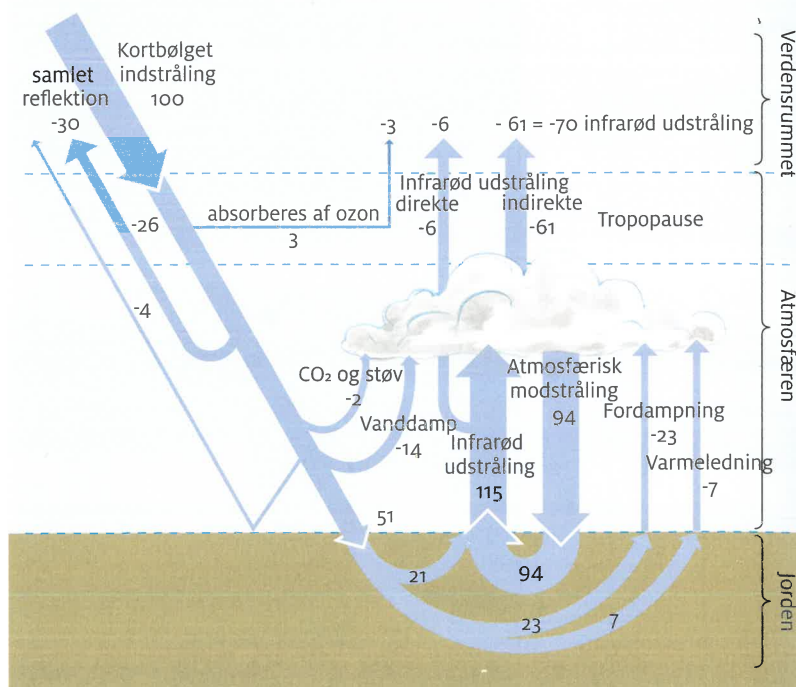


Figur 12.5: Jordens og atmosfærens strålingsbalance. Værdien af indstrålingen ved atmosfærens ydre grænse (solarkonstanten er på ca.  $1.367 \text{ Watt/m}^2$ ) er sat til 100. Alle andre tal skal forstås som procentandele af denne indstråling. Positive værdier viser stråling mod jordoverfladen, negative værdier viser udstråling fra jordoverfladen eller energi absorberet i atmosfæren. Som det fremgår, når 51 enheder af indstrålingen (51 %) ned til jordoverfladen og bliver absorberet. Resten enten reflekteres af atmosfæren og jordoverfladen eller absorberes i atmosfæren. Jordens udstråling er på hele 115 enheder, og det er muligt, fordi jorden også modtager 94 enheder fra atmosfæren som modstråling. En forstærket drivhuseffekt svarer til, at begge tallene 94 og 115 vokser.



fotosyntesen og levende organismer her på jorden. UV-stråling forårsager hudkræft, bl.a. hos os mennesker.

De seneste målinger tyder på, at udtyndingen af ozonlaget er ved at flade ud, hvilket skyldes internationale aftaler om at udfase fremstillingen af CFC-gasser. Disse aftaler vil formodentlig betyde, at ozonlaget om nogle årtier igen vil opnå sin naturlige tykkelse.

Hvor ozonlaget beskytter os mod farlige stråler, holder atmosfærens *naturlige drivhuseffekt* jordens gennemsnitstemperatur på de nævnte  $15^\circ\text{C}$ . Den naturlige drivhuseffekt fungerer på den måde, at solens kortbølgede indstråling relativt uhindret passerer gennem atmosfæren og absorberes af jordoverfladen (figur 12.4 og 12.5). En stor del af jordens langbølgede udstråling absorberes derimod af skyer (vanddråber,  $\text{H}_2\text{O}(\text{l})$ ), vanddamp ( $\text{H}_2\text{O}(\text{g})$ ), kuldioxid ( $\text{CO}_2$ ) og methan ( $\text{CH}_4$ ) og sendes til dels tilbage som atmosfærisk modstråling. Disse gasser kaldes *drivhusgasser*. Uden denne naturlige drivhuseffekt ville jordens gennemsnitstemperatur være ca. 33 grader lavere.

Bekymringen omkring den globale opvarmning, der har fundet sted de seneste 150 år, skal således ikke rettes mod den naturlige drivhuseffekt. Den skal derimod rettes mod den *menneskeskabte drivhuseffekt*. Denne er primært forårsaget af afbrænding af fossile brændsler med forøget indhold af  $\text{CO}_2$  til følge.

Alle legemer med en temperatur over det absolutte nulpunkt (0 K (kelvin) eller  $-273^\circ\text{C}$ ) udsender energi i form af elektromagnetisk stråling. Jo højere temperatur legemet har, jo større strålingsintensitet og et bølgespektrum med kortere bølgelængder.

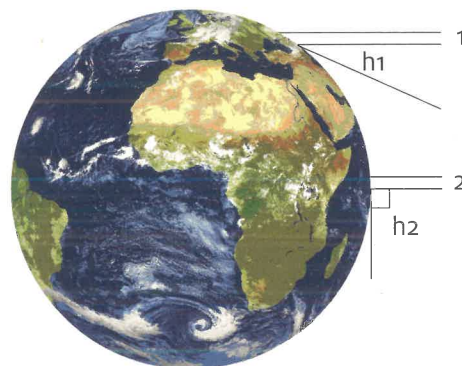
Når elektromagnetiske stråler rammer en overflade, kan der ske fire forskellige ting med strålerne: 1) Stråler kan *reflekteres*, dvs. kastes tilbage i deres nuværende bølgelængde, 2) stråler kan *absorberes*, dvs. at de bliver omdannet til varme i den genstand de rammer, 3) stråler kan *trænge igennem*, og 4) stråler kan *brydes* ellers *spredes*. Det sidste sker fx, når solstrålerne rammer vanddråber i atmosfæren, så spredes solens hvide lys ud i regnbuens farver (figur 12.5).

## Temperatur

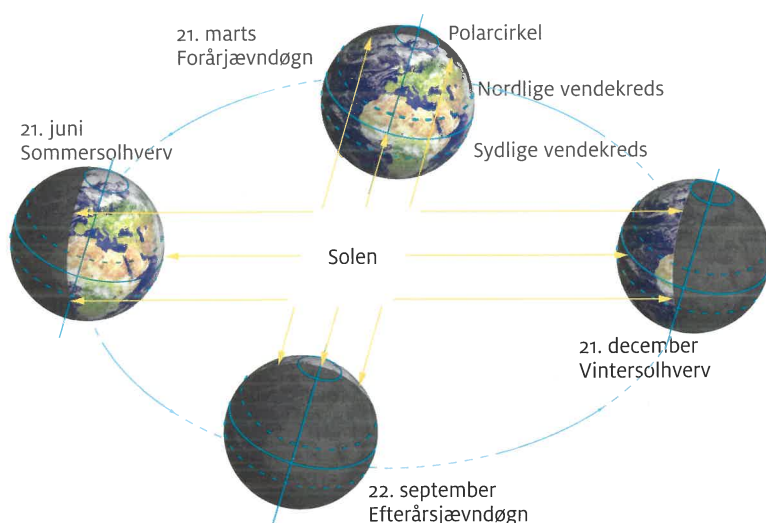
Meteorologer måler temperaturen 2 m over jordoverfladen. Måleinstrumenterne er beskyttet mod solens direkte stråling, og de 2 m højde beskytter mod varmestrålingen fra jordoverfladen.

Der måles meget forskellige temperaturværdier på jorden. En vigtig forklaring på forskellen i temperaturer er forskellig *indstrålingsvinkel* fra solen på lokaliteterne, hvilket grundlæggende skyldes jordens krumme overflade. Den samme energimængde bliver fordelt ud over et større areal på de høje breddegrader, sammenlignet med ækvator, og der er en lidt længere vej gennem atmosfæren på de høje breddegrader. Der er derfor generelt aftagende temperaturer, når man bevæger sig op mod de høje breddegrader (figur 12.6).

Indstrålingsvinklen på en given lokalitet er også bestemt af årstiden. Jorden bevæger sig på et år rundt om solen i en svag elliptisk bane. Jordens akse hælder  $66,5^\circ$  i forhold til omdrejningsplanet, og det betyder, at indstrålingsvinklen, på en given lokalitet, varierer med jordens position i banen (figur 12.7).



Figur 12.6: Indstrålingsvinklen  $h$ , er ca.  $30^\circ$ . Det betyder, at indstrålingen fordeles ud over et større areal.



Figur 12.7: Jordens bane om solen, jordaksens stilling i forhold til solen og solens zenitposition på de fire datoer.

Der er fire mærkedatoer i årets gang. Den 21/6 står solen i zenit (indstrålingsvinklen er  $90^\circ$  i forhold til overfladen), over den nordlige vendekreds (23,44 grader n.br.), og den nordlige halvkugle modtager maksimal indstråling. Den 22/9 eller 23/9, afhængigt af årets kalender, står solen i zenit over ækvator. Den 21/12 står solen i zenit over den sydlige vendekreds (23,44 grader s.br.), og den sydlige halvkugle modtager maksimal indstråling. På det tidspunkt modtager den nordlige halvkugle minimal indstråling. Og den 21/3 står solen igen i zenit over ækvator.

De forskellige indstrålingsvinkler forklarer dermed de forskellige årstider.

De store temperaturforskelle mellem sommer og vinter på de høje breddegrader er også et produkt af varierende dagslængde i løbet af året. Nord for polarcirklen er solen på himlen hele døgnet i sommerperioden, man taler om midnatssol. I vinterperioden står solen slet ikke op, og her taler man om polarnatten.

### Strålingsbalance

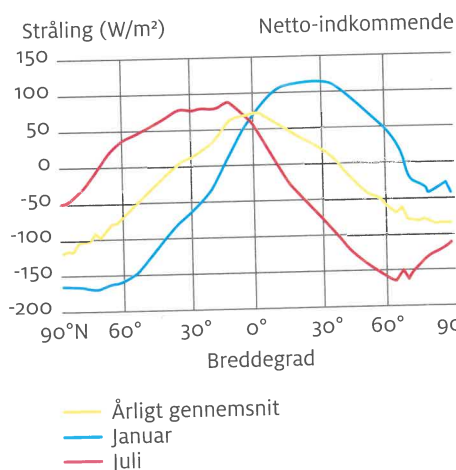
Jorden som helhed og dens atmosfære modtager og afgiver samme mængde stråling (figur 12.5). Hvis ikke dette var tilfældet, ville jordoverfladen eller atmosfæren enten blive varmere, hvis indstrålingen var større end udstrålingen, eller koldere hvis udstrålingen var større end indstrålingen.

Ser man derimod på konkrete lokaliteter på jorden, er der ikke tale om, at ind- og udstråling balancerer. Nord for ca.  $35^\circ$  n.br. og syd for ca.  $35^\circ$  s.br. er der en *negativ strålingsbalance*, dvs. udstrålingen er større end indstrålingen. Til gengæld er der en *positiv strålingsbalance* mellem de nævnte breddegrader (figur 12.8). Disse forhold er et produkt af forskelle i indstrålingsvinkel, i albedo og i udstråling på de forskellige breddegrader.

Ud fra dette strålingsregnskab skulle temperaturen egentlig falde år for år i området med negativ strålingsbalance og stige i området omkring ækvator. Men temperaturforskellene på jorden er ret konstante, og det betyder, at klimasystemet må indeholde udliggende mekanismer, der flytter varme væk fra ækvator og kulde væk fra de høje breddegrader. Udligningsmekanismerne er det globale vindsystem og havstrømme.

### Kyst- og fastlandsklima

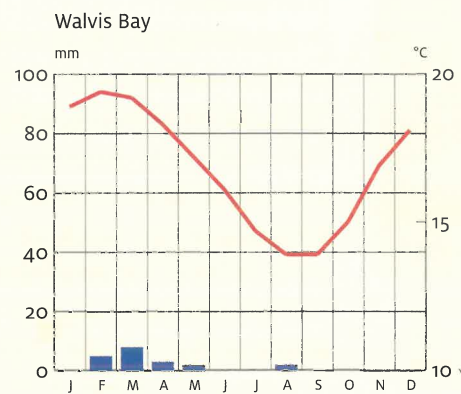
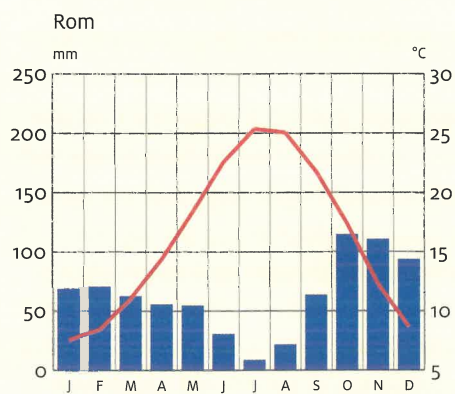
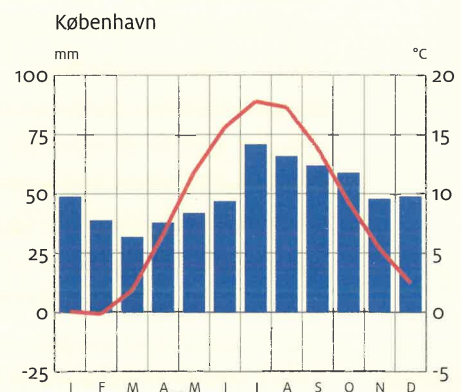
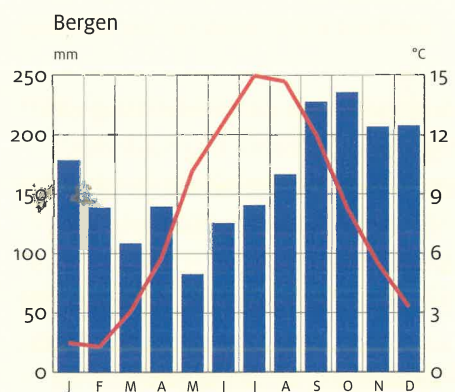
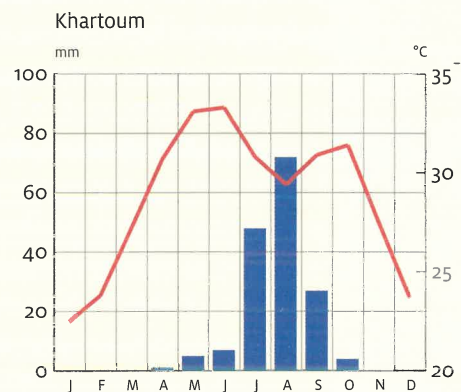
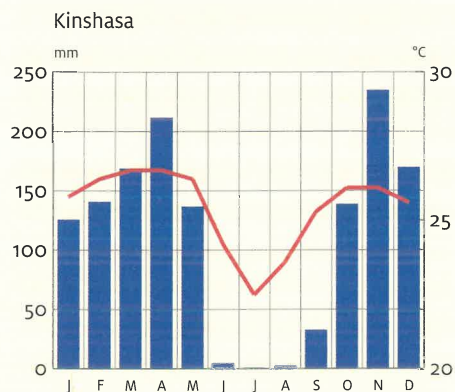
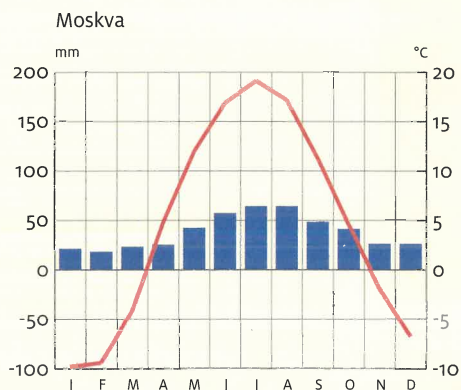
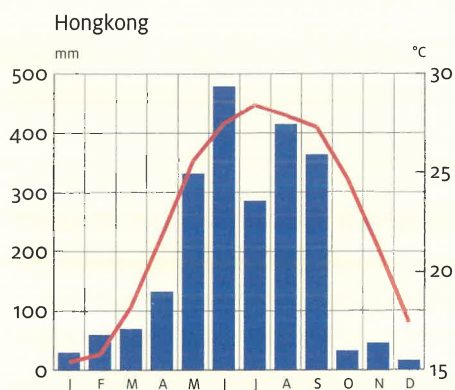
København og Moskva ligger på samme breddegrad, nemlig  $55^\circ$  n.br., men har alligevel meget forskellige temperaturforhold (figur 12.9). Københavns middeltemperaturer varierer kun fra ca.  $0^\circ\text{C}$  til  $17^\circ\text{C}$ , mens de månedlige middeltemperaturer i Moskva over året svinger fra ca.  $-10^\circ\text{C}$  til  $19^\circ\text{C}$ . Det skyldes den forskellige afstand til havet. For havet har en udjævnende effekt på kystlokaliteters temperaturer.



Figur 12.8: Strålingsbalancen. Ved forskellige breddegrader for året som helhed og for månederne januar og juli.

■ Nedbør mm  
— Temp. °C

Figur 12.9: Hydrotermfigurer for Hongkong, Moskva, Kinshasa, Khartoum, Bergen, København, Rom og Walvis Bay (Namibia)



Om sommeren opmagasineres en stor varmemængde i havet på grund af vands relativt store varmekapacitet, omrøringen i vandet og vandets gennemsigtighed, der medfører, at solens stråler trænger langt ned i vandet. Det giver en relativ kølig sommer. Omvendt afgiver havet varme om vinteren, og det holder vintertemperaturen oppe i København. Modsat har jord en lille varmekapacitet, og det er kun de øverste få centimeter, der varmes op i Moskva. Det giver en hurtig opvarmning om sommeren og en hurtig afkøling om vinteren. Man taler om *kystklima* i København og *fastlandsklima* i Moskva. Ofte defineres kystklima og fastlandsklima ved en årssvingning på henholdsvis mindre end og større end 20 °C.

Det milde klima i Nordvesteuropa, hvor især vintrene er milde, skyldes ikke alene nærhed til havet, men også Golfstrømmens transport af varmt vand til området. Andre steder vil kolde havstrømme give lavere temperaturer. Det gælder fx ved Canadas østkyst.

Temperaturen falder gennemsnitlig ca. 0,6 °C pr. 100 m opad i atmosfæren. Der er som bekendt sne og gletsjere på de højeste bjerge. Det skyldes, at der er et tyndere lag atmosfære til at lave mod-stråling, når man befinder sig højt oppe på jorden, fx på et bjerg.

### Lokale temperaturforhold

Mange lokaliteters temperaturforhold kan forstås ud fra indstrålingens størrelse, afstand til havet, varme og kolde havstrømme og højde over havniveau. På lokalt plan er der også en række andre forhold, der påvirker temperaturforholdene. Det drejer sig om overfladers egenskaber, vinde, skyer, vegetation og solens indstrålingsvinkel.

En overflades farve og øvrige egenskaber (figur 12.10) har betydning for, hvor meget af indstrålingen, som absorberes. Man taler om en overflades *albedo*, som er den procentdel af indstrålingen, der reflekteres.

En given vindretning kan bringe henholdsvis varme og kolde luftmasser til en lokalitet.

Skyer vil mindske både ind- og udstråling, og dermed give en lille døgnvariation i temperaturen.

Vegetation påvirker også temperaturen, idet indstrålingens energi delvist bindes i en fordampningsproces i dagtimerne. Det er, fordi en stor del af solens varme bruges til at fordampe vand i dagtimerne. Indstrålingens energi frigives om natten, idet vanddampen fortættes, og der afgives energi til luften. Det betyder, at fx regnskovsområder med meget vegetation har en meget lille døgnvariation i temperaturen sammenlignet med ørkenområder.

Sydvendte skråninger på den nordlige halvkugle vil opnå højere tem-

|                           |         |
|---------------------------|---------|
| Nyfalden sne              | 80-85 % |
| Tætte lave skyer          | 70-80 % |
| Gammel sne                | 50-60 % |
| Hav (ved lavtgående sol)  | 50-80 % |
| Tynde skyer               | 25-50 % |
| Sand                      | 20-30 % |
| Græs                      | 20-25 % |
| Tør jord                  | 15-25 % |
| Våd jord                  | 10 %    |
| Skov                      | 5-10 %  |
| Hav (ved højtstående sol) | 3-5 %   |

Figur 12.10: Albedoværdier for forskellige overflader. Albedoen angiver den procentdel af solens indstråling, som reflekteres.

peraturer end nordvendte, fordi indstrålingen koncentrerer på et mindre areal på den sydvendte skråning.

Endelig vil lokale dalsystemer ofte opleve relativt kolde nætter, idet den tunge afkølede luft samles i dalen.

Ind- og udstrålingen varierer i løbet af døgnet. Indstrålingen foregår kun i dagtimerne, mens udstrålingen finder sted hele døgnet. Indstrålingen topper kl. 12.00, hvor der er den største indstrålingsvinkel. De højeste temperaturer måles normalt et par timer efter den maksimale indstråling, idet det tager tid at få varmet jordoverfladen op. Udstrålingen stiger med stigende overfladetemperatur. Oftest findes døgnet laveste temperaturer, lige før solen står op, for her har strålingsbalancen været negativ i længst mulig tid.

## Luftens tryk og vinde

Jordoverfladen opvarmes forskelligt. Væsentlige årsager hertil er varierende indstrålingsvinkel og overfladens karakter. Land varmes lettere op end vand, en mørk overflade varmes hurtigere op end en lys overflade, og en overflade uden vegetation opvarmes hurtigere end en overflade dækket af planter. Denne forskellige opvarmning medfører, at der dannes forskelle i tryk.

### Tryk

Nogle steder vil der dannes et lavtryk med relativt underskud af luft, andre steder vil der dannes et højtryk med relativt overskud af luft. Luftens tryk skabes af tyngden af luftsøjlen over lokaliteten. Som det fremgår af figur 12.12, er der en længere og dermed tungere luftsøjle over punktet A end punktet B, og det er årsagen til, at luftens tryk falder opad i atmosfæren.

Trykforskelle opstår som nævnt på grund af forskellig opvarmning af jordoverfladen. De steder, hvor jordoverfladen varmes relativt meget op, vil luften lige ovenover også blive varmet op. Luften vil udvide sig, densitet vil falde, og den vil begynde at stige opad. Den opstigende luft vil danne et højtryk i højden, og fra dette vil luften søge ud til siderne. Når det sker, vil der være mindre luft i luftsøjlen over det varme område. Et *termisk lavtryk* er dannet (figur 12.13).

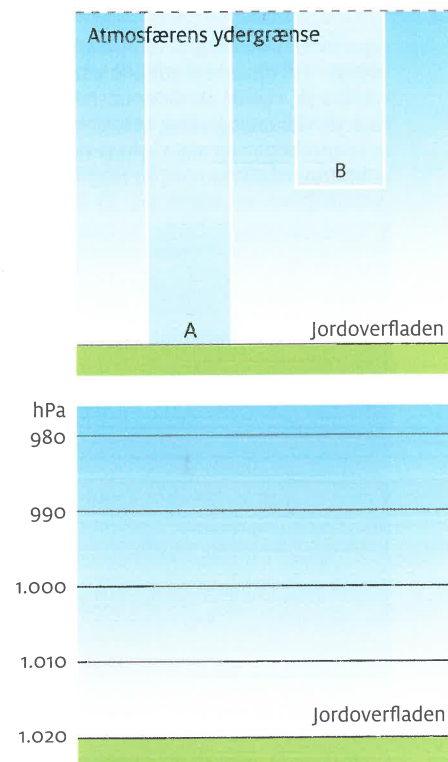
Tilsvarende vil kolde overflader resultere i et *termisk højtryk* – prøv selv at ræsonnere dig frem til dette.

På global skala vil der på grund af solens opvarmning dannes termiske lavtryk ved ækvator hele året, og over kontinenterne om sommeren. De termiske højtryk vil omvendt være at finde over polerne hele året, og over kontinenterne om vinteren.

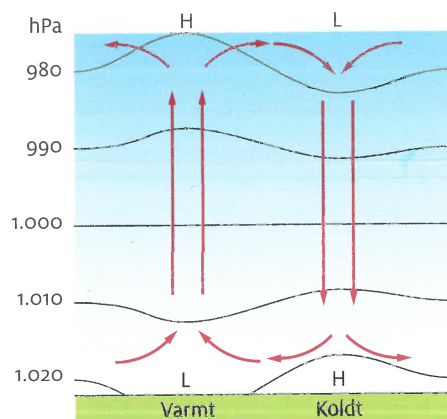
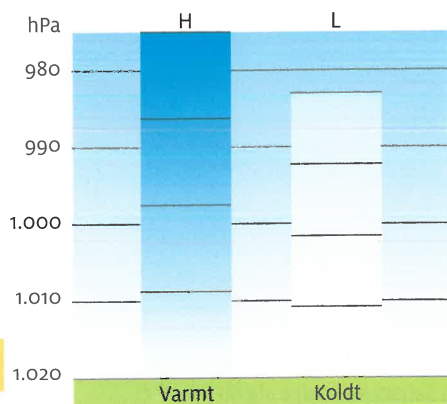


Figur 12.11: Sahara. Dagtemperaturen i Sahara kan snige sig op på 57 °C, hvorimod nattertemperaturen ofte er under frysepunktet.

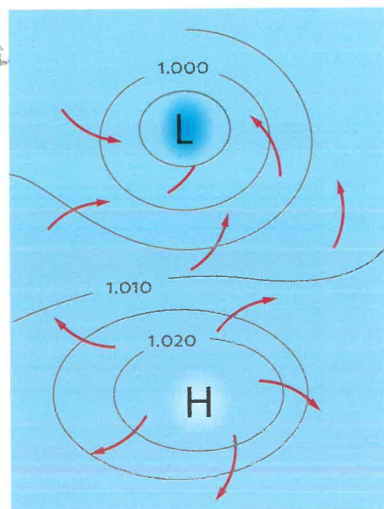
241



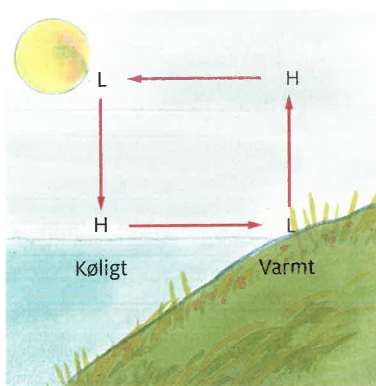
Figur 12.12: Lufttryk. Tyngden af luftsøjlen over A og B skaber lufttrykket. Der er en længere luftsøjle over A, dvs. lufttrykket er højest her. Med andre ord falder lufttrykket med højden.



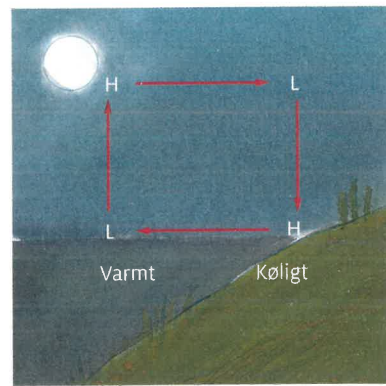
Figur 12.13: Udvikling af termiske lav- og højtryk. I et opvarmet område udvikles lavtryk, i kolde områder udvikles højtryk. Generelt gælder, at luften ved et lavtryk stiger op, men synker ned ved et højtryk.



Figur 12.15: Et vejrkort fra den nordlige halvkugle. På kortet ses høj- og lavtryk, isobarer og de af corioliskraften afbøjede vinde. Lufttrykket måles i hPa. Lufttrykket er gennemsnitlig 1.013 hPa på vores breddegrader. En isobar er en linje gennem punkter med det samme tryk.



Figur 12.14: Søbrise og landbrise. Om dagen varmes landet mere op end vandet, og der dannes et lavtryk inde over land, der skabes en søbrise. Om natten falder vandets temperatur ikke så meget på grund af vandets større varmekapacitet, og trykket vil være lavere her i forhold til på land, der skabes en landbrise.



På lokalt plan vil termiske trykforskelle på en ellers relativt vindstille dag danne en *søbrise* (pålandsvind) om dagen og en *landbrise* (fralandsvind) om natten (figur 12.14).

Naturen vil søge at udligne disse forskelle i tryk og transportere luftmolekyler fra stedet med overskud af luft til stedet med underskud af luft, denne transport er *vinden*.

## Vinde

Vinde har stor betydning for livet på jorden. Vinde transporterer varme væk fra ækvator, og kulde væk fra polerne. Vinde flytter fugtighed fra oceanerne ind over kontinenterne og er dermed grundlaget for den livgivende nedbør over kontinenterne. Vinde er en vigtig faktor bag havstrømme i oceanerne, der igen er vigtige for transport af energi og fugtighed.

Som det fremgår af figur 12.15, blæser vinde fra højtryk mod lavtryk. Jordens rotation betyder, at vinde afbøjes til højre på den nordlige halvkugle, og til venstre på den sydlige halvkugle. Retningerne højre og venstre ses i vindpilens retning.

Forklaringen på dette er, at rotationshastigheden aftager fra ækvator mod polerne. Det betyder, at en luftmasse, der bevæger sig mod nord på den nordlige halvkugle, vil ramme foran eller til højre for den luftmasse, den lå på samme længdegrad med, da den startede sin bevægelse mod nord (figur 12.16). Tilsvarende vil en luftmasse, der bevæger sig mod syd, ramme bagved, og det svarer også til en afbøjning til højre set i vindpilens retning. Så der er altid afbøjning til højre på den nordlige halvkugle. Dette gælder også ved en vindretning parallelt med breddegraderne.

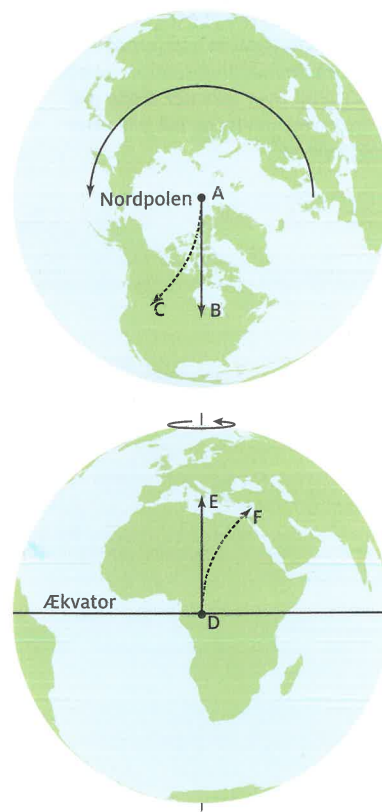
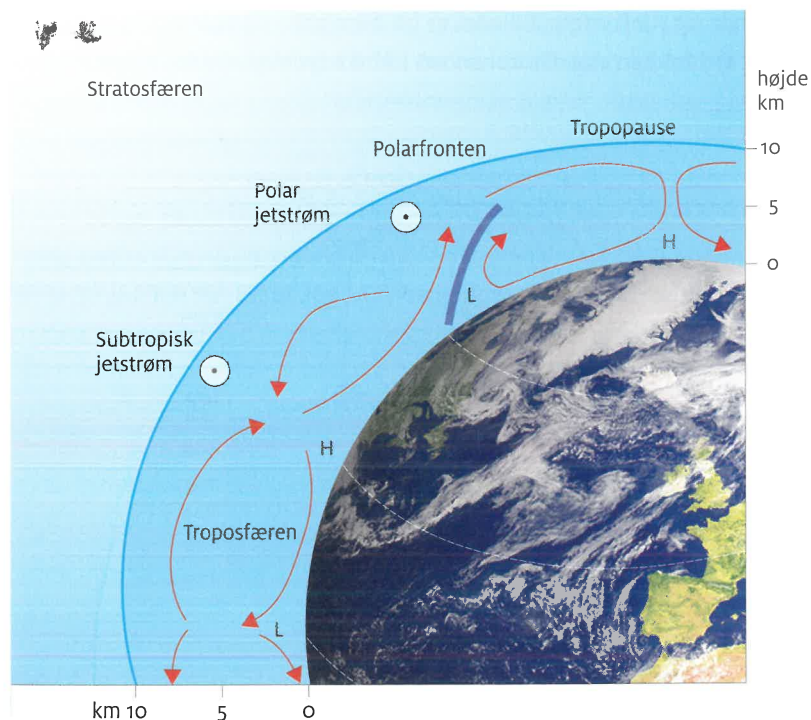
På den sydlige halvkugle giver de tilsvarende forhold en afbøjning af luftmasserne til venstre set i vindpilens retning. I daglig tale forklarer man vindenes afbøjning ved at henvise til corioliskraften. Vindens afbøjning betyder, at luften på den nordlige halvkugle bliver sendt i cirkulation med uret rundt om højtrykket, og luften, der søger mod lavtrykket, bliver sendt i en cirkulation mod uret omkring lavtrykket (figur 12.15).

### Det globale tryk- og vindsystem

Den store indstråling ved ækvator medfører, at luften nær jordoverfladen opvarmes og dermed udvides, hvorved den bliver lettere og stiger op. Dermed er der dannet et termisk lavtryk. De opstigende luftmasser vil i ca. 8-10 km højde søge mod nord eller syd. Ved ca. 30° nordlig og sydlig bredde vil en del af luftmassen blive afbøjet til *subtropiske jetstrømme*, der er vestenvinde i 6-10 km højde (figur 12.18). Denne ophobede luftmasse, der i øvrigt er blevet afkølet og dermed tungere på sin vej væk fra ækvator, vil synke ned mod jordoverfladen. Ved jordoverfladen dannes der, med de tilførte luftmasser, de *subtropiske dynamiske højtryk* på ca. 30° nordlig og sydlig bredde.

Fra de subtropiske højtryk blæser NØ-passaten og SØ-passaten ind mod ækvator. Passatvindene mødes i en såkaldt *intertropisk konvergenzone*, ITK-zonen (figur 12.16).

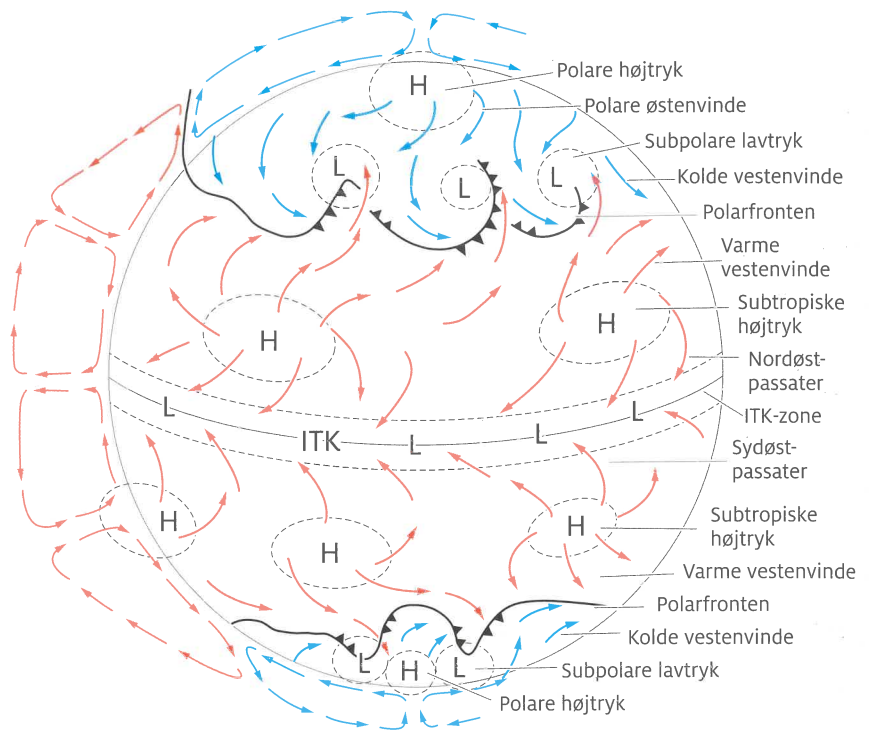
Fra de subtropiske højtryk blæser der også vinde mod nord og mod syd. Disse relativt varme og fugtige vinde møder, ved polarfronten, kolde luftmasser fra de termiske højtryk ved polerne. Polarfronten ligger på mellembreddegraderne, dvs. typisk mellem 40° og 60°. Da den varme luft er lettest, vil denne tvinges opad; der er med andre ord opstigende luft ved polarfronten. Dette sammenstød mellem varm og kold luft ved polarfronten, er baggrunden for dannelsen af *dynamiske lavtryk*.



Figur 12.16: Corioliskraften. En bold kastes fra Nordpolen (A) mod ækvator langs en længdegrad. Bolden vil aldrig ramme B, men den vil pga. jordens rotation og de forskellige rotations-hastigheder på jordoverfladen ramme bag B (i C). Der er tale om en afbøjning mod højre set i boldens retning. En bold kastes fra ækvator (D) mod Nordpolen langs en længdegrad. Bolden vil aldrig ramme E men foran (i F). Igen er boldens bane afbøjet mod højre. Corioliskraften vil have samme effekt på vindene.

Figur 12.17: Det overordnede vindsystem i troposfæren.

Figur 12.18: Oversigt over det primære tryk- og vindsystem ved jordoverfladen i en jævndøgnsituation. Solen står i zenit over ækvator. Røde pile viser varme vinde, og blå pile viser kolde vinde.

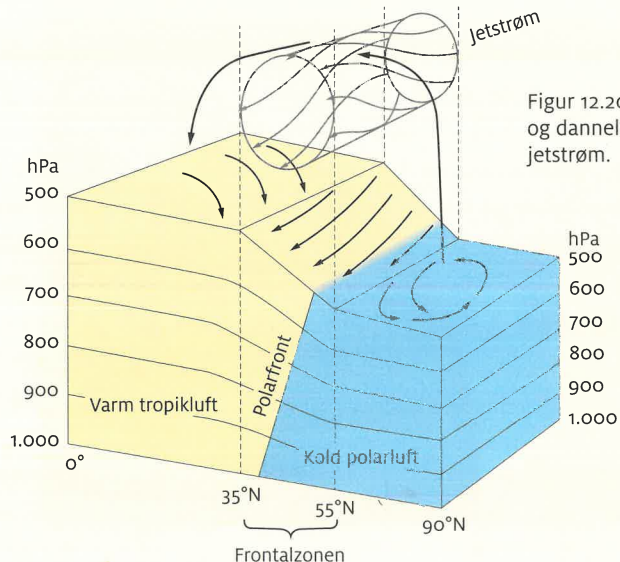


Solens maksimale indstråling er drivkraften i det globale tryk- og vindsystem. Solens zenitposition varierer med årstiden, og derfor vil hele systemet flytte sig med årstiden. Det betyder fx, at ITK-zonen, de subtropiske højtryk og den nordlige polarfront vil forskydes mod nord i vores sommerhalvår og mod syd i vores vinterhalvår.

Det globale vindsystem flytter varme væk fra ækvator og kulde væk fra polerne (figur 12.17 og 12.18).

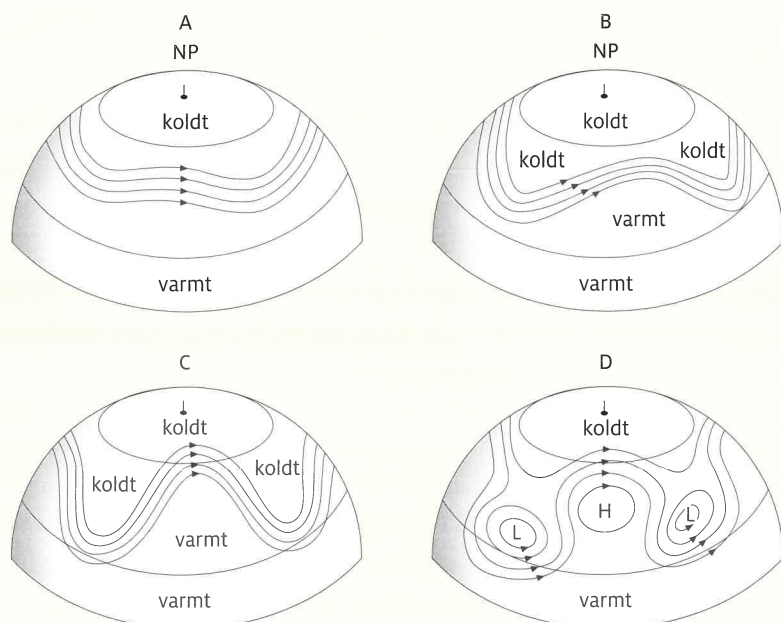
Satellitbilledet af jorden (figur 12.19) viser de centrale træk af det globale tryk- og vindsystem. Billedet er fra december, og hele vindsystemet er rykket syd for ækvator. ITK-zonen ses i Afrika tydeligt syd for ækvator som

Figur 12.19: Satellitbillede fra den 18. december 2014, kl. 13.00.



Figur 12.20: Frontalzonen og dannelsen af den polare jetstrøm.

Figur 12.21: Bølger på jetstrømmen. Bølgerne forskydes i retning mod øst.



et sammenhængende skybånd med markante konvektionsceller, men over Atlanterhavet holdes ITK-zonen fast over ækvator pga. det varme vand. Nord og syd for ITK-zonen ses de skyfrie subtropiske højtryksområder. Endelig ses de mange skyer ved den nordlige og den sydlige polarfront. Skyer og nedbør forekommer der, hvor luften stiger opad og afkøles.

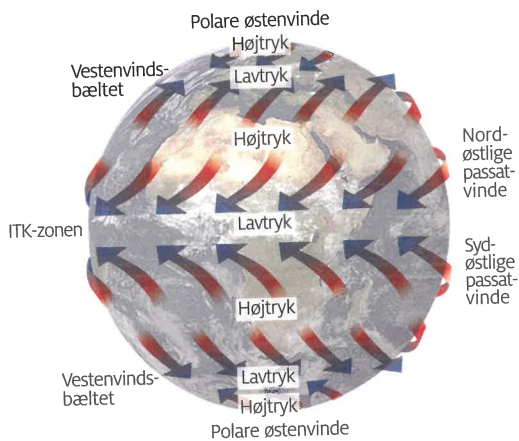
### Polarjetstrømmen og de dynamiske tryk

Polarjetstrømmen er en kraftig vestenstrømning i 8-10 km højde på mellembreddegraderne. Dannelsen af jetstrøm er ret kompliceret. Stor temperaturforskel mellem ækvatorluften (tropikluften) og polarluften i frontalzonen (mellembreddegraderne) skaber en trykforskel, som sætter en luftstrøm i gang fra syd mod nord. Denne luft afbøjes og bliver til polarjetstrømmen (figur 12.20). Polarjetstrømmen blæser oftest ikke parallelt med breddegraderne.

På grund af at kontinent og ocean opvarmes forskelligt, vil jetstrømmen danne bølger på sin vej mod øst (figur 12.21). Disse bølger bevirker, at der nogle steder sker en udtynding af luft i jetstrømmen, og dette kompenserer jetstrømmen for ved at suge luft fra jordoverfladen. Dermed er et dynamisk lavtryk dannet. Andre steder vil jetstrømmen ophobe luft og presse

|                | Baggrund                                        | Lavtryk                                    | Højtryk                                    | Forekommer                                                        |
|----------------|-------------------------------------------------|--------------------------------------------|--------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------|
| Termiske tryk  | Termik, forskellig opvarmning af jordoverfladen | Højt tryk i højden<br>Lavt tryk ved jorden | Lavt tryk i højden<br>Højt tryk ved jorden | Ved ækvator, ved polerne og over kontinenterne                    |
| Dynamiske tryk | Dynamik, jetstrømmes ophobning og udtynding     | Lavt tryk i højden<br>Lavt tryk ved jorden | Højt tryk i højden<br>Højt tryk ved jorden | På mellembreddegraderne og ved 30 grader nordlig og sydlig bredde |

Figur 12.22: Forskelle på termiske og dynamiske tryk.



Figur 12.23: Vindsystemer. Når vinden blæser fra nord mod syd, afbøjes den mod øst. Blæser vinden fra syd mod nord, afbøjes den mod vest.

den ned mod jordoverfladen, hvorved et dynamisk højtryk er dannet (figur 12.22). Disse dynamiske tryk er helt afgørende for vejret på kontinenternes vestsider på mellembreddegraderne, bl.a. i Danmark.

## Havstrømme

Det globale tryk- og vindsystem (figur 12.23) er en væsentlig faktor bag oceanernes havstrømme (figur 12.24). Her skal blot nævnes et par eksempler.

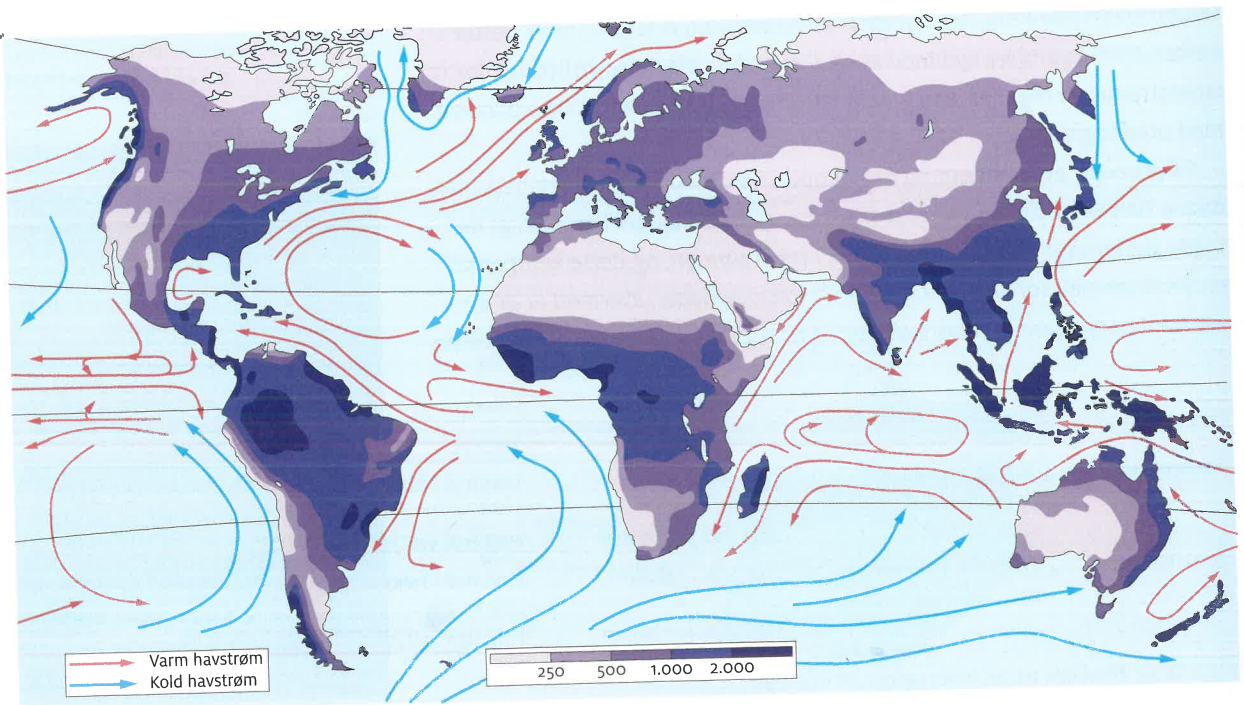
Passatvindene danner den sydlige og den nordlige ækvatoriale havstrøm. I Atlanterhavet flytter den nordlige ækvatoriale havstrøm varmt overfladevand fra Afrikas kyst over mod Caribien. Her kommer vandet under indflydelse af vindene fra det subtropiske højtryk. Vinde blæser som tidligere nævnt med uret omkring højtrykket, og derfor bliver vandet sendt mod Nordvesteuropa som den såkaldte Golfstrøm.

Ligeledes skaber det subtropiske højtryk syd for ækvator den kolde Benguelastrøm ved vestkysten af det sydlige Afrika og den varme brasilianske strøm ved Brasiliens østkyst.

Figur 12.24: Den globale nedbørsfordeling angivet i mm pr. år. De vigtigste havstrømme er angivet med pile. Blå farve er en kold havstrøm, og rød farve er en varm havstrøm.

## Nedbør

Nedbør er et resultat af luftafkøling, og det sker i stor skala i atmosfæren ved opstigende luft. En opstigende luftmasse vil blive afkølet, fordi den udvider sig som følge af det lavere lufttryk opad. Denne rumfangsudvidelse



koster energi og resulterer i et temperaturfald i luftmassen. Man taler om en *adiabatisk afkøling*, dvs. en afkøling uden varmeafgivelse til omgivelserne.

Når luftmassen afkøles, vil dens evne til at indeholde vanddamp blive mindre (figur 12.25), og den bliver i visse situationer nødt til at aflevere noget af vanddampen som nedbør.

En luftmasses fugtighed er et mål for, hvor meget vanddamp luften indeholder.

Luftmassens fugtighed kan angives på to måder. Den *absolutte fugtighed* angiver antal gram vanddamp pr. m<sup>3</sup> luft. Den *relative fugtighed*, også kaldet fugtighedsgraden, er det faktiske indhold af vanddamp sat i forhold til det maksimale indhold af vanddamp, som luftmassen kan indeholde ved pågældende temperatur.

Sammenhængen mellem de to fugtighedsmål kan illustreres af et regneeksempel: En luftmasses temperatur måles til 15 °C, og den absolutte fugtighed måles til 8 g/m<sup>3</sup>. Af figur 12.26 fremgår det, at luftmassen maksimalt kan indeholde 13 g/m<sup>3</sup>. Og derfor kan den relative fugtighed udregnes på følgende måde:

$$\text{Relativ luftfugtighed} = 8 / 13 \cdot 100 \% = 62 \%$$

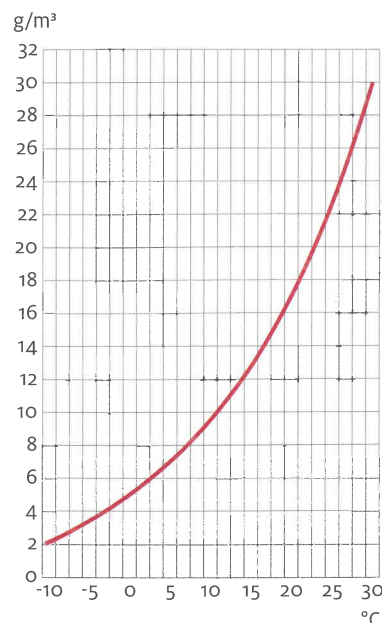
Det kan også udtrykkes som, at luftmassen indeholder 62 % af den mængde vanddamp, som den maksimalt kan indeholde ved pågældende temperatur.

En luftmasse kaldes umættet, når dens relative fugtighed er under 100 %, og mættet, når dens relative fugtighed er 100 %.

Ved opstigning vil en umættet luftmasse afkøles *tøradiabatisk*, dvs. 1 °C pr. 100 m opstigning (figur 12.27). Hvis luftmassen er mættet, vil den afkøles *fugtadiabatisk*, dvs. 0,5 °C pr. 100 m opstigning. Den fugtadiabatiske afkøling er mindre, fordi vanddamp kondenserer til vanddråber, og den proces afgiver energi til luftmassen.

Som følge af ovenstående vil den relative fugtighed øges i en opstigende luftmasse, og hvis den relative fugtighed når 100 %, har luftmassen nået *dugpunktet*, hvor luftmassen afgiver fugtighed i form af nedbør. En forudsætning for nedbørsdannelsen er også, at luftmassen indeholder små partikler eller krystaller, kaldet kondensationskerner, som vanddampen kan kondensere omkring.

Skyer består af små vanddråber og iskrystaller, kondenseret og frossen vanddamp. Men mange skyer afgiver ikke nedbør. Det skyldes flere forhold. Dråberne kan være så små og dermed lette, at friktionen mellem dråber og luft holder dråberne flyvende. Under skyerne er der også ofte en opstigende luft, en opdrift (figur 12.28). Opdriften hindrer også vanddråber og iskrystaller i at falde ud af skyen, før de har opnået en vis størrelse og vægt.

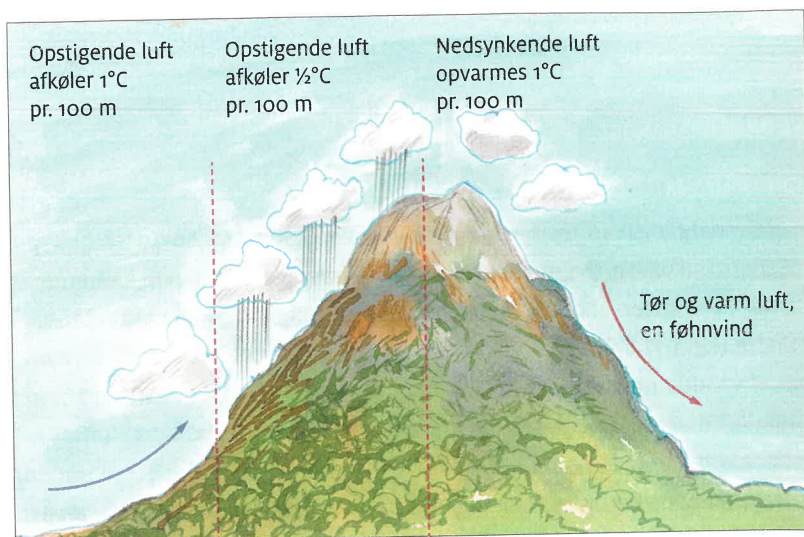


Figur 12.25: Dugpunktskurven. Kurven angiver den mængde vanddamp, en luftmasse maksimalt kan indeholde ved forskellige temperaturer.

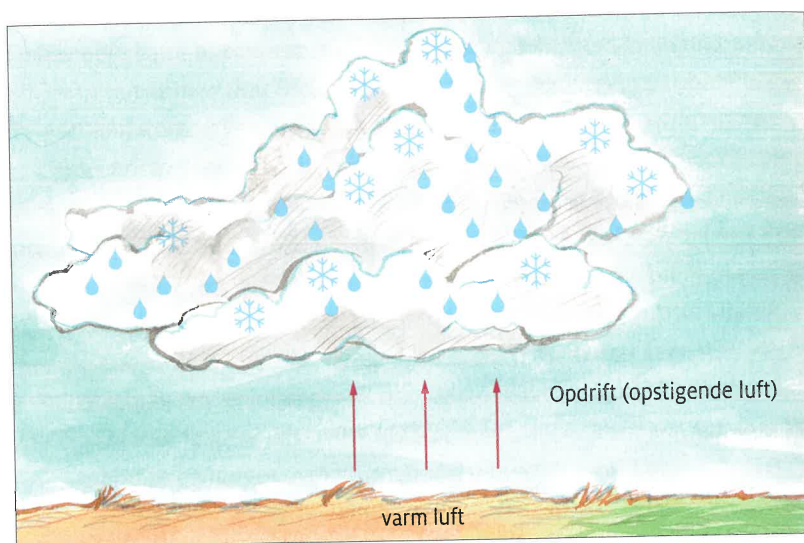
Figur 12.26: Her ses en opstigende luft og nedbør i forbindelse med en konvektionscelle.



Figur 12.27: Luftmassen bliver tør og varm ved passage af bjerget.



Figur 12.28: Opdriften forhindrer, at det regner. Opdriften holder vanddråberne i skyen, og hvis de falder ud af skyen, vil de fordampe på vejen ned mod jordoverfladen. Kun store dråbe-dannelser i skyen vil resultere i nedbør.



### Forskellige nedbørsformer

Nedbøren kan antage forskellige former som regn, sne, slud, hagl eller is-slag. Nedbørsformen bestemmes af temperaturen i atmosfærens nedre dele. Er denne under eller omkring frysepunktet, falder nedbøren som sne eller slud. Regn, hvis temperaturen er over frysepunktet. Nedbøren falder som hagl, når iskrystaller smelter på vej ned, men med opdriften bliver sendt opad og fryser til iskugler. Processen gentages evt. flere gange, og når iskuglerne har nået en vis størrelse, overvinder de opdriften og falder gennem atmosfæren.

I de situationer, hvor vanddråberne falder gennem et koldt bundlag, vil vanddråberne kunne afkøles til under 0°C, og man taler om underafkølede dråber. Når disse dråber rammer jorden eller en anden overflade, fryser de omgående til is, og fænomenet isslag er skabt.

### Konvektions-, stignings- og frontregn

I naturen er der tre primære grunde til, at luft stiger opad og efterfølges af nedbør (figur 12.29).

- **Konvektionsnedbør:** Luften vil stige op, hvor jordoverfladen opvarmes relativt meget. Det sker i et bælte omkring ækvator og over kontinenterne om sommeren. Nedbøren har ofte bygeagtig karakter, nogle gange ledsaget af torden. Nedbørstypen forekommer også i Danmark om sommeren.
- **Stigningsregn:** Bjerger tvinger luftmassen opad. Næsten alle bjergområder får store nedbørsmængder. Se fx nedbørsdata i atlas for Norge eller for Alperne.
- **Frontregn:** Mødet mellem varm og kold luft kaldes en front. Her tvinges den varme luft til vejrs, da den er lettere end den kolde, hvilket giver nedbør. Denne nedbørstype er udbredt ved breddegraderne omkring de to polarfronter. Frontregn er den mest almindelige nedbørstype i Danmark.

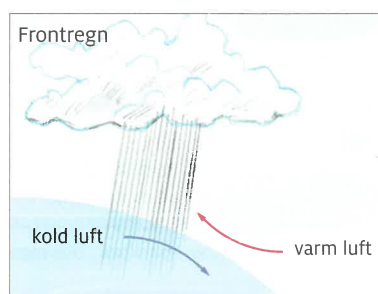
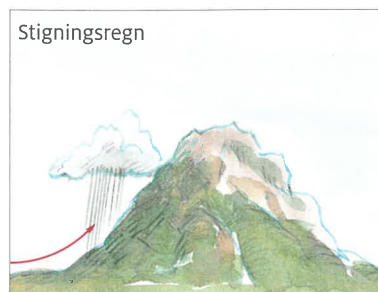
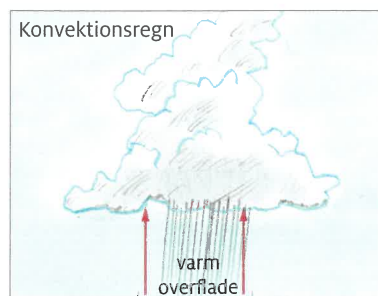
Når fugtige luftmasser passerer bjerge, vil nedbøren falde på den side, der vender mod vindretningen. På læsiden vil vinden derimod være tør og varm – det kaldes *fønvind*. Det skyldes, at luftmassen fra dugpunktet kun afkøles  $0,5^\circ\text{C}$  pr. 100 meter (fugtadiabatisk) op af bjerget, mens det hele vejen ned af bjerget opvarmes tøradiabatisk, dvs.  $1^\circ\text{C}$  pr. 100 meter (figur 12.27).

### Nedbørsrige og nedbørsfattige områder i verden

Der er stor forskel på nedbørsmængden på forskellige lokaliteter i verden (figur 12.30 og 12.24).

Området omkring ækvator er et nedbørsrigt område. Her afleverer den varme opstigende luft store nedbørsmængder. Vestsider af kontinenter på mellembreddegraderne, fx Vesteuropa, er under indflydelse af polarfronten. Vestnorges store nedbørsmængde skyldes en kombination af polarfronten, bjergene og det varme havvand. Østsider af kontinenter er udsat for monsunskiftet. Monsun betyder årstidsvind. Sommermonsunen bringer lune og fugtige luftmasser ind over kontinentet.

Områder med ringe nedbør er de subtropiske højtryksområder, hvor luften synker ned. Her findes store ørkenområder. Polare områder er ligeledes nedbørsfattige, det skyldes også det høje tryk og den kolde luft, der ikke kan indeholde meget vanddamp. De centrale områder på kontinenterne får også ringe nedbørsmængder, fordi luftmasserne har afgivet deres nedbør på vejen ind til de centrale områder. Endelig skal nævnes de kystnære områder med kolde havstrømme. Her er fordampningen ringe, og det kolde vand hindrer luften i at stige op.



Figur 12.29: Model der viser konvektions-, stignings- og frontregn.



Figur 12.30: Nedbørsforhold omkring ækvator. Regnvejr i Tena, Ecuador.

Der kan være stor forskel på den danske sommer. Et år er der lange perioder med sol og høje temperaturer, andre år er sommeren kølig, blæsende og regnfuld. Store variationer i vejret kan forstås ud fra den vejrtype, der har været dominerende. Danmarks vejr kan inddeles i to primære vejrtyper, nemlig *strålingsvejr/højtryksvejr* og *strømningsvejr/lavtryksvejr* (figur 12.31).

Hvis et dynamisk højtryk styrer vejrforholdene i Danmark (figur 12.32), vil luften synke ned og blive udsat for et højere tryk. Dermed vil luften blive opvarmet adiabatisk, og den relative fugtighed vil falde. Skyer vil opløses, og solens indstråling kan komme til om dagen, ligesom udstrålingen får frit spil om natten. En sådan situation med højtryk vil altså give solrigt og tørt vejr med stor døgnvariation i temperaturen.

En sommer med en lang periode med højtryk giver hedebløge og tørke, mens vintersituationen kan give isvinter. En isvinter kræver en langvarig kuldeperiode, og den opstår, når det termiske højtryk over Rusland har en sådan styrke, at det giver en østlig vindretning i Danmark i en lang periode.

Det skal også tilføjes, at højtrykket holder frontsystemer væk fra Danmark, og højtrykkets konkrete placering styrer vindretningen i Danmark.

I forbindelse med lavtryksvejr/strømningsvejr er der tale om, at dynamiske lavtryk med tilhørende fronter passerer ind over Danmark (figur 12.33).

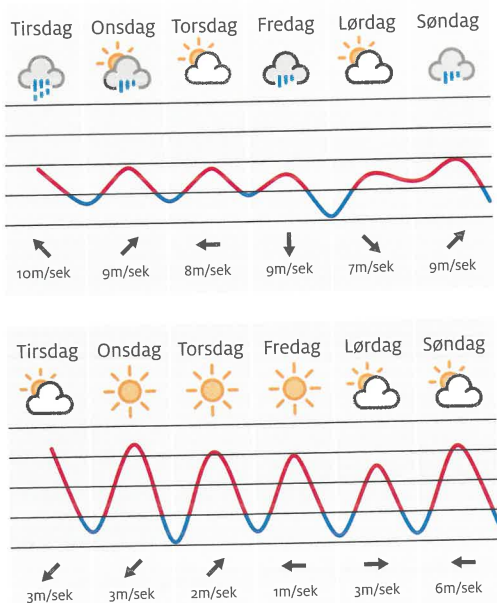
Lavt lufttryk er ensbetydende med opstigende luft, ligesom den varme luft tvinges opad ved fronter. Dette giver skyer og nedbør, en lille ind- og udstråling og dermed moderate dagtemperaturer, men også lune nætter, altså en lille døgnvariation i temperatur. Lavtrykspassager er også forbundet med blæst.

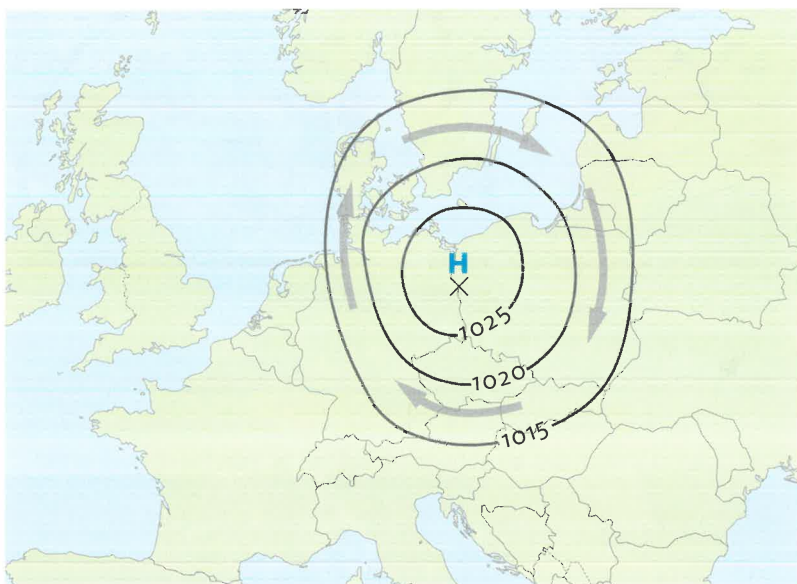
En sommer med strømningsvejlr bliver kølig og våd, mens vinteren bliver mild og våd.

Vejret er meget omskifteligt i forbindelse med passage af et frontsistem. Når varmfronten nærmer sig, vil himlen blive overskyet, og det vil begynde at regne. Regnen vil falde med moderat intensitet og vil vare længe. Det skyldes varmfrontens svage hældning i det lodrette plan. Vindretningen vil være S eller SØ.

Når Danmark ligger mellem de to fronter, i den såkaldte varmluftsektor, vil det blive opholdsvej, vindretningen vil gå over i SV, og temperaturen vil stige. Ved koldfronten vil vinden gå i NV, temperaturen vil falde, og der vil

Figur 12.31: Lavtryks- og højtryksvejr. På vejrudsigten øverst er vinden i vest og viser et typisk eksempel på strømningssvejr/lavtryksvejr. Nederst er det stabilt strålingsvejr/højtryksvejr med høj udstråling af varme fra jorden.



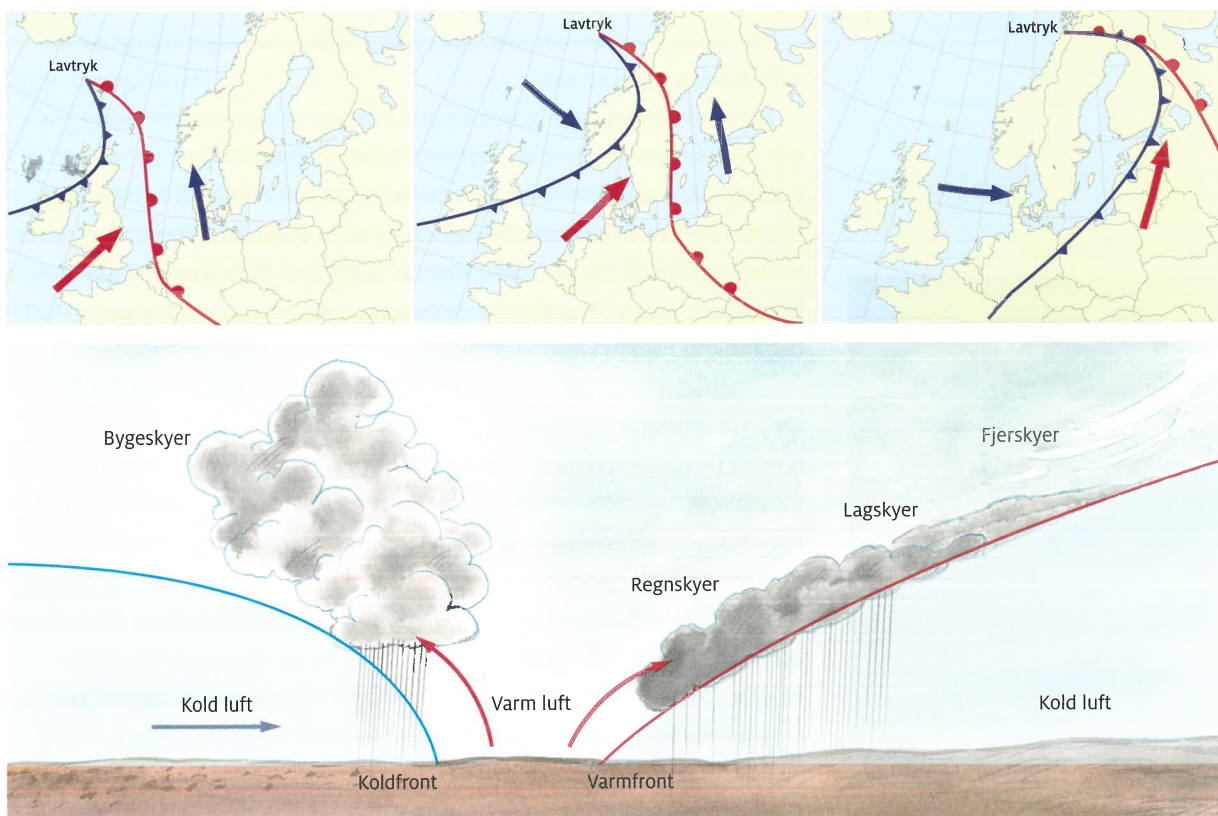


Figur 12.32: Højtrykket ligger sydøst for Danmark. Det giver en SØ-vind. Højtrykket bevirker nedsynkende luft over Danmark. Luften presses derfor sammen og varmes op og udtørres, dvs. skyer forsvinder. Det giver plads til indstrålingen og udstrålingen.

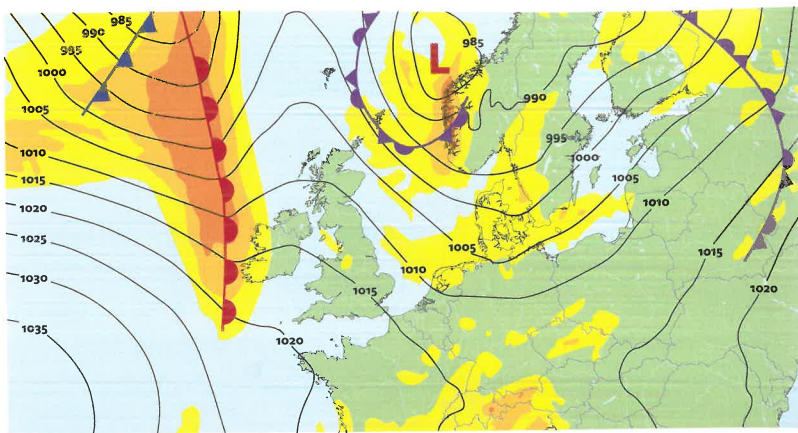
komme kraftig, men kortvarig bygeaktivitet. Det skyldes koldfrontens mere stejle hældning i det lodrette plan.

En situation med strømningsvejr er ofte længerevarende med passage af flere frontsystemer. Frontsystemerne har normalt en hastighed på ca. 1.000 km pr. døgn, dvs. det tager ca. et døgn at få et frontsystem igennem det danske område (figur 12.34).

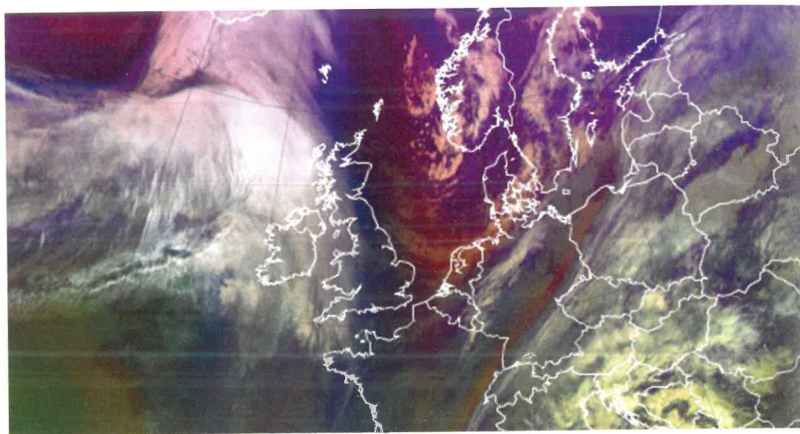
Figur 12.33: Frontpassage over Danmark. En varmfront nærmer sig, Danmark i varmluftssektoren, og Danmark efter passage af koldfronten. Blå pile angiver kold luft. Røde pile angiver varm luft.



Figur 12.34: Vejrkort over strømningssituation over Nordvesteuropa. Vejrkortet viser et frontsystem på vej ind over de britiske øer.



Figur 12.35: Satellitbillede over strømningssituation over Nordvesteuropa. På satellitbilledet ses frontsystemet liggende over de britiske øer. Dette foto er taget tre timer efter billedet af vejrkortet.



Frontsystemer, der dannes langs polarfronten, bevæger sig typisk ind over Europa (figur 12.35).

Dette er en forenklet beskrivelse af Danmarks vejr, i den virkelige verden er det mere varieret. Lavtrykkets dybde er forskellig, og det giver varierende vindstyrker. Frontsystemernes grad af okklusion er forskellig. Der er tale om, at koldfronten indhenter varmfronten, hvilket kaldes en *okklusion*. Et okkluderet frontsystem vil ikke have de markante faser som beskrevet ovenfor. Endelig vil frontsystemernes bane være afgørende for det konkrete vejr.

Figur 12.36: Regnbyge.



### Vejret omkring ækvator

Som det fremgår af hydrotermfigurerne (figur 12.37) for Kinshasa i Demokratiske Republik Congo og Khartoum i Sudan, er der tale om høje og ret konstante temperaturer på disse to lokaliteter. Det skyldes de to byers beliggenhed tæt på ækvator. Det betyder, at indstrålingsvinklen er tæt på de  $90^\circ$ . Området omkring ækvator har altså ikke årstider i form af sommer og vinter. Der er i stedet tale om regntid og tørtid. Kinshasa har næsten helårsregn, hvor regntiden i Khartoum ligger i perioden juli-september. Områder syd for ækvator har regntid i perioden november-marts.

Denne fordeling af nedbøren i løbet af året skyldes ITK-zonens og den dermed forbundne konvektionsnedbørs bevægelse mod den nordlige