

HiOA-tema 2015 nr 1

«LA OSS SNAKKE OM VÆRET!»

**Værbok for lærere i grunnskolen,
videregående opplæring og
lærerutdanning**

2. utgave

Av
Pål J. Kirkeby Hansen

Fakultet for lærerutdanning og internasjonale studier
Institutt for grunnskole- og faglærerutdanning
Høgskolen i Oslo og Akershus
2015

CC-BY-SA Høgskolen i Oslo og Akershus

HiOA Tema 2015 nr 1

ISSN 1893-0425

ISBN 978-82-93208-94-5

Opplag trykkes etter behov, aldri utsolgt

HiOA,
Læringscenter og bibliotek,
Skriftserien
St. Olavs plass 4,
0130 Oslo,
Telefon (47) 64 84 90 00

Postadresse:
Postboks 4, St. Olavs plass
0130 Oslo

Adresse hjemmeside: <http://www.hioa.no/Om-HiOA/Nettbokhandel>

For elektronisk bestilling klikk Bestille bøker

Trykket hos Allkopi
Trykket på Multilaser 80 g hvit

Tidligere utgitt som HiO-notat 1999 nr 17
1. utgave «LA OSS SNAKKE OM VÆRET!»
Værbok for lærere i grunnskolen.
Av Pål J. Kirkeby Hansen

Innhold

1 INNLEDNING	3
2 TEMPERATUR OG LUFTFUKTIGHET	4
3 LUFTRYKK	8
4 SKYER	11
4.1 Utseende.....	11
4.2 Hva er skyer laget av?	15
4.3 Skytyper	16
4.4 Hvorfor blir det skyer?	17
4.5 Hvorfor faller ikke skyene ned?	19
4.6 Hvorfor er skyene hvite eller grå?	20
4.7 Hvorfor er himmelen blå?	21
5 TÅKE	24
5.1 Når blir det tåke?	24
6 NEDBØR	25
6.1 Hvorfor regner det?	25
6.2 Hva er regnbuen?	28
6.3 «Fare for regnbyger, kan hende med hagl og torden!»	29
7 VIND	32
7.1 Hva er vind?	32
7.2 Hvorfor blåser det?	33
8 STORE VÆRSYSTEMER	39
8.1 Den generelle sirkulasjonen	39
8.2 Polarfront-syklonmodellen	41
9 VANNETS KRETSLØP	47
10 HISTORIKK	50
11 MODERNE VÆRVARSLING	58
12 ELEVAKTIVITETER	60
12.1 Temperatur	61
12.2 Lufttrykk	62
12.3 Skyer og tåke	63
12.4 Fordampning	65
12.5 Kondensasjon	66
12.6 Luftfuktighet	68
12.7 Nedbør	70
12.8 Vind	73
12.9 Store værsystemer	75
12.10 Modeller av vannet kretsløp	76
12.11 Rollespill om vannets kretsløp	79
12.12 Vær oppgaver til et feltkurs	82
13 TEMA- OG PROSJEKTARBEID	83
13.1 Værstasjon med Vann- og værdag	83
13.2 Vær på Internett	84
13.3 Skyuke med Vann- og værdag	84

Forord

Denne værboke er skrevet som en faglig, didaktisk og metodisk ressursbok for lærere i grunnskolens naturfag og samfunnsfag, og videregående opplærings geografi og geofag, samt for lærerstudenter for disse skoleslagene. Den faglige delen har jeg prøvd å holde på et nivå som gjør at interesserte lærere uten spesiell naturfagbakgrunn, skal kunne lese boka med utbytte. Stoff ut over dette, er plassert i egne «bokser». 1. utgave som kom i 1999 (HiO-notat 1999 nr.17), siktet spesielt mot lærere i grunnskolen. Boka har vært brukt av alle kull på naturfag i grunnskolelærerutdanningen på Høgskolen i Oslo og Akershus siden 1999. Mange andre høyskoler har også benyttet boka og gitt hyggelige tilbakemeldinger.

Siden 1999 har væremnet befestet sin stilling i grunnskolens naturfag og samfunnsfag, og kommet inn i geografi og geofag på videregående opplæring. Denne utgaven er utvidet med flere «bokser» som er spesielt nyttige for lærere i disse fagene. Den didaktiske og metodiske delen er nå tilpasset begge skoleslag. Fortsatt er mange aktiviteter konkretisering av de anbefalinger for værundervisning som jeg gav i forskningsrapporten «Alle snakker om været ...» (HiO-rapport 1996 nr.4). Noen nye aktiviteter er fra forskningsprogrammet Geofag i skolen på Naturfagsenteret (mine artikler i NorDiNa nr.2, 2012 og i Kimen nr.1, 2013). Det er lagt opp til tre hovedtyper aktiviteter: Spørsmål, eksperimenter og tema- og prosjektarbeid. Uansett aktivitetstype: «La oss snakke om været!». Start dagens værundervisning med en vær samtale. Diskusjoner, presentasjoner og samtaler er en viktig del av elevenes begreps- og kunnskapsutvikling.

Jeg hadde håpet at 2. utgave kunne preges av figurer og bilder i farger. Det ville fordyre produksjonen vesentlig. Derfor er mine håndtegnete strekfigurer fra 1. utgave beholdt. Nytt i 2. utgave er en del bilder, men de også i svart-hvitt. Med dagens teknologi og søkemuligheter på Internett kan elever og lærere lett finn fargerike figurer og bilder og gode supplerende og utfyllende tekster. Flere av de nye aktivitetene i 2. utgave er basert på stoff fra yr.no som er NRK og Meteorologisk institutt (MI) sin nettpresentasjon av værvarsler og annen relatert informasjon. Det finnes flere tilsvarende norske og utenlandske nettsted som sikkert kunne fungere like bra. Yr.no er valgt fordi den er verdens fjerde mest besøkte (!) værnettsted – det bekrefter god kvalitet. Dessuten er NRK en lisensbasert allmennkringkaster og MI et norsk statlig forvaltningsorgan – og begge er ikke-kommersielle. MI har i tillegg til yr.no, egne gode nettsider til skolebruk, for eksempel «Spør meteorologen» og «Meteorologileksikon» som nås fra yr.no eller direkte fra met.no.

«Klima er en beskrivelse av gjennomsnittsværet på ett sted eller område» (met.no). Derfor vurderte jeg å utvide 2. utgave av værboke med kapitler om klima og klimaendringer globalt, regionalt og nasjonalt. Dette er hyperaktuelt stoff. Det ville imidlertid utvide boka vesentlig, og ville vanskelig kunne tilpasses både grunnskolens og videregående opplærings behov. Derfor er det ikke noe klimakapittel i denne utgaven.

Oslo, oktober 2015
Pål J. Kirkeby Hansen.

1 INNLEDNING

Visen om været

(Thorbjørn Egner, tekst, melodi og tegning)

Når det lakker imot høst
og det blåser ifra øst,
blir det regn og ruskevær
både her og både der.
Og i Kardemomme by
søker alle folk i ly
hvis de ikke har
en diger paraply.

Kommer vinden ifra nord
og det blåser og det snor,
da er vinter'n like her,
og man trenger tykke klær.
Den som ikke da vil gå
med de tykke klærne på,
kommer til å fryse
nesa nesten blå.

Kommer vinden ifra vest,
kan det bli en farlig blest.
Den kan komme veldig fort,
så man nesten blåser bort.
Den som da har paraply,
han kan komme til å fly
så han nesten blåser bort
fra våres by.

Men når vinden står fra sør,
blir jeg straks i godt humør,
for da er det lett å spå
for da pleier vi å få
deilig sol og sommer her,
og jeg roper til enhver:
«Hallo, hallo, nå blir det
deilig sommervær!»



Visen om været fungerer godt som «høvelig sang» ved introduksjon til væremnet. Tobias i tårnet er meteorologen i Kardemomme by. Når han varsler været, gjør han det ved å fortelle innbyggerne om hvordan temperatur, skyer, regn og vind vil bli. Alle meteorologer også Tobias, bygger varselet på hvor vinden kommer fra dvs. hva slags luftmasser de forventer når det blåser fra øst, nord, vest eller sør. Tobias har lang erfaring i faget. Han vet godt hva som er normal vindretning og værlag høst, vinter, vår og sommer. Det han glemmer er at været noen ganger er «mot normalt». Han burde kanskje hatt flere målinger og observasjoner enn det han klarer å ta fra tårnet midt i Kardemomme by, for å gi sikre varsler? Som vår tids mediameteorologer, gir Tobias råd om hvordan vi skal kle oss og te oss i forhold til værtypen han varsler.

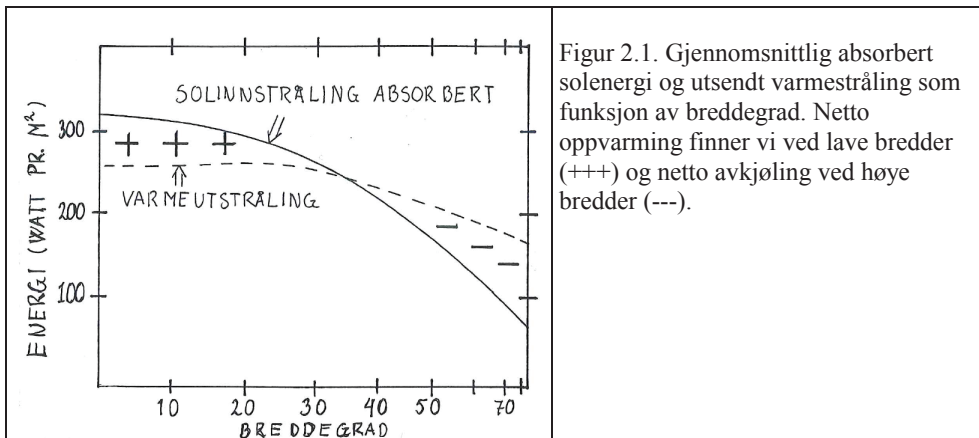
Tobias er en person som kunne være ideal for våre skoleelever: Han har stor interesse for været. Alderen tyder på at han har utviklet interessen over lang tid, og at nysgjerrigheten fortsatt er stor. Tobias observerer temperatur, skyer, regn og vind, og han liker å snakke med andre om det han oppdager. Han har tydelig gjort seg opp noen meninger om hvorfor været er som det er.

2 TEMPERATUR OG LUFTFUKTIGHET

Den nedre delen av atmosfæren der vi finner skyene, kalles troposfæren. Her synker temperaturen med høyden, vanligvis mellom 0,4 og 0,8 grader pr. 100 meter, avhengig av været. Laget over kalles stratosfæren. Skillet mellom troposfæren og stratosfæren er ca. 16 kilometer over ekvator og synker til ca. 9 kilometer ved polene. I nedre del av stratosfæren endres temperaturen nesten ikke med høyden.

Lufttemperaturen er en viktig faktor i det totale værbildet. Temperaturen i havet og i bakken er avgjørende for fordampningen. Temperatur er et mål på varmeenergien i et stoff. Varmeenergien i luft, vann og bakken skyldes i all vesentlighet den energien vi mottar som stråling fra sola. Jorda er ei kule i verdensrommet. Midt på dagen står sola høyt på himmelen hele året i ekvatoriale områder. Derfor vil ekvatoriale områder motta mer solenergi enn polare områder. Der er det lang mørketid og selv midtsommers står sola relativt lavt midt på dagen.

Jorda er en planet med gjennomsnittstemperatur på ca. +15°C. Jorda farer gjennom det iskalde verdensrommet (ca. -270°C) og sender varmestråler til alle kanter. Det stråler mest fra ekvatoriale områder der temperaturen er høyest og arealet er størst. Trekker vi utstråling fra innstråling som i figur 2.1, vil områdene mellom ca. 35°nb og 35°sb gå energimessig overskudd, mens områdene lenger nord og syd går underskudd. Naturens svar på forskjeller er transport - i dette tilfellet av energi. Det skjer med luftstrømmer som også setter i gang havstrømmer. Disse luftstrømmene er årsaken til de store værsystemene.



Figur 2.1. Gjennomsnittlig absorbert solenergi og utsendt varmestråling som funksjon av breddegrad. Netto oppvarming finner vi ved lave bredder (+++) og netto avkjøling ved høye bredder (---).

Siden gjennomsnittstemperaturen for hele jorda under ett år er stabil, må det stråle ut like mye energi fra toppen av atmosfæren som det til enhver tid stråler inn. Drivhuseffekten sørger for at gjennomsnittstemperaturen er ca. +15°C. Uten drivhuseffekten ville alt liv på jorda vært umulig fordi gjennomsnittstemperaturen ville vært -18°C. Drivhuseffekten virker som glasset i et drivhus: Solstrålene går nesten uhindret igjennom atmosfæren. De lysstrålene som ikke reflekteres direkte ut, varmer opp land og hav. Temperaturen øker. Varmestrålene fra land og hav varmer opp atmosfæren. Da vil atmosfæren stråle noe energi tilbake til jorda og varmer den ytterligere opp. Resten av varmestrålingen går ut i verdensrommet. De gassene som har evnen til å absorbere varmestråler, kalles drivhusgasser eller klimagasser. De utgjør til sammen mindre enn 0,5% av atmosfæren. Vanndamp (H₂O-gass) står for nær 80% av drivhuseffekten. Den mer mediefokuserte karbondioksid står for nær 20%, mens de andre

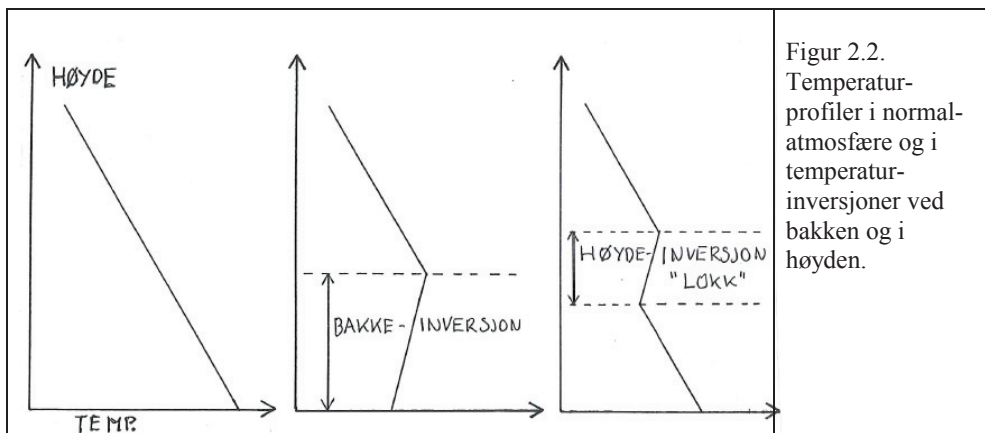
drivhusgassene metan, lystgass og ozon står for 2-3% til sammen.

Vår geografiske beliggenhet med fastland mellom 58°nb og 71°nb, rester av Golfstrømmen langs vestkysten, høye fjell, dype fjorder, store daler og store innlandsvidder gjør at det er store temperaturforskjeller i Norge daglig og sesongmessig. Høyeste målte lufttemperatur i Norge er 35,6°C i Nesbyen 20.juni 1970 (i Nord-Norge er det 34,3°C i Siččajávri 23.juni 1920). Høyeste årsmiddeltemperatur (1961-1990) er 7,7°C i Skudeneshavn og Bergen. Laveste målte lufttemperatur er -51,4°C i Karasjok 1.januar 1888 (i Sør-Norge er det -50,4°C på Røros 13.januar 1914). Laveste årsmiddeltemperatur er -3,1°C i Siččajávri.

Spesialist boks

Inversjon

Når det om vinteren er klarvær og lange netter, kan utstrålingen fra bakken føre til sterk avkjøling av de nederste luftlagene. Daler er spesielt utsatt fordi kaldlufta sperrer inne. Det blir temperaturinversjon dvs. lufttemperaturen er lavere ved bakken enn lenger opp. Det normalt var at temperaturen skulle synke med høyden (figur 2.2). Hvis klarværet holder seg i flere dager, kan inversjonslaget bli flere hundre meter tykt. Hvis soloppvarmingen har noen effekt på dagen, kan det nederste luftlaget varmes opp og inversjonsskiktet blir liggende i høyden som et «løkk». Inversjon og inversjonsskikt sperrer inne luftforurensing fra fyring, biler og fabrikker. Det kan medføre alvorlige helseproblemer spesielt i byer i dalsenkninger. Det må værømslag med vind til for å bryte ned inversjonen.



Figur 2.2. Temperaturprofiler i normalatmosfære og i temperaturinversjoner ved bakken og i høyden.

Historisk boks

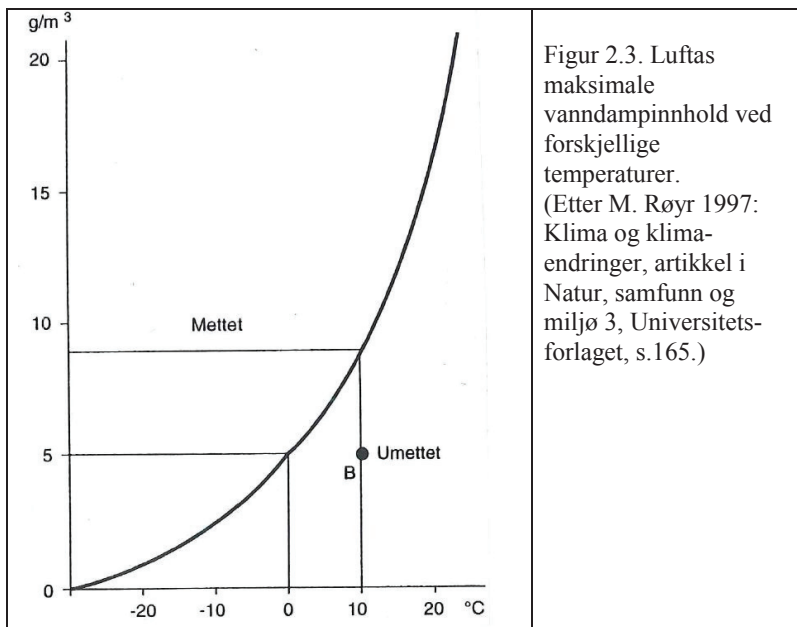
Termometer

Temperaturen måles med termometer. Daniel Gabriel Fahrenheit (1686-1736) fant opp kvikksølvtermometeret i 1714. I termometeret var det flytende kvikksølv som utvider seg i et tynt glassrør når temperaturen øker. I meteorologi er det viktig å kunne sammenlikne temperaturer fra sted til sted og tid til tid. Til det trengs en temperaturskala som er nøyaktig definert og lett å lage. Flere har vært foreslått, og noen er fortsatt i bruk, bla. Fahrenheit's egen. Vi måler temperatur i grad Celcius (°C) etter den svenske vitenskapsmannen Anders Celcius (1701-1744) som var professor i Uppsala. Under en studiereise rundt i Europa

studerte han mange forskjellige termometre. I 1741 konstruerte han sitt eget kvikksølvtermometer. Han satte frysepunktet til 100° og kokepunktet til 0° og delte mellomrommet i 100 grader. Det var en god idé siden vannets frysepunkt og kokepunkt lett lar seg reproducere nær sagt over alt. Hans minst like berømte landsmann botanikeren Carl von Linné (1707-1778), snudde skalaen i 1747 til den vi bruker i dag med frysepunktet til 0° og kokepunktet til 100° . Den heter fortsatt Celciuskala.

I dagens væsketermometere er det ikke det svært giftige kvikksølv, men ofte sprit. I digitale termometre er det en elektronisk temperaturføler knyttet til en elektronisk krets, som gir verdiene. Meteorologene måler lufttemperatur 2 meter over bakken, i skyggen.

Figur 2.3 viser hvor mye vandamp lufta maksimalt kan inneholde ved forskjellige temperaturer. Vi sier lufta er mettet når den når dette nivået. Dersom luft ved 10°C bare inneholder 5 gram pr. kubikkmeter, er den umettet (B). Figuren viser at lufta kan nå metning på to måter: 1. Vi kan tilføre ca. 4 gram vandamp¹ pr. kubikkmeter ved fordamping av vann. 2. Vi kan kjøle ned lufta til 0°C .



Figur 2.3. Luftas maksimale vandampinnhold ved forskjellige temperaturer. (Etter M. Røyr 1997: Klima og klimaendringer, artikkel i Natur, samfunn og miljø 3, Universitetsforlaget, s.165.)

Skyer dannes når umettet luft kjøles ned til den blir mettet. Meteorologene bruker derfor denne nedkjølingstemperaturen som mål for luftfuktigheten. De kaller det doggpunkttemperatur eller bare *doggpunktet*. Navnet skyldes et fenomen de fleste har opplevd: Når vi slår kald melk fra kjøleskapet i et glass, danner det seg noen ganger dogg på utsiden. Det er fuktigheten i lufta i rommet som har kondensert til små doggdråper på det kalde glasset. For å bestemme doggpunktet eksakt, måtte vi hatt glass med forskjellig temperatur. Temperaturen i det varmeste glasset som hadde dogg, ville gi oss doggpunktet.

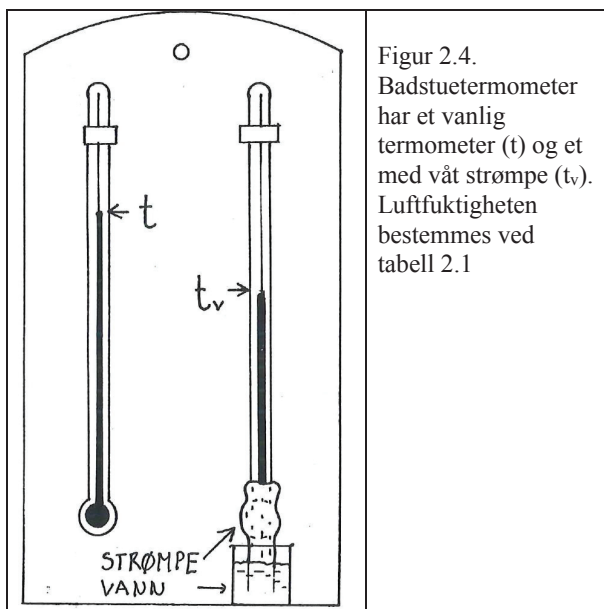
¹ I denne boka brukes «vandamp» om usynlige H₂O-gass. I dagligtalen brukes begrepet også om «tåken» vi ser over en kokende kjele. Tåke er mikroskopiske vanddråper som svever. Se boksen Litt vannfysikk, kapittel 4.

Det gir grunnlag for en definisjon:

Doggpunktet er den temperaturen luft må avkjøles til for at vanddampen i lufta skal begynne å kondensere til vann.

I hus og hjem brukes et hårhYGrometer til å måle fuktigheten. Inne i hygrometeret er et hår koplet til viseren. Hårlengden øker med luftfuktigheten. Instrumentet gir oss *relativ fuktighet* direkte. Når relativ fuktighet er 100% er lufta *mettet* – den kan ikke holde på mer vanddamp. Hvis relativ fuktighet i rommet er f.eks. 30%, betyr det at lufta bare inneholder 30% av den luftfuktigheten den maksimalt kan inneholde ved denne temperaturen.

I badstue brukes ofte to termometre til å bestemme luftfuktigheten (figur 2.4). Det ene har ei våt strømp, mens det andre er et vanlig termometer. Hvis lufta er relativt tørr, vil det stadig fordampe fra den våte strømpa. Fordampning krever energi, og det tar strømpa fra termometeret. Temperaturen synker. Temperaturforskjellen mellom de to termometrene er et mål for fuktigheten. Tabell 2.1 gir omregning til relativ fuktighet.



Figur 2.4.
Badstuetermometer har et vanlig termometer (t) og et med våt strømp (t_v). Luftfuktigheten bestemmes ved tabell 2.1

Tabell 2.1. Relativ fuktighet i % bestemt ved forskjellen mellom lufttemperatur (t) og våttermometer temperatur (t_v). *Selv om forskjellen er 0 grader med denne metoden, behøver ikke lufta å være helt mettet (100% luftfuktighet).

t \ t-t _v	0 grad*	2 grader	4 grader	6 grader	8 grader	10 grader
30°C	97*	84	72	60	49	40
25°C	97	83	69	56	44	33
20°C	97	81	65	51	38	25
15°C	97	79	61	44	29	15

3 LUFTRYKK

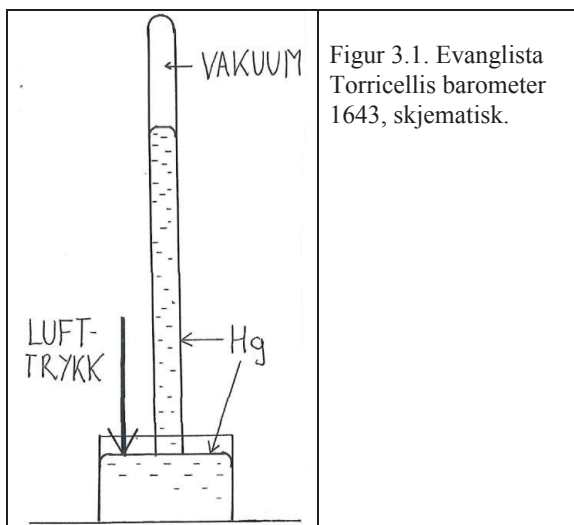
Atmosfæren er et luftlav som blir tynnere og tynnere med høyden. Ca.99% av atmosfærens masse befinner seg i de nederste 30 kilometerne. Nærmere tre firedeler av massen er i de nederste 10 kilometerne der det meste av værprosessene finner sted.

Historisk boks

Barometer

Det var først på 1600-tallet at naturforskerne ble klar over at atmosfæren dvs. luft hadde vekt. I 1643 eksperimenterte italieneren Evangelista Torricelli (1608-1647) med denne nye oppdagelsen. Han fylte et meterlangt glassrør som var lukket i den ene enden, med kvikksølv. Så holdt han for den andre enden, og satte den ned i ei skål med kvikksølv. Da rant omtrent en firedel av kvikksølvet ut av røret. På toppen ble det et lufttomt rom (vakuum, figur 3.1). Dette apparatet fungerte nærmest som en skålvekt der lufttrykket balanserte mot trykket av omtrent tre kvart meter kvikksølv. Torricellis apparat ble prinsippet for kvikksølvbarometeret (fra gresk *baros* «tyngde, vekt»). Enheten for lufttrykk ble millimeter kvikksølv (mmHg). Normalt atmosfæretrykk er 760 millimeter kvikksølv.

Det viste seg straks at lufttrykket ikke var konstant, men kunne variere fra time til time. Videre viste seg også at lufttrykket kunne være forskjellig fra sted til sted når det ble målt samtidig. Disse oppdagelsene skulle få stor betydning når luftmassenes bevegelse senere skulle forklares. Den berømte franske religionsfilosofen, matematikeren og naturforskeren Blaise Pascal (1623-1662) sendte sin svoger opp på fjelltoppen Puy de Dôme i Auvergne med et barometer, og fikk fastslått at lufttrykket sank ca.6 millimeter for hver 100 meter han kom oppover (tilsvarende ca.8 millibar eller 8 hektoPascal for hver 100 meter).



Figur 3.1. Evangelista Torricellis barometer 1643, skjematisk.

Den første «meteorolog» som benyttet et barometer, var Giovanni Alfonso Borelli (1608-1679). Han gjorde systematiske observasjoner med barometeret og av vind og vær. Han oppdaget at når været ble dårligere, sank lufttrykket – og omvendt. I ca.1660 laget han det første værvarsel basert på vitenskapelige prinsipper: Endringer på barometeret.

Robert FitzRoy (1805-1865) ble i 1854 grunnlegger og første sjef i det engelske Met. Office (se også kapittel10 Historikk). I 1858 utstyrte han alle sine observatører til lands og til havs med et kvikksølvbarometer. Det ble kalt The Weather Glass fordi barometerstanden og endringen fra time til time, var en meget god indikator på endringer i været som måtte komme det nærmeste døgnet. Spesielt var dette viktig for seilskutene.

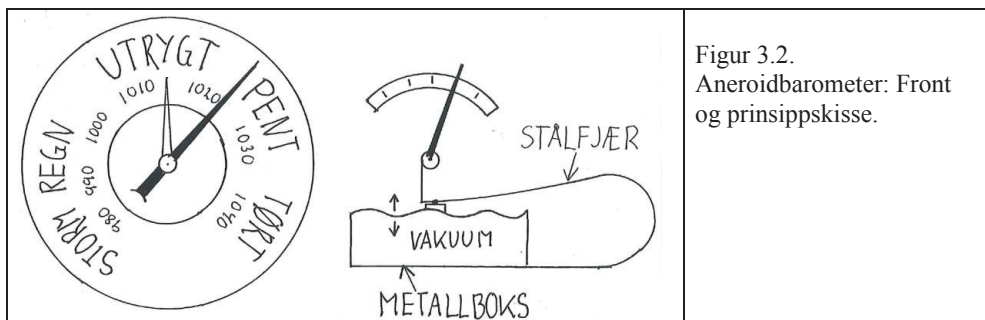
FitzRoy tegnet værobservasjoner og lufttrykket, tatt på samme tidspunkt, inn på et værkart: «Som om et øye i rommet så ned på *hele* Atlanterhavet *på en gang ...*» (1858). Han trakk imidlertid ikke opp isobarer (fra gresk *isos* «samme, ens» og *baros* «tyngde, vekt») dvs. linjer gjennom steder med samme lufttrykk, fordi han hadde for få observasjoner. Hans kritiker Francis Galton (1822-1911) trakk likevel opp isobarene.

FitzRoy publiserte værobservasjoner og -varsler med telegraf fra 1854. Fra 1861 kom de i The Times. Fra 1875 publiserte Met. Office også værkartene.

Lufttrykket eller atmosfæretrykket er vekt pr. kvadratmeter av all lufta som befinner seg fra bakken til atmosfærens topp. Før ble lufttrykket målt med kvikksølvbarometer. Siden kvikksølv damp er svært giftig, gjøres ikke det lenger. I stedet brukes aneroidbarometer (fra *a-* «ikke» og gresk *neros* «våt» dvs. «ikke-våt-barometer»). Viseren er festet til en lukket metallboks som utvider seg når lufttrykket er lavt og presses sammen når det er høyt (figur 3.2). Slike barometre henger i mange hus, hytter og på skoler. De eldste har skala millimeter eller centimeter kvikksølv. Senere ble måleenheten millibar (mb) brukt. Normalt atmosfæretrykk er 1013 millibar. På nye barometre er måltallet det samme, men enheten er hektoPascal (hPa). Ved siden av tallene står det:

storm ved lavere enn ca.980hPa
regn mellom 990hPa og 1000hPa
utrykt mellom 1010hPa og 1020hPa
pent mellom 1020hPa og 1030hPa
tørt ved høyere enn 1040hPa

Dette skulle indikere at værtypen til en viss grad henger sammen med lufttrykket. Dette har vært kjent siden Borellis oppdagelse i ca.1660 dvs. mer enn 350 år.



Figur 3.2.
 Aneroidbarometer: Front og prinsippsskisse.

I dagens digitale barometre er det en elektronisk trykkmåler knyttet til en elektronisk krets, som gir verdiene.

Høyeste målte lufttrykk (justert til havets nivå) i Norge er 1060,9hPa i Mandal 23.januar 1907. Laveste målte lufttrykk er 939,8hPa i Bergen 27.januar 1884.

Luftrykk

Etter innføringen av SI-systemet (Système international d'unités) for målinger, ble enheten for luftrykk knyttet til definisjonen av trykk:

$$\text{luftrykk} = (\text{luftas tyngde}) / (\text{flatas areal})$$

Tyngde (tyngdekraft) måles i Newton (N). Tyngden av 1 kilogram masse er ca. 9,8 Newton, 2 kilogram 19,6 Newton osv. Normalt luftrykk 101300 Newton pr. kvadratmeter. Mao. luftrykket tilsvarer en belastning av mer enn 10 tonn masse på hver kvadratmeter av jorda. Trykk er en mye brukt størrelse, ikke minst i meteorologi, og krever derfor en enkel måleenhet. For å hedre Blaise Pascal blir trykkenheten Newton pr. kvadratmeter kalt Pascal (Pa). Normalt luftrykk blir da:

$$1013\text{hPa} = 101300\text{Pa} = 101300\text{N/m}^2 = 1,013 \cdot 10^5 \text{ N/m}^2 = 1013\text{mb} = 760\text{mmHg}$$

Prefikset h på hPa betyr «hundre» (100); mb (millibar) og mmHg (millimeter kvikksølv) er de gamle trykkenheter som finnes på gamle barometre.

4 SKYER

4.1 Utseende

Se på himmelen! Skyer er det eneste synlige beviset på at vi har en atmosfære. Klar luft er en blanding av mange usynlige gasser. En av disse gassene er vanddamp². Hvis lufta avkjøles til doggpunktet, vil vanddampen kondensere til skyer. Avkjølingen skjer vanligvis ved at lufta begynner å stige. Hvis lufta som stiger inneholder mye vanddamp, trenger den ikke å stige mye før det dannes skyer. Når det er lite vanddamp i lufta, kan den stige flere tusen meter uten at det dannes skyer. Skyer kan altså karakteriseres etter høyden. Skyhøyden er avstanden fra havnivå opp til skybasis dvs. undersiden av skya:

høye skyer	over 5000 meter
mellomhøye skyer	2000 til 5000 meter
lave skyer	under 2000 meter

Dette er grensene som brukes i Norge. Nærmere ekvator der atmosfæren er tykkere, vil grensene forskyves noe oppover. Skyenes tykkelse - avstanden fra skybasis til toppen av skyene - varierer mye. Utseendet er også forskjellig, men det er visse karakteristiske trekk som skyldes luftbevegelsen i og rundt skyene (se Skyatlas og figur 4.1).

Historisk boks

Luke Howard (1772-1864)

Alle skytypene har et norsk navn som beskriver skyenes utseende. Slik er det på alle språk og slik var det allerede i antikken. Den greske filosofen Theophrastus (372-287f.Kr.) beskriver noen skyer som «saeuull». Engelskmannen Luke Howard var alt fra ungdommen svært interessert i skyer. Som voksen flyttet han til London og arbeidet som farmasøyt. Han ble medlem av en naturvitenskapelig forening der han holdt foredrag om skyer. I sin *Essay on the Modification of Clouds* (1803) skrev han: «Skyer som endrer seg, er en god synlig indikator på årsakene til endringer i atmosfæren» - en kunnskap som står seg den dag i dag. Han viste at skyer kunne klassifiseres i forskjellige typer. Han brukte latinske ord:

<i>cumulus</i>	for heap	(haug)
<i>stratus</i>	for layer	(lag)
<i>cirrus</i>	for hair/curl	(hår/krøll)
<i>nimbus</i>	for rain	(regn)

På mellomhøye skyer brukte han prefikset *alto-*, som egentlig betyr «høy» (*high*). Disse fem ordene i kombinasjon beskriver de ti skytypene. Været kjenner ingen landegrenser. Derfor har meteorologene behov for et presist felles skyspråk akkurat som botanikerne har sin latinske plantesystematikk etter Carl von Linné (1707-1778). Howards inndeling har blitt stående. Den brukes den dag i dag over hele verden.

² I denne boka brukes «vanddamp» om usynlige H₂O-gass. I dagligtalen brukes begrepet også om «tåken» vi ser over en kokende kjele. Tåke er mikroskopiske vanndråper som svever. Se boksen Litt vannfysikk.

Skyatlas kan hentes i farger fra naturfag.no (Naturfagsenteret).



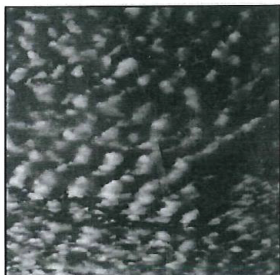
Makrellsky
Cirrocumulus, Cc



Fjærsky
Cirrus, Ci



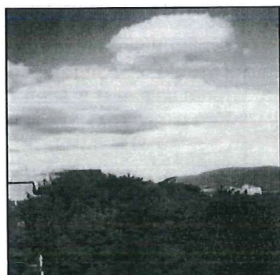
Slørsky
Cirrostratus, Cs



Ruklesky
Alto cumulus, Ac



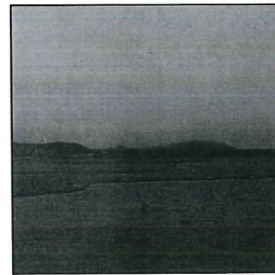
Lagsky
Altostratus, As



Haugsky
Cumulus, Cu



Buklesky
Stratocumulus, Sc



Tåkesky
Stratus, St



Bygesky
Cumulonimbus, Cb



naturfag.no

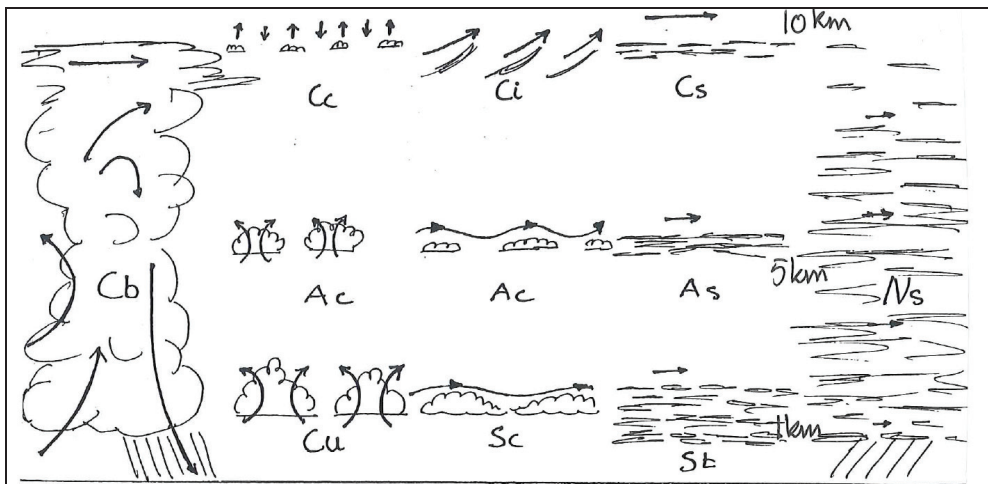
Kilde:
www.victoriaweather.ca
asd-www.larc.nasa.gov/SCOOOL



Nedbørskylag
Nimbostratus, Ns

Inndeling av skyer etter høyde og utseende gir opphavet til ti hovedtyper av skyer (se Skyatlas). Ofte kan flere skytyper opptre samtidig på himmelen. Det er heller ikke alltid så lett å se om skyer er lave eller mellomhøye.

Tabell 4.1. De 10 hovedtypene av skyer fordelt på hovedgrupper etter høyde på skybasis. Venstre kolonne i Skyatlas: noen/mange frittstående skyer. Høyre kolonne i Skyatlas: helt sammenhengende skyedekke. Midtre kolonne i Skyatlas: overgang/mellomting.		
Navn (kode)	Norsk navn	Skybasis/skyhøyde (km)
<i>Høye skyer (C_H):</i> cirrocumulus (Cc) cirrus (Ci) cirrostratus (Cs)	makrellsky fjærsky slørsky	Øverste rad i Skyatlas 5 - 8 5 - 8 5 - 8
<i>Mellomhøye skyer (C_M):</i> altocumulus (Ac) altostratus (As)	ruklesky lagsky	Andre rad i Skyatlas 2 - 5 2 - 5
<i>Lave skyer (C_L):</i> cumulus (Cu) stratocumulus (Sc) stratus (St)	haugsky buklesky tåkesky	Tredje rad i Skyatlas <2 <2 <2
<i>Nedbørskyer</i> cumulonimbus (Cb) nimbostratus (Ns)	bygesky nedbørskylag	Nederste rad i Skyatlas <2 <2



Figur 4.1. Inndeling av skyer etter høyde og utseende som i Skyatlas. Pilene viser luftbevegelsen i og rundt skyene. Luftbevegelsen er en av hovedårsaken til skyenes utseende. Den andre er om det er isskyer, eller vannskyer.

Litt vannfysikk

Stoffet H_2O finnes i alle *faser* i atmosfæren:

Fast form: Is finner vi som små iskrystaller i skyer (bilder fra bing.com/images) eller snøflak hvis flere krystaller er heftet seg sammen. Hagl er også is – en isklump.

I is er vannmolekylene heftet sammen i sekskantstrukturer (bilde) fordi den positive H-siden tiltrekkes av den negative O-siden hos nabomolekylet (hydrogenbinding, bilde).

Flytende form: Vann finner vi som mikroskopiske skydråper som svever i skyer og tåke eller som regndråper. I vann er molekylene helt fri eller henger sammen i korte kjeder når temperaturen er lav.

Gass form: Vanndamp er frie molekyler med stor avstand. Mengden vanndamp (H_2O) i atmosfæren varierer mellom 0 og 2,5%. Atmosfæren er en blanding av flere gasser, mest ca.78% nitrogen (N_2) og ca.21% oksygen (O_2) i en tørr atmosfære.

Faseoverganger

Smelting skjer når is ved $0^{\circ}C$ tilføres varmeenergi. Energien brukes til å rive opp sekskantstrukturen så vannmolekylene kan bevege seg i forhold til hverandre.

Frysing er motsatt prosess. Her må de fri vannmolekylene avgi energi dvs. bremses, så de klarer å hekte seg sammen. Det skjer vanligvis ved $0^{\circ}C$, men skydråper og regndråper kan ha mye lavere temperatur. Da er de *underkjølt*.

Fordampning skjer når vann får tilført energi. Energien brukes til å gi molekylene så stor fart at de river seg løs fra vannflaten. Avstanden mellom vannmolekylene blir mye større enn i vann.

Kondensasjon skjer når vanndamp avkjøles for eksempel når det dannes dugg i graset. Kondensasjon skjer også når de mikroskopiske skydråpene dannes i vannskyer (lave skyer, tabell 4.1). Ved kondensasjon avgis like mye energi som ble brukt til fordampning. Molekylene må bremses for å komme nærmere hverandre.

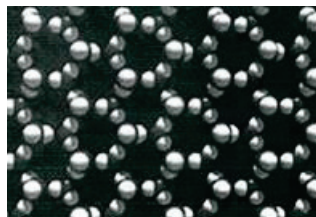
Sublimasjon er når H_2O går direkte fra gass form til fast form. Det skjer for eksempel når det dannes rim på et gjerde (bilde). Sublimasjon skjer også når det dannes de mikroskopiske iskrystallene i isskyer (høye skyer, tabell 4.1).



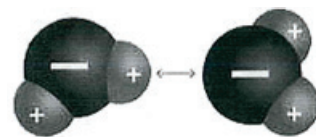
Iskrystall



Iskrystall



Sekskantstruktur i is



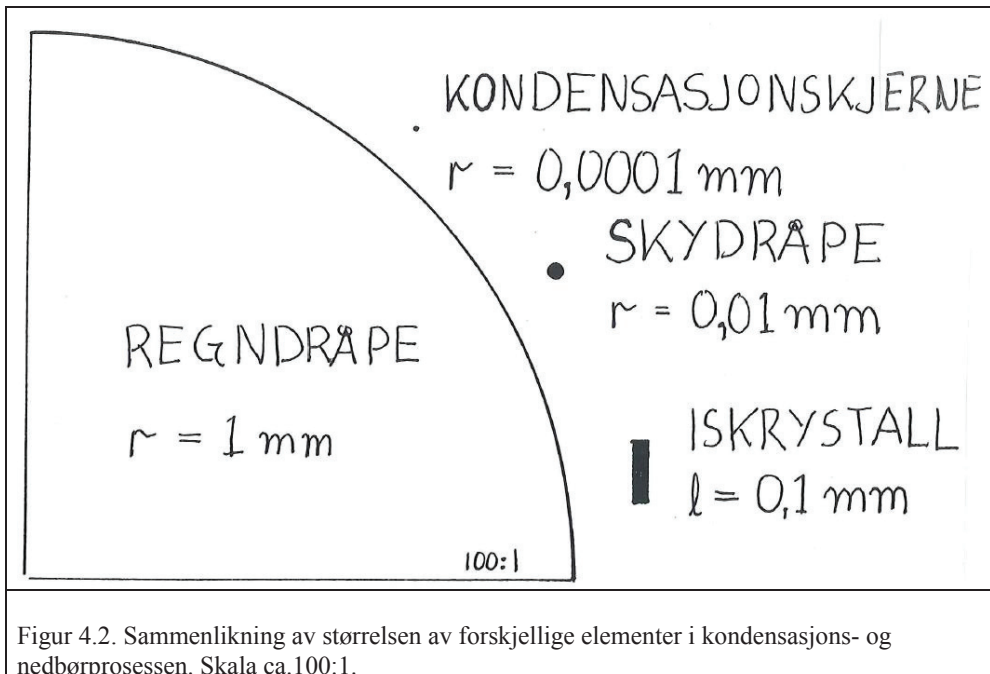
Hydrogenbinding



Rim på et gjerde

4.2 Hva er skyer laget av?

Skyenes høyde og utseende forteller oss mye om hva de inneholder og hvilke temperaturer det er der de dannes. Tåke er en sky i bakkehøyde. I tåke kommer det noen ganger nedbør som yr. Det kan også være tåke uten yr. Når vi går ute i tåke, blir klærne fuktig selv om det ikke yrer. Årsaken er at tåke og skyer består av et enormt antall mikroskopiske vanndråper som er så lette at de svever i lufta. Typisk tall for haugskyer (cumulus) er fra 10 til 200 dråper i hver kubikkcentimeter (dvs. størrelsen av en sukkerbit). Hver skydråpe er omkring én hundredels millimeter (10 mikrometer) i radius (figur 4.2). Hver dråpe er dannet ved kondensasjon på én kondensasjonskjerne (figur 4.2). Kjernene er mindre enn 0,1 mikrometer. De kan være støvpartikler, saltpartikler fra havet eller andre faste partikler som svever i lufta.



Figur 4.2. Sammenlikning av størrelsen av forskjellige elementer i kondensasjons- og nedbørprosessen. Skala ca.100:1.

Vann fryser vanligvis ved 0°C . Når vann er helt rent og ikke er i kontakt med faste partikler (frysekjerner), kan det kjøles ned til -30°C eller enda lavere før det fryser. Vi sier at vannet er underkjølt. I lufta der skyene dannes, er det få frysekjerner. Det betyr at skyer kan bestå av mikroskopiske skydråper selv om det er mange kuldegrader. Når et fly flyr gjennom en slik kald vannsky, hender det at de underkjølte skydråpene fryser til et ispanser på vinger og flykropp.

Lave skyer består vanligvis utelukkende av mikroskopiske vanndråper fordi temperaturen sjelden er så lav at dråpene fryser. De er altså rene vannskyer. Lave skyer som ikke dekker hele himmelen, har ofte skarpe konturer f.eks. haugskyer (cumulus). Årsaken er at vinden ikke klarer å trekke med seg de strømlinjeformede og glatte skydråpene så lett. De holder seg samlet.

Høye skyer er rene isskyer fordi temperaturen er så lav at det ikke lenger er mulig å underkjøle skydråpene selv uten frysekjerner. Vanddampen i lufta kondenserer direkte til iskrystaller. Iskrystaller har forskjellig form. Typiske iskrystaller i høye skyer er en tiendedels

millimeter lange (100 mikrometer) isnåler (figur 4.2). Det er bare omkring 10 iskrystaller i hver kubikkcentimeter. Rene isskyer har et raggete utseende fordi vinden trekker de asymmetriske iskrystallene med seg. Konturene på isskyer f.eks. fjærskyer (cirrus) blir ikke like skarpe som hos vannskyer.

Mellomhøye skyer er ofte rene vannskyer nederst. Oppover er temperaturen lavere enn -10°C . Der er det ett og annet iskrystall blant alle skydråpene. Jo lavere temperatur dess flere iskrystaller. Ved -15°C vil normalt én skydråpe pr. kubikkcentimeter ha frosset til ett iskrystall. Ved -30°C vil det bare være iskrystaller. De delene av skyene som ligger i området -10°C til -30°C er altså blandingskyer. Så lenge skyene domineres av dråper, vil konturene være skarpe f.eks. ruklesky (altocumulus).

4.3 Skytyper

Høye skyer

Makrellskyer (cirrocumulus Cc) er relativt uvanlige skyer. De viser seg ofte samtidig med slørskyer og fjærskyer. De er helt hvite og er satt sammen av meget små dotter eller baller ordnet i et mønster som skinnnet på en makrell. Makrellskyer består nesten utelukkende av iskrystaller og er så tynne at sola og månen synes gjennom skylaget. De kan være vanskelig å skille fra høye, tynne rukleskyer (lammeskyer).

Fjærskyer (cirrus Ci) er enkeltstående veldig hvite. De består av iskrystaller som trekkes med av vinden. Derfor ser de ut som tynne fibre, tråder eller hår. Noen ganger trekkes de opp så de ser ut som meier eller fiskeben - derav navn som meieskyer og fiskebenskyer. Hvis de danner flak, kan de sløre til sola så mye at solranda blir utydelig.

Slørskyer (cirrostratus Cs) er et tynt hvitt slør av iskrystaller. Sola eller månen er klart synlig gjennom et slørskylag. Det kan gi ring rundt sola eller månen - et kjent tegn på kommende uvær fra folkemeteorologien. Slørskyer dannes ved at fuktig luft på bred front heves langsomt skrått oppover til store høyder og avkjøles.

Mellomhøye skyer

Rukleskyer (altocumulus Ac) opptrer ofte i flak satt sammen av enkeltstående skiver, baller, helleliknende smådeler eller valser. Noen ganger danner de mønstre som ser ut som lammeull - derav navnet lammeskyer. De kan ha grå skyggepartier, men er hovedsakelig hvite. Høyde, utseende og tykkelse varierer mye. Rukleskyer består for det meste av mikroskopiske, underkjølte vanndråper, men kan også inneholde iskrystaller. De gir ikke nedbør. Rukleskyer og lagskyer går ofte over i hverandre.

Lagskyer (altostratus As) er flate skyer som er tykkere enn slørskyer. Solskiva er så vidt synlig gjennom. Tykkelsen gjør at de har en mer eller mindre grå eller blåaktig fargetone. I øvre del har de iskrystaller som slørskyer, i lavere deler også mikroskopiske vanndråper, mens nedre del av skylaget kan ha større skydråper og snøstjerner. Tykke lagskyer kan gi nedbør eller være en overgang til eller fra nedbørskylag. Lagskyer dannes ved langsom og jevn heving av fuktige luftmasser over store områder. Det kan være vanskelig å se forskjell på lagskyer og tåkeskyer.

Lave skyer

Haugskyer (cumulus Cu) er enkeltstående, tette skyer som vokser oppover. Vanligvis har de skarpe konturer og vannrett skybasis. I sollyset er de klart hvite. Når de vokser, kan de få blomkålliknende utvekster - blomkålskyer. De består hovedsakelig av mikroskopiske

vanndråper, og gir sjelden nedbør på våre breddegrader. Derfor har de kjelenavnet godværsskyer når de er små. De kan imidlertid utvikle seg videre til bygeskyer.

Bukleskyer (stratocumulus Sc) er meget vanlige skyer. Bukleskyer er lag eller flak av baller, ruller eller valker som dekker hele himmelen. De er overveiende vannskyer, men kan ved lave temperaturer ha noen iskrystaller. Bukleskyer gir vanligvis ikke nevneverdig nedbør. De er ofte overgangsformer fra lagskyer, nedbørskylag eller tåkeskyer.

Tåkeskyer (stratus St) er et jamnt, ullent, grått eller lysegrått skylag som består av spesielt små vanndråper. Tåkeskyer gir aldri mer enn ubetydelig nedbør. Da som yr. De dannes når luft avkjøles i lavere lag eller når tåka løfter seg fra bakken – «tåke i høyden». Tåkeskyer skiller seg fra bukleskyer ved sin konturløse underside.

Tykke skyer gjennom flere nivåer, nedbørskyer

Bygeskyer (cumulonimbus Cn) er skyer som har utviklet seg videre fra haugskyer. De har store dimensjoner, og må derfor sees på avstand for å gi inntrykk. I bunnen er de rene vannskyer med skarpe konturer. Toppen ligger så høyt og kaldt at der er det bare iskrystaller. Toppen har et raggete utseende som ofte brer seg med vinden ut til siden og ser ut som en ambolt. Skyene gir nedbør selv om de ikke er fullt utviklet, og kan fortsette å regne til det bare er igjen små skyrester. I indre strøk av Sør-Norge gir de nok så hyppig torden - tordenskyer – og hagl om sommeren. På Vestlandskysten er torden vanligst om vinteren og skyldes ustabil polarluft. I Nord-Norge dannes det sjelden tordenskyer.

Nedbørskylag (nimbostratus Ns) er et mer eller mindre mørkt, grått skylag - sløret og formløst av jamnt fallende nedbør. Sola er usynlig. Under nedbørskylaget ligger det svært ofte lave, sundrevne skyer. Deler av nedbørskylaget består av små svevende iskrystaller og mikroskopiske vanndråper. I bunnen faller snøflak eller regndråper ut som nedbør. Nedbørskylag er gjerne vidstrakte skyer som dannes ved langsom og jevn heving av fuktige luftmasser på bred front.

4.4 Hvorfor blir det skyer?

Skyforholdene varierer mye fra dag til dag og sted til sted i Norge. Loppa har normalt flest døgn i året med overskyet vær: 227 døgn. Ikke langt unna er Skibotn med flest skyfri døgn i året: 88 døgn.

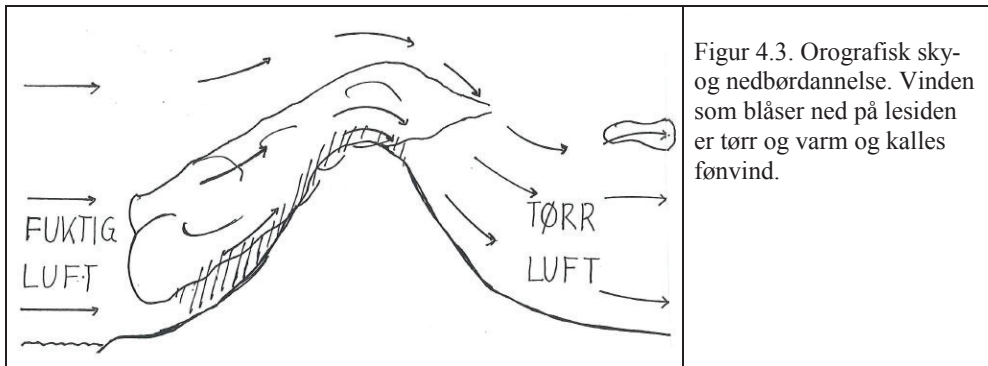
Luft inneholder litt vanndamp. Skyer dannes når lufta avkjøles til doggpunktet slik at vanddampen kondenserer. Det kan skje på toppen av lokale bølger eller rotasjonsbevegelser i atmosfæren (figur 4.1). Der får vi makrellskyer (cirrocumulus), rukleskyer (altocumulus) eller bukleskyer (stratocumulus) avhengig av høyden.

Som oftest skjer skydannelse ved at luft stiger i større områder som i lagskyer (cirro-/alto-/nimbostratus) (fra latin *stratus* «lag»). Når vi kommer høyere opp i atmosfæren, er trykket laver. Trykket skyldes vekten av den lufta som befinner seg over oss. I 5000 meters høyde er trykket bare halvparten av lufttrykket ved bakken. Hvis vi tenker oss at luft stiger som en ballong i atmosfæren, vil den stadig utvide seg fordi trykket synker. Energien til å gjøre dette utvidelsesarbeidet må tas fra lufta selv. Temperaturen i lufta synker. Når det ikke er skyer eller tåke, vil lufta avkjøles ca. 1 grad for hver 100 meter den stiger. Når lufta er avkjølt til doggpunktet er den mettet. Da vil vanddampen i lufta kondensere. Selv i den reneste luft er det alltid nok kondensasjonskjerner til at kondensasjonen begynner i det øyeblikket

doggpunktet nås. Vanligvis er det mellom 100 og 1000 kjerner pr. kubikkcentimeter («sukkerbit»). Typisk størrelse for kondensasjonskjerner er én titusendels millimeter (0,1 mikrometer) (figur 4.2). De kan være faste partikler fra naturen eller menneskelig aktivitet. De mest aktive kondensasjonskjernene er saltpartikler som virvles opp av vinden når bølger bryter på havet. Uansett hva kjernene er - det dannes skyer når vanddampen i lufta kondenseres. Ved kondensasjon frigjøres varmeenergi. Derfor vil luft som er mettet av vanddamp bare avkjøles 0,6 grad for hver 100 meter den stiger. Det er stort sett tre prosesser som får lufta til å stige slik at det kan dannes skyer:

1. Orografisk skydannelse

Luftstrømmer som tvinges til å stige fordi de må over høydedrag eller fjell (figur 4.3) kalles orografi eller orografisk heving (fra gresk *oro* «fjell, berg» og *grafein* «skrive» dvs. «fjellbeskrivelse»). Her vil lufta avkjøles og vanddampen i lufta kan kondensere. Det dannes lagskyer (altostratus), tåkeskyer (stratus) og noen ganger nedbørskytag (nimbostratus). Orografi er hovedårsaken til at steder på Vestlandet får meget store nedbørmengder. På den andre siden av Langfjellene synker luftstrømmene, som nå er blitt tørrere, ned og varmes opp fordi trykket stiger. Skyene begynner å fordampe og nedbøren opphører. Øst for Langfjellene ligger de stedene på Østlandet som er i den såkalte regnskyggen eller nedbørskyggen.

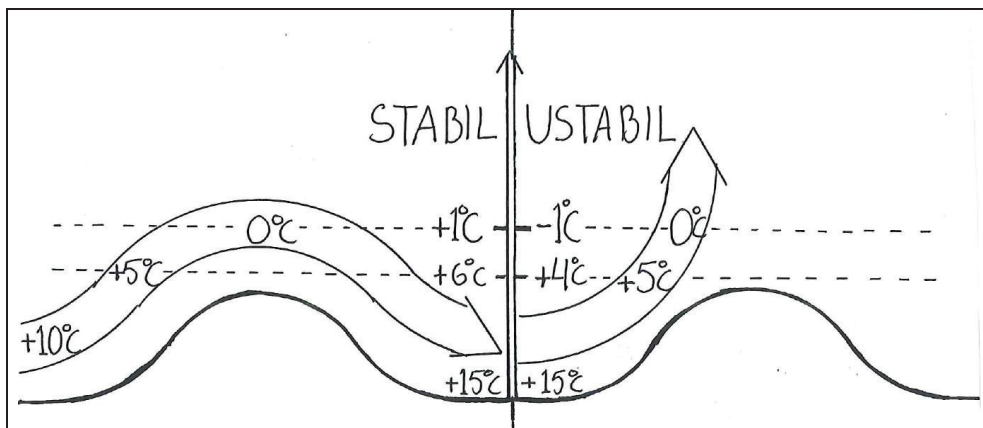


Figur 4.3. Orografisk sky- og nedbørdannelse. Vinden som blåser ned på lesiden er tørr og varm og kalles fønvind.

2. Skydannelse i ustabil luft

Orografi kan tvinge luft til å stige. Det samme kan varmetilførsel. På en solskinnsdag vil bakken bli oppvarmet, mest der det er mørke farge. Bakken vil så varme den nærmeste lufta. Den varme lufta har mindre tetthet enn den kalde lufta som ligger over. Varmlufta vil stige som en ballong og «hullet» erstattes av luft fra siden eller kald luft ovenfra. Vi har sett at temperaturen i «ballongen» synker med 1 grad for hver 100 meter den stiger så lenge det ikke dannes skyer. Hvis lufta i ballongen er varmere enn omgivelsene etter å ha steget litt, vil den fortsette å stige. Nye «ballonger» av varmluft vil følge etter. Vi sier at atmosfæren er ustabil (figur 4.4 høyre, tordensky figur 6.4). Andre ganger er atmosfæren oppover relativt varm. Da vil lufta i «ballongen» være kaldere enn omgivelsene. Ballongen synker tilbake. Da sier vi at atmosfæren er stabil (figur 4.4 venstre).

Hvis den oppstigende lufta avkjøles tilstrekkelig, vil det dannes haugskyer (cumulus). Disse kan utvikle seg videre til bygeskyer (cumulonimbus) hvis lufta er ustabil videre oppover i atmosfæren. Blir skyene tykke nok, kan de gi hagl og tordenvær. Hvis derimot lufta er stabil i høyden, stopper utviklingen med små haugskyer - godværsskyer. Haugskyer og bygeskyer har flat skybasis fordi kondensasjonen skjer ved samme temperatur og dermed samme høyde, i et større område.



Figur 4.4. venstre. I en stabil atmosfære vil luft som begynner å stige, falle tilbake fortest mulig. Den er kaldere enn omgivelsene (0°C mot $+1^{\circ}\text{C}$), og da har den større tetthet (tyngde) enn omgivelsene.

Figur 4.4. høyre. Hvis temperaturen i atmosfæren synker hurtig med høyden, vil luft som begynner å stige, fortsette å stige, fordi den er varmere enn omgivelsene (0°C mot -1°C). Da har den mindre tetthet (tyngde) enn omgivelsene. Atmosfæren er ustabil.

Ustabilitet vil forsterke effekten av orografi (figur 4.3 og 4.4 høyre) og øke sjansen for nedbør. Dette er ofte tilfelle langs den norske vestkysten og andre vestkyster. Stabiliteten i atmosfæren er altså meget avgjørende for sky- og nedbørutvikling. Derfor sjekker meteorologene ikke bare temperaturen ved bakken. På noen målestasjoner sender de opp såkalte radiosonder – helium- eller hydrogenballonger med måleinstrumenter som sender observasjoner tilbake til en spesiell radiomottaker. Når meteorologene tegner atmosfærens temperaturprofil, kan de raskt avgjøre hvor lufta er stabil og ustabil.

3. Skydannelse ved varmfront og kaldfronter

Ved en varmfront (figur 8.4 og 8.5) beveger varmlufta seg fortere enn kaldlufta. Her vil varm luft som er lettest, skli opp over den kalde lufta. Under denne prosessen vil varmlufta stadig avkjøles. Da kan det dannes skyer. Høyest oppe vil det være fjærskyer (cirrus) og slørskyer (cirrostratus). Lenger nede på fronten dannes det etter hvert lagskyer (altostratus). Lengst nede kan det etter ei tid dannes tåkeskyer (stratus) og et nedbørskylag (nimbostratus) som kan gi nedbør over store områder.

Ved en kaldfront (figur 8.4 og 8.5) beveger den kalde lufta seg hurtigst og siger inn under den varme, slik at varmlufta presses opp. Da kan det dannes haugskyer (cumulus) og bygeskyer (cumulonimbus). Hvis kaldlufta som rykker fram bak fronten, er ustabil, vil det dannes samme type skyer også bak fronten også. Vi kan få bygevær.

4.5 Hvorfor faller ikke skyene ned?

Skyer dannes ofte i oppstigende luft. Når vanndamp i lufta avkjøles på vei oppover, kondenserer den til mikroskopisk skydråper. Da frigjøres det litt varmeenergi. Lufta tett inntil skydråpene varmes litt opp. Dråpene er da inni mikroskopiske «varmluftballonger» som svever eller stiger fordi tyngdekraften ikke er stor nok til at skydråpene faller nedover.

4.6 Hvorfor er skyene hvite eller grå?

Spredning er det optiske fenomenet som kan gi svar på hvorfor skyene hvite eller grå. Spredning skyldes at lyset skifter retning når det går gjennom et medium med mikroskopiske partikler som for eksempel skydråper og iskrystaller. De har en radius på fra 1 til 50 mikrometer. Dette er partikler som er fra ca. 10 til 100 ganger større enn bølgelengdene for sollyset. Hver partikkel virker nærmest som et lite speil. Solstrålene går inn skya i samme retning, men kommer ut i vill uorden. Skya er hvit. Hvit er en blanding av alle farger. Vi kan ikke lenger se sola selv om mye av lyset kommer ut. Hvis skya er tykk, ser den grå ut. Grå er det samme som hvit, men med mindre lysstyrke. I tykke skyer spres mer av lysets inne i skya og oppover.

Spesialist boks

Stabilitet og radiosonedediagram

Stabiliteten i atmosfæren er meget avgjørende for sky- og nedbørutvikling. Ustabilitet vil forsterke effekten av orografi (figur 4.3 og 4.4 høyre), soloppvarming (figur 6.4) og frontutvikling (figur 8.5). Ustabilitet øker sjansen for nedbør. Derfor sjekker meteorologene ikke bare temperaturen ved bakken. På noen målestasjoner sender de opp såkalte radiosonder – helium- eller hydrogenballonger med måleinstrumenter - som sender observasjoner tilbake til en spesiell radiomottaker.

Meteorologene tegner atmosfærens *temperaturprofil* (heltrukket graf) i et radiosonedediagram (under). *Fuktighet* angis med doggpunkttemperatur (stiplet graf). *Trykk* i hPa (hectoPascal, horisontale linjer ut fra venstre y-akse) som tilsvarer målenheten mb (millibar). 500hPa er ca. 5000m oppe. *Temperatur* i °C (skrå linjer til høyre y-akse og øvre x-akse; 0°C, -40°C og -80°C er markert). I normal-troposfæren synker temperaturen i gjennomsnitt 0,65° for hver 100m.

Der grafene for temperatur og duggpunkttemperatur faller sammen, er luften mettet. Der er det skyer/skylag.

Der horisontal avstand (i samme trykk/høyde) mellom duggpunkt og temperatur er stor, er luften tørr (umettet). På dette diagrammet er luften stort sett tørr hele veien, bortsett fra et lite område +/-950hPa.

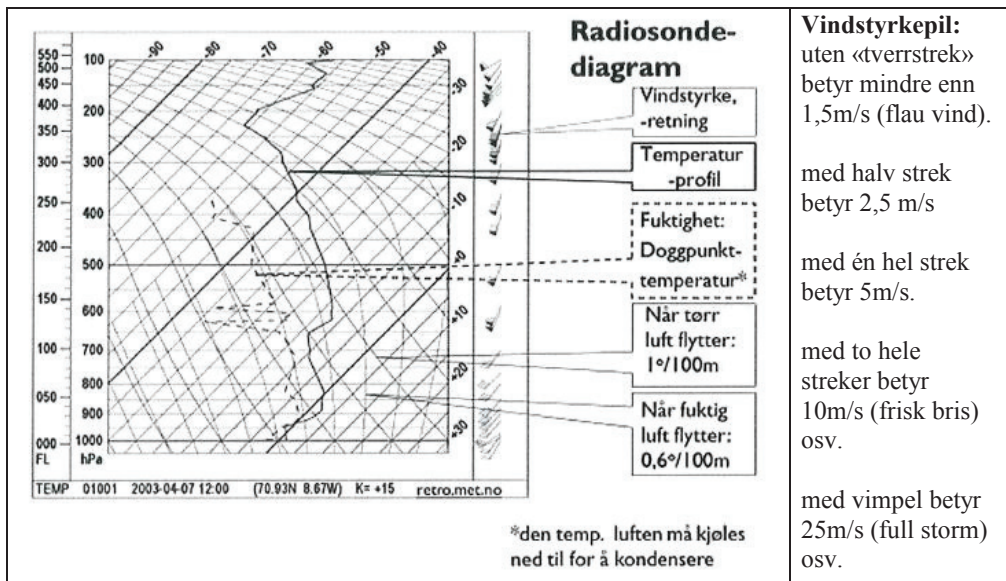
Stabiliteten er avhengig av hva som skjer hvis en luftpakke stiger:

Der det ikke er skyer (luften er umettet), synker temperaturen 1,0° for hver 100m den stiger.

Der det er skyer (luften er mettet), synker temperaturen bare 0,6° for hver 100m den stiger fordi det avgis varme ved kondensasjon.

Ett eksempel og en utfordring med umettet (tørr) luft i diagrammet under:

1. Hvis en «luftpakke» i koordinaten (650hPa, -13°C) på temperaturprofilen stiger til 600hPa, blir temperaturen i pakken -20°C, mens omgivelsene har -13°C. Luftpakken er kaldere og derfor tyngre enn omgivelsen, og vil falle tilbake: Luften er stabil.
2. Er det noe sted med koordinat (xhPa, -y°C) på temperaturoprofilen der en «luftpakke» stiger til koordinat (zhPa, -v°C) som er høyere enn omgivelsene (-w°C)? I så fall er luftpakken lettere enn omgivelsen, og vil fortsette å stige som en varmluftballong: Luften er ustabil.



Vindstyrkepil:
 uten «verrstrekk» betyr mindre enn 1,5m/s (flau vind).
 med halv strek betyr 2,5 m/s
 med én hel strek betyr 5m/s.
 med to hele streker betyr 10m/s (frisk bris) osv.
 med vimpel betyr 25m/s (full storm) osv.

Historisk boks

Isaac Newton (1642-1727)

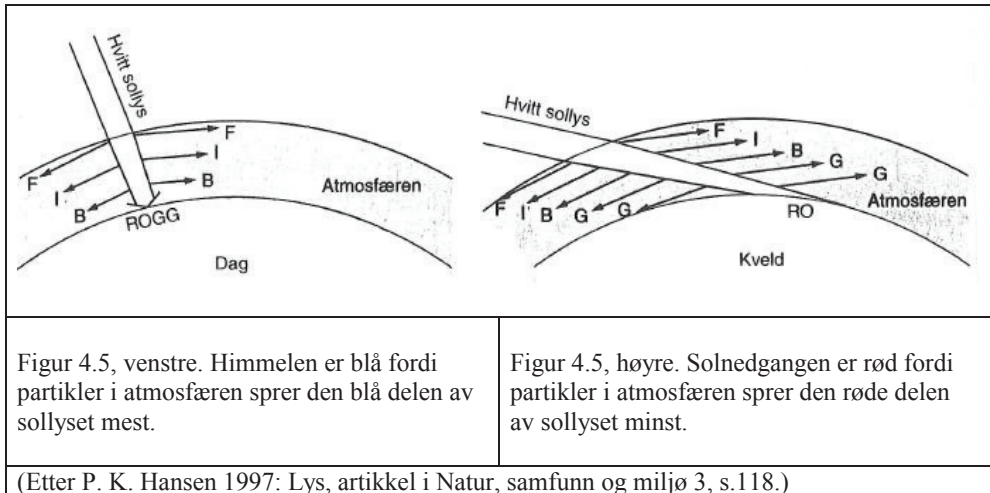
Den engelske fysikeren og matematikeren Isaac Newton er kanskje mest kjent for sine tre matematiske formuleringer av sammenhengen mellom krefter og bevegelse og av gravitasjonsloven. Mange regner hans publikasjon av disse resultatene i 1687, *Philosophiæ Naturalis Principia Mathematica*, som kronen på verket i den naturvitenskapelige revolusjonen. Meteorologer anvender hans bevegelseslikninger direkte i sine datamaskinbaserte værprognoser (se kapittel 11 Moderne værvarsling).

Newton var minst like banebrytende i sine optikkstudier. Alt i antikken visste grekerne at regnbuen skyldtes sollysets brytning i regndråpene. De fikk samme fargebrytning ved å sende sollyset gjennom ei glasskule. I 1666 begynte Newton sine eksperimenter med lysbrytning. I 1671 innførte han begrepet spektrum på det fargebåndet han fikk når man sendte sollyset gjennom et prisme. Han mente at det var sju hovedfarger i spekteret, rød, oransje, gul, grønn, blå, indigo, fiolett - ROGBIF. Disse fargene kan ikke spaltes videre. I 1704 utgav Newton sitt store verk *Optics*, som ga en samlet framstilling av dette feltet i fysikken.

4.7 Hvorfor er himmelen blå?

Partiklenes størrelsesorden avgjør hva slags spredning lyset får. Partiklene i atmosfæren som gir fargespredning er på nanonivå (tusendels mikrometer) - først og fremst gassmolekylene. Det er dessuten en varierende mengde støvpartikler på nanonivå fra ørkenstormer, vulkaner og forurensning. Det er også en del saltpartikler som virvles opp når bølger på havet bryter i sterk vind. Nanopartiklene er mye mindre enn bølgelengdene for sollyset. Da spres den kortbølgete delen av sollyset (fiolett, indigo og blå) mer enn den langbølgete (oransje og rød). Når sola står høyt på himmelen, spres BIF-delen ut i atmosfæren (figur 4.5, venstre). Resten av fargene, ROGG-delen, rekker ikke å spres nevneverdig før sollyset treffer bakken. Derfor ser atmosfæren blå ut - himmelen er blå - når vi ser opp på en klar dag. Sola er gulhvitt.

Ved solnedgang og soloppgang står sola lavt på himmelen. Sollyset må passere gjennom mye mer atmosfære før det når bakken enn midt på dagen. Da er det ikke bare blått som rekker å bli spredt. Også resten av ROGGIBF-en spres noe, men de lengste bølgene oransje og rødt spres minst (figur 4.5, høyre). Når vi ser mot sola på morgen eller kveld, vil den se mer eller mindre rød ut. Når solnedgangen er sterkt rød, er det et tegn på at det er ekstra mye partikler i atmosfæren. Rød solnedgang over byer kan være tegn på menneskeskapt forurensning for eksempel partikler fra forbrenning.



Spesialist boks

Beregninger av skyer

Hva veier ei sky?

Ved bakken veier en kubikkmeter luft 1,2 kilogram ved 15°C. I 5000 meter, der lufttrykket er halvert og temperaturen er -18°C veier den 0,74 kilogram. Skyer er bare en tilstand av atmosfæren. Luften i skyer er mettet av vanndamp. Resten av vanndampen er kondensert til mikroskopiske dråper eller iskrystaller som svever.

En typisk skydråpe har radius er 0,01 millimeter (10 mikrometer). Da blir volumet:

$$V = 4/3 \pi r^3$$

$$V = 4/3 \cdot \pi \cdot (0,01\text{mm})^3 = \text{ca. } 0,000004\text{mm}^3 = 4 \cdot 10^{-6}\text{mm}^3$$

En middels stor haugsky (cumulus) har 100 skydråper pr. kubikkcentimeter. Antallet skydråper i hver kubikkmeter luft blir da:

$$100\text{cm} \cdot 100\text{cm} \cdot 100\text{cm} \cdot 100/\text{cm}^3 = 100000000 = 10^8$$

Det samlede vannvolumet av alle skydråpene i en kubikkmeter sky blir derfor:

$$4 \cdot 10^{-6}\text{mm}^3 \cdot 10^8 = 400\text{mm}^3 = 0,4\text{cm}^3 = 0,0004\text{dm}^3 = 0,0004\text{l}$$

Siden en liter vann veier ett kilogram dvs. 1000 gram, er typisk vanninnholdet 0,4 gram pr.

kubikkmeter i en haugsky. La oss for enkelhet skyld tenke oss at skya er en kilometer i alle retninger. Da blir vekten:

$$1000\text{m} \cdot 1000\text{m} \cdot 1000\text{m} \cdot 0,0004\text{g/m}^3 = 400.000\text{kg} = 400\text{tonn}$$

Tenk da hva som skjer hvis denne haugskya får vokse til en kraftig bygesky (cumulonimbus) som er flere kvadratkilometer i bunnflate og strekker seg 10 kilometer opp.

Vi har valgt en haugsky som eksempel. Typiske tåkeskyer (stratus) har bare drøye halve vanninnholdet 0,25 gram pr. kubikkmeter, mens mellomhøye skyer har typiske verdier ned mot 0,1 gram pr. kubikkmeter.

La oss anta at en kubikkmeter luft i den høyden der de små haugskyene er, veier ett kilogram. Da ser vi fort at vekten av vanndråpene i skya er forsvinnende liten i forhold til vekten av lufta dvs. gassene som dråpene svever i:

$$1000\text{m} \cdot 1000\text{m} \cdot 1000\text{m} \cdot 1\text{kg/m}^3 = 1.000.000.000\text{kg} = 1.000.000\text{tonn}$$

Hvor mange vannmolekyler er det i ei skydråpe?

Vi har sett at en typisk skydråpe er ufattelig liten med volum $4 \cdot 10^{-6}\text{mm}^3$.

Siden en liter vann veier ett kilogram, vil en kubikkcentimeter veie ett gram (10^{-3}kg) og en kubikkmillimeter ett milligram (10^{-6}kg). Ei skydråpe veier da:

$$4 \cdot 10^{-6}\text{mm}^3 \cdot (10^{-6}\text{kg/mm}^3) = 4 \cdot 10^{-12}\text{kg}$$

Det skal altså ikke mye oppdrift til for at skydråper svever. Vannmolekylet (H_2O) består av to hydrogenatomer som hver veier $1,6726 \cdot 10^{-27}\text{kg}$ og ett oksygenatom som veier 16 ganger mer enn et hydrogenatom. Den samlede vekten blir da:

$$(1 + 1 + 16) \cdot 1,6726 \cdot 10^{-27}\text{kg} = \text{ca. } 3 \cdot 10^{-26}\text{kg}$$

En typisk skydråpe på 0,01 millimeter (10 mikrometer) inneholder derfor:

$$4 \cdot 10^{-12}\text{kg} / 3 \cdot 10^{-26}\text{kg} = \text{ca. } 10^{14} = \text{ca. } 100 \text{ billioner}$$

vannmolekyler. Alle disse har slått seg sammen når vanddampen i lufta har kondensert til en skydråpe.

Hvor mye energi frigjøres som varme nå det dannes ei sky på 400 tonn?

Når vanddamp kondenseres, frigjøres like mye energi som det trengtes for å fordampe samme vannmengde. Spesifikk fordampningsvarme for vann er $l = 2259\text{kJ/kg}$, $m = 400.000\text{kg}$.

Energien er:

$$Q = l \cdot m = 2.259.000\text{J/kg} \cdot 400.000\text{kg} = 2,259 \cdot 10^6 \cdot 4 \cdot 10^5 \text{ J} = 9,0 \cdot 10^{11}\text{J} = 0,9\text{TJ}$$

Det tilsvarer oppvarming av 10 eneboliger i ett år! Tenk da hva som frigjøres av varme i en kraftig bygesky (cumulonimbus) som er flere kvadratkilometer i bunnflate og strekker seg 10 kilometer eller mer, opp. En norsk enebolig brukte i gjennomsnitt i 2012 energi 25.000kWh:

$$25.000\text{kWh} = 25.000 \cdot 1000 \text{ J/s} \cdot 3600\text{s} = 90.000.000.000 \text{ J} = 90 \cdot 10^9\text{J} = 90\text{GJ}$$

5 TÅKE

5.1 Når blir det tåke?

Tåke er skyer i bakkenivå. Det er like mange mikroskopiske dråper i tåke som i skyer, men dråpene er gjennomgående mindre. Typisk innhold av vann i dråpeform er 0,1 gram pr. kubikkmeter. Noen ganger er tåke en del av et større skysystem. Andre tåkefenomener er mer lokale:

1. Orografisk tåke

På fjellet kan den tjukke tåka som hindrer eller ødelegger skituren, være tåkeskyer (stratus) og lave lagskyer (altostratus) sett fra dem som er nede i dalen. Skyene er dannet orografisk (figur 4.3).

2. Strålingståke

På kalde klare netter med lite vind avkjøles bakken ved varmeutstråling til verdensrommet. Lufta rett over bakken kan bli så avkjølt at den når doggpunktet og kondenserer. Det dannes tynne tåkeflak eller frostrøyk som etter hvert kan vokse sammen og bre seg vertikalt til sammenhengende tåke. Dalsenkninger, fuktig mark, myrer og åpent vann om vinteren er mest utsatt.

3. Adveksjonståke

Adveksjon (fra latin *advectiō* «føre bortover») er horisontal forflytning av luft. Når mild fuktig luft beveger seg horisontalt over kald mark, kan den avkjøles til doggpunktet. Det dannes tåke. Dette skjer særlig ved værforandring om vinteren.

4. Kyst og havtåke

Slik tåke er en type adveksjonståke som dannes når varm fuktig luft blåser ut over kaldt hav og avkjøles under doggpunktet. På Skagerakkysten er det mest slik tåke om våren, mens det langs kysten i Troms og Finnmark er mest slik tåke om sommeren. En annen type havtåke dannes om vinteren når kald innlandsluft blåser ut over et varmere hav. Vann fordamper fra havoverflata, men kondenserer igjen ved avkjøling i den kalde lufta.

5. Nedbørtåke

Ved nedbør fra nedbørskylag (nimbostratus) før varmfrontpassasjen (figur 8.5), faller regnet gjennom relativt kald luft. Noe av regnet fordamper på veien ned. Den økte luftfuktigheten kan gjøre at kaldlufta når doggpunktet og det dannes tåke eller tåkeskyer (stratus) under nedbørskylaget.

Historisk boks

Titanic

Den beryktede Newfoundlandståka er adveksjonståke. Den dannes når sydvestlige, varme fuktige vinder blåser inn over den kalde Labradorstrømmen som kommer nordfra. Inne i denne tåka lurer isfjellene som er brutt løs fra Grønlands innlandsis og følger havstrømmen. Det var et slik isfjell som verdens største skip Titanic kolliderte med på sin jomfrutur og sank om morgenen 15.april 1912. Over 1500 mennesker omkom.

6 NEDBØR

6.1 Hvorfor regner det?

Noen skyer gir aldri nedbør mens andre kan utvikle seg videre til å gi nedbør i løpet av noen få timer. I utgangspunktet består ei sky av mikroskopiske skydråper, iskrystaller eller ofte en blanding av disse. Innen ei sky er det skypartikler av forskjellig størrelse. Store skydråper har radius 10 mikrometer eller mer (figur 4.2). For at det skal bli regn, må noen få av disse vokse relativt hurtig til regndråper. Radius til en regndråpe er 50 til 100 ganger radiusen til en stor skydråpe. Dermed er volumet opptil 1.000.000 ganger større! Det er altså en dramatisk vekst som trengs. Når dråpene eller iskrystallene har vokst seg store nok, blir de etterhvert så tunge at de begynner å falle mot den oppstigende luftstrømmen inne i skya. Først da kan de klare å forlate skya som nedbør på vei mot bakken. Hvis det er kuldegrader i lufta under skya, faller de som snø. Er det varmegrader smelter de delvis eller helt og faller som sludd, regn eller yr.

Historisk boks

Tor Bergeron (1891-1977)

Lenge tok alle meteorologer det for gitt at skydråpene vokste videre til regndråper pga. fortsatt kondensasjon av vanndampen i lufta. Siden skydråpene svever i luftstrømmen, vil de dessuten kunne slå seg sammen når de kolliderer. Det var først i 1928 at den svenske meteorologen og forskeren Tor Bergeron (figur 10.2 høyre) stilte spørsmål ved denne «evige sannheten». Han rett og slett beregnet den tiden den dramatiske veksten fra skydråpe til regndråper skulle ta (figur 4.2). Da kom han raskt til at dette ville ta mye lengre tid enn det observasjonene viste. Bergeron var en meget viktig forsker i Bergenskolen (se kapittel 10 Historikk). Det ble gjort nitidige skyobservasjoner over lang tid. Han har registrert at høye skyer aldri gir nedbør, og at lave skyer bare gir nedbør hvis de er tykke. Det samme gjelder mellomhøye skyer. Rene isskyer eller rene vannskyer gir altså ikke nedbør. Blandingsskyer kan gi nedbør. De har noen få mikroskopiske iskrystaller og mange underkjølte mikroskopiske skydråper. I slike skyer vokser mikroskopiske iskrystaller (figur 4.2) meget hurtig på bekostning av skydråpene.

Allerede i 1911 hadde den tyske meteorologen og forskeren Alfred Wegener (mer kjent for kontinentaldriftshypotesen som kom i 1912) studert et liknende vanndamp-vann-is fenomen i forbindelse med forklaringen på dannelsen av rim. Bergeron brukte Wegeners teori når han på en skogtur en vinterdag i 1922, prøvde å forklare hvorfor det dannet seg is på greinene på trær som var inni tåkeskyene (stratus) i åssiden. Bergerons første arbeid om nedbørdanning ble innlevert i 1933 og publisert i en liten 17 siders avhandling i 1935. Den tyske meteorologen Walter Findeisen som supplerte teorien i 1938, knyttes også til teoriens navn: Ofte kalt Bergeron-Findeisen prosessen, men noen steder Beregron prosessen eller Wegener-Bergeron-Findeisen prosessen).

Teorien ga støtet til en eksplosiv utvikling av skyfysikken ikke minst drevet av kommersielle ønsker om å lage nedbør fra skyer som normalt ikke ville gitt nedbør. Selv nobelprisvinneren i kjemi 1932 Irving Langmuir, som under krigen forsket på ising på fly, engasjerte seg. Spesielt i de tørre jordbruksområdene i USA er dette av stor interesse. Fly blir brukt til å slippe ned aktive frysekjerner - såkalt *cloud seeding* - på skyer slik at noen skydråper kan fryse til is. Under hopprennet i VM på ski 1966 i Holmenkollen ble metoden brukt for å løse opp tåke. Flyet slapp ut små tørris korn (CO_2 i fast form $-78,5^\circ\text{C}$). Resultatet var at det falt innpå en halv meter snø, men dessverre i hoppbakken ... Etter brøying vant Bjørn Wirkola. Han vant også i normalbakke (Midtstubakken) i samme VM.

Kondensasjon er altså bare en av tre prosesser som må tas med når vi skal forklare hvorfor noen skyer gir nedbør, mens andre ikke gjør det:

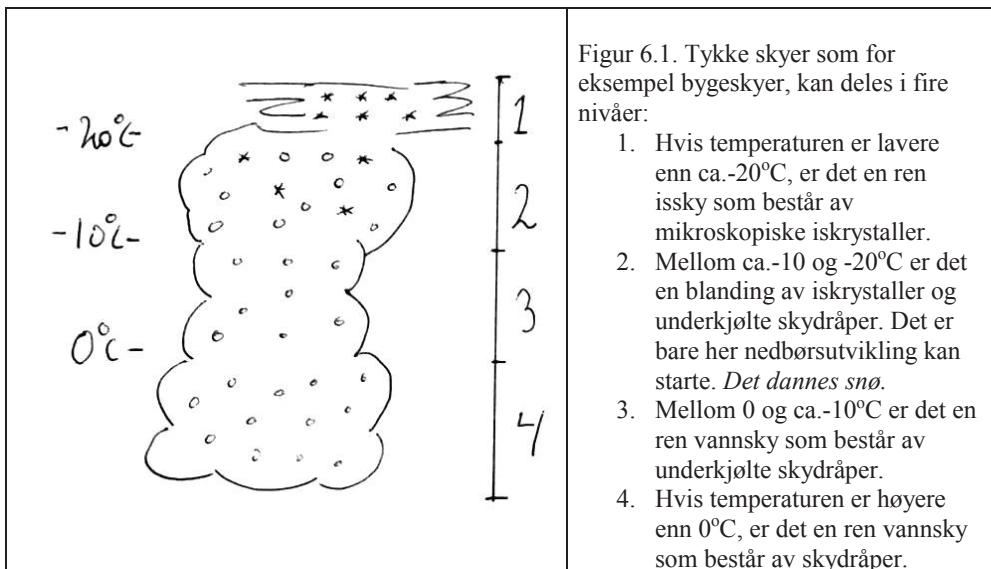
1. Kondensasjonsprosessen

I tropene kan skydråper vokse til regndråper ved kondensasjon av vanddamp kombinert med kollisjonsprosessen (3). Skyene der kan være meget tykke, og rekker noen ganger helt opp til stratosfæren. De kan ha en kraftig oppstigende luftstrøm som gjør at skydråpene får en lang og effektiv vekstperiode inne i skya.

På våre breddegrader er skyene ikke så tykke og temperaturen i lufta er generelt lavere. Derfor vokser ikke skydråpene nok ved kondensasjon og kollisjon alene til å falle ut av skya som nedbør.

2. Tofaseprosessen (Bergeron prosessen)

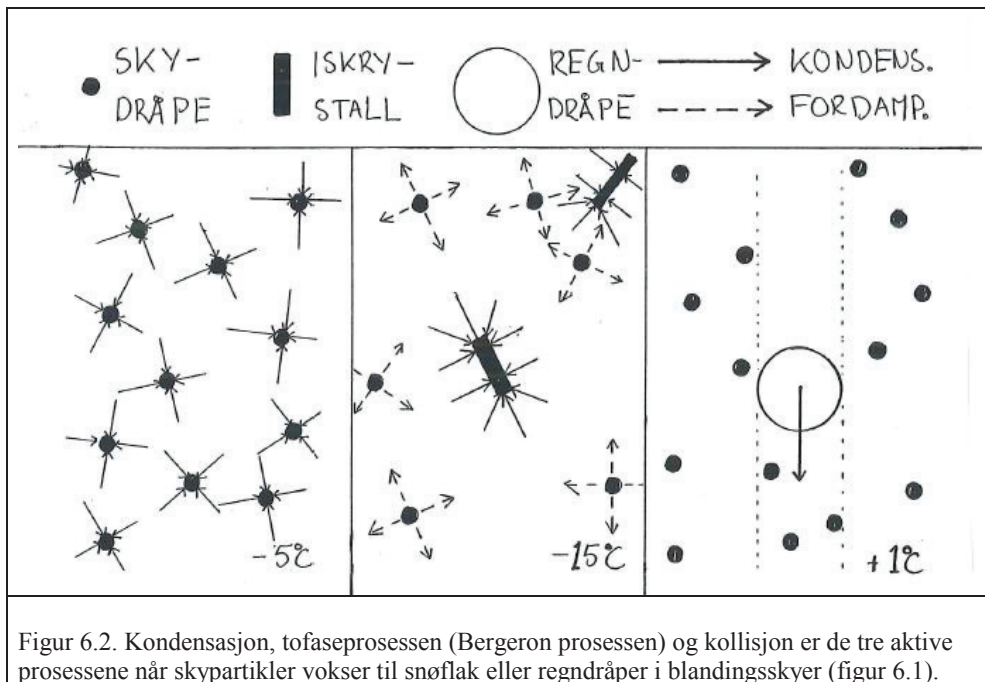
Observasjoner viser at skyer som gir nedbør, må være så tykke at deler av dem er i området mellom ca. -10 og -20°C (figur 6.1 nivå 2). Da har de noen få mikroskopiske iskrystaller blant mengder av underkjølte mikroskopiske skydråper. De er blandingsskyer som inneholder skypartikler i to faser av H_2O : fast og flytende. Under slike forhold vil iskrystallene vokse meget hurtig ved kondensasjon direkte fra vanddampen i lufta, mens vanddråpene fordampner. Det skyldes at luft som er mettet (100%) i forhold til vann, er noe overmettet (110-120%) i forhold til is. I løpet av 10 minutter vil noen iskrystaller kunne vokse fra noen mikrometer til 1 millimeter og dermed begynne å falle mot den oppstigende bevegelsen i lufta. Derfor: *All nedbør starter som snø* på våre breddegrader, også om sommeren! Bergeron prosessen alene er heller ikke effektiv nok til å forklare hele veksten fram til store snøflak eller regndråper. Også denne prosessen må suppleres med kollisjon.



3. Kollisjon

Større dråper og iskrystaller som er tunge nok, vil falle mot den oppstigende luftstrømmen i skya. På sin vei nedover fanger de opp mindre krystallene og skydråpene som de kolliderer med. Hvis temperaturen er høyere enn 0°C , smelter iskrystallene på veien nedover i skya, men

kollisjonene med andre mindre dråper og skydråper fortsetter. Er skya tykk nok (minst 1000 meter) kan iskrystaller og dråpene vokse til snøkrystaller eller regndråper. Er den tynn, blir det bare yr. Snøkrystaller kan hekte seg sammen til snøflak. Nedbør kan fordampe helt eller delvis på veien ned til bakken hvis avstanden er stor.



Figur 6.2 viser de tre prosessene som er virksomme i alle blandingsskyer som er tykke nok. Blandingsskyer kan vi få ved alle de tre skydannelsesprosessene vi har sett på i kapitlet 4 Skyer. Vi har derfor tre nedbørsmønstre:

1. Orografisk nedbør
2. Nedbør i ustabil luft
3. Nedbør ved varmfronter og kaldfronter

Orografisk nedbør er knyttet til åsrygger og fjellkjeder, og blir derfor relativt geografisk begrenset. Bygeskyer er eksempel på nedbørdannelse i ustabil luft. Byger kan ofte være svært lokale. Nedbør ved varmfronter og kaldfronter i forbindelse med de vandrende lavtrykkene, kan derimot dekke mange tusen kvadratkilometer.

Nedbør måles i millimeter (mm). Meteorologens nedbørmåler står to meter over bakken i åpent terreng og er konstruert slik at vind skal få minst mulig effekt på målingene. Nedbør som faller som snø i måleboksen, smeltes før den måles. Noen målestasjoner betjenes manuelt. Andre har automatisk nedbørmåler.

Største årsnedbørnormal er 3575mm i Brekke i Sogn. Der er også største årsnedbør målt i 1990 med 5596mm. Her slår kombinasjonen av orografisk nedbør (figur 4.3) og frontnedbør (figur 8.5) til for fullt. Minste årsnedbørnormal er 278mm i Sjøk, som ligger der tørr luft

kommer ned bak Jotunheimen (figur 4.3), ofte kalt «å ligge i regnskyggen». Minste målte årsnedbør er 124mm i Birtavarre i 1918.

Spesialist boks

Beregninger av nedbør

Hvor mye regn er det egentlig?

Det kommer 1 liter vann pr. kvadratmeter (1m^2) når det faller 1mm regn:

$$V = A \cdot h = 1\text{m}^2 \cdot 1\text{mm} = 1 \cdot (10\text{dm})^2 \cdot 0,01\text{dm} = 1,0\text{dm}^3 = 1,0\text{l}$$

Hver millimeter nedbør tilsvarer altså en én-liters melkekartong med vann på hver kvadratmeter.

En kraftig ettermiddagsbyge ga 15 millimeter regn. Hvor mange liter vann falt det i en hage på ett mål (1000 kvadratmeter):

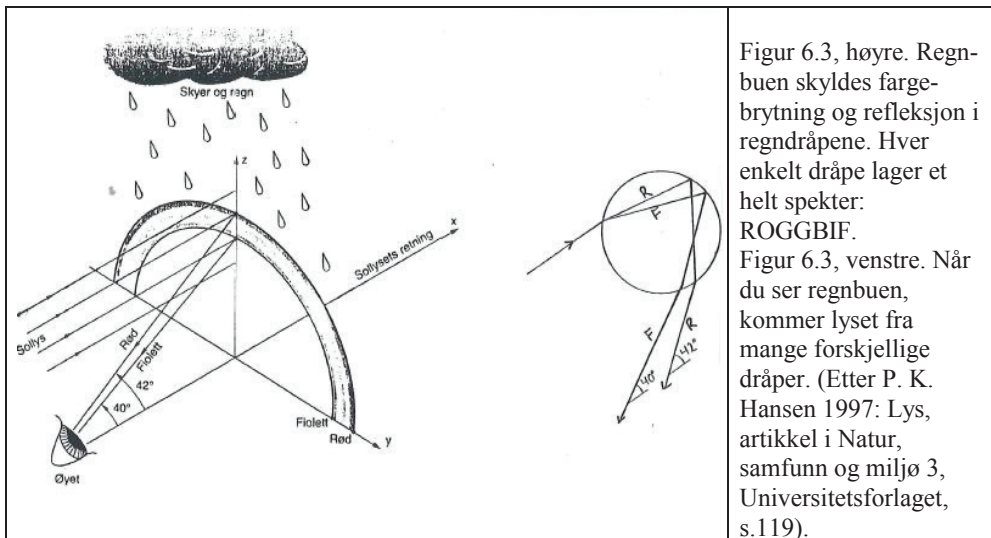
$$1000\text{m}^2 \cdot 0,015\text{m} = 15\text{m}^3 = 15000\text{dm}^3 = 15000\text{l}$$

Siden en liter vann veier ett kilo, vil det altså komme 15 tonn regn i hagen med en kraftig byge.

Hvor mye vann falt det på en fotballbane ved det samme regnværet?

6.2 Hva er regnbuen?

Regnbuen skyldes kombinasjon av fargebrytning og refleksjon i regndråpene (figur 6.3). For å se regnbuen må vi ha sola i nakken, og den blir størst og klarest når sola står lavt om ettermiddagen.



Figur 6.3, høyre. Regnbuen skyldes fargebrytning og refleksjon i regndråpene. Hver enkelt dråpe lager et helt spekter: ROGBBIF.

Figur 6.3, venstre. Når du ser regnbuen, kommer lyset fra mange forskjellige dråper. (Etter P. K. Hansen 1997: Lys, artikkel i Natur, samfunn og miljø 3, Universitetsforlaget, s.119).

Alle dråpene som sender rødt lys mot øyet ligger ca.42° fra sollysets retning mot nakken. De dråpene som sender fiolett ligger ca.40° fra sollysets retning. Mellom rødt og fiolett ligger resten av spekteret ROGBBIF (se Isaac Newton, kapittel 4).

Hvis vi er heldig kan vi se to regnbuer utenfor hverandre. Den ytre er svak og fargene er motsatt i forhold til den indre fordi lyset her reflekterer to ganger inne i dråpa før det går fargebrutt ut.

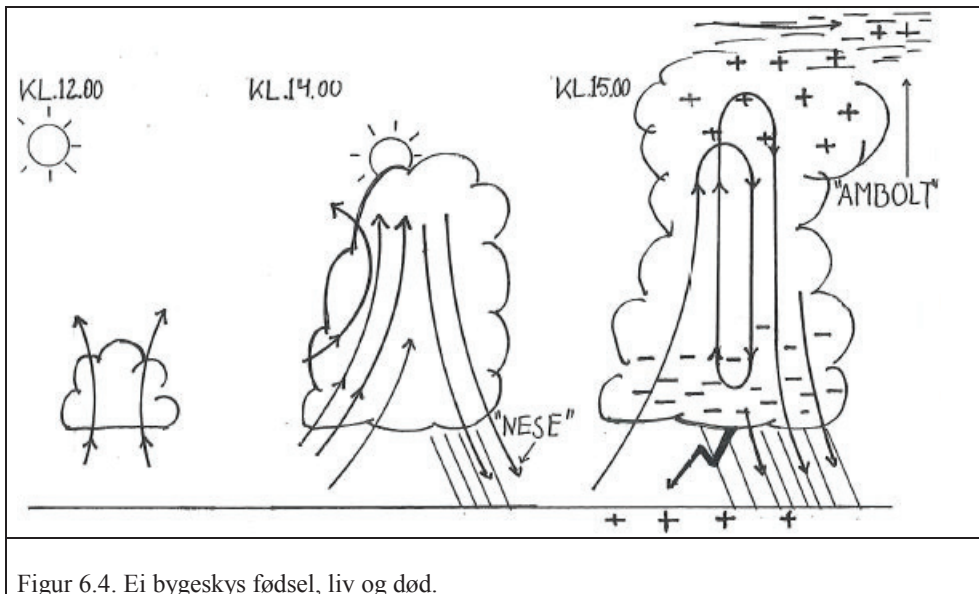
6.3 «Fare for regnbyger, kan hende med hagl og torden!»

Dette er et varsel vi kan hører om sommeren for Agder, Telemark og Østlandet når det er ustabil luft. Etter en klar sommermorgen, blir det skyer ut over dagen. De vokser og gir voldsomme regn- og tordenbyger tidlig på ettermiddagen. Senere på ettermiddagen klarner det opp igjen. Noen ganger tar prosessen bare én time eller to. Figur 6.4 viser fødsel, liv og død til et tordenvær. Vintertordenvær forekommer over hav og langs kysten, fra Lindesnes i sør til Finnmark i nord, men da i forbindelse med fronter.

1. Fødsel

Sola varmer bakken og lufta nær bakken fra tidlig morgen. Varm og fuktig luft stiger opp fra luftlaget nær bakken. Siden atmosfæren høyere opp er ustabil, vil den fuktige lufta fra bakken fortsette å stige, og ny luft følger etter. Lufta avkjøles etterhvert som den stiger. Når den når doggpunktet kondenserer vanddampen til ørsmå skydråper. Det er dannet en liten haugsky (cumulus). Skydråpene er så små og lette at de følger den oppstigende lufta. Haugskya vokser i høyden.

Når vanddampen i den oppstigende lufta kondenserer og det dannes skydråper, avgis det energi tilsvarende den som trengtes for å fordampe samme vannmengde. Denne frigjorte energien varmer opp lufta rundt skydråpene. De er fanget i en liten varmluftsballong. De får oppdrift. Det bidrar til å øke farten på lufta. Haugskyene vokser videre i høyden og bredden. Skydråpene i toppen er etter hvert underkjølt.



Figur 6.4. Ei bygeskys fødsel, liv og død.

2. Liv

Skya vokser stadig i høyden. Når temperaturen er lavere enn ca. -10°C , dannes det noen få små iskrystaller blant skydråpene (figur 4.2). Disse vokser raskt på bekostning av de underkjølte skydråpene (figur 6.2, Bergeron prosessen). Det avgis energi. Derfor er det fortsatt stor fart på den oppstigende lufta. Ganske raskt blir de aller største iskrystallene så tunge at de begynner å falle nedover i noen områder av skya. Det snør! På vei ned kolliderer de med underkjølte skydråper som fryser fast på iskrystallene. De blir enda tyngre. Denne snøen trekker med seg kald luft fra toppen av skya. Det fører til at vi får et område i sky med nedstrømmende kald luft der nedbøren begynte å falle. Når snøen kommer inn i områder med varmegrader (figur 6.1 nivå 4) vil den smelte og falle videre som regn.

Der den første nedbøren faller ut av skya, følger det også med en kald kraftig luftstrøm som når bakken før regnet. Noen kaller denne kalde kraftige vinden som varsler nedbør, for «vindnese». Skya er gått over fra å være en haugsky til å bli en bygesky (cumulonimbus).

Skya er nå delt i to, vertikalt: Et område der den fuktige, varme lufta strømmer opp med stor hastighet, noen ganger opptil 20 meter pr. sekund (kuling). Et annet område der den kalde lufta trekkes med nedover av nedbøren. Videre utvikling kan føre til at skyer slår seg sammen eller vokser i bredden. Skyområdet får flere opp- og nedstrømningsområder. I ekstreme tilfeller kan nedbør som faller, fanges inn av oppstigende luft og gå en eller flere nye runder. Nedbøren vokser hele tiden, men smelter delvis på vei ned og blir iskuler. Når de til slutt faller ut av skya, rekker de ikke å smelte helt på veien til bakken. Vi får hagl med radius fra 3mm til 6-7cm – i Norge sjelden over 1-2cm. Det er målt vekt opptil ca. 1 kg! Store hagl kan forårsake stor skader på vegetasjon, avling, biler, hus – spesielt drivhus.

Hvis toppen av en bygesky er kaldere enn ca. -20°C , består den bare av iskrystaller (figur 6.1 nivå 1). Bygeskyer kan bli mer enn 10.000 meter tykke og temperaturen kan bli lavere enn -40°C i toppen. Toppen kan se ut som en ambolt når vinden drar med seg iskrystallene til siden. Dette kan være et forvarsel om at denne bygeskya kan lyne og tordne. Når hagl på vei ned kolliderer med iskrystallene i skya, blir iskrystallene positive (de avgir noen elektroner) og hagl negativ (de mottar disse elektronene). De positive iskrystallene følger luftstrømmen til toppen. Hagl er mye tyngre og faller til slutt nedover mot skybasis og avgir elektroner underveis. Da blir den nederste delen av skya negativt ladet.

Når skybasis har blitt sterkt negativ ladet i forhold skytoppen, kan det lyne mellom bunn og topp i bygeskyer eller mellom skyer. Bare ca. 20-30% av alle lyn slår ned til bakken. Lynet er en utladning. Det varer bare ca. 1/4 sekund. Strømstyrken i et lyn kan være fra noen tusen til 30.000 ampere. Langs lynet blir det en voldsom oppvarming til 30.000°C . Lufta rundt lynet utvider seg raskt. Umiddelbart etter avkjøles den. Noen mener at tordenbraket er lydbølger som skyldes den raske sammentrekningen av lufta. Andre mener brakket skyldes at lynet går så fort at det går gjennom lydturen som et jettfly. Det blir en serie sjokkbølger i lufta langs lynkanalen som vi hører som torden.

3. Død

Nedbøren og den kraftige avkjølede vinden som følger med, vil etter hvert kutte den oppstrømmende lufta. Uten tilførsel av varm og fuktig luft kan ikke veksten av bygeskya fortsette. Det vil fortsette å regne så lenge det er en blanding av iskrystaller og skydråper i deler av skya. Bygeskya regner seg bort. En annen årsak til at skya kan dø, er at soloppvarmingen avtar utover ettermiddagen. Når bygeskyene forsvinner, er himmelen igjen klar.

Værradar

Forsøk på å bygge radar (*Radio Detection and Ranging*) startet alt i 1904. Den britiske fysikeren Robert Watson-Watts laget tidlig på 1930-tallet en forløper til radaren som kunne lokalisere og avstandsbedømme uværsskyer. Under krigen klarte de allierte å utvikle effektive radarer som kunne oppdage fly og fikk et overtak på tyskerne på dette området. Etter krigen ble igjen radaren satt i meteorologiens tjeneste.

I Florida, USA, er det områder med mer enn 100 dager i året med tordenvær og tilhørende ødeleggelser. For å kunne varsle sikrere, trengtes mer kunnskap. I 1946-47 ble det derfor gjennomført et statlig forskningsprogram *Thunderstorm Project* ledet av Horace R. Byers og Roscoe R. Braham, Jr.. De brukte ti bakkeradarer til å følge ballonger de slapp opp i bygeskyene for å studere luftbevegelsene i og rundt skyene. De brukte dessuten fly som målte vertikalbevegelse, temperatur og fuktighet i mange nivåer i skyene. På grunnlag av innsamlete data presenterte de i 1948 den modellen av bygeskyer som vi har sett på figur 6.4.

Radarer har siden krigen vært brukt rutinemessig til å oppdage og følge uvær. I dag brukes i tillegg doppler-radar som kan fortelle om skyenes hastighet. Der slik utstyr finnes, kan meteorologene nærmest på kilometeren si hvor nedbørområdet befinner seg og når det vil begynne å regne lenger fram. Jordkrumningen gjør at en værradar dekker en radius på ca.240km. Norge fikk sin første værradar i 1977 på Meteorologisk Institutt på Blindern. I 1992 startet utbyggingen som skulle dekke hele fastlandet. Den siste av i alt ni værradarer var operativ fra 2012.

7 VIND

7.1 Hva er vind?

Vind er luft i bevegelse. I tabell 7.1 og 7.2 er vindstyrkebetegnelse og symbolene i Beauforts skala, som brukes i værvarslene. Alle typer vind skyldes forskjeller i lufttrykket. En av de mest grunnleggende naturlovene sier at det vil være en bevegelse fra der det er mye av noe til der det er lite. Det gjelder også luft. Dimensjonene kan være fra en liten virvelvind, som setter visne blader i sirkulasjonsbevegelse på gårdsplassen, til de store globale vindsystemene som gir oss de vandrende lavtrykkene - syklonene - som bestemmer det meste av vær og klima på våre breddegrader. Når vindsystemer på mellomstor og stor skala skal forklares, må det tas hensyn til jordrotasjonen (se Corioliseffekten) i tillegg til trykkforskjellene. Lokale terrengforhold kan forsterke virkningen av vinden.

Beauforts skala	Vindstyrke	Vindhastighet (m/s)
0	Stille	0,0 - 0,2
1	Flau vind	0,3 - 1,5
2	Svak vind	1,6 - 3,3
3	Lett bris	3,4 - 5,4
4	Laber bris	5,5 - 7,9
5	Frisk bris	8,0 - 10,7
6	Lite kuling	10,8 - 13,8
7	Stiv kuling	13,9 - 17,1
8	Strek kuling	17,2 - 20,7
9	Liten storm	20,8 - 24,4
10	Full storm	24,5 - 28,4
11	Sterk storm	28,5 - 32,6
12	Orkan	over 32,6

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	12	

Vind betegnes alltid hvor den blåser *fra* fordi det forteller hva slags luftmasser som kommer inn over oss. «Nordavind» blåser fra nord osv. På noen TV-værkart har varme vinder røde vindpiler og kalde vinder blå vindpiler. Hastigheten, målt i meter pr. sekund, er skrevet inn på vindpilene. Noen, særlig seilere, sier i stedet «sekundmeter». Folk flest har kanskje bedre forestilling av hastigheter når de oppgis i kilometer i timen enn i sekundmeter eller meter pr. sekund. Omregningen er enkel:

$$1\text{m/s} = 1 \cdot (1/1000)\text{km}/(1/3600)\text{t} = 1 \cdot 3600/1000 \text{ km/t} = 3,6\text{km/t}$$

Når det måles eller varsles «full storm» 25m/s (90km/t), er det gjennomsnitt over 10 minutter. Da er det ikke uvanlig med enkelte vindkast opp i «orkan».

Francis Beaufort (1774-1857)

Opprinnelig laget flåtekaptein, senere admiral, Francis Beaufort i 1805 en vindstyrkeskala fra 0 til 12 etter bølgenes utseende. England var et imperium med kolonier i alle verdensdeler. De hadde en stor handelsflåte som seilte på alle hav med råvarer fra koloniene. Konkurransen var stor, og tid var en viktig faktor. Det ble derfor mange forlis i handelsflåten som følge av for stor seilføring. Vindstyrkeskalaen skulle hjelpe kapteiner til å sette riktig seilføring for å seile fortest mulig, uten å la det gå ut over sikkerheten. Skalaen ble en suksess og er beholdt selv etter at mekaniske vindmålere kom i 1840-årene. Skalaen knyttes til vindens virkning både på sjøen og på land (tabell 7.3). Offisielle målinger av vinden skjer i dag som oftest mekanisk med en type propell 10 meter over bakken.

Tabell 7.3. Beauforts skala på land. Det finnes tilsvarende for vindens virkninger i fjellet om vinteren og på sjøen.

Beauforts skala	Vindstyrke beskrevet ved vindens virkning på land.
0	<i>Stille.</i> Røyken stiger rett opp.
1	<i>Flau vind.</i> En kan se vindretningen av røykens drift.
2	<i>Svak vind.</i> En kan føle vinden. Bladene på trærne rører seg. Vinden kan løfte små vimpler.
3	<i>Lett bris.</i> Løv og småkvister rører seg. Vinden strekker lette flagg og vimpler.
4	<i>Laber bris.</i> Vinden løfter støv og løse papirer, rører på kvister og smågrener, strekker større flagg og vimpler.
5	<i>Frisk bris.</i> Småtrær med løv begynner å svaie. På vann begynner småbølgene å toppe seg.
6	<i>Liten kuling.</i> Store grener og mindre stammer rører seg. Det hviner i telefonledningene. Det er vanskelig å bruke paraply. En merker motstand når en går.
7	<i>Stiv kuling.</i> Hele trær rører seg. Det er tungvint å gå mot vinden.
8	<i>Sterk kuling.</i> Vinden brytter kvister av trærne. Det er tungt å gå mot vinden.
9	<i>Liten storm.</i> Hele store trær svaier og hiver. Takstein kan blåse ned.
10	<i>Full storm.</i> Sjelden inne i landet. Trær rykkes opp med rot. Store skader på hus.
11	<i>Sterk storm.</i> Forekommer sjelden og følges av store ødeleggelser.
12	<i>Orkan.</i> Forekommer svært sjelden. Uvanlig store ødeleggelser.

7.2 Hvorfor blåser det?

I Norge kan det grovt kunne skilles mellom seks årsaker til vind, nedenfor rangert på skalaen fra lokalt nivå og oppover. For å forklare de største luftbevegelser av lang varighet, må jordrotasjonen tas i betraktning. Jordrotasjonen gjør at bevegelsene på nordlig halvkule avbøyes mot høyre og på sørlige halvkule mot venstre. Dette kalles Corioliseffekten (se spesialist boks). Corioliseffekten er størst ved polene og null ved ekvator.

1. Byge- og skyvind

Ofte kommer kraftige vindbyger i forbindelse med bygeskyer samtidig med at det begynner å regne (se figur 6.4). Inne i disse skyene er det sterke vertikale strømmer opp og ned. Disse

kalde nedstrømningene bryter ut av skya i området foran selve regnet ("vindnese").

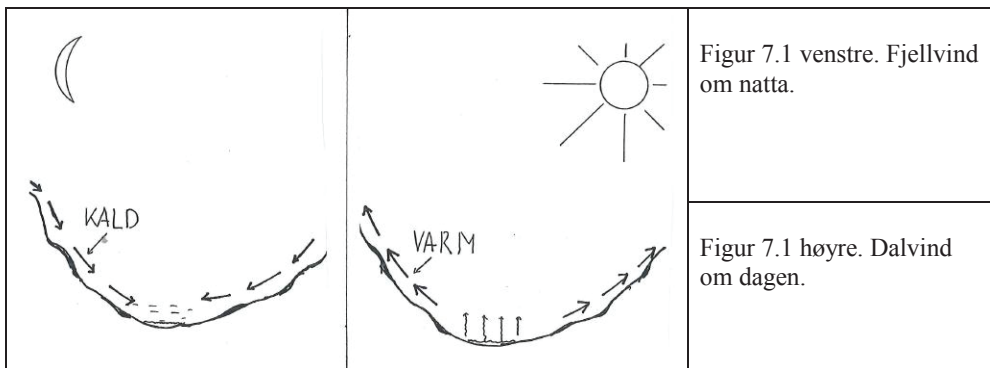
Også mer uskyldige småskyer som skygger for sola, vil gi en følelse av vind eller trekk. Små skyer hindrer oppvarming på et lite område som blir liggende i skyggen. Det kan medføre en svak lokalvind, solgangsvind i liten målestokk. Folk sier ofte i slike tilfeller at «det blåser av skya», men dette er mye svakere enn vindnese.

2. Fjell- og dalvind

Ved nattlig varmeutstråling på høytjellsplatåer vil lufta avkjøles og bli tyngre. Lufta vil derfor kunne renne (blåse) nedover fjellsider (figur 7.1 venstre). Vinden kalles fjellvind, fallvind eller bora etter tilsvarende effekt på kysten av Adriaterhavet. I stasjonære høytrykksituasjoner om vinteren dvs. godverssituasjoner, blir effekten størst. Kald luft kan samle seg i dalbunnen hvor det blir ekstra kaldt. Hvis dalen skråner utover, kan kaldlufta renne videre. Det blåser nedover dalen. På større breer er avkjølingen sterk også på dagtid. Det gir denne effekten døgnet rundt når det er klarvær, og kalles brevind.

På solskinn dager blir sør og vestvendte fjellsider kraftig oppvarmet. Lufta vil derfor bli lett og stige (blåse) oppover langs dalsidene, og kalles dalvind (figur 7.1 høyre). Slik vind kan resultere i skyer over fjellet siden lufta blir avkjølt ved heving.

Generelt vil fjellområder alltid ha lavere lufttemperatur enn lavlandet noe som gir en transport av luft nedover. Hvis terrenget er ugunstig, kan det oppstå lokale vinder i denne strømmen.

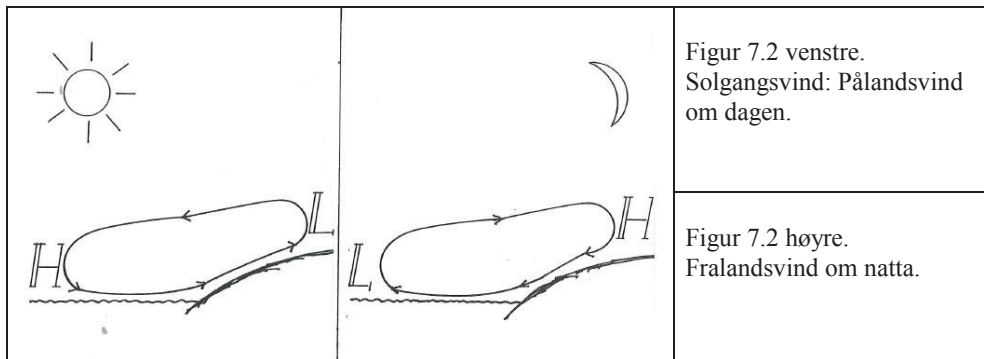


3. Solgangsvind

Ved kysten vil soloppvarming av land og lufta over, føre til at lufta blir lettere og stiger. Det blir et lokalt lavtrykk som fylles med kjøligere luft fra havet. Havvannet blir aldri så varmt som svaberg, fjell og jord i løpet av en solskinnsdag. Lufta over havet er derfor kjøligere enn over land. Det etableres et lukket sirkulasjonssystem der lufta fra havet føres inn over land, stiger opp og strømmer tilbake ut over havet i et høyere luftlag før den synker ned til havnivå. Over havet blir det derfor et lokalt høytrykk (figur 7.2). Pålandsvinden om ettermiddagen kan nå helt opp i kuling styrke på grunn av denne effekten. Fenomenet opptrer hyppigst og kraftigst på Skagerakkysten og i Oslofjorden tidlig på sommeren da sjøvannet er relativt kaldt. Det blir nærmest en lokal kaldfront mellom kaldlufta fra havet og den varme lufta over land. Her dannes det ofte haugskyer (cumulus). Under gunstige forhold kan fronten gå 50-100 kilometer innenfor kyststripa.

Om natta kan sirkulasjonen gå motsatt vei siden svaberg, fjell og jord avkjøles hurtigere enn havet utenfor. Den tilhørende fralandsvinden er mye svakere solgangsvinden er om dagen.

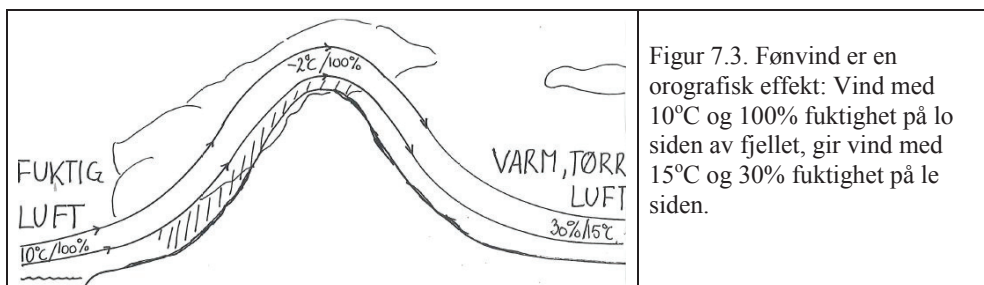
Solgangsvind eller solgangsbriis har fått navn etter den tendensen vinden har i å dreie mot høyre (Corioliseffekten, se spesialist boks) etter hvert som den blir sterkere ut over dagen. Langs Skagerakkysten vil det, sett fra land, se ut som om vinden kommer fra der sola er til enhver tid. Vinden følger solas gang, solgangsvind. Disse vindfenomenene kalles også sjø- og landbriis (hhv. dag og natt).



4. Fønvind

I forbindelse med orografiske skyer og nedbør kan det på lesiden av fjellet bli fønvind (fra tysk *Föhn* «varm luftstrøm»). Figur 7.3 viser at på lo side av fjellet (0moh.) er det f.eks. 10°C og 100% relativ fuktighet. Her stiger luft som er mettet av vandamp oppover, og temperaturen synker med ca.0,6 grader pr. 100 meter. Det dannes orografiske skyer og nedbør. I 2000moh. er temperaturen -2°C. Når lufta synker ned på le side blir den umettet dvs. tørr fordi det har vært nedbør. Temperatur stiger. Skyene løser seg opp. I tørr luft er temperaturforskjellen ca.1,0 grader pr. 100 meter. I dalbunnen (300moh.) blir det varmt (15°C) og tørt (ca.30% relativ fuktighet). Vindene som kommer ned på le siden av fjellet er altså varme og tørre. Denne effekten kan merkes på Østlandet i værssituasjoner med sterk vestlig vind og nedbør vest for Langfjellene og Jotunheimen.

I Alpene, der uttrykket stammer fra, kan effekten bli mye sterkere fordi fjellene er mye høyere. Slike vinder er mer kjent for sin høye temperatur spesielt vinterstid, enn sin styrke. Virkningen i Alpene kan ofte være dramatisk med voldsom snøsmelting og skredutløsning.



5. Monsun vind

Monsun er avledet fra arabisk *mausim* «årstid». Monsun er altså en vind som skifter retning med årstidene på samme måte som solgangsvinden skifter med dag og natt. Årsaken er den samme: Landmassene skifter temperatur raskere enn havet. I meteorologien er det strenge kriterier til styrke, stabilitet og retningsendring med årstidene for hva som skal kalles monsun.

Etter disse kriteriene har Svalbard lufthavn mer utpreget monsun enn Shanghai, men noe svakere enn Bombay. Troms og Finnmark har også monsuneffekt. Det samme gjelder flere områder av norskekysten, men her er de andre vindeffektene mer dominerende.

Den «virkelige» monsunen, i stor målestokk, er vinder mellom Det Indiske hav og kontinentene rundt. Kaldere innland enn hav om vinteren, gir fralandsvind. I løpet av 1 til 3 uker på forsommeren, når det indiske subkontinent og tibetanske høyfjellsplatået er blitt tilstrekkelig oppvarmet, snur vindfeltet totalt, slik at det om sommeren er pålandsvind i nederste del av troposfæren. I India starter monsunen i begynnelsen av juni lengst sør og når Pakistan i begynnelsen av august. Det fører til enorme regnskyll i 4-6 måneder. I områder med orografisk effekt, kommer det over 2500 millimeter pr. måned på det meste. Både vinter og sommer kompenseres vinden ved jordoverflata av tilbakestrømming i øvre del av troposfæren. Det er altså storstilt sirkulasjon både sommer og vinter.

6. Syklon vind

Vind har i det nordlige Atlanterhavet, Vest-Europa og Skandinavia ofte forbindelse med de store syklonene (fra gresk *kyklos* «ring» dvs. sirkulerende vind) forårsaket av vandrende lavtrykk på polarfronten (se figur 8.3 og 8.4). Corioliseffekten gjør at vinden ikke blåser direkte inn mot lavtrykkssenteret for å fylle det. Vinden ved bakken blåser stort sett rundt lavtrykket (L på TV-værkartet) med retning mot urviseren. Med kraftige lavtrykk følger kraftig vind som storm og i sjeldne tilfeller orkan. Vi kaller dem stormsenter. Det er ofte meget store avstander mellom lavtrykk og høytrykk (H på TV-værkartet). Høytrykk dekker ofte store områder, men er ikke like «høye» som lavtrykkene er «lave» i forhold til normalt lufttrykk. Rundt høytrykkene blir det bare svake vinder som blåser med urviseren. Vinden ved bakken blåser altså ikke fra høytrykk til lavtrykk, men mellom disse.

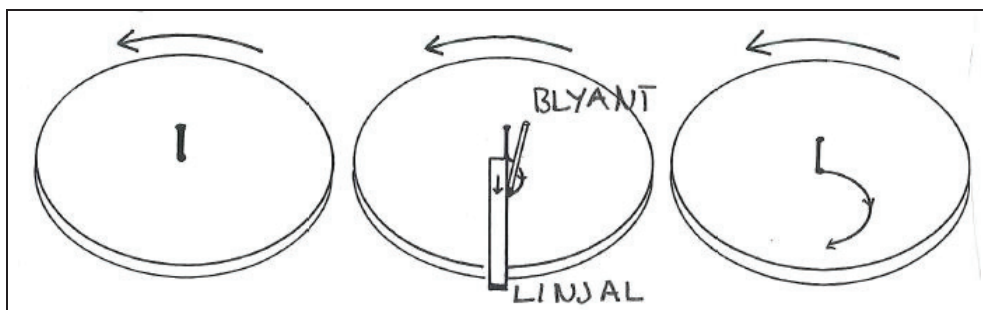
Siden det ikke er Corioliseffekt ved ekvator, er det heller ikke sykloner i ekvatoriale områder. Tropiske syklonene, som noen ganger blir tropiske orkaner, «fødes» ca. 10° nord eller sør for ekvator over hav med temperatur høyere enn 28°C. Her er fordampningen voldsom. Tropiske orkaner får energi fra kondensasjonen av denne vanddampen når det dannes skyer.

Kysten i Norge er spesielt utsatt for vind pga. lavtrykkene som kommer inn fra vest (figur 8.4). Furuholmen fyr har normalt flest døgn i året med vindstyrke større eller lik liten kuling: 257 døgn. Nesten hvert år registreres det en eller flere orkaner langs kysten. Da blåser det orkan styrke (>32,6m/s) i mer enn 10 minutter sammenhengende. Kråkenes fyr ved Stadhavet har registrert mer enn 150 orkaner siden det ble opprettet i 1906 – flere omkring 40m/s. Høyeste vindkast som er registrert på Kråkenes er 60,1m/s den 3. januar 2000, men det kan ha vært ca.65m/s 25. desember 2011.

Spesialist boks

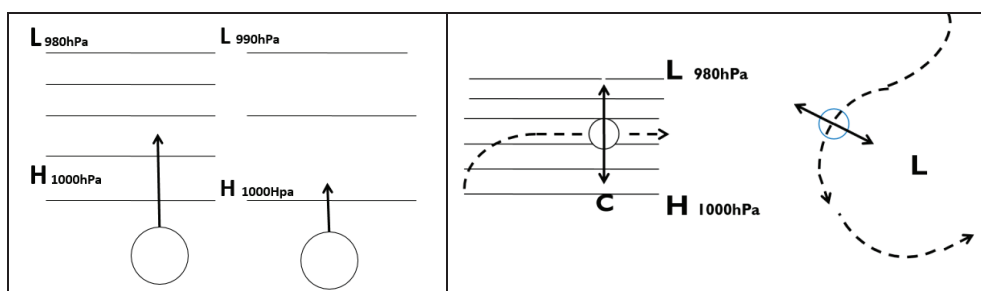
Corioliseffekten

Vind, men også havstrømmer, raketter og andre ting som kan bevege seg fritt på jorda over lange strekninger, vil avbøyes til høyre på nordlige halvkule og til venstre på sørlige. Denne avbøyingen skyldes jordrotasjonen. Den franske fysikeren, matematikeren og ingeniøren Gustave-Gaspard Coriolis (1792-1843) viste i 1835 matematisk at effekten økte med farten og med geografisk bredde. Ved ekvator er det ingen avbøyning og ved polene er den maksimal. For oss som selv er med på jordas rotasjon, ser det ut som om det virker en kraft - Corioliskraften - som kan «forklarer» avbøyningen. Figur 7.4 viser hvordan effekten kan demonstreres eksperimentelt.



Figur 7.4. Alt som beveger seg fritt på jorda, vil følge en kurve selv om reisen går langs en linjal som er i ro. Her demonstrert for nordlige halvkule på ei dreieskive. Bevegelsen trekkes tilsynelatende mot høyre.

Figur 7.5 venstre, viser hvorfor isobarenes avstand indikerer styrke. Retning på vinden er stort sett parallell med isobarene. Figur 7.5 høyre, viser hvorfor vinden blåser mellom lavtrykk (L) og høytrykk (H), blåser rundt lavtrykk mot urviseren på nordlige halvkule.



Figur 7.5 venstre. Tette isobarer (venstre) dvs. stor trykkforskjell, gir stor trykkraft (pil) på en luftpakke (rund). Det blir stor fart dvs. sterk vind. Åpne isobarer (høyre) dvs. liten trykkforskjell, gir liten trykkraft på en luftpakke. Det blir liten fart dvs. svak vind.

Figur 7.5 høyre. Luftpakken akselererer. Corioliskraften øker med farten til det blir likevekt med trykkraften: Vinden blåser parallellt med isobarene med konstant fart (vindstyrke) – og rundt lavtrykket (L) mot klokka på nordlig halvkule. Dette er en syklon.

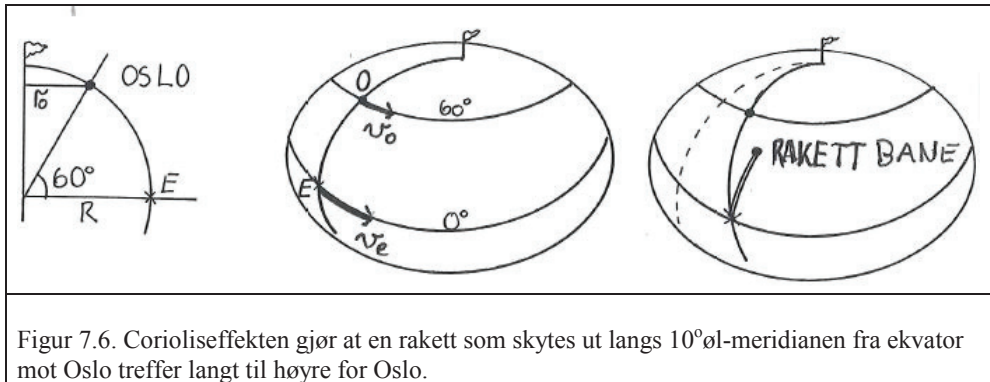
Den matematiske beviset for Corioliseffekten er meget komplisert, men en liten antydning er forståelig hvis vi holder oss til bevegelse langs en meridian. På figur 7.6 tenker vi oss at en rakett skal skytes fra ekvator (0°nb) mot Oslo (60°nb) langs meridianen 10°ø . Jorda gjør en omdreining pr. døgn. Dermed vil alle steder på jorda gå en hel sirkel i døgnet. Jordradien (R) er ca. 6400 kilometer. Farten (v_e) til utskytningspunktet ved ekvator blir da:

$$v_e = (2 \cdot \pi \cdot R)/T = (2 \cdot \pi \cdot 6400\text{km})/(24\text{t}) = \text{ca. } 1680\text{km/t}$$

Oslo går i en sirkel der radien (r_0) i bevegelsen er halve jordradien (R). Det ser vi fordi r_0 er minste katet i en 30-60-90 trekant med R som hypotenus. Da blir farten i Oslo (v_0) halvparten av farten ved ekvator (v_e):

$$v_0 = (2 \cdot \pi \cdot 3200\text{km}) / (24\text{t}) = v_e / 2 = \text{ca. } 840\text{km/t}$$

En rakett som står stille ved ekvator har altså egentlig farten 1680m/t mot øst. Når den skytes ut langs 10°Øl-meridianen mot Oslo beveger raketten seg fritt, og har følgelig med seg denne østlige utgangsfarten hele veien. Oslo beveger seg bare halvparten så fort mot øst. Raketten bommer og skytteren vil si at det ser ut som en kraft har trukket raketten mot høyre dvs. mot øst, selv om raketten ble skutt rett nordover. Denne «ser-ut-som-kraften» kalles Corioliskraften.



Figur 7.6. Corioliseffekten gjør at en rakett som skytes ut langs 10°Øl-meridianen fra ekvator mot Oslo treffer langt til høyre for Oslo.

Corioliseffekten rekker bare å virke merkbart når bevegelsen tar lang tid og er fri dvs. friksjonen er veldig liten. Noen mener corioliseffekten kan forklare hvorfor vannet virvler mot (med?) urviseren når vi trekker opp proppen i vasken. Det er feil fordi vannbevegelsen tar kort tid og er ikke fri, men styrt av slukets vegger. Corioliseffekten gjelder derimot luft som beveger seg mellom høytrykk og lavtrykk i stor avstand. Corioliseffekten gjelder også for havstrømmer.

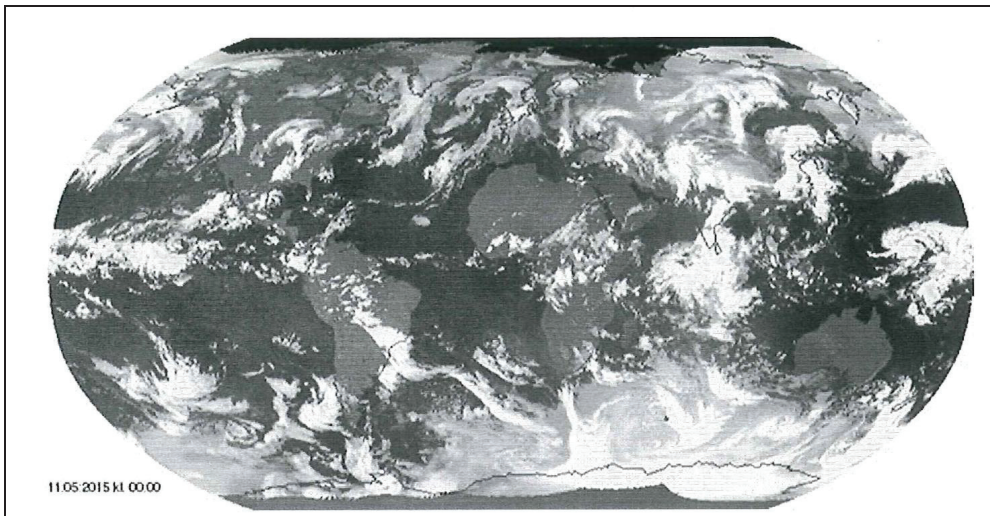
8 STORE VÆRSYSTEMER

Vi har til nå sett på de tre viktigste værelementene skyer, regn og vind. Kanskje har vi ved flere anledninger sittet igjen med inntrykk av det er en viss sammenheng mellom disse fenomenene. Da har vi oppdaget noe viktig. I Norge er været ofte preget av de store værsystemene som gjør at temperatur, luftfuktighet, lufttrykk, skyer, regn og vind har en felles bakenforliggende årsak. En slik helhetsforståelse er kompleks. Det tok lang tid før endelig Vilhelm Bjerknes (1862-1951) med en liten gruppe kolleger i Bergen, kunne forklare helheten med den såkalt Polarfront-syklonmodellen. Selve historien er et høydepunkt i historien om norsk meteorologi, som vi behandler i kapittel 10.

8.1 Den generelle sirkulasjonen

Vi har sett (figur 2.1) at Jorda mottar energi som lysstråler fra sola og sender ut like mye energi som varmestråler til verdensrommet. Områdene mellom ca.35°nb og 35°sb går energimessig overskudd, mens områdene lenger nord og syd går underskudd.

Energitransporten skjer med luftstrømmer og havstrømmer. Luftstrømmene som oppstår, er årsaken til de store værsystemene.



Figur 8.1. Satellittbilde 11.05.2015 kl.00:00 fra yr.no

I området ved ekvator er det ofte store bygeskyer som danner et skybelte med flere brudd. Her er det regntid.

I området rundt 35°nb og 35°sb er det ofte skyfritt hele året. Her ligger jordas ørkenområder.

I området rundt 50-60°nb og 50-60°sb er de store skysystemene til de vandrende syklonene.

Disse preger været i Norge.

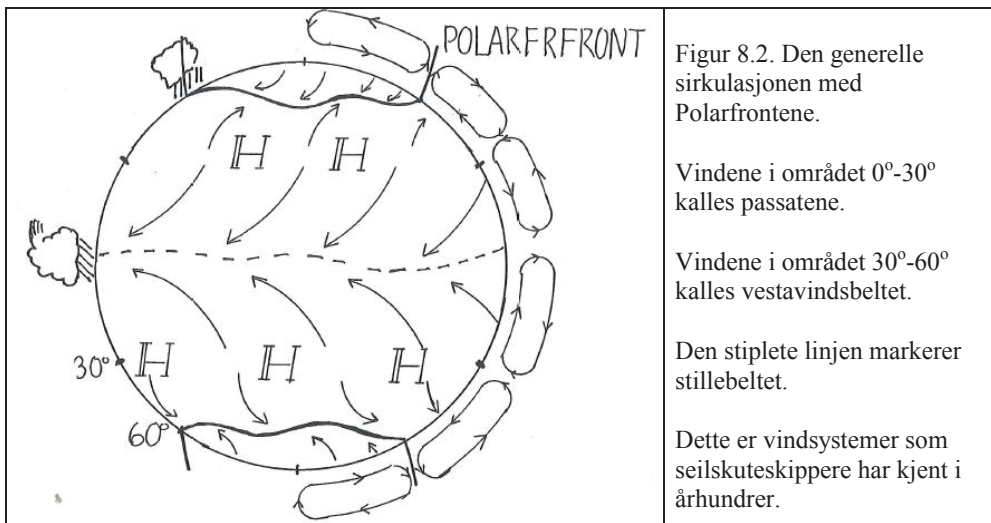
Polare områder er dårlig dekket på slike satellittbilder som er tatt fra geostasjonære satellitter ca.36.000km over ekvator.

I ekvatoriale områder er jorda preget av oseanene. Soloppvarmingen gjør at vannet fordampes, og at varm og fuktig luft stadig stiger opp. I denne sonen vil været preges av enorme bygeskyer med skybrudd og torden. På satellittbildet (figur 8.1) kan dette skybeltet

sees tydelig, men har flere brudd. Over land, der skyutviklingen får hjelp av soloppvarming av bakken og orografien, blir nedbøren voldsom i den årstiden sola står i senit. Ikke uten grunn kalles dette *regntiden* i tropene. Når luft stiger fra bakken, dannes det lavtrykk som fører til at det blåser vinder, de såkalte *passatene*, fra nordøst og sydøst. Jordrotasjonen (se Corioliseffekten) er årsaken til at vindene ikke blåser rett inn fra nord og sør. Sonen der vindene møtes og nedbøren dannes, kalles den *intertropiske konvergenssonen* (dvs. området i tropene der vindene møtes). Der vindene møtes og luft stiger opp, blir det ofte helt vindstille. Seilere kaller det *stillebeltet*. Sonen flytter med solas senit – litt forsinket. Den ligger ved ekvator ved vår- og høstjæmnøgn og opp mot vendesirkelen der det er sommer. Det betyr at ekvatoriale områder kan få to regntider.

Nordøst- og sørøst-passatene kommer fra høytrykksområdene ved vendesirkelene. Den varme og fuktige luften som steg opp rundt ekvator, avgir det meste av fuktigheten som tropisk regn. På toppen av troposfæren strømmes denne tørre luften sørover og nordover. Etter hvert som luften avkjøles, blir den tyngrer, og synker til slutt ned i områdene ved vendesirkelene. Trykket og dermed temperaturen stiger på veien ned. Der luft synker ned, blir det høytrykk ved bakken. Når luften i tillegg er tørr, er det nesten umulig at det blir skyer og nedbør i disse områdene. Det er her vi finner de store *ørkenområdene* på jorda.

Luften i området mellom ekvator og vendesirkelen går altså i et evig kretsløp som frakter energi og vann i skiftende form og fase. Ved vendesirkelene er det kontakt med neste kretsløp. Fra høytrykksområdene ved vendesirkelene blåser det ikke bare inn mot ekvator. På nordlige halvkule blåser det sørvest vind i det såkalte *vestavindsbeltet*. Det gjør at varm luft bringes nordøstover mot våre breddegrader. Underveis blåser luftmassene over store havområder. Fordampingen fra havet gjør at luften blir fuktig. Et hovedtrekk med været på våre breddegrader er derfor at vi ofte har sørvestlig vind som bringer med seg varme og fuktige luftmasser.



Figur 8.2. Den generelle sirkulasjonen med Polarfrontene.

Vindene i området 0°-30° kalles passatene.

Vindene i området 30°-60° kalles vestavindsbeltet.

Den stiplede linjen markerer stillebeltet.

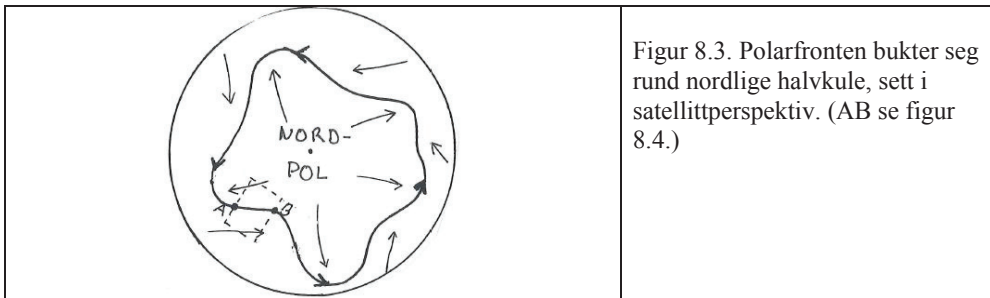
Dette er vindsystemer som seilskuteskipperne har kjent i århundrer.

I polarområdene er det mer utstråling enn innstråling av solenergi. Luften er alltid kald, spesielt om vinteren når det bare er utstråling. Kald luft synker ned. Det blir høytrykk. Derfor er det lite nedbør i polarområdene. Den kalde polarluften blåser fra nordøst mot våre breddegrader. Her møtes altså de kalde tørre polare luftmassene og de varme fuktige luftmassene fra sørvest. Luftmassene blander seg ikke uten videre. Det blir i stedet et skarpt skille, nærmest

en usynlig vegg, mellom luftmassene. Skillet kalles *polarfronten*. Den strekker seg nesten ubrutt rundt hele den nordlige halvkule (figur 8.2 og 8.3) fra bakken og gjennom hele troposfæren. Ved polarfronten oppstår det stadig lavtrykk. Der stiger lufta opp og strømmer tilbake i toppen av troposfæren slik at de to nordlige sirkulasjonssystemene blir fullført. Tilsvarende systemer sees på sørlige halvkule.

8.2 Polarfront-syklonmodellen

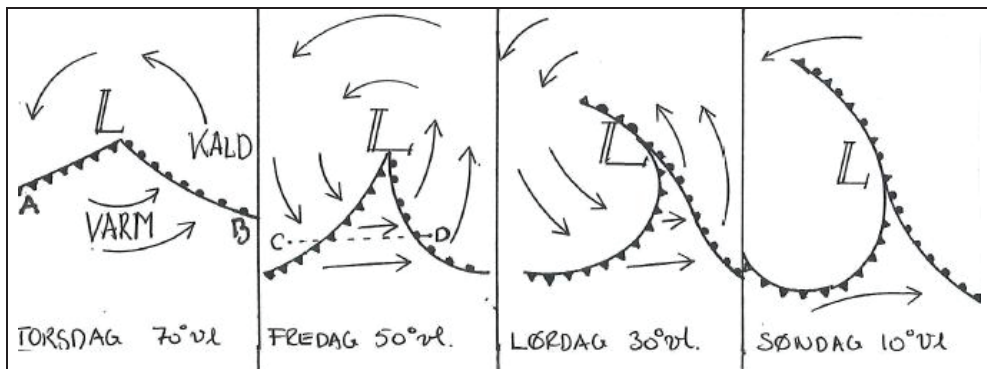
Polarfronten er skillet mellom polare luftmasser i nord og tropiske luftmasser i sør. Ved polarfronten tvinges de nordøstlige og sørvestlige vindene til å blåse langs fronten. Figur 8.3 viser at den gjør store buktinger på seg. Det oppstår stadig situasjoner der tropiske luftmasser trenger nordover og polare sørover. Siden Norge ligger mellom 58°nb og 71°nb, krysser ofte polarfronten Norge ett eller annet sted. Ved polarfronten blir det ofte uvær med skyer, nedbør og vind. Sør for polarfronten blir det ofte mildt og fuktig vær. Nord for polarfronten blir det ofte kjølig og tørt vær.



Figur 8.3. Polarfronten buker seg rundt nordlige halvkule, sett i satellittperspektiv. (AB se figur 8.4.)

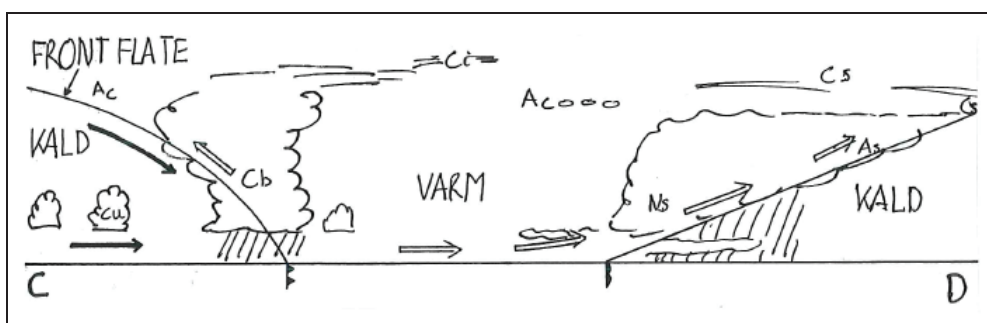
Den delen av polarfronten der varmluft trenger nordover, kalles *varmfront* (tegnet med rødt på TV-værkartet). Den delen av fronten der kaldluft strømmer sørover, kalles *kaldfront* (blå). Figur 8.4 viser at dette er starten på en sirkulasjonsbevegelse, en syklon. Her vil det dannes et lavtrykk (L på TV-værkartet). I løpet av noen dager kan sirkulasjonen forsterkes. Lavtrykket kan utvikle seg til et stormsenter. Corioliseffekten gjør at vinden ikke blåser direkte inn mot lavtrykkssenteret for å fylle det med luft. Vinden ved bakken blåser stort sett rundt lavtrykket med retning mot urviseren (figur 7.5). Jo kraftigere lavtrykk, dess sterkere vind.

På værkartet tegnes isobarer (fra gresk *isos* «samme, ens» og *baros* «vekt, tyngde») dvs. linjer gjennom steder med samme lufttrykk (figur 10.4). Vinden ved bakken følger nesten isobarene fordi trykkraften og corioliskraften balanserer hverandre (figur 7.5 høyre). Der isobarene ligger tett, blir vinden sterk (figur 7.5venstre). Værkartet er meteorologenes viktigste verktøy i varslingen. Når de har oversikt over lavtrykk, høytrykk og isobarer, kan de varsle vindens styrke og retning. Det er store avstander mellom høytrykk (H på TV-værkartet) og lavtrykk. Pga. Corioliseffekten strømmer ikke lufta fra høytrykk til lavtrykk, men mellom disse. Det betyr at vinden rundt høytrykket må blåse med urviseren. Side isobarene rundt høytrykksentre alltid har stor avstand, er det bare svake vinder i disse områdene.



Figur 8.4. Utviklingen av AB på polarfronten figur 8.3: Fødsel, liv og død til en syklon. Kaldfront (markert med tagger, er blå på TV-værkartet), varmfront (bobler, rød), okkludert front (tagger og bobler, lilla). Se vertikalsnittet CD på figur 8.5.

Ved en varmfront beveger varmlufta seg fortere enn kaldlufta (figur 8.4 og 8.5). Her vil varm luft som er lettest, skli opp over kald luft. Frontflata får en meget slak helling mellom 1:300 og 1:100. Under denne prosessen vil varmlufta som presses opp langs fronten, stadig avkjøles. Da kan det dannes skyer. Høyest oppe vil det være fjærskyer (cirrus) og slørskyer (cirrostratus). Når sola eller månen skinner gjennom det tynne slørskylaget av iskrystaller, vil lyset reflekteres og brytes. Da kan det se ut som en ring rundt sola eller månen. Dette kan være forvarsel om at det kommer et nedbørområde. Lenger nede på fronten dannes det lagskyer (altostratus). Lengst nede kan det etter en tids dannes tåkeskyer (stratus) og nedbørskylag (nimbostratus) som kan gi nedbør over store områder. Slike nedbørområder kan være over 1000 kilometer lange og 500 kilometer brede. Når en varmfront er i anmarsj og passerer, kan vi i løpet av 10-12 timer oppleve hele utviklingen fra de første fjærskyene til det jevne regnsiget eller snøværet. Når fronten har passert, følger den relativt varm fuktige lufta etter med delvis oppklaring, men med mulighet for tåke eller dis. Ved juletider kaller vi denne overgangen fra snøvær til mildvær for «kakelina».



Figur 8.5. Vertikalt snitt gjennom frontene langs CD på figur 8.4. Skytypene på figuren finnes i skyatlasen i kapittel 4 Skyer.

Ved en kaldfront beveger den kalde lufta seg hurtigst og siger inn under den varme, slik at varmlufta presses rett opp. Da kan det dannes haugskyer (cumulus) og bygeskyer (cumulonimbus). Frontflata står bratt på bakken pga. friksjon, men heller noe slakere

oppover. I gjennomsnitt heller den mellom 1:150 og 1:50 dvs. brattere enn varmfronten. Når kaldfront har passert, merker vi at luften er klarere og kjøligere. Hvis kaldlufta som rykker fram bak fronten, er ustabil, vil det dannes samme type skyer også bak fronten. Vi kan få bygevær.

Etter noen dager vil kaldfronten begynne å ta igjen varmfronten. Det er starten på syklonens død. Frontene *okkluderer* (fra latin *occludere* «stenge, lukke») dvs. de kolliderer og klapper sammen til en felles front (lilla på TV-værkartet). Skysystemene og den varme fuktige luften mellom frontene tvinges opp. Det regner fra seg ofte med meget stor nedbørmengder. Skyene får ikke tilført mer fuktig luft nedenfra. Da frigjøres heller ikke mer kondensasjonsvarme og syklonen dør.

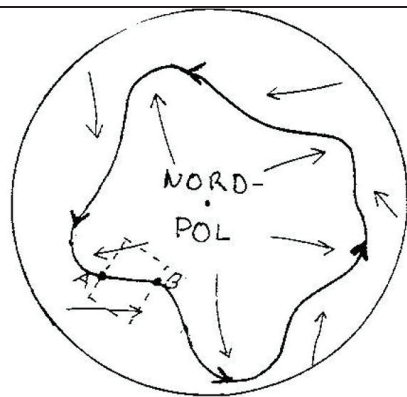
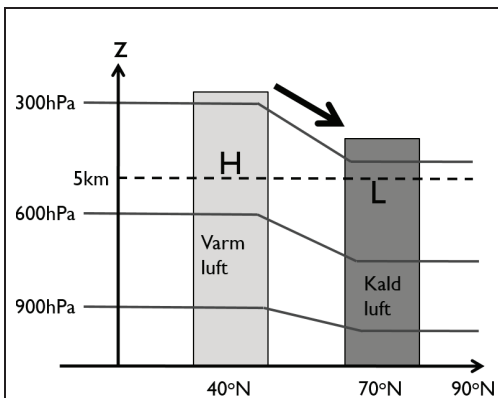
Lavtrykkene som kommer inn over Nordvest-Europa og Skandinavia starter ofte sin utvikling ved den amerikanske østkysten (figur 10.4). Mens lavtrykket er i stadig utvikling og vinden rundt øker, flytter lavtrykkssenteret seg med polarfronten østover. Turen over Atlanter kan ta innpå ei uke. Fra de britiske øyer til Norge er typisk tid et snaut døgn.

Polarfront-syklonmodellen forklarer sammenhengen mellom temperatur, trykk, luftfuktighet, skyer, regn og vind på stor skala. Den er også en varslingsmodell, fordi modellen forklarer utviklingen i tid og rom slik figur 8.4 viser.

Spesialist boks

Jetstrømmer og Rossbybølger

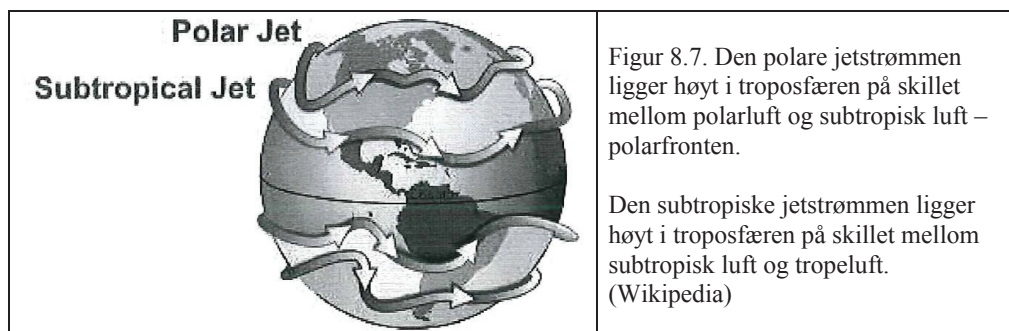
Jetstrømmen (figur 8.6 høyre) markerer skillet mellom kald polarluft og varmere luft fra tropene. Høyt oppe i troposfæren blir det stort trykkfall over kort distanse pga. stor temperaturforskjell (figur 8.6 venstre). Det fører til en meget sterk sønnvind (S->N) som raskt snur til sterk vestavind (V->Ø) pga. Corioliseffekten (figur 7.5 høyre). Det dannes en *jetstrøm*. Jetstrømmen bukker gjerne litt på seg og danner et bølgemønster på vanligvis 3 til 5 bølger rundt jorda. Disse såkalte *Rossbybølger* (etter Carl Gustav Rossby, figur 10.2 høyre) settes opp når jetstrømmen passerer fjellkjeden Rocky Mountains. Bølgemønsteret kan endre seg sakte over tid og vandre sakte mot øst. Amplituden og bølgelengden kan øke eller avta.



Figur 8.6 venstre. Vinden starter S->N der det er stort trykkfall over relativt kort distanse. Pga. Corioliseffekten dreier vinden raskt til V->Ø og blir en jetstrøm. Jetstrømmen følger polarfronten øverst i troposfæren.

Figur 8.6 høyre. Jetstrømmen markerer skillet mellom kald polarluft og varmere subtropisk luft. Strømmen bukker gjerne litt på seg. Disse bølgeene kalles Rossbybølger.

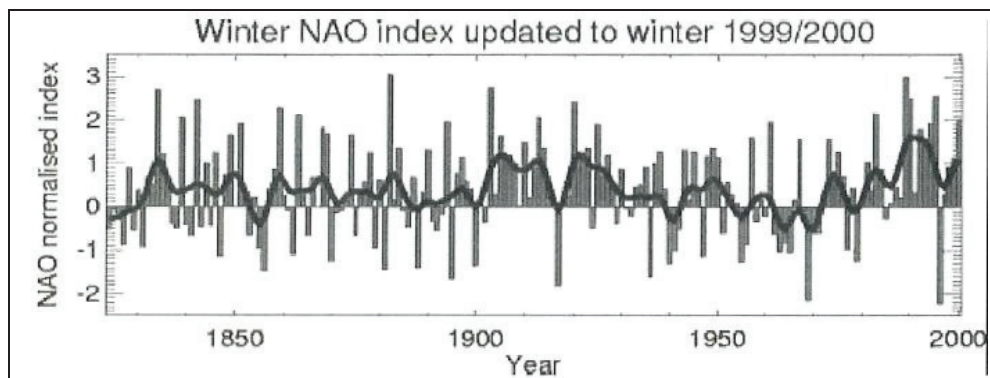
Den polare jetstrømmen ligger i en høyde på 7–12 km over havet vanligvis et sted mellom 45° og 65° nordlig bredde (figur 8.7). Det er tilsvarende subtropiske jetstrømmene som vanligvis ligger i en høyde på 10–16 km over havet mellom 25° og 40° nordlig bredde. Tilsvarende på sørlige halvkule. Vindhastigheten er som regel 45–65 m/s, men kan bli opptil 100 m/s. Bredden på en jetstrøm er som regel noen hundre kilometer og den vertikale tykkelsen mindre enn fem kilometer. Når et rutefly ligger i jetstrømmen fra Amerika til Europa, kan det spare over en time på overflygningen. Den motsatte veien må flyet unngå jetstrømmen.



Spesialistboks

NAO-indeksen (North Atlantic Oscillation)

Normalt er det et høytrykk ved Asorene og lavtrykk ved Island om vinteren. NAO-indeksen er et mål på trykkforskjellen mellom Asorene-høytrykket og Islands-lavtrykket. Denne trykkforskjellen skifter (oscillerer) over år (figur 8.8). Mønsteret er relativt irregulært, men gjennomsnittkurven antyder at variasjonene i NAO-indeksen går i perioder på omtrent ti år. Fenomenet NAO har vært kjent side 1920-tallet, men det mangler fortsatt en årsaksforklaring.

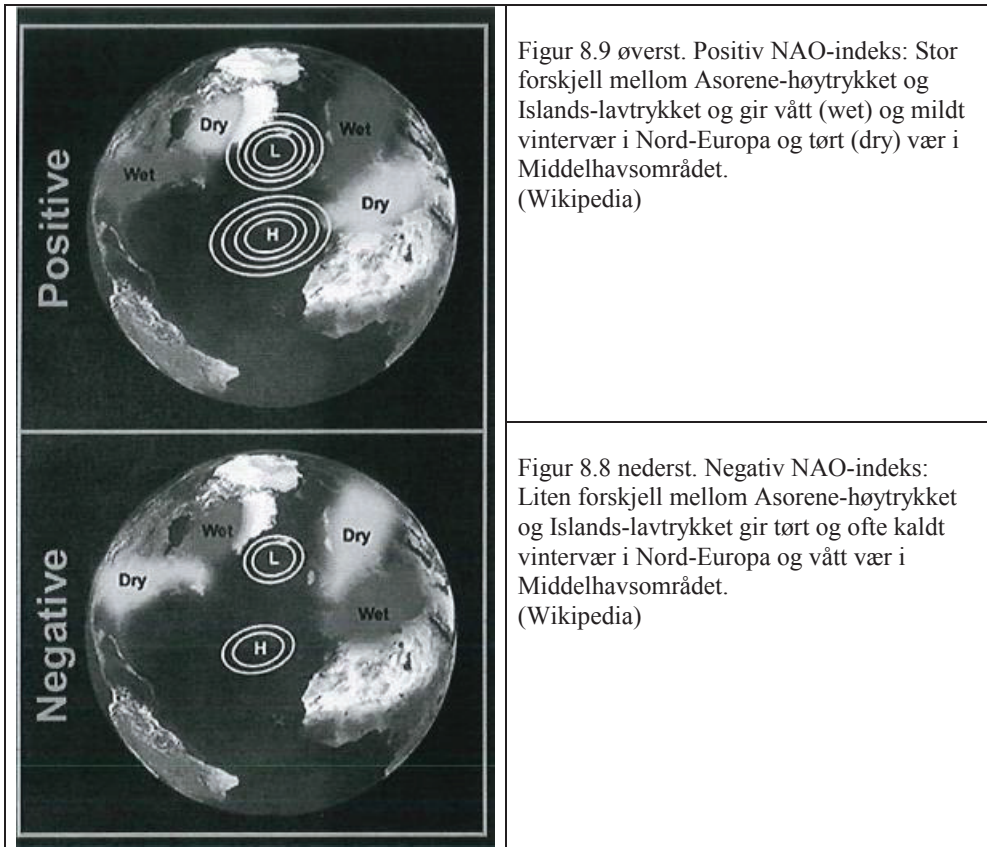


Figur 8.8. NAO-indeksen fra år til år (søyler) og gjennomsnitt (kurve). (Tim Osborn: North Atlantic Oscillation, Copyright 2000, Climatic Research Unit.)

På 1960- og 1970-tallet var det to perioder med lav NAO-indeks. Dette førte til kaldt vintervær i Skandinavia. Lav NAO-indeks førte også til kuldebølge i Europa vinteren 2009-

2010. Merk trenden med generelt stigende NAO-indeks fra slutten av 1960-tallet til omkring 1990. Årsaken til stigningen er usikker. Kan den skyldes global oppvarming?

De relativt fuktige og varme luftmassene som følger med de vandrende lavtrykkene og syklonene på polarfronten, styres ofte mellom Asorene-høytrykket og Islands-lavtrykket om vinteren. Figur 8.9 øverst, viser at ved positiv NAO-indeks dvs. et kraftig høytrykk ved Asorene og et dypt lavtrykk ved Island, styres de fuktige og milde luftmassene nord-østover. Vi får vått og mildt vintervær i Nord-Europa og tørt vær i Middelhavsområdet. Ved negativ NAO-indeks dvs. liten trykkforskjell, styres de fuktige og milde luftmassene lenger sør, inn mot Middelhavsområdet, og Nord-Europa kan få inn tør og kald polarluft fra nord-øst.



Spesialistboks

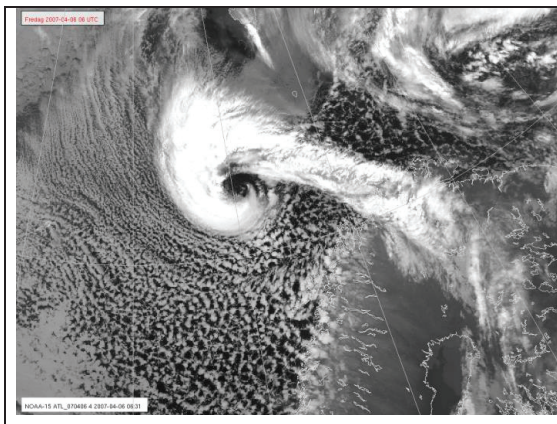
Polare lavtrykk (fra metlex.met.no)

De er små, forholdsvis intense lavtrykk som dannes i arktiske luftmasser på nordsiden av polarfronten om vinteren. Polare lavtrykk kan være skumle siden de kan gi raske økninger i vinden, og de gir kraftig nedbør, ofte som snø og snøfokk med vanskelige siktforhold og generelt dårlig vær. Erfaringsmessig så kan vinden øke fra bris til storm i løpet av mindre enn et kvarter. I tidligere tider var polare lavtrykk årsaken til mange forlis og ulykker. Selv om de polare lavtrykkene dannes ute over det åpne havet, vil de i mange tilfeller følge en bane inn

mot Norskekysten, og i slike tilfeller kan de lett gi overraskende og uhandterlig vær også for folk på land.

Polare lavtrykk kan ses på satellittbildene som tydelige virvler med et mørkt og skyfritt øye i senter (figur 8.10). På mange måter likner de de store tropiske syklonene, men de er generelt mindre i utstrekning. Vanligvis har de en diameter på fra 200 til 600 km, og de gir ikke fullt så mye vind. I gjennomsnitt så observeres det en vindstyrke på 21m/s rundt et polart lavtrykk, men ca. en tredjedel av tilfellene har vind på full storm eller mer. Det kraftigste som er observert i moderne tid hadde 36m/s (orkan styrke) over en 12-timers periode. Polare lavtrykk er vanligst når det er vestlig til nordlig vind, men i Finnmark forekommer de også når det ellers blåser fra nordlig til nordøstlig kant. Siden vinden endrer retning såpass raskt i polare lavtrykk, får man også urolig sjø med mye sjøsprøyt og det kan være fare for ising, hvis temperaturen er lav nok. I noen tilfeller er det også observert torden i forbindelse med polare lavtrykk.

Polare lavtrykk dannes når kald luft fra de store is- og snølagte områdene i Arktis blir blåst ut over det relativt varmere havet (figur 8.10). Slike utbrudd av kaldluft er vanlig i bakkant av store passerende lavtrykk. Ettersom luftmassen får tilført varme og fuktighet fra havoverflaten, destabiliseres den gradvis, og bygeskyer bygger seg opp i gradvis større tykkelse ettersom lufta strømmer sørover.



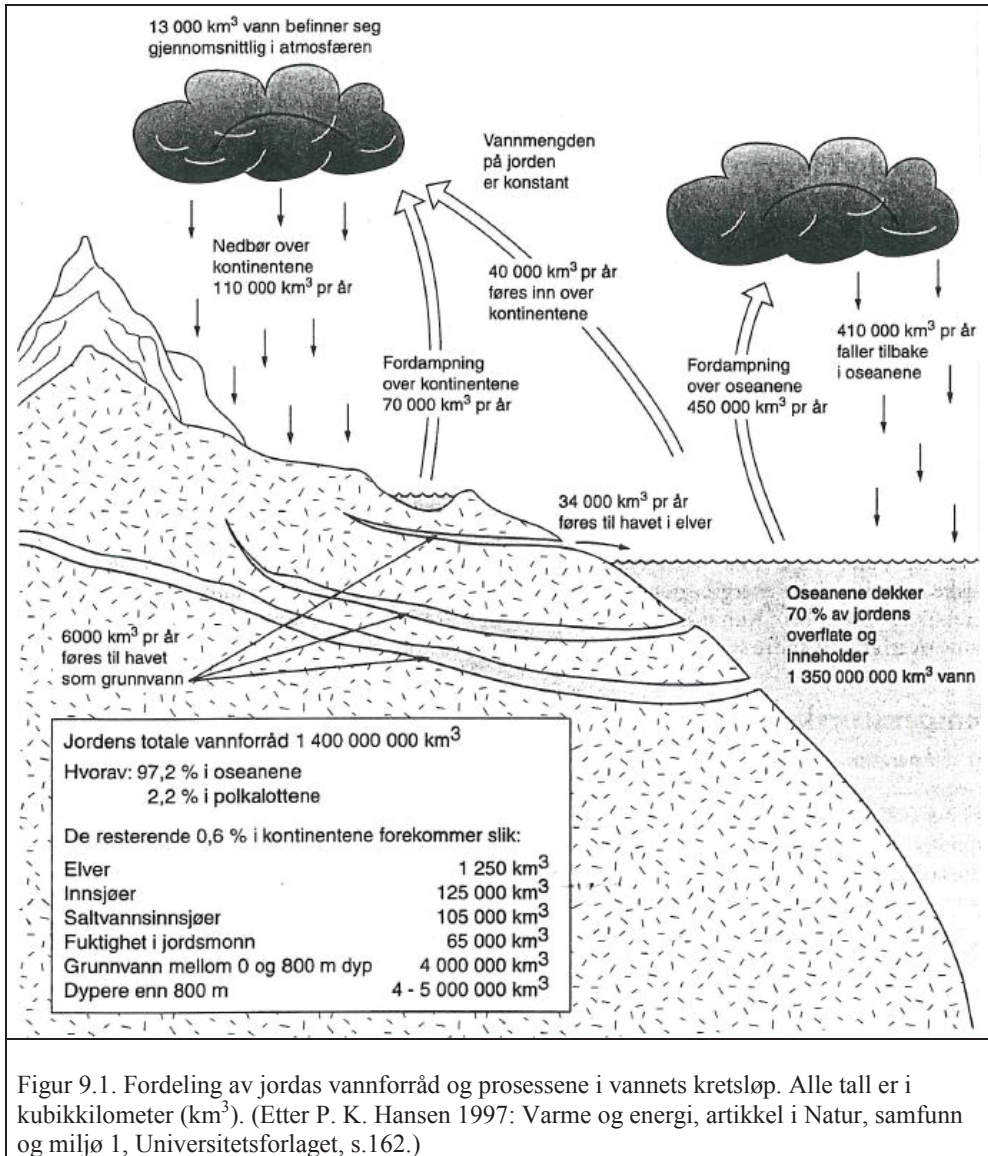
Figur 8.10. Satellittbilde av et polart lavtrykk fredag 6.april 2007. Iskanten er i øverste venstre hjørne.

De hvite skyene er kaldest - har høyest topp.

De grå skyene er mildere, mellomhøye altocumulus eller lave cumulus. Noen ligger i «bånd» som følger vindretningen rundt lavtrykket mot urviseren. (NOAA/met.no.)

Polare lavtrykk er vanskelig å varsle. De siste årene har meteorologene fått bedre satellittdekning i det aktuelle området, og tilgang til vindmålinger over hav fra satellittene. Dette gir en god dekning av store områder. De meteorologiske prognosemodellene har også blitt vesentlig bedre. De aller fleste polare lavtrykk fanges nå opp på 6-12 timers varsel, selv om de fortsatt (2009) har noe usikkerhet med hensyn på presis plassering og dybde. Ut over 12 timer blir prognosene gradvis mindre sikre, men meteorologene får som regel en god pekepinn på at forholdene ligger til rette for utvikling noen dager i forveien. Det kan ofte være vanskelig for meteorologen å få formidlet et varsel om polare lavtrykk ut til brukerne.

9 VANNETS KRETSLØP



Figur 9.1. Fordeling av jordas vannforråd og prosessene i vannets kretsløp. Alle tall er i kubikkilometer (km³). (Etter P. K. Hansen 1997: Varme og energi, artikkel i Natur, samfunn og miljø 1, Universitetsforlaget, s.162.)

Vann (H₂O) er det eneste stoffet på jorda som finnes naturlig i alle tre faser som fast (is), flytende (vann) og gass (vann damp). Vann i fast form finnes først og fremst som innlandsis i Antarktis og på Grønland, og som havis i polarområdene. Innlandsisen er lagret nedbør som har falt som snø gjennom tusener av år. Hvis innlandsisen en gang skulle smelte, ville havnivået stige ca.80 meter. Det forteller litt om mengden. Like vel utgjør is bare ca.2% av jordas totale vannforråd. Det er lite som tyder på at innlandsisen skal smelte selv om vi bekymrer oss for den økte drivhuseffekten. Kanskje vil det motsatte skje at innlandsisen blir

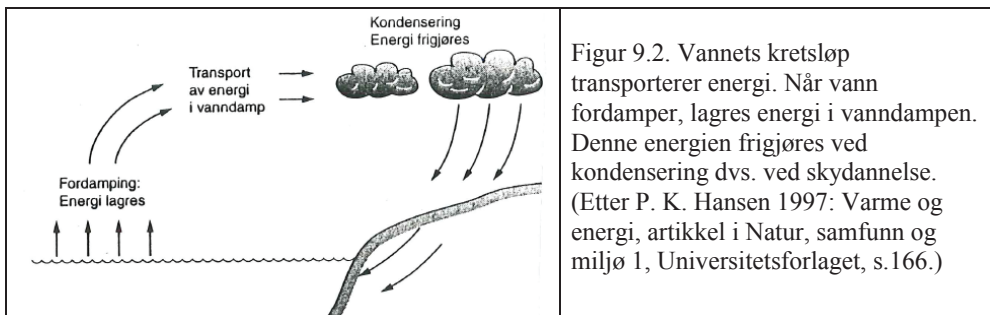
tykkere. Med et varmere klima vil det bli økt nedbør og dermed falle mer snø i Antarktis og på Grønland.

Mer enn 97% av jordas vannforråd er flytende vann. Det meste er saltvann siden havene dekker ca.70% av jordas overflate. Store deler av verdenshavene befinner seg i et bredt belte rundt ekvator. Det er nettopp her effekten av solstrålene er størst. Her står sola alltid høyt på himmelen på dagtid. Hvis vi ser på et satellittbilde av jorda (figur 8.1), vil havene rundt ekvator se nesten svarte ut. Det betyr at det meste av solstrålene absorberes når sola står høyt på himmelen. Havvannet varmes opp av solenergien og det fordampes stadig fra overflata. Den lille resten av det flytende vannet finnes på kontinentene, for det meste som markvann og grunnvann. Innsjøer, elver og jordfuktighet utgjør til sammen bare ca.0,02% av jordas totale vannforråd. De gir imidlertid et viktig bidrag til fordampningen.

Vanddampen fra oseanene, innsjøene, elvene og jordfuktigheten er den usynlige H₂O-gassen som blander seg med de andre gassene i atmosfæren. Ofte kaller vi den luftfuktigheten. I tropene er temperaturen høy. Der kan atmosfæren inneholde nærmere 40 gram vanddamp pr. kubikkmeter. I vinterkalde polarområder og ørkenstrøk kan innholdet nærme seg null. Ved 0°C veier 1 kubikkmeter luft ca. 1,3 kilogram, og den maksimale luftfuktigheten er 5 gram pr. kubikkmeter (figur 2.3). Luftfuktigheten er altså sterkt temperaturavhengig, men den utgjør alltid bare en liten del av luftas masse. Det er nitrogen og oksygen som er de viktigste gassene i atmosfæren.

Når lufta avkjøles, kan luftfuktigheten kondensere til mikroskopiske dråper dvs. vi er tilbake flytende vann. Det er altså dannet skyer, og noen ganger gir de nedbør. Sjelden skjer skydannelsen og nedbøren i samme område som fordampningen. Oftest er det slik at de fuktige, klare luftmassene beveger seg over lange distanser før det dannes skyer og nedbør. Figur 9.1 viser at det faller mindre nedbør over oseanene enn det fordampes. Vannets kretsløp sørger altså for at oseanene har et nedbørunderskudd, mens kontinentene har et overskudd.

Energien til å drive fordampningen i vannets kretsløp kommer fra sola. Ca.30% av sollyset reflekteres av skyer og jordoverflata. De resterende 70% driver alle prosessene på jorda. Hele 23 prosentpoeng brukes av vannets kretsløp. Til sammenlikning bruker vind og havstrømmer mindre enn 1 prosentpoeng, og den livsviktige fotosyntesen bare 0,02 prosentpoeng. Den energien som brukes til fordampning (figur 9.2) frigjøres senere ved kondensasjon der skyene dannes oppe i atmosfæren. Vannets kretsløp er derfor også en viktig del av energikretsløpet på jorda.



Figur 9.2. Vannets kretsløp transporterer energi. Når vann fordampes, lagres energi i vanddampen. Denne energien frigjøres ved kondensering dvs. ved skydannelse. (Etter P. K. Hansen 1997: Varme og energi, artikkel i Natur, samfunn og miljø 1, Universitetsforlaget, s.166.)

Beregninger av nedbør

Figur 9.1 viser at volumet (V) av nedbøren som faller på jorda i et år, er til sammen 520000 kubikkilometer. Jordas radius (r) er ca.6400 kilometer. Jordas areal (A) beregnes med kuleformelen:

$$A = 4 \pi r^2 = 4 \cdot \pi \cdot (6400\text{km})^2$$

Hvor mye nedbør (h) faller det da i gjennomsnitt?

$$V = A \cdot h$$

$$h = V/A = 520000\text{km}^3 / (4 \cdot \pi \cdot (6400\text{km})^2) = 0,001010\text{km}$$

$$h = 1,010\text{m} = 1010\text{mm}$$

Det faller altså i gjennomsnitt ca. 1 meter nedbør på jorda i et år. Meteorologen ville si det falt ca. 1010 millimeter. Dette vet vi varierer mye fra sted til sted.

Figuren viser at det faller 110000 kubikkilometer over kontinentene som utgjør ca.30% av jordas areal. Hvor mange millimeter nedbør faller det i gjennomsnitt over kontinentene, og over oseanene?

10 HISTORIKK

Krimkrigen ble en meteorologisk vekker i England og Frankrike. Natten til 14. november 1854 ble den fransk-engelske flåten i Svartehavet overrasket av en voldsom storm under beleiring av Sevastopol på Krim. 30 skip med verdifull last ble ødelagt. Dagene før hadde uværet dratt over Atlanterhavet, inn over Vest-Europa og fortsatt østover til Svartehavet. Nettverket av telegrafstasjoner hadde kunnet advare mot uværet, men ble ikke brukt. Oppfinnelsen av telegrafien i 1837 førte til utbygging av telegrafsystemer på 1840-tallet. Etter Krimkrigen startet utveksling av meteorologisk informasjon om f.eks. lufttrykk, vind, nedbør og temperatur – og værvarsler vha. telegrafi.

Værvarslingens historie i Norge er omtrent 150 år gammel. På den tiden var en stor del av befolkningen knyttet til primærnæringene fiske, jord- og skogbruk. Disse næringene, men kanskje i særlig grad fiske, er meget avhengig av sikker værinformasjon. På 1800-tallet forliste år om annet mange fiskebåter i uvær langs norskekysten. Behovet for stormvarsler var stort. Henrik Mohn (1835-1916, figur 10.1), en ung teologistudent, hadde fattet interesse for fysikk og astronomi. Han avbrøt teologistudiene og ble etterhvert universitetsstipendiat og astronomisk observatør. Han førte dessuten videre Christopher Hansteens (1784-1873) meteorologiske observasjoner og fikk fra 1863 daglig tilsendt værkart fra Paris som han justerte med norske observasjoner. På denne tiden hadde interessen for meteorologi nådd et høydepunkt i flere europeiske land. Mohn hadde store vyer for meteorologiens anvendelse spesielt for sjøfart og fiske. Han holdt foredrag og skrev i Morgenbladet bl.a. om Paris-observatoriets stormvarsler som tok til i 1863. Mohns innsats var den umiddelbare foranledningen til Universitetets forslag om å opprette et meteorologisk institutt.

Moderne værvarsling er avhengig av værobservasjoner som er gjort *synoptisk* (fra gresk *syn* «samtidig» og *opsis* «syn» eller «synspunkt») dvs. samtidig fra et nettverk av stasjoner. Oppfinnelsen av telegrafien gjorde slik observasjonsinnsamling mulig. Dette, sammen med et forslag fra Universitetet, førte til at *Det Norske Meteorologiske Institutt* (DNMI) ble opprettet ved Kongelig resolusjon av 28. juli 1866 og startet sin virksomhet 1. desember 1866. Dette skjedde bare 11 år etter at Norge fikk sin første telegrafforbindelse mellom Christiania og Drammen. DNMI ble knyttet til Universitetet, men ble selvstendig statsinstitusjon i 1909. DNMI fikk to oppgaver:

1. Lage en beskrivelse av de klimatiske forholdene i Norge.
2. Gi stormvarsler - særlig med tanke på skipsfart og fiske langs vår lange kyst og i havområdene utenfor.

Den første bestyrer av DNMI ble Henrik Mohn, bare 31 år gammel. Samtidig ble han utnevnt til den første professor i meteorologi. Han ble dermed verdens første professor i (ren) meteorologi. Mohn satte umiddelbart i gang arbeidet med å opprette et observasjonsnett både nasjonalt og internasjonalt. Det startet med 5 observatører som han overtok fra Telegrafverket. Tidlig kom han i kontakt med en annen ildsjel, den senere så berømte klimatologen, Wladimir Köppen (1846-1940), som delte jorda inn i klimasoner etter temperatur og nedbør. Fra 1874 var Köppen leder for *Deutsche Seewarte* i Hamburg. Observasjonsnettet skulle både gi bidrag til den løpende varslingen og til klimastudier med tanke på forskningen. Mohn var fullstendig klar over at kunnskapen om været til havs spesielt i nord var av stor betydning. Han vervet derfor med stor iver skipsførere som observatører. Disse førte meteorologisk skipsdagbok med seks daglige målinger av trykk, temperatur i luft

og vann, vindretning og styrke, skydekke, nedbør og sjøgang. DNMI besørget anskaffelse av måleinstrumentene til de frivillige observatørene, men utgiftene måtte de bære selv. De hadde heller ingen observatørlønn. Dette viser at interessen og behovet for værvarsler var stor til sjøs.

I begynnelsen sto telegrafene også for spredning av varslene bl.a. til steder der fiskere la ut. De første *Vejr-Udsigter* kom i 1868: Tre stormvarsler under vintersildfisket og Lofotfiske. Bergensposten trykket foregående dags værkart allerede fra 1877. I 1882 startet DNMI *Vejr-Varsler for Landmanden* alle hverdager i sommerhalvåret. Mens det i begynnelsen var telegrafene, avisene, oppslag og semaforer som formidlet varslene, kom telefonen i tillegg utpå 1900-tallet. Senere var det radioen som gjorde værvarslene til allemannseie og interesse. Varlene på TV og yr.no har ikke gjort interessen mindre, selv om de fleste ikke lenger har daglige yrkesbehov for å vite hvordan været vil bli. Mohn var ung, entusiastisk, praktisk og hadde vitenskapelig kompetanse. Han satte ganske snart norsk værvarsling og meteorologi i fremste rekke. Fram til i dag har DNMI (nå Meteorologisk Institutt MI) og norsk meteorologisk forskning høstet stor anerkjennelse.

Henrik Mohn representerer starten på en forskningstradisjon som lever den dag i dag i det direktøren eller en forsker ved DNMI samtidig er professor ved Universitetet i Oslo. Det har gjort at anvendelsesaspektet i forskningen hele tiden har stått sentralt selv om mye må kunne betegnes som grunnforskning. Alt i 1864, snaue 30 år gammel skrev Mohn (Ø. Fremming, 1991: Værvarslingsjenesten i Norge, artikkel i *Vær & Klima*, s.127-131):

... den første betingelse for en forutsigelse av været, nemlig kjennskap til lovene om atmosfærens forandringer og deres kjennemerker, takket være moderne meteorologisk forskning, på det nærmeste, i alle fall til en viss grad, må anses som fyldegjort.

Kanskje var han vel optimistisk. Selv i dag er det rimelig å ta de samme forbehold. Mohns forskning brakte han nær en forståelse av dannelsen av lavtrykk over nordlige havområder. På den tiden samarbeidet han ikke bare med Köppen, men også med den engelske ildsjelen og meteorologen Robert FitzRoy (1805-1865, også skrevet Fitz-Roy og Fitzroy, figur 10.1). FitzRoy hadde vært admiralen. Som seilskutenavigatør ble han spesielt opptatt av vind og vindsystemer i Atlanterhavet. Etter katastrofen med Krimkrigen i 1854 fikk han i oppdrag å organisere den engelske stormvarslingen. Samme år ble *Met. Office* grunnlagt og FitzRoy ble første sjef. Fra 1858 utstyrte han alle sine observatører til lands og på skip med barometer. De kalte det for *The Weather Glass* fordi barometeret til en viss grad kunne varsle kommende uvær (se 3 Luftrykk). FitzRoy tegnet værobservasjoner, tatt på samme tidspunkt, inn på sitt værkart: «Som om et øye i rommet så ned på hele Atlanterhavet på en gang ...». Allerede i 1854 publiserte han værvarslene med telegrafi, først og fremst til kyststasjoner. I 1861 kom tekstvarsler i Times, og i 1875 kom også værkartene.

FitzRoy, i likhet med Mohn, forsket på årsaken til dannelsen av lavtrykk over nordlige havområder. Allerede på 1850/60-tallet var han nær ved å knekke koden. Noen hevder at FitzRoy var den første som knyttet utviklingen av stormer til grensen mellom luftmasser med forskjellige fysiske egenskaper. C. L. Godske, meteorologiprofessor i Bergen etter krigen, har skrevet (C. L. Godske 1956: Hvordan blir været?, Cappelen, s.32):

Admiral Fitz-Roy var ... en av meteorologiens mest skarpsindige og begavede forskere. Han fant strømmene på kartet, fant "frontene" - ja fant frem til meget av det som skapte Bergenskolens ry i 1917.

FitzRoy er ellers kjent som sjef på orlogsbriggen *Beagle* på jordomseilingen 1831-36 der Charles Darwin (1809-1882) gjorde de oppdagelsene som dannet grunnlaget for den teorien som skulle gjøre han verdensberømt.



Figur 10.1. Fra venstre Robert FitzRoy (1805-1865), Henrik Mohn (1835 – 1916), Vilhelm Bjerknes (1862-1951). (Wikipedia)

Mot slutten av 1800-tallet ble værvarslene bygget på at lavtrykkenes bevegelse ble flyttet fram i tid. Kunnskapen om været knyttet til høytrykk og lavtrykk ga grunnlaget for selve værvarslingen. Telegrafi var dyrt og det begrenset det antall data de sentrale meteorologiske instituttene i Europa kunne motta fra observatørene. Det begrenset også de varslene som ble sendt ut til enkeltord som «tørt», «varierende» eller «storm».

Meteorologisk forskning fram til ca.1910 fant sted innenfor den gamle teoriens begrensede begrepsapparat. Det medførte forfining av varslingsmetodene som f.eks. Ralph Abercrombys konsentriske lavtrykkfelt i 1875 og hans «syklonmodell» i 1883. I 1911 kom Napier Shaw med sin syklonmodell som beskrev de brå skiftene i vind, temperatur og trykk når en type luft erstattet en annen. Selv om han med den bakgrunn innså mangelen ved den gamle varslingsmetoden, endret verken han eller andre praksis.

Mohns død i 1916 falt sammen med DNMI's 50 års jubileum. Han hadde vært aktiv langt inn i sitt siste leveår og nekrologene levnet liten tvil om at han på sin tid var en av Norges mest anerkjente vitenskapsmenn.

Meteorologi er en vitenskap som i sin natur er svært avhengig av internasjonalt samarbeid. Det var noe Mohn hadde bidratt til fra første stund. *The International Meteorological Organization* (IMO) ble etablert alt i 1873. Hans Theodor Hesselberg var Carnegie-stipendiat hos Vilhelm Bjerknes (figur 10.1) i Kristiania og senere hans assistent i Leipzig. Hesselberg var direktør ved DNMI fra 1915-55 og president for IMO i en årrekke. IMO er forgjengeren til FN-organet *The World Meteorological Organization* (WMO) som ble etablert 23.mars 1950. Siden 1961 feires dagen som verdens meteorologidag.

Paradigmeskiftet i meteorologien ble «varslet» allerede i 1904 med Bjerknes' lov om værvarsling:

1. Man må med tilstrekkelig nøyaktighet kjenne atmosfærens tilstand ved et bestemt tidspunkt.
2. Man må med tilstrekkelig nøyaktighet kjenne lovene som styrer utviklingen i atmosfæren

fra en tilstand til den neste

«Loven» med forklaringer, ble presentert i Aftenposten 8., 9. og 10. januar 1904, og publisert som vitenskapelig artikkel samme år i *Meteorologische Zeitschrift* nr. 21: *Das Problem der Wettervorhersage, betrachtet vom Standpunkte der Mechanik und der Physik* [Problemet værvarsling sett fra mekanikkens og fysikkens ståsted]. Bjerknes presenterte artikkelen for The Carnegie Institution of Washington i 1905. Det førte til han fikk bidrag i de neste 35 år til å lønne to-tre vitenskapelige assistenter. Bidraget falt bort i 1941 da USA kom med i krigen.

I Leipzig startet Wilhelm Bjerknes arbeidet som hadde som mål å gjøre meteorologi til en eksakt fysikk for atmosfæren. Når astronomi for lengst hadde blitt anvendt mekanikk, mente han at meteorologi kunne bli anvendt fysikk. I utgangspunktet betraktet Bjerknes og medarbeidere (kalt Leipzigskolen) atmosfæren som en udiffensiert strøm som kunne forstås ved hjelp av hydrodynamikk og termodynamikk. Leipzigskolen nådde et stykke på vei, men alle de tyske studentene og assistentene ble etterhvert utkalt i krigen som feltmeteorologer. Flygning samt de nye våpnene gass og bombing fra fly krevet kortsiktige værvarslere.

I 1917 sørget to fremstående oseanografer ved det nyopprettede Geofysisisk institutt i Bergen, Fridtjof Nansen og Bjørn Helland-Hansen, for at Bjerknes ble kallet til et professorat og ledelse av den meteorologiske avdelingen. Bjerknes hadde ingen praktisk erfaring fra værvarsling og tegnet heller aldri senere et værkart. Han var teoretiker og en stor inspirator for sine medarbeidere ved avdelingen, Jacob Bjerknes («Jack» sønn av Wilhelm, kalt «Gammel'n»), Halvor Solberg, og Tor Bergeron (svensk) (figur 10.2 høyre). Senere kom Carl-Gustaf Rossby (svensk) og Svein Rosseland også inn i gruppen. Som gruppe høstet de etterhvert stor anerkjennelse under navnet Bergenskolen. 23 år gammel – uten avlagt embetseksamen - ble Jacob Bjerknes ansatt som første bestyrer av Værvarslinga på Vestlandet som ble grunnlagt 1920.

Den første værredaktøren i den nye amerikanske storavisen USA Today, Jack Williams, skrev i 1992 (*The Weather Book, USA Today, s.9*):

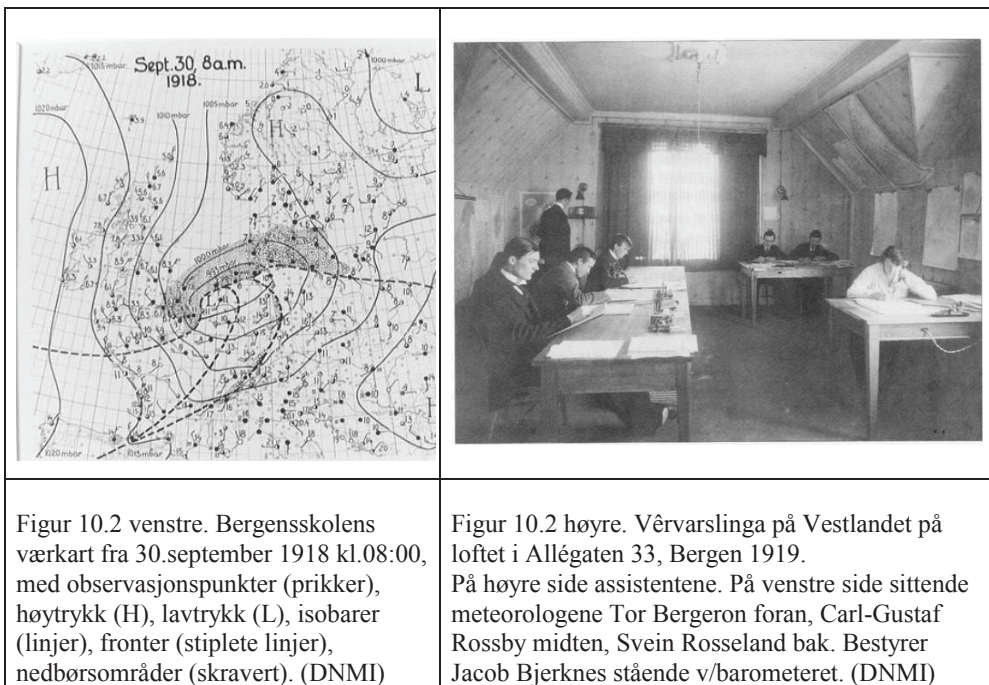
Weather forecasting didn't become "scientific" until the period around World War I. At that time a group of scientists, led by the Norwegian physicist Wilhelm Bjerknes, developed both a picture of the atmosphere and forecasting methods based on the laws of physics.

Utsagnet kan begrunnes med at den gamle teorien nærmest ble forkastet og erstattet med en ny i årene 1918 til 1923. For det første besto skiftet i at meteorologi fikk et nytt sett av begreper: luftmasser og fronter. Meteorologi ble nå å forutsi forflytning og endring av luftmasser. Videre å forutsi utviklingen av frontene, det skarpe skillet mellom luftmassene, til fenomener som sykkloner og nedbørsområder. For det andre førte skiftet umiddelbart til etablering av en ny værvarslingsmetode.

Norge som nøytral nasjon i Verdenskrigen 1914-1918, hadde ikke tilgang på værobservasjoner fra de Britiske øyene, Island og Færøyene. Den britiske militærsensuren brøt altså plikten til å utveksle værobservasjoner med nøytrale land. De kunne også sensurere værobservasjonene fra de danske øyene i Nord-Atlanteren siden telegrafkabelen gikk over Skottland. Norske meteorologer manglet altså viktige værobservasjoner fra havområdene. Som kompensasjon ga regjeringen, etter Bjerknes plan, midler til et langt tettere observasjonsnettverk på land og på de ytterste øyer i havet i vest. Motivasjonen for bedre værvarslere, var å sikre forsynings situasjonen i et isolert Norge med store økonomiske

problemer. Kystfiskerne trengte større sikkerhet når kravet var økt fangst. Landbruket trengte værvarsler som kunne bidra til å øke produksjonen og derigjennom sikre matforsyninger. Etter krigen fikk også sivil flytrafikk behov for sikre varsler.

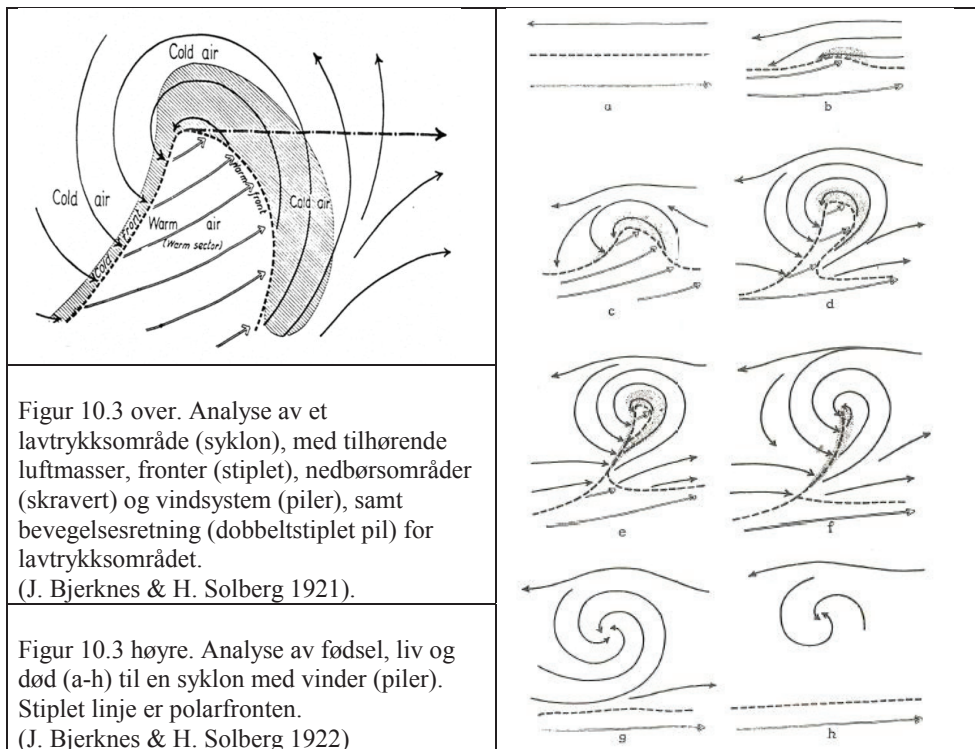
Fra de detaljerte synoptiske værkartene (figur 10.2 venstre) som Bjerknes og medarbeiderne nå kunne analysere, falt brikkene på plass i *polarfront-syklonmodellen*. Det var sønnen Jacob, bare 22 år gammel, som i 1919 introduserte idéen om luftmasser med varm- og kaldfronter. Han må hatt pedagogisk teft da han rett etter Verdenskrigen, valgte metaforen «front» for å beskrive kampen om landområder mellom de kalde og varme luftmassene. Bergeron (se kapittel 6 Nedbør) var i 1920 pådriver i utvikling av teorien om «sammenklapping» av frontene til det de etterhvert kalte okkluderte fronter (figur 8.4). Alle arbeidet intenst videre, og kronen på verket kom i løpet av 1922 med artikkelen *Life Cycle of Cyclones and the Polar Front Theory of Atmospheric Circulation* publisert av J. Bjerknes og H. Solberg i Geofysiske publikasjoner (figur 10.3 høyre).



Bjerknes skriver noen år senere (H. Lippestad 2012: 150 år og like nyttig, artikkel på met.no):

Gjennom 50 år har meteorologer i hele verden sett på værkart uten å oppdage de viktigste mønstrene på dem. Jeg ga bare den rette type kart til de rette unge menn, og de oppdaget fort rynkene i værrets ansikt.

Som en kuriositet kan nevnes at Jacob Bjerknes (1897, 1975) så sent som i 1957 framsatte teorien for sammenhengen mellom *El Niño* og atmosfæriske forstyrrelser i det nordlige Stillehavet og Nord-Amerika. I 1962 leverte han sitt store verk om forståelsen av vekselvirkningen mellom hav og atmosfære og den innflytelsen det har på klimaet. Han tok aldri embetseksamen, men ble dr.philos. i 1924 på studier av frontenes vertikale struktur.



DNMI ble opprettet i 1866, fordi den lovende forskeren Henrik Mohn stod til disposisjon. I forarbeidet med stormvarsler for Nord-Norge var situasjonen liknende. I Stortingsproposisjon nr.68(1915) heter det: «For at sikre sig hr.Devik har [det] været nødvendig straks at fremsætte proposition i saken». Det var Vilhelm Bjerknes sammen med Kristian Birkeland og Fridtjof Nansen, som gikk sterkt inn for Olaf Devik, Bjerknes tidligere Carnegie-stipendiat fra Kristiania. Bjerknes hevdet at dette var et forskningsarbeid «som ikke kan lægges i hænderne paa hvilkensomhelst.» Devik fikk stillingen og bygget opp et observasjonsnett som i 1920 omfattet 40 steder. Det første synoptiske værkartet ble tegnet 1.januar det året. Varslene ble utarbeidet etter Bergenskolen polarfront-syklonmodell kombinert med kunnskaper om spesielle nord-norske forhold som hadde kommet fram under Deviks undersøkelser.

Den dag i dag består polarfront-syklonmodellen som Bergenskolen «konstruerte», fortsatt prøven. Modellen ble umiddelbart et meget nyttig redskap i varslingen i Norge og etterhvert i andre europeiske land og i Amerika. Den videre teoriutviklingen førte fokus fra bakkenivå til kartlegging av hele troposfæren og lavere del av stratosfæren. I værvarslet på TV og yr.no sees daglig en forenklet utgave med polarfront, kaldfronter, varmfronter, okkluderte fronter, høytrykk og lavtrykk, vindpiler og nedbørområder. Noen TV-stasjoner viser dessuten isobarene dvs. hele trykkbildet. Værstoff er også et populært og daglig innslag i norske aviser. Det har som oftest sin faste plass. Innholdet varierer fra en temperaturliste og referat av dagens varsel til relativt fullstendige værkart med tilhørende analyse. Sammenliknet med utenlandske media, ligger Norge på ingen måte langt fremme. Ytterpunktet er USA og

Canada som har hver sin rene 24-timers TV-værkanal, hhv. *The Weather Channel* som begynte sine sendinger 2.mai 1982, og *The Weather Network*. Både europeiske og amerikanske storaviser f.eks. *Berlinske Tidene*, *Bild Zeitung* og *USA Today* bruker fra en halv til en hel side på værstoff ofte med fullstendige værkart.

Norge har tatt sitt mon igjen med *yr.no* som ble lansert 19. september 2007. *Yr.no* har blitt verdens fjerde mest besøkte nettsted for værvarsler. *Yr.no* gir værvarsel for over 800 000 steder i Norge og mer enn 7 millioner steder i hele verden. Det er over 4 millioner brukere i uken (2014): 50% fra Norge, 25 % fra Sverige, 25 % fra andre steder i verden.

Daglig ser altså store deler av det norske folk resultatet og anvendelsen av en av de store vitenskapelige bragdene norske forskere har begått. Alle de nevnte aktørene i Bergenskolen ble i tur og orden professorer ved universitetene i Norge eller ved utenlandske universiteter.

DNMI har også i moderne tid levert professorer til universitetene. Mest kjent er Ragnar Fjørtoft (1913-1998), som også samtidig var direktør for DNMI i 23 år, og Arnt Eliassen (1915-2000). Som unge meteorologer og forskere, deltok de i pionerarbeidet i Princeton USA tidlig på 1950-tallet der de første datamaskinbaserte værvarslene ble utarbeidet. Deres videre arbeid på dette området gjør at de i dag har en anerkjent plass blant grunnleggerne av den moderne meteorologien. Fjørtoft er den fjerde nordmann etter Hans Theodor Hesselberg, Jacob Bjerknes og Sverre Pettersen (se nedenfor) som har fått den høyeste internasjonale meteorologiske prisen, IMO-prisen. Eliassen er også rikt hedret bl.a. som medlem av det amerikanske, finske, tyske og norske vitenskapsakademiet. I forbindelse med hans 80-årsdag 9.september 1995 arrangerte *The Massachusetts Institute of Technology* og *American Meteorological Society* i oktober et symposium til ære for Eliassen. 19.november 1996 mottok han fra Italias president, den prestisjefylte prisen *Premio E. Balzan* (2,6 millioner kroner).

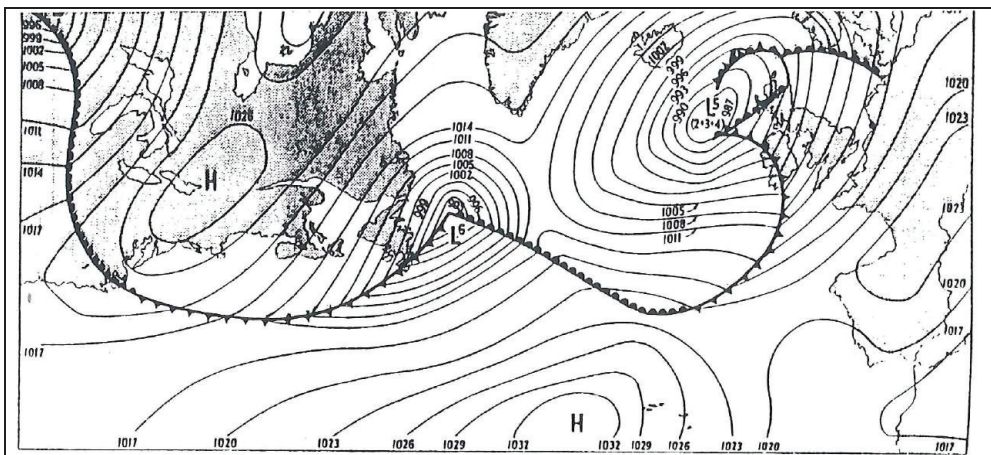
Datamaskinbaserte værvarslingsmodeller som bygger direkte på fysikkens grunnprinsipper, har gjort langtidsvarsler mulig. Modellene er i kanskje enda større grad enn polarfront-syklonmodellen, avhengig av et tett observasjonsnett for å gi sikre værobservasjoner som utgangspunkt for beregningene. Det er et spørsmål DNMI arbeider kontinuerlig med. Det er et kostnadsproblem. Det er også et praktisk problem i og med at manuelle stasjoner må ligge der det er bosetning eller annen virksomhet. Det er ca.390 værobservatorer i Norge (2015) som sender sine observasjoner på SMS eller Internett tre-fire ganger i døgnet alle dager i året. De siste årene har det kommet automatiske værstasjoner i tillegg til manuelle. De registrerer blant annet temperatur, luftfuktighet, atmosfæretrykk og vind hver time i døgnet, mens manuelle stasjoner også observerer visuelle værelementer som synsvidde, skyhøyder, skytyper og værtype tre ganger om dagen, nedbørmengde to ganger om dagen, samt snødybde og markas tilstand en gang daglig. Ringen er på en måte sluttet tilbake til Mohn og hans arbeid for å etablere et slik nettverk alt i 1866.

Denne korte historien om det norske bidraget til en relativt liten vitenskap er et eksempel på samspillet mellom naturvitenskap, teknolog og samfunn, slik *Science-Technology-Society*-bevegelsen mener kan være bidrag til berikelse av naturfagundervisningen i skolen. I sin PhD-avhandling 1978 (Wilhelm Bjerknes and the Bergen School of Meteorology, 1918-1923, The Johns Hopkins University) har Bjerknesbiografen Marc Friedman skrevet:

The need for better forecasting arose from historical developments during and after World War I. In Norway economic problems, and the belief that science could be mobilized to assist in relieving these problems, led to massive government expenditures on weather services.

Historien viser også hvordan vitenskapelig kunnskap er i utvikling. Den viser at de modellene som brukes ikke er virkeligheten, men den til enhver tid beste hypotesen. Slike hypoteser settes stadig på prøve, men grunntrekkene i polarfront-syklonmodellen har blitt stående etter daglig prøving gjennom varsling i 100 år. Kanskje befestet den sin stilling etter at satellittbilder kunne bekrefte hva Bergenskolen i 1917-22 antok og tegnet.

Den mest dramatiske prøven på modellen var kanskje varslingen av været på D-dagen i 1944. Operasjon *Overlord*, krigens største militære operasjon, var svært væravhengig siden transporten over den Engelske kanal skulle skje i små båter om natten, og landgangen skulle støttes av flyvåpenet. Tre meteorologgrupper fra konkurrerende «skoler» (varslingsmodeller) utarbeidet, uavhengig av hverandre, varsler for mandag 5.juni som skulle være invasjonensdagen. Observasjonsgrunnet fra Atlanterhavet var svakt. Den norske meteorologen Sverre Pettersen brukte polarfront-syklonmodellen på en overbevisende måte. Modellen ga rimelig sikre varsler for 48 timer. Han sannsynliggjorde at prognosen for morgenen 5.juni var alt for dårlig (figur 10.4). Derfor tok general Eisenhower søndag morgen kl.04:15 den ugjenkallelige avgjørelsen om at *Overlord* skulle utsettes ett døgn til tirsdag 6.juni. Pettersen mente at været da skulle muliggjøre landgang med støtte fra flyvåpenet. Det viste seg at været om morgenen mandag 5.juni ble så dårlig at landgangen hadde vært umulig, og ville ført til en katastrofe hvis den var iverksatt. Hvordan det gikk om morgenen 6.juni 1944 og i tiden etter, skulle være kjent. Det kan sees som et paradoks når Friedman (1989, *Appropriating the Weather. Vilhelm Bjerknes and the Construction of a Modern Meteorology*. Cornell University Press, s.246) påstår at «Hermann Göring insisted the Bergen meteorology be used for securing the Luftwaffe».

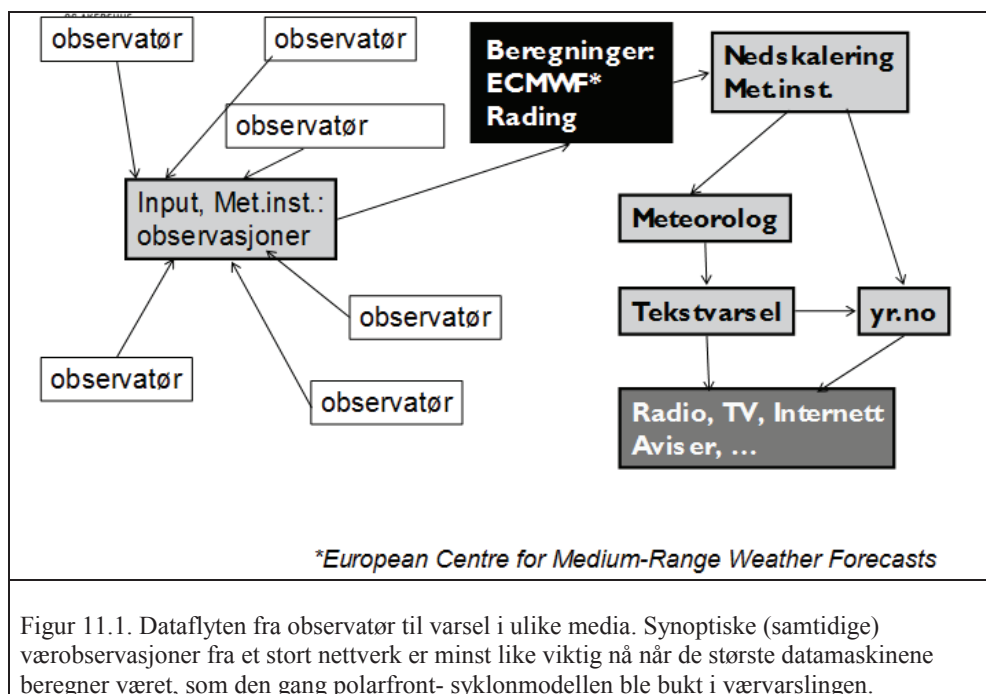


Figur 10.4. Sverre Petterssens værkart søndag 4.juni 1944 kl.13:00 GMT. Kaldfronten til lavtrykk L^5 over Irland gikk hurtig østover, og ville gi dårlig vær over invasionsområdet om natten og morgenen mandag 5.juni. Bak fronten dukket det opp mulighet for brukbart vær tirsdag 6.juni. På grunnlag av dette værkartet utsatte general Eisenhower D-dagen fra mandag til tirsdag. (A. Sunde 1990: Værvarsling for invasjonen i Frankrike 6.juni 1944. Været. Nr.4/1990, s.144-151.)

11 MODERNE VÆRVARSLING

Fastlands-Norges beliggenhet mellom 58°nb og 71°nb gjør at vårt vær i stor grad er preget av vær fenomener på mellom- og storskala. Polarfrontens beliggenhet bestemmer ofte været i Norge. Pga. landets lange nord-syd utstrekning, krysser ofte fronten landet og styrer de vandrende syklonene i den retningen. Polarfront-syklonmodellen har derfor, etter den ble tatt i bruk omkring 1920, vært et nyttig redskap for norske meteorologer til langt innpå slutten av forrige århundre. Nå er den bare supplerende kunnskap for meteorologens manuelle justeringer datamaskinbaserte værprognoser.

Værvarsler både før og nå bygger på værobservasjoner fra et stort nettverk av observatører og skip fra Amerika i vest til langt inn i Russland i øst. I 2015 er det i Norge ca.390 synoptiske værstasjoner. Mange betjenes av vanlige manuelle observatører. Resten av stasjonene er knyttet til annen virksomhet eller er automatisert. Observatører over hele kloden leser av sine instrumenter samtidig (synoptisk), de fleste hver tredje eller sjette time hele døgnet, og overfører resultatene til sitt nasjonale meteorologiske institutt (figur 11.1).

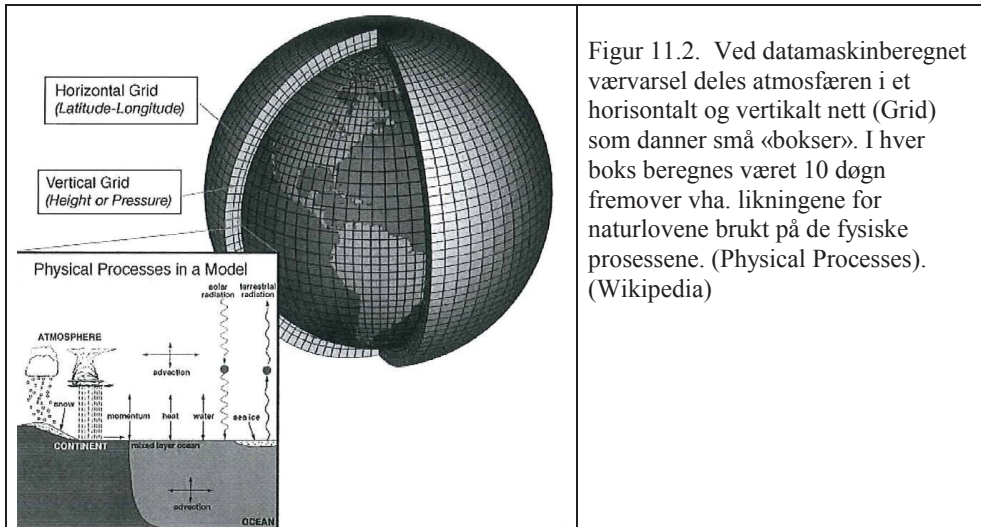


Figur 11.1. Dataflyten fra observatør til varsel i ulike media. Synoptiske (samtidige) værobservasjoner fra et stort nettverk er minst like viktig nå når de største datamaskinene beregner været, som den gang polarfront- syklonmodellen ble bukt i værvarslingen.

Etter 2. verdenskrig ble det bygget ut et verdensomspennende nett av radiosonde stasjoner (8 i Norge, hvorav 6 sender opp sonder til faste tider hver dag). Økt kunnskap om vind, temperatur og fuktighet i den frie atmosfæren opptil 20-25 kilometer, kunne forbedre varslene, og førte dessuten til en sterk faglig utvikling av meteorologien i 1950- og 60-åra. Nå overvåker også meteorologiske satellitter den globale vær-situasjonen kontinuerlig. Den første vær-satellitten Tiros ble skutt opp i USA allerede i 1960. I våre dager er det et nettverk av avanserte vær-satellitter som bidrar til å fylle ut observasjonsnettverket. Rundt 30 minutter tar det, å samle inn værobservasjoner fra hele kloden. I Europa samles alle data i *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF). Senteret ble opprettet fordi

datamaskinberegnet værprognoser for flere døgn framover, krever de aller største datamaskiner og er derfor er svært kostnadskrevenne. 17 land gikk i 1973 sammen om å opprette ECMWF i Reading (UK). Av økonomiske grunner ble Norge først medlem i 1989. I dag er det 21 medlemsstater og 13 samarbeidende stater. Fra 1980 laget senteret værprognoser som medlemslandene fikk tilbake og kunne bearbeide vider fram til de varsler som publiseres i media. Fra 1992 laget ECMWF også usikkerhetsberegninger. Nå lager senteret værprognoser for 10 døgn fremover.

For å beregne værets utvikling, deles jorden opp i rutenett 10km X 10km (eller mindre) og i 10 til 20 nivåer (eller flere), opp til 50km høyde (figur 11.2). Det blir tusenvis av «bokser». Observasjonene av lufttrykk, fuktighet, nedbør, vind og temperatur som er samlet inn, legges i de boksene der de er observert. I tomme bokser beregnes alle parametrene ut fra verdiene i de nærmeste fylte boksene. Når alle bokser er fylt, beregnes utviklingen for 10 døgn fremover i korte tidssprang vha. likningene for naturlovene dvs. Newtons 2.lov (bevaring av moment), termodynamikkens 1.hovedsetning (bevaring av energi) og likningen for bevaring av masse. Prosedyren gjentas 50 ganger for å bergene usikkerhet. Dagens (2015) maskiner i ECMWF foretar 70 billioner regnestykker i sekundet!



Figur 11.2. Ved datamaskinberegnet værvarsel deles atmosfæren i et horisontalt og vertikalt nett (Grid) som danner små «bokser». I hver boks beregnes været 10 døgn fremover vha. likningene for naturlovene brukt på de fysiske prosessene. (Physical Processes). (Wikipedia)

Varslene fra ECMWF blir korrigert for lokale forhold før de brukes videre i værvarslene og legges på yr.no slik at vi kan hente varsler for hele verden. Nedskalering (figur 11.1) betyr at dataene fra ECMWF brukes som input i mer detaljerte beregninger for Nord-Vest Europa og havområdene over til Grønland. Dataene brukes også i en enda mer detaljert modell for Norge og Sverige, som samarbeider om beregningene.

12 ELEVAKTIVITETER

Elever utvikler sine kunnskaper og får interesser gjennom fysiske og mentale aktiviteter. Noen aktiviteter kan være forsøk og elevøvelser i tradisjonell forstand, tilrettelagt av læreren. Andre aktiviteter er mer elevstyrt og utforskende. Nysgjerrigpermetoden (nysgjerrigpermetoden.no) er en elevtilpasset versjon av Den Vitenskapelige Metode dvs. Den Hypotetisk-Deduktive Metoden, som det arbeides etter i naturvitenskapelig forskning. Hovedtrekkene i Nysgjerrigpermetoden er, litt omskrevet:

1. *Dette lurer vi på:* Elevene har et spørsmål, et problem eller interesseområde de vil ha svar på og undersøke nærmere.
2. *Hvorfor er det slik:* Elevene formulerer en hypotese dvs. forslag til forklaring på spørsmålet eller problemet.
3. *Hvor kan vi finne ut noe om dette:* Elevene legger en plan og undersøker emnet nærmere i lærebøker, Internett, leksikon osv. og foreslår eventuelt et eksperiment.
4. *Dette vet vi nå:* Etter undersøkelsene må kanskje hypotesen reformuleres, eller det kan formuleres flere hypoteser. (2, 3 og 4 går ofte over i hverandre.)
5. *Dette vil vi se nærmere på:* Elevene undersøker og eksperimenterer for bekrefte eller avkrefte hypotesene.
6. *Dette har vi funnet ut:* Elevene studerer og beskriver resultatene. Elevene trekker konklusjon om hypotesene. Elevene forteller til andre.

Denne metoden kan danne mønster for prosjektarbeid i skolen. I temaarbeid og mindre arbeider er det ofte læreren som velger tema, reiser spørsmål, lager problemer og kanskje også stiller opp hypoteser som en del av undervisningen. Elevenes oppgaver blir da begrenset til punkt 5 og 6.

Elever møter ofte et naturfagtema på skolen med mange idéer og forestillinger i hodet. Noen har de fra sine egne hverdags erfaringer, andre kan de ha fra tidligere undervisning. Enkelte ganger har elevene god forståelse i utgangspunktet, andre ganger er forståelsen mangelfull. Den kan like vel være et godt grunnlag for videre undervisning og læring. Ikke sjelden har imidlertid elevene idéer som viser at de ikke har særlig forståelse av temaet. Da trenger elevene aktiviteter og støtte som setter dem på riktig spor. I mer enn 100 år har til sammen nærmere femti forskere kartlagt barns og elevers forståelse av årsaken til vær fenomener. Mest kjent er Jean Piaget (1896-1980). Alt i 1926 (*La représentation du monde chez l'enfant*) og 1927 (*La causalité physique chez l'enfant*) presenterte han to omfattende bøker der forståelsen av vær fenomener hadde en framtrædende plass. I Norge er «Alle snakker om været ...» fra 1996 den mest omfattende undersøkelsen. Noen resultater av denne kartleggingen blir referert i egne «bokser». Konklusjonene i undersøkelsen er grunnlag for flere av de elevaktivitetene som presenteres.

Et råd til aktivitetsbasert undervisning er å ta utgangspunkt i elevenes forståelse. Nye begreper og tenkemåter må introduseres planmessig og i takt med elevenes evne til å forstå. Naturfag har så mange begreper at læreren må tenke nøye gjennom hvilke som er grunnleggende nødvendige, og som det derfor må arbeides mest med. Når et nytt begrep er introdusert, må elevene anvende det mange ganger og i ulike situasjoner.

Begrepsanvendelse skjer gjennom samtaler, diskusjoner og presentasjoner. Når temaet er vær og klima, bør alle dager innledes med en vær samtale slik at begrepene blir aktivisert og elevene får respons fra medelever og lærer på sin begrepsanvendelse. Dessuten: Alle

snakker om være! Det er en del av vår kultur. En annen måte å konsolidere begrepene på er at elevene fører analog eller digital værlogg dvs. værdagbok i denne perioden.

Vi skal nå se på en del mulige spørsmål og eksperimenter som elevene kan arbeide med. Svarene finnes i fagdelen, men der det er nødvendig, kommer en kort tilleggsforklaring. Rekkefølgen på temaene følger stort sett fagdelen. Mange spørsmål og eksperimenter passer best for grunnskolens barnetrinn, andre passer bedre på ungdomstrinnet, i videregående opplæring eller lærerutdanning.

12.1 Temperatur

Spørsmål: *Hvordan virker et termometer?*

Dvs. et analogt væsketermometer. Spørsmål om hvordan et digitalt termometeret virker, ligger langt utenfor grunnskolenivå.

Ekspiriment: *Mål temperatur på forskjellige steder ute og inne.*

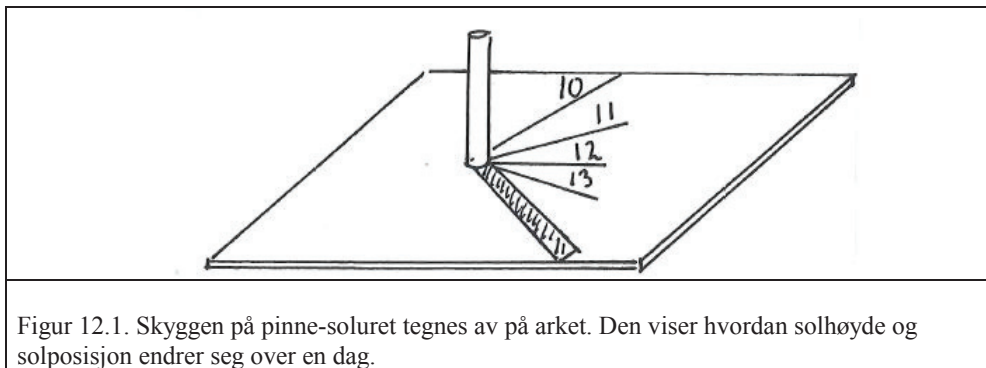
Diskuter hvorfor temperaturene er forskjellig.

Ekspiriment: *Mål temperaturen ute til fast tidspunkt hver dag en uke eller to.*

Termometeret må stå i skyggen, 1-2 meter over bakken. La elevene bestemme hvordan måleserien skal presenteres. Diskuter årsaker til at temperaturen varierer. La elevene formulere en hypotese, og la dem foreslå hvilke værobservasjoner som bør gå parallelt med temperaturmålingene. La elevene teste hypotesen.

Ekspiriment: *Lag et pinne-solur og observer skyggen fra morgen til kveld.*

Diskuter hvorfor skyggene har ulik lengde og hvorfor skyggen flytter seg (figur 12.1). Diskuter om det er noen sammenheng mellom soloppvarming og skyggens lengde dvs. solhøyde. Skolens flaggstang kan også brukes som pinne-solur.



Figur 12.1. Skyggen på pinne-soluret tegnes av på arket. Den viser hvordan solhøyde og solposisjon endrer seg over en dag.

Ekspiriment: *Mål maksimums- og minimumstemperaturen ute hver dag en uke eller to.*

Bruk et digitalt max/min termometer. Termometeret må stå i skyggen, 1-2 meter over bakken. La elevene bestemme hvordan måleserien skal presenteres. Diskuter årsaker til at temperaturene varierer. La elevene formulere en hypotese, og la dem foreslå hvilke værobservasjoner som bør gå parallelt med temperaturmålingene. La elevene teste hypotesen.

Spørsmål om hvordan et digitalt max/min termometer virker, ligger langt utenfor

grunnskolenivå.

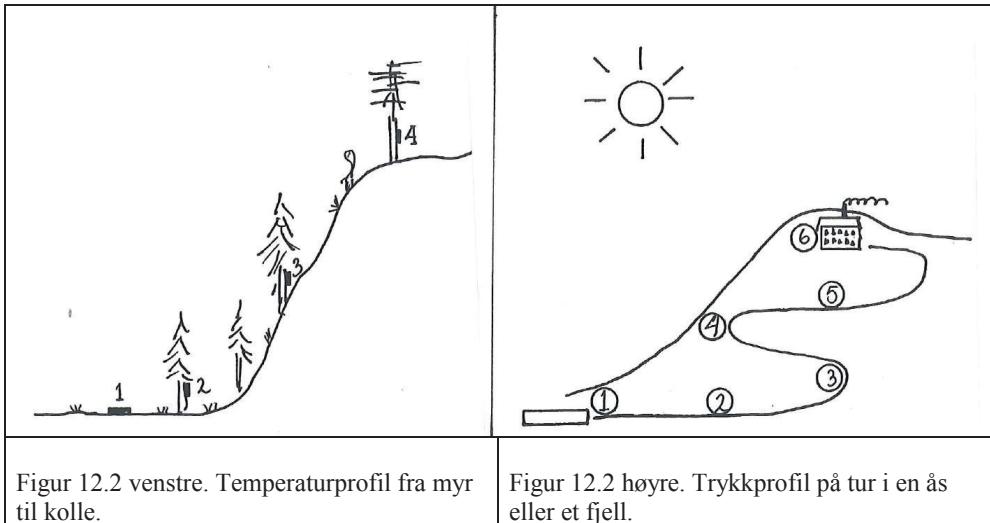
Spørsmål: *Hvordan er været når det er stor forskjell på maksimum- og minimumstemperaturen?*

På klare netter er det stor utstråling og dermed stor avkjøling ved bakken, selv om sommeren. Klare dager gir «mykje sol og mykje varme».

Ekspirement: *Bruk max/min termometre til å undersøke inversjon.*

Bruk 4-5 max/min termometre til å undersøke hvordan temperaturforholdene forandrer seg i terrenget i løpet av et døgn. Finn en kolle som stiger opp fra ei myr (figur 12.2 venstre). Legg et termometer på bakken og heng et 1-2 meter oppe på et tre i myrkanten. De øvrige henges på trær oppover lia. Sett dem ut på ettermiddagen. Prøv å unngå at de får direkte sollys i løpet av døgnet. Tegn av terrengprofilen. Bruk kart til å anslå høydeforholdene. Noter værforholdene i løpet av døgnet.

Dette eksperimentet kan inngå som post i en undersøkelse av en biotop. Hvis lia er soleksponert, kan maksimumstemperaturene være like interessante som minimumstemperaturene.



Figur 12.2 venstre. Temperaturprofil fra myr til kolle.

Figur 12.2 høyre. Trykkprofil på tur i en ås eller et fjell.

12.2 Luftrykk

Spørsmål: *Hvordan virker et aneroidbarometer?*

Se forklaring og figur 3.2. Spørsmål om hvordan et digitalt barometer virker, ligger langt utenfor grunnskolenivå.

Ekspirement: *Mål luftrykket til fast tidspunkt hver dag en uke eller to.*

La elevene bestemme hvordan måleserien skal presenteres. Diskuter årsaker til at luftrykket varierer. La elevene formulere en hypotese, og la dem foreslå hvilke værobservasjoner som bør gå parallelt med trykkmålingene. La elevene teste hypotesen. Stemmer værtypene på barometeret?

For meteorologene er endringen i luftrykket over noen timer en meget viktig indikasjon på værendringer. Derfor har barometeret en viser som kan stilles manuelt.

Sett den rett over viseren som følger trykket når dette avleses. Nå kan vi lett se om trykket stiger eller synker i løpet av noen timer. Synkende trykk er ofte varsel om endring til dårligere vær. Kanskje er et lavtrykksområde dvs. en syklon i anmarsj. Stigende trykk kan være varsel om endring til det bedre, eller stabilisering av en godværsituasjon.

Ekspirement: *Legg barometeret i en klar plastpose som er halvfull med luft og knytt hardt igjen. Klem på posen.*

Ekspirement: *Gå fra kjelleren og oppover trappene i et høyt hus. Følg med på barometeret og noter lufttrykket i hver etasje.*

La elevene formulere en hypotese om lufttrykk og høyde.

Ekspirement: *Test hypotesen «lufttrykket synker med høyden» på en ekskursjon eller leirskoletur i bratt terreng.*

La elevene foreslå testmetode og presentasjonsmetode. Vertikal stigning bør være 2-300 meter (figur 12.2 høyre). For kontrollens skyld bør flere elever bruke barometre hvis mulig. Barometrene bør synkroniseres ved starten. Les av f.eks. for hver 200 meter langs veien, eller 30 meter stigning i terrenget. Finn høyden fra kart med høydekurver.

Lufttrykket synker ca. 12 hektoPascala for hver 100 meter vi kommer oppover i atmosfæren. For å kunne tegne værkart med isobarer, regner meteorologene alltid målingene om til lufttrykk ved havnivå.

Når vi har fått et nytt barometer, må vi bruke yr.no eller kontakte en nærliggende værstasjon for å få det aktuelle lufttrykket ved bakkenivå. Så må vi øyeblikkelig innstille barometeret med den lille skruen på baksiden. Da blir omregningen til havnivå innebygget.










12.3 Skyer og tåke

Ekspirement: *Observer skyhøyde, skytype og dekning hver dag i en uke eller to.*

Skyobservasjoner kan øke oppmerksomheten og skape interesse og undring over ett varierende og flott naturfenomen. Elevene trenger veiledning i bruk av skyatlas (i kapittel 4) i begynnelsen. Husk det er glidende overganger mellom skytypene og høydene. Derfor er det fornuftig at elevene diskuterer seg fram til svaret i grupper. Så kan gruppene i klassen sammenlikne sine observasjoner. Noen huskereglene kan være til hjelp ved bestemmelse av skyhøyde (dvs. høyden fra bakken til skybasis):

- lave skyer, under 2000 meter
 - ned på høye åsrygger og fjell
- mellomhøye skyer, 2000 til 5000 meter
 - over de fleste høye fjelltopper
- høye skyer, over 5000 meter
 - nesten oppe der ruteflyene flyr

Meteorologene bestemmer dekningsgrad i åttendeler av hele himmelen skjønnsmessig. Til skolebruk holder det med firedeler der 0/4 er helt klart og 4/4 er helt overskyet (figur 12.3).

Klarvær (0/4)	Lettskyet (1/4) (2/4)	Delvis skyet (3/4)	Skyet (4/4)	Figur 12.3 øverst. Skyenes totale dekningsgrad på himmelen angis i firedeler til skolebruk.
					
		Ikke symbol			Figur 12.3 nederst. Symbol brukt i yr.no. (naturfag.no/yr.no).

Fagdidaktisk boks

Når vi skal kikke på skyer og snakke om været med elevene, skal vi bruke et forenklet skyatlas. I Internasjonalt skyatlas (DNMI, 1985) som meteorologene bruker, står det:

Skydannelsen i atmosfæren er en av de synlige prosesser i vanddampens kretslop. Vanddampen selv er en fargeløs og usynlig gass.

Etter en kort gjennomgang av prosessene for fordampning og skydannelse ved kondensasjon, følger definisjonen av ei sky:

Slike samlinger av bittesmå vanddråper eller iskrystaller som holder seg svevende i lufta, er det vi kaller skyer.

Det kan være en passe oppsummering av fagstoffet om skyer. Ved undersøkelsen «Alle snakker om været ...» fikk elevene dette skyspørsmålet:

Nå om høsten er det ofte overskyet. Hva tror du at en sky er? Hva tror du den inneholder?

464 elever fra 7.klasser i tre værmessig svært ulike områder i Sør-Norge besvarte spørsmålet før de hadde hatt undervisning om vær og klima. Noen uker etter undervisning svarte 358 av dem på samme spørsmål. 354 elever fra 9.klassene på de samme skolene gjennomførte også testen. De hadde ikke hatt undervisning om emnet side 7.klasse. Svarene som ble gitt, kan grovdeles i tre kategorier:

Ingen forståelse:

Skyer er: Fysiske gjenstander som ballong, svamp, sekk, beholder, vann, farge o.l.
Disse gjenstandene kan inneholde vann i en eller annen form.
Skyer inneholder: Røyk, forurensing, gass, luft, «stoffer», o.l.

Mangelfull forståelse:

Skyer er: Damp (resultat av varme/sol på sjø, hav, vann dvs. resultat av en fordampningsprosess).
Skyer inneholder: Vann, regn, snø, tåke, dogg, frostrøyk, fuktighet dvs. skyer inneholder nedbør o.l.

God forståelse:

Skyer er: Damp og «noe» som tyder på at det har skjedd en avkjøling og kondensasjon etter fordampningsprosessen.

Skyer inneholder: (Små) dråper/krystaller som er dannet ved kondensasjon av damp/fuktighet i lufta

I kategorien «ingen forståelse» er også de blanke besvarelsene og de irrelevante tatt med.

Tabell 12.1. Svar på skyspørsmålet: Hva tror du at en sky er? Hva tror du den inneholder?			
Forståelse	Før undervisning 7.klasse	Etter undervisning 7.klasse	9.klasse, to år etter undervisning
Ingen	25%	9%	18%
Mangelfull	60%	49%	58%
God	15%	42%	24%

Testen viser at det er stor spredning på elevenes forestillinger om skyer når de begynner i 7.klasse (tabell 12.1). Det kan tyde på at noen klasser har arbeidet med væremnet tidligere, mens andre neppe har reflektert mye over skyenes innhold før de fikk dette skyspørsmålet. Mange elever kjenner faseovergangen fordampning og at den krever energi (varme). Kunnskap om faseovergangen kondensasjon virker derimot å være totalt fraværende hos de fleste elevene. Noen har diffuse forestillinger om det som skjer, men svært få bruker begrepet «kondensere» og kjenner prosessen tilfredsstillende.

Testen etter undervisning viser at undervisning om vær nytter - det skulle bare mangle. Testen i 9.klasse viser imidlertid at etter to år er det meste glemt og nivået er nesten som i 7.klasse før undervisning. Kunnskapen som ble demonstrert etter undervisning i 7.klasse har neppe blitt anvendt senere. Slike isolerte kunnskapsbrokker og faktakunnskap glemmes fort. Undervisningen har kanskje størst verdi der elevenes utvikler forståelse av at skyer er en del av vannets kretsløp i naturen. Det er viktig at dagliglivserfaringer med vann, vanddamp og luftfuktighet tas opp til diskusjon, helst med utgangspunkt i konkrete situasjoner. Elevene må få avklart sine begreper og erfaringer at de brukes snevner innenfor naturfag enn i dagliglivet. Tenk bare over begrepet «damp» eller «vanddamp». Begrepet brukes i denne boka om den usynlige H₂O-gassen - luftfuktigheten - som er en av gassene i atmosfæren dvs. resultatet av fordampning. Begrepet brukes i dagligtalen også om det vi ser over en kokende kjele altså det samme som tåke eller skyer dvs. resultatet av kondensasjon av luftfuktigheten. Når det gjelder begrepet «kondensasjon» ville kanskje det gamle begrepet «fortetting» være mer meningsbærende og mindre vitenskapelig for grunnskoleelever?

12.4 Fordampning

Fordampning gir luftfuktighet. Uten luftfuktighet ville det ikke vært kondensasjon som gir skyer – og nedbør. Før undervisning om skyer og nedbør er det viktig at elevene etablerer begrepene «fordampning» og «kondensasjon». Det kan skje gjennom samtale om dagligdagse situasjoner (figur 12.4 1-5). Så vil elevene forhåpentligvis erkjenne at all luft inneholder mer eller mindre luftfuktighet.

Ekspériment: *Sett fram en vid bolle med vann i klasserommet. Merk av vannivået med en tusj. Følge med på vannivået i noen uker.*

La elevene tenke over hva de tror vil skje med vannet. De kan enten notere svaret hver for seg eller diskutere seg fram til et felles hypotese. Hvis de tror det blir borte, bør de foreslå et kontrolleksperiment for hypotesen. Det kan f.eks. være å ha en tilsvarende bolle med lokk eller plastfolie.

Når det har gått noen uker, bør de diskutere spørsmålene: *Hvor har det blitt av vannet? Kan vannet komme tilbake?*

En variant er flere glassboller med likt volum vann: en vid åpen, en maken med lokk og en høy smal uten lokk osv.

Eksperiment: *Gjør samme eksperiment som over, men med to eller flere boller med vann, saltoppløsning, kaffe, sukkeroppløsning osv.*
Saltoppløsning tilsvarer havvann.

Spørsmål: *Hvorfor tørker tøyet på klessnora?*

Spørsmålet har vært brukt i flere undersøkelser. Mange barn mener hovedårsaken er tyngdekraften: Vannet drypper ned på bakken. Det er det de ser. Men alle som har vasket tøy, vet at det slutter å dryppe lenge før tøyet er tørt.

Prøv tilleggsspørsmål: *Hvorfor tørker tøyet hurtigere når det blåser?* Mange svarer at vannet blåser ut av tøyet. Da skulle det blåse kraftig! Forklaringen er et vinden stadig erstatter fuktig luft rundt tøyet med ny tør luft slik at fordampingen blir høyere enn i vindstille.

Eksperiment: *Vei svampen i klasserommet når den er våt og når den har blitt tørr.*

Diskuter hvor vannet har tatt veien. Eksperimentet kan også gjøres med klesvasken eller mose.

Eksperiment: *Sett fram to petriskåler med litt vann i vinduskarmen tidlig en solskinnsdag. La den ene få direkte sollys hele dagen. Lim et ark på vinduet slik at den andre står i skyggen.*

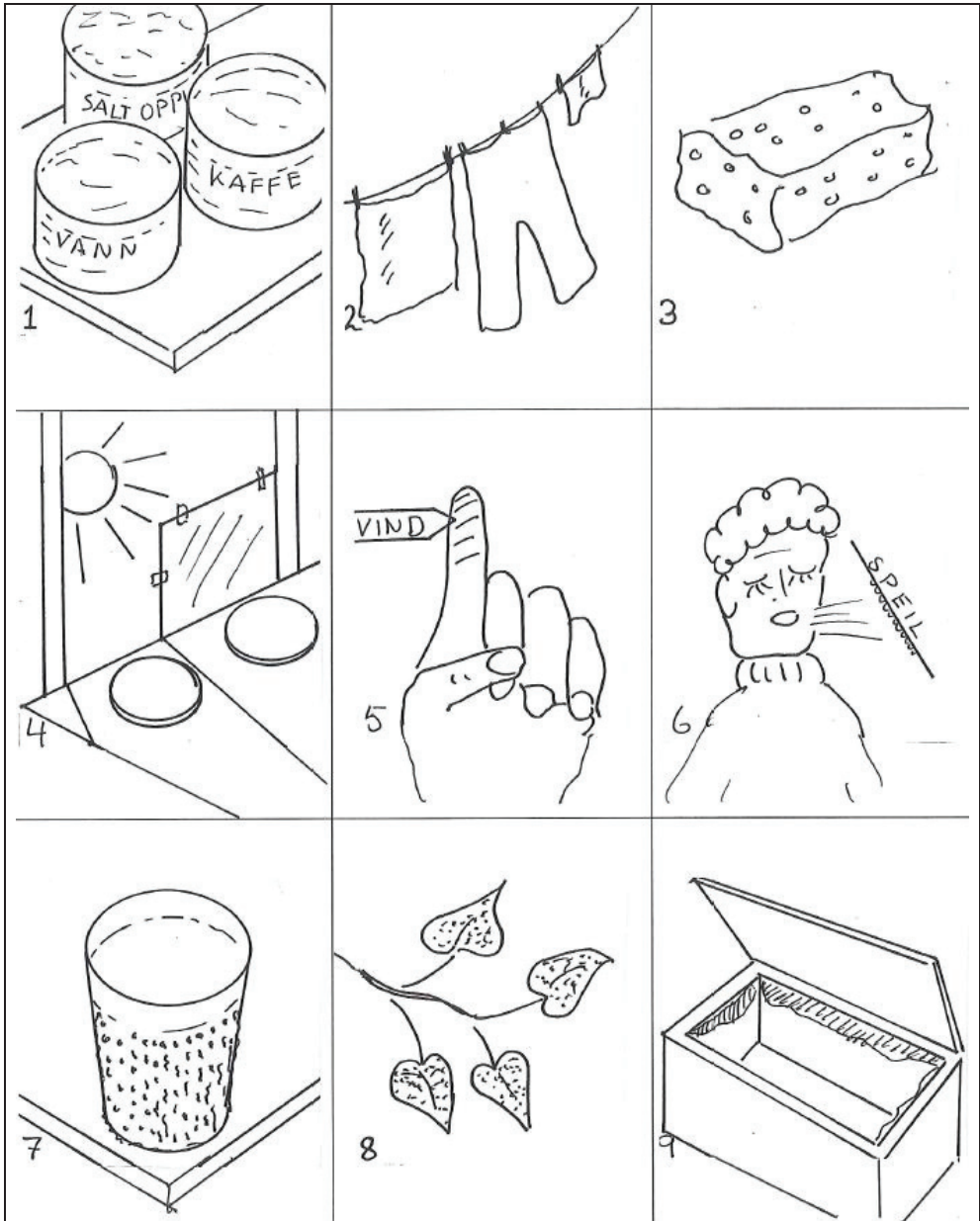
La elevene formulere en hypotese ved start. La dem diskutere om dette er en rettfærdig test på hypotesen eller om andre forhold enn sollyset spiller inn. Elevene formulerer en konklusjon.

Eksperiment: *En dag klassen er ute og det blåser meget svakt, kan alle fukte fingeren sin og bestemme vindretningen.*

Diskuter hvorfor fingeren blir kald der det blåser fra.

12.5 Kondensasjon

Alle spørsmål og eksperimenter bør gi svar på hvorfor luftfuktigheten kondenserer i den aktuelle situasjonen (figur 12.5 6-9). Elevene bør anvende begrepet «avkjøle». I noen situasjoner kan kanskje de eldste også bruke begrepet «energi» dvs. forklare hvor energien blir av.



Figur 12.4. Eksperimenter og spørsmål til fordamping, kondensasjon og luftfuktighet. Fra øverst venstre: 1.Bolle med vann, saltopløsning osv. 2.Klestørk. 3.Svamp eller mose, våt og tørr. 4.Vann i vinduskarmen. 5.Vindretning. 6.Dogg på vindu eller speil. 7.Dogg på melkeglass. 8.Dogg eller rim i graset og på blader. 9.Rim i fryseboksen.

Ekspériment: *Ta kald melk fra kjøleskapet og fyll et glass. Hvorfor det blir dogg på utsida av melkeglasset?*

Diskuter spørsmålet. Også andre kjøleskapdrikker som vann og brus gir samme resultat. Øl virker også, jamfør begrepet «en duggfrisk halvliter», men passer ikke i grunnskolen og videregående opplæring.

Hvis lufta i klasserommet er for tørr, dogger det ikke. Da må vi få glasset enda kaldere ved å ha isbiter i vannet og ha vannglasset i kjøleskapet, eventuelt fryseren en liten stund før eksperimentet.

Spørsmål: *Hvorfor blir det dogg når du puster på speilet?*

Glassplater og vindu kan også brukes. Vinduet er vanligvis kaldere, og gir derfor best resultat. Tilleggsspørsmål kan være: Hvorfor forsvinner doggen etter en tid?

Spørsmål: *Hvorfor blir det tåke litt utenfor tuten når det kokes vann i en gammeldags kaffekjele?*

Spørsmål: *På en fin, klar sommerdag blir det ofte dogg i gresset mot kvelden. Hva tror dere det kommer av?*

Dette spørsmålet (litt omarbeidet) ble brukt i samme undersøkelse som skyspørsmålet, men bare i 9.-klasse. Hele 35% viste «ingen forståelse». Disse svarene gir en pekepinn på hva vi kan forvente: Dogg kommer fra varme, kulde, varm luft, kald luft, varme og kulde som møtes; eller varm og kald luft som møtes. Dogg kommer fordi gresset svetter, smelter, puster eller avgir fuktighet. Dogg kommer fra frost eller nattefrost. Dogg kommer fra skyer, tåke eller nedbør.

46% viste «mangelfull forståelse» og 19% «god forståelse». Spørsmålet er komplekst fordi svaret har fire momenter: Bakken avkjøles ved varmeutstråling; lufta rett over bakken avkjøles; kald luft kan ikke holde på like mye vanddamp som varm luft; når lufta blir mett, kondenserer den på glatte flater som gress, blader, steiner, biler osv.

Spørsmål: *Hvorfor blir det rim i fryseboksen?*

I butikker med åpne frysedisker, er det spesielt tydelig.

Spørsmål: *Hvorfor er det rim på bakken en tidlig høstmorgen?*

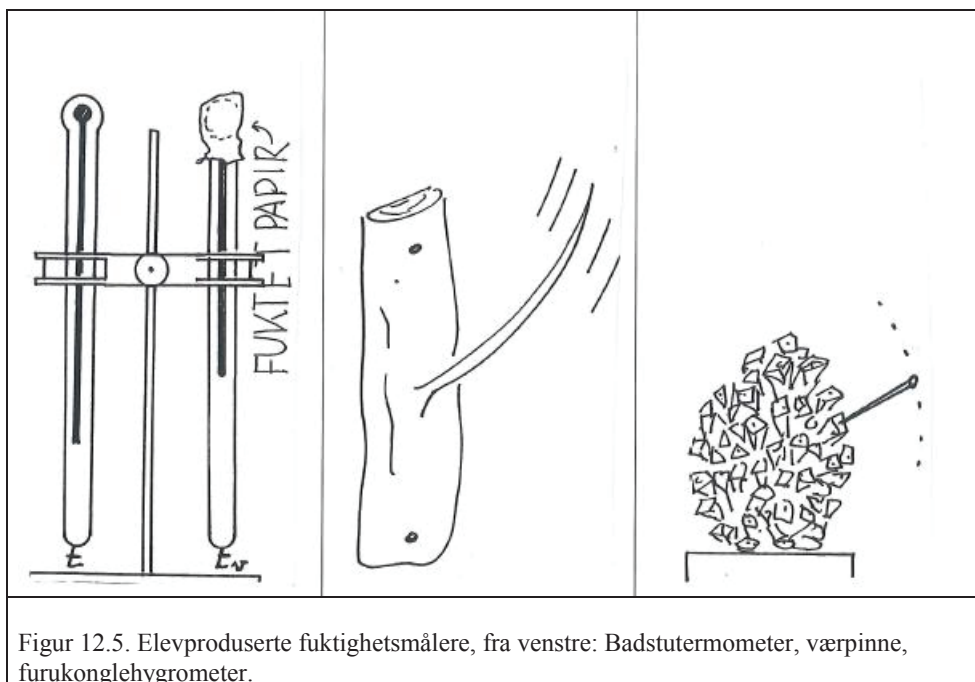
Spørsmål: *Hvorfor blir det is eller rim på bilruta om vinteren?*

12.6 Luftfuktighet

Luftfuktigheten er den usynlige delen av vannets kretslop. Et grunnleggende spørsmål blir da: Hvor kommer luftfuktigheten fra? Hvor blir det av luftfuktigheten? Logisk sett burde rekkefølgen på elevaktivitetene vært: fordamping - luftfuktighet - kondensasjon. Eller kanskje er miksing av aktiviteter bedre fordi det blir mindre forutsigbart.

Ekspériment: *Mål luftfuktigheten med hårhygrometer på forskjellige steder inne på skolen og ute.*

Forklar elevene hvordan slike vanlige hygrometre virker. Diskuter hvorfor passe luftfuktighet inne er et viktig krav til innemiljø.



Figur 12.5. Elevproduerte fuktighetsmålere, fra venstre: Badstutermometer, værpinne, furukonglehygrometer.

Spørsmål: *Hvorfor viser termometrene til badstutermometeret forskjellig temperatur?*

Badstutermometeret kan lages av to vanlige laborietermometre (figur 12.5). På kula til det ene henges et tynt lag med fuktig håndklepapir som klemmes godt inntil. Settes termometrene opp ned i et stativ med klemmer for at ikke papiret skal falle av. Bruk tabell 2.1.

Eksperiment: *Finn luftfuktigheten i klasserommet med selvlaget badstutermometer.*

Eksperiment: *Lag en værpinne og følg med på hvordan den reagerer på skiftende vær.*

Værpinne kan lages av juletreet - etter jul. Kapp et stykke av treet med en ca.50 centimeter lang tørr kvist. Kløv bort halve stammen og fest kvisten på yttervegg. Etter å ha observert pinnen noen dager, kan elevene diskutere årsaker til pinnen reagerer på været. La elevene formulere en hypotese, og la dem foreslå hvilke værobservasjoner som bør gå parallelt med værpinneobservasjonene. La elevene teste hypotesen.

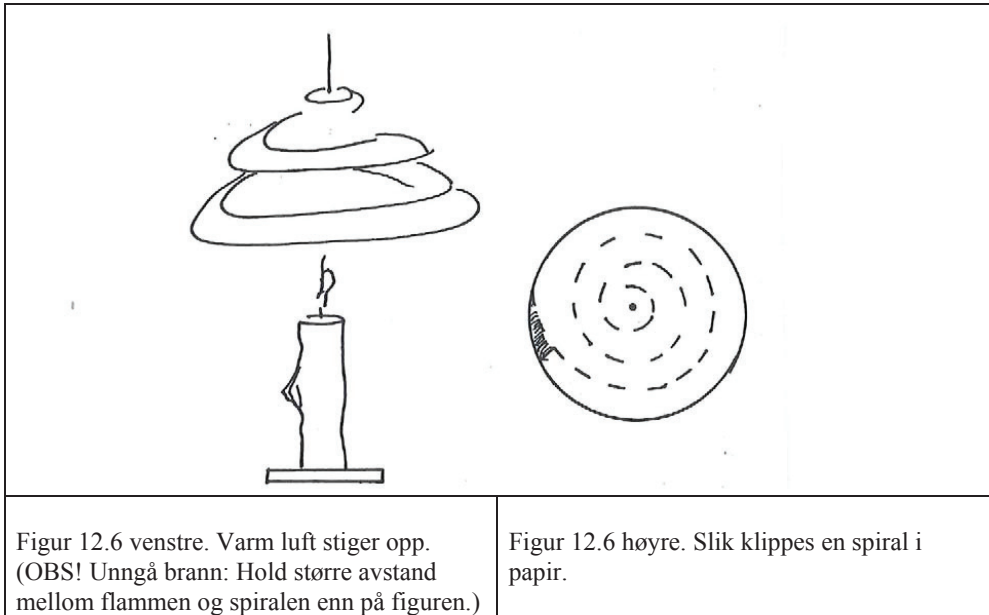
Noen værpinner reiser seg i tørt vær og henger i fuktig vær. Andre reagerer stikk motsatt. Noen mener at værpinner kan varsle om været som skal komme. De sier vel mer om været dvs. luftfuktigheten som er i øyeblikket. Endringen fra dag til dag sier kanskje noe om værutviklingen på samme måte som endringen i lufttrykket.

Eksperiment: *Lag et furukonglehygrometer.*

Hårhygrometer kan lages av elever, men faller vanskelig. Værpinne er et alternativ. Et annet er furukongler. De åpner og lukker seg avhengig av fuktigheten og kan utforskes som i værpinneeksperimentet. Ei furukongle kan limes på en trebit. Stikk ei knappenål inn i en av skjellene, og lim ei papplate bak med skala fra «tørt» til «fuktig». Elevene kan undersøke om dette hygrometeret kan kalibreres mot et hårhygrometer.

Ekspériment: *Varm luft stiger opp.*

Klipp en spiral av papir med diameter ca.10 centimeter og trø i en sytråd med knute som oppheng (figur 12.6, men med større avstand mellom flamme og spiral). Diskuter hva som vil skje når spiralen holdes over et lys og formuler en hypotese. Test spiralen og prøv å forklare hva som skjer. Et alternativ er å kjøpe en adventstake med engler festet til en propell som går rundt over fire lys.



12.7 Nedbør

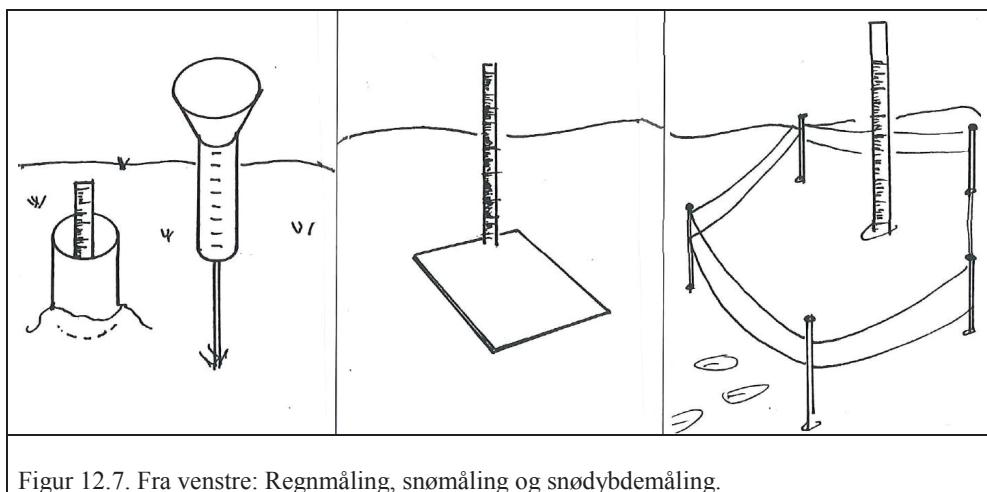
Spørsmål: *Hvorfor blir det skyer og regn (snø)?*

Her kan skyspørsmålet og regnspørsmålet fra undersøkelsen brukes direkte eller tilpasset aktuell vær-situasjon. Spørsmålene kan også brukes diagnostisk for å se «hvor landet ligger» før undervisning, underveis eller som «prøve» etter undervisning.

Ekspériment: *Mål nedbørmengden til fast tidspunkt hver dag en uke eller to.*

La elevene bestemme hvordan måleserien skal presenteres. Diskuter årsaker til at nedbøren varierer. La elevene formulere en hypotese, og la dem foreslå hvilke vær-observasjoner som bør gå parallelt med nedbørmålinger. La elevene teste hypotesen.

Nedbør kan måles med linjal i en tom hermetikkboks eller et glass der åpningen er like vid som glasset (figur 12.7). Det står støtt hvis det graves halvveis ned eller har sand rundt seg. Målebegeret tømmes hver dag. De yngste elevene kan ha et klart glass med lokk til hver dag. Da kan de fysisk sammenlikne regnet fra dag til dag.



Figur 12.7. Fra venstre: Regnmåling, snømåling og snødybdemåling.

Nedbørmålere som kjøpes, har vanligvis mye videre åpning enn selve måleglasset. De er lettere å lese av fordi en millimeter nedbør blir flere millimeter i glasset, men skalaen er «millimeter nedbør». Problemet er at elevene kan ha vanskeligheter med å forstå dette.

For de yngste elevene er det viktig å fokusere på sammenhengen mellom skyer og nedbør for å bevisstgjøre dem på at skyer er vann og bare vann.

Eksperiment: Mål snømengden til fast tidspunkt hver dag en uke eller to, eller gjennom hele vinteren.

Eksperimentet kan gjennomføres som nedbørekspertimentet. Legg en stor plate av tre, huntonitt el. på bakken eller på gammel snø og mål med linjal. Etter måling børstes snøen av plata.

Når meteorologene oppgir nedbør siste døgn i millimeter, har de smeltet snøen i målebegeret. Vanligvis tilsvarer en centimeter nyfallen snø en millimeter nedbør dvs. vann. Det viser at snø er mye luft og lite H₂O.

Eksperiment: Mål snødybde til fast tidspunkt hver dag en uke eller to, eller gjennom hele vinteren.

Skal eksperimentet bli vellykket, må det være en fast målestav som settes opp om høsten. Et godt område rundt, 2-3 meter, bør avsperras så ingen trår uti.

Eksperiment: Snø er mye luft og lite vann - og noe møkk.

Elevene samler snø på forskjellige steder: I skogen, på jordet, i skolegården, i brøytekanten, på veien osv. Bruk en én-liters melkekartong. Er snøen løs, stikkes bare kartongen nedi så den blir full. Ellers hjelper de til med hända uten å stappe snøen ned i kartongen. Kartongene står i klasserommet til snøen er smeltet. Det kan ta flere timer for lufta i snøen isolerer godt. Et tips er å sette dem på hylla over radiatoren. Diskuter hvorfor det blir så lite vann, hvorfor det tar lang tid og hvor møkka kommer fra. Møkka blir enda mer synlig når vannet filtreres i et kaffefilter.

Den faglige forklaringer på hvorfor skyer kan gi nedbør, er komplisert selv for lærere. Da er den enda mer komplisert for elevene. Det bør vi tenke gjennom før vi eventuelt presenterer noe av dette.

Ved den store undersøkelsen der elevene fikk skyspørsmålet, fikk de også et regnspørsmål:

Hvorfor tror du at det regner (eller snør) fra noen skyer, men ikke fra alle skyer?

Svarene som ble gitt, kan grovdeles i tre kategorier:

Ingen forståelse:

Det finnes to typer skyer: De som regner inneholder vann, de andre inneholder noe annet. Eller det regner når skyer kolliderer med hverandre eller fjell. Eller når en varm og en kald sky møtes; eller når en positiv og en negativ sky møtes. Eller det regner fra lave skyer; eller de har sugd opp for mye vann. Eller det regner når det trengs, skyene vil det selv, orker ikke å holde på vannet e.l.

Eller det regner av alle skyer før eller senere.

Mangelfull forståelse:

Prosessbeskrivelse basert på fordampning, men ingen eller vag antydning av hvordan det igjen dannes vann som blir til nedbør.

Det regner fra fulle, overbelastede, tunge eller mørke skyer. Eller det regner for at skyene skal klare å komme over de høye fjellene.

God forståelse:

Prosessbeskrivelse med fordampning, oppstigning og avkjøling som årsak til at det dannes dråper eller krystaller som faller ut som nedbør.

Det regner fordi skyene avkjøles når de presses oppover av fjellene.

I kategorien «ingen forståelse» er også de blanke besvarelsene og de irrelevante tatt med.

Tabell 12.2. Svar på regnspørsmålet: Hvorfor tror du at det <u>regner (eller snør)</u> fra noen skyer, men ikke fra alle skyer?			
Forståelse	Før undervisning 7.klasse	Etter undervisning 7.klasse	9.klasse, to år etter undervisning
Ingen	50%	32%	51%
Mangelfull	45%	57%	42%
God	5%	11%	8%

Svarfordelingen (tabell 12.2) viser at regnspørsmålet falt vanskeligere enn skyspørsmålet (tabell 12.1). En del elever viser at de husker helt eller delvis det de har lært om vannets kretsløp og om orografisk sky- og nedbørdannelse. Det bekrefter at undervisning der et fenomen blir satt inn i en større sammenheng, er mest effektiv. Målet er en god helhetsforståelse av været. Der er skyer og nedbør som del av vannets kretsløp en viktig faktor.

Kategorien «ingen forståelse» er stor. De samme elevene er i kategoriene «ingen

forståelse» eller «mangelfull forståelse» på skyspørsmålet. Elevene må få utvikle sitt skybegrep skikkelig før de kan ha utbytte av undervisningen om nedbør.

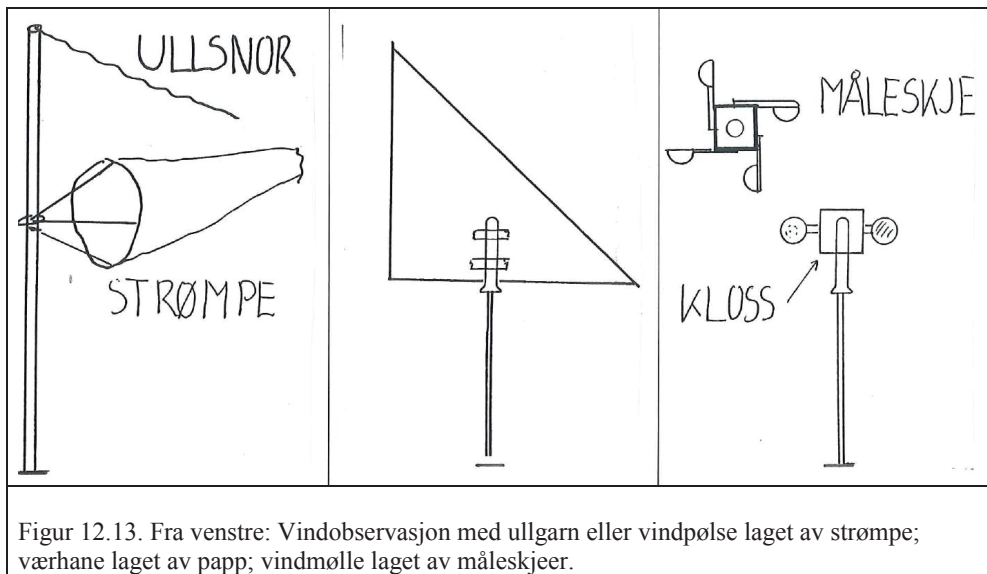
12.8 Vind

Ekspériment: *Observer vindretning og vindstyrke til fast tidspunkt hver dag en uke eller to.*




La elevene bestemme hvordan måleserien skal presenteres. Diskuter årsaker til at vinden varierer. La elevene formulere en hypotese, og la dem foreslå hvilke værobservasjoner som bør gå parallelt med vindobservasjonene. La elevene teste hypotesen.

Vindretning bestemmes med ullgarn eller hyssing (figur 12.13) ca. en meter, i toppen på en lang stang og kompass. Vindpølse, som på flyplasser, kan lages av et avklippet ben av en tynn damestrømpebukse. Lag en ring og oppheng av tynn ståltråd øverst. Klipp også av foten.

Meteorologene måler vinden 10 meter over bakken i åpent terreng når de bruker mekanisk vindmåler. Det har ikke skoler. Et godt alternativ er å bruke en forenklet utgave av Beauforts skala (tabell 12.4). Da får også elevene et inntrykk av vindens virkning i naturen. Det finnes håndholdte vindmålere i handelen eller de kan lages, men da måles vind ved bakken og observatøren står i veien. Kanskje er det morsommere å lage en værhane og vindmølle av papp eller måleskjeer? Vindretningen sees tydelig når de blåser såpebobler.



Figur 12.13. Fra venstre: Vindobservasjon med ullgarn eller vindpølse laget av strømpe; værhane laget av papp; vindmølle laget av måleskjeer.

Styrke	Tegn	Fart m/s (km/t) sekundmeter	Virkning på land
Stille		0	Røyken stiger rett opp.
Vind (flau/svak)		0-3 (0-11)	Følbar, røyken driver svakt, løft i en vimpel, bladene rører seg.
Bris (lett/laber/ frisk)		3-11 (11-40)	Rører kvister og smågrener, små trær svaier, strekker flagg, småbølger topper seg.
Kuling (liten/stiv/ sterk)		11-21 (40-76)	Motstand mot å gå, trær svaier, store grener rører seg, grener kan knekke, hviner i ledninger.
Storm (liten/full/ sterk)		21-33 (76-119)	Sjelden inne i landet, takstein blåser ned, store trær svaier og hiver på seg - kan rykkes opp med rot, hus kan ødelegges.
Orkan	Osv.	>33 (>119)	Forekommer meget sjelden og bare på havet, ytre kyststrøk og i høyfjellet, uvanlig store ødeleggelse.

Tabell 12.4. Forenklet Beauforts skala til skolebruk.
(naturfag.no/met.no)

Ekspériment: *Gå ut i kraftig vind og føl nedkjølingen.*

Vindnedkjøling (tabell 12.5) om vinteren kan gi kraftige forfrysninger spesielt i ansiktet hvis en ikke beskytter seg.

Tabell 12.5. Vinden påvirker hvordan vi føler kulde.

Vind	Vindhastighet m/s	Følt temperatur °C		
Vindstille	0	0 (lufttemp.)	-10 (lufttemp.)	-20 (lufttemp.)
Svak vind	2	-2	-12	-23
Laber bris	7	-11	-25	-38
Liten kuling	11	-16	-31	-46
Stiv kuling	16	-18	-34	-49
Sterk kuling	20	-19	-36	-52

Fagdidaktisk boks

I den omtalte store undersøkelsen, fikk elevene også et vindspørsmål:

Noen dager er vindstille. Andre dager blåser det. Hva er egentlig vind? Hvorfor begynner det å blåse?

Innledningsspørsmålet skulle fokusere oppmerksomheten. Svarene på hovedspørsmålet ble

igjen sortert i tre kategorier:

Ingen forståelse:

Vind skyldes bølgenes bevegelse, eller bevegelse til tidevannet, havstrømmene, skyene, trærne, plantene eller støvet.

Vind skyldes lufta, jordrotasjonen, jordas bevegelse i verdensrommet, vær og klima, kulde, himmelen, verdensrommet eller sol og måne

Vinden har en hensikt som bladfelling, spre frø, flytte skyer, frisk luft e.l. eller den vil blåse selv.

Mangelfull forståelse og

God forståelse:

Skala fra mangelfull til god forklaring knyttet til lavtrykk/høytrykk, solgangsvind, varme/kalde luftmasser, byge-/skyvind eller berg-/dalvind.

I kategorien «ingen forståelse» er også de blanke besvarelsene og de irrelevante tatt med.

Forståelse	Før undervisning 7.klasse	Etter undervisning 7.klasse	9.klasse, to år etter undervisning
Ingen	86%	55%	75%
Mangelfull	12%	30%	14%
God	2%	15%	11%

Svarfordelingen (tabell 12.6) viser at vindspørsmålet falt vanskeligst. Mange svar i «ingen forståelse» viser en tydelig forveksling av årsak og virkning som vi kanskje ikke hadde forventet i 7. og 9.klasse. En del elever viser at de husker helt eller delvis det de har lært om spesielle vindfenomener. Det bekrefter igjen at undervisning der et fenomen blir satt inn i en helhet, er mest effektiv.

Sky-, regn- og vindspørsmålet gitt i en eller annen formulering, har vært tatt opp i mange undersøkelser helt siden Piatgets to store banebrytende arbeider fra 1920 årene. Han brukte intervju som metode, andre har som her latt elevene skrive fritt ut fra spørsmål. Det overraskende med denne undersøkelsen er at «ingen forståelse» er utbredt i stort omfang helt til topps i grunnskolen. Det kan skyldes at vær og værphenomener er vanskelig å forstå. Det kan også skyldes manglende eller feilslått undervisning. Det underbygges av at testen viser at undervisning har god effekt, men effekten varer ikke over flere år.

12.9 Store værsystemer

Ekspériment: *Følg ett eller flere store værsystemer over en uke. Hvordan henger det lokale været sammen med utviklingen på stor skala?*

Som forberedelse til feltkurs eller værundervisning, kan gruppene last ned satellittbilder fra kl.00:00 og 12:00 fram til og med selve kursdagen. Last også ned meteorologens værkart. Heng opp satellittbilder med tilhørende værkart i klasserommet i kronologisk rekkefølge. Materialet kan også legges ut på digital læringsplattform. Klassen bruk to-tre minutter hver dag til å fortelle om hvordan utviklingen av store værsystemer påvirker det lokale været.

Ekspirement: *Beskriv værforholdene før, under og etter en varmfront og/eller kaldfrontpassasje.*

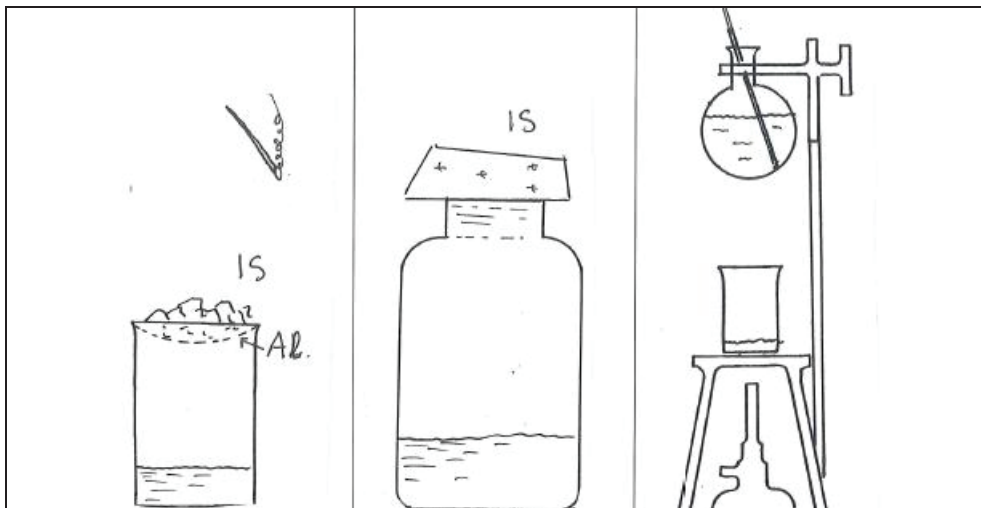
Hvis klassen er heldig, skjer det en frontpassasje i løpet av uka. Stemmer værutviklingen med teorien (figur 8.5)?

Ekspirement: *Finn ut hvor godt værvarslene treffer. Følg med på varslene i på yr.no, en avis, radio eller en TV-stasjon fra dag til dag. Kontroller hver dag om varslet slo til. Kontroller også langtidsvarslene.*

Elevene velger selv presentasjonsform f.eks. sammenlikning varsel for hjemstedet mot observert vær, terningkast for hver dag, treffprosent for ei uke osv. Elevene diskuterer seg fram til enighet både om tolkningen av varselet og observasjonen av været.

12.10 Modeller av vannets kretsløp

Modeller er ikke virkelighet, men fokuserer på noen viktige prosesser og begreper i naturen. Vær meget bevisst på dette i diskusjonen med elevene rundt eksperimentene.



Figur 12.8. Tre modeller av vannets kretsløp som viser fordampning og kondensasjon, skyer og regn.

Ekspirement: *Modell som viser fordampning og kondensasjon i vannets kretsløp.*

Varm vann til nær kokepunktet i en kasserolle og hold lokket på skrå ca. 20 centimeter over. Vannet i kjelen fordampes. Vanndampen kondenserer til dråper på lokket. Kokeplata gir varmeenergi til fordampingen. Når vanndampen kondenserer, avgis like mye varmeenergi til lokket. Lokket blir oppvarmet. Etter en stund blir det så varmt at kondensasjonen opphører. Avkjøl lokket i kaldt vann hvis eksperimentet varer lenge. Dette må tas som lærereksperiment for de yngste elevene. Kokende vann er livsfarlig.

Ekspériment: *Skymodell - kan hende med regn.*

1. Fyll et drikkeglass eller begerglass en firedel med varmt vann fra springen (figur 12.8). Bruk ei metallskål med isbiter som lokk. Lokket kan eventuelt lages av tykk aluminiumsfolie eller erstattes med kuleglass med iskaldt vann fra kjøleskapet. Hvis hele begerglasset fuktes inni med vann, blir det ikke så lett kondens på veggene.

2. Fyll et stort glass f.eks. Norgesglass, en firedel med nesten kokende vann (forsiktig!). Legg en stor isbit eller et fryseelement over åpningen. Da kan vanndampen kondensere og lage ei «sky» inne i flasken. Etter hvert kondenseres dampen også på veggene i glasset.

3. Varm vann i et begerglass på trefot over en gassbrenner. Høyt over festes et kuleglass med iskaldt vann fra springen i et stativ. Avstanden mellom begerglasset og kuleglasset bør være minst 10 centimeter. Vanndampen kondenseres på kuleglasset til ørsmå dråper. Se på dem med lupe! Etter en stund blir noen dråper så store at de begynner å renne nedover glasset og fanger opp alle dråper på sin vei - som i skyer. Til slutt vil det regne en og en stor dråpe fra bunnen av kuleglasset. Hvis det står et termometer i kuleglasset under eksperimentet, vil elevene se at temperaturen stiger kraftig. Dette er avgitt varmeenergi fra kondensasjonen.

Hvis en ikke er nøye med diskusjonen rundt eksperimentene, kan modellene etablere forestillinger at det bare fordampes når vannet er varmt eller koker, og det kondenseres bare på kalde flater. Neste eksperiment viser at fordampning kan skje ved jordiske temperaturer, og kondensasjon kan skje i klar luft.

Ekspériment: *Lag sky i ei flaske.*

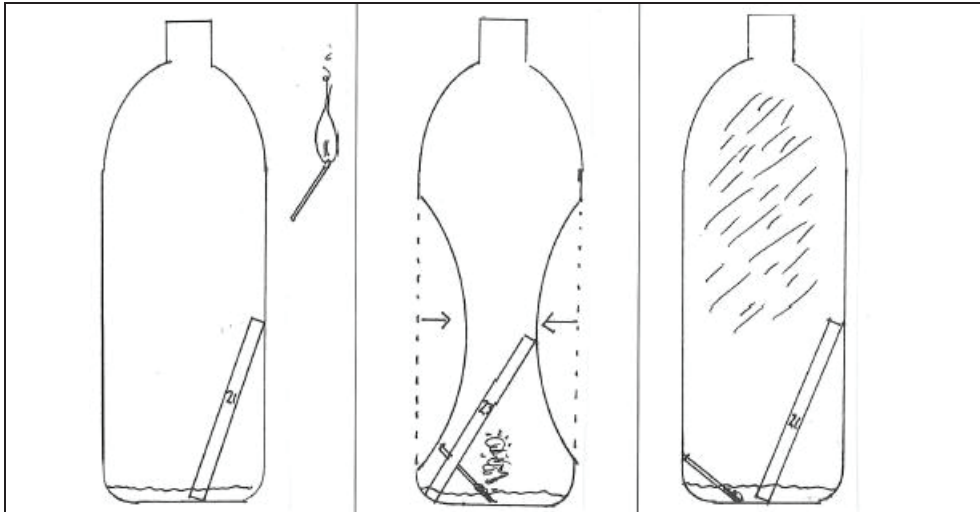
Fyll litt lunket vann i ei 1,5 liter brusflaske (figur 12.9). Skru på korken. Rist flasken slik at lufta blir fuktig. Når du klemmer kraftig på flasken, stiger trykket og dermed temperaturen, og enda mer vann fordampes. Når du slipper opp trykket brått, blir lufta avkjølt. Du hadde kanskje trodd at fuktigheten i lufta ville kondensere til ei sky (tåke) ved den brå avkjølingen?

Det mangler noe! Tenn en fyrstikk og slipp den oppi flasken. Steng korken hurtigst mulig. Fyrstikken slokker og det ryker litt. Klem igjen og slipp hurtig opp. Hva ser du nå? Gjenta flere ganger!

Ekspérimentet viser at skydannelse skjer først når det er mikroskopiske kondensasjonkjerner (her røykpartikler) til stede når fuktig luft avkjøles til doggpunkttemperatur.

Ekspériment: *Modell som viser hvorfor skyer er hvite eller grå.*

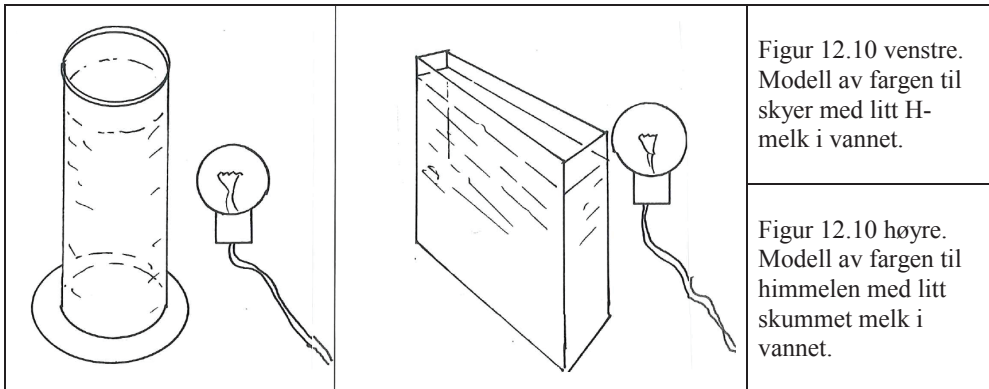
Fyll en stor målesylinder eller kolbe med rent vann (figur 12.10, venstre). Når vi holder ei lyspære på baksida, ser vi lampa gjennom vannet. Det meste av lyset passerer uhindret gjennom vannet. Slå så litt H-melk i vannet. Da ser vi hvite «skyformasjoner» på toppen av vannet. Etterhvert blander melka seg i hele sylinderen. Vannet er ikke lenger gjennomsiktig. Det er hvitt eller grått. Det skyldes at når lyset kommer inn i vannet, vil melkepartiklene, spesielt de relativt store fettpartiklene, spre lyset ut i alle retninger. Det samme gjør de mikroskopiske dråpene i skyene.



Figur 12.9. Det kan bli sky (tåke) i ei flaske.

Ekspériment: *Modell som viser hvorfor himmelen er blå.*

Fyll et flatt smalt glass, såkalt akvarieglass, med rent vann (figur 12.10, høyre). Slå så litt skummet melk i vannet. Etterhvert blander melka seg i hele glasset. Ei lyspære skal ses svakt fra baksiden. Vannet er fortsatt nesten gjennomsiktig. Lyspæra ser rød ut som solnedgangen, og vannet ser blått ut som himmelen. Det skyldes at når lyset kommer inn i vannet, vil de meget små partiklene som fortsatt er igjen i skummet melk, spre den blå delen av lyset ut i alle retninger og bare slippe den røde delen direkte gjennom. Det samme gjør molekylene og nanopartiklene i klar luft.



Figur 12.10 venstre. Modell av fargen til skyer med litt H-melk i vannet.

Figur 12.10 høyre. Modell av fargen til himmelen med litt skummet melk i vannet.

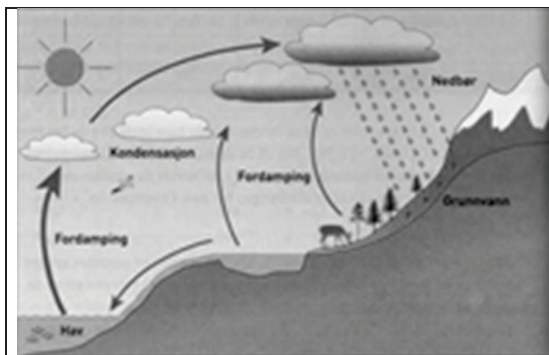
Spørsmål: *Når vi går på ski på snauffjellet en dag det er overskyet, kan vi oppleve såkalt «flatt lys» eller «whiteout». Vi ser ikke små humper og dumper i terrenget. Ofte er det så ille at vi ikke ser om det går oppover eller nedover. Prøv å forklar dette fenomenet.*

Når det er klart kommer det meste av dagslyset i rette linjer fra sola. Det gjør at alt terreng belyses fra samme kant. Selv en hvite hellinger får ulik lysvirkning avhengig av retningen. Noen formasjoner har egenskygge og kaster slagskygge. Når det er

overskyet, disig eller tåke får vi spredt lys dvs. like mye lys fra alle retninger. Alle flater belyses likt og det er ingen skygger.

12.11 Rollespill om vannets kretsløp

Spørsmål: *Hvordan vil du forklare vannets kretsløp?*



Figur 12.11. Vannets kretsløp fra lærebok på ungdomstrinnet (Eureka 9 i P.J.K. Hansen: Hvordan introduseres og videreutvikles kunnskap om vannets kretsløp i norske lærebøker for grunnskolen. NorDiNa nr. 2, 2012, s.122-137.)

Figur 12.11 er en typisk lærebokfigur på ungdomstrinnet. Forklar vannets kretsløp dvs. vannmolekylenes kretsløp i naturen. Prøv også å forklare hvordan energien transporteres i kretsløpet (figur 9.2).

Fagdidaktisk boks

Systemforståelse

Mange av elevaktivitetene i dette kapittelet sikter mot å forstå de ulike værphenomenene og de prosessene som virker. Faren er at eleven fortaer seg i detaljer uten å få et helhetsbilde. Slike detaljer glemmes fort. De store værssystemene og vannets kretsløp er slike helhetsbilder. Kanskje er det både faglig og pedagogisk lurt å sette detaljene inn i systemer og kretsløp. Vi lever i en syklisk verden som er bygget opp av mange subsystemer (geosfæren, hydrosfæren, biosfæren og atmosfæren). Disse systemene griper inn i hverandre ved å utveksle energi og stoffer. Forskere har funnet at det er karakteristiske kjennetegn på utvikling av systemtenkning hos elever for vannets kretsløp gjennom åtte faser:

1. Evnen til å identifisere systemets komponenter og prosesser.
2. Evnen til å identifisere relasjoner mellom systemets komponenter.
3. Evnen til å organisere komponenter og prosesser innenfor systemets rammer.
4. Evnen til å generalisere.
5. Evnen til å identifisere dynamiske relasjoner i systemet.
6. Evnen til å forstå systemets skjulte dimensjoner.
7. Evnen til å forstå systemets syklisk natur.
8. Evnen til å tenke i tid bakover og fremover: Hva har skjedd? Hva vil skje?

Det antas at de samme trekkene gjelder andre systemer også, for eksempel de store værssystemene. På bakgrunn av studier av undervisning om vannets kretsløp 8. årstrinn i Israel, har de samme forskerne utviklet sin STH Model: System Thinking Hierarchical modell i tre trinn som bør undervises og læres i rekkefølge:

- a. Analyse av systemets komponenter (kjennetegn 1)
- b. Syntese av systemets komponenter (kjennetegn 2, 3, 4, 5)
- c. Anvendelse (kjennetegn 6, 7, 8)

STH-modellen er en hierarkisk «del-hel» undervisningsmodell der elevene må mestre laveste trinn i utviklingen (a) før de kan begynne å arbeide med neste trinn (b), for til slutt å arbeide på øverste trinn (c). Etter hvert vil de da kunne utvikle ekte systemtenkning. Dette kan kalles en vertikal utvikling. Utvikling av systemtenkning skulle også være mulig med en spiral utvikling der emnet gjentas med stadig større bredde og dybde til det etter hvert danner et system. (Kilde: P.J.K. Hansen: Geofag i grunnskolen – enkle tips og råd om undervisning. Kimen nr. 1, 2013 s.137-147.)

I norske lærebøker i naturfag for grunnskolen er det valgt en annen strategi - «hel-del» undervisningsmodell - for vannets kretsløp: På de laveste klassetrinnene presenteres hele den synlige delen av vannets kretsløp som et tydelig, men meget forenklet kretsløp, på en stor figur. På mellomtrinnet utdypes prosessene fordampning og kondensasjon. På ungdomstrinnet introduseres den usynlige delen kretsløpet av: grunnvannet og grunnvannsstrømmer. Dette forløpet gjennom grunnskolen kan kalles en spiral utvikling. I alle lærebøker på alle trinn er en tydelig figur hovedelementet i presentasjonen av vannets kretsløp. (Kilde: P.J.K. Hansen: Hvordan introduseres og videreutvikles kunnskap om vannets kretsløp i norske lærebøker for grunnskolen. NorDiNa nr. 2, 2012 s.122-137.)

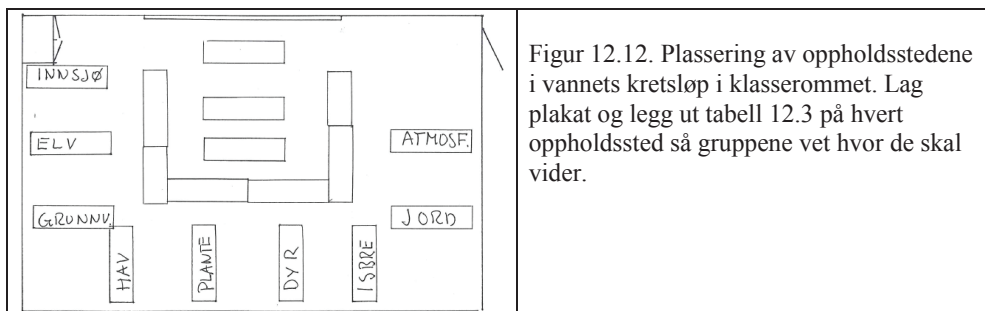
Kanskje et rollespill vil gi et mer nyansert og riktig syn på vannmolekylens «tur» gjennom de forskjellige oppholdsstedene i naturen (tabell 12.3). Elevene er vannmolekylene og jobber i grupper på tre. Rollene er:

1. Rulleren – ruller terningen som viser neste oppholdssted.
2. Speideren – leder gruppa til neste oppholdssted.
3. Sekretæren – noterer oppholdssteder i rekkefølge.

De fleste gruppene starter fra havet der det meste av vannet befinner seg. Resten fordeler seg én gruppe på hver av de andre oppholdsstedene. Gruppene flytter 10 ganger. Fra sekretærens notater skal gruppa i løpet av 10 minutter lage en kreativ presentasjon av vannets kretsløp som historie, eventyr, dikt, nyhetsopplesning, tegning, modell, ... Gruppene presenterer for nabogruppen.

På tavla samles resultater fra alle grupper og summeres. Oversikten er grunnlag for en faglig diskusjon om vannets kretsløp, oppholdssteder og prosesser (figur 9.1).

Sannsynlighetsfordelingen i tabell 12.3 er et relativt realistisk bilde av situasjonen.



Figur 12.12. Plassering av oppholdsstedene i vannets kretsløp i klasserommet. Lag plakater og legg ut tabell 12.3 på hvert oppholdssted så gruppene vet hvor de skal videre.

Tabell 12.3 Rollespill om oppholdssteder og prosesser i vannets kretsløp.		
DU SLÅR	HVA HENDER MED ET H ₂ O MOLEKYL?	FLYTT TIL
HAV		
1 eller 2	Vannet varmes opp og fordamper	Atmosfære
3, 4, 5 eller 6	Vannet blir i havet	Hav
ATMOSFÆRE		
1	Vanndamp avkjøles, kondenserer og faller som regn på bakke	Bakke
2	Vanndamp avkjøles, kondenserer og faller som snø på isbre	Isbre
3	Vanndamp avkjøles, kondenserer og faller som regn på innsjø	Innsjø
4 eller 5	Vanndamp avkjøles, kondenserer og faller som regn på hav	Hav
6	Vanndampen blir i atmosfæren	Atmosfære
PLANTE		
1,2,3 eller 4	Vanne forlater planten ved transpirasjonsprosessen	Atmosfære
5 eller 6	Vannet brukes av planten og blir i cellene	Plante
INNSJØ		
1	Vannet trekkes ned i bakken av gravitasjon	Bakke
2	Et dyr drikker vannet	Dyr
3	Vannet renner ut i elva	Elv
4	Vannet varmes opp og fordamper	Atmosfære
5 eller 6	Vannet blir i innsjøen	Innsjø
DYR		
1 eller 2	Vannet skilles ut i avføring og urin	Bakke
3, 4 eller 5	Vannet respireres og fordamper fra kroppen	Atmosfære
6	Vannet brukes i kroppen	Dyr
BAKKE		
1	Vannet absorberes av planterøtter	Planter
2	Bakken er gjennomfuktig. Vannet renner ut i elva	Elv
3	Vannet trekkes nedover av gravitasjonen	Grunnvann
4 eller 5	Vannet varmes opp og fordamper	Atmosfære
6	Vannet blir i bakken	Bakke
GRUNNVANN		
1	Vannet renner ut i elva	Elv
2 eller 3	Vannet renner ut i innsjøen	Innsjø
4, 5 eller 6	Vannet blir i grunnvannet	Grunnvann
ISBRE		
1	Isen smelter og smeltevannet trekkes ned i grunnvannet	Grunnvann
2	Isen fordamper (sublimerer) til atmosfæren	Atmosfære
3	Isen smelter og smeltevannet renner ut i elva	Elv
4	Isen smelter og smeltevannet renner ut i havet	Hav
5 eller 6	Isen forblir frosset i isbreen	Isbre
ELV		
1	Vanne renner ut i innsjøen	Innsjø
2	Vannet trekkes av gravitasjonen ned i bakken	Bakke
3	Vannet renner ut i havet	Hav
4	Et dyr drikker vannet	Dyr
5	Vannet varmes opp og fordamper	Atmosfære
6	Vannet renner ut i elva	Elv

12.12 Vær oppgaver til et feltkurs

Et feltkurs i biologi eller geologi kan kombineres med værobservasjoner over en hel dag.

Oppgave: *Hvor godt traff værvarslet og langtidsvarslet for feltkursdagen?*

For å besvare spørsmålet, må elevgruppene ta ned værvarslet og langtidsvarslet og gjøre egne værobservasjoner og –målinger og føre disse i et observasjonsskjema eller i ei feltbok:

A. Bli kjent med alt på <http://yr.no> som er relevant for feltkurset.

Følg med på langtidsvarsler en uke før og værvarsel dagen før feltdagen. Finn dagens værkart, satellittbilder og radarbilder. Hvis feltkurset er på fjellet eller ved kysten, finn også spesialvarsel: Hav og kyst, Fjelloverganger, UV-varsel.

B. Mål nedbør

Mål nedbør i en boks eller glass i millimeter (figur 12.7). Foreta målingen til lunsj og når dere reiser. Noter antall timer målingen gikk over.

C. Mål temperatur

Mål temperaturen på forskjellige steder når dere kommer, til lunsj og når dere reiser. En temperaturprofil som på figur 12.2 venstre, kan også være aktuelt.

D. Observer skyer

Beskriv skytyper (bruk skyatlas kapittel 4 Skyer) og dekningsgrad på himmelen (figur 12.3). Foreta observasjonene når dere kommer, til lunsj og når dere reiser – eventuelt flere ganger i løpet av dagen.

Tips: Bruk digitalt kamera og ta skybilder til feltkursrapporten.

E. Måle lufttrykket

Mål lufttrykket og endringen i lufttrykket når dere kommer, til lunsj og når dere reiser.

F. Observer vind

Observer vindretning med kompass og vindstyrke med enkle måleinstrumenter eller forenklet Beaufortskalaen (tabell 12.4) når dere kommer, til lunsj og når dere reiser.

G. Vurder værvarslet og langtidsvarslet for feltkursagen

Lag skjemaet for værobservasjonene slik dere selv vil ha det, på eget ark eller som side i dagboka/loggen/feltboka for kurset. Bruk nytt skjema for hvert måletidspunkt: når dere kommer, til lunsj og når dere reiser.

Besvar oppgaven på grunnlag av målinger og observasjoner B – E:

Hvor godt traff værvarslet og langtidsvarslet for feltkursdagen?

Gi gjerne «terningkast» - med begrunnelse.

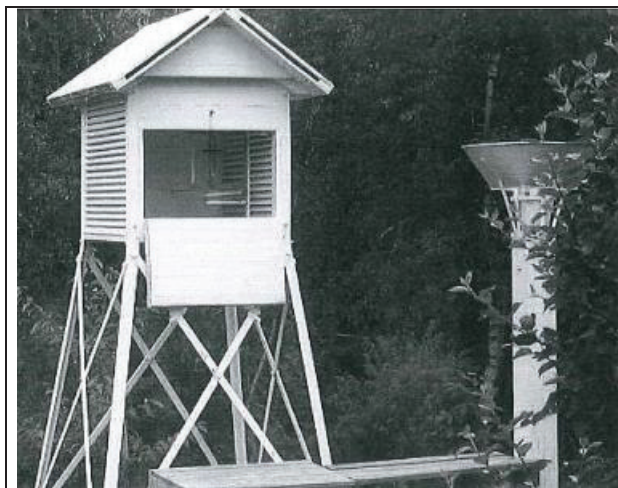
13 TEMA- OG PROSJEKTARBEID

Noen av elevaktivitetene vi har sett på, kan settes sammen til tema- eller prosjektarbeid som også kan integreres med andre fag. Slike arbeider kan strekke seg over noe tid. I en del av perioden bør den vanlige timeplanen legges til side slik at elevene kan ha full konsentrasjon om arbeidet. Tema- og prosjektarbeid krever at det utarbeides problemstillinger og mål dvs. kunnskaps-, ferdighets- og holdningsmål for perioden. Siden disse arbeidsformene krever stor grad av deltakerstyring og lokaltilpasning, presenteres her bare noen korte idéskisser.

13.1 Værstasjon med Vann- og værdag

Prosjektet går over minst ei uke (fem dager). Gunstigste tidspunkt er høstmånedene når været vanligvis er svært variabelt. Alle elever skal lage sin egen analoge eller digitale værbok. I fellesskap skal de lage en værtavle i klasserommet eller på en digital læringsplattform.

En værstasjon kan ha enkelt utstyr, men det må få vær i fred under prosjektet. Hvis elevene eller skolen vil legge litt mere arbeid i prosjektet, kan de bygge ei værhytte, noe enklere enn meteorologiske observatører har (figur 13.1). I værhytta henger termometre, barometer og hygrometer luftig, men skjermet for sola. Ei enkel værhytte bygges med fire stor lufterister 20 x 20 centimeter som vegger og vannfaste fiberplater som gulv og tak (pulttak er enklest). Bindingsverk lages av 20 x 20 millimeter lekter. Alt males hvitt. Værhytta skal helst stå fritt på oppå et bord på en plen eller et flatt tak.



Figur 13.1. Meteorologisk Instituttets velkjente værhytte modell MI-46, designet i 1946, sammen med en standard nedbørmåler. Værhytta skal stå 2 meter over bakken, være hvitmalt, ha mulighet for utlufing og stå på gress.

1. På småskoletrinnet: Elevene gjør daglige målinger av temperatur, nedbør og eventuelt snømengde. De gjør meget enkle sky observasjoner og øver seg i å gi korte muntlige værbeskrivelser. På mellom- og ungdomstrinnet kan i tillegg max/min-temperatur, vind, lufttrykk, grundigere skyobservasjoner og eventuelt luftfuktighet inngå.

2. Resultatene presenteres av en gruppe elever (går på omgang fra dag til dag) og skrives på tavla, en læringsplattform eller et annet nettsted. Alle elevene fører resultatene inn i værboka. Resultatene henges/tegnes også på værtavla i den form elevene har blitt enig om.

3. Resultatene henges opp kronologisk slik at de viser værutviklingen gjennom uka. Dette skal brukes på Vær- og vanndagen.

4. Vær- og vanndagen - helst en hel dag - avslutter prosjektet. Da skal elevene:

a) Fortelle og diskutere hvordan været har vært gjennom uka. Til støtte har de værboka og værtavla.

b) Studerer utviklingen av temperatur, nedbør, skyer osv. over ei uke. (Denne delene kan utvides til et integrert prosjektarbeid med Matematikk hvis det skal lages statistikk og beregnes gjennomsnitt osv.)

c) Arbeide med eksperimenter der de utforsker vann: fryse/smelte, fordampe/kondensere (figur 12.4). Arbeidet skal ta utgangspunkt i situasjoner elevene kjenner fra sin egen hverdag, og fra diskusjon rundt skyer og nedbør. Enkle rapporter/tegninger føres i værboka.

d) Diskuterer spørsmål rundt skyer, nedbør og vannets kretsløp.

5. Alle prosjekter skal ha et sluttprodukt. Produktet fra prosjektet Værstasjon er værboka (individuelt) og værtavla (felles). Hvis tiden strekker til, kan elevene lage hvert sitt store bilde (A4) i vannfarger. Det kan være et bilde av «værstasjonen» med termometer og nedbørmåler eller av en «morsom sky vi har sett».

13.2 Vær på Internett

Oppgave: *Gir yr.no eller storm.no de riktige varslene for stedet der skolen ligger? Sammenlikn varslene med været på skolen over en uke eller to.*

I stedet for egne værobservasjoner eller som et supplement, kan elevene sammenlikne varslene fra de to norske værsidene yr.no og storm.no. Det kan reises mange problemstillinger når de har sett mulighetene. Fordelen med Internett er at elevene alltid finner fersk værinformasjon. Derfor kan været følges over tid i et større område enn en egen værstasjon tillater.

13.3 Skyuke med Vann- og værdag

Prosjektet går over minst ei uke (fem dager). Alle elever skal føre sin egen skylogg. I fellesskap skal de lage en skytavle i klasserommet.

1. Daglig eksperiment: Observer skyhøyde, skytype og dekning. Bruk et forenklet skyatlas (kapittel 4 Skyer) og dekningsgrad (figur 12.3). Ta gjerne bilder av skydekket som legges inn i skyloggen.
2. Daglig eksperiment: Hent ned satellittbilder fra yr.no og diskuterer:

Spørsmål: *Er det lokale skydekket del av et større skysystem?*

Satellittbildene henges opp kronologisk på skytavla slik at de viser værutviklingen i still-bilder gjennom uka. Dette skal brukes på Vær- og vanndagen.

3. Vær- og vanndagen - helst en hel dag - avslutter prosjektet. Da skal elevene:

- a) Studerer utviklingen av værsystemene over ei uke (still-bildene) og sammenlikner

med lærebokas beskrivelse.

- b) Arbeide med eksperimenter der de utforsker fryse/smelte og fordampe/kondensere (figur 12.4). Arbeidet skal ta utgangspunkt i situasjoner elevene kjenner fra sin egen hverdag, og fra diskusjon rundt skyer, nedbør og værssystemer.

Spørsmål: *Hva tror du at en sky er? Hva tror du den inneholder?*
Rapportene føres i skyloggen.

Spørsmål: *Hvorfor tror du at det regner (eller snør) fra noen skyer, men ikke fra alle skyer?*

4. Produktet fra prosjekt Skyuke er elevenes egen skylogg og klassens skytavle.