

## **Kort om meteorologi, hydrologi og oseanografi**

I denne andre delen blir det gitt en rask innføring i noen viktige begreper i meteorologi, oseanografi og det hydrologiske kretsløp, viktige fagdisipliner knyttet til klimasystemet.



Når vi underviser meteorologi på universitetet, brukes det matematiske framstillinger hele tiden. Det forundrer for eksempel flere at varsling av været i utgangspunktet er et matematisk problem. Når studentene kommer for å studere meteorologi som en del av fagfeltet geofysikk (som på Geofysisk institutt, UiB, bare omfatter meteorologi og oseanografi), har de med seg grundig kunnskap i matematikk og fysikk. For eksempel kan de noe om bevegelse i væsker, det vi kaller hydrodynamikk. Også i fysikk er matematikk grunnleggende, og klassisk fysikk er trolig det faget som, bortsett fra *hydrologi* og oseanografi, kommer nærmest faget meteorologi.

På Geofysisk institutt, UiB, hadde vi en gang en flink student fra Ghana som tok mastergrad i meteorologi uten forkunnskaper i matematikk. Noen lærere forbarmet seg over han og ga han privatundervisning. For en stor del brukte de boka *Meteorology Today*, et praktverk med en innføring i de fleste sider ved meteorologi, men nesten uten å bruke matematikk<sup>1</sup>. Denne boka kan anbefales på det varmeste selv om den som regel har illustrasjoner fra vær i USA. Jeg har den alltid tilgjengelig i tilfelle noen henvender seg med spørsmål i et emne jeg ikke er ekspert og underviser i, som for eksempel optiske fenomen i atmosfæren. En god innføringsbok i klimakunnskap er en lærebok av J. T. Houghton<sup>2</sup>, som lenge ledet IPCCs arbeid med det vitenskapelige grunnlaget for klimaendringer. Det fins selvsagt mye informasjon om meteorologi på nettet, særlig har en del offentlige institusjoner som NOAA og NASA i USA mange webbaserte opplæringsstilbud. Jeg vil henviser til *Wikipedia* der jeg kan og bruker den engelske utgaven som vanligvis er bedre enn den på norsk.

## II.1 - GASSER OG LAGDELING I ATMOSFÆREN

Atmosfæren består av en mengde gasser<sup>3</sup>, 78 % av volumet er nitrogen og 21 % oksygen (Tab. 1; Fig. 1). Ingen av disse to gassene gir *drivhuseffekt*. Klimagassene, som til sammen er årsak til drivhuseffekten, er til stede i forbausende små konsentrasjoner. Den viktigste klimagassen er vanddamp (typisk 0,5 - 4 % av luftvolumet ved jordoverflaten), deretter kommer *karbondioksid* (CO<sub>2</sub>). I norsk klimadebatt har toppolitikere hevdet at siden CO<sub>2</sub>



Lagdeling i atmosfæren, bilde fra rommet tatt av NASA. Blåfargen skyldes spredning av lyset (Rayleigh scattering), der kortere bølgelengder (blått) spres mer enn lengre røde bølgelengder. Det hviteste laget er troposfæren og laget over stratosfæren.

bare utgjør cirka 0,038 volumprosent av atmosfæren, kan den ikke ha noen større klimaeffekt. Men dette vitner bare om manglende kunnskap om atmosfærens fysikk.

Fysisk resonnering er også nødvendig for å forklare hvordan atmosfæren innstiller seg i visse vertikale lag (Fig 2.). I klimasammenheng er vi spesielt interessert i de to lagene som ligger nærmest jordoverflaten: *troposfæren* og *stratosfæren*<sup>45</sup>. Til sammen inneholder disse to lagene 99,9 % av atmosfærens masse. Begge lagene er viktige i klimasammenheng, men spiller hver for seg ulike roller.

## Gasser i atmosfæren

Atmosfæren er et tynt lag med gasser som omgir jordkloden. Nesten 99 % av atmosfærens masse ligger under en høyde på 30 km. Om jorda hadde en størrelse som en fotball, ville atmosfæren være tynnere enn et ark skrivepapir. Vi har alt antydnet at en gjerne måler mengden av en gass ved volumet gassen utgjør i forhold til totalvolumet av tørr luft. Slike volumforhold blir kalt gassens *blandingsforhold* (ofte kalt molfraksjon), som uttrykkes i hvor

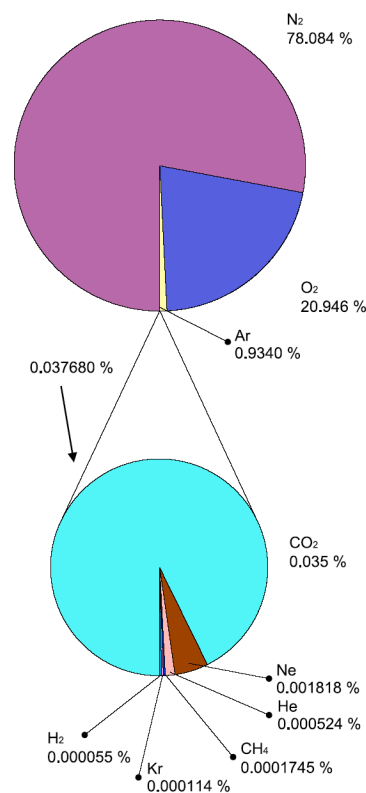
### Composition of dry atmosphere, by volume

ppmv: *parts per million* by volume

Gas	Volume
<a href="#">Nitrogen</a> (N <sub>2</sub> )	780,840 ppmv (78.084%)
<a href="#">Oxygen</a> (O <sub>2</sub> )	209,460 ppmv (20.946%)
<a href="#">Argon</a> (Ar)	9,340 ppmv (0.9340%)
<a href="#">Carbon dioxide</a> (CO <sub>2</sub> )	383 ppmv (0.0383%)
<a href="#">Neon</a> (Ne)	18.18 ppmv (0.001818%)
<a href="#">Helium</a> (He)	5.24 ppmv (0.000524%)
<a href="#">Methane</a> (CH <sub>4</sub> )	1.745 ppmv (0.0001745%)
<a href="#">Krypton</a> (Kr)	1.14 ppmv (0.000114%)
<a href="#">Hydrogen</a> (H <sub>2</sub> )	0.55 ppmv (0.000055%)
<a href="#">Nitrous oxide</a> (N <sub>2</sub> O)	0.3 ppmv (0.00003%)
<a href="#">Xenon</a> (Xe)	0.09 ppmv (9x10 <sup>-6</sup> %)
<a href="#">Ozone</a> (O <sub>3</sub> )	0.0 to 0.07 ppmv (0% to 7x10 <sup>-6</sup> %)
<a href="#">Nitrogen dioxide</a> (NO <sub>2</sub> )	0.02 ppmv (2x10 <sup>-6</sup> %)
<a href="#">Iodine</a> (I)	0.01 ppmv (1x10 <sup>-6</sup> %)
<a href="#">Carbon monoxide</a> (CO)	0.1 ppmv
<a href="#">Ammonia</a> (NH <sub>3</sub> )	trace

#### Not included in above dry atmosphere:

<a href="#">Water vapor</a> (H <sub>2</sub> O)	~0.40% over full atmosphere, typically 1%-4% at surface
--	---



**Tab. 1:** Gasser i atmosfæren etter volum, målt i part per million (ppm; milliondeler). [http://en.wikipedia.org/wiki/Earth's\\_atmosphere](http://en.wikipedia.org/wiki/Earth's_atmosphere)

**Fig. 1:** Gasser i atmosfæren etter volum, målt i prosent av volumet. [http://en.wikipedia.org/wiki/Earth's\\_atmosphere](http://en.wikipedia.org/wiki/Earth's_atmosphere)

mange deler – eventuelt molekyler - gassen opptar per et visst antall deler eller molekyler luft. Volumprosenten får en med å gange blandingsforholdet med hundre. For eksempel har karbondioksid (CO<sub>2</sub>) for tiden (2011) et blandingsforhold på 391 deler per en million deler luft (på engelsk parts per million, ppm eller ppmv for å angi volum). Volumprosenten for CO<sub>2</sub> blir da 0,0387 %. For tiden øker konsentrasjon med omtrent 2 ppm i året på grunn av utslipp av *drivhusgasser*<sup>6</sup>.

Blandingsforholdet for gassene kan være konstant til store høyder, men luftas tetthet og de ulike gassenes tetthet avtar sterkt med høyden (Fig. 3). Luftas tetthet er proporsjonal med trykket og omvendt proporsjonal med absolutt temperatur. For mange formål gir vertikalfordelingen av trykket også fordelingen av luftas tetthet.

Nitrogen og oksygen utgjør altså henholdsvis 78 og 21 % av det totale volumet av tørr luft. Flere andre gasser er til stede i små mengder. Noen av disse gassene har som nitrogen og oksygen et nært konstant blandingsforhold overalt i atmosfæren til store høyder. Eksempler er argon, neon, helium og hydrogen (Tab. 1; Fig. 1). For andre gasser, spesielt gasser med betydning for *drivhuseffekten*, kan blandingsforholdet variere både horisontalt og vertikalt<sup>7</sup>. Blandingsforholdet for vanndamp, som er den viktigste drivhusgassen, varierer spesielt mye. I tropene kan vanndamp utgjøre opp til 4 prosent ved overflaten, mens konsentrasjonen kan være deler av en prosent i kald arktisk luft (Fig. 4). Dette henger sammen med at lufta kan holde på mer fuktighet når temperaturen øker. Vi uttrykker innholdet av fuktighet på mange måter, for eksempel *relativ fuktighet*, som uttrykkes i prosent slik at den er 100 % når lufta er mettet med fuktighet, og *spesifikk fuktighet* som er forholdet mellom massen av vanndamp og luftas totale masse. Andre klimagasser som CO<sub>2</sub>, metan (CH<sub>4</sub>) og lystgass (N<sub>2</sub>O), har lang oppholdstid i atmosfæren, dvs. de er godt blandet og konsentrasjonen varierer relativt lite horisontalt. Vertikalt vil imidlertid konsentrasjonene til slike gasser kunne variere mellom de ulike lag av atmosfæren. *Ozon* (O<sub>3</sub>) er en spesiell klimagass som varierer mye både horisontalt og vertikalt.

De ulike gassene i atmosfæren gjennomgår sitt eget kretslop, dvs. at gassene blir produsert og fjernet ved jordoverflaten, vanligvis med en balanse mellom produksjon og destruksjon. For eksempel blir nitrogen fjernet fra atmosfæren ved biologiske prosesser som involverer jordbakterier<sup>8</sup>. I tillegg blir nitrogen tatt fra atmosfæren av plankton som omdanner gassen til gjødsel. Nitrogen blir ført tilbake til atmosfæren gjennom planter og dyr som råtner. Oksygen blir imidlertid fjernet fra atmosfæren når organisk materiale går til grunne og når oksygen kombineres med andre stoffer og produserer oksidanter<sup>9</sup>. Oksygen blir også tatt fra atmosfæren gjennom pusting (*respirasjon*)<sup>10</sup> etter som levende vesener tar inn oksygen og

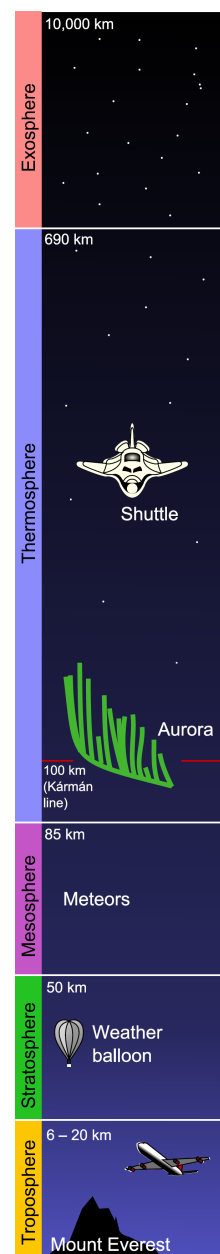


Fig. 2: Lag i atmosfæren. [http://en.wikipedia.org/wiki/Earth's\\_atmosphere](http://en.wikipedia.org/wiki/Earth's_atmosphere)

slipper ut CO<sub>2</sub>. Tilførsel av oksygen til atmosfæren skjer ved *fotosyntesen*<sup>11</sup>, etter som planter, i nærvær av lys, kombinerer CO<sub>2</sub> og vann for å produsere sukker og oksygen. *Karbarbonkretsløpet* er viktig i klimasammenheng, det vil vi diskutere grundigere senere (Del VI, kap. 4).

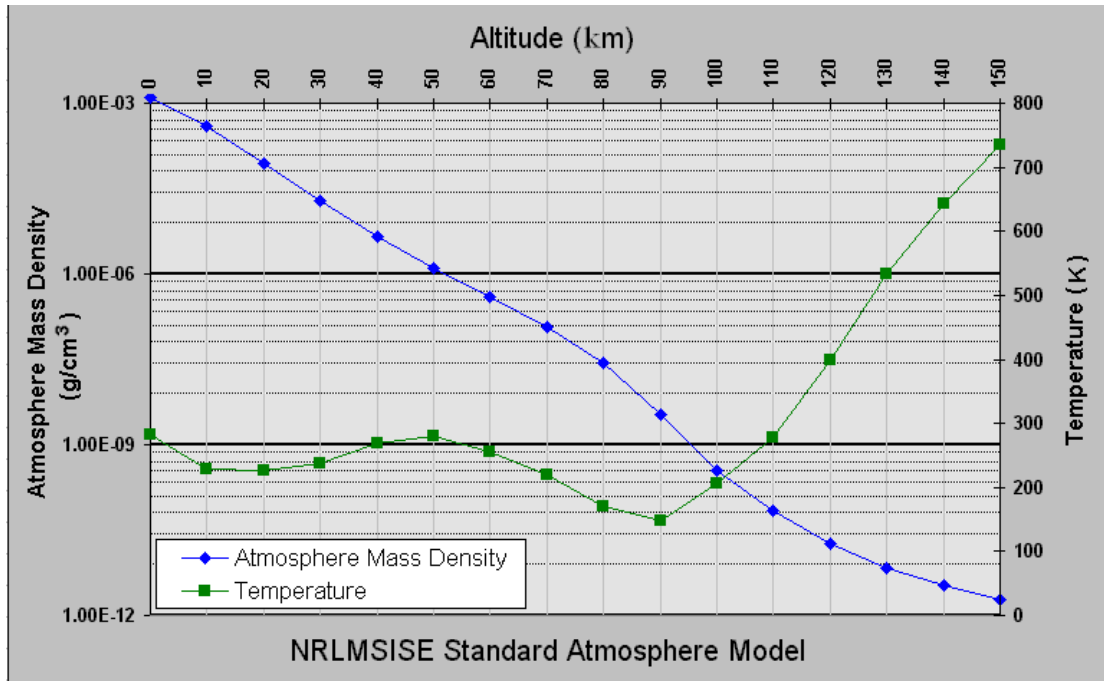


Fig. 3: Gjennomsnittlig fordeling av tetthet og temperatur gjennom atmosfæren. [http://en.wikipedia.org/wiki/Earth's\\_atmosphere](http://en.wikipedia.org/wiki/Earth's_atmosphere)

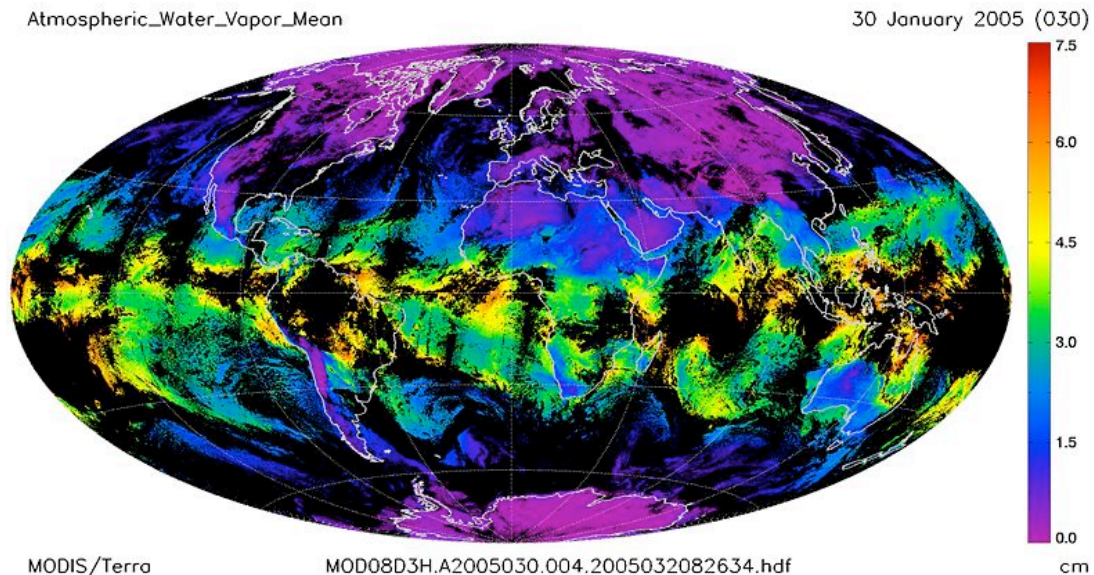


Fig. 4: Gjennomsnittlig innhold av vanndamp i atmosfæren, regnet om til nedbør i cm (om alt ble felt ut). [http://en.wikipedia.org/wiki/Earth's\\_atmosphere](http://en.wikipedia.org/wiki/Earth's_atmosphere)

I tillegg til gasser inneholder atmosfæren svevende partikler, *aerosoler*<sup>12</sup>, slik som støv, *sot* og saltpartikler. Det fins naturlige aerosoler, for eksempel de som virvles opp fra havet som saltpartikler, og *antropogene* aerosoler, hvor de mest vanlige har sin årsak i menneskers utslipp av gasser som svoveldioksid (SO<sub>2</sub>)<sup>13</sup>. Blandingsforholdet av aerosoler kan variere mellom 0,01 og 0,15 ppm. *Antropogene* aerosoler har størst konsentrasjoner over *regioner* med store utslipp av luftforurensinger<sup>14</sup>, slik som over Europa, Nord-Amerika, Kina og India. Oppholdstiden for aerosoler nær jordoverflaten er bare noen få dager ettersom de vaskes raskt ut i nedbør eller ved *turbulens* ved jordoverflaten. Aerosoler som når stratosfæren, kan ha en mye lengre *levetid*, opp til et par år.

### Lagdeling av atmosfæren – troposfære og stratosfære

*Solstrålingen* går for en stor del uhindret gjennom atmosfæren, slik tar nitrogen og oksygen ikke opp stråling<sup>15</sup>. Fordi atmosfæren nesten er transparent for solstråling, er temperaturen vanligvis høyest ved jordas overflate, snaut 15 °C i gjennomsnitt. Naturlig ozon i stratosfæren, som tar opp - absorberer - ultrafiolett stråling fra sola, gir et annet maksimum i temperaturen på rundt 0 °C omtrent 50 km over jordoverflaten. I troposfæren – tykkelse fra 6 til 20 km - vil det være en viss omrøring av lufta. Tropos betyr blanding, og troposfæren er det laget hvor luftpartiklene blandes godt. Det er vert å merke seg at selv om de ulike gassene hver for seg kan litt forskjellig egenvekt, har tørr luft i troposfæren og stratosfæren alltid en tetthet som bare varierer med temperatur og trykk. Omrøringen skjer ved turbulens ved jordoverflaten, vertikalsirkulasjoner knyttet til *fronter*, lavtrykksaktivitet, men spesielt ved at varm luft ved overflaten stiger (*konveksjon*), for eksempel i bygeskyer (fuktig konveksjon)<sup>16</sup>. Omrøringen bestemmer hvor mye temperaturen avtar med høyden. Vi kaller denne avtakningen av temperaturen med økende høyde for *den vertikale temperaturgradienten*<sup>17 18</sup> (lapse rate), som vi gjerne uttrykker i avtakning av temperaturen i grader per kilometer (°C/km), som regel et positivt tall.

Begrepet *gradient*<sup>19</sup> vil bli brukt i flere sammenhenger i denne boken. Det er egentlig et veldefinert matematisk begrep som uttrykker hvor raskt en størrelse, for eksempel temperaturen i atmosfæren, endrer langs den retningen der variasjonen er størst. I matematikk blir da en gradient en vektor<sup>20</sup>, dvs. en størrelse med både retning og lengde, som kan illustreres med en pil med en viss lengde. I daglig fagdiskusjon i meteorologi og klima brukes uttrykket gradient ofte som variasjon langs en viss retning – dvs. som en komponent av totalgradienten langs en retning. Retningen er som regel enten vertikal eller horisontal. Slik har vi definert en vertikal temperaturgradient for å uttrykke temperaturvariasjon vertikalt. Vi snakker også om horisontale temperaturgradienter i forbindelse med fronter i atmosfæren<sup>21</sup>, som langstrakte belter, ofte forenklet som linjer, med stor temperaturgradient på tvers.

Dersom en pakke med luft blir forflyttet vertikalt - uten at den blir tilført varme etter en såkalt *adiabatisk prosess*<sup>22</sup> - vil pakkens temperatur avta/stige med 9,8 °C/km alt etter om den stiger eller synker (for mange formål kan vi for enkelthets skyld bruke 10 i stedet for 9,8). La oss se på hva som kan skje med pakken etter en liten forflytning oppover. Tre ulike prosesser kan inntreffe: Dersom tettheten til luftpakken er større enn i luftlaget omkring<sup>23</sup>, vil den akselerere tilbake til sitt utgangsnivå og svinge omkring dette nivået. Vi sier da at atmosfæren er stabil for vertikale forstyrrelser (*statisk stabil; statisk stabilitet*). Dersom dette

gjelder for et sjikt av atmosfæren, sier vi at sjiktningen er stabil i laget. Dersom tettheten er mindre enn i omgivelsene, vil pakken akselereres videre oppover. Vi sier da at atmosfæren er *statisk ustabil* for vertikale forstyrrelser. Konveksjon vil da inntreffe. Dersom tettheten til pakken er lik den i omgivelsene, kalles tilstanden *nøytral (statisk nøytral)*.



Skyer i troposfæren sett fra fly. [http://en.wikipedia.org/wiki/Earth's\\_atmosphere](http://en.wikipedia.org/wiki/Earth's_atmosphere)

Meteorologer trenger ikke å vurdere en luftpakkes tetthet, det holder å vurdere dens temperatur i forhold til omgivelsenes temperatur. Er pakken kaldere etter en forstyrrelse oppover, er luften tyngre og stabil. Er den varmere, er luften ustabil og er den lik, har vi nøytrale forhold. Siden pakken beveger seg adiabatisk (om den er umettet med fuktighet), holder det å sammenligne målt temperaturprofil med et adiabatisk profil for å avgjøre stabilitetsforholdene. Som et gjennomsnitt for hele jordkloden avtar temperaturen med 6 °C/km i troposfæren, dvs. mindre enn 10 °C/km slik som under adiabatisk forhold. Altså er sjiktningen i gjennomsnitt statisk stabil for vertikalforstyrrelser.

Dersom atmosfæren er ustabil for vertikale forstyrrelser, settes det straks i gang bevegelse for å oppnå nøytrale forhold. I praksis er atmosfæren derfor enten stabil eller nøytral om en betrakter sjikt med en viss dybde og over litt tid. Unntaket er tynne sjikt ved overflaten når denne varmes opp. Ved litt vind nær jordoverflaten vil luftpartiklene bli så godt blandet ved turbulens at vi lett oppnår nøytrale forhold.

I en atmosfære der et dypere lag er nøytralt eller svakt statisk stabilt, får vi lett dyp konveksjon dersom *luftmassene* oppvarmes ved overflaten, slik som ved soloppvarming over land, eller når luftmasser blir ført over varmere hav. Under slike forhold danner det seg byger dersom det er tilstrekkelig med fuktighet i luften. Fuktig luft inneholder *latent varme*<sup>24</sup>, varme som frigjøres når kondensasjon inntreffer<sup>25 26</sup> og det dannes skydråper<sup>27</sup>. På den måten øker temperaturen når luft kondenserer, noe som fører til at temperaturgradienten blir mindre fra skyene og ned til jordoverflaten.

Skyer et tegn på varmere luft enn i skyfrie omgivelser ved samme høyde. Dannelse av skydråper omfatter kompliserte prosesser på det vi kaller mikroskala (en mikrometer er lik en milliondel meter, betegnes  $\mu\text{m}$ ) omkring *skykondensasjonkjerner* (cloud condensation nuclei, CCN)<sup>28 29</sup>. Under slike forhold med fuktig luft og muligheter for kondensasjon, blir



kriteriene for å vurdere stabilitet for vertikale forflytninger mer kompliserte. Meteorologene vurderer målte temperaturprofiler mot såkalte fuktigadiabater for å vurdere stabilitetsforholdene. En fuktigadiabat beskriver tilstandsendringer i luft mettet med fuktighet.

I troposfæren kan luftpartikler flytte seg over mange breddegrader (en breddegrad er cirka 111 km) og over dype sjikt i løpet av få dager. I stratosfæren vil luftpartiklene vanligvis bevege seg raskt mot vest, men lite både i retning nord-sør og vertikalt. Det betyr at tidskalaer for bevegelse i retning nord-sør er mye lengre enn i troposfæren. Uttrykket stratosfære antyder at luftpartiklene har en tilnærmet horisontal bane og liten omrøring (turbulens<sup>30</sup>). For en stor del skyldes dette at temperaturen er nesten konstant med høyden, noe som betyr at lufta er svært stabil for vertikalforstyrrelser. Om en vertikal forstyrrelse oppstår, vil bevegelsen raskt bli dempet. I stratosfæren er opptak av varme i *ozonlaget*<sup>31</sup> svært viktig for varmebalansen. Innholdet av fuktighet er svært lite. Skyer kan forekomme, slik som perlemorskyer, som vanligvis opptrer i fjellbølger dannet av ved strøm over fjell.

Grenseflaten mellom troposfæren og stratosfæren kalles *tropopausen*<sup>32</sup>. I gjennomsnitt viser den en markant avtakning fra tropene til polene. Tropopausen karakteriseres vanligvis ved en skarp overgang i temperaturgradienten. Denne skarpheten er delvis et resultat av blandingen i øvre del av troposfæren og mangel på blanding i stratosfæren. Forskjellig konsentrasjon av visse *sporgasser* (gasser som følger vinden uten å forandre blandingsforhold)<sup>33</sup>, som er viktige for stråling, bidrar også til den skarpe overgangen. For eksempel inneholder nedre del av stratosfæren mye mer ozon enn troposfæren, mens det er mye mer vanndamp i troposfæren enn i stratosfæren. Siden meteorologene kartlegger høyden av tropopausen flere ganger om dagen, har en data for hvordan tropopausehøyden kan ha endret seg over tid.

Om en antar at den vertikale temperaturgradienten i troposfæren og stratosfæren ikke endrer seg ved en klimaendring, er høyden av tropopausen knyttet til endringer i temperatur i troposfæren og lavere del av stratosfæren. En temperaturøkning i troposfæren, slik en forventer seg ved økt drivhuseffekt, vil lede til en økt høyde på tropopausen. Også en avkjøling av stratosfæren, som også forventes ved økt drivhuseffekt, gir en høyere tropopause. I begge tilfeller leder en økning/minking på en grad til en økning på cirka 160 meter. Forskere har funnet at over de siste 20 årene har midlere høyde på tropopausen økt med cirka 200 meter. De finner denne økningen i samsvar med hva en kan forvente som følge av økt drivhuseffekt på grunn av antropogene utslipp og uttynning av ozonlaget<sup>34</sup> (Del VI, kap. 3).

Kjemiske prosesser knyttet til sporgasser kan være forskjellige på hver side av tropopausen. Derfor er det viktig å vite i hvor stor grad tropopausen er gjennomtrengelig, dvs. hvor mye utveksling det kan være mellom luft i stratosfære og troposfære. En slik utveksling påvirker innholdet av ozon i stratosfæren, forurensing i troposfæren og global oppvarming. Ved tropene kan troposfæreluft nå høyt opp i stratosfæren. Likevel er stratosfæren ekstremt tørr i slike høyder. Dette skyldes at temperaturen i tropeluft som trenger opp i stratosfæren er så lav - når så høyt - at vanndampen kondenseres ut før luftpartiklene når store høyder.

Høyden av tropopausen øker vanligvis fra cirka 6-9 km ved polene til 18-20 km nær ekvator. Siden tropopausen på våre bredder påvirkes mye av værsystemene (lavtrykk og høytrykk), vil høyden kunne variere mye fra dag til dag og fra sted til sted. Ved et bestemt tidspunkt vil tropopausen således ikke være en glatt flate, men vil noen steder ha foldninger slik at stratosfærisk luft kan trenge dypt ned til høyder som vanligvis hører til troposfæren. Dette skjer vanligvis ved lavtrykkdannelse. Den store statiske stabiliteten i stratosfæren gjør at stratosfæreluft representerer et *reservoar* for virveldannelse (trenger noe kunnskap i atmosfærisk dynamikk for å forstå dette<sup>35</sup>). Når foldninger av stratosfæreluft trekkes ned i troposfærenivå, vil det derfor lett dannes virvler som er svært viktige for utvikling av lavtrykk.

<sup>1</sup> Ahrens, C.D. 2006. *Meteorology Today - An Introduction to Weather, Climate, and the Environment*. (8th Edition), Brooks/Cole Publishing. [ISBN 0-495-01162-2](#).

<sup>2</sup> Houghton, J.T. 1994. *Global Warming, the Complete Briefing*, Lion Publishing (2nd edition 1997, Cambridge University Press; 3rd edition 2004, Cambridge University Press.

<sup>3</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Earth's\\_atmosphere](http://en.wikipedia.org/wiki/Earth's_atmosphere)

<sup>4</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Troposphere>

<sup>5</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Stratosphere>

<sup>6</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Carbon\\_dioxide](http://en.wikipedia.org/wiki/Carbon_dioxide)

<sup>7</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Greenhouse\\_gas](http://en.wikipedia.org/wiki/Greenhouse_gas)

<sup>8</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Nitrogen>

<sup>9</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Oxygen>

<sup>10</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Carbon\\_cycle](http://en.wikipedia.org/wiki/Carbon_cycle)

<sup>11</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Photosynthesis>

<sup>12</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Aerosol>

<sup>13</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Sulfur\\_dioxide](http://en.wikipedia.org/wiki/Sulfur_dioxide)

<sup>14</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Air\\_pollution](http://en.wikipedia.org/wiki/Air_pollution)

<sup>15</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Sunlight>

<sup>16</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Convection>

<sup>17</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Lapse\\_rate](http://en.wikipedia.org/wiki/Lapse_rate)

<sup>18</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Temperature\\_inversion](http://en.wikipedia.org/wiki/Temperature_inversion)

<sup>19</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Gradient>

<sup>20</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Vector>

<sup>21</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Weather\\_front](http://en.wikipedia.org/wiki/Weather_front)

<sup>22</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Adiabatic\\_process](http://en.wikipedia.org/wiki/Adiabatic_process)

<sup>23</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Buoyancy>

<sup>24</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Latent\\_heat](http://en.wikipedia.org/wiki/Latent_heat)

<sup>25</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Condensation>

<sup>26</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Evaporation>

<sup>27</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Cloud>

<sup>28</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Cloud\\_condensation\\_nuclei](http://en.wikipedia.org/wiki/Cloud_condensation_nuclei)

<sup>29</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Cloud\\_physics](http://en.wikipedia.org/wiki/Cloud_physics)

<sup>30</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Turbulence>

<sup>31</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Ozone\\_layer](http://en.wikipedia.org/wiki/Ozone_layer)

<sup>32</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Tropopause>

<sup>33</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Flow\\_tracer](http://en.wikipedia.org/wiki/Flow_tracer)

<sup>34</sup> Hoskins, B.J. 2003. Climate Change at Cruising Altitude? *Science* 301, 469 – 470.

<sup>35</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Potential\\_vorticity](http://en.wikipedia.org/wiki/Potential_vorticity)

## II.2 - STRÅLING, STRÅLINGSBALANSE OG DRIVHUSEFFEKT

Det mest fundamentale fysiske prinsippet i vår forståelse av klimaendringer ligger i klimasystemets *energi*balanse (også kalt strålingsbalanse). Dette prinsippet bygger på det faktum at energi ikke kan forsvinne. Klimasystemet drives av den energien det mottar fra sola via stråling<sup>1</sup> <sup>2</sup>. Om denne energien hopet seg opp i klimasystemet, måtte det stadig bli varmere. I et stabilt klima må klimasystemet stråle like mye energi tilbake til verdensrommet som det mottar fra sola. Denne strålingen avhenger av klimasystemets temperatur og blir kalt *terrestrisk termalstråling*. Dersom denne balansen mellom innstråling og utstråling forrykkes, må klimasystemet svare for å oppnå en ny strålingsbalanse der innstråling og utstråling er like store over tid. Denne responsen fører til endringer i temperaturen ved jordoverflaten og i luftlagene over. En slik temperaturendring vil påvirke klimaet på mange måter, først og fremst ved å påvirke sirkulasjonene i atmosfære og hav og ved å endre vannets kretsløp. Slik får vi en klimaendring.

I et stabilt klima vil altså netto *solinnstråling* ved atmosfærens ytre grense (ofte kalt netto solar stråling eller bare solstråling)<sup>2</sup> være lik varmestrålingen til verdensrommet fra klimasystemet. Vi har ikke en slik balanse på hvert et sted til en hver tid, for eksempel vil polområdene avgi langt mer varmestråling om vinteren enn det som mottas fra sola. Men om vi tar et gjennomsnitt over hele kloden og over noen få år, vil det i et stabilt klima være en balanse. Kunnskapen om strålingsbalanse bygger på fysikkens strålingslover som er godt kjente og godt forstått. Disse strålingslovene ble funnet i siste halvdel av 1800- tallet og ble fullbyrdet da kvantefysikken ble utviklet<sup>3</sup>.

Når en ubalanse har oppstått, f. eks. ved at innstrålingen fra sola er blitt sterkere, tar det tid for klimasystemet å gjenopprettholde en ny strålingsbalanse, dvs. å endre klimaet slik at det igjen blir stabilt. La oss anta at det plutselig skjer en viss forrykning i strålingsbalansen. Klimasystemet reagerer ved å endre temperaturforholdene – som bestemmer strålingen til verdensrommet - både i atmosfæren og ved jordoverflaten, noe som igjen kan endre sirkulasjonene i atmosfære og hav.

De første endringene i temperaturen i atmosfæren fører med seg endringer i andre størrelser, slik som fuktigheten. Slike endringer kan både forsterke og dempe den første temperaturendringen. Den totale respons på den første endringen i temperaturen kaller vi for *klimatilbakekopling*<sup>4</sup>, som er positiv dersom temperaturendringene forsterkes og negativ dersom endringene dempes. Et klassisk eksempel på en positiv tilbakekopling er at en økning i temperaturen ved jordoverflaten vil gi mindre sjøis og snø ved polene. Dette fører som vi skal se, til at jordoverflaten tar til seg mer av solstrålingen. Slik forsterkes oppvarmingen.

La oss igjen anta en plutselig ubalanse i strålingen. Dersom vi ikke hadde hav og årstidsvariasjoner og dersom vegetasjon, snø- og isdekke ikke endret seg, ville en ny strålingsbalanse og endret klima blir oppnådd innen kort tid. Trolig ville det meste av klimaendringene finne sted innen en måned eller to, raskere i troposfæren enn i stratosfæren. Med sin store varmekapasitet og langsomme sirkulasjon utgjør havet en stor treghet for klimaendringer, dvs. at havet forsinket tiden det tar å oppnå ny strålingsbalanse. Mulige

endringer i utbredelse av snø og sjøis vil virke i samme retning. Endringer i *innlandsis* og vegetasjon vil for en stor del skje på en enda lengre tidskala.

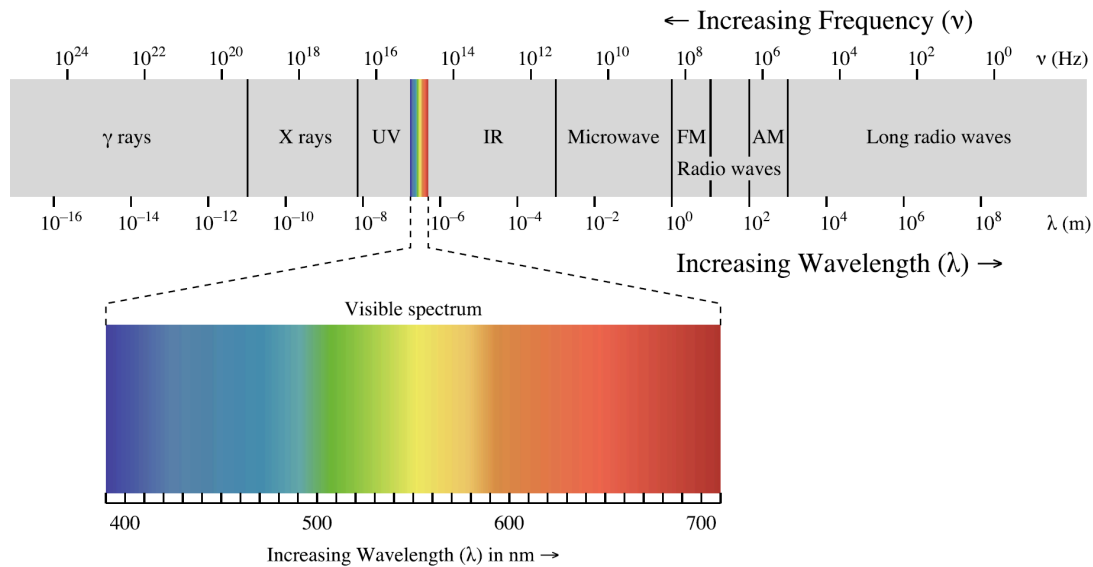
Hvor lang tid det tar å opprette ny strålingsbalanse og et stabilt klima, som følge av en kjent ubalanse, kan undersøkes i *klimamodeller* som simulerer klimasystemet fra time til time, dag til dag, år til år (se Del III). I slike modeller kan en føre inn en viss ubalanse i strålingen og beregne hvor lang tid det tar å opprette ny balanse. Resultatene av slike undersøkelser varierer noe etter hvor nøye endringer i vegetasjon, snø- og isdekke er tatt med i modellene. De øverste cirka 100 meter i havet blandes relativt raskt ved stress fra vinden og konveksjon. Dette laget gir en responstid på omtrent ti år for overflatetemperaturen. Utveksling av vannmasser mellom dette blandingslaget og dypere hav øker responstiden for overflatetemperaturen. Modellene gir en respons på rundt 40 % de første fem årene og cirka 60 % etter 100 år. Full balanse oppnås først etter tusen år<sup>5</sup>. Vurderinger viser at responsen i klimamodeller gjerne er for langsom og at dette blant annet skyldes at modellene har for rask transport av varme ned i dyphavet.

I dagens modeller mangler det realistiske beregninger av endringer i *innlandsis* og vegetasjon, ofte også for langsiktige endringer av karbonkretsløpet. Dette betyr at klimamodeller vanligvis bare beregner for kortsiktige tilbakekoplinger. Hva som kan skje av tilbakekopling på lengre tidsskala er vanligvis ikke med.

### Litt strålingsfysikk

Vi har alle kjent solstrålene varme vår kropp. Energien blir overført fra sola ved bølger som representerer strålingsenergi<sup>6</sup>. Energien utløses til varme når bølgene tas opp – absorberes - av et legeme (absorpsjon)<sup>7</sup>. Siden bølgene har magnetiske og elektriske egenskaper, kaller vi dem for elektromagnetiske bølger og strålingen *elektromagnetisk stråling*. Slike bølger trenger ikke molekyler for å forplante seg<sup>8</sup>. Styrken på strålingen per kvadratmeter kalles *irrandians*<sup>9</sup> og måles i W/m<sup>2</sup>. Strålingen foregår på ulike bølgelengder (Fig. 1). Bølgelengden måles i mikrometer (µm). Som vi skal se, er bølgelengden for det sterkeste sollyset 0,5 µm. Tykkelsen på bladene i denne boka er omtrent 100 µm. Jo kortere bølgelengde, desto mer energi er det i strålingen.

Alle gjenstander, denne boka, din kropp, blomster, trær, luft, jorda, stjerner stråler ut energi, vi sier emitterer energi (termal emisjon, termalstråling)<sup>10</sup>. Bølgelengdene for strålingen fra en gjenstand avhenger primært av gjenstandens temperatur. Jo høyere temperatur, desto mer energi og kortere bølgelengder. Når en gjenstand oppnår en temperatur på cirka 500 °C, vil den stråle ved flere bølgelengder, noen vil være korte nok til å stimulere våre øyne og således bli synlige. Vi ser en rødlig farge. Kaldere gjenstander vil stråle med lavere bølgelengder og ikke være synlige for øyet. Boka vi leser i har trolig en temperatur rundt 20 °C. Varmestrålingen fra boka kan ikke sees. Men vi kan se sidene fordi stråling fra ulike lyskilder blir reflektert fra papiret.

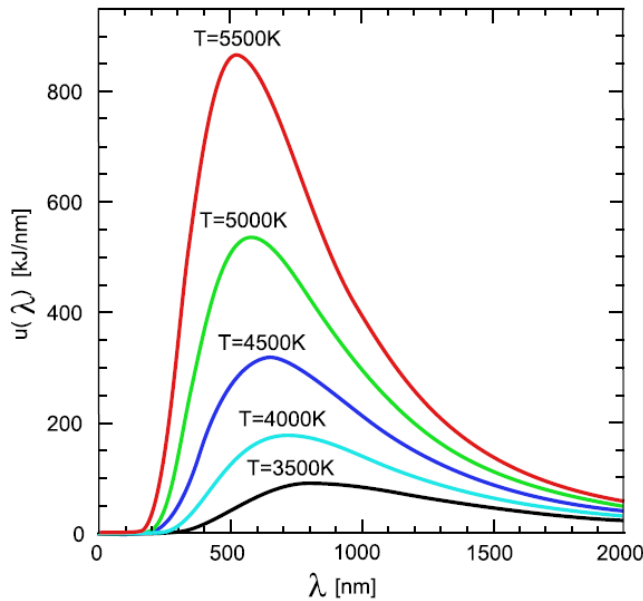


**Fig. 1:** Det elektromagnetiske spektrum med utheving av synlig lys.  
[http://en.wikipedia.org/wiki/Electromagnetic\\_radiation](http://en.wikipedia.org/wiki/Electromagnetic_radiation)

Når temperaturen øker i en gjenstand, øker emittert stråling. Dette uttrykkes i *Stefan-Boltzmanns lov*<sup>11</sup>,  $E = \sigma T^4$ , hvor E er maksimum strålingsenergi per sekund utstrålt fra hver kvadratmeter av gjenstanden,  $\sigma$  en konstant og T er det vi kaller absolutt temperatur i Kelvin.  $T = 273 + t$ , der t er temperaturen i °C.  $T^4$  betyr at T ganges med seg selv fire ganger. E uttrykkes i Watt per kvadratmeter ( $W/m^2$ )<sup>12</sup>. Vi ser av denne loven at en liten temperaturøkning resulterer i en stor økning i strålingen. En dobling av temperaturen målt i Kelvin gir  $2^4 = 2 \cdot 2 \cdot 2 \cdot 2 = 16$  ganger mer stråling. Loven gjelder for et svart legeme (se nedenfor).

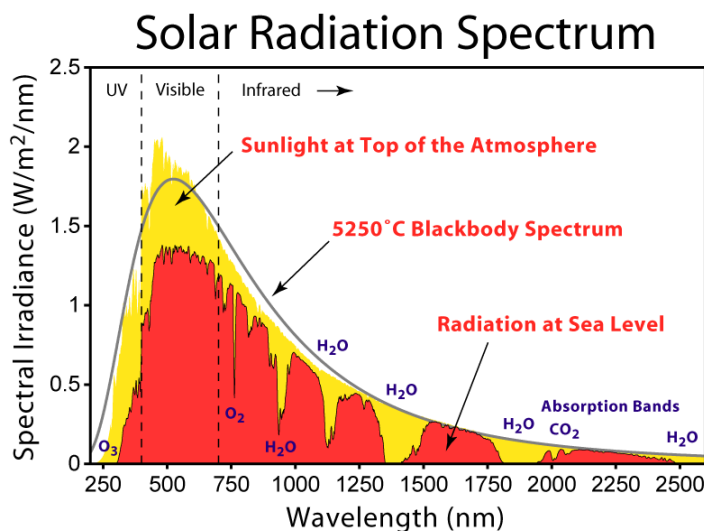
Det meste av strålingen fra sola emitteres fra soloverflaten der temperaturen er cirka 6000 K. Jordoverflaten har derimot en temperatur på cirka 288 K (15 °C). Dette betyr at sola er 20 ganger varmere enn jorda. Bruker vi Stefan-Boltzmanns lov betyr dette at sola emitterer  $20^4 = 160\,000$  ganger mer energi per kvadratmeter enn jorda. Når en vet at sola har en enorm flate i forhold til jorda, blir det til sammen vannvittig store energimengder.

Innen strålingsfysikken uttrykker *Wiens forskyvningslov*<sup>13</sup> at bølglengden som gir maksimal emisjon,  $\lambda_{\max}$ , er gitt ved  $\lambda_{\max} = \text{konstant}/T$  (Fig. 2). Konstanten er lik 2897  $\mu\text{m K}$ . Runder vi av konstanten 3000  $\mu\text{m K}$ , setter soltemperaturen 6000 K og jordtemperaturen til 300 K, får vi at  $\lambda_{\max} = 0,5 \mu\text{m}$  for solstråling og  $\lambda_{\max} = 10 \mu\text{m}$  for stråling fra jorda. Den store forskjellen i disse bølglengdene gjør at vi kaller solstråling for kortbølget stråling og stråling fra jordoverflaten for langbølget stråling (*infrarød termalstråling*). Det meste av strålingsenergien i kortbølget stråling er på bølglengder mindre enn 2  $\mu\text{m}$ . Hovedtyngden av energien i den langbølgede strålingen fra jorda emitteres på bølglengder mellom 5 og 25  $\mu\text{m}$ .



**Fig. 2:** Emisjonsintensiteten for et svart legeme som funksjon av bølglengden for ulike (absolutte) temperaturer. Figuren illustrerer Wiens forskyvingslov. [http://en.wikipedia.org/wiki/Wien's\\_displacement\\_law](http://en.wikipedia.org/wiki/Wien's_displacement_law)

Solstråling med bølglengder mellom 0,4 og 0,7  $\mu\text{m}$  kalles stråling i det synlige området fordi våre øyne reagerer på denne strålingen (Fig. 3). Nesten 44 % av energien i kortbølget stråling er i dette båndet av bølglengder. De ulike bølglengdene i det synlige området representerer farger. Fiolett stråling har kortest bølglengde og rød lengst. Solstråling kortere enn 0,4  $\mu\text{m}$  kalles ultrafiolett stråling og stråling lengre enn 0,7  $\mu\text{m}$  infrarød termalstråling. Nærmere 37 % av energien i solstrålingen er infrarød stråling mellom 0,7 og 1,5  $\mu\text{m}$ , bare 12 % er på lengre bølglengder. Jorda stråler nesten hele energien i det infrarøde spekteret. Selv om vi ikke kan se denne strålingen med øynene, fins det infrarøde sensorer som kan registrere den.



**Fig. 3:** Spekteret for direkte solar stråling ved toppen av jordas atmosfære og ved overflaten (havnivå). Sola gir stråling med en fordeling lignende den en venter fra et svart legeme med en temperatur på 5525 K (5250 °C). Strålingen passerer gjennom atmosfæren og noe blir absorbert i gasser ved visse absorpsjonsbånd. I tillegg omfordeles noe av strålingen ved Raleighspredning, noe som forklarer atmosfærens blå farge. [http://en.wikipedia.org/wiki/Greenhouse\\_effect](http://en.wikipedia.org/wiki/Greenhouse_effect)

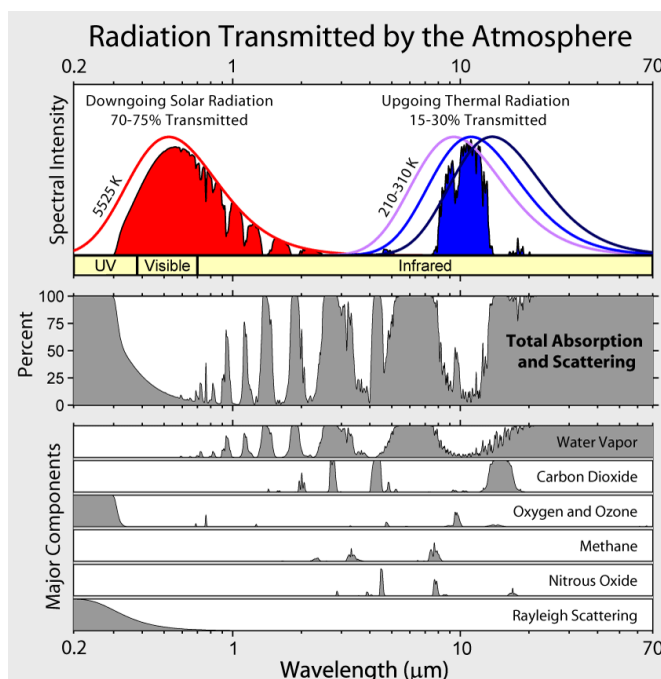
Dersom jorda og alle legemer stråler ut energi kontinuerlig, hvorfor blir ikke disse legemene kaldere? Svaret ligger i at legemer ikke bare emitterer energi, de tar også til seg strålingsenergi. Legemer absorberer strålingsenergi. Dersom et legeme emitterer mer enn det absorberer, blir det kaldere. På en solrik formiddag absorberer terrenget mer energi enn det emitterer. Temperaturen i overflaten stiger. Om natta blir det kaldere fordi overflaten emitterer energi uten å absorbere solstråling. Hvor mye energi et legeme absorberer og



emitterer avhenger av overflatetypen, for eksempel kan fargen ha stor betydning. Svarte flater absorberer mer solenergi enn lyse flater. Det kjenner vi om vi går uten sko på asfalt en sommerdag. Et legeme som absorberer all stråling det mottar (i alle bølgelengder), defineres som et *svart legeme*<sup>14</sup>. Slike legemer trenger ikke å se svarte ut, de må bare absorbere all stråling.

De fleste legemer absorberer og emitterer i visse bølgelengder, dvs. i visse bølgebånd. Glass er et godt eksempel. Det absorberer ultrafiolett og infrarød stråling, men slipper igjennom det synlige lyset. Som kjent er det de ultrafiolette solstrålene som bruner huden. Soling bak en glassrute gjør oss derfor ikke brune.

Gjenstander som absorberer selektivt ved visse bølgelengder, vil også emittere selektivt ved de samme bølgelengdene. Denne kjensgjerningen er uttrykt i *Kirchhoffs lov*<sup>15</sup>, som sier at gjenstander som absorberer godt ved en gitt bølgelengde, emitterer også godt ved samme bølgelengde. Og omvendt, gjenstander som absorberer lite ved en gitt bølgelengde, emitterer også lite ved denne bølgelengden.



**Fig. 5:** Absorpsjonsbånd totalt for atmosfæren (panel i midten) og den effekt dette har på både solar stråling og utgående termalstråling (panel øverst). Absorpsjonsspektra for de viktigste drivhusgassene og for Rayleighspredning er vist i det nederste panelet. Absorpsjonsbåndene er bestemt ut fra kjemiske egenskaper for hver gass. Drivhusgassene fanger 70 til 85 prosent av den termalstrålingen oppover fra jordoverflaten. [http://en.wikipedia.org/wiki/Greenhouse\\_effect](http://en.wikipedia.org/wiki/Greenhouse_effect) (Robert A. Rohde)

Snø absorberer og emitterer nesten all langbølget stråling og fungerer slik som et svart legeme for slik stråling. Derimot absorberer nysnø nesten ikke kortbølget solstråling. Anta et tre med stamme og snø på bakken omkring treet. Barken på trestammen absorberer kortbølget solstråling og emitterer langbølget, infrarød energi. Denne langbølgede strålingen absorberes av snøen. Ved absorpsjonen omdannes energien til varme - *indre energi* - som kan smelte snøen. På grunn av dette er det om våren gjerne mindre snø rundt en trestamme enn i omgivelsene.

Som vi har sett, består atmosfæren av en blanding av mange gasser. Noen av disse gassene, slik som CO<sub>2</sub>, absorberer infrarød stråling, men ikke kortbølget stråling (Fig. 5). Vi kalte slike gasser for drivhusgasser. De ulike gassene absorberer ved ulike bølgelengder, noen ganger ved de samme bølgelengdene. Den indre energi som opptas ved absorpsjon av stråling omsettes til kinetisk energi i molekylene. Denne energien deles med de andre

gassene ved kollisjon mellom molekylene. Dette resulterer i en økning av temperaturen i lufta.

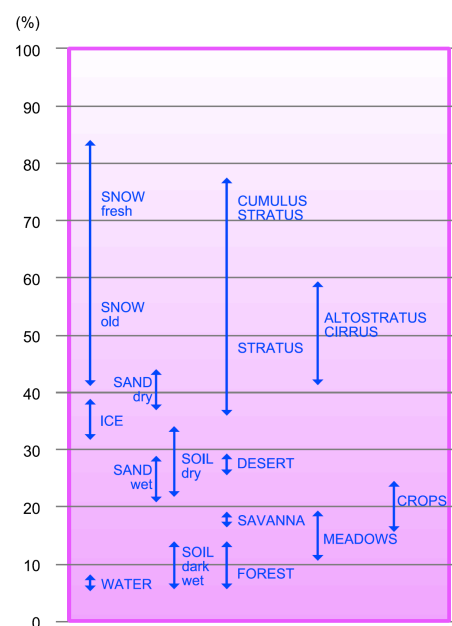
Litt forenklet kan vi si at det ikke skjer noe med solstrålingen gjennom verdensrommet før den treffer atmosfæren. På toppen av atmosfæren er solstrålingen omtrent konstant – bortsett fra visse variasjoner, for eksempel årstidsvariasjoner, som vi skal komme tilbake til - og energien utgjør  $1368 \text{ W/m}^2$ . Strålingen normalt på en flate blir kalt total *solar irradians* (TSI). Meteorologer har vært dristige nok til å kalle denne størrelsen for *solarkonstanten*<sup>16</sup>. Når sollyset når atmosfæren, settes flere prosesser i gang. For eksempel blir mye av den ultrafiolette strålingen absorbert av visse gasser, først og fremst av ozon i stratosfæren. Når strålingen treffer luftmolekyler eller støvpartikler, spres strålingen i alle retninger. Denne spredningen fører til at noe av solstrålingen fra himmelhvelvingen når jordoverflaten. Den kortbølgede solstrålingen som når jordoverflaten, kan derfor deles opp i direkte solstråling fra sola og solstråling fra himmel og skyer. Den siste formen kaller vi *diffus stråling*. Summen av direkte og diffus stråling kalles for *globalstråling*. På en overskyet dag er all solstråling diffus stråling.

Luftmolekylene er mye mindre enn bølgelengdene for synlig lys, og de korteste bølgelengdene spres (blått lys) mer effektivt enn de lengste (rødt lys). Slik spredning kalles *Raleighspredning*<sup>17</sup>. Den forklarer hvorfor himmelen er blå på en skyfri dag. Ved lav sol må solstrålene gå mye lengre avstander gjennom atmosfæren. Da fjerner spredningen det blå lyset og mer rødt lys blir igjen.

Gjenstander kan reflektere sollyset både direkte og ved spredning, totalrefleksjonen kalles diffus refleksjon. En gjenstands *albedo*<sup>18</sup> uttrykker hvor mye av solstrålingen som faller på et legeme som reflekteres diffust. Slik blir albedo definert som forholdet mellom (diffust) reflektert stråling og mottatt globalstråling. Ofte uttrykkes albedo i prosent (forholdet ganger med 100) (Fig. 4).

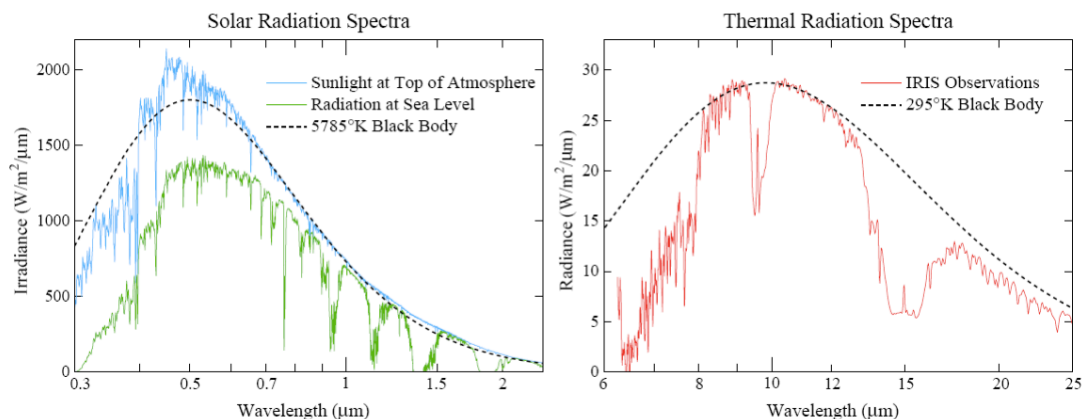
Ordet albedo kommer fra latin og uttrykker en gjenstands "hvithet". Nysnø har albedo på mellom 75 og 95 %, tykke skyer 60 til 90 %, tynne skyer fra 30 til 50 %, vann og sjø rundt 10 %, gress 10 til 30 %, skog 3 til 10 %. I gjennomsnitt er albedo for jordoverflaten og atmosfæren 31 %, som betyr at klimasystemet reflekterer 31 % av solstrålingen tilbake til verdensrommet. Tilsvarende tall for planeten Venus er 78 % og for månen bare 7 %.

La oss summere det vi har lært om strålingsfysikk ved å diskutere Fig. 6 som viser strålingsintensiteten som en funksjon av bølgelengden for solstråling og for termisk stråling fra jorda (*terrestrisk stråling*). Målingene ble gjort i 1970 over ørkenen i Sahara med



**Fig. 4:** Albedo – Prosent av sollyset som reflekteres for ulike forhold på jorda og i atmosfæren.  
<http://en.wikipedia.org/wiki/Albedo>

måleinstrument plassert på en satellitt i bane rundt jorda.



**Fig. 6:** Solstråling som når jorda og som når overflaten ved typiske forhold med klar himmel (til venstre) og termalstråling (varmestråling) emittert av jorda til verdensrommet (til høyre). (Data fra Hansen et al., "Long-Term Monitoring of Global Climate Forcings and Feedbacks.")

De to taggete kurvene til venstre viser solstrålingen (øverst) som når jorda i de ytre lag av atmosfæren, og solstrålingen som når jordoverflaten på en skyfri dag (nederst). Som vi ser, ikke all solstråling som treffer planeten når ned til overflaten – noe blir absorbert av gasser som vanddamp og ozon, og noe blir reflektert tilbake til verdensrommet av aerosoler og luftpartikler.

Den taggete kurva til høyre representerer varmen emittert av jorda til verdensrommet (terrestrisk stråling). Denne målingen ble gjort med et instrument kalt IRIS (infrared interferometer spectrometer, utviklet ved NASA).

Solstrålingen og jordas varmestråling har mange likheter fordi de begge er termalstråling. Plancks lov beskriver nøyaktig stråling fra et svart legeme, som absorberer all energi i alle bølgelengder av strålingen den mottar. De strekede, jevne linjene i figur 6 representerer strålingen som emitteres av svarte legemer med temperatur som solas overflate (til venstre) og jordas overflate (til høyre).

De taggete kurvene for målt stråling er forskjellige fra de ideelle kurvene for svarte legemer på grunn av gassers absorpsjon av strålingen, enten i solas øvre atmosfære eller i jordas atmosfære. Absorpsjon i gasser skjer ved spesielle bølgelengder – visse absorpsjonslinjer i et område i spekteret - som avhenger av gasstypen. Slik tjener absorpsjonslinjene som spektrale fingeravtrykk som spesifiserer de ulike gassene. For eksempel skyldes den brede dumpen ved bølgelengder omkring 15  $\mu\text{m}$  i jordas varmeemisjon absorpsjon i karbondioksid. Det smalere absorpsjonsbåndet nær 10  $\mu\text{m}$  er absorpsjon i ozon.

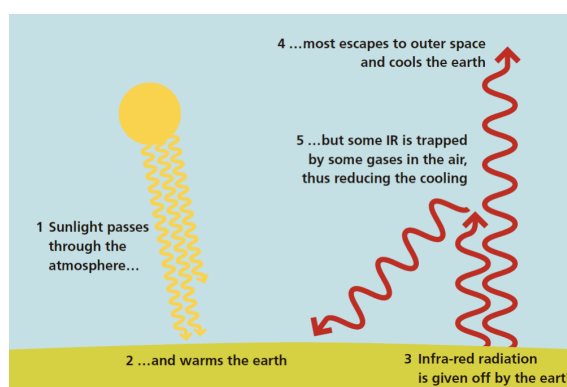
Energien absorbert i disse gassene blir øyeblikkelig emittert tilbake i alle retninger, men mengden og spektralfordelingen i den emitterte strålingen avhenger av temperaturen på stedet for de absorberende molekylene. Ettersom jordas temperatur blir kaldere jo høyere vi

går i troposfæren, reduserer absorpsjon i drivhusgasser mengden varmestråling til verdensrommet. Videre, dersom mengden av disse gassene øker, reduseres terrestrisk stråling til verdensrommet. Den endringen gir en midlertidig planetær energiubalanse, med en jord som emitterer mindre energi til verdensrommet enn den absorberer fra sola. Slik varmes jorda opp inntil en ny energibalanse er gjenvunnet. På den måten gir figur 6 et realistisk bilde av *drivhuseffekten*<sup>19</sup>.

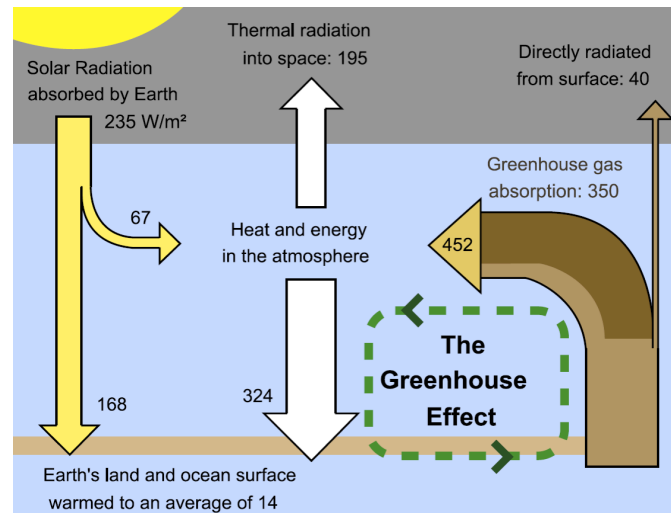
## Energibalanse og drivhuseffekt

La oss se på energibalansen over hele jorda for et år og vise budsjettet for de ulike komponentene slik vi kjenner dem fra målinger (Fig. 7, 8; presenter Fig.9). Om en setter solstrålingen ved atmosfærens ytre grense til 100 %, vil altså 31 % reflekteres tilbake til verdensrommet. I tillegg vil cirka 20 % absorberes av atmosfæren og skyer. Da står det igjen 49 % (av direkte og diffus solstråling) som absorberes av overflaten. En stor del av denne energien (23 %; prosentenheter) blir brukt til å fordampe vann, 7 % går til å varme opp atmosfæren ved turbulens og konveksjon. Varme føres også ned i jorda, men over et år føres det like mye ned og det mottas nedenfra. Da står det netto igjen 19 % av solstrålingen til å varme opp overflaten. Energien emitteres tilbake til atmosfæren som infrarød stråling fra jordoverflaten. Men siden jorda stråler ut både dag og natt og siden drivhuseffekten gir høy temperatur, er denne strålingen mye større, hele 114 %, altså mer enn solstrålingen ved atmosfærens ytterkant. Atmosfæren tillater at bare 12 prosentenheter slipper direkte ut til verdensrommet. Resten (102 %) absorberes av drivhusgasser og skyer. Mye av denne energien - til sammen 95 prosentenheter - emitteres tilbake til jordoverflaten og utgjør atmosfærens drivhuseffekt. Atmosfæren mottar slik nesten dobbelt så mye langbølget stråling fra atmosfæren som den mottar kortbølget stråling fra sola. Vi merker oss at energien mottatt ved jordoverflaten (49 % pluss 95 % er lik 144 %) i middel er nøyaktig lik energien som avgis (114 % som langbølget stråling, 23 % som latent varme og 7 % direkte varme til atmosfæren).

Dersom vi ser på strålingsbalansen for jordoverflaten, mottar den 144 % og avgir 114 %, noe som gir et overskudd på 30 %. Atmosfæren mottar 122 % (20 % kortbølget stråling, 102 % langbølget stråling fra jordoverflaten), men mister 152 % (95 % tilbake til overflaten, 57 % tilbake til verdensrommet). Dette gir et underskudd på 30 %. Balansen gis ved vertikal varmestransport fra jordoverflaten til atmosfæren – det vi kaller flukser av følbare og latent fordampningsvarme. Atmosfæren mister altså 57 % til verdensrommet som langbølget stråling, 12 % går direkte fra jordoverflaten. Til sammen blir dette 69 % som balanseres med solstrålingen på 100 % etter at 31 % er reflektert tilbake.



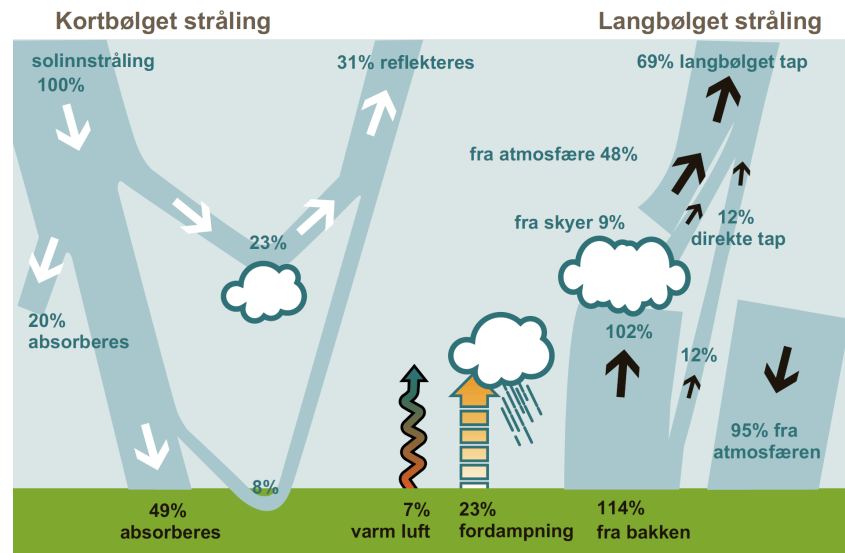
**Fig. 7:** Klimasystemets drivhuseffekt, dvs. hvordan solstrålingen absorberes og reflekteres og hvordan drivhusgasser påvirker langbølget stråling fra klimasystemet til verdensrommet. Hadley Centre, UK Met. Office



**Fig. 8:** Energistrømmen mellom verdensrommet og klimasystemet. Spesielt vises hvordan atmosfæren fanger opp termal stråling fra jordoverflaten og slik gir en drivhuseffekt. Når en tar bort den delen av solstrålingen som reflekteres, står en igjen med  $235 \text{ W/m}^2$ .  $168 \text{ W/m}^2$  absorberes ved jordoverflaten. Jordoverflaten emitterer  $390 \text{ W/m}^2$  til atmosfæren, men får tilbake  $324 \text{ W/m}^2$ , et tap på  $66 \text{ W/m}^2$ . Jordoverflaten avgir også  $102 \text{ W/m}^2$  ved fordampning og ved direkte varmetransport, dvs. at energitapet til sammen balanserer mottatt solstråling. Pila til høyre representerer varmetapet fra jordoverflaten ( $390 + 102 = 492 \text{ W/m}^2$ ).  $40$  av de  $390 \text{ W/m}^2$  overflaten stråler ut når verdensrommet. Tallet  $452 \text{ W/m}^2$  er totalt varmetap fra jordoverflaten minus  $40 \text{ W/m}^2$  som stråles direkte til verdensrommet. Etter Kiehl & Trenberth (1997) (tegnet av Robert A. Rohde). [http://en.wikipedia.org/wiki/Greenhouse\\_effect](http://en.wikipedia.org/wiki/Greenhouse_effect)

Drivhuseffekten avhenger av hvordan temperaturen varierer vertikalt, dvs. av forskjellen mellom lufttemperatur og overflatetemperatur. For luft nær bakken er denne forskjellen vanligvis liten. Lufta absorberer det meste av strålingen fra overflaten, men emitterer nesten like mye oppover. Drivhuseffekten blir da liten. Luft høyere oppe i atmosfæren vil også absorbere det meste av den langbølgede strålingen nedenfra, men emitterer ved en langt lavere temperatur. Slik vil kaldere luft i høyden hindre et strålingstap til verdensrommet og bidra til oppvarming av overflaten og lufta under. Slik har luft i høyden en større drivhuseffekt enn luft nær overflaten. Siden temperaturen avtar gjennom hele troposfæren, er det lufta i øverste del av dette laget som i størst grad utgjør drivhuseffekten.

En kan regne ut en *effektiv strålingstemperatur* i atmosfæren som balanserer innstråling fra sola. I gjennomsnitt er denne temperaturen for tiden  $-19 \text{ }^\circ\text{C}$ . Høyden for denne temperaturen kalles høyden for strålingstygdepunktet. En økning i konsentrasjonen til drivhusgasser leder til mindre gjennomtrengelighet for infrarød stråling i atmosfæren. Dette betyr at denne høyden øker og at effektiv stråling til verdensrommet skjer ved en lavere temperatur. Slik reduseres varmestrålingen til verdensrommet. Dette resulterer i en energiubalanse for kloden, dvs. jorda stråler ut mindre energi enn den absorberer, noe som varmer opp planeten.



**Fig. 9:** Klimasystemets strålingsbudsjett i prosent av gjennomsnittlig solinnstråling, 342 W/m<sup>2</sup>. Hvite piler gjelder kortbølget solinnstråling, svarte piler langbølget stråling av klimasystemet. Noe av varme avgis fra jordoverflaten til atmosfæren ved flukser av varme (rød-blå pil) og fuktighet (gul pil). Basert på Fig. 1.1 i IPCC FAQ, 2007.

## Strålingspådriv

Dersom en neglisjerer endringer i varmeomsetning mellom jordskorpa og jordas indre, er klimasystemet et lukket system drevet av varmen fra sola. Selv i et stabilt klima er ikke innstråling fra sola og utstråling fra jorda like store hele tiden. Om dagen er strålingen forskjellig fra natta, og på de forskjellige breddegradene varierer strålingsforholdene gjennom året. En strålingsbalanse defineres for hele klimasystemet under ett og over perioder på et år eller lengre. Balansen kan forrykkes på flere måter. En ubalanse mellom inn- og utstråling kan uttrykkes i W/m<sup>2</sup> som et gjennomsnitt for kloden over minst et år. Slike ubalanser gir det vi kaller et pådriv på klimasystemet, pådriv som fører til klimaendringer. Vi kaller dette pådrivet et *strålingspådriv* på klimasystemet<sup>20</sup> eller bare et klimapådriv og uttrykkes i W/m<sup>2</sup>, igjen som et gjennomsnitt over kloden<sup>21</sup> <sup>22</sup>. Et positivt pådriv vil bidra til et varmere klima og en negativt til et kaldere klima.

Det er verdt å merke seg at et strålingspådriv som regel regnes i forhold til en balanse ved et visst årstall, for eksempel for året 2000 i forhold til tiden før den industrielle revolusjon da en antar en viss strålingsbalanse. Som vi skal se, var strålingspådrivet fra økt drivhuseffekt i 2003 cirka 3 W/m<sup>2</sup> i forhold til en balanse i år 1750<sup>5</sup>. Den aktuelle forskjellen mellom innstråling og utstråling er naturlig nok mindre. I klimasimuleringer kan den for eksempel være 0,75 W/m<sup>2</sup> for året 2010. Dette vil si at vi ikke ennå har sett hele responsen av økt drivhuseffekt siden 1750. Selv med konstant konsentrasjon på drivhusgassene i tiden som kommer – noe som er helt urealistisk med den økningen som observeres for tiden - vil det derfor bli varmere i de første tiårene slik at ny balanse kan bli oppnådd. Slik forteller dagens ubalanse hvor store klimaendringer som nærmest ligger på samlebåndet (*bundne klimaendringer*). Dessverre har vi ikke direkte målinger for aktuell strålingsubalanse, som

regel estimeres den fra varmeopptak i havet som tar opp omtrent 90 prosent av energien representert ved den aktuelle ubalansen.

*Naturlige klimaendringer* forårsakes av naturlige strålingspådriv. Naturlige strålingspådriv er ofte knyttet til endringer i mottatt energi fra sola. Energien i solstrålingen varierer litt over tidskalaer fra sekunder til millioner av år. I klimasammenheng er vi interessert i pådriv på tidskalaer fra år, dekadere, for å forklare klimavariasjoner som det kalde klima under *Maunder Minimum* (1645-1710)<sup>23</sup> i den lille istid, til tusenvis av år for å forklare istidene. I tillegg til de pådriv sola er årsak til, gir vulkanutbrudd viktige naturlige klimapådriv. Vulkanutbrudd slynger partikler og svoveldioksid (SO<sub>2</sub>) opp i atmosfæren. SO<sub>2</sub> reagerer med andre gasser slik at det blir dannet aerosoler med svovelinnhold. Ved store vulkanutbrudd mottar stratosfæren aerosoler som kan holde seg svevende der et år eller to før de brytes ned eller "vaskes ut". Partiklene sprer sollyset, noe som fører til økt refleksjonen av solstråling fra klimasystemet til verdensrommet. Vulkanutbrudd gir derfor et negativt strålingspådriv som for store utbrudd gir kaldere klima for noen få år. Store vulkanutbrudd skjer plutselig uten forvarsel og responsen i atmosfæren er rask. Også antropogene aerosoler endrer atmosfærens sammensetning og påvirker strålingsbalansen. Slik er menneskene opphav til et strålingspådriv som kjøler ned atmosfæren og som virker mot et eventuelt antropogent pådriv på grunn av utslipp av klimagasser.

Selv om sola stråler med konstant styrke og atmosfærens sammensetning ikke endrer seg, kan klimasystemet gjennomgå *interne klimavariasjoner* forårsaket av klimasystemets selv gjennom naturlige indre variasjoner. Slike variasjoner kan være vanskelig å observere i naturen fordi solas styrke og atmosfærens sammensetning alltid vil variere litt. Rene interne klimaendringer kan en bare studere i klimamodeller. Her kan en gjøre eksperimenter for å studere klimavariasjoner når energien i solstråling ved atmosfærens ytterkant og atmosfærens sammensetning holdes konstant.

Menneskers aktivitet kan altså på flere måter påvirke klimaet: ved å øke drivhuseffekten ved utslipp av klimagasser som på den måten endrer atmosfærens sammensetning, ved utslipp av forurensinger som svoveldioksid (SO<sub>2</sub>) som fører til aerosoler<sup>24</sup>, og ved å endre bruken av jordoverflaten, for eksempel ved å hogge skog og dyrke land, noe som blant annet kan endre opptak av CO<sub>2</sub> og albedo. Klimaendringer som har sin årsak i menneskelig aktivitet blir kalt *antropogene klimaendringer* og har sin årsak i antropogene strålingspådriv. Så lenge menneskene har kultivert jordoverflaten har vi hatt antropogene pådriv, men før den industrielle revolusjon har de etter alt å dømme vært svært små.

### Tilbakekopling og klimasensitivitet

Et positivt (negativt) strålingspådriv gir altså økt (reduisert) temperatur ved jordoverflaten. Positiv (negativ) tilbakekopling<sup>16</sup> på en slik temperaturvariasjon forsterker (svækker) denne temperaturendringen. En positiv temperaturendring ved jordoverflaten vil føre til større fordamping og mer fuktighet i atmosfæren. Vanddamp er den viktigste drivhusgassen og vil bidra til den største positive tilbakekoplingen. For et positivt (negativt) klimapådriv er de positive (negative) tilbakekoplingene sterkere enn de negative (positive). For eksempel er strålingspådrivene som er årsak til vekslinger i istidene svært små. Men de virker over lang tid og det fins en rekke tilbakekoplinger som forsterker de første små endringene. Det er altså

tilbakekopling som gjør det store utslaget. Pådriv setter i gang klimaendringer, tilbakekopling bestemmer som regel størrelsen på dem.

På tidsskalaer fra tiår til flere hundre tusen år viser det seg at forsterkende tilbakekopling er dominerende. Vanndamp, is og snø spiller en stor rolle. En kaldere planet har lysere overflate og absorberer mindre solstråling enn en varmere planet, mest på grunn av at is og snø har stor albedo. En varmere planet har mer drivhusgasser i lufta, spesielt vanndamp, så vel som mørkere landområder med vegetasjon. Endringer i planetens albedo og mengden av drivhusgasser i atmosfæren er de to dominerende tilbakekoplinger som bestemmer vekslingen mellom tilstander med istid og mellomistid. Men disse tilbakekoplingene kommer som en respons på pådriv gitt ved små endringer i solstrålingen på grunn av små forstyrrelser i jordbanen.

Raske positive tilbakekoplinger, slik som ved antropogen økt drivhuseffekt, er endring i luftfuktighet og utstrekning av sjøis og snø. Etter som havtemperaturen endrer seg, får vi en noe langsommere positiv tilbakekopling som skyldes endringer i havets evne til å ta opp karbondioksid. Stor endring i innlandsis ved polene gir langsomme positive tilbakekoplinger. Endring i vegetasjon, i retning nord-sør og i høyde over havet, gir også en langsom, positiv tilbakekopling. I et klima i oppvarming kan utløsning av drivhusgasser fra kontinentalsokler og *permafrost* (*metanhydrat*) gi en positiv tilbakekopling.

Kunnskap om strålingspådriv er nødvendig for å beregne eller forklare klimaendringer. Å beregne klimaendringer for et strålingspådriv består i å anslå hvor store tilbakekoplingene vil være. Dette kan gjøres ved relativt enkle overslag, ut fra observasjoner av klimaendringer og i kompliserte klimamodeller som simulerer klimasystemet. Et viktig begrep er klimasystemets sensitivitet for et klimapådriv (*klimasensitivitet*)<sup>25</sup>. Sensitiviteten uttrykker klimasystemets globale temperaturrespons på et klimapådriv når ny strålingslikevekt er oppnådd. Slik uttrykker sensitiviteten en endring i global middeltemperatur ved jordoverflaten for et klimapådriv på for eksempel 1 Watt per kvadratmeter. Tanken er at sensitiviteten er den samme for ulike pådriv når de har samme verdi. Et pådriv på 1 W/m<sup>2</sup> fra økt solstråling eller økt drivhuseffekt skulle slik gi omtrent den samme økning i global temperatur. Virkeligheten er som regel mer komplisert, derfor vurderes noen ganger effektiviteten i de ulike pådrivene (*pådrivseffektivitet*; *efficacy*).

I våre dager med økt antropogen drivhuseffekt er sensitiviteten gjerne definert som økningen i den globale temperaturen ved en fordobling av konsentrasjonene av CO<sub>2</sub> i atmosfæren fra begynnelsen av den industrielle revolusjon. Som vi skal se tilsvarer dette et strålingspådriv på nesten 4 W/m<sup>2</sup>. Vi har tidligere nevnt at Jule Charney estimerte klimasensitiviteten på den måten på slutten av 1970-åra (Del I, kap. 4). Han forutsatte at mange egenskaper på jorda ble holdt uendret under beregningene, for eksempel skulle innlandsis og vegetasjon være som i dag og havnivået ikke endres. Bare havet og atmosfæren kunne tillates å endre seg som en respons på en dobling av karbondioksid. Hans definisjon er også i dag den vanligste.



Vi har nå gitt en rask innføring i viktige begrep som drivhuseffekt, strålingspådriv og klimasensitivitet. Senere skal vi se nærmere på naturlige og antropogene strålingspådriv med spesiell vekt på pådriv sola gir og økt antropogen drivhuseffekt (Del VI).

<sup>1</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Radiation>

<sup>2</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Solar\\_radiation](http://en.wikipedia.org/wiki/Solar_radiation)

<sup>3</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Quantum\\_mechanics](http://en.wikipedia.org/wiki/Quantum_mechanics)

<sup>4</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Global\\_warming](http://en.wikipedia.org/wiki/Global_warming)

<sup>5</sup> 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/>

<sup>6</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Electromagnetic\\_radiation](http://en.wikipedia.org/wiki/Electromagnetic_radiation)

<sup>7</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Absorption\\_\(electromagnetic\\_radiation\)](http://en.wikipedia.org/wiki/Absorption_(electromagnetic_radiation))

<sup>8</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Photon>

<sup>9</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Irradiance>

<sup>10</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Thermal\\_emittance](http://en.wikipedia.org/wiki/Thermal_emittance)

<sup>11</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Stefan-Boltzmann\\_law](http://en.wikipedia.org/wiki/Stefan-Boltzmann_law)

<sup>12</sup> 1 Watt er 1 Joule/sekund;  $1 \text{ W} = \text{J/s}$ ; 1 Joule = 1 Newton meter (kraft ganger vei); 1 Newton = 1 kilogram meter per sekund per sekund; kraft

<sup>13</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Wien's\\_displacement\\_law](http://en.wikipedia.org/wiki/Wien's_displacement_law)

<sup>14</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Black\\_body](http://en.wikipedia.org/wiki/Black_body)

<sup>15</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Kirchhoff's\\_law\\_of\\_thermal\\_radiation](http://en.wikipedia.org/wiki/Kirchhoff's_law_of_thermal_radiation)

<sup>16</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Sunlight>

<sup>17</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Raleigh\\_scattering](http://en.wikipedia.org/wiki/Raleigh_scattering)

<sup>18</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Albedo>

<sup>19</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Greenhouse\\_effect](http://en.wikipedia.org/wiki/Greenhouse_effect)

<sup>20</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Radiative\\_forcing](http://en.wikipedia.org/wiki/Radiative_forcing)

<sup>21</sup> På engelsk kalles et pådriv for forcing, som noen ganger oversettes som føring.

<sup>22</sup> IPCC har en definisjon på strålingspådriv som relaterer til balanse ved tropopausen

<sup>23</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Maunder\\_minimum](http://en.wikipedia.org/wiki/Maunder_minimum)

<sup>24</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Particulate>

<sup>25</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Climate\\_sensitivity](http://en.wikipedia.org/wiki/Climate_sensitivity)

## II.3 - SIRKULASJONER I ATMOSFÆREN

Forskning for å beskrive og forklare luftstrømmene går helt tilbake til George Hadley (1685-1768)<sup>1 2</sup>. I 1735 forsøkte han å beskrive hovedtrekkene i atmosfærens storstilte sirkulasjon, blant annet å forklare *passatvindene*. Mer korrekte beskrivelser ble gjort av blant andre William Ferrel (1817-1891) midt på 1800-tallet. Utvikling av værvarsling ved *værvarslingsmodeller* de siste tiårene har gitt pålitelige daglige beskrivelser av atmosfærens tilstand overalt på jorda både gjennom troposfæren og stratosfæren. Med disse dataene og forståelse basert på atmosfærens *bevegelsesligninger*, det vi kaller dynamisk meteorologi, har vi i dag en rimelig god forståelse for sirkulasjoner i atmosfæren.

Atmosfærens sirkulasjon er drevet av forskjeller i strålingsbalansen mellom tropene og polene. Det settes opp bevegelse for å transportere varme mot polene slik at stabilt klima kan opprettholdes på alle bredder. Det var lenge en gåte hvordan sirkulasjoner oppstår i atmosfæren. Den sveitiske matematiker og fysiker Leonhard Euler (1707-1783)<sup>3</sup> utviklet den forskningsdisiplinen vi kaller hydrodynamikk<sup>4</sup>, som studerer væskers bevegelse ut fra Isaac Newtons bevegelsesligninger. Ved slutten av 18-hundretallet var også termodynamikk<sup>5</sup> utviklet av flere forskere. Høydepunktet i hydrodynamikken ble nådd ved et berømt sirkulasjonsteorem funnet av Lord Kelvin (1824-1907)<sup>6</sup> og uavhengig av Hermann von Helmholtz (1821-1894)<sup>7</sup>. Teoremet gjelder i en væske der tettheten er konstant (eller en funksjon av trykket) og uttrykker at sirkulasjonen langs en lukket kurve med partikler er konstant (Lord Kelvin); eller at virvlingen<sup>8</sup> (uttrykk for horisontal rotasjon) er bevart under bevegelsen for alle partikler i væsken (von Helmholtz). Teoremet betyr blant annet at dannelse og oppløsning av virvler er umulig i slike omgivelser. Det er rett fram å konkludere at dersom ingen virvler er til stede i en væske ved ett tidspunkt, vil ingen oppstå senere. Slik var teoremene ikke anvendbare for atmosfæren, der virvler oppstår og dør ut.

Nordmannen Vilhelm Bjerknes (1862-1951)<sup>9</sup> utviklet et utvidet sirkulasjonsteorem som også forklarer hvorfor virvler oppstår og dør ut i atmosfæren og i havet. Han studerte bevegelse i såkalte barokline væsker (der tettheten en funksjon av både trykk og temperatur) slik som atmosfæren er et eksempel på. I 1897 formulerte Bjerknes sitt berømte sirkulasjonsteorem i forelesninger for sine studenter i Stockholm. Det uttrykker at langs en lukket kurve med partikler i en baroklin væske, kan sirkulasjonen endres, og akselerasjonen er lik antallet såkalte solenoider (rør) innenfor kurven som dannes av skjæringen av flater for likt trykk (isobarer) og lik tetthet (isosterer). Med sitt arbeid bandt Bjerknes sammen hydrodynamikk og termodynamikk, som inntil da hadde utviklet seg som to uavhengige forskningsområder.

Bjerknes' spesielle fortjeneste var kanskje ikke at han generaliserte sirkulasjonsteoremet til Lord Kelvin, men at han med en gang var i stand til å forstå mulighetene for anvendelse, dvs. å forklare prosesser som finner sted i atmosfæren og i havet, som essensielt er barokline. I 1898 publiserte han en artikkel hvor han anvendte teoremet på sirkulasjoner i atmosfæren og havet og forklarte flere naturlige fenomen, slik som passatvinder, sjøbris, monsuner og visse havstrømmer.

De unge meteorologene som senere utgjorde Bergenskolen i meteorologi (1917-1925) under ledelse av Vilhelm Bjerknes, oppdaget fronter i atmosfæren som skarpe skiller mellom

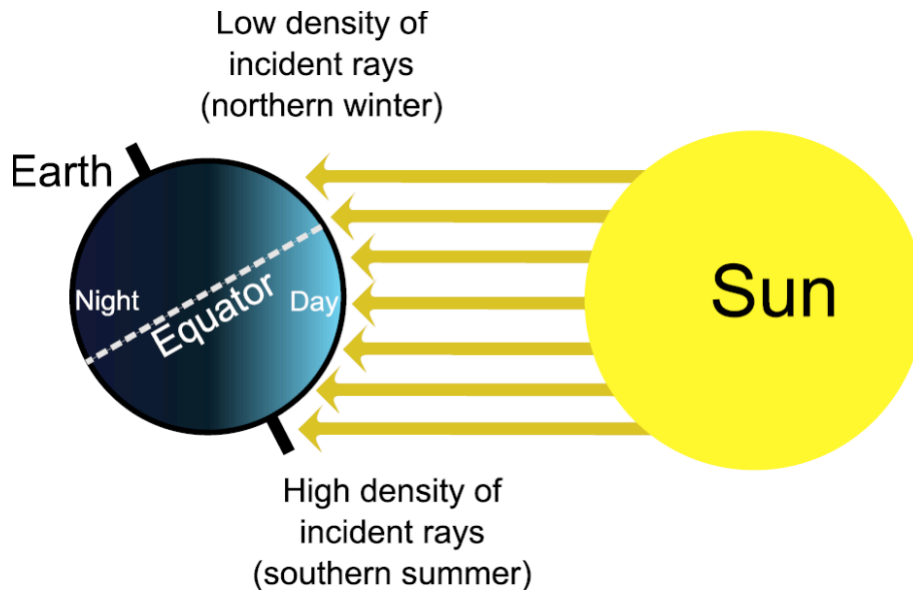
to luftmasser med blant annet forskjellig temperatur<sup>10</sup>. De innførte begrepet *polarfronten* som en skilleflate på midlere bredder mellom kalde polare luftmasser i nord og varmere tropiske luftmasser på sørsiden av fronten. De innførte også en deskriptiv lavtrykkmodell som viste stadier i utviklingen av lavtrykk på våre bredder, stadier som kommer til syne som bryting av bølger på polarfronten.

Det tok noe tid før en kunne forklare utvikling av lavtrykk på en god måte. I atmosfæren er visse prosesser ustabile, dvs. at små forstyrrelser kan vokse av seg selv. Vi har alt nevnt konveksjon der partikler som varmes opp ved jordoverflaten, kan stige vertikalt over dype luftlag og danne beygeskyer. Utvikling av lavtrykk, på fagspråket kalt *sykloner*<sup>11</sup>, er et annet eksempel. Bergensskolens meteorologer hadde en bra konseptuell forståelse for utviklingen, men klarte ikke å bevise sin hypotese om lavtrykk som en ustabil prosess. Dette ble gjort på slutten av 1940-årene av Jule Charney<sup>12</sup> og E.T. Eady<sup>13</sup> uavhengig av hverandre. Begge hadde et nært samarbeid med norske meteorologer. Den ustabile prosessen som danner våre lavtrykk kalles *baroklin instabilitet*.

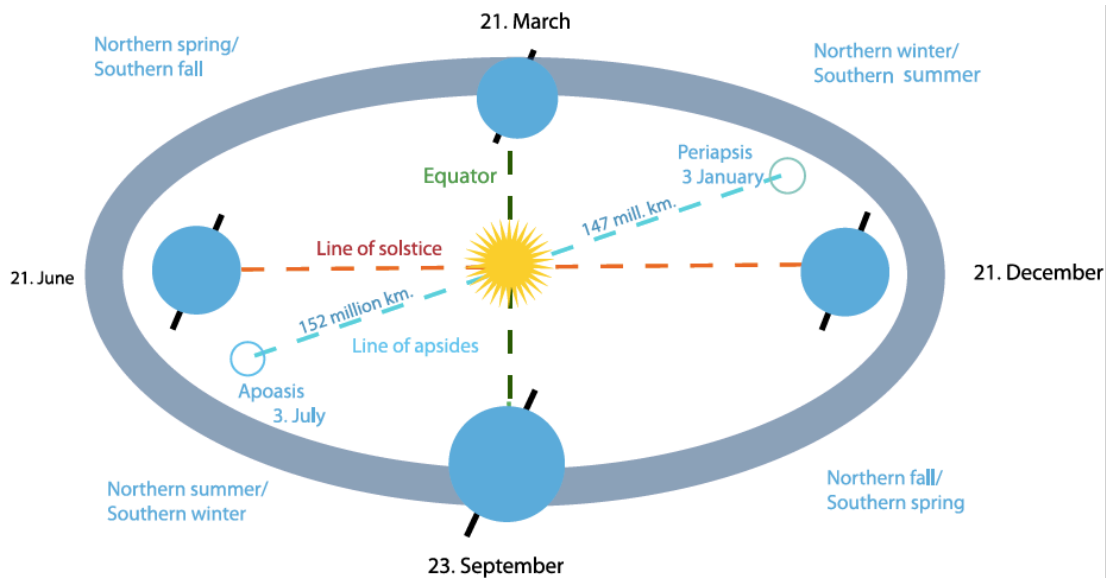
En god teori som forklarer dannelse av *tropiske sykloner*<sup>14</sup>, kom enda senere ved Charney og Arnt Eliassen. Det vi kaller *atmosfærens generelle sirkulasjon*, som beskriver og forklarer de storstilte sirkulasjonene i atmosfæren, arbeides det fortsatt med.

### Årlige variasjoner i temperaturen

Vi kjenner til jordas rotasjon om sin egen akse som gir oss dag og natt, og jordas gang rundt sola som gir oss årstidene<sup>15</sup> (Fig. 1, 2). Ved midtsommersolverv, som regel den 21. juni, står sola i senit ved 23,5 ° nordlig bredde. Det betyr at sola på denne bredden står midt på himmelen midt på dagen. På nordlige breddegrader vil dagene nå være mye lengre enn nettene, og nord for polarsirkelen (ved 66,5 °N) vil det være sol hele døgnet om ikke skyer og terreng skygger. På nordpolen varer denne perioden med midnattssol i seks måneder fra vårjevndøgn (21. mars). Solstrålingen er sterkest der sola står i senit, men på denne bredden varer dagen bare 12 timer. Intensiteten i solstråling, normalt på jordoverflaten, avtar med økende bredde. Dette er fordi samme energi ved atmosfærens ytre grense skal fordeles på stadig større areal. Men midtsommers stråler det likevel inn litt mer energi per flateenhet på toppen av atmosfæren i Arktis (normalt på jordoverflaten) over 24 timer enn der sola står i senit. Dette kan være overraskende for mange.



**Fig. 1:** Solstrålingen om vinteren. Solstrålingen svekkes etter som innfallende vinkel med jordoverflaten blir mindre. Samtidig øker spredningen av strålene etter som strålene får en lenger vei gjennom atmosfæren. <http://en.wikipedia.org/wiki/Season>



**Fig. 2:** Jordas bane rundt sola og årstider. Rent astronomisk starter årstidene ved sommer- og vintersolhverv, vår- og høstjveddøgn (solstices and equinoxes). Lengden på årstidene er ikke helt like store på grunn av jordbanes ellipseform rundt sola som medfører at jorda har litt ulik hastighet langs sin bane. Jorda er nærmest sola 2. januar (periapsis) og lengst borte 3. juli (apoapsis). <http://en.wikipedia.org/wiki/Season>

Siden det midtsommers stråler inn mest energi i nord, kunne en kanskje tro at temperaturen ved bakken også er høyest i Arktis. Slik er det ikke. Vi vet at temperaturen midtsommers på for eksempel Svalbard, er langt lavere enn de fleste steder lengre sør, f. eks på de fleste steder i Norge. Hvordan kan det ha seg? Svaret ligger delvis i at selv om energimengdene er store ved toppen av atmosfæren, kommer det mindre energi per kvadratmeter ned til bakken enn på lavere breddegrader. Dette skyldes den lange distansen solstrålene må trenge gjennom atmosfæren ved lave solhøyder. Som vi har sett, blir sollyset spredt og delvis reflektert til verdensrommet når det kommer inn i atmosfæren. Noe energi absorberes i for eksempel skyer, og resten når overflaten. Jo lengre vei solstrålene har på veien ned til overflaten, desto større sjanse er det for at sollyset enten blir spredd, reflektert eller absorbert av atmosfæren. I tillegg er det som regel mye skyer i Arktis om sommeren som blant annet reflekterer sollyset. Maksimum solenergi per kvadratmeter ved overflaten vil derfor også om sommeren i middel avta med økende breddegrader mot Arktis.

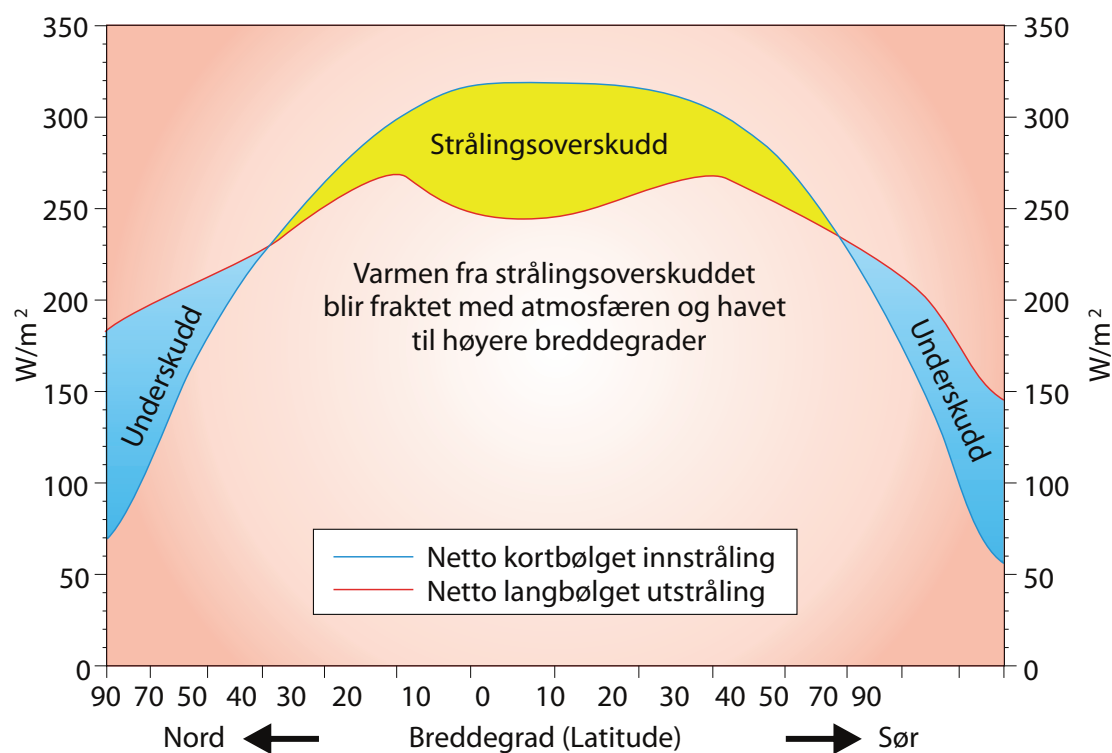
Det kommer likevel ganske store energimengder ned til overflaten i Arktis en kort periode midt på sommeren. Is og snø reflekterer mye av energien, og om sommeren går relativt mye energi med til smelting av snø og is. Derfor blir det vanligvis ikke så store varmemengder igjen til å varme opp overflaten. I tillegg er Svalbard omgitt av hav som i stor grad vil påvirke temperaturen over land, hav som bare langsomt blir varmet opp. Den delen av jordoverflaten som ikke er dekket av is og snø, varmes opp til temperaturer godt over sjøtemperaturen over åpent hav. Slike temperaturkontraster mellom land og hav gir opphav til sirkulasjon. I juli kan en derfor ha sjøbris på Svalbard, vind fra havet inn fjordene mot de varmeste områdene<sup>16</sup>. I motsetning til i sjøbris over Sør-Norge, står denne vinden på gjennom hele døgnet med bare små variasjoner i vindstyrken. Noe inn fra kysten i Sibir er effekten av havet mye mindre. Derfor kan en her få langt høyere sommertemperaturer enn på Svalbard, temperaturer som samsvarer bedre med den store innstrålingen.

Selv om sola er mest intens på nordlige halvkule den 21. juni, kommer det varmeste været flere uker senere. Juli og august er derfor vanligvis de varmeste månedene her i nord. Høyest temperatur får en når det i gjennomsnitt er balanse mellom innstråling og utstråling. Midtsommers er innstråling større enn utstråling fordi det tar tid å varme opp jordbunnen. Temperaturen øker og strålingsbalanse oppnås litt senere ved et tidspunkt da innstrålingen er noe mindre. Når utstrålingen blir større enn innstrålingen senere på sommeren, avtar temperaturen. Ved vintersolverv er innstrålingen på et minimum, og utstrålingen er langt større enn innstrålingen. Derfor blir det i gjennomsnitt kaldere i ukene som kommer. Lavest temperatur opptrer i januar og februar. Statistikk over middeltemperatur for hver dag gjennom året basert på en lang dataserie, gir 12. februar som den kaldeste dagen i gjennomsnitt for Oslo (se [yr.no](#)).

Mottatt solenergi over et år er cirka 2,5 ganger større ved ekvator enn ved polene. Temperaturen ved jordoverflaten er derfor høyest i tropene (men skydekket kan variere mye og slik gi store variasjoner). Videre avtar temperaturene mot polare områder der det årlige gjennomsnittet i solstrålingen er minst. Kontrasten i temperaturen mellom sommer og vinter øker fra ekvator til polene. Landområder varmes og avkjøles mye raskere enn hav. Siden det er overvekt av land på den nordlige halvkule i forhold på den sørlige halvkule, observeres det derfor størst kontrast mellom sommer og vinter på den nordlige halvkule.

### Transport av varme mot nord

Årstidene kontrolleres altså av variasjonene i innstrålingen fra sola gjennom året. Jorda beveger seg rundt sola i et plan i rommet (ekliptikken)<sup>17</sup>. *Skråningen til jordaksen* i forhold til dette planet - og avstanden fra jorda til sola (se del VI, kap 1) - bestemmer intensiteten i solstrålingen og hvor stor årstidsvariasjonene er, for eksempel uttrykt i antall mulige timer med sol. På grunn av disse fakta mister areal på høye breddegrader i løpet av et år mer energi til verdensrommet i form av langbølget stråling enn det som mottas fra sola. Areal på lave bredder mottar derimot mer energi fra sola enn det avgis til verdensrommet. Ved cirka 37 °N er innstråling fra sola i gjennomsnitt over året like stor som utstrålingen. Ut fra dette skulle en kanskje tro at områdene sør for 37 °N blir varmere fra år til år og at områdene nord for 37 °N blir kaldere (Fig. 3). Men som vi vet, er ikke dette tilfelle. Det skapes balanse i varmeomsetningen og stabilt klima over alt ved at overskuddsvarme i sør transporteres mot nord.



**Fig 3:** Balansen mellom gjennomsnittlig netto kortbølget og langbølget stråling gjennom året for hver breddegrad. Ved tropene har vi et overskudd av energi (surplus), mens det er underskudd på høye bredder (deficit). Tegnet av Frank Cleveland, Geofysisk institutt, Universitetet i Bergen.

Transport av varme fra sør mot nord - eller fra nord mot sør på sørlige halvkule - skjer ved at vindene transporterer varm luft fra sør til nord og kald luft fra nord til sør. Tilsvarende skjer det en lignende varmeutveksling i havet ved havstrømmene<sup>18</sup>. Mangel på strålingsbalanse i sør og nord gir slik årsak til sirkulasjoner i atmosfære og hav, sirkulasjoner som transporterer tilstrekkelig med varme til å skape balanse i varmebudsjettet ved alle breddegrader. Slik får vi et stabilt klima. Dette kan høres enkelt ut, men sirkulasjonene som settes opp er

kompliserte. I atmosfæren fører de til variasjoner i været fra dag til dag og betydelige variasjoner fra år til år.

Det er et viktig prinsipp at sirkulasjonene er akkurat så effektive at energibalansen og stabilt klima opprettholdes i middel på alle bredder. Lavtrykk på midlere bredder – på fagspråket kalt *utenomtropiske sykloner* for å skille fra tropiske sykloner<sup>19 20</sup> - er en viktig del av sirkulasjonen i atmosfæren. Lavtrykkene er med å sørge for energibalanse på våre bredder ved at de i gjennomsnitt transporterer varme mot nord. Lavtrykk transporterer det vi kaller følbare varme, som direkte øker temperaturen, og latent varme knyttet til vanddampen.

La oss prøve oss på en komplisert anvendelse av dette prinsippet. Anta at temperaturen øker med en grad overalt i lavere troposfære og ved jordoverflaten. Ved høyere temperatur vil atmosfæren kunne innholde mer fuktighet. Det er rimelig å anta at økt fordampning fra hav vil gi en økning i fuktigheten slik at relativ fuktighet (fuktigheten i forhold til fuktigheten ved metning) er som før oppvarmingen. Potensielt innhold av fuktighet øker sterkt med økende temperatur (eksponensiell vekst)<sup>21 22</sup>. Derfor vil en økt temperatur gi en forholdsvis større økning av fuktigheten. Innholdet av både følbare og latent varme i lufta vil øke. Et lavtrykk av en viss styrke vil slik kunne gi en større netto transport av varme mot nord. Dersom varmetransporten mot nord blir uforandret i et varmere klima, betyr dette at det ikke trengs fullt så stor lavtrykksaktivitet for å transportere varmen. Om forutsetningene i denne tankerekka holder, kan en fra dette slutte at gjennomsnittlig vindstyrke vil bli litt mindre på våre bredder ved en global oppvarming.

Som vi skal se senere, kan frigjøring av latent varme ved kondensasjon stå for over halvparten av trykkfallet i kraftige lavtrykk på våre bredder. Med mer fuktighet i lufta legges forholdene til rette for sterkere lavtrykk, fordi mer latent varme kan frigjøres. Derfor er det grunn til å tro at selv om antall lavtrykk på våre bredder kan avta, vil enkelte lavtrykk kunne bli sterkere enn i dagens klima. Dermed kan en ut fra prinsippet om at sirkulasjonen er sterk nok for å opprettholde energibalanse på alle bredder, sette opp en hypotese om at et varmere klima vil føre til mindre lavtrykksaktivitet på våre bredder, men at enkelte lavtrykk kan bli sterkere enn i dagens klima. Vi må legge til at dersom global oppvarming vil gi stor smelting av innlandsisen på Grønland, kan dette bildet endre seg betydelig.

### **Temperaturvariasjoner i troposfære og stratosfære**

Vi har tidligere sett på gjennomsnittlige temperaturforhold i troposfære og stratosfære, med en viss vekt på den vertikale temperaturgradienten som i gjennomsnitt er 6 °C/km i troposfæren. Denne gradienten kan imidlertid variere mye fra dag og fra sted til sted og over året. Det er spesielt to forhold som gir store variasjoner i temperaturgradienten: innholdet av skyer i atmosfæren og temperaturvariasjoner i de laveste 1-2 km av atmosfæren, kjent som *det planetariske grenselaget*<sup>23</sup>.

I fuktig luft kan kondensasjon inntreffe når lufta heves ved for eksempel konveksjon<sup>24 25</sup>, og skyer dannes. Den latente varmen som frigjøres kan gi en temperaturgradient så lav som 4 °C/km i nedre del av troposfæren i svært fuktig luft over ekvator. Typiske verdier i tropisk luft varierer fra cirka 5 °C/km nær ekvator (i den intertropiske konvergenssonen, se



nedenfor) der fuktigheten er størst, til 8-9 °C/km i de tørre subtropene mellom 20 og 30 °N og °S.

I det planetariske grenselaget kan temperaturgradienten variere mye. Spesielt kan dette laget inneholde *temperaturinversjoner*<sup>26</sup> der temperaturen er konstant eller øker med høyden. Vi kjenner til hvordan inversjoner danner seg om natten i klart vær. Stor utstråling gir da lavere temperatur ved jordoverflaten enn høyere oppe. Om vinteren på våre bredder gir sola ofte ikke nok innstråling om dagen til å bryte opp slike inversjoner som derfor kan vare ved i mange dager. Over sjøisen i Arktis har vi en slik inversjon i grenselaget gjennom det meste av året, en inversjon som når 1200 m i gjennomsnitt<sup>27</sup>. En annen årsak til inversjoner er nedsynkende luft i høytrykk, spesielt i de storstilte sub-tropiske høytrykkene slik som Azorerhøytrykket (se nedenfor). Ved inversjoner er omrøringen minimal mellom grenselaget og troposfærelaget over. Slik virker inversjoner til å isolere, eller frakople temperaturvariasjoner ved overflaten fra temperaturvariasjoner i troposfæren over inversjonslaget.

Vekselvirkningen mellom stråling, skyfysikk, konveksjon og sirkulasjoner på alle skalaer bestemmer hvordan den aktuelle temperaturen avtar med høyden på et hvert sted. De storstilte dynamiske sirkulasjonene bidrar til å jevne ut temperaturene over grenselaget. Romskalaen for sirkulasjonene varierer fra 10 000 km ved ekvator (for eksempel storstilte monsuner), til et par tusen kilometer ved midlere bredder (lavtrykk) og til noen hundre kilometer nær polene. Til sammen illustrerer dette begrensningen i å anta en konstant temperaturgradient fra overflaten til tropopausen.

Med tilstrekkelig tilgang på fuktighet, slik en har det over hav, forventes fuktighetsinnholdet i atmosfæren å øke ved en temperaturøkning under den globale oppvarmingen. Dersom meteorologiske fenomen som konveksjon holdes uforandret, vil den vertikale temperaturgradienten generelt avta med økende fuktighet i lufta. Derfor venter en at temperaturgradienten vil avta ved en slik oppvarming. Slik er det en hypotese at temperaturendringen i høyden kan bli litt større enn ved overflaten.

## Generell sirkulasjon

Vi kjenner til hvordan været hos oss i stor grad bestemmes av lavtrykk og høytrykk som ustanselig veksler på en kaotisk måte, men med visse typiske variasjoner gjennom året. På tross av den kaotiske bevegelsen er den storstilte strukturen i sirkulasjonen stabil over lengre perioder. Denne sirkulasjonen har regulære årlige variasjoner og viser også betydelige variasjoner fra år til år.

Det er dette regulære storstilte bildet vi har kalt atmosfærenens generelle sirkulasjon<sup>28</sup>. Den framstår når en beregner gjennomsnittlig sirkulasjonsom over tid, slik som gjennomsnittstrykk ved jordoverflaten for en årstid over mange år og gjennomsnittlig transport av varme mot nord. Fordi strukturer som de enkelte lavtrykk blir borte når en lager slike gjennomsnitt, blir mønstrene en står igjen med mer storstilte, dvs. større horisontalskala.

Visse problem med den generelle sirkulasjon henger delvis sammen med fundamentale vanskeligheter med å beregne endringer i gjennomsnittsverdier. Om en prøver å uttrykke ligninger for hvordan gjennomsnittsverdier endrer seg, som for eksempel vindkomponenter midlet rundt en breddegrad, oppstår det nye store ledd i ligningene som vi ikke direkte har uttrykk for. Det er også et problem at gjennomsnittskart dannet ved å midle alle værkart over et tidsrom, kan være forskjellige fra gjennomsnittskart dannet ved å lage gjennomsnitt ved å følge luftpartiklene. Dette har sin årsak i at det fins to forskjellige grunnleggende måter å beskrive bevegelse i væsker og gass på. Den ene kalles *eulersk* beskrivelse, etter Leonid Euler<sup>3</sup>, den andre *lagransk* etter Joseph Louis Lagrange<sup>29</sup>. I eulersk beskrivelse studeres strømmen i faste punkter i rommet, i Lagransk beskrivelse følger en bevegelsen for partikler. Det vanligste er å bruke eulersk beskrivelse.

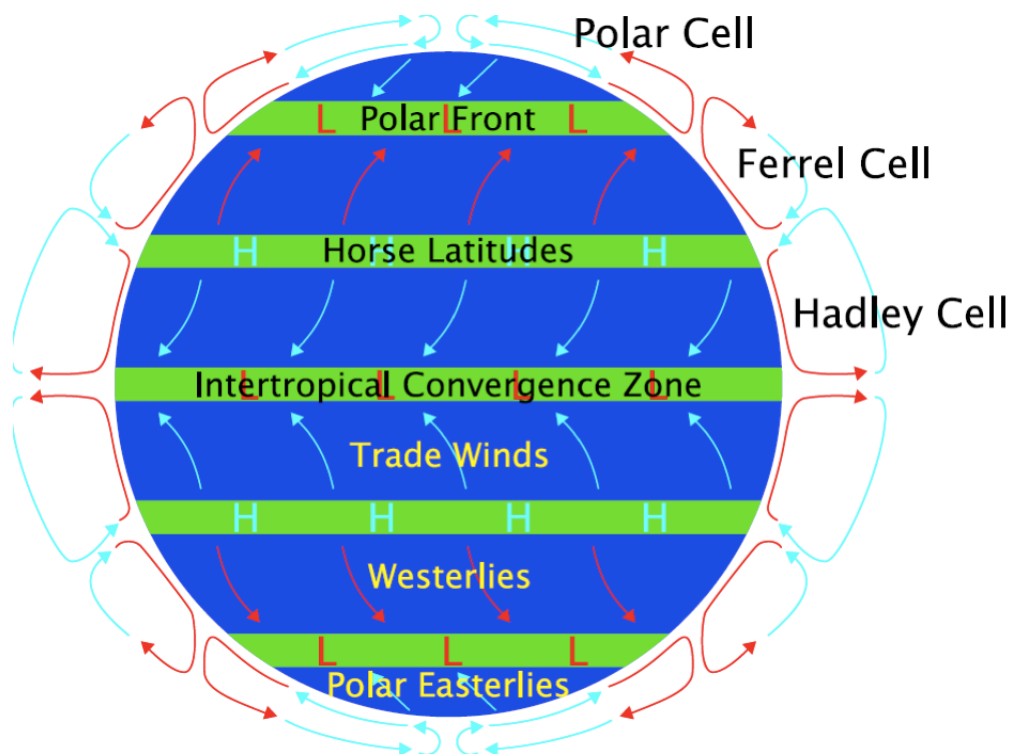
Det kan være på sin plass å først tenke seg et forenklet klimasystem med en klode som bare har en vannoverflate og hvor sola hele tiden står i senit ved ekvator, dvs. ingen helling av jordaksen og ingen årstidsvariasjon. En slik klode kaller vi en *akvaplanet*. La oss i første omgang også ta bort jordrotasjonen og sirkulasjon i havet. I et slikt klimasystem ville det være varmest ved ekvator og kaldest ved polene, med lignende forskjell i strålingsbalanse mellom ekvator og polene som i en vanlig jordplanet. Varm luft gir lavt trykk, og kald luft høyere trykk. Derfor ville vi ha høyt trykk ved polene og lavt trykk ved ekvator. Denne trykkforskjellen ville sette opp en sirkulasjon med vind fra nord ved overflaten og en kompenserende vind fra sør i høyden. Ved ekvator ville luften stige og ved polene ville den synke. Denne sirkulasjonen, drevet av varmforskjellene, ville være akkurat så sterk at den transporterte nok varme mot polene for å opprettholde et stabilt klima på alle bredder.

La oss anta at akvaplaneten roterer om sin egen akse mellom polene slik som jorda gjør det. Da ville jordrotasjonen føre til en avbøyende kraft på luftpartiklene – *Corioliskraften*<sup>30</sup> - som dreier dem mot høyre på den nordlige halvkule og til venstre på den sørlige. I en akvaplanet skulle dette gi østlig vind ved overflaten på hele den nordlige halvkule nord for ekvator og vestlig vind i høyden. Men dette stemmer ikke med at vi observerer vestlig vind på våre bredder både ved overflaten og i høyden. Årsaken til dette er at det med rotasjon ikke lengre kan opprettholdes en vertikal sirkulasjon som en eneste celle mellom ekvator og polene. I stedet får vi en vertikalsirkulasjon mellom tropene og cirka 30 °N, en sirkulasjon som vi kaller *Hadleycella*<sup>31</sup>.

### Hadleycella

Det er varmt ved ekvator med relativt lavt lufttrykk. Vinden er svak fordi trykkgradientene er små. Slik blir ekvator et belte med svake vinder (stillebeltet). Den varme luften stiger ved konveksjon, og det danner seg svære bygeskyer opp mot tropopausen, som gjerne når 16-20 km. Den latente varmen som frigjøres i skyene driver Hadleycella. Ved tropopausen går vinden mot polene. Etter hvert blir denne strømmen avbøyd mot høyre på nordlige halvkule, noe som gir vestlig vind. På veien nordover avkjøles luften ved stråling. Luften konvergerer, dvs. den hopper seg opp. Dette gir høyere trykk ved jordoverflaten. Ved cirka 30 °N gir konvergensen i høyden et belte med høyt trykk ved overflaten, det subtropiske høytrykksbeltet (Fig. 4, 5). Konvergensen i høyden fører til nedsynkende luft i høytrykket, noe som medfører tørr luft og lite skyer. Sør for høytrykket strømmer luften ved overflaten

mot ekvator som nordøstlig vind (nordlige halvkule). Dette er *nordøstpassaten*. Tilsvarende får en sør for ekvator sørøstlige passatvinder.



**Fig. 4:** Skjematisk framstilling av atmosfærens generelle sirkulasjon.  
[http://en.wikipedia.org/wiki/Horse\\_latitudes](http://en.wikipedia.org/wiki/Horse_latitudes)

Hadleycella gir en jetstrøm fra vest i tropopausehøyde like nord for det subtropiske høytrykket. Denne jet kalles *den subtropiske jet* og kan forklares ved bevarelse av det vi kaller angulært bevegelsesmengde eller spinn<sup>32</sup>. Bevegelsesmengde defineres som masse ganger hastighet og spinn som bevegelsesmengde ganget med avstand til jordaksen (arm). Spinnet bevares under bevegelse om en kan se bort fra friksjon. Ved ekvator roterer jorda mot øst med en fart nær 500 m/s. Om relativ hastighet er null, vil lufta ha et spinn lik masse ganger 500 m/s ganger jordradius. Om en tenker seg at jorda plutselig stoppet opp å rotere, ville lufta fortsette å rotere helt til friksjon ved overflaten stoppet den. Luft i høyden er lite påvirket av friksjon. Luft som stiger ved ekvator og føres nordover vil derfor beholde sitt spinn. Dette medfører at vestavinden øker etter som avstanden til jordaksen minker. Slik får vi den subtropiske jet, som er sterkest i cirka 12 km høyde.

### Polarcella og ferrelcella

I Arktis vil lufta være kald og preget av høytrykk (Fig. 4, 5). Ved bakken er det ofte nordaustlig vind i tilknytning til høytrykket. Nord for det subtropiske høytrykket har vi store temperaturgradienter gjennom hele troposfæren, noe som gir gunstige forhold for utvikling av lavtrykk. Mye av temperaturgradientene er konsentrert i polarfronten<sup>33 34</sup>. På grunn av de store temperaturgradientene på tvers av polarfronten, får vi vestlig vind med maksimal styrke konsentrert i en jetstrøm i tropopausenivå<sup>35 36</sup>(cirka 11 km høyde). Vi har

altså et vestavindsbelte knyttet til polarfronten. Ved overflaten har den storstilte vinden også en komponent mot nord. Temperaturgradientene er spesielt tydelige ved overflaten der

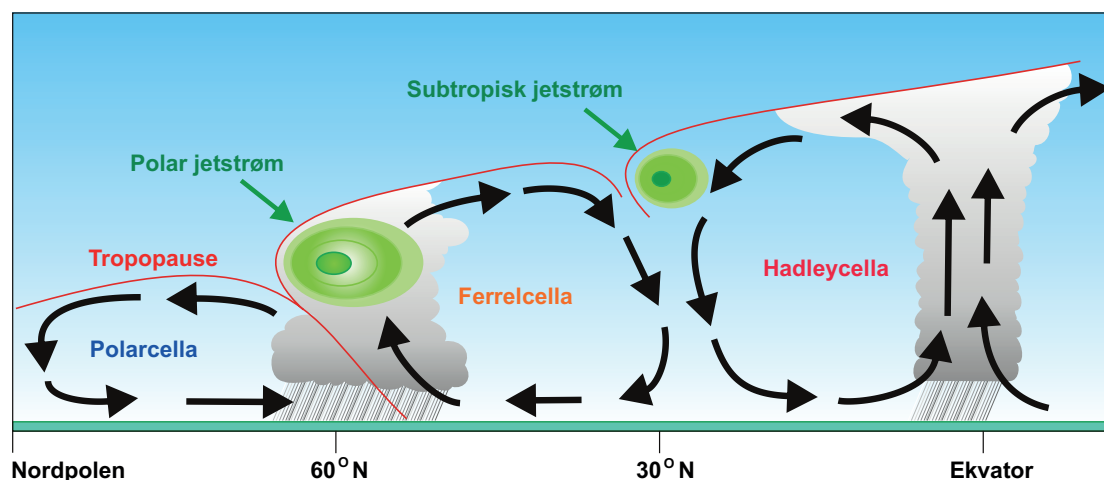


Fig. 5: Skjematisk framstilling av generell sirkulasjon i et snitt fra ekvator til nordpolen. Tegnet av Frank Cleveland, Geofysisk institutt, Universitetet i Bergen.

meteorologene tegner fronter som skillelinjer mellom kald og varm luft. Noen ganger er jeten ved polarfronten skilt fra den subtropiske jeten, noen ganger går de sammen. I skisser over den generelle sirkulasjon plasseres gjerne polarfronten på nærmere 50 °N (og tilsvarende på sørlige halvkule).

På polarfronten stiger varm luft, mens kald luft over Arktis synker. Slik har vi i gjennomsnitt en celle - en vertikalsirkulasjon kalt *polarcella* - med strøm fra nord ved overflaten og vind mot nord i høyden. Horisontalt blir strømmen i middel fra nordøst ved overflaten og sørvest i høyden. Tilsvarende sirkulasjon i området mellom Hadleycella og polarcella blir kalt *Ferrelcella* etter William Ferrel. Den oppstår som et resultat av de vandrende lavtrykk og høytrykk på disse bredder knyttet til vestavindsbeltet. Cella kan oppfattes som en sone for blanding mellom de to andre cellene. Ferrelcella gir noe hodebry for meteorologer siden den isolert sett, slik den fremstilles på figurer i de fleste lærebøker, har oppstigende luft i nord ved polarfronten og nedsynkende luft i sør. Siden temperaturen stiger mot nord også i dette området, blir dette en vertikalsirkulasjon der kald luft stiger og varm luft synker, noe som skurrer, for det naturlige er at varm luft stiger i vertikalsirkulasjoner. Det ufysiske ved Ferrelcella er i stor grad et resultat av å midle værtilstandene i eulersk forstand. Den norske meteorologen Arne Bratseth, professor ved Universitetet i Oslo, og som døde så alt for ung, presenterte dype tanker om dette basert på lagransk beskrivelse<sup>37</sup>.

### Storstilte trykksystem

I den virkelige verden vil årstidsvariasjoner og fordeling av land, fjell og hav bidra til en mer komplisert sirkulasjon. Spesielt gir strøm over fjellkjeder og forskjellig oppvarming over hav og land årsak til modifikasjoner av det enkle bildet.

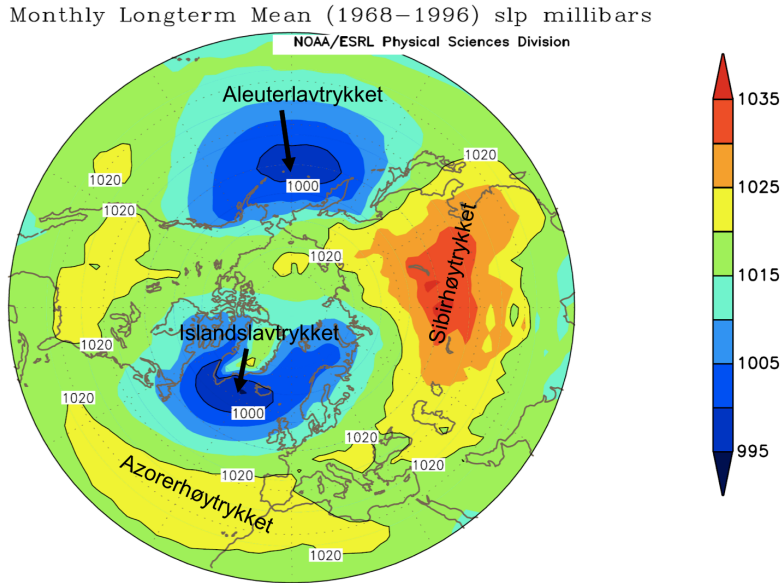
Varslingsmeteorologer overvåker værtilstanden kontinuerlig og tegner værkart minst hver tredje time. Blant annet tegner de kart for bakketrykket redusert til havnivå og fronter ved overflaten. De fleste har sett slike kart i avisene der trykket framstilles med linjer for likt

trykk, isobarer. Isobarene viser mer enn posisjoner av lavtrykk og høytrykk, de gir oss også den storstilte vinden. I grenselaget påvirkes vinden av friksjon mot overflaten. På toppen av grenselaget er denne effekten borte, og den storstilte vinden bestemmes i stor grad ved en balanse mellom trykkraften og Corioliskraften (den avbøyende kraften som skyldes jordrotasjonen). Denne balansen gir oss en tenkt storstilt vind som vi kaller *geostrofisk vind*<sup>8</sup>, gitt ved trykkfeltet. Med andre ord, når vi har isobarene, kjenner vi vinden over grenselaget med bra nøyaktighet.

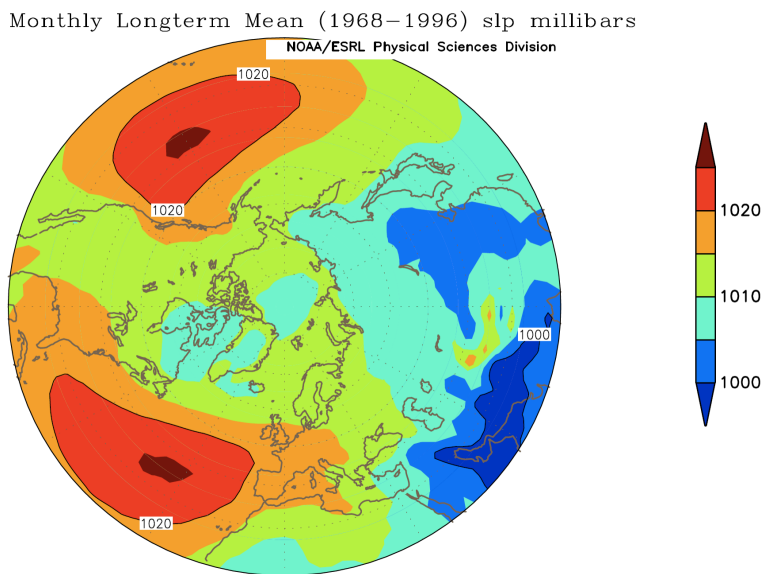
Trykkraften kan uttrykkes som en vektor (gradient til trykket) som står normalt på isobarene mot fallende trykk. Størrelsen på trykkraften øker med økende gradient, dvs. kraften blir større ettersom isobarene ligger tettere. Corioliskraften står alltid vinkelrett på vinden (på høyre side på nordlige halvkule). Balansen mellom trykkraft og Corioliskraft gir oss geostrofisk vind langs isobarene med høyt trykk til høyre for bevegelsen. Derfor går vinden mot klokka – syklonisk – rundt lavtrykk (på nordlige halvkule). Styrken på geostrofisk vind er proporsjonal – øker lineært – med styrken på trykkraften, altså etter hvor tett isobarene ligger.

I formler for geostrofisk vind inngår Coriolisparameteren  $f = 2 \Omega \sin \theta$ . Her er  $\Omega$  jordrotasjonen,  $\theta$  bredden i grader og *sin* står for den matematiske funksjonen sinus<sup>9</sup> ( $\Omega$  og  $f$  har enhet 1/s og kan oppfattes som en frekvens). Dette betyr at  $f$  øker fra null ved ekvator til  $2 \Omega$  ved nordpolen. Denne parameteren inngår i formelen for geostrofisk vind slik at denne vinden ikke kan defineres ved ekvator og slik at en viss trykkgradient gir sterkere geostrofisk vind ved lave enn høyere bredder. For høye bredder jevner sinusfunksjonen seg ut mot en. Derfor betyr ikke variasjoner i bredden så mye for utregning av geostrofisk vind på de høyeste breddene.

Midler vi trykkartene for overflaten over tid, får vi semipermanente høytrykk og lavtrykk. I Atlanterhavet får vi *Azorerhøytrykket*<sup>40 41</sup> som et subtropisk høytrykk og *Islandslavtrykket*<sup>42</sup>. I Stillehavet får vi tilsvarende *Stillehavshøytrykket* og *Aleuterlavtrykket*<sup>43</sup>. Disse trykksystemene varierer en del med årstiden (Fig. 6, 7). De to subtropiske høytrykkene er sterkest og har en noe mer nordlig posisjon om sommeren når Hadleycella på nordlige halvkule er sterkest og lengst mot nord. Islandslavtrykket og Aleuterlavtrykket er sterkest om vinteren når polarfronten er sterkest på grunn av størst horisontal temperaturgradient om vinteren. Over kontinentene får vi ikke subtropiske høytrykk om sommeren fordi sterk soloppvarming motvirker høytrykksdannelse. Her gir den sterke oppvarmingen om sommeren varm luft og lavt trykk (termallavtrykk) som trekker havluft inn over land. Om vinteren er det omvendt en tendens til høytrykk pga avkjøling i overflaten og strøm fra land mot hav. Spesielt er *Sibirhøytrykket* markert over Sibir om vinteren<sup>44</sup>. Disse termiske trykksystemene over kontinentene kontrollerer *monsunvindene* som vi finner spor etter over alt, men som er mest markert over Asia<sup>45</sup>.

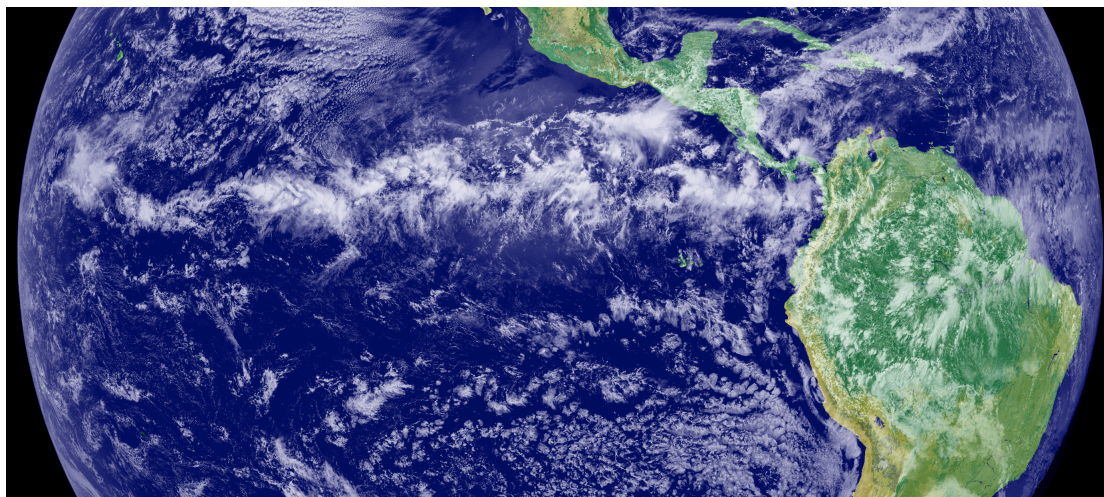


**Fig 6:** Gjennomsnittlig lufttrykk (redusert til havoverflaten) for nordlige halvkule nord for 20 °N for januar i perioden 1968 til 1996 (NCEP).



**Fig. 7:** Gjennomsnittlig lufttrykk (redusert til havoverflaten) for nordlige halvkule nord for 20 °N for juli i perioden 1968 til 1996 (NCEP).

Passatene fra de to halvkulene samler seg i en sone ved ekvator som kalles *den intertropiske konvergenssone* (ITCZ)<sup>46</sup> (Fig. 8). I takt med årstidsvariasjonene, flytter ITCZ seg mot nord om sommeren sammen med de subtropiske høytrykkene og passatvindene. Om vinteren (på nordlige halvkule) er det omvendt, ITCZ trekker sør for ekvator. Der ITCZ befinner seg er det konveksjon og mye nedbør, områder utenom har gjerne tørketid. Den årlige bevegelsen mot nord og sør definerer årstidene over Afrika og Sør-Amerika, karakterisert som regntid og tørketid. Sommermonsunen på ulike kontinent virker sammen med ITCZ og drar inn fuktig luft fra havet som forsterker nedbøren.



**Fig. 8:** Tordenbyger på Den intertropiske konvergenssonen (ITCZ), som et bånd med skyer tvers over Stillehavet. ITCZ er et område rundt jorda ved ekvator der pasatvinder fra nordlige og sørlige halvkule møtes. Lufta stiger og gir nedbør med byger og torden i tropiske strøk. ITCZ beveger seg nordover og sørover over året slik som sola. [http://en.wikipedia.org/wiki/Intertropical\\_Convergence\\_Zone](http://en.wikipedia.org/wiki/Intertropical_Convergence_Zone)

### Sirkulasjonen i stratosfæren

Som vi har sett er stratosfæren laget fra tropopausen til cirka 50 km over jordoverflaten. Ved tropopausen er trykket rundt 250 hPa, dvs. cirka en fjerdedel av trykket ved bakken. Dette betyr at omtrent en fjerdedel av atmosfærens masse befinner seg over tropopausen. Som vi har alt pekt på at vertikal blanding av luft er svært liten i stratosfæren, fordi lufta er stabil for vertikale forstyrrelser. Hovedgrunnen til dette er at temperaturen øker med høyden på grunn av at ozonlaget absorberer ultrafiolett stråling. Vertikalsirkulasjonen er også liten. Slik er det mer de horisontale sirkulasjonene som står for eventuell blanding av luft og spredning av sporstoffer slik som aerosoler.

Nesten ved toppen av stratosfæren dannes det en storstilt bred jet med vestlig vind i polare strøk om vinteren (cirka 50 km høyde). Jeten oppstår som følge av lite eller ingen innstråling i polare områder samtidig som lufta i tropiske oppvarmes ved at ozon absorberer solstråling. De store temperaturkontrastene gir en trykkgradient som gir den vestlige jeten. Vi kaller denne jet den *stratosfæriske polarnattjet*<sup>47 48</sup> eller den stratosfæriske vintervirvelen. Om sommeren øker temperaturen i polare strøk mer enn over ekvator. Temperaturgradienten mellom pol og ekvator blir borte eller skifter fortegn. Som en følge av dette blir jeten borte og erstattes av svakere vind fra øst. Polarnattjeten er også knyttet til en storstilt, langsom sirkulasjon mellom ekvator og polene med oppstigende luft i tropene og nedsynkende luft ved polene. Denne sirkulasjonen kalles *Brewer-Dobson*sirkulasjonen<sup>46</sup>.

Polarnattjeten er en storstilt sirkulasjon rundt et lavtrykk over en av polene. Fra tid til annen forstyrres sirkulasjonen ved at bølgeenergi fra troposfæren forplantes opp i stratosfæren fra troposfæren. Dette skjer ved vertikal forplantning av såkalte *Rosbybølger* i troposfæren<sup>49</sup>, bølger med stor romlig skala som forplanter seg vestover i forhold til vestavindsbeltet. Bølger på stor skala forplanter seg hurtigere vestover enn korte bølger. Vinden mot øst er større enn bølgehastigheten mot vest for korte Rosbybølger. Derfor beveger slike forstyrrelser seg mot

øst. Bølgehastigheten for store skalaer er så stor at den oppveier vestavinden. Slike forstyrrelser beveger seg derfor lite. Vertikal utbredelse av Rossbybølger kan noen ganger varme opp stratosfæren og slik svekke polarjeten. Slike hendelser skjer over noen få dager og kalles *plutselig stratosfæreoppvarming* (sudden stratospheric warming)<sup>50</sup>.

Ved ekvator generer bygedannelse bølger i stratosfæren som svinger med en bølgetid på cirka 2 år. Denne svingningen kalles *den kvasi-toårige svingning* (quasi-biennial oscillation; QBO)<sup>51</sup>. Som vi skal se senere, har QBO innvirkning på polarjeten.



- <sup>1</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/George\\_Hadley](http://en.wikipedia.org/wiki/George_Hadley)
- <sup>2</sup> [http://www.meteohistory.org/2006historyofmeteorology3/2persson\\_hadley.pdf](http://www.meteohistory.org/2006historyofmeteorology3/2persson_hadley.pdf)
- <sup>3</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Leonhard\\_Euler](http://en.wikipedia.org/wiki/Leonhard_Euler)
- <sup>4</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Fluid\\_dynamics](http://en.wikipedia.org/wiki/Fluid_dynamics)
- <sup>5</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Thermodynamics>
- <sup>6</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/William\\_Thomson,\\_1st\\_Baron\\_Kelvin](http://en.wikipedia.org/wiki/William_Thomson,_1st_Baron_Kelvin)
- <sup>7</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Hermann\\_von\\_Helmholtz](http://en.wikipedia.org/wiki/Hermann_von_Helmholtz)
- <sup>8</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Vorticity>
- <sup>9</sup> [http://no.wikipedia.org/wiki/Vilhelm\\_Bjerknes](http://no.wikipedia.org/wiki/Vilhelm_Bjerknes)
- <sup>10</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Weather\\_front](http://en.wikipedia.org/wiki/Weather_front)
- <sup>11</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Cyclone>
- <sup>12</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Jule\\_Gregory\\_Charney](http://en.wikipedia.org/wiki/Jule_Gregory_Charney)
- <sup>13</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Baroclinity>
- <sup>14</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Tropical\\_cyclone](http://en.wikipedia.org/wiki/Tropical_cyclone)
- <sup>15</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Season>
- <sup>16</sup> Grønås, S. & A.D. Sandvik 1998. Numerical simulations of sea and land breezes at high latitudes. *Tellus* 50A, 468-489.
- <sup>17</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Ecliptic>
- <sup>18</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Thermohaline\\_circulation](http://en.wikipedia.org/wiki/Thermohaline_circulation)
- <sup>19</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Extratropical\\_cyclone](http://en.wikipedia.org/wiki/Extratropical_cyclone)
- <sup>20</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Tropical\\_cyclone](http://en.wikipedia.org/wiki/Tropical_cyclone)
- <sup>21</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Humidity>
- <sup>22</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Atmospheric\\_thermodynamics](http://en.wikipedia.org/wiki/Atmospheric_thermodynamics)
- <sup>23</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Planetary\\_boundary\\_layer](http://en.wikipedia.org/wiki/Planetary_boundary_layer)
- <sup>24</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Convection>
- <sup>25</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Cumulonimbus>
- <sup>26</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Temperature\\_inversion](http://en.wikipedia.org/wiki/Temperature_inversion)
- <sup>27</sup> Serreze, M. et al. 1992. Low-level temperature inversions of the Eurasian Arctic and comparisons with Soviet ice island data. *J. of Climate*, 5, 599-613.
- <sup>28</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Atmospheric\\_circulation](http://en.wikipedia.org/wiki/Atmospheric_circulation)
- <sup>29</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Joseph\\_Louis\\_Lagrange](http://en.wikipedia.org/wiki/Joseph_Louis_Lagrange)
- <sup>30</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Coriolis\\_effect](http://en.wikipedia.org/wiki/Coriolis_effect)
- <sup>31</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Hadley\\_cell](http://en.wikipedia.org/wiki/Hadley_cell)
- <sup>32</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Angular\\_momentum](http://en.wikipedia.org/wiki/Angular_momentum)

<sup>33</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Jet\\_stream](http://en.wikipedia.org/wiki/Jet_stream)

<sup>34</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Wind\\_shear](http://en.wikipedia.org/wiki/Wind_shear)

<sup>35</sup> Der hvor det er temperaturgradiener, for eksempel i retning nord sør, vil den geostrofiske vinden øke med høyden. Vedvarer gradientene gjennom troposfæren, får vi slik sterkest vind, et jet, ved toppen av dette laget. Variasjon av geostrofisk vind med høyden uttrykkes ved termalvinden.

<sup>36</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Thermal\\_wind](http://en.wikipedia.org/wiki/Thermal_wind)

<sup>37</sup> Iversen, T., S.Grønås 2004. IN MEMORIAM, Arne M. Bratseth, 1949–2004. *Tellus A*, Volume 56, Issue 4, 271 – 272.

<sup>38</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Geostrophic\\_wind](http://en.wikipedia.org/wiki/Geostrophic_wind)

<sup>39</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Sine#Sine>

<sup>40</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Azores\\_High](http://en.wikipedia.org/wiki/Azores_High)

<sup>41</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Horse\\_latitudes](http://en.wikipedia.org/wiki/Horse_latitudes)

<sup>42</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Icelandic\\_Low](http://en.wikipedia.org/wiki/Icelandic_Low)

<sup>43</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Aleutian\\_low](http://en.wikipedia.org/wiki/Aleutian_low)

<sup>44</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Siberian\\_High](http://en.wikipedia.org/wiki/Siberian_High)

<sup>45</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Monsoon>

<sup>46</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Intertropical\\_Convergence\\_Zone](http://en.wikipedia.org/wiki/Intertropical_Convergence_Zone)

<sup>47</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Polar\\_vortex](http://en.wikipedia.org/wiki/Polar_vortex)

<sup>48</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Ozone\\_layer](http://en.wikipedia.org/wiki/Ozone_layer)

<sup>49</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Rossby\\_wave](http://en.wikipedia.org/wiki/Rossby_wave)

<sup>50</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Sudden\\_stratospheric\\_warming](http://en.wikipedia.org/wiki/Sudden_stratospheric_warming)

<sup>51</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Quasi-biennial\\_oscillation](http://en.wikipedia.org/wiki/Quasi-biennial_oscillation)

## II.4 - DET HYDROLOGISKE KRETSLØP

Vi kjenner til ulike sider ved vannets kretsløp, også kalt *det hydrologiske kretsløp*. Læren om vannets kretsløp kalles *hydrologi*<sup>1 2</sup>. Vannet kan som kjent finnes i tre ulike faser: i gassform som vanndamp, i flytende form som vann og vanndråper og i fast form som is og iskrystaller. Overgangene krever eller avgir energi. Vannet er i stadig bevegelse i et kretsløp som omfatter havet, atmosfæren og jordoverflaten. Mange ulike fysiske og biologiske prosesser inngår med tidsskalaer fra et øyeblikk til millioner av år. Mesteparten av vannet inngår i havets sirkulasjon. Noe av vannet er i stadig bevegelse innen atmosfærens sirkulasjon og ved *avrenning* fra elver til hav. En betydelig del er lagret som is og snø. Det fins en balanse i kretsløpet ved at vannets totale masse er konstant. Dette hindrer ikke at kretsløpet, som en komponent av været, gjennomgår store variasjoner fra dag til dag, fra årstid til årstid og fra år til år. Ekstreme avvik som *tørke og flom*, gir store problemer for livet på jorda.

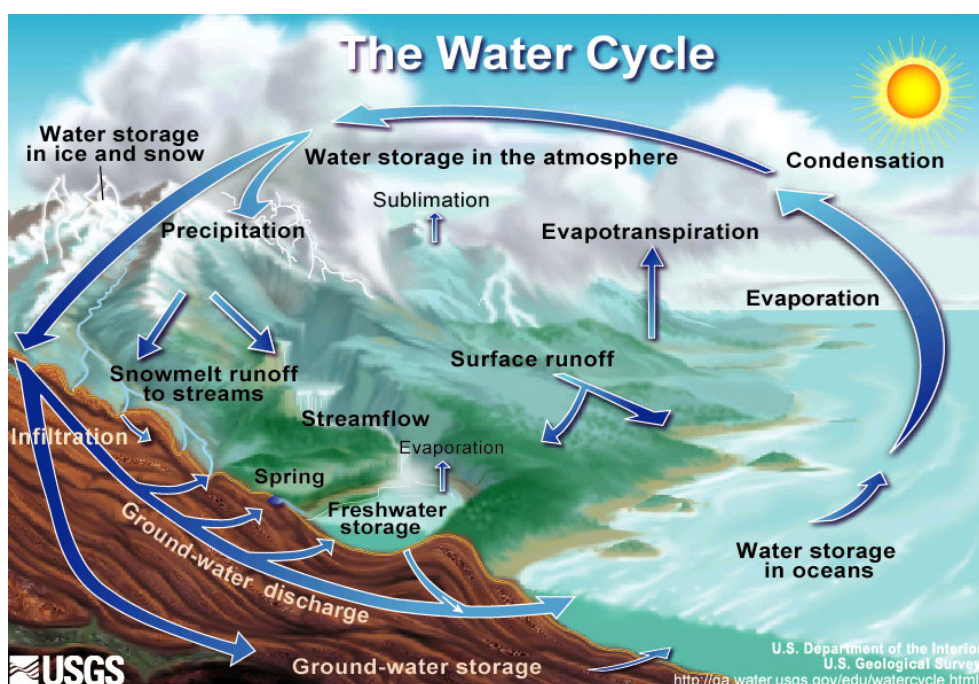


Fig. 1: Vannets kretsløp. [http://en.wikipedia.org/wiki/Water\\_cycle](http://en.wikipedia.org/wiki/Water_cycle)

Vannets kretsløp inngår i atmosfærens og havets sirkulasjon drevet av solstrålingen og de årstidsvariasjoner i solstrålingen som jordbanen gir (Fig. 1). Kretsløpet har ingen begynnelse eller slutt. Noe vann fordampes fra jordoverflaten, hovedsakelig fra havet, og blir til vanndamp<sup>3</sup> i atmosfæren. Is og snø kan sublimeres<sup>4</sup> direkte til vanndamp. Plantene avgir vanndamp ved *transpirasjon*<sup>5</sup>. Transpirasjon og fordamping (evaporasjon)<sup>6</sup> fra jorda blir til sammen kalt *evapotranspirasjon*<sup>7</sup>. Det trengs energi for å overføre vann til vanndamp, og denne energien er som nevnt latent til stede i vanndampen (latent energi)<sup>8</sup>. Energien frigjøres ved kondensasjon<sup>9</sup>. På samme måte kreves det energi for å smelte frossent vann, energi som frigjøres ved frysing og sublimasjon. Vanndampen driver med i atmosfærens bevegelse og utgjør en viktig energikilde for atmosfærens sirkulasjon når den kondenserer og danner skydråper og ispartikler. Dannelse av skyer og utfelling av nedbør<sup>10</sup> er kompliserte prosesser som utgjør en egen del av meteorologien vi kaller *skyfysikk*<sup>11 12</sup>. Mye av denne fysikken kalles mikrofysikk for å antyde typisk romskala for prosessene. Kondensasjon og skydannelse er knyttet til avkjøling av luftpartikler, som regel ved at lufta stiger, enten ved

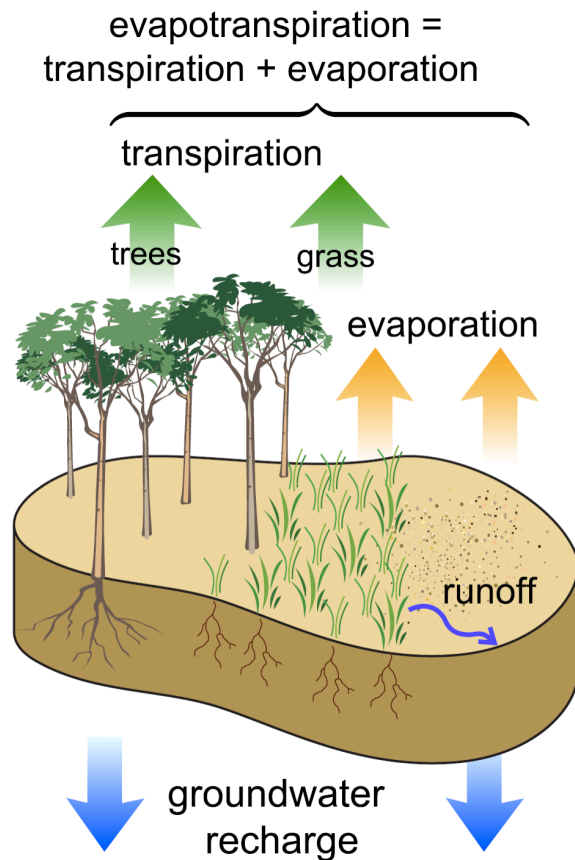
konveksjon, ved tvungen vertikalsirkulasjon i fronter eller ved strøm over fjell. Nedbør kan felles ut som snø, og noe av snøen lagres i isbreer over alt på jordkloden og i store innlandsisene ved polene<sup>13</sup>. Her kan frosset vann lagres i flere hundre tusen år.

Mye av snøen som faller om vinteren blir smeltet gjennom sommerhalvåret. På grunn av gravitasjonen renner mesteparten av dette vannet ut igjen i havet eller trenger ned i jordgrunnen som *grunnvann*<sup>14</sup>. Det samme skjer selvsagt umiddelbart med nedbør i vannfase. Til sammen får vi det vi kaller avrenning ved jordoverflaten<sup>15</sup> (Fig. 2). En stor del av avrenningen samles i elver i landskapet, elver som fører vannet mot havet. Avrenning samler seg ofte i innsjøer som ferskvann. Vann trenger ned i jordbunnen ved *infiltrasjon*<sup>16</sup>. Noe vann infiltrerer dypt ned i jorda og lagres i lang tid i porøse bergarter. Noe av grunnvannet tett ved overflaten finner åpninger og danner kilder med ferskvann. Over tid beveger vannet seg tilbake til havet og kretsløpet starter på nytt for hver dråpe.

I et stabilt klima er totalnedbøren over hele jorda over et år lik den totale fordampning og transpirasjon fra jordoverflaten. Men på samme måte som global overflatetemperatur kan variere litt fra år til år, varierer også totalnedbøren. I gjennomsnitt faller det hvert år omtrent 505 000 km<sup>3</sup> med nedbør på jordoverflaten<sup>2</sup>, det meste som regn. Mesteparten av nedbøren, 398 000 km<sup>3</sup>, kommer over hav. Naturlig nok fordamper det mest fra verdenshavene, anslaget er 434 000 km<sup>3</sup>. Fordampning og transpirasjon fra jordoverflaten utgjør en mye mindre del. Omtrent 90 % av vannet i atmosfæren kommer fra fordampning, de resterende 10 % er transpirasjon.

Under sitt kretsløp befinner altså vannet seg i ulike reservoar der det kan oppholde seg i lang tid. Havet er selvsagt det største reservoaret og inneholder cirka 97 % av vannet<sup>2</sup> (Tab. 1). Det nest største reservoaret er vann i innlandsis ved polene og i breer. Dette omfatter 2 % av vannet. Innlandsisene tilsvarer omtrent 64 meter i havets nivå (*ekvivalent havnivå*). Av dette er 7,3 meter lagret i isen på Grønland<sup>17</sup>. Det kan kanskje overraske noen at det er langt mer vann i atmosfæren enn i verdens elver og bekker.

En beregner gjennomsnittlig oppholdstid (*se levetid*) for et vannmolekyl i et reservoar. I hydrologi beregnes oppholdstiden vanligvis på to måter. Den mest brukte metoden bygger på en antakelse om at vanninnholdet i et reservoar er konstant. En får da oppholdstiden ved å dele volumet av reservoaret med hvor fort vannet forlater eller tilføres reservoaret. Vi kjenner for eksempel til havets



**Fig. 2:** Noen hydrologiske prosesser i jordoverflaten.  
<http://en.wikipedia.org/wiki/Evapotranspiration>

Gjennomsnittlig oppholdstid		Volum lagret i kretsløpets reservoarer		
Reservoar	Gjennomsnittlig tid	Reservoar	Vannvolum (10 000 000 km <sup>3</sup> )	Prosent av det totale vannvolumet
Havene	3 200 år	Havene	1370	97.25
Isbreer	20 to 100 år	Isbreer	29	2.05
Sesongavhengig snødekke	2 til 6 måneder	Grunnvann	9.5	0.68
Jordfuktighet	1 til 2 måneder	Innsjøer	0.125	0.01
Grunnvann: grunt	100 til 200 år	Jordfuktighet	0.065	0.005
Grunnvann: dypt	10 000 år	Atmosfæren	0.013	0.001
Innsjøer	50 til 100 år	Bekker og elver	0.0017	0.0001
Elver	2 til 6 måneder	Biosfæren	0.0006	0.00004
Atmosfæren	9 dager			

**Tab. 1:** Ulike reservoar i vannets kretsløp og gjennomsnittlig oppholdstid.  
[http://en.wikipedia.org/wiki/Water\\_cycle](http://en.wikipedia.org/wiki/Water_cycle)

volum og hvor mye som fordampes fra havet hvert år. Ved å dividere volumet på fordampningen per år får vi hvor mange år det tar for å tømme havet for vann. Det blir 3200 år (Tab. 1), og slik er dette den gjennomsnittlige oppholdstiden for vann i havet når alle havets dråper teller likt. Den andre metoden bestemmer oppholdstid ved å bruke isotopteknikk<sup>18</sup> og har spesielt blitt brukt for å datere grunnvann.

I vanlig grunnvann oppholder vannet seg i over 200 år i gjennomsnitt, men denne tiden vil nok variere mye over jordkloden. Vann i bergarter oppholder seg der mye lengre, i gjennomsnitt 10 000 år som fossilt vann. Vann lagret som fuktighet i jorda har kort oppholdstid, i gjennomsnitt en til to måneder. Gjennomsnittlig oppholdstid i atmosfæren er omtrent 9 dager fra vann fordampes til det faller ned som nedbør.

I kalde klimaperioder som istider, er innlandsis og breer større overalt. Etter som mer vann er lagret i innlandsis, *iskapper* og breer, blir det mindre igjen i havet. I varme perioder som mellomistider, er det selvsagt omvendt. Gjennom den kaldeste perioden av den siste istid mener en at nesten en tredel av jordas overflate var dekket av breer og sjøis. Havets nivå var da 122 meter lavere enn i dag<sup>19</sup>. I den forrige mellomistid for omtrent 125 000 år siden, var havnivået fra 4 til 6 meter høyere enn i dag<sup>17</sup>. Global temperatur var da cirka en grad varmere globalt enn i dag. For rundt tre millioner år siden var global temperatur trolig cirka 3 grader varmere enn i dag, og havnivået i perioder trolig over 35 meter høyere enn i dag<sup>20</sup>. Den vitenskapelige konsensus uttrykt i IPCC (2007), basert på verdens klimaforskning, finner at vannets kretsløp er blitt mer intenst i det siste hundreåret som en følge av global oppvarming. Både fordamping og nedbør har økt fordi høyere lufttemperatur har evne til å holde på mer fuktighet. IPCC (2007) finner at vannets kretsløp vil intensiveres ytterligere i tiden som kommer. Dette betyr ikke at nedbøren vil øke overalt. I subtropiske strøk, som allerede er tørre, vil trolig bli tørrere slik at faren for lange tørkeperioder vil øke<sup>21</sup> 17. Omvendt vil det trolig bli mer nedbør der det nå er mye nedbør. Et eksempel er nedbør på våre bredder der lavtrykk fører fuktig luft over havet inn over land og gir nedbør. Mer nedbør vil som regel også bety mer ekstrem nedbør og flom<sup>22</sup>.

En følge av den globale oppvarmingen er at breene minker i utstrekning<sup>23</sup>. Dette gjelder først og fremst breer i tropene og på midlere bredder der smeltingen om sommeren nå overstiger tilveksten

om vinteren. Siden 1850 har tilbaketrekningen av isbreene i verden vært stor. Se mer om isbreer og innlandsis senere i kapitlet.

I tillegg til endringene som alt er nevnt, kan menneskelige aktiviteter påvirke vannets kretsloop gjennom endret bruk av jordoverflaten, slik som endret jordbruk, avskoging og skogplanting, bygging av vannmagasiner, fjerning av grunnvann og urbanisering. Som vi skal se, kan også luftforurensing, som fører til flere partikler i atmosfæren, gi endringer i skyenes utstrekning og strålingsegenskaper.

## Nedbør

I Sverige heter den statlige tjenesten for vær og klima Sveriges meteorologiske og hydrologiske institutt (SMHI). Dette betyr at SMHI har meteorologer og hydrologer i samme institusjon. SMHI sørger blant annet for regelmessige observasjoner av nedbør og vannføring i vassdragene. Videre gir de ut varsler for både nedbør og vannføring, spesielt vurderer de fare for flom og oversvømmelse. Varsling av nedbør, temperatur og vind er inngangsdata i modeller som estimerer avrenning og vannføring i vassdrag. Disse hydrologiske modellene beregner blant annet smelting, fordamping, snøsmelting og ikke minst, avrenning. Dersom varslene for nedbør og temperatur er pålitelige, ser det ut som om modellene for vannføring stemmer bra med målinger for vannføring. Slår varsling av nedbør og temperatur feil, blir prognosene for vannføring deretter. Snøsmelting er en viktig del i de hydrologiske modellene, også her er data fra værvarsling avgjørende.

I Norge er hydrologi bare delvis blant de oppgaver Meteorologisk institutt skal utføre. Denne delen tar først og fremst Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) seg av. På den måten er hydrologien i Norge nært knyttet til utvinning av vasskraft, men mindre knyttet til meteorologi enn i Sverige. NVE overvåker også breene i Norge.

I mitt arbeidsliv har jeg fått deltatt i utvikling av numeriske *værvarslingsmodeller*, en virksomhet med store framskritt de siste tiårene. Etter storflommen på Østlandet i 1995<sup>24</sup> ble det utført en offentlig utredning for å lære av det som skjedde og gi anbefalinger om hva som burde gjøres for å stå bedre rustet neste gang en slik hendelse vil inntreffe<sup>25</sup>. Utredningen er interessant lesning, men alle anbefalingene galdt hydrologiske tiltak og hydrologisk modellering. Tiltak for å forbedre varsling av nedbør ble omtrent ikke nevnt. Dette ble litt sårt for meg som tidlig innså et stort potensial i å utvikle værvarslingsmodeller med god oppløsning for nøyaktigere varsling av nedbør i norsk terreng.

I Norge gir ulike typer ras store problem, hendelser som ofte er nært knyttet til været, spesielt situasjoner med ekstrem nedbør. Kartlegging av rasfare og varsling av ras hører heller direkte inn under Meteorologisk institutt. Men kartlegging og varsling av nedbør, vind og temperatur danner grunnlaget for å varsle mange typer skred.

I meteorologi er nedbør et produkt av kondensasjon av vanddamp i skyer og utfelling av dråper fra skyene som faller til overflaten. Vi kjenner til hvordan nedbøren kan ha flere former som regn<sup>26</sup>, underkjølt regn<sup>27</sup>, yr<sup>28</sup>, snø<sup>29</sup>, sludd<sup>30</sup> og hagl<sup>31</sup>. Nedbøren står for det meste av ferskvannet på vår planet. Som et globalt gjennomsnitt utgjør nedbøren cirka en meter i året, et tall ikke langt fra typiske mengder for store deler av Norge.

Fuktighet kondenserer på små *skykondensasjonskjerner*<sup>32</sup> og danner skyer. Når dråper faller ut, kan de ta opp mer fuktighet og vokse ytterligere. Dråpene kan også fordampe om de faller ned i relativt tørre lag. Dråpene i en sky kan vokse ved to ulike prosesser. Den ene kalles *koalesens*<sup>33</sup>, som finner sted når vanddråper slår seg sammen ved kollisjoner. Det er turbulens mellom dråpene og lufta som får dråpene til å kolliderer og vokse. Koalesensen fortsetter til dråpene er blitt så tunge at de faller ut av skyene som nedbør. Koalesens skjer som regel i skyer med lufttemperatur over null. Den andre prosessen kalles Bergeronprosessen, etter den svenske meteorologen Tor Bergeron, som var en av de tre unge forskerne som utgjorde kjernen i Bergensskolen i meteorologi i noen år fra 1917 og utover. Prosessen inntreffer når iskrystaller tar opp vannmolekyler fra underkjølte vanddråper omkring. Etter som iskrystallene oppnår tilstrekkelig masse, faller de ut av skyene. De kan også øke massen ved koalesens med andre iskrystaller og vanddråper. Underkjølte dråper eksisterer bare i skyer med temperatur under frysepunktet. På grunn av at lufttemperaturen vanligvis øker ned mot overflaten, kan iskrystallene smelte og bli til regn før de når bakken. Denne smeltingen krever varme som tas fra omkringliggende luft slik at den avkjøles. Slike prosesser kan enkelte ganger føre til at meteorologene varsler en for tidlig overgang fra snø til regn.

## To skytyper

Litt forenklet kan en si at det fins to typer skyer. Den ene er *konvektive skyer* som oppstår ved at luften røres om ved oppvarming nedenfra. Disse skyene kjenner vi fra sommerdager da skyene starter som haugskyer om formiddagen med tydelig blomkålstruktur (cumulus). Slike skyer kan vokse til bygeskyer som kalles cumulonimbus eller cumulus congestus. Nimbus kan bety lys som omgir en hellig person. Bygeskyer består vanligvis av iskrystaller øverst. Det er lett å se om en sky består av iskrystaller eller vanddråper (dersom skytoppene er synlige). Iskrystallene i skyer glinser i sollys, gjerne i striper, mens vanddråper gir et mer ullent preg. De vertikale luftstrømmene er slik at øverste del av en bygesky – med iskrystaller – får en form som en ambolt med faner utover fra sentrum av skya. Denne ambolten er ofte lyst opp av sola. Iskrystallene glinser som striper i ambolten og utgjør bygeskyas nimbus.

Konvektive skyer er karakterisert ved stor vertikal utstrekning og relativt kort horisontal utstrekning (Fig. 3). Nedbøren kan være svært intens, særlig i varmt klima, fordi varm luft kan inneholde mye mer



**Fig. 3:** Bygenedbør, skyldes oppvarming av atmosfæren fra overflaten. [http://en.wikipedia.org/wiki/Precipitation\\_\(meteorology\)](http://en.wikipedia.org/wiki/Precipitation_(meteorology))

fuktighet enn kald luft. Hagl og torden<sup>34</sup> er vanlig i bygeskyer. Det er tropene som har de mest spektakulære bygene, og hvor slik konveksjon er mest vanlig. Byger kan på flere måter organisere seg langs fronter eller bygelinjer<sup>35</sup>.

På våre bredder opptrer bygeskyer til alle årstider. Over innlandet, slik som over Østlandet eller Finnmarksvidda, forekommer bygene nesten bare i sommerhalvåret og gir store deler av årsnedbøren. Torden er vanlig. I min tid som meteorologiforsker på Blindern, Oslo, så vi mot Nordmarka om våren etter cumuluskyer som et vårtegn. De kom forbausende tidlig på senvinteren over skogkledd mark med mye snø på bakken. Langs kysten er det bygeskyer og bygenedbør til alle årstider, men mest om høsten og vinteren. Bygene oppstår når kald luft beveger seg over varmere hav. Dette skjer nesten alltid når vinden har en komponent fra nord. Prosessen er knyttet til lavtrykkene og opptrer oftest om høsten og vinteren. Pålandsvind med relativt kald luft gir svært ofte byger inn over land. Langs store deler av kysten er høsten og vinteren derfor en tid for torden. Siden bygene vanligvis beveger seg raskt forbi, varer slik torden mye kortere enn torden over innlandet om sommeren.

Den andre formen skyer kaller vi lagskyer eller *stratiforme skyer*. Disse skyene har mye lengre horisontalskala enn vertikal skala. Tåke er en stratussky på bakken. Indre bølger i atmosfæren (kort bølgelengde) gir som regel synlige strukturer i stratiforme skyer, ofte med sprekk i skydekket. Slike skyer kalles stratocumulusskyer og er svært vanlige.

På Vestlandet kan det komme nedbør dag etter dag om høsten og vinteren, rekorden er nedbør nærmest hver dag i tre måneder. Bli ikke folk da værsyke? Det skjer, men ikke så ofte en skulle tro. Det positive er dramatikken i været med store og raske endringer. Ikke minst er innslaget av bygeskyer forfriskende. De fører ikke bare med seg regn, men gir også lys mellom bygene. I Bergen er det vanligvis stor forskjell på vær fra sørvest og vær fra nordvest. Nordvesten gir byger, men mye lys mellom bygene, lys som kan trenge inn i hjertet. Sørvestlig vind gir mørkere vær selv med byger. Takke meg til dramatisk vær på Vestlandet med mye nedbør enn vintervær på Østlandet når tåke og tåkedis ligger som en klam hånd over landskapet i dagevis og tar noe av livsgnisten fra mange.

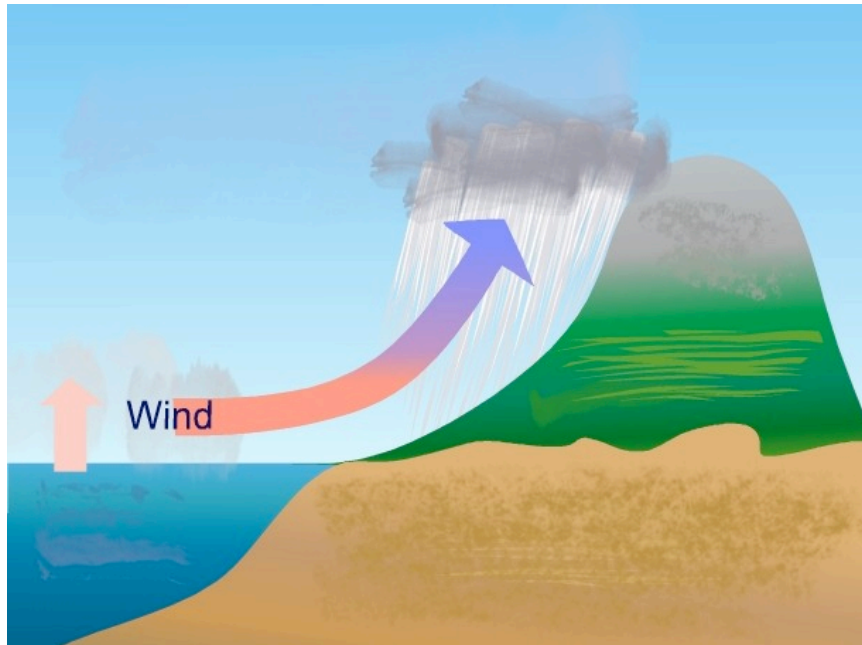
Også stratiforme skyer kan gi nedbør. Skyene dannes gjerne som følge av stabile vertikale sirkulasjoner i atmosfæren. Det vanligste er vertikalsirkulasjoner knyttet til fronter. Sirkulasjon på tvers av varmfronter – fronter som gir varmere luft når fronten har passert - gir stratiforme skyer langs fronten. Skyene kan dannes over dype lag og gir vanligvis nedbør. Konveksjon er vanligvis fraværende. Kaldfronter har en vertikalsirkulasjon som gir smalere bånd med skyer enn i varmfronter og konveksjon kan inntreffe. En kaldfront kan nå igjen en varmfront og danne en sammenklappet front – okkludert front – der varmluften finnes i høyden. Okklusjoner er svært vanlige på våre bredder og gir som regel nedbør.

### **Fjell forsterker nedbøren**

Som vi forstår, må det som regel oppstigende luft til for at kondensasjon kan inntre, skyer dannes og nedbør utfelles. Når luft heves, blir den avkjølt. Denne hevingen skjer i konveksjon eller i stabile vertikale sirkulasjoner slik som i frontsirkulasjoner. Strøm over fjell gir svært ofte raskere oppstigning enn i frontsirkulasjoner, dvs. at store mengder fuktighet kan kondensere per tidsenhet på losiden. Skyene som dannes ved strøm over fjell, kaller vi *orografiske skyer*. Disse skyene kan gi orografisk nedbør ved vanlige dråpeprosesser. Dersom luftmassene som passerer et fjell inneholder stratiforme eller konvektive skyer som gir nedbør, kan pumping av fuktighet i lave luftlag på losiden av fjellet



forsterke nedbøren og gi en orografisk forsterkning av nedbøren (*orografisk nedbør*) (Fig. 4). En tenker da at nedbørsdråper fra skyer som kommer inn mot fjellet tar opp dråper i orografiske skyer i lavere lag over fjellet slik at nedbørsmengdene forsterkes. På lesiden av fjell synker lufta og varmes opp, skyene løses opp og områdene blir som oftest liggende i en regnskygge.



**Fig. 4:** Orografisk nedbør. [http://en.wikipedia.org/wiki/Precipitation\\_\(meteorology\)](http://en.wikipedia.org/wiki/Precipitation_(meteorology))

I områder av verden, der fuktig luft strømmer over fjell fra en forholdsvis vedvarende retning, vil klimaet og spesielt nedbørsklimaet, ofte være vesentlig forskjellig på losiden enn på lesiden av fjellet. På losiden kan vi få mye nedbør – orografisk nedbør og/eller orografisk forsterkning av nedbør – og lesiden kan bli liggende i en regnskygge. Et godt eksempel er nedbør på de forskjellige øyene på Hawaii. Her er passatvind dominerende og alle øyene står i den samme fuktige passatvinden. På alle øyene blir det observert mest nedbør på den delen som peker opp mot vinden enn på lesiden.

Det merkelige er at maksimum årsnedbør likevel varierer enormt mye mellom de ulike øyene. Noen av øyene får svært mye og hører blant de våteste stedene på jorda (opp til 11,6 meter på Kaua'i)<sup>36,37</sup>. På øya som er tettest befolket, Oahu<sup>38</sup>, er det også relativt mye nedbør, men hovedtyngden av befolkningen og turiststedene befinner seg på lesiden der det er lite nedbør. På et par av øyene er det ikke mer enn rundt en meter nedbør i året maksimalt på losiden (den største øya som heter Hawaii og Maui<sup>39</sup>)<sup>40</sup>. Forskjellen ligger i hvordan luftpartiklene passerer fjella på øyene. Det regner mest på øyene med topper mindre enn 1700 m (på Kaua'i når høyeste toppen vel 1500 m). Her løftes luftpartiklene i passatvinden over øya og mye fuktighet blir avgitt som regn. Det regner mye mindre på de to øyene der toppene når opp i over 3000 meter. Her viser det seg at luftstrømmen i stor grad går rundt fjella. Slik blir luftpartiklene ikke hevet på samme måte som for øyene med lavere topper.

Luftpartikler som kommer inn mot fjell kan altså enten bli tvunget over fjellet eller gå rundt fjellet. Ved tilstrekkelig lav hastighet på lufta vil luftpartiklene gå rundt fjellet. Er et fjell tilstrekkelig høyt, må lufta også bevege seg rundt selv ved betydelige vindhastigheter. Også den vertikale stabiliteten betyr en god del. Jo mer stabilt lufta er sjiktet, desto vanskeligere blir det for en partikkel å bevege seg over et fjell. Det er mulig å danne en parameter uten dimensjon som uttrykker en slags effektiv høyde på

fjellet. Denne dimensjonsløse fjellhøyden er proporsjonal med selve fjellhøyden i meter, dvs. denne effektive fjellhøyde øker lineært med økende fjellhøyde. Den er omvendt proporsjonal med vindhastigheten (meter per sekund) slik at svakere hastighet gir et høyere effektivt fjell. Statisk stabilitet, som kan uttrykkes som en oppdriftfrekvens (per sekund), innvirker slik at fjellets effektive høyde øker med økende stabilitet. For enkle former for et fjell kan en finne ut hvor stor den dimensjonsløse fjellhøyden må være for at luftpartiklene skal gå rundt fjellet. For vær-situasjoner der den dimensjonsløse fjellhøyden er under den kritiske høyden, går partiklene over fjellet. På Hawaii er vindstyrke og statisk stabilitet i lufta stort sett lik for alle øyene, men ulik høyde gjør at lufta som regel går rundt fjell med høyder over 3000 meter.

For Norge vil vindhastigheter, statisk stabilitet og fjellhøyde variere mye. Vindhastigheten synes likevel å være den dominerende faktoren for å avgjøre om partikler går over eller rundt våre fjell. Som en førstetilnærming synes lufta å gå over fjell i Norge for storstilt hastighet i luftmassene større enn omtrent 5 m/s. Som regel er denne hastigheten større enn 5 m/s. Dette betyr at for strøm over norske fjell, er det stort sett slik at luftpartikler beveger seg over våre fjell, slik som fjella i Sør-Norge eller fjellryggen i Nord-Norge fra Trøndelag til Finnmark. Luftmassene kommer for det meste fra havet og er derfor fuktige. Det viser seg derfor at det ofte danner seg orografiske skyer når luftpartiklene tvinges over norske fjell. Dette gir relativt store nedbørsmengder på losiden av fjellet. De største nedbørsmengdene kommer der fjellet heller mest opp mot vinden. Årsaken er at her er vertikalhastigheten størst, her pumpes det opp mest fuktighet.

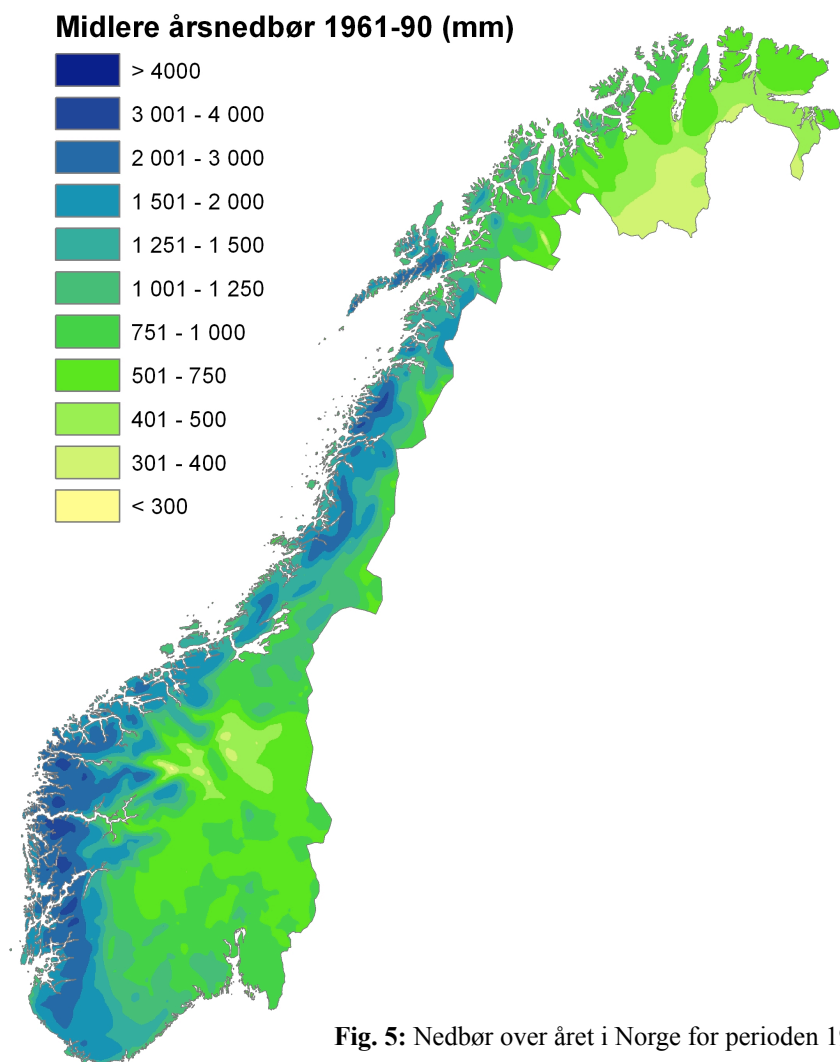
## Nedbør i Norge

På Vestlandet er det vinder i en vid sektor omkring sørvest som gir mest nedbør. De største mengdene kommer litt inn fra kysten, i det vi kaller midtre strøk, der hellingen opp mot vinden er størst i gjennomsnitt. Dette ser vi tydelig av kart som viser årsnedbør for Norge som et gjennomsnitt over 30 år (Fig. 5). Mengdene for perioden 1961 til 1990 kommer på Vestlandet opp i over 4 meter i året på dette kartet, men det høyeste som ble målt for denne perioden er 3575 i Brekke i Sogn. Til sammenligning kom det 2250 mm i Bergen sentrum. Hydrologer ved NVE har estimert nedbørsmengder på Ålftobreen til 5,6 meter for samme periode (Lars Anders Roald, NVE)<sup>41</sup>. Den største nedbørsmengden som er målt i løpet av ett år i Norge på en av Meteorologisk institutts stasjoner er 5596 mm, igjen i Brekke i Sogn i 1990.

Langs mesteparten av kysten kommer det altså mest nedbør der hellingen opp mot fremherskende vindretning er størst. Nordover langs kysten har en gjennomgående høyere kystfjell enn på Vestlandet og noen steder blir det store nedbørsmengder helt ute på kysten. Nedbørsmengdene avtar noe mot nord som følge av lavere temperaturer i luftpartikler som kommer inn fra havet, og dermed mindre fuktighet. På Sørlandet kommer det mange ganger store nedbørsmengder på selve kysten i vær-situasjoner med storstilt vind omkring sørøst. Det skjer når relativt sterk vind blåser langs kysten med land til høyre for vindretningen. Større friksjon over land enn over hav fører da til konvergens<sup>42</sup> langs kysten, dvs. en opphopning av luft langs kysten slik at den tvinges til å stige. Kystkonvergens kan gi store nedbørsmengder på kysten mange steder i verden. Vi har nok tendenser til slik forsterkning i mange vær-situasjoner mange steder langs vår kyst. Men på Sørlandet ligger forholdene best til rette av forskjellige grunner, blant annet en veldefinert kyst<sup>43</sup>.

Områder i le for de fremherskende retninger for vind fra havet har mye mindre nedbør enn på losiden. Indre deler av Østlandet, Finnmarksvidda og noen områder nær svenskegrensa i Nordland og

Trøndelag har minst nedbør i Norge. Typiske mengder over et år er under 500 mm. Felles for disse områdene er også at mesteparten av nedbøren kommer som byger om sommeren. Tradisjonelt blir det oppgitt i leksika at det kommer minst nedbør i Norge i Sjøk og Lom. Av stasjonene til Meteorologisk institutt er det også Øygarden i Oppland som har minst årlig nedbør i året med 278 mm for perioden 1961-1990. Andre tørre steder er Dividalen, Troms med 282 mm, Kautokeino med 360 mm og Folldal, Hedmark med 364 mm. Den laveste målte sum av nedbør over et år er blitt gjort i Saltdal, Nordland, med 118 mm i 1996.



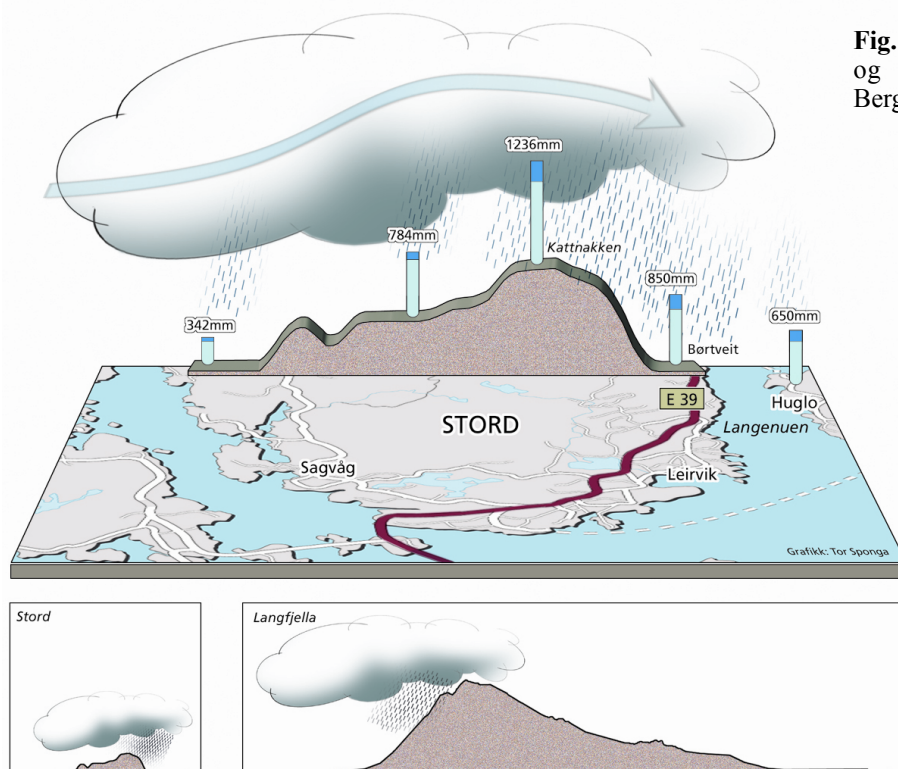
**Fig. 5:** Nedbør over året i Norge for perioden 1991-1990. ([met.no](http://met.no))

Vestlandet og kysten nordover ligger i regnskygger når det til tider er fralandsvind. Da jeg var statsmeteorolog i Tromsø og vi varslet uten tilgang til resultater fra værvarslingsmodeller (se Del III), forsto jeg raskt at det vesentlige var å varsle om det ble pålandsvind eller fralandsvind. Fikk vi dette til, falt ofte varslet av temperatur og nedbør på plass av seg selv. Særlig var dette tilfelle om sommeren. År med mye pålandsvind kan være trasige for folk i Nord-Norge. Da vet mange å utnytte været ved å dra til kysten av Sverige i øst, som ligger i le og regnskygge. Enkelte år med mye fralandsvind gir forbausende varme somrer en kan leve lenge på. På Vestlandet sør for Stad gir nordavind kjærkomne

avvekslinger fra regnværet. Da gir nedsynking av luft på kysten lyse dager og mye sol (delvis på grunn av det motsatte av kystkonvergens), men særlig temperatur blir det ikke.

Bare å måle nedbør er vanskelig, særlig å måle nedbør i form av snø og all slags nedbør når det blåser en del. Derfor er det spesielt vanskelig å anslå hvor mye nedbør det kommer over hav. Da jeg på 1980-tallet var med å utvikle værvarslingsmodeller for blant annet varsling av nedbør, var to pensjonerte, verdensberømte meteorologiprofessorer på Blindern våre ivrigste brukere. De mente at modellen vår ga for mye nedbør over hav. Dette var nok ikke tilfelle, det var heller at målinger over hav ga for små anslag for nedbør. Meteorologisk institutt driver et relativt tett nett med nedbørstasjoner over hele Norge der nedbørsmålerne stort sett tømmes hver morgen. Vanlige værstasjoner måler enten hver 6. eller hver 12. time. En gjennomsnittlig avstand mellom målepunktene for nedbørstasjoner kan vel være 15 km.

Vi vet det er store variasjoner i nedbøren lokalt, variasjoner som vi ikke har målinger for. På Geofysisk institutt er det for eksempel blitt foretatt detaljerte målinger av nedbør på Stord over kortere perioder, en øy cirka 10 km bred og 25 km lang<sup>44</sup>. Nedbørmålinger i et snitt på tvers av øya i retning vest/øst ga mest nedbør på toppen av øya, mer enn tre ganger så mye som på vestsida (Fig. 6). På østsida, som forutsettes å ligge ofte i le, ble det målt dobbelt på mye som på losiden. Det er vanlig



**Fig. 6:** Nedbør over Langfjella og over Stord. Tor Sponga, Bergens Tidende

at det kommer mer nedbør på lesida enn på losiden av fjell med slik utstrekning. For eksempel ligger stasjonen Brekke i Sogn lokalt sett i le for fremherskende vindretninger. Fenomenet kan forklares ved at det tar tid å utløse nedbøren og at den driver med vinden. Den fuktige lufta stiger opp på losiden, nedbøren dannes og hovedtyngden faller ned på lesiden. Men hvorfor er det mest nedbør på toppen av øya? Dette henger sammen med at lufta under ei sky er umettet med hensyn til fuktighet. Da kan dråpene fordampe på veien ned under skya. Toppen av fjellet ligger nærmere skybasen, ofte i skya, og

nedbørdråpene fordamper i mindre grad. Det arbeides nå med å simulere nedbør i værvarslingsmodeller som løser opp fjell slik som fjella på Stord. Tanken er å sammenligne resultatene med midlertidige målinger i tilsvarende tett nett. Dersom en på sikt oppnår gode resultater, skulle en kunne kartlegge nedbørforholdene lokalt over alt. Men oppgaven er vanskelig, hver eneste større sky må modelleres riktig med riktige overganger mellom vannfasene (skyfysikk på mikroskala). I tillegg vil innslag av konveksjon gjøre oppdraget vanskeligere.

Vi mangler også målinger av intensiteten i nedbøren. Meteorologisk institutt hadde tidligere et midlertidig nett av observasjoner som målte nedbør nærmest fra minutt til minutt<sup>45</sup>. På Geofysisk institutt har vi slike nedbørmålere som måler fortløpende summer tilsvarende 0,2 mm. Som regel framstilles nedbøren da i summer over hvert 10. minutt. På grunnlag av målingene til Meteorologisk institutt er det blitt beregnet målte nedbørsrekorder for Norge. Siden måleserien er relativt kort og observasjonene få, må virkelige rekorder antas å være større. Følgende rekorder kan nevnes: 4,3 mm på ett minutt på Gardermoen; 31,5 mm på ti minutter på Finnskog, Hedmark; 60 mm på 30 minutter på Jørpeland, Rogaland; 75 mm på 60 minutter på Smestad, Oslo; 105 mm på 6 timer i Tvedestrand; 229 mm på 24 timer i Indre Matre, Sunnhordland; 495 mm på 5 dager i Indre Matre og 1148 mm på 30 dager i Samnanger, Hordaland.

De store nedbørmengdene over Vestlandet over perioder opp til 24 timer kjenner meteorologene godt til. De opptrer i vær-situasjoner med mye vind fra vest eller sørvest og fuktig, relativt varm luft. Mest fuktighet i slike luftmasser har vi gjerne sent i august og september, mens vinden er kraftigere senere på året og om vinteren. De største nedbørmengdene over 24 timer får vi slik om høsten og kanskje i januar.

Intenst sommerregn i innlandet kan gi enda større nedbørssummer på 24 timer og mer intenst regn over kortere perioder. Den 30.-31. august 1997 falt det ekstreme nedbørmengder over Fulufjellet i Sverige like innenfor Trysil. Det ble målt 276 mm regn på 24 timer. Analyser gir mye nedbør over et område som bare dekker noen få titalls kilometer med opp mot 400 mm som maksimum. Denne ekstreme nedbøren gav en flom som forårsaket store skader: utviding av elveløp, forflytning av masse, vegetasjonen ble totalt fjernet i brede striper langs vannveiene. I Tangån og ved utløpet av Stora og Lilla Göljån, som har normalvannføringer på 1 m<sup>3</sup>/s, er det anslått momentanverdier på opp mot 300 m<sup>3</sup>/s<sup>46</sup>.

Tall for nedbørrekorder er langt større i varmere, fuktig klima. Jeg har hentet noen rekorder fra Wikipedia<sup>47</sup> basert på moderne målinger. Det er vanskelig å si hvor korrekte de er, men de gir trolig bra indikasjoner om hva som er mulig. Rekord for nedbør over ett minutt: 38 mm, Barst, Guadeloupe, 1970. Største sum av nedbør målt på et år: 13,3 meter i Lloro, Colombia. I Antofagastaregionen, Atacamaørkenen i Chile er det ikke målt nedbør de årene målinger har funnet sted.

## Flom

Flommer gir store problem for store deler av verdens befolkning. Noen av de alle største naturkatastrofene i verden har vært flommer. I følge Wikipedia<sup>22</sup> omkom det mellom 2.5 og 3.7 millioner mennesker i flommer i Kina i 1931. I den engelske betegnelsen for flom (flood) hører også det vi også *stormflo*, dvs. tilfeller der stormer bidrag til stor flo. Stormflo over kysten av Nederland og deler av nordsjøkysten av Tyskland og Danmark har gitt de største naturkatastrofene i Vest-Europa. I

Wikipedia nevnes det stormflo i disse områder som har tatt over hundre tusen mennesker. Den største var trolig St. Felix's Flood i Nederland i 1530.

Vi vil bare ta med typer av flom som rammer Norge. Tilfeller med store nedbørmengder – regn eller snø som vil smelte - gir det hydrologene kaller vannflom. En vannflom vil som regel kreve at nedslagsfeltene for nedbør er mettet med vann før det setter inn med mer regn. Når vann ikke lengre kan trenge ned i jordbunnen, vil alt nedbør gå til avrenning om vi ser bort fra fordamping. Et klassisk eksempel i Vest-Europa er flomulykken i Lynmouth, Devon, England i 15. til 16. august 1952<sup>48</sup>. Nedslagsfeltet for den vesle, bratte elva gjennom byen, heiene på Exmoor, var allerede mettet med vann før et lavtrykk ga hele 229 mm på 24 timer over Exmoor. Flommen tok 34 menneskeliv i den lille byen og gjorde mange husløse.

Rekordflommer i vårt land er knyttet til snøsmelting i fjellet samtidig med store nedbørmengder. Slik er det flere hendelser som må inntreffe samtidig. Det må finnes betydelige snømengder i fjellet og vær-situasjonen må være slik at snøen smelter og bidrar til stor avrenning samtidig som nedbørmengdene er store. Sammenfall av flere hendelser kan være en grunn til at de mest alvorlige flommene i Norge ikke inntreffer så ofte. Således må vi tilbake til 1700-tallet for å finne noen av rekordflommene.

Den største flommen vi kjenner til på Østlandet er *Storøfsen*, som rammet innlandet av Sør-Norge fra 20. til 24. juli 1789<sup>25 49</sup>. Det skjedde store ulykker over store områder, først og fremst i Gudbrandsdalen og Østerdalen og deres sidedaler, men også i vassdragene lenger nede. I tillegg ble det rapportert skader på Nordmøre og i Sør-Trøndelag. I alt 72 mennesker omkom, hvorav 61 i Gudbrandsdalen. Det er funnet at 1523 gårdsbruk ble skadet.

Lågen i Gudbrandsdalen fylte hele dalbunnen. I Mjøsa samlet det seg mengder av trær og avfall. Sjøen ble ikke ren igjen før to år senere. De to dagene flommen var verst, var vannstanden opptil syv meter over det normale. Mange steder står det bautasteiner som viser maksimal vannstand. Stort sett nådde vannstanden over dagens hovedveier i de aktuelle dalførene.

Vinteren 1788-1789 var kald til å begynne med uten at det kom noe særlig med snø. Dette førte til barfrost og dyp tele som holdt seg helt fram til flommen. På den måten sto grunnvannet høyt og myrer og porer i jordsmonnet var mettet med vann. Senere på vinteren kom det unormalt mye snø. Våren 1789 kom sent. Da den omsider kom, ble det svært varmt slik at snøen i fjellet smeltet raskt. Samtidig kom det mye regn. Under flommen mener en at det lå en stasjonær lavtrykksrenne over



Slike støtter som viser vannivået i ulike flommer, fins det mange av i Norge. Denne er fra Froland.

Østlandet som fikk tilført mye fuktig luft fra sør og sørvest. Dette resulterte i mye regn, spesielt den 20., 21. og 22. juli. Den antas at det falt flere hundre millimeter i denne perioden.

I moderne tid er flommen som rammet Østlandet i juni 1995 den største. Den er blitt kalt Vesleofsen. I alt 7000 personer ble evakuert, og det ble gjort skader til en verdi av 1,8 milliarder kroner. I Glomma toppet flommen seg 2. juni, i Gudbrandsdalslågen 3. juni og i Mjøsa 11. juni. Tidlig på vinteren var snømengdene i fjellet større enn normalt. I begynnelsen av mai ble været varmere, og snøsmeltingen startet som normalt. Den 8. mai meldte Meteorologisk institutt om kaldere vær, og dagen etter kom NVE med en pressemelding om at en forsinkelse av snøsmeltingen kunne føre til en storflom. Fram til 22. mai var det kuldegrader i fjellet, og svært liten snøsmelting. Deretter steg temperaturen kraftig, både på fjellet og i skogsområdene. Maksimumstemperaturen var oppe i 15-20°C, samtidig som det begynte å regne mye mellom 27. mai og 2. juni. Ved Stai var Glomma den 2. juni, 61 cm under maksimal vannstand under Storofsen.

Den verste flommen vi vet om på Vestlandet inntraff i begynnelsen av desember 1743 og er kalt *Storeflaumen*<sup>50</sup>. I oktober og november dette året var det kaldt, det dannet seg tele i fjellene og deretter kom det betydelige snømengder. Til sist kom mildvær med store nedbørmengder, trolig slik vi kjenner dem i våre dager med nedbørmengder, til dels over 200 mm på et døgn. Snøen i fjellene smeltet og rant sammen med nedbøren på en jordbunn av tele.

Mange ulike nedtegnelser vitner om en rekordflom og store ødeleggelser<sup>51</sup>. I Voss sentrum sto vannet 2,5 meter opp på kirkeveggen. I Etne ble kirken skylt på sjøen. I Kinsarvik var folk redde for det samme, men kirken fra slutten av 1100-tallet ble stående. Det gikk tallrike jordskred som skadet gårder i bratt terreng. Gårder på elveslettene ble oversvømt og mye jord eroderte bort. Indre Hardanger var et av områdene som ble rammet verst. Skatteskylden ble nedsatt i gjennomsnitt med 25 % i flere år.

## Isbreer

Siden temperaturen generelt avtar til under frysepunktet mot polene og i høyden, finner vi her mye vann lagret i isbreer, som gjerne blir definert som ismasser som varer over mange år<sup>52</sup>. Breene endrer seg fra til år til år etter variasjoner i nedbørsforhold, temperatur og smelting. I tillegg beveger breene seg og gjennomgår en indre deformasjon under påvirkning av gravitasjon. For å få breer, er det nødvendig med nedbør i form av snø. Det fins flere kalde områder på jorda der det ikke er tilstrekkelig med snø for å danne isbreer.

Isbreer er altså mer eller mindre permanente samlinger av is og hard snø, som har en tilstrekkelig tykkelse og tyngde til nærmest å flyte på overflaten på grunn av sin egen vekt. Som en tommelfingerregel mener glasiologene at når ispakken overstiger en tykkelse på 20 m, vil isen bli plastisk og derved begynne å bevege seg ved deformasjon.

Det er flere måter å klassifisere breer på. Det er vanlig å skille mellom *tempererte isbreer*, med temperaturer i isen som ligger nær frysepunktet hele året, og *polare isbreer* der temperaturen i isen nesten alltid er under frysepunktet. Breer på Grønland og Svalbard er polare breer, mens breer i Europa er tempererte breer. Det viser seg imidlertid at tempererte isbreer kan ha deler som er kalde og omvendt at polare isbreer kan ha partier som er tempererte. Slik er denne klassifikasjonen vanskelig å anvende i praksis. De to typene breer kan ha flere undergrupper. I Europa skiller en gjerne

breene etter utseende: platåbre, dalbre, botnbre, hengebre osv. Noen ganger brukes samlebetegnelsen *alpine breer* for slike breer. Is som dekker store områder i polene, slik som over Grønland og Antarktis blir kalt *innlandsis* (se nedenfor). Denne isen når gjerne ned til havet som *isbremmer*. Som nevnt inneholder isen over Grønland vann tilsvarende 7 meter i havets nivå og isen i Antarktis cirka 65 meter. Gjennomsnittlig istykkelse på innlandsisen i Antarktis er cirka 2000 meter.

I Norge har vi flere platåbreer, dvs. breer som dekker hele fjellområder<sup>53</sup>. Jostedalsbreen er den største platåbreen i Europa. Platåbreer har gjerne utløpere i form av dalbreer rundt plataet, brearmer som kan nå titalls km fra breens hovedmasse. Når isbreer har utløpere i havet, kan isblokker ved kanten kalve i havet (dvs. brette løs) og danne isfjell som kan transporteres over store avstander. Dersom isbreen er bratt nær iskanten, kan ras og kalving gi store plask når isblokker faller i sjøen. Hvis sjøen er dyp, kan kalving også skje under vann, noe som medfører at isfjellet kommer til overflaten med stor kraft.

Snøen som danner tempererte isbreer omdannes fra nysnø til kompakt snø ved gjentatt smelting og frysing gjennom en sommer. Under presset fra snø i påfølgende år omdannes snøen til grove iskrytaller som kalles *firm*. Etter flere år vil presset øke ytterligere og firmen bli omdannet til kompakt breis. Når mengden av is og snø er tilstrekkelig stor, vil breisen få plastiske egenskaper og komme i "flyt". Dette skjer i de dypere delene av isbreen og skaper bevegelse i hele isbreen. Isbreen flyter nedover. Den kan også bre seg utover i flatt landskap og slak oppoverbakke. Dette skjer fordi kontinuerlig opphopning av snø og is i det indre presser isen ut mot kantene. Spesielt gjelder dette store isbreer og innlandsis.

Nær overflaten er isbreen mindre plastisk og føyelig, og her dannes det seg ofte bresprekker. Bresprekkene skyldes interne spenninger i isbreen på grunn av forskjeller i bevegelse, som følge av variasjoner i underlaget eller sidene rundt isbreen og friksjon mot fjellsider. Bresprekker blir ikke dypere enn 50 m, og er ofte vesentlig grunnere.

Temperatur og avsmelting varierer på isbreens overflate og kan skilles i flere soner. I de øverste delene av breen kan snøen være tørr hele året, selv om sommeren, og ingen smelting vil skje. I lavere høyde vil deler av snøen smelte og skape smeltevann som siger nedover i snølaget. Smeltevannet danner ofte små bekker nedover isbreens avsmeltingsområde. Bekkene ender som regel i bresprekker, men kan danne vannhull til bunnen av breen. Mesteparten av smeltevannet renner ut gjennom en tunnel nederst på breen. Utgangen til tunnelen kalles breporten.

Den øvre delen av en isbre får mest snø. I dette området samler breen sin masse, her har vi akkumulasjonssonen. Generelt vil minst 60 – 70 % av en isbres areal være i akkumulasjonssonen. I den nedre delen av isbreen mister isbreen mer masse gjennom smelting enn den mottar ved snøfall. Dette området kalles ablasjonssonen.

Forskjellen mellom isbreens akkumulasjon og ablasjon kalles isbreens *massebalanse*<sup>54</sup>. Endringer i massebalansen skyldes følgelig mengden av nedbør og særlig snø den mottar om vinteren i forhold til mengden som fordampes og som smelter og renner vekk om sommeren. Massebalansen kan bestemmes ved å måle mengde og tetthet på snøfall om vinteren og smelting om sommeren. I Norge måler NVE massebalansen på flere norske isbreer, både vinterbalanse (hovedsakelig tilvekst) og sommerbalanse (hovedsakelig smelting).

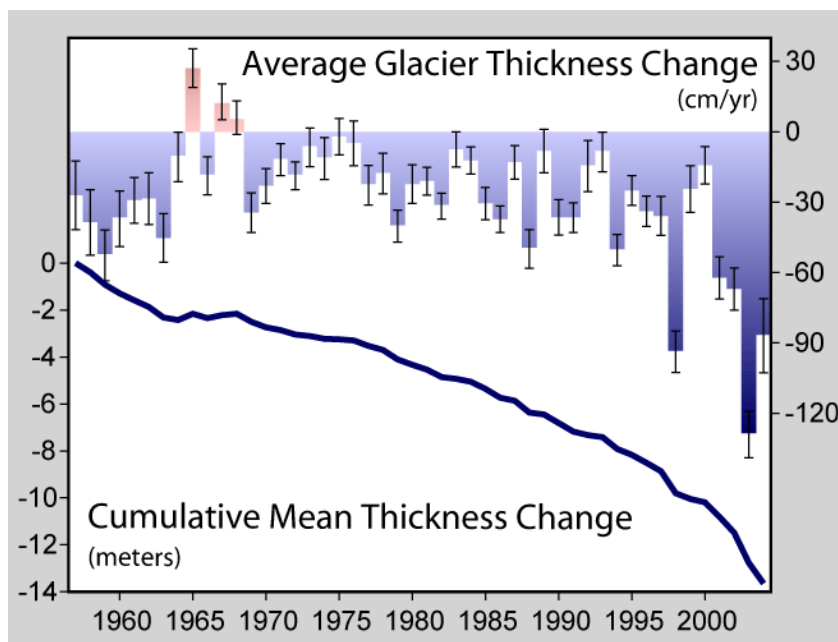


Mellom akkumulasjons- og ablasjonssonene ligger breens *likevektslinje*, dvs. høyden der mottak av ny snø er lik mengden av smelting. Endringer i en isbres massebalanse kan indikeres ut fra bevegelser i likevektslinjen, men er en mindre sikker metode enn målinger av massebalansen.

Breene beveger seg under påvirkning av gravitasjon og de kreftene akkumulasjonen gir. Friksjonen mot overflaten i bunnen av breen er også en viktig kraft. Den fører til at isen i bunnen av isbreen beveger seg saktere enn isen over. Spesielt vil isen på midten av en dalbre bevege seg mer enn isen på kantene. Dersom det er vann i bunnen av breene, vil friksjonen være mindre enn om det ikke er vann. Overflatehastighet i isbreer varierer vesentlig. For norske isbreer varierer den fra noen få meter per år til 500 meter i året.

For noen isbreer kan bevegelser av brefront og overflatehastighet variere mye over tid. I mange år kan hastigheten være lav, samtidig som brefronten trekker seg sakte tilbake. Plutselig kan isbreen forandre hastighet og i løpet av ett eller to år kan brefronten rykke raskt fram. Slike fremrykninger er godt dokumentert fra Svalbard, men det fins også eksempler fra Island. En tror at årsaken til slike pulserende isbreer er at de kan akkumulere masse over et kritisk nivå som dramatisk endrer breens flyteegenskaper<sup>55</sup>.

For tiden smelter de fleste breene i verden som følge av den globale oppvarmingen<sup>17</sup>(Fig. 7).



**Fig. 7:** Gjennomsnittlig endring i tykkelsen av isbreer rundt om på kloden (se bort fra innlandsisene på polene). Denne informasjonen, kjent som isbreenes massebalanse, finner en med å måle snøakkumulering om vinteren og trekke fra målt smelting om sommeren. Målingene er uttrykt i meter med vann. Målingene er vist både som årlige verdier med feilgrenser, øverst, og som akkumulerende endring fra begynnelsene av perioden for 50 år siden, nederst. År med smelting er i rødt og år med vekst i rødt. [http://en.wikipedia.org/wiki/Glacier\\_mass\\_balance](http://en.wikipedia.org/wiki/Glacier_mass_balance)

## Innlandsis

En innlandsis blir definert som en isbre som dekker et kontinent eller områder større enn 50 000 km<sup>2</sup><sup>56</sup>. Iskapper blir da større isbreer med mindre areal enn dette. I dag har vi to innlandsiser: Grønlandsisen og Antarktis (noen ganger skiller vi mellom to innlandsiser i Antarktis: Vest-Antarktis og Øst-Antarktis). Under siste istid hadde vi flere: Laurentideisen, som dekte Canada og de nordligste delene av USA, Weichselisen som dekte store deler av Nord-Europa og nordlige Sibir, og

Patagoniaisen som dekte den sørlige delen av Sør-Amerika. Grønlandsisen hang den gang sammen med den store Laurentideisen.

En innlandsis har stor masse i midten og sprer seg utover og nedover under innflytelse av tyngdekraften. Slik flyter masse mot kantene som vanligvis når havet. Der kan isen smelte til overflatevann eller kalve som isfjell. Innlandsisen flyter utover ved deformasjon eller ved at den sklir på underlaget. Temperaturen i bunnen av breen er relativt høy på grunn av varme tilført fra jordas indre (geotermisk varme). Hastigheten på isen mot underlaget avhenger blant annet av ruheten på underlaget. Smelting kan forekomme i den varme årstiden. Smeltevann kan "smørre" underlaget slik at isen strømmer hurtigere. Denne prosessen fører til at kanaler av is (*isstrømmer*) som strømmer raskere enn omgivelsene.

Innlandsis som flyter ut mot havet kan danne isbremmer som er en tykk, flytende plattform med is. Isbremmer kan forekomme i Canada i tillegg til på Grønland og i Antarktis. Overgangen mellom den flytende isen og is som hviler på havbunnen kalles grunnlinjen. Isbremmer har gjerne en tykkelse fra 100 meter og opp til 1000 meter. En isbrem mister masse ved kalving av isfjell og ved smelting på undersiden. Isbremmene støtter opp innlandsisene og regulerer strømmen av is fra de indre områdene til havet. Om isbremmer smelter, vil denne oppstøttingen av innlandsisen bli mindre og føre til økt strøm av is til havet. Antall isfjell kan da bli mye større.

Et svært viktig klimaspørsmål i dag er om deler av innlandsisen vil smelte som en følge av global oppvarming. Til nå har smelting av innlandsis bidratt lite til den økningen i havnivået som observeres (3 millimeter per år). Siden 2002 har endringer i innlandsisenes masse blitt målt kontinuerlig fra satellitter som måler endringer i gravitasjon. Målingene viser at både Grønlandsisen og isen i Vest-Antarktis taper cirka 100 kubikkilometer med vann per år hver for seg, med en trend som er klart økende<sup>57</sup>. Andre data som går noen tiår tilbake viser også en økende trend, men det er store variasjoner fra år til år og over perioder på noen år.

Det forskes intenst på hva som kan skje med isen framover. Økt drivhuseffekt er ikke tilstrekkelig til å smelte isen direkte dersom den smelter som om den var en gigantisk isklump slik som i dagens klimamodeller. Som regel gir slike modeller mer snø over innlandsisene om vinteren ved global oppvarming og at dette oppveier eventuell smelting i lavere nivå. Dette bidrar til en minking i havnivået når jorda blir varmere.

Klimahistorien viser oss det motsatte, at det blir mindre innlandsis og stigende havnivå når temperaturen stiger. Ved overgang fra en istid til en mellomistid kan havnivået stige så mye som flere meter per hundre år. Hvor kommer energien fra som trengs for å smelte is så raskt? Forklaringen må helt sikkert involvere det enorme reservoaret med energi som havet utgjør, og den må inkludere bevegelser i innlandsis. Klimamodellene har ennå ikke med smelting av isbremmer og smelting av isfjell etter som de blir transportert over hav.

Havet tar hvert år opp varme som er tilstrekkelig til å smelte is tilsvarende nesten 10 centimeter i havets nivå. Spørsmålet er om noe av denne energien kan bli brukt til å smelte is. James Hansen mener at dette er tilfelle<sup>58 59</sup>. Det skjer ved havets påvirkning på isbremmer og ved at havet smelter isfjell. Dette skriver vi mer om i Del VI.

Størrelsen på innlandsis forandrer seg lite til å begynne med etter som det blir varmere, og derfor endrer havnivået seg bare langsomt. Etter som planeten blir varmere, øker det området på en innlandsis som smelter om sommeren. Og etter som havet varmes opp, begynner også isbremmer å smelte. Etter som isbremmer forsvinner og isen myknes opp av oppvarmingen i overflaten og smeltevann, og etter som bevegelse i isen og kalving av gigantiske isfjell blir raskere ved at isstrømmen blir raskere, leder dette til en mulighet for at store deler av innlandsisen kan kollapse.

- <sup>1</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Hydrology>
- <sup>2</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Water\\_cycle](http://en.wikipedia.org/wiki/Water_cycle)
- <sup>3</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Water\\_vapor](http://en.wikipedia.org/wiki/Water_vapor)
- <sup>4</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Sublimation\\_\(chemistry\)](http://en.wikipedia.org/wiki/Sublimation_(chemistry))
- <sup>5</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Transpiration>
- <sup>6</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Evaporation>
- <sup>7</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Evapotranspiration>
- <sup>8</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Latent\\_heat](http://en.wikipedia.org/wiki/Latent_heat)
- <sup>9</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Condensation>
- <sup>10</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Precipitation\\_\(meteorology\)](http://en.wikipedia.org/wiki/Precipitation_(meteorology))
- <sup>11</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Cloud>
- <sup>12</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Cloud\\_physics](http://en.wikipedia.org/wiki/Cloud_physics)
- <sup>13</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Ice\\_sheet](http://en.wikipedia.org/wiki/Ice_sheet)
- <sup>14</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Groundwater>
- <sup>15</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Surface\\_runoff](http://en.wikipedia.org/wiki/Surface_runoff)
- <sup>16</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Infiltration\\_\(hydrology\)](http://en.wikipedia.org/wiki/Infiltration_(hydrology))
- <sup>17</sup> 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/>
- <sup>18</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Isotope\\_hydrology](http://en.wikipedia.org/wiki/Isotope_hydrology)
- <sup>19</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Sea\\_level](http://en.wikipedia.org/wiki/Sea_level)
- <sup>20</sup> Grønås, S. 2006. Isen på Grønland kan smelte fortere enn antatt. *Cicerone*, 1/2006-, 26-28.
- <sup>21</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Drought>
- <sup>22</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Flood>
- <sup>23</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Retreat\\_of\\_glaciers\\_since\\_1850](http://en.wikipedia.org/wiki/Retreat_of_glaciers_since_1850)
- <sup>24</sup> <http://no.wikipedia.org/wiki/Vesleofsen>
- <sup>25</sup> NOU (Norges offentlige utredninger): *Tiltak mot flom*. NOU 1996, 16.
- <sup>26</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Rain>
- <sup>27</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Freezing\\_rain](http://en.wikipedia.org/wiki/Freezing_rain)
- <sup>28</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Drizzle>
- <sup>29</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Snow>
- <sup>30</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Rain\\_and\\_snow\\_mixed](http://en.wikipedia.org/wiki/Rain_and_snow_mixed)
- <sup>31</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Hail>
- <sup>32</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Cloud\\_condensation\\_nuclei](http://en.wikipedia.org/wiki/Cloud_condensation_nuclei)

- <sup>33</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Coalescence\\_\(meteorology\)](http://en.wikipedia.org/wiki/Coalescence_(meteorology))
- <sup>34</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Thunder>
- <sup>35</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Weather\\_front](http://en.wikipedia.org/wiki/Weather_front)
- <sup>36</sup> <http://no.wikipedia.org/wiki/Hawaii>
- <sup>37</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Kauai>
- <sup>38</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Oahu>
- <sup>39</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Maui>
- <sup>40</sup> Smith, R.B. 1989. Hydrostatic flow over mountains. *Adv. in Geophysics*, 31,1-41.
- <sup>41</sup> Grønås, S., D. Kvamme, R. Teigen 2005. Og vannet strømmet ned på jorden, *Cicerone*, 1/2006, 24-26.
- <sup>42</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Divergence>
- <sup>43</sup> Holmebakken, C., S. Grønås 2005. Store nedbørmengder på Sørlandet. *Cicerone* 3/2005, 29-31.
- <sup>44</sup> Reuder, J. et al. 2007. Stord Orographic Precipitation Experiment (STOPEX): An overview of phase I. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol.10, 17-23.
- <sup>45</sup> Aune, B. and Iden, K.A., 1981. *Ekstrem nedbør*. Report from the Norwegian Meteorological Institute, Oslo, Norway, p. 156.
- <sup>46</sup> Vedin, H., Eklund, Anna and Alexandersson, H., 1999: The rainstorm and flash flood at Mount Fulufjället in August 1997: the meteorological and hydrological situation. *Geogr. Ann.*, 81 A (3), 361–368.
- <sup>47</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/List\\_of\\_weather\\_records](http://en.wikipedia.org/wiki/List_of_weather_records)
- <sup>48</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Lynmouth>
- <sup>49</sup> <http://no.wikipedia.org/wiki/Storofsen>
- <sup>50</sup> Roald, L.A. 2002. Two major 18th century flood disasters in Norway. Proceedings of the PHEFRA Workshop, Barcelona, 16-19th October, 2002.
- <sup>51</sup> Midttun, A., A. Nesje 2003. Historiske flaumar i Vossavassdraget. *Cicerone*, 5/2003, 26-27.
- <sup>52</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Glacier>
- <sup>53</sup> <http://no.wikipedia.org/wiki/Isbre>
- <sup>54</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Glacier\\_mass\\_balance](http://en.wikipedia.org/wiki/Glacier_mass_balance)
- <sup>55</sup> Lie, Ø., S.O. Dahl, A. Nesje 2002. Breenes klimatiske følsomhet i Norge. *Cicerone* 2/2002, 23-25.
- <sup>56</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Ice\\_sheet](http://en.wikipedia.org/wiki/Ice_sheet)
- <sup>57</sup> Velicogna, I. 2009. Increasing rates of ice mass loss from the Greenland and Antarctic ice sheets revealed by GRACE. *Geophys. Res. Lett.* 36, L19503, 4 PP., doi:10.1029/2009GL040222
- <sup>58</sup> Hansen, J.E. 2005. A Slippery Slope: How Much Global Warming Constitutes 'Dangerous Anthropogenic Interference'? *Climate Change* 68, 269-79.
- <sup>59</sup> Hansen, J.E 2009. *Storms of my Grandchildren*. Bloomsbury Publishing, London, New York and Berlin.



## II.5 - EKSTREM VIND

Om en ser bort fra tornadoer<sup>1</sup>, slik de f. eks. forekommer over store deler av USA som intense virvler som ikke er større enn at en kan se dem komme, oppstår de sterkeste vindene i verden i lavtrykk eller ved strøm over fjell. Dersom vi antar at strøm over fjell er modifikasjon er av vinden i lavtrykk, er det intense lavtrykk som står for sterkeste vind overalt på kloden. Lavtrykk er sykloner<sup>2</sup>, et ord som indikerer at retningen på luftpartiklenes sirkulasjon rundt et lavtrykk går motsatt vei av klokka (på nordlige halvkule, omvendt på sørlige). Vi skiller som nevnt mellom tropiske sykloner<sup>3</sup> og utenomtropiske (ekstratropiske) sykloner. Selv om enkelte lavtrykk på våre bredder kan gi orkan og store ødeleggelser, er det ingen tvil om at det er de tropiske syklonene som gir sterkeste vind og som volder de største ødeleggelsene.

I de siste årene har tropiske orkaners herjinger ofte vært i nyhetsbildet, spesielt de mange orkanene over De karibiske hav (Fig. 1). Dette er sykloner som beveger seg fra øst og ofte kommer inn mot sørkysten av USA. Flest orkaner er det likevel i Stillehavet. Tropiske sykloner er blant de naturkatastrofer som krever flest menneskeliv og som forårsaker de største materielle ødeleggelsene. Orkanen Bholi i 1970<sup>4</sup> i Bengalbukta er trolig den verste som er dokumentert, over 300 000 mennesker gikk tapt. I USA tilsvarer tapene i gjennomsnitt 5 milliarder US dollar i året. Ødeleggelsene fra orkanen Katrina i 2005 utgjorde alene 81 milliarder dollar<sup>5</sup>. På Filippinene utgjør ødeleggelsene omkring 5 prosent av nasjonalinntektene<sup>6</sup>. I 1998 tok orkanen Mitch<sup>7</sup> livet av mellom 11 000 og 18 000 mennesker i Mellom-Amerika. Bare i Nicaragua ødela orkanen 80 store broer i veinettet, ødeleggelsene ble estimert til 6,2 milliarder dollar.



**Fig. 1:** Orkanen Katrina da den hadde sterkeste intensitet, 28. august 2005.

[http://en.wikipedia.org/wiki/Hurricane\\_Katrina](http://en.wikipedia.org/wiki/Hurricane_Katrina)

Når vindstyrken er over 32,5 m/s i gjennomsnitt over 10 minutter, kalles de tropiske syklonene tropiske orkaner i Nord-Atlanteren og nordøst i Stillehavet, tyfoner nordvest i Stillehavet og farlige tropiske sykloner i Det indiske hav og sørvest i Stillehavet. Slik har fenomenet ulike navn rundt om i verden selv om fenomenet er det samme og oppstår på stort sett samme måte overalt.

Orkaner er delt inn i 5 klasser etter styrken på vinden<sup>8</sup>. Klassifiseringen beskriver også typiske ødeleggelser. I det meste av verden brukes gjennomsnittet av vindstyrken over 10 minutter for å angi vinder i Beaufortskalaen<sup>9</sup>. I USA brukes et gjennomsnitt over ett minutt i forbindelse med orkaner, noe som gir betydelig sterkere styrker. Med slik vind blir klassene som følger<sup>10</sup>:

Klasse 1:	vindstyrker 32 - 41 m/s eller 119 - 153 km i timen
Klasse 2:	42 - 47 m/s eller 154 - 177 km i timen
Klasse 3:	48 - 56 m/s eller 178 - 209 km i timen
Klasse 4:	57 - 67 m/s eller 210 - 249 km i timen
Klasse 5:	mer enn 67 m/s eller 249 km i timen

Orkanen Mitch i 1998 var av klasse 5. Orkanen Katrina høsten 2005 var også av klasse 5, men ble redusert til klasse 4 da den kom inn over kysten av USA.

Tydeligvis har det vært spesielt mange orkaner over De karibiske hav og Den meksikanske golf de siste årene. Klimaforskere blir derfor spurt om økningen skyldes global oppvarming. Standardsvaret er, at det er ventet at global oppvarming kan gi høyere sjøtemperaturer i de havområdene syklonene oppstår, og at dette øker sjansene for sterke tropiske orkaner. Så legges det til at hyppigheten av slike hendelser har betydelige naturlige variasjoner fra år til år, fra tiår til tiår, og at det er vanskelig å skille naturlige variasjoner fra eventuelle effekter av global oppvarming. Derfor vet vi ennå ikke sikkert om de store ødeleggelsene i orkanenes kjølvann de siste årene kan tilskrives global oppvarming. Men som vi skal se, antall sterke orkaner har økt betydelig de siste 30 år og forskningsresultat indikerer sterkere orkaner i framtiden.

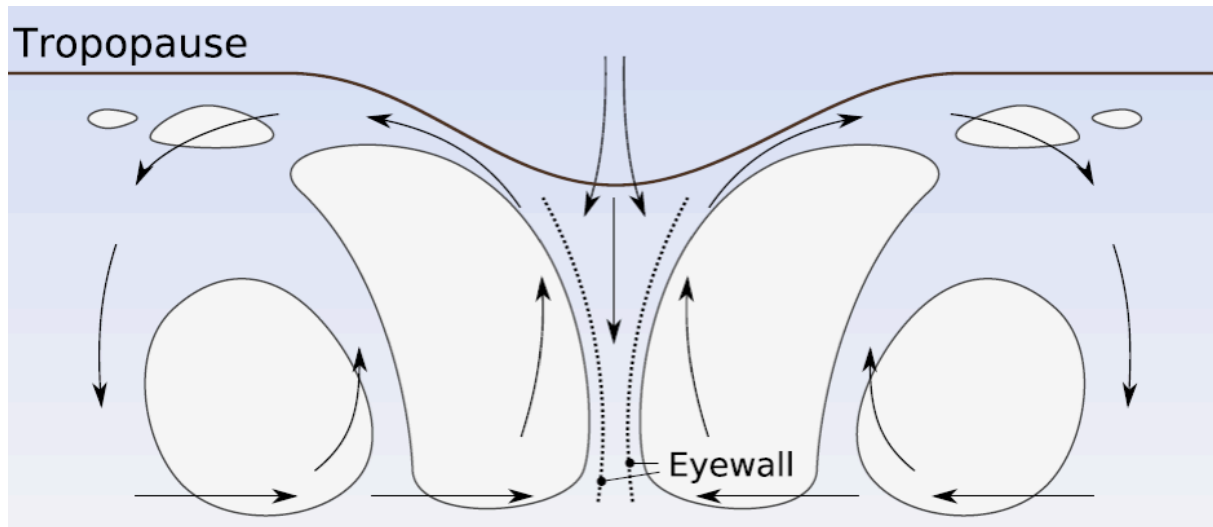
### Hvordan oppstår tropiske sykloner?

Tropiske sykloner er lavtrykk som dannes over hav i tropene (Fig. 2). Mekanismene for dannelse av tropiske og utenomtropiske sykloner er forskjellige. Tropiske sykloner starter fra et svakt eksisterende lavtrykk, eller en annen forstyrrelse i lufttrykket som gir sterkere vind over et begrenset område ved havoverflaten. Luftmassene er fuktige og har svak statisk stabilitet for vertikale forstyrrelser, noe som favoriserer bygedannelse. Den relativt sterke vinden gir store overføringer av varme fra havet – følbare varme og latent varme ved fordampning – enn i omgivelsene. Slike overføringer av energi, kaller vi gjerne flukser (*latente varmeklukser* og flukser av følbare varme), som er definert som en mengde av noe som strømmer gjennom en flate per flateenhet per tidsenhet<sup>11</sup>. Dette resulterer i en oppvarming av atmosfærens grenselag, oppvarming som destabiliserer lagene over. Slik blir det dannet byger over et begrenset område. Frigjøring av latent varme ved kondensasjon av vanndamp i bygeskyene gir varmere luft enn i omgivelsene i dype lag av troposfæren. Denne varmen bidrar til å spinne opp lavtrykket under varmekilden og gi økt kinetisk energi (vindhastighet ganget med seg selv dividert på to)<sup>12</sup>, det vil si økt vind ved overflaten. Ved økt vind øker fluksene av varme fra havet ytterligere. Dette intensiverer bygedannelsen og kondensasjonen. Dermed blir lavtrykket enda kraftigere ved at mer varme fra havet tilføres, spesielt mer latent varme. Lavtrykket forsterkes inntil friksjonen mot overflaten balanserer utviklingen. Lavtrykkene beholder sin styrke så lenge de går over varmt hav og svekkes straks de kommer over land og mister tilførselen av energi fra underlaget. Ganske ofte dreier lavtrykkene nordover (på nordlige halvkule) og deretter mot øst på midlere breddegrader. Da blir lavtrykkene transformert til en utenomtropiske sykloner. Slike lavtrykk kan nå Norge.

Primært får altså tropiske sykloner energien gjennom varmeklukser fra et hav som er varmere enn atmosfæren. Den latente varmen som frigjøres i bygeskyene, spinner opp lavtrykkene (syklonene) og gir på den måten økt kinetisk energi. En velutviklet syklon omdanner således varme fra havet til kinetisk energi som i en varmemaskin<sup>13</sup>. I utenomtropiske sykloner dannes derimot kinetisk energi



primært ved omfordeling av stillingsenergi i luftmasser med temperaturgradienter på tvers av polarfronten (baroklin instabilitet). Når slike lavtrykk på høyere bredder først er dannet, vil kondensasjon av vanndamp i vertikale bevegelser virke forsterkende også på slike sykloner.

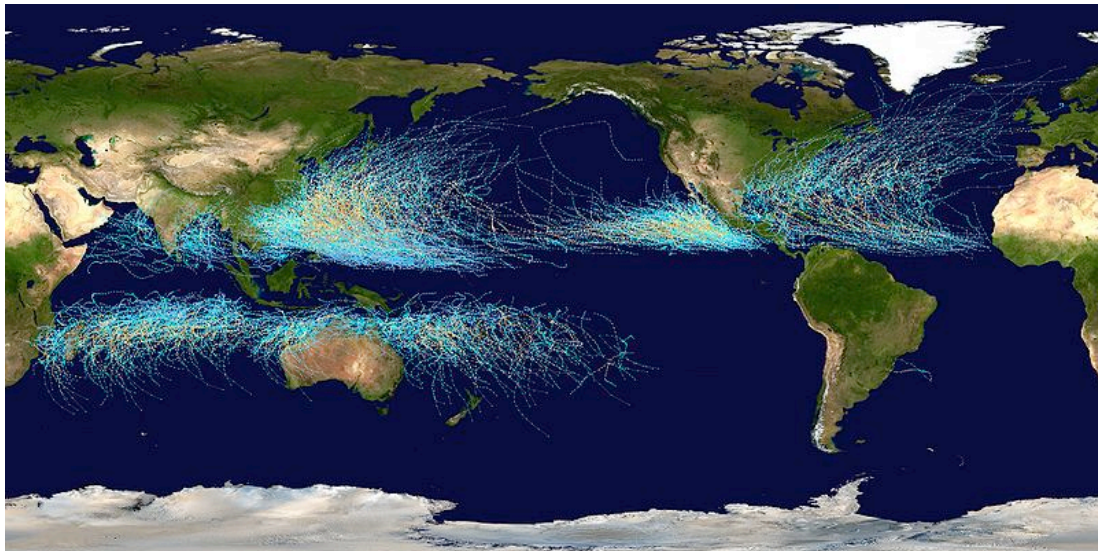


**Fig. 2:** Konseptuell modell av en tropisk syklon. Energi fra havet blir frigjort ved kondensasjon i stigende luft. Dette gir en positiv tilbakekopling som forsterker syklonen.  
[http://en.wikipedia.org/wiki/Tropical\\_cyclone](http://en.wikipedia.org/wiki/Tropical_cyclone)

### Betingelser for dannelse

Tropiske sykloner kan ikke eksistere uten jordas avbøyende kraft på luftpartiklenes bevegelse – Corioliskraften - som står vinkelrett på vindvektor med retning til høyre på nordlige halvkule. Corioliskraften forsvinner ved ekvator, dvs. at den vertikale komponent av jordas rotasjon om sin egen akse forsvinner. Derfor oppstår lavtrykkene bare i en viss avstand nord eller sør for ekvator, vanligvis mellom 10 og 20 °N/S (Fig. 3). Observasjoner av tropiske sykloner, og numeriske eksperimenter i værvarslingsmodeller med god oppløsning, tilsier at følgende tre betingelser må være tilstede for at tropiske sykloner skal oppstå: Sjøtemperaturen må være over 26,5 °C, fordi det kreves et minimum av fordampingsenergi fra havet. Det er her viktig å huske at latent varme i vanndamp i luft øker mer enn lineært (eksponentielt) med økende temperatur. Den andre betingelsen er at vinden ikke må variere mye med høyden i det sjiktet der syklonen dannes. Dette skyldes at konvektive skyer, som gir energi til syklonen, trenger å opprettholde sin vertikale struktur, noe som motvirkes om vinden varierer mye med høyden. Den tredje betingelsen er en fuktig, svakt stabil eller ustabil vertikalsjiktning gjennom det meste av troposfæren, slik at konveksjon kan finne sted.

Meteorologer kaller mekanismene som gir vekst til sykloner for ustabile prosesser eller instabiliteter, det vil si prosesser som vokser av seg selv når de først er satt i gang. Instabiliteten som er virksom i tropiske sykloner kalles *Wind Induced Surface Heat Exchange* (WISHE)<sup>14</sup>. Denne mekanismen er en modifikasjon av den første teorien som forklarte tropiske sykloner, der mekanismen ble kalt *Conditional instability of second kind* (CISK)<sup>15</sup> (etter de to meteorologene Jule Charney og Arnt Eliassen).



**Fig. 3:** Banene for alle tropiske sykloner som ble dannet i perioden 1985 til 2005. Punktene viser posisjon for hver 6. time og fargeskalaen viser styrken etter Saffir-Simpson Hurricane Scale (blå svakeste kategori, rød sterkeste kategori).

[http://en.wikipedia.org/wiki/Tropical\\_cyclone](http://en.wikipedia.org/wiki/Tropical_cyclone)

Som nevnt starter tropiske sykloner fra en eksisterende mindre forstyrrelse. Bare noen slike forstyrrelser vokser til en syklon. Slik synes det noe tilfeldig om WISHE settes i gang eller ikke. Av de lavtrykkene som utvikler seg, er det bare noen som vokser til maksimal intensitet. Innblanding av tørr luft fra omgivelsene kan svekke utviklingen. Derfor kan ulik intensitet skyldes ulik inntrengning av tørr luft<sup>16</sup>. Det er de kraftigste syklonene, som når vindstyrker mer enn 50 m/s, som forårsaker 80 til 90 prosent av skadene, selv om slike sykloner bare står for 20 prosent av syklonene som når kyster der folk bor<sup>6</sup>.

### Variasjoner i hyppigheten

I tropiske orkaner er som nevnt vindstyrken ved overflaten 32,5 m/s eller mer (middelvind over 10 minutter). I gjennomsnitt dannes det 45 slike orkaner hvert år<sup>6</sup>. En finner naturlige tiårsvariasjoner i antall orkaner over De karibiske hav<sup>17</sup>. Et høyt nivå fra 1920 til 1960 ble etterfulgt av en periode med mindre aktivitet fram til begynnelsen av 1990-åra. Siden da har vi igjen hatt en mer aktiv periode. Generelt er det store variasjoner i aktiviteten fra år til år. Noe av denne variasjonen styres av endringer i El Niño (se Del IV), som påvirker hvordan vindene endrer seg med høyden i de aktuelle syklonområdene. Slik får en økt vindvariasjon med høyden over De karibiske hav i år med en varm fase av El Niño. Dette demper utvikling av tropiske sykloner<sup>17</sup>.

Sjøtemperaturen øker for tiden i alle dannelsesområder for tropiske sykloner<sup>18</sup> og ventes å øke fortsatt med den globale oppvarmingen. På den måten vil en av betingelsene for dannelse av tropiske sykloner, sjøtemperaturer høyere enn 26,5 °C, være oppfylt over større områder og over lengre tid av året. Det er nærliggende å tenke at da må antall tropiske sykloner øke. Men forskning viser at syklonutvikling i et varmere klima trolig vil finne sted ved høyere terskler i sjøtemperaturen, særlig når det gjelder intense forstyrrelser. Grunnen til dette er at også temperaturen i de øvre lag av troposfæren vil øke. En finner at denne økningen i en viss grad vil kompensere for effekten av et økt energipotensial på grunn av et varmere hav<sup>19</sup>. Forskere finner ingen økning i antall tropiske sykloner de siste tiårene<sup>16</sup> og venter ikke nødvendigvis flere tropiske sykloner i et varmere klima<sup>20</sup>. De

geografiske områdene som utsettes for tropiske sykloner ventes heller ikke å endre seg noe særlig. Likevel, i mars 2004 fikk den første tropiske syklonen (Catarina) som er registrert i Sør-Atlanteren og det forskes på om tropiske sykloner vil kunne opptre i Middelhavet i et varmere klima.

Antall sykloner bestemmes for en stor del av det vi kan kalle ytre, storstilte meteorologiske forhold, vi har nevnt vindens variasjon med høyden. Slike forhold varierer fra år til år, i noen grad med variasjoner i El Niño. Vi vet ikke sikkert hvordan en naturlig variasjon som El Niño vil påvirkes av global oppvarming. Dette kompliserer vurderinger av hvordan tropiske sykloner kan endre seg framover.

Selv om antall sykloner kanskje ikke vil øke, er det tenkelig at styrken på de mest farlige syklonene kan øke. Slik finner forskere at antall sterke sykloner (kategori 4 og 5) har økt de siste 30 år på bekostning av de svakere (kategori 1-3)<sup>21 15 18 20</sup>. Dersom en har optimale forhold for utvikling av tropiske sykloner i en varmere atmosfære, som potensielt kan inneholde betydelig mer latent kondensasjonsvarme enn i dagens klima, er det sannsynlig at det kan utvikles kraftigere sykloner enn dem vi kjenner i dag. Denne alvorlige konklusjonen er støttet av resultater med simuleringer i værvarslingsmodeller<sup>22</sup> og av IPCC2007. Sterkere tropiske orkaner står på den måten som et spøkelse knyttet til global oppvarming. Sikrere kunnskap om dette krever intens, vedvarende forskning.

### **Sterke stormer i våre områder**

Nyttårsorkanen på Nordvestlandet i 1992<sup>23 24</sup> er det nærmeste vi i vårt land kommer vindstyrker og ødeleggelse som minner om tropiske orkaner. De høyeste vindkastene som ble målt i dette lavtrykket var 62 m/s (223 km i timen). Bruker vi disse tallene, var orkanen nesten tilsvarende en tropisk orkan av klasse 4. Klasseinndelingen forutsetter vindstyrker midlet over ett minutt. Slik vind er svakere enn vindkast over sekunder. Kastene i Nyttårsorkanen ble målt på små øyer på kysten. Det er grunn til å mene at topografien innenfor noen steder forårsaket sterkere vindkast enn på kysten<sup>25</sup>. Derfor er det ikke usannsynlig at Nyttårsorkanen kan sammenlignes med en tropisk orkan av klasse 4.

I orkaner på våre breddegrader er latent varme i fuktigheten energikilden for den intense fasen i lavtrykkets utvikling. Slik står frigjøring av latent varme for minst 50 prosent av utviklingen. Spesielt er frigjøring av latent varme årsaken til de sterke vindene<sup>26</sup>. Vi kan ikke utelukke at et varmere klima, med potensielt mer fuktighet i lufta kan gi flere orkaner som Nyttårsorkanen. Over Vest-Europa har vi hatt mange tilsvarende orkaner de siste par tiårene<sup>20</sup>. Opptellinger av generell lavtrykksaktivitet gir også en økende trend for eksempel for Storbritannia. Det er vanskelig å vurdere om dette vil fortsette. Som for tropiske sykloner er utenomtropiske sykloner avhengig av ytre meteorologiske forhold slik som det vi kaller baroklinitet<sup>27</sup>, som stort sett bestemmes av de storstilte temperaturgradientene knyttet til polarfronten. Det fins indikasjoner på at slike gradienter kan bli mindre i et varmere klima. Slik kan antall stormer blir redusert om høsten og vinteren<sup>28</sup>. Men høyere sjøtemperatur vil gi et potensial for mer fuktighet i atmosfæren. Derfor tenker flere at enkelte stormer likevel kan bli svært kraftige, kanskje kraftigere enn Nyttårsorkanen.

Vi får legge til at slike projeksjoner for lavtrykksaktiviteten er gjort på grunnlag av klimamodeller som ikke tar hensyn til en eventuell smelting av innlandsis på Grønland. En betydelig smelting vil bidra til at havtemperaturene (SST) nord for polarfronten ikke vil endre seg eller bli kaldere. Siden

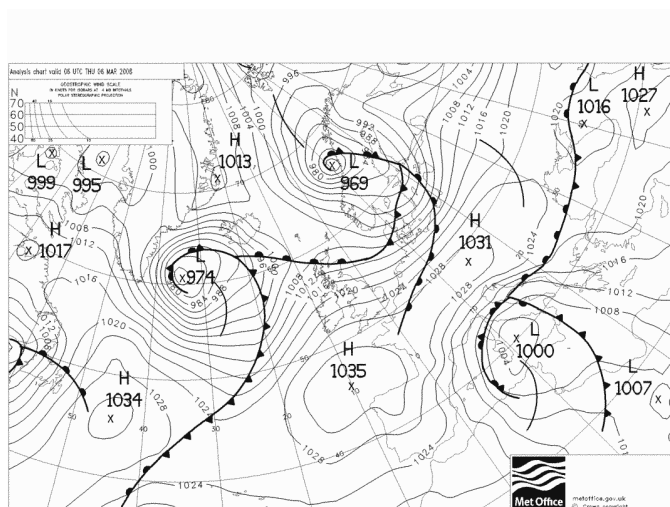
SST sør for vanlig leie for polarfronten ventes å stige, vil dette føre til en kraftigere polarfront og større lavtrykksaktivitet.

*Polare lavtrykk* er en spesiell type lavtrykk med liten horisontal utstrekning, som i våre områder oppstår i Barentshavet og De nordiske hav. Noen ganger regnes de som en lillebror til tropiske sykkloner, fordi det blir hevdet at mekanismen WISHE kan være aktiv i dannelsen<sup>29</sup> selv med de lave sjøtemperaturene. Som tropiske sykkloner mister de intensiteten når de kommer inn over land. Transport av kalde luftmasser fra sjøisen i Arktis over varmt hav er viktig for dannelsen av polare lavtrykk<sup>30</sup>. Om isen om vinteren trekker seg tilbake ved en global oppvarming, kan en vente at dannelsesområdene for polare lavtrykk følger etter. Trolig vil antall polare lavtrykk som når kysten av Norge da avta, men muligens kan noen bli sterkere p.g.a lengre tid over hav.

Det er også kjent at det kan oppstå enkelte intense lavtrykk sent om sommeren over Nordsjøen og Østersjøen, lavtrykk som knyttes til høye sjøtemperaturer på denne årstiden. Tor Bergeron kalte dem *utenomtropiske sommerorkaner*<sup>31</sup>. Vindstyrkene er gjerne full storm eller mer, og nedbørsmengdene er store. De synes ikke å opptre mer enn noen få ganger hvert tiår. Et eksempel er fra 1989<sup>32</sup>. Frigjøring av latent varme er igjen årsaken til den sterke vinden. Det er mulig at slike sommerlavtrykk vil kunne bli mer vanlige og mer intense i framtiden, men dette er ikke undersøkt.

## Vind i Norge

Den som har syklet i Danmark vet at det blåser overalt. På utsatte strøk i Norge kan det blåse enda mer, men de fleste steder i landet vårt blåser det langt mindre enn i Danmark. På våre bredder bestemmes den storstilte vinden av lavtrykk og høytrykk i vestavindsbeltet (Fig. 4). Det storstilte vindklimaet dette gir er tilnærmet likt over store deler av Skandinavia. Fjell og landskap modifierer vinden og kan gi store lokale variasjoner. For Danmark og Sør-Sverige er denne påvirkningen relativt enkel og bestemmes hovedsakelig av friksjon mot jordoverflaten. En glatt overflate som hav (liten ruhet<sup>33</sup>) gir liten friksjon. Vindstyrken blir da stor og turbulensen liten (relativt små vindkast). Landjorda bremser lufta mer og gir mer turbulens. Skog og byer gir gjerne mest turbulens og svakest gjennomsnittlig vind. I Norge er forholdene langt mer kompliserte. Her kommer effekter av fjell, daler og fjorder i tillegg. Dessuten er overflaten som regel langt mer knudret, noe som gir mer turbulens enn i Danmark. Vindklimaet i Norge er derfor langt mer komplisert og variert enn i våre naboland.



**Fig. 4:** Utenomtropiske sykkloner. Værkart med fronter og isobarer, som er linjer for likt trykk, her hver 4. hPa (samme som millibar). Jo tettere isobarene ligger, desto sterkere er vinden. En skala oppe til venstre viser hvordan vinden bestemmes av trykkgradientene avtar med økende bredde.

Påvirkningen av våre fjell på luftstrømmene kan vi dele i to: effekten av de storstilte fjell, som fjella i Sør-Norge, med en typisk horisontal lengdeskala på 150 km; og effekten av lokale fjell, daler og fjorder med lengdeskala fra 1 til 50 km. Om en typisk storstilt sørvestlig luftstrøm passerer Danmark med vindhastighet 15 m/s, målt 100 m over terrenget, vil de lokale vindvariasjonene være små (trolig innenfor 2 m/s i denne høyden). Om samme strømmen passerer Sør-Norge, vil vinden typisk variere mellom 2 og 21 m/s som følge av vindvariasjoner satt opp av de storstilte fjella<sup>34</sup> <sup>35</sup>. Vinden vil være sterkest på venstre side og svakest på høyre side av fjella. På den måten får vi et vindmaksimum – en jet - opp mot Stad og over havet nord for Stad. På Sørlandet og Østlandet blir vinden svak. På kysten nord for Stad får vi en vindskygge opp til Trøndelag. Dreier den storstilte vinden mer mot vest, vil den slå inn på Mørkekysten og bli spesielt sterk der. I tillegg kommer effekten av lokale fjell, fjorder, daler og til sist kommer effekten av ruheten i overflaten. Vindforsterkningen ved Stad kan noen vintre stå på i ukevis, mens mye av Møre ligger i en vindskygge. Samtidig vil vinden være svak på Sørlandet og i Oslofjorden. En liknede, men noe svakere jet har vi ut fra Lista i sørøstlig vind.

I Nord-Norge har vi andre, men liknende effekter av fjell på stor skala. Fralandsvind over Nord-Norge kan bli spesielt sterk i daler og fjorder og gi effekter langt til havs, men variasjonene kan være store over små avstander<sup>36</sup>. Det skapes trykkforskjell og fjellbølger over fjell – for eksempel over fjellryggen over Nord-Norge mellom Norge og Sverige - når luftstrømmer passerer. Dersom lesiden er bratt, slik som på den norske siden ved overstrømming fra øst, vil levinden bli sterk. I visse fjorder og sund, der vinden slipper best til, kan vinden være betraktelig sterkere enn andre steder. Levinden blir spesielt sterk når kald luft, for eksempel over Nordkallotten om vinteren, presses over fjella. I slik luft er statisk stabilitet stor og effekten av fjellet øker (se diskusjon av orografisk nedbør). Over Nord-Norge gir dette noen ganger om vinteren fjell som effektivt er dobbelt så høye som under vanlige atmosfæriske forhold.

I Finnmark vil vinden i stor grad styres ut de store fjordene. Når kald luft presses ut fjordene, blir vinden sterk og effekten av fjordene merkes like langt til havs som fjordene er lange. Lokalt kan vinden bli spesielt sterk i slik fralandsvind. Et beryktet sted er utløpet av Rognsundet ut i det større Sørøysundet<sup>37</sup>.

I Nordland og til dels Troms er fjordene mindre og vindforholdene kanskje enda vanskeligere. Peter Dass skriver i Nordlands Horizont, Elementer og Veirlig: *Den Vind som saa byder de Seilendes trodtz, Landsønning og Skottung hand kaldes hos os*. Ved fralandsvind (landsønning<sup>38</sup>) vil noen steder kunne ligge i en vindskygge, for eksempel deler av Vesterålen. Saltfjellet kan også gi vindskygge, men bryting av fjellbølger kan gi sterk vind like i le av fjellet. Noen utløp for vinden gir trolig svært sterk vind. Vi har også mange eksempler på sterk levind i fjordene på Vestlandet.

Morgenen den 6. februar 1981 forliste fiskefartøyet *Western* på 73 fot mellom Myken og Lovund, 4 nautiske mil nord for Lovundvær lykt<sup>39</sup>. Hele mannskapet på sju mann omkom uten å få meldt fra om ulykken. Vindobservasjoner på Myken noe lengre nord, Nord-Solvær og en ferge mellom Træna og Lovund litt lengre sør, tydet på at vinden ikke var sterkere enn liten kuling. Det er grunn til å hevde at sterk levind denne morgenen slo ned i daler og fjorder. Trolig fant vinden vei ut fjorutløpet Sjøna mot stedet der *Western* forliste. Det er mulig at vi her kan ha liknende forsterkende effekt som i Rognsundet i Finnmark. I så fall ble trolig *Western* overrasket av sterkere vind enn det som ble observert omkring.

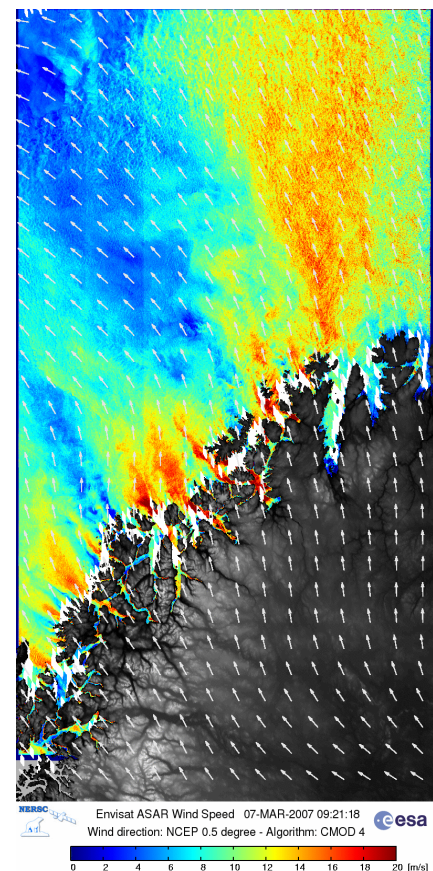
Når den storstilte vinden er svak, er vinden bestemt av lokale sirkulasjoner mellom varme og kalde flater. I nord er temperaturforskjellene mellom hav og land spesielt store. Om vinteren gir dette ofte vind ut fjordene og langs kysten med land til høyre. I fjorder som Balsfjorden sør for Tromsø, står det gjerne vind utover fjorden gjennom store deler av vinteren. Om sommeren er det varmest over land, spesielt i klarvær. Dette gir lokale sirkulasjoner med stor døgnlig variasjon i vinden. Om dagen har vi sjøbris, ofte kalt solgangsbris, som starter om morgenen med vind mot land. Økende innflytelse av Corioliskraften dreier vinden utover dagen til vind langs kysten med land på venstre side. Typisk vindstyrke er laber bris, men vinden kan bli sterkere dersom svak storstilt vind virker i samme retning. For sterk storstilt vind vil som regel ta bort forholdene som gir sjøbris. Sjøbrisen kan nå langt inn i fjorder og virke sammen med sirkulasjoner opp og ned daler og fjellsider. Mot nord øker effekten av lange dager som kan gi sjøbris som varer lengre gjennom døgnet<sup>40</sup>. Større temperaturforskjeller mellom land og hav mot nord gir store temperaturfall når sjøbrisen kommer, ofte med tåke. I Nord-Norge får en gjerne klarvær om sommeren ved fralandsvind. I slike tilfeller vil den storstilte vinden kunne hindre sjøbris og lavere temperatur. Om sjølufta kommer inn over land eller ikke, blir et spenningsmoment.

Effekten av de lokale sirkulasjonene er så sterk at de bestemmer de fremherskende vindretningene i Norge. Slik er fremherskende vindretning de fleste steder om vinteren ned daler, ut fjorder og langs kysten med land til høyre. Om sommeren er fremherskende vindretning motsatt, langs kysten med land til venstre, inn fjorder og opp daler. På den måten har vi en monsuneffekt også i Norge.

Under Nyttårsorkanen fant en de største ødeleggelsene i le av små fjellrygger som var bratte på lesiden<sup>41</sup>. Noen ganger danner det seg virvler som roterer om en horisontal akse på lesiden av fjell. Slike virvler kan gi sterk vind i motsatt retning av den storstilte vinden. Vi har et eksempel på at slik vind har knekt store tårn som bærer kraftlinjer<sup>42</sup>.

Analyser av ekstrem vind gir sterkere vind noen steder på kysten av Norge enn over det åpne hav<sup>43</sup>. For eksempel er vinden sterkere i jeten ved Stad enn havområder lengre vest. Vi har ikke tilstrekkelig med målinger på vindutsatte steder over land for å vurdere ekstremvind. Vi vet om tilfeller med sterk levind i Oppdal. Professor i meteorologi Carl L. Godske, ga i sin bok *Hvordan blir været* i 1956<sup>43</sup> blant annet en oversikt av norsk litteratur knyttet til vær. Av de eksemplene han nevner er det klart at ingen beskriver ekstrem vind så fælslig som dikteren Olav Aukrust bosatt i Lom. Filosofen Arne Næss skriver om vindforhold ved hytta si ved Tvergasteintjørn i Hallingskarvet. Hytta er bardunert, ikke for sterke vinder fra sør og sørvest, men for levind fra nordvest.

For en stor del har vi manglet vindobservasjoner over Norge, kanskje bortsett fra kysten. Observasjoner i fjorder og innland er ofte tatt på steder der folk bor, steder som ofte er de luneste. De siste årene har vi fått satellittmålinger av



**Fig. 5:** Vind ut fjorder i Nord-Norge estimert ved radarsignal fra kapillarbølger på havet. Med tillatelse fra Nansensenteret, Bergen.

kapillarbølger<sup>44</sup> på havoverflaten med så høy oppløsning at de dekker fjord- og kystområder med øyer<sup>45</sup>. Ut fra disse målingene kan en bestemme vindhastigheten over sjø. Disse dataene gir mange interessante detaljer i vindforholdene over Norge, ikke minst slike som skyldes effekter av fjell. Forskning med SAR-data og værvarslingsmodeller med tilsvarende god oppløsning, vil etter hvert gi mye ny kunnskap om vind i Norge (Fig. 5).

Studerer en målinger av vind i Arktis, slik som på Bjørnøya og på kysten av Finnmark, finner en ikke sterkere vind her enn for eksempel i Nordsjøen. Likevel, den sterkeste vinden som er målt i Europa ble målt på Jan Mayen i vind fra nord. Dette skjedde 9. april 1933 da det ble målt middelvind på 100 knop og vindkast på 163 knop<sup>46</sup>. Vi har også mange eksempler på at båter har forlist i sterk vind i Arktis, spesielt selfangere i isen. Den 5. april i 1952 forliste fem norske selfangstskuter i en orkan like sør for Jan Mayen. I alt 78 mann omkom. En skute som var sammen med de som gikk ned klarte seg på mirakuløs vis og de overlevende kunne fortelle hva som hendte<sup>47</sup>. Moderne undersøkelser av ekstremvind finner at de kraftigste vindene i våre områder er vinder fra nord tett til kysten av Øst-Grønland i området der selfangstskutene gikk ned.

Vi har nevnt sterke vinder knyttet til polare lavtrykk. I Arktis har vi også andre forhold som kan forsterke vinden. Den viktigste grunnen er *arktiske fronter* som oppstår mellom kalde luftmasser over isen (eventuelt kontinent) og langt varmere luftmasser over åpent hav<sup>48</sup>. Dette gir vind langs iskanten fra øst og nordøst. Bidraget fra disse frontene gir som regel sterkere vind nord for lavtrykk i disse områdene enn på sørsiden.

Vi har få målinger, men likevel flere eksempler hvor båter har observert vind av orkan styrke. Disse frontene beveger seg noe sørover fra isen og kan gi sterk vind over store deler av Barentshavet og Grønlandshavet. I tillegg vel det svært ofte være en forsterkning av vinden ved iskanten. Denne forsterkningen skyldes svære flukser av følbare varme ettersom kald luft blir ført over havet. Dette gir en vertikalsirkulasjon som forsterker vinden langs iskanten (nord og nordaustlig vind). I tillegg til sterk vind vil temperaturen være lavere enn i stormer lengre sør. Ising ved sjøsprøyt og nedbør kan gi ekstraproblem. Når kald luft strømmer fra sjøisen i Arktis over fjell om de på Spitsbergen eller Novaya-Semlja, kan vinden bli svært sterk. For eksempel får vi sterk vind sør for sørpissens av Spitsbergen og sterk levind i østlig strøm over Novaya Semlja<sup>49</sup> <sup>50</sup>.

- <sup>1</sup> <http://no.wikipedia.org/wiki/Tornado>
- <sup>2</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Cyclone>
- <sup>3</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Tropical\\_cyclone](http://en.wikipedia.org/wiki/Tropical_cyclone)
- <sup>4</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/1970\\_Bhola\\_cyclone](http://en.wikipedia.org/wiki/1970_Bhola_cyclone)
- <sup>5</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Hurricane\\_Katrina](http://en.wikipedia.org/wiki/Hurricane_Katrina)
- <sup>6</sup> Bengtsson, L. 2001. Hurricane Threats. *Science*, 293, 440-441.
- <sup>7</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Hurricane\\_Mitch](http://en.wikipedia.org/wiki/Hurricane_Mitch)
- <sup>8</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Saffir-Simpson\\_Hurricane\\_Scale](http://en.wikipedia.org/wiki/Saffir-Simpson_Hurricane_Scale)
- <sup>9</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Beaufort\\_scale](http://en.wikipedia.org/wiki/Beaufort_scale)
- <sup>10</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Saffir-Simpson\\_hurricane\\_scale](http://en.wikipedia.org/wiki/Saffir-Simpson_hurricane_scale)
- <sup>11</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Flux>
- <sup>12</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Kinetic\\_energy](http://en.wikipedia.org/wiki/Kinetic_energy)
- <sup>13</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Carnot\\_heat\\_engine](http://en.wikipedia.org/wiki/Carnot_heat_engine)
- <sup>14</sup> Yanai, J-I., K. A. Emanuel 1991. An improved model of the equatorial troposphere and its coupling with the stratosphere. *J. Atmos. Sci.*, 48, 377-389.
- <sup>15</sup> Charney, J. G., and Eliassen, C. S., 1964. On the growth of the hurricane depression. *J. Atmos. Sci.*, 21, 68-75.
- <sup>16</sup> Emanuel, K.A. 1987. The dependence of of hurricane intensity on climate. *Nature* 326, 483-485.
- <sup>17</sup> Goldberg, S.B. med flere 2000. Recent increase in Atlantic hurricane activity: Causes and implications. *Science* 293, 474-479.
- <sup>18</sup> Webster, P.J. et al. 2005. Changes in Tropical Cyclone Number, Duration, and Intensity in a Warming Environment. *Science*, 309, 1844-1846.
- <sup>19</sup> Holland, G. 1997. The maximum Potential Intensity of Tropical Cyclones. *J. Atmos. Sci.* 54, 2519-2541.
- <sup>20</sup> 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/>
- <sup>21</sup> Trenberth, K. 2005. Uncertainty in Hurricanes and Global Warming. *Science*, 308, 1753-1754.
- <sup>22</sup> Knutson, T.R. et al. 1998. Simulated Increase of Hurricane Intensities in a CO<sub>2</sub>-Warmed Climate. *Science* 279, 1018-1021.
- <sup>23</sup> Bruaset O. 1992. *Orkanen*. Det norske samlaget, 191 sider.
- <sup>24</sup> Grønås, S. 1995. Nyttårs-orkanen. *Vær og Klima*, hefte 4, 159. Meteorologisk institutt.
- <sup>25</sup> Andresen, L., K. Harstveit 1993. Fræna kommune – Kartlegging av ekstreme vindhastigheter. *Klima, met.no*, 6/93.
- <sup>26</sup> Grønås, S. 1995. The seclusion intensification of the New-Year's-day storm 1992. *Tellus* 47A, 733-746.
- <sup>27</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Baroclinity>.
- <sup>28</sup> <http://regclim.met.no>
- <sup>29</sup> Rasmussen, E.A., J. Turner 2003. *Polar Lows*. Cambridge University Press, 612 sider.



- <sup>30</sup> Grønås, S., N.G. Kvamstø 1995. Numerical simulation of synoptic condition and development of Arctic Outbreak Polar Lows. *Tellus* 47A, 797-814.
- <sup>31</sup> Bergeron, T. 1949. De tropiska orkanernas problem. Svenska Fysikersamfundets publikasjon *Kosmos*, band 27, 123-160.
- <sup>32</sup> Grønås, S., Kvamstø, N.G., E. Raustein 1994. Numerical simulations of the Northern German Storm of 27-28 August 1989. *Tellus* 46A, 635-650.
- <sup>33</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Roughness>
- <sup>34</sup> Barstad I., S. Grønås 2005. Southwesterly flows over southern Norway – mesoscale sensitivity to large-scale wind direction and speed, *Tellus*, 57A, 136-152.
- <sup>35</sup> Barstad I., S. Grønås 2006. Dynamical structures for southwesterly airflow over southern Norway – The role of dissipation. *Tellus*, 58A, 2-18,
- <sup>36</sup> Eidsvik, K.J., S. Grønås, E. Joranger 1970. Studies of Local Meteorology in Valley/Mountain Terrain. Norw. Defence Res. Est. Internal rep. K-321.
- <sup>37</sup> Samuelsen, E. 2007. *Et dynamisk studium av stormen Narve – et kaldluftsutbrudd i Finnmark - ved hjelp av observasjoner og numeriske simuleringer*. Masteroppgave meteorologi, Geofysisk institutt, UiB.
- <sup>38</sup> Vinden ble på den tid gjerne delt i fire typer: landsønning, landnøring, utsønning og utnøring. Her er *sønning* vind med en komponent fra sør og *nøring* vind med en komponent fra nord, *land* betegner vind fra land og *ut* vind fra havet.
- <sup>39</sup> NOU (norges offentlige utredninger). Fiskefartøyet *Westerns* forlis 6. februar 1981. NOU 2008-19.
- <sup>40</sup> Grønås, S. & A.D. Sandvik 1999. Numerical simulations of local winds over steep orography in the storm over north Norway October 12 1996. *J. Geoph. Res.*, 104, 9107-9120.
- <sup>41</sup> Andresen, L., K. Harstveit 1993. Fræna kommune – Kartlegging av ekstreme vindhastigheter. *Klima*, met.no, 6/93.
- <sup>42</sup> Grønås, S. & A.D. Sandvik 1999. Numerical simulations of local winds over steep orography in the storm over north Norway October 12 1996. *J. Geoph. Res.*, 104, 9107-9120
- <sup>43</sup> Godske, C.L. 1956. *Hvordan blir været?* Cappelen.
- <sup>44</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Capillary\\_wave](http://en.wikipedia.org/wiki/Capillary_wave)
- <sup>45</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Synthetic\\_aperture\\_radar](http://en.wikipedia.org/wiki/Synthetic_aperture_radar)
- <sup>46</sup> Lamb, H. H. 1991. *Historic Storms of the North Sea, British Isles and Northwest Europe*. Cambridge University Press.
- <sup>47</sup> Arnold Farstad: *Mysteriet i Vestisen: selfangsttragedien som lamslo nasjonen*, Samlaget 2001.
- <sup>48</sup> Grønås, S. & P. Skeie 1999. A case study of strong winds at an arctic front. *Tellus*, 51A, 865-879.
- <sup>49</sup> Skeie, P. & S. Grønås 1999. Numerical simulations of breaking mountain waves, coastal jets and downwind waves at Spitsbergen. *Tellus*, 52A, 473-486.
- <sup>50</sup> Bojesen, S. 2008. *Straum over Novaya Semlja*. Masteroppgave i meteorologi, Geofysisk institutt, UiB.



## II.6 - LITT OM HAVET

Cirka 71 % av jordoverflaten er dekket med hav, og derfor er havet en uhyre viktig del av klimasystemet<sup>1</sup>. Solenergi som når overflaten trenger flere meter ned i havet, mens den over land avgis direkte i overflaten eller i et tynt sjikt. Videre har havet en høy spesifikk varme<sup>2</sup> slik at det skal mer varme til for å varme opp en masseenhett havvann en grad enn å varme opp en masseenhett stein eller jord tilsvarende. Siden havet også avkjøles sakte, utgjør det et svært varmereservoar i klimasystemet. At solenergien varmer opp et relativt dypt lag med høy spesifikk varme, fører til langt mindre årlige variasjoner i temperaturen i overflaten av verdenshavene enn over kontinentene. Døgnlige variasjoner er også små og merkes nesten bare på svært grunt vann.

Den fysiske tilstanden til havet for en posisjon eller en vannpartikkel beskrives ved strøm (retning og styrke), temperatur, saltholdighet<sup>3</sup> og trykk. Tettheten bestemmes av temperatur, saltholdighet og trykk. Variasjonen med temperatur og saltholdighet er mer komplisert enn i atmosfæren, men slik at tettheten øker med økende saltholdighet og synkende temperatur.

Øverst i havet har vi *havets blandingslag* som er et lag der turbulens blander vannmassene slik at saltholdighet og temperatur holdes nesten konstant (homogent lag)<sup>4</sup>. Turbulensen i dette laget er hovedsakelig generert av vind og bølgebryting ved havoverflaten. Prosesser ved havoverflaten som endrer tettheten er også viktige, dvs. temperaturendringer, fordampning og isdannelse (som gir økende saltholdighet). Blandingslaget er i verdenshavene cirka 100 m dypt og utgjør cirka 2 % av havets volum.

Brytende havbølger på overflaten<sup>5</sup> tilfører energi til de øverste meterne. Vinddreven strøm gir turbulens ved at strømmen varierer med dypet. Avkjøling, fordampning og isdannelse kan gi så stor tetthet at vannmassene omrøres ved konveksjon. Slik konveksjon inntreffer stor sett bare i visse polare områder som Labradorhavet, Grønlandshavet og Weddelhavet i Antarktis og gir dype blandingslag som kan nå dyp på over 2000 m.

Solenergi varmer opp de øverste meterne av havet og den turbulente blandingen fordeler varmen over blandingslaget som slik blir karakterisert ved konstant temperatur og saltholdighet (Fig. 1). Nedenfor blandingslaget avtar temperaturen som regel raskt, i tropene så mye som 20 °C over et dyp på 150 meter. Dette sjiktet med rask overgang i

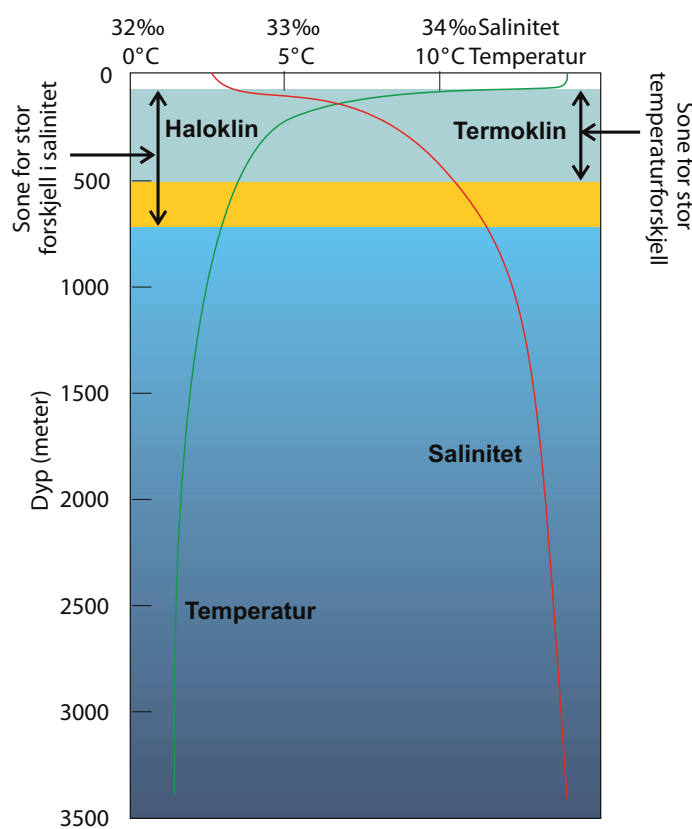


Fig. 1. Typisk variasjon i temperatur og saltholdighet (salinitet) med dypet. Tegnet av Frank Cleveland, Geofysisk institutt, Universitetet i Bergen.

temperaturen kalles *termoklinen*<sup>6</sup> og markerer et skille til dypere vannmasser. Ofte finner en også et sjikt med en brå overgang i saltholdigheten, et skille oseanografene kaller *haloklinen*<sup>7</sup>. Den kombinerte effekten av en termoklin og en haloklin resulterer i en brå overgang i tettheten eller en *pyknoklin*<sup>8</sup>. I verdenshavene er 90 % av vannmassene under termoklinen. Dette *dypvannet*<sup>9</sup> består av vannmasser med nesten lik tetthet og blanding er liten.



Havbølger [http://en.wikipedia.org/wiki/Ocean\\_surface\\_wave](http://en.wikipedia.org/wiki/Ocean_surface_wave)

Temperaturen i blandingslaget er størst i tropene der solar innstråling er størst. Siden solinnstrålingen varierer med årstiden, finner vi en viss årstidsvariasjon også i overflatetemperaturen. I stor grad er isothermene parallelle med breddegradene. Den intense innstrålingen i tropene og subtropene gir et bredt bånd med vannmasser som har høyere temperatur enn 25 °C, et belte som beveger seg noe nordover og sørover etter årstiden. I polare strøk kan sjøtemperaturen gå under null grader. Sjøis oppstår der sjøtemperaturen er under cirka 1,8 °C<sup>10</sup>. Årstidsvariasjonen er forholdsvis stor i Nord-Atlanteren og nord i Stillehavet.

Sterke havstrømmer mot polene langs kystene i hav som Stillehavet og Atlanterhavet påvirker sjøtemperaturen. For eksempel er beltene med temperatur mer enn 25 °C i de tropiske delene av Stillehavet og Atlanterhavet mye breiere i de vestlige delene av disse hav der varme vannmasser strømmer mot polene.

I tropene og mer tempererte havområder er termoklinen permanent på dyp mellom 200 og 1000 meter. Men mesteparten av vannmassene, som befinner seg under termoklinen, er kalde også i tropene. Slik er typisk temperatur i dyphavet i tropene mindre enn 5 °C. På midlere bredder har vi typiske årlige variasjoner i termoklinen som varierer mellom 40 og 100 meter. Termoklinen på midlere bredder er tydeligst i august på nordlige halvkule da temperaturen i grenselaget er høyest. Minst markert er termoklinen i mars da temperaturen er lavest. I polare områder er termoklinen svak eller fraværende fordi vannmassene stort sett er kalde fra overflaten og helt ned til bunn.

### Havstrømmer nær overflaten

Når vind blåser på havet, drar den noe av vannmassene med seg. Draget formidles via bølgene på havet. Vinden kan føre til at noe vann kan stue seg opp, for eksempel langs kyster, og gi horisontale trykkdifferanser i havet. Trykkgradientene skaper bevegelse flere hundre meter nedover i dypet. På denne måten setter vindsystemene i atmosfæren opp strømmene i de øverste lagene av havet<sup>11</sup>. På grunn av langt større masse i havet enn i lufta, beveger havstrømmene seg mye saktere enn fremherskende vind. En hastighet på 1 knop er slik en ganske stor hastighet i havet.

De storstilte havstrømmene følger ikke vindmønsteret helt, men sirkulerer vanligvis i storstilte virvler som kalles *gyrer* (gyres på engelsk)<sup>12</sup> (Fig. 2). I de store verdenshavene fins det permanente subtropiske gyrer knyttet til de store høytrykksområdene på disse bredder på cirka 30 grader nord og sør (slik som Azorerhøytrykket). Disse høytrykkene er antisykloner og sirkulasjonen er tilsvarende i

havet. For eksempel blåser vinden i middel med klokka rundt og ut fra Azorerhøytrykket. Havstrømmene danner en liknende gyre der vannmassene sirkulerer i samme retning med klokka (på nordlige halvkule). Det fins også mindre gyrer lengre nord i Nord-Atlanteren og Stillehavet, ved cirka 50 °N. Også for disse er det fremherskende vindretning som bestemmer sirkulasjonsretningen.

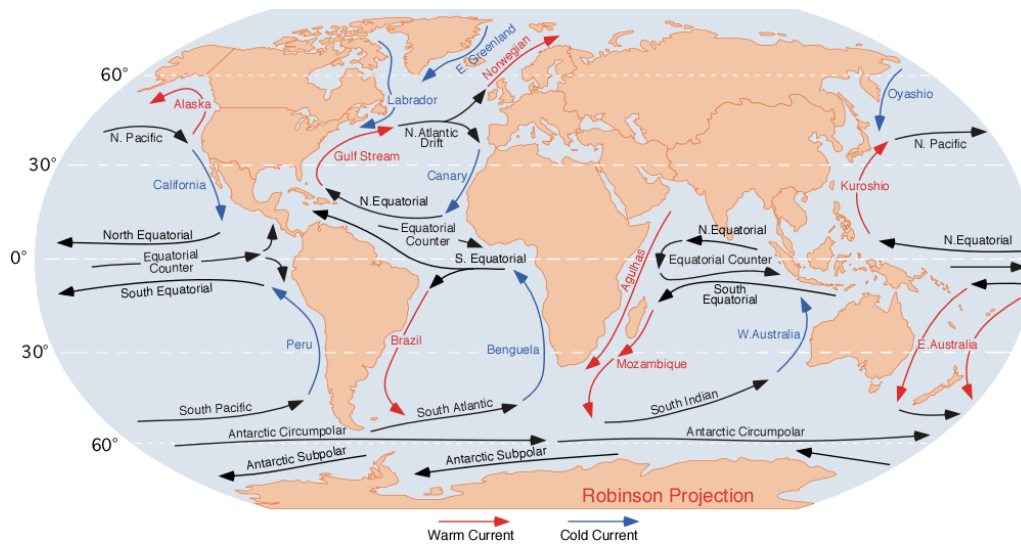


Fig. 2: De storstilte havstrømmene i overflaten. <http://PhysicalGeography.net>

Saltholdigheten i overflatevannet (Fig. 3) bestemmes for en stor del av forskjellen mellom fordampning og nedbør. Slik er den stor i subtropiske strøk, og størst i deler av Middelhavet og Rødehavet.

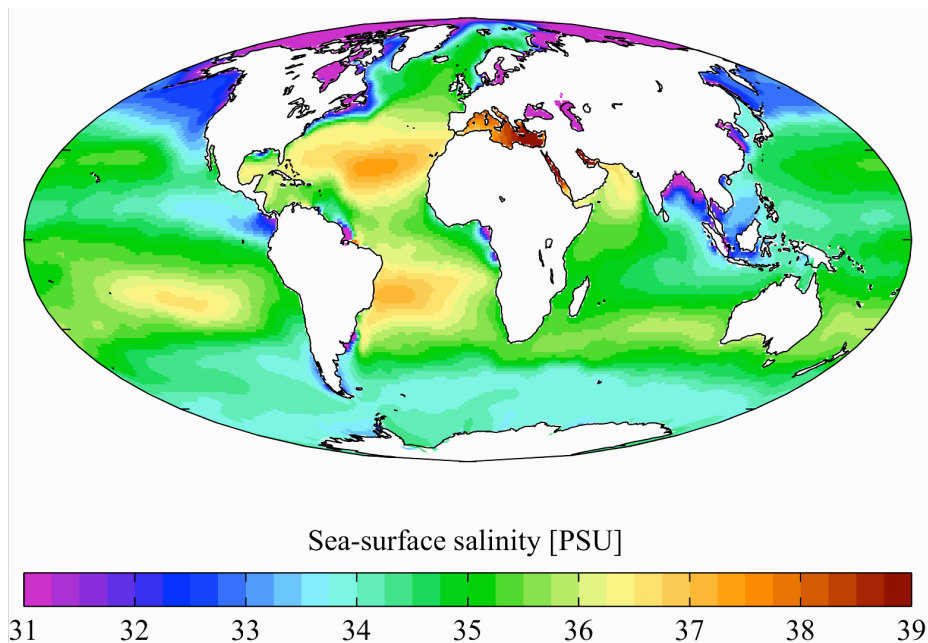


Fig. 3: Gjennomsnittlig saltholdighet i overflaten av verdenshavene. <http://en.wikipedia.org/wiki/Salinity>

## Ekmanspiralen

For å forstå litt mer om havstrømmene er det viktig å ha kunnskap om hvordan jordrotasjonen påvirker vannmassenes bevegelse. Ettersom vannet beveger seg under påvirkning av vinden, avbøyes vannpartiklene mot høyre på nordlige halvkule av Corioliskraften (til venstre på sørlige halvkule). Denne avbøyningen får vannet i overflaten til å strømme med en vinkel - mellom 20 til 45 grader - til høyre for vindretningen (Fig.4). Om vi betrakter et grunt sjikt med vann i laget nærmest overflaten, strømmer det i middel med en vinkel på 45 grader til høyre for vinden. Tenker vi oss at overflatevannet i havet består av flere lag med vann, vil hvert lag utøve et friksjonsdrag på laget under. Hvert lag vil, på grunn av at draget avtar, strømme litt saktere enn laget over. På grunn av Corioliskraften vil hvert lag i tillegg strømme litt mer til høyre enn laget over. Derfor vil strømmen avta med dypet fra overflaten med en strømrøtning som stadig dreier mer til høyre (på nordlige halvkule). Denne dreiningen med dypet er kjent som *Ekmanspiralen*<sup>13</sup>. Den når vanligvis ned til 100 meter der den vindgenererte strømmen vanligvis er svært svak. Gjennomsnittlig transport av vannmassene gjennom dypet for Ekmanspiralen er 90 grader til høyre for vinden. Dette dypet kalles noen ganger for grenselaget i havet på samme måte som vi har et grenselag i atmosfæren der friksjonskrefter gjør seg gjeldende.

Ekmanspiralen, som en også finner i atmosfærens grenselag, har navn etter den svenske vitenskapsmannen Vagn Ekman<sup>14</sup>, som i sin ungdom var en av Vilhelm Bjerknes' studenter i Stockholm. Fridtjof Nansen hadde observert at sjøisen på østsiden av Grønland bevegde seg til høyre for vindretningen. Ved forrige hundreårsskifte besøkte Nansen Vilhelm Bjerknes for blant annet å diskutere hva han hadde observert om sjøisen. Nansen var selv biolog og hadde mindre greie på fysiske prinsipper knyttet til bevegelser i hav og atmosfære. Derfor kom han til Bjerknes, som nettopp hadde slik kunnskap. Vilhelm Bjerknes satte Ekman på oppgaven å forklare hvorfor sjøisen drev til høyre for vinden. Ekman satte opp likningene for en strøm i et grensesjikt i havet i balanse mellom Corioliskraft og friksjonskraft. Med en forutsetning om at friksjonskraften er lik null i et visst dyp og visse forutsetninger om retning og styrke på friksjonskraften, løste han raskt problemet. I våre dager må alle studenter i oseanografi og meteorologi gjennom hans matematiske utledninger for å forstå Ekmanspiralen i atmosfære og hav. I atmosfærens grenselag dreier vinden mot venstre (mot klokka) fra toppen av grenselaget og ned mot jordoverflaten. Hvor mye vinden dreier avhenger blant annet av ruheten i overflaten, som igjen bestemmer intensiteten på turbulensen. Typisk vinddreining er 15 grader over hav og 30 grader over land fra toppen av grenselaget og ned mot overflaten.

## Geostrofisk strøm

Vi har forklart om geostrofisk vind<sup>15</sup> i atmosfæren og hvordan trykkmønsteret med isobarer sier mye om vindforholdene ved et tidspunkt (se fig. 4, kap II.5). Ser en bort fra havets grenselag der friksjonsdraget fra vinden har stor betydning, er strømmene i havet i stor grad i geostrofisk balanse, dvs. at trykkraften balanseres av Corioliskraften. I havet varierer trykket med høyden på overflaten slik at høy vannstand gir høyt trykk. Trykkraften og geostrofisk strøm i overflaten bestemmes derfor av helningen av overflaten.

Et permanent høytrykk som Azorerhøytrykket vil bidra til lavere vannstand i midten av høytrykket på samme måte som høytrykksperioder hos oss gir lavere vannstand. I så fall ville vi under Azorerhøytrykket ha et stortilt lavtrykk i havet og en syklonisk geostrofisk strøm rundt lavtrykket. Men slik er det ikke, tvert imot, vannstanden er høyest under Azorerhøytrykket, slik at geostrofisk

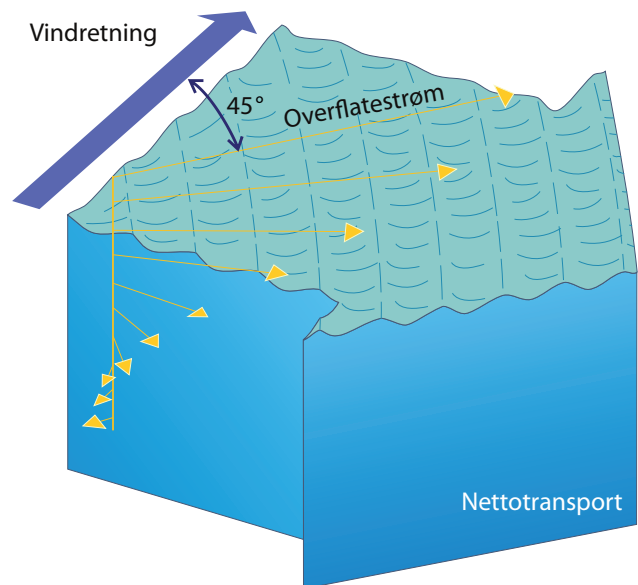
havstrøm er antisyklonisk som luftstrømmen rundt Azorerhøytrykket. Dette forstår vi når vi vet at havet beveger seg til høyre for luftstrømmen. Vestlig vind nord for høytrykket og østlig vind sør for høytrykket gir en strømkomponent mot senteret av høytrykket. Slik fører vinden rundt Azorerhøytrykket til en oppstuvning av vannmassene under høytrykket, en effekt som er mye større enn effekten på havnivået fra høyt trykk i atmosfæren. Høytrykket i havet gir en antisyklonisk sirkulasjon med en friksjonskomponent inn mot høytrykket.

Men bildet er mer komplisert idet oppstuvningen av vannmassene også gir en strømkomponent mot ekvator i havets øvre 1000 til 2000 meter. Denne strømmen bøyer av til høyre og returnerer som en forsterket strøm langs det amerikanske kontinent lengre vest. Den økte strømmen i den nordatlantiske subtropiske gyre er Golfstrømmen. I det nordlige Stillehavet har vi tilsvarende strømmen Kuroshio, i Sør-Atlanteren er det Brasilstrømmen, i det sørlige Stillehavet Øst-Australiastrømmen og i Det indiske hav Agulhasstrømmen.

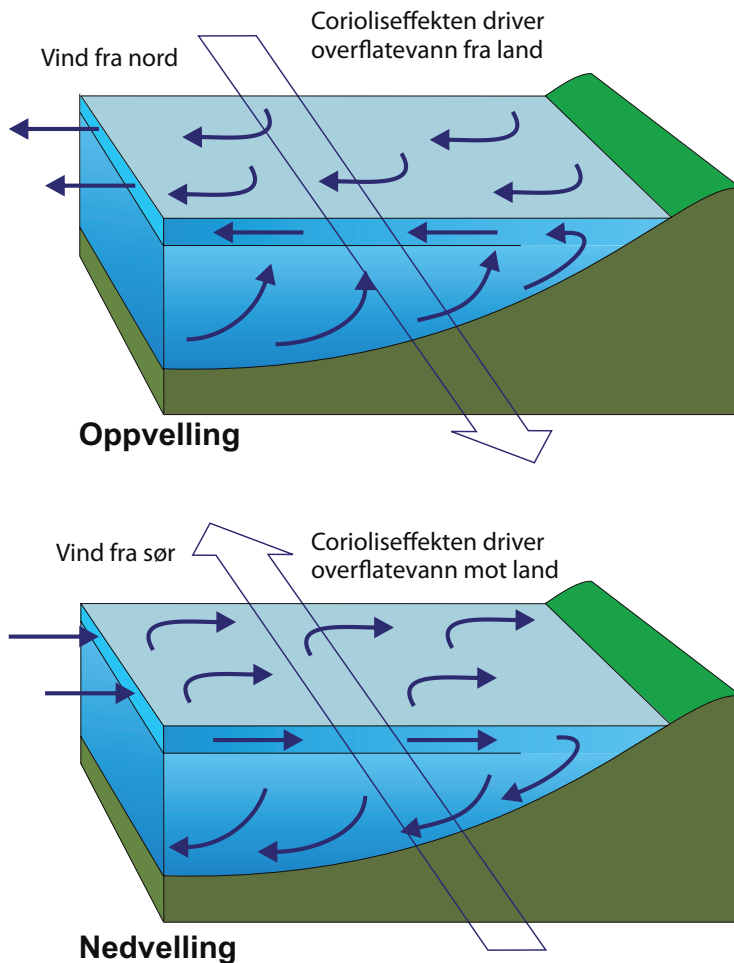
Den Subtropiske gyre i nordlige Stillehavet er en virvel som dekker det meste av dette havet. Slik strekker den seg fra tropene til 50 °N. Denne gyren omfatter en nordlig strøm (North Pacific Current), Californiastrømmen i øst, nordre ekvatorialstrøm i sør og Kuroshiostrømmen i vest.

## Oppvelling

Kystene setter selvsagt grenser for havet slik at strømmene stort sett går langs kysten. Men på grunn av Ekmanspiralen kan vinden føre overflatevannet ut fra kysten eller mot kysten. For å opprettholde massebalanse (kontinuitet), må vannmassene stige opp mot overflaten når vinden fører vannmassene fra kysten, og omvendt synke når vann stues opp mot kysten (Fig. 5). Vannmassene får en strømkomponent fra kysten når vinden blåser langs kysten med land til venstre (nordlige halvkule). For store deler av kysten av Norge har vi slik vind om sommeren. Slik er nordavind fremherskende på Vestlandet mellom Stad og Jæren. Nordavind gir vannmassene i overflaten en strømkomponent ut fra land slik at kaldere vannmasser stiger opp mot overflaten ved kysten. Dette fenomenet kalles *oppvelling*, upwelling på engelsk<sup>16</sup>.



**Fig. 4:** Vinddreven strøm i havet (Ekmanspiral). Overflatestrømmen går 45 grader til høyre for vinden. Strømmen minker med dypet og dreier videre i samme retning. Nettotransporten over hele laget er 90 grader til høyre for vinden. Tegnet av Frank Cleveland, Geofysisk institutt, Universitetet i Bergen.



**Fig. 5:** Oppvelling får en med vind langs kysten med kystlinja til venstre for vindretningen. Ved motsatt vindretning får en motsatt effekt der vannmassene synker (nedvelling). Tegnet av Frank Cleveland, Geofysisk institutt, Universitetet i Bergen.

Langs mange kyster gir vindsystemene en stadig oppvelling. De mest kjente kystene for oppvelling er knyttet til nordlig vind øst for de subtropiske høytrykkene over hav (nordlige halvkule). Slik gir Stillehavshøytrykket overveiende nordlig vind langs kysten av California om sommeren (siden høytrykket er sterkest på denne årstiden). Vinden gir en markert oppvelling og forbausende lave sjøtemperaturer i overflaten. Tilsvarende oppvelling har en på kysten av Afrika øst for Azorerhøytrykket. Områder med oppvelling gir gjerne gode forhold for fiske fordi vannet blir ekstra oksygenholdig og næringsrikt.

I tropene får vi en spesiell oppvelling knyttet til en tropisk konvergenssone fra øst til vest. Den er drevet ved passatvindene som kommer fra nordøst nord for sonen og fra sørøst sør for sonen. Om vi tenker oss at konvergenssonen ligger ved ekvator, vil vannmassene nord for ekvator bli drevet 90 grader til høyre fra sørøst mot nordvest. Sør for ekvator vil vannmassene blir drevet 90 grader til venstre for vinden, dvs. fra nordøst mot sørvest. Slik vil vannmassene bli ført både mot nord og mot sør, noe som fører til oppvelling ved ekvator.

Noe av varmeutvekslingen mellom ekvator og polene skjer ved havstrømmene, og de fleste er vel kjent med betydningen av havstrømmene i Nord-Atlanteren for vårt klima. Vi har et eget kapittel om havstrømmer og klima senere (Del VI).



## Sjøis

Sjøisen i både Arktis og Antarktis spiller en viktig rolle i det globale klimasystemet<sup>17</sup>. I sommerhalvåret fører isens høye albedo til at mye av innkommende kortbølget stråling fra solen blir reflektert til verdensrommet. Isen danner også et isolerende lag mellom hav og atmosfære – særlig i polarnatta - som forhindrer varmetap fra havet til atmosfæren. Når isen fryser, vil saltet i sjøvannet bli skilt ut. Som forklart gjør dette at de øvre vannlagene blir saltere og tyngre, og slik blir vannsøylen destabilisert for vertikal bevegelse og dypvannsdannelse<sup>18</sup>. Ved smelting av sjøis vil sjøvannet bli tilført ferskvann slik at vannlagene igjen blir stabilisert. Sjøisen spiller derfor en viktig rolle både for atmosfærens strålingsbalanse og som drivkraft for dypvannsdannelse, som igjen påvirker den storstilte sirkulasjonen i verdenshavene. Under den globale oppvarmingen trekker sjøisen seg tilbake og blir tynnere<sup>19</sup>. Dette medfører at overflatealbedoen i Arktis vil avta slik at mer innstråling vil bli absorbert av havet. Dette medfører en ytterligere oppvarming, dvs. positiv tilbakekopling. Tilbakekopling fra endringer i albedo er en av de viktigste fysiske årsaker til at oppvarming i Arktis ventes å bli omtrent dobbelt så stor som økning i global temperatur<sup>20</sup>.

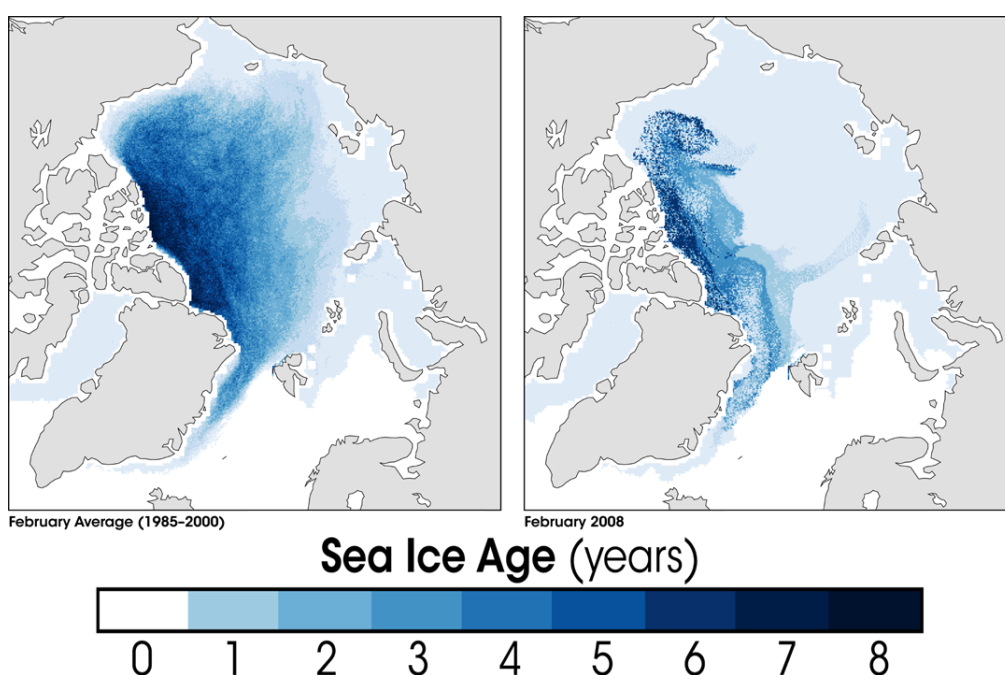
Arealet sjøisen dekker viser store variasjoner gjennom året (Fig. 6), fra år til år og fra dekada til dekada. I Arktis dreier variasjonen seg om så mye som 50 % av arealet når det gjelder årlig variasjon. Slik er sjøisen en svært følsom klimaindikator for det polare klimaet. Det er flere årsaker til de store variasjonene. For det første påvirkes sjøisen av vær, vind og havstrømmer. I tillegg synes endringene å være selvforsterkende ved tilbakekoplingen fra endret albedo. Tykkelsen på sjøisen i Arktis varierer fra noen desimeter ved iskanten til 3-4 meter i de indre områdene av polhavet.



**Fig. 6:** Gjennomsnittlig utbredelse av sjøisen i Arktis i Mars og September.  
[http://en.wikipedia.org/wiki/Sea\\_ice](http://en.wikipedia.org/wiki/Sea_ice)

Siden sjøisen er slik en følsom klimaindikator, lærer vi mye om klimavariasjoner i våre områder ved å studere data om isens utbredelse. Dette gjelder både sjøisen i Arktis, isen i Østersjøen, eventuelt Kattegat og norske fjorder. For isen i Østersjøen fins det lange tidsserier, spesielt en serie om når isen gikk opp om våren fra Riga<sup>21</sup>. I siste halvdel av 1800-tallet var is et nesten årvisst problem i Oslofjorden, ned langs Sørlandskysten og i fjorder på Vestlandet. Gjennom de siste tiårene har vi nesten ikke hatt slike problem med is i Norge fordi vintrene stort sett er blitt mildere.

Hollenderen Willem Barents nådde Spitsbergen i 1596<sup>22</sup>. Siden den gang har det nesten hvert år blitt drevet hval- og selfangst i området rundt Spitsbergen. Senere kom selfangst både i områdene rundt Jan Mayen og øst i Barentshavet. Fra skipsjournaler har en fått fram forholdsvis nøyaktige posisjoneringer av isen enkelte steder for mange enkeltår, spesielt for sommeren. Torgny Vinje, Polarinstituttet har samlet slike data og studert variasjoner i isen siden Barents' dager<sup>23</sup>. Relativt sikre data for isutbredelsen i våre områder i Barentshavet og Grønlandshavet ned til Island har vi bare for siste 150 år. Disse dataene omfatter stort sett den maksimale utbredelsen en finner i april og minimal utbredelse i begynnelsen av september. Nøyaktig angivelse av isforholdene i nord har en bare fra begynnelsen av 60-tallet da vi fikk satellittbilder. Det er ingen tvil om at utbredelsen av sjøis i disse områdene har minket de siste 150 år. Detaljer om dette kommer vi tilbake til. Vi kan allerede her røpe at det ikke er enkelt å forklare hvorfor isen i Arktis har avtatt, spesielt fordi den har minket over alle disse årene og kanskje mest den første tiden da effekten av økt drivhuseffekt var liten. De aller siste årene har isen i Arktis minket spesielt mye<sup>19</sup> (Fig. 7).



**Fig. 7:** Alderen på sjøis i Arktis i februar 2008 (høyre) sammenlignet med gjennomsnittlig alder for perioden 1985-2000 (venstre) (NASA).  
[http://en.wikipedia.org/wiki/Arctic\\_shrinkage](http://en.wikipedia.org/wiki/Arctic_shrinkage)

### Havet som varmereservoar

Vi har tidligere definert strålingspådriv og planetens aktuelle energiubalanse ved toppen av atmosfæren (kap. II.2). Den siste størrelsen er trolig den som best karakteriserer tilstanden til klimasystemet. Den definerer hvor mye global oppvarming som vi kan vente oss som følge av klimapådriv til nå. Den forteller oss også hvor mye vi må endre de menneskeskapte klimapådrivene dersom vi ønsker å gjenopprette energiubalanse og på den måten omtrent stabilisere klimaet.

Under den globale oppvarmingen er den aktuelle energiubalansen positiv og trolig et steds mellom 0,5 og 1,0 W/m<sup>2</sup>. Det viktigste reservoaret for denne energien er havet som samler opp energien som varme. Undersøkelser viser at over de siste 50 år har havet absorbert omtrent 90 prosent av den ekstra energien pådriv har tilført klimasystemet (IPCC2007). Resten av energien har gått med til å smelte

is på land og sjø og til å varme opp landoverflaten og atmosfæren. Ved utveksling av energi mellom hav og atmosfære vil energien som havet tar opp, før eller senere få konsekvenser for klimaet, dvs. at oppvarming av havet fører til varmere klima.

Mangel på gode målinger for energiubalansen ved toppen av atmosfæren gjør at den ofte er blitt bestemt ved å estimere hvor mye havet er blitt varmet opp. Derfor er målinger av havets varmeinnhold blant de aller viktigste klimamålingene. Problemet med denne metoden har vært for få data for havet. Men siden 2004 har over 3000 Argobøyer sørget for regulære temperaturmålinger i de øverste 3000 meter av havet<sup>24</sup>. Både Argobøyene og andre målinger viser klart et økende varmeopptak i havet. Men det er store variasjoner fra år til år, variasjoner som i stor grad følger vekslingene mellom El Niño og La Niña (Se Del IV).

Havet er i gjennomsnitt omtrent 4 kilometer dypt. Det tar lang tid – århundrer – før havet varmes opp som respons på menneskeskapte drivhusgasser. Så selv om vi stabiliserer sammensetningen i atmosfæren på dagens nivå, vil planeten fortsette å varmes opp, fordi havet fortsatt vil varmes opp. Dersom havet var den eneste kilde for slik klimatreghet, ville tilleggsoppvarmingen over dette århundret – uten nye utslipp av klimagasser – bli noen få tideler av en grad.

Havets overflatetemperatur, den størrelsen som påvirker klimaet mest, oppnår halvparten av sin langsiktige likevektsrespons i løpet av noen få tiår. Som vi forstår tar det flere hundreår for å oppnå full respons. Det er verdt å merke seg at i klimamodeller er det en tendens til at varme blir transportert for raskt ned i dyphavet, det vil si for rask klimarespons. Vurderinger viser at til nå har havet oppnådd omtrent halvparten eller mer av full respons for drivhusgasser som er tilført lufta det siste hundreåret.

<sup>1</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Ocean>

<sup>2</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Specific\\_heat\\_capacity](http://en.wikipedia.org/wiki/Specific_heat_capacity)

<sup>3</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Salinity>

<sup>4</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Mixed\\_layer](http://en.wikipedia.org/wiki/Mixed_layer)

<sup>5</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Ocean\\_surface\\_wave](http://en.wikipedia.org/wiki/Ocean_surface_wave)

<sup>6</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Thermocline>

<sup>7</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Halocline>

<sup>8</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Pycnocline>

<sup>9</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Deep\\_sea](http://en.wikipedia.org/wiki/Deep_sea)

<sup>10</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Sea\\_ice](http://en.wikipedia.org/wiki/Sea_ice)

<sup>11</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Ocean\\_current](http://en.wikipedia.org/wiki/Ocean_current)

<sup>12</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Gyre>

<sup>13</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Ekman\\_spiral](http://en.wikipedia.org/wiki/Ekman_spiral)

<sup>14</sup> [http://no.wikipedia.org/wiki/Vagn\\_Ekman](http://no.wikipedia.org/wiki/Vagn_Ekman)

<sup>15</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Geostrophic\\_wind](http://en.wikipedia.org/wiki/Geostrophic_wind)

<sup>16</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Upwelling>

<sup>17</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Arctic\\_Ocean](http://en.wikipedia.org/wiki/Arctic_Ocean)

<sup>18</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/North\\_Atlantic\\_Deep\\_Water](http://en.wikipedia.org/wiki/North_Atlantic_Deep_Water)

<sup>19</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Arctic\\_shrinkage](http://en.wikipedia.org/wiki/Arctic_shrinkage)

<sup>20</sup> 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/>

<sup>21</sup> <http://www.rimfrost.no/>

<sup>22</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Willem\\_Barents](http://en.wikipedia.org/wiki/Willem_Barents)

<sup>23</sup> Vinje, T. 2001. Anomalies and Trends of Sea-Ice Extent and Atmospheric Circulation in the Nordic Seas during the Period 1864–1998. *J. of Climate*, 14, 255–267.

<sup>24</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Argo\\_\(oceanography\)](http://en.wikipedia.org/wiki/Argo_(oceanography))