner lavtrykk for å transportere varme mot nord om vinteren. Denne transporten – som i tillegg også foregår i havet - er så stor som nødvendig for å balansere strålingstapet i nordområdene mot verdensrommet. Vi nevnte prosesser under global oppvarming som både kan forsterke og svekke NAO. Vi må også bedømme effekten av endret fuktighet i atmosfæren. Med mer fuktighet blir transporten av latent varme mot nord mer effektiv i de enkelte lavtrykkene. Dette antyder at varmekraften mot nord kan opprettholdes med litt færre lavtrykk. Men enkelte lavtrykk kan bli sterkere siden potensialet for latent varmepåvirkning øker. En global oppvarming synes altså å gi effekter som bidrar til både å styrke og svekke lavtrykksaktiviteten og NAO. I tillegg kommer som nevnt effekten av eventuell smelting av is på Grønland. Det mangler mye før vi kan uttale oss sikker om hva som vil skje med NAO og lavtrykksaktiviteten i våre områder etter som den globale oppvarmingen fortsetter.

- ¹ Wunsch, C. 1999. The interpretation of short climate records, with comments on the North Atlantic and Southern Oscillations. *Bull. Amer. Meteorol.* 80, 245-255.
- ² Bjerknes, J. 1962. Synoptic survey of the interaction of sea and atmosphere in the North Atlantic. Vilhelm Bjerknes Centenary volume. *Geophys. Publ.* 24, 115-145.
- ³ Rodwell, M.J. et al. 1999. Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate. *Nature*, 398, 320-323.
- ⁴ Visbeck, M. 2002. The Ocean's Role in Atlantic Climate Variability. *Science*, 297, 2223-2224.
- ⁵ Saravan R. J. 1998. Atmospheric low-frequency variability and its relationship to midlatitude SST variability: Studies using the NCAR climate system model. *J. Clim.* 11, 1386-1404.
- ⁶ Yamazaki, K. & Y. Shinya 1999. Analysis of the Arctic Oscillation simulated by AGCM. *J. Meteorol. Soc. Jpn.* 77, 1287-1298.
- ⁷ Koide H., K. Kodera, 1997: Characteristics of the recent long-term wintertime variability in the atmosphere and the oceans (in Japanese). *Tenki*, **44**, 535–550.
- ⁸ Baldwin, M.P., T.J. Dunkerton, 1999. Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. *J. Geophys. Res.*, 104, 30937-30946.
- ⁹ Shindell D.T. et al. 1999. Solar cycle variability, ozone, and climate. *Science*, 284, 305-308.
- ¹⁰ Shindell D.T. et al. 2001. Northern Hemisphere winter climate response to greenhouse gas, ozone, solar, and volcanic forcing. *J. Geophys. Res.*, 106, 7193-7210.
- ¹¹ http://en.wikipedia.org/wiki/Rossby_wave
- ¹² Kushnir, Y. et al. 2002. Atmospheric GCM response to extratropical SST anomalies: synthesis and evaluation. *J. og Clim.* **15(16)**, 2233-2256.
- ¹³ Curry, Ruth G., Michael S. McCartney, and Terrence M. Joyce, 1998. Linking subtropical deep water climate signals to North Atlantic subpolar convection variability. *Nature*, 391, 575 -577.
- ¹⁴ Hurrell, J.W. 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science* 269, 676-676.
- ¹⁵ Thompson, D.W.J., J.M. Wallace, 1998: The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297-1300.
- ¹⁶ Osborn, T. J., et al, 1999. Evaluation of the North Atlantic Oscillation as simulated by a coupled climate model, *Clim. Dyn.*, 15, 685-702.
- ¹⁷ Hansen, J.E. 2009. *Storms of my Grandchildren*. Bloomsbury Publishing, London, New York og Berlin
- ¹⁸ Mehta, V. M., et al. 2000. Oceanic influence on the North Atlantic Oscillation and associated northern hemisphere climate variations: 1959–1993. *Geophys. Res. Lett.*, 27(1), 121-124.
- ¹⁹ Hoerling, M.P., J.W. Hurrell, T. Xu 2001. Tropical origins for recent North Atlantic climate change. *Science*, 292, 90-92.
- ²⁰ Trenberth, K.E., J.W. Hurrell 1994. Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. *Clim. Dyn.* 9, 303-319.
- ²¹ Roeckner E, et al. 1999. Transient Climate Change Simulations with a Coupled Atmosphere–Ocean GCM Including the Tropospheric Sulfur Cycle. *J. Clim.* 12, 3004-3032.

IV.6. ATLANTISK MULTIDEKADISK OSCILLASJON (AMO)

Vi har gjort rede for NAO og blant annet sett på teorier som knytter variasjoner i NAO til variasjoner i sjøtemperaturen (SST). Vi fant at NAO påvirker SST på kort sikt, men strevde mer for å finne hvordan langsiktige endringer i SST påvirker NAO. I Del V skal vi se nærmere på havets betydning for klimaendringer, spesielt betydningen av endringer i det vi gjerne kaller ”Golfstrømmen”. Men allerede nå tar vi med nok en svingning (oscillasjon) som kalles *Den atlantiske multidekadiske oscillasjon* (AMO)¹. Denne svingningen er et resultat av ny forskning og knyttes direkte til endringer i havstrømmene.

Forskere har søkt etter sammenheng mellom langsiktige variasjoner – over flere dekader - i havsirkulasjonen i Nord-Atlanteren og klimavariasjoner på samme tidsskala. Denne forskningen har til nå ikke noe med NAO å gjøre, den omfatter større områder enn aksjonsområdet for NAO og lengre tidsskalaer. Fordi ”Golfstrømmen” har stor betydning for vårt klima (se Del V), er hovedtanken at langsomme variasjoner i havstrømmene vil gi tilsvarende klimavariasjoner i de samme områdene og kanskje over større deler av kloden. Variasjonene må karakteriseres som naturlige og antakeligvis tilfeldige. Modellstudier viser en klar sammenheng mellom styrken på ”Golfstrømmen” og temperaturen i havoverflaten i Nord-Atlanteren. Senere vil vi bruke andre navn for ”Golfstrømmen”.

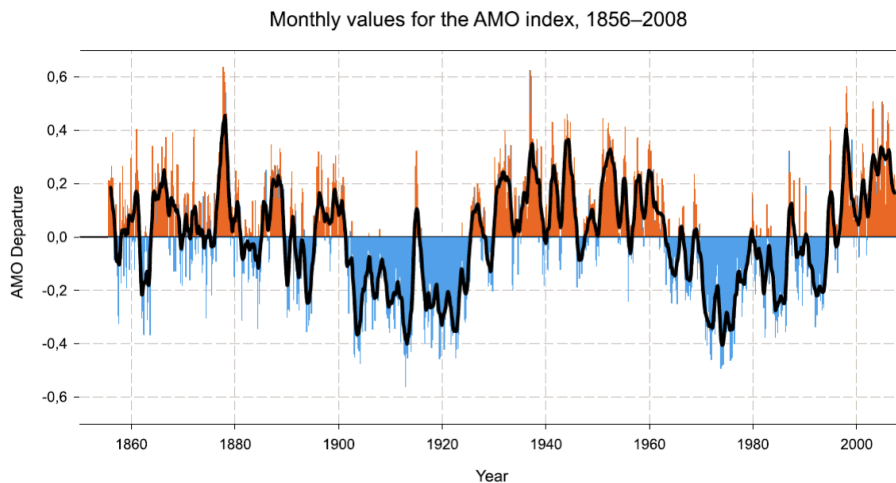


Fig. 1: Månedsverdier for AMO-indeksen fra 1856 til 2008 (°C). Svart kurve gir årlige verdier. Den opprinnelige indeksen referert i teksten gjelder årlige verdier jevnet ut for å få fram variasjoner over flere dekader.

http://en.wikipedia.org/wiki/Atlantic_Multidecadal_Oscillation

Vi har få langsiktige observasjoner av havsirkulasjonen i Nord-Atlanteren. Men siden variasjoner i havsirkulasjonen gir variasjoner i SST, er det nærliggende å studere data for SST, som fins fra cirka 1850, for å vurdere havets betydning for klimavariasjoner på dekadeskala. Forskere har blant annet studert gjennomsnittlig årlig SST over området 0°N til 60°N, 75°W til 7.5°W, dvs. det meste av Nord-Atlanteren mellom ekvator og Grønland. I dette temperaturavviket finner en langsomme variasjoner med en svingetid på mellom 60 og 80 år². Denne svingningen utgjør AMO (Fig. 1). Vi merker oss at utslagene er bare noen få titalls grader på det meste. I beregningene har en tatt bort trender over enda lengre perioder, trender som kan ha sin årsak i global oppvarming. Resultatet utgjør det som kalles AMO-indeksen. Vi merker oss at indeksen var positiv fra cirka 1930 til litt

En har studert hvordan temperatur og nedbør til ulike årstider varierer lokalt med variasjoner i denne indeksen. Resultatet viser at AMO-indeksen er korrelert til disse to parametrene for store deler av den nordlige halvkule, spesielt over Nord-Amerika og Europa, men også for deler av Sør-Amerika og Afrika. AMO-indeksen synes å gi størst utslag for sommeren. Forskjellen mellom år med høy indeks og år med lav indeks gir for sommeren (juni, juli, august) økt nedbør over Europa (fra 5 til 15 % over normale verdier) og redusert nedbør på opp til 20 % over sørlige deler av USA. Temperaturavvikene gir varmere sommertemperatur over USA (0,25 til 0,75 °C) og sentrale deler av Europa. I andre områder gir nedbørsfordelingen relativt store positive avvik over Sahel (Fig. 2), Det karibiske hav og nordvest i Brasil.

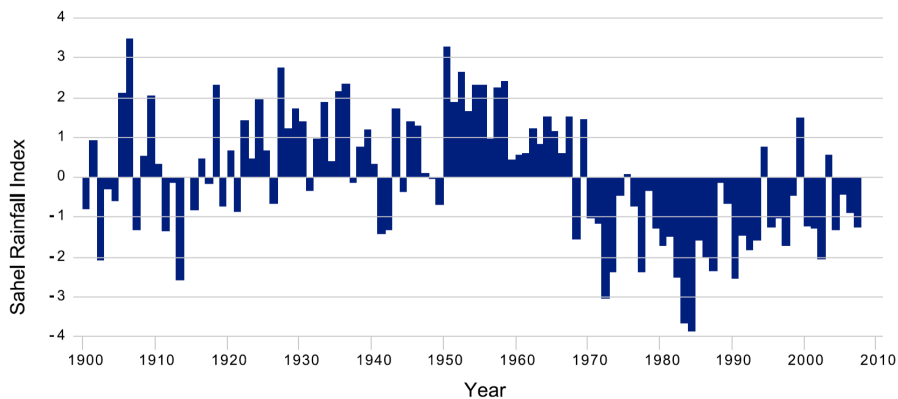


Fig. 2: Indeks for årlig nedbør i Sahel som et avvik (cm/måned) i forhold til et langtidsmiddel (1898-1993). Perioden 1950 til 1970 var relativt våt, mens perioden 1970 til 1990 var tørr. I de siste årene er nedbøren økt til verdier litt under langtidsmiddelet. Dekadevariasjonene går i noen grad i takt med AMO-indeksen. http://en.wikipedia.org/wiki/Sahel_drought

Det er ut som om AMO kan være med å forklare visse perioder med ekstremt vær observert i visse regioner over dekadene. Det gjelder ikke minst tørken over Sahel³ som var verst på 1970- og 1980-tallet. AMO er også knyttet til tørke over USA (i midtvest og sørvest) i 1930-årene, kalt Dust Bowl⁴ og i 1950-årene. Responsen er motsatt i Florida og ved kysten mot Stillehavet i nordvest. AMO er også blitt knyttet til antall sykloner i Det karibiske hav slik at høyere sjøtemperatur (høy AMO-indeks) gir et større antall sterke sykloner.

Observerte svingninger tilbake 1850 representerer bare noen få svingninger i AMU. Derfor kan vi ikke slutte at AMO vil fortsette på samme måte i framtiden bare fra målingene. Men modellstudier støtter eksistensen av AMO. Slik finner en AMO i lange kontrollkjøringer. Periodene i en kontrollkjøring over 1400 år varierte mellom 70 og 120 år⁵. I tillegg viser modellkjøringene at AMO er klart knyttet til variasjoner i den storstilte havsirkulasjonen.

AMO har akselerert siste 35 år fram til 2009 i en periode da global temperatur har økt mye. Noe av den globale oppvarmingen, mellom 10 og 25 %, kan forklares ved denne økningen i AMO. Hadleysenteret varsler at AMO vil nå toppen innen cirka en dekad fra 2005, for så å bli redusert. Denne utviklingen kan bidra til litt mindre global oppvarming i våre områder de neste 30 årene deretter, men bare litt⁶.

¹ http://en.wikipedia.org/wiki/Atlantic_Multidecadal_Oscillation

² Sutton, R.T., D. L. R. Hodson 2005. Atlantic Ocean Forcing of North American and European Summer Climate. *Science* 309, 115 -118.

³ http://en.wikipedia.org/wiki/Sahel_drought

⁴ http://en.wikipedia.org/wiki/Dust_Bowl

⁵ Knight, J. R. 2005. A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. *Geophys. Res. Lett.* **32**: L20708. doi:10.1029/2005GL024233.

⁶ Kerr, R. A. 2005. Atlantic climate pacemaker for millennia past, decades hence? *Science* 309, 41–43.

