

WEER EN KLIMAAT

NNV16

De module *Weer en klimaat* voor klas 4/5 vwo gaat over de vraag hoe je vanuit de natuurkunde komt tot begrip van het weer en het klimaat op aarde. Of andersom.

Omdat de aanvankelijke inhoud van deze module te omvangrijk was, is een deel ondergebracht in aparte bijlagen. Ook alle experimenten zijn apart gezet en ondergebracht in: *Domein G2. Geofysica Experimenten en bijlagen bij het lesmateriaal 'Weer en Klimaat'*. Dit document is te downloaden van:

 Nieuwenatuurkunde.nl; Voorbeeld lesmateriaal vwo

 In de kantlijn van de tekst staat af en toe dit pictogram. Dat geeft aan dat je op www.schoolsupport.nl/ninaweblinks een link naar een webpagina of andere informatie kunt vinden. De links op deze NiNaweblinks-pagina worden zoveel mogelijk up to date gehouden.

Colofon

Project	Nieuwe Natuurkunde
Auteur	Aart Groenewold (Etty Hillesum Lyceum, Deventer)
Advies	Peter Siegmund (KNMI), Hendrik van Aken (NIOZ)
Vormgeving	Koos Kortland
Redactie	Harrie Eijkelhof, Maarten Pieters, Chris van Weert, Fleur Zeldenrust, Guus Mulder, Koos Kortland
Versie	mei 2012

Copyright

©Stichting natuurkunde.nl, Enschede 2012

Alle rechten op het lesmateriaal dat voor de pilot Nieuwe Natuurkunde ontwikkeld is, zijn voorbehouden aan de Stichting natuurkunde.nl. Geen enkele openbaarmaking of verveelvoudiging is toegestaan, zoals verspreiden, verzenden, opnemen in een ander werk, netwerk of website, tijdelijke of permanente reproductie, vertalen of bewerken of anderszins, voor al of niet commercieel hergebruik.

Als uitzondering hierop is openbaarmaking of verveelvoudiging toegestaan

- voor eigen gebruik of voor gebruik in het eigen onderwijs aan leerlingen of studenten;
- als onderdeel van een ander werk, netwerk of website, tijdelijke of permanente reproductie, vertaald en/of bewerkt en/of verder ontwikkeld, voor al of niet commercieel hergebruik, mits hierbij voldaan is aan de volgende condities:

1. schriftelijke toestemming is verkregen van de Stichting natuurkunde.nl, met als contactadres de

Nederlandse Natuurkundige Vereniging: verenigingsmanager@nnv.nl

2. bij hergebruik of verspreiding wordt door de gebruiker de bron correct vermeld, en de licentievoorzaken van dit werk kenbaar gemaakt.

Voor zover de Stichting natuurkunde.nl gebruik maakt van extern materiaal heeft zij getracht toestemming te verkrijgen van eventuele rechthebbenden. Mocht u desondanks van mening zijn dat u rechten kunt laten gelden op materiaal dat in deze reeks is gebruikt dan wordt u verzocht contact op te nemen met: verenigingsmanager@nnv.nl.

Het lesmateriaal is met zorg samengesteld en getest. De Stichting natuurkunde.nl, resp. de auteurs aanvaarden geen enkele aansprakelijkheid voor onjuistheden en/of onvolledigheden in de modules, noch enige aansprakelijkheid voor enige schade, voortkomend uit het gebruik van deze modules.

INHOUDSOPGAVE

1	De atmosfeer – het laagje lucht om de aarde	5
1.1	Een flinterdunne schil	5
1.2	Samenstelling van de atmosfeer	6
1.3	Geschiedenis van de aardse atmosfeer	6
1.4	Verticale indeling van de atmosfeer	7
	Opgaven	8
2	Luchtdruk en hoogte in de atmosfeer	9
2.1	Metten en waarnemen	9
2.2	Luchtdruk en hoogte	10
	Opgaven	12
3	Energie in en uit de atmosfeer	14
3.1	Zonlicht en zonne-energie	14
3.2	Uitstraling door het aardoppervlak	16
3.3	Reflectie, absorptie en uitstraling door de atmosfeer	16
3.4	Stralingsbalans	18
3.5	Warmtetransport van het aardoppervlak naar de atmosfeer	19
3.6	Warmtetransport door verdamping en condensatie	21
	Opgaven	23
4	Atmosferische krachten en wind	26
4.1	Gradiëntkracht	26
4.2	Corioliskracht	28
4.3	Geostrophische wind	28
4.4	Cyclonale en anticyclonale luchtstroming	29
4.5	Wrijving in de grenslaag	30
4.6	Opvullen en uitdiepen	30
	Opgaven	32
5	Algemene circulatie	34
5.1	De motor van de grootschalige luchtcirculatie	34
5.2	Luchtsoorten en fronten	36
5.3	Straalstromen en rossbygolven	37
5.4	Storingen, depressies en hogedrukgebieden	39
	Opgaven	40
6	Weersverwachtingen en numerieke modellen	42
6.1	Geschiedenis van de weersverwachting	42
6.2	Numerieke modellen	46
6.3	Meteorologisch onderzoek	48
6.4	Grenzen aan de voorspelbaarheid	48
	Opgave	49
	Experimenten	50
	Bijlagen	51

WEER EN KLIMAAT

In deze module worden de natuurkundige grootheden, die een rol spelen bij de beschrijving van weer en klimaat, behandeld en wordt uitgelegd wat weersystemen zijn. 'Het weer voorspellen' zul je niet leren, maar wel is het de bedoeling dat je na afloop antwoord kunt geven op de volgende centrale vragen:

- Waardoor komt het dat de atmosferische luchtdruk afneemt met de hoogte?
- Waardoor komt het dat de temperatuur in de troposfeer afneemt met de hoogte maar in de stratosfeer weer toeneemt?
- Hoe werkt de 'motor' van de 'algemene circulatie' waardoor er veel energie uit de tropen getransporteerd wordt naar de gematigde breedtes en verder naar de poolstreken.
- Waardoor komt het dat weersystemen op grote schaal meestal bewegen en in West-Europa meestal vanuit het westen naar ons toe komen?
- Wat is het 'broeikaseffect' en welke factoren spelen daarbij een rol?

Omdat meteorologie voornamelijk een natuurkundig vak is, komen er formules en berekeningen in voor. Maar bedenk dat het in deze lessenserie vooral gaat om 'inzicht' en niet alleen om het kunnen berekenen van een uitkomst. De bedoeling is dat je na afloop uitgebreid uitleg kunt geven bij bovenstaande centrale vragen en niet alleen maar een kort antwoord.

Let wel dat ook voor weerkunde geldt wat voetballer Johan Crujff al zei: "*Je gaat het pas zien als je het door hebt*".

Veel van wat in deze lessenserie wordt 'behandeld', is ook te zien – compleet met figuren, prachtige foto's en animaties – op de volgende website:

 Keesfloor.nl

Voorkennis

Je kent:

- De begrippen massa, volume, oppervlakte, druk, (absolute) temperatuur, kracht, opwaartse kracht, gemiddelde snelheid, golflengte, elektromagnetisch spectrum, vermogen, absorptie en reflectie
- De formule voor de dichtheid van een stof: $\rho = m/V$
- De formule voor de druk: $p = F/A$
- De formule voor de zwaartekracht op aarde: $F_z = m \cdot g$
- De wetten van Newton
- De gaswetten (de wetten van Boyle en Gay-Lussac en de daaruit afgeleide algemene gaswet)

Opgaven

De volgende opgaven vormen een eerste kennismaking met weer en klimaat. Het is geen probleem als je het antwoord nog niet of niet zeker weet.

- 1 Welke natuurkundige grootheden spelen een rol in de weer- en klimaatkunde?
- 2 Wat is het verschil tussen *weer* en *klimaat*?
- 3 Waarom worden voorspellingen als "morgenrood water in de sloot" niet tot de meteorologie gerekend?
- 4 Wat is het verschil tussen een voorspelling en een verwachting?

1 De atmosfeer – het laagje lucht om de aarde

Hoofdstukvragen	Waaruit bestaat de atmosfeer en hoe ziet het verticale verloop van de luchtdruk en de temperatuur er uit?
-----------------	---

1.1 Een flinterdunne schil

De **atmosfeer** is het gasvormige omhulsel van de aarde en is door de zwaartekracht aan de aarde gebonden. (De massa van de maan is te klein om een atmosfeer vast te kunnen houden.) Vergeleken met de straal van de aarde (6400 km) is de aardse atmosfeer maar flinterdun: meer dan 75 % van alle lucht bevindt zich in de troposfeer die 10 tot 20 km dik is.



Figuur 1 – De atmosfeer van buitenaf gezien. Deze foto werd in 1992 vlak na zonsopgang gemaakt vanuit de spaceshuttle Atlantis. De dikte van de atmosfeer is duidelijk heel veel keer kleiner dan de (kromte)straal van de aarde.

De atmosfeer maakt leven op aarde leven mogelijk, doordat ze:

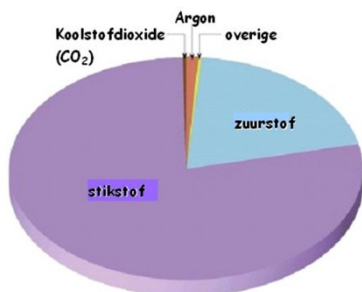
- de schadelijke ultraviolette zonnestraling grotendeels tegenhoudt.
- de infrarode uitstraling van de aarde gedeeltelijk terugstraalt, zodat het op aarde niet te koud wordt.
- samen met oceaanstromen warmte van de tropen naar de gematigde breedten en de poolstreken brengt, waardoor de temperatuurverschillen op aarde binnen de perken blijven.

Leven op aarde zou trouwens ook niet mogelijk zijn zonder het aardmagnetisch veld dat het kosmisch bombardement afbuigt zodat het ons niet treft. Maar het aardmagnetisch veld vindt zijn oorzaak in de bewegingen in de vloeibare metalen aardkern en niet in de atmosfeer, waardoor dit buiten deze module valt.

1.2 Samenstelling van de atmosfeer

De lucht in de atmosfeer is een mengsel van een groot aantal verschillende gassen. De meest voorkomende zijn stikstof (N_2), zuurstof (O_2) en argon (Ar), met respectievelijk ongeveer 78, 21 en 1% van de totale massa.

Verder komen er nog zogenaamde sporengassen voor, zoals de broeikasgassen koolstofdioxide (CO_2), methaan (CH_4) en waterdamp (H_2O). De hoeveelheden zijn (relatief) zo klein dat ze uitgedrukt worden in aantal moleculen per miljoen moleculen lucht. Afgekort: ppm (parts per million).



Figuur 2 – Samenstelling van de atmosfeer.

De molecuulmassa van lucht is dus het gewogen gemiddelde van de molecuulmassa's van de verschillende bestanddelen.

Molaire massa

De zogenaamde molaire massa van lucht is 29 gram/mol.

Voor het weer is H_2O de invloedrijkste component in onze atmosfeer, ook al is de hoeveelheid er van relatief zeer gering. Het komt voor als vloeibaar water, als waterdamp en als ijs – en dan ook nog in sterk wisselende hoeveelheden. Verdamping en condensatie van water speelt een belangrijke rol bij de energiehuishouding van de atmosfeer.

Wolken kunnen zonnestraling reflecteren of absorberen, waardoor maar een gedeelte van de zonnestraling het aardoppervlak bereikt. En wolken kunnen de uitstraling 's nachts absorberen en gedeeltelijk reflecteren, waardoor het aan de grond 's nachts minder afkoelt.

Alle water in de atmosfeer is afkomstig van het aardoppervlak waar het verdamt uit oceanen, meren, rivieren en gewoon uit de grond of uit de bladeren van planten.

De waterdamp wordt vervolgens met luchtbewegingen mee omhoog gevoerd. Het grootste gedeelte van de waterdamp bevindt zich in het onderste deel van de troposfeer. Naar boven toe neemt de hoeveelheid snel af. Vooral boven de 10 km is de hoeveelheid waterdamp zeer gering.

De **dichtheid** van de lucht is op zeeniveau ongeveer $1,3 \text{ kg/m}^3$, maar varieert een beetje met de temperatuur en de luchtdruk. Naar boven toe neemt de dichtheid van de lucht af. (Boven 6 km is de lucht al te ijl om een helikopter in de lucht te houden: luie bergbeklimmers kunnen niet op de Mount Everest afgezet worden. En ook met parachutisten die boven 8000 m gedropt worden loopt het niet goed af: zonder langdurige acclimatisatie overleef je in zulke ijle lucht nog geen uur.)

De **luchtdruk** op zeeniveau is gemiddeld 1013 hPa (hectopascal); $1 \text{ Pa} = 1 \text{ pascal} = 1 \text{ N/m}^2$), maar iets minder in een depressie en iets meer in een hogedrukgebied. (andere eenheid: 1 atmosfeer = $1 \cdot 10^5 \text{ Pa} = 1000 \text{ hPa}$)

1.3 Geschiedenis van de aardse atmosfeer

De samenstelling van de atmosfeer is in de geologische geschiedenis nogal veranderd. Voordat er leven op aarde was, bestond de atmosfeer voornamelijk uit CO_2 , N_2 en H_2O . Deze gassen werden door de nog afkoelende hete aarde uitgestoten bij vulkaaneruptions. Toen het aardoppervlak en de atmosfeer zo ver waren afgekoeld dat waterdamp ging condenseren tot wolken waaruit het ging regenen, vormden zich meren, rivieren, zeeën en oceanen. Een deel van het CO_2 loste op in het zeewater en zo vormde zich een CO_2 -balans die – afhankelijk van de vulkanische activiteit – nogal varieerde in de loop van de aardse geschiedenis. De hoeveelheid stikstof bleef toenemen en van zuurstof was nauwelijks sprake in de atmosfeer.

Leven op het aardoppervlak of in de lucht was niet mogelijk vanwege de dodelijke ultravioletstraling van de zon, waarvoor de atmosfeer toen nog doorzichtig was.

Zo'n 3 miljard jaar geleden ontwikkelde het eerste leven zich in zee. Door het water beschermd tegen het ultraviolette deel van het zonnespectrum, konden eencellige algen met behulp van energie uit het zonlicht CO_2 omzetten in voedsel, waarbij ook O_2 vrijkwam. De zuurstof in de atmosfeer is dus het product van plantaardige fotosynthese.

De O_2 kan hoog in de atmosfeer door de kortgolvlige ultravioletstraling van de zon gesplitst worden, waarna zich ozon vormt ($O + O_2 \rightarrow O_3$) dat weer

gesplitst kan worden door iets minder kortgolvlige ultravioletstraling. Door deze absorptie van ultravioletstraling hoog in de atmosfeer wordt het onderste deel van de atmosfeer en het aardoppervlak hiertegen beschermd.

Leven op het land kon dus pas ontstaan toen het O_2 -gehalte in de atmosfeer op peil was en daarmee ook het O_3 -gehalte hoog in de atmosfeer.

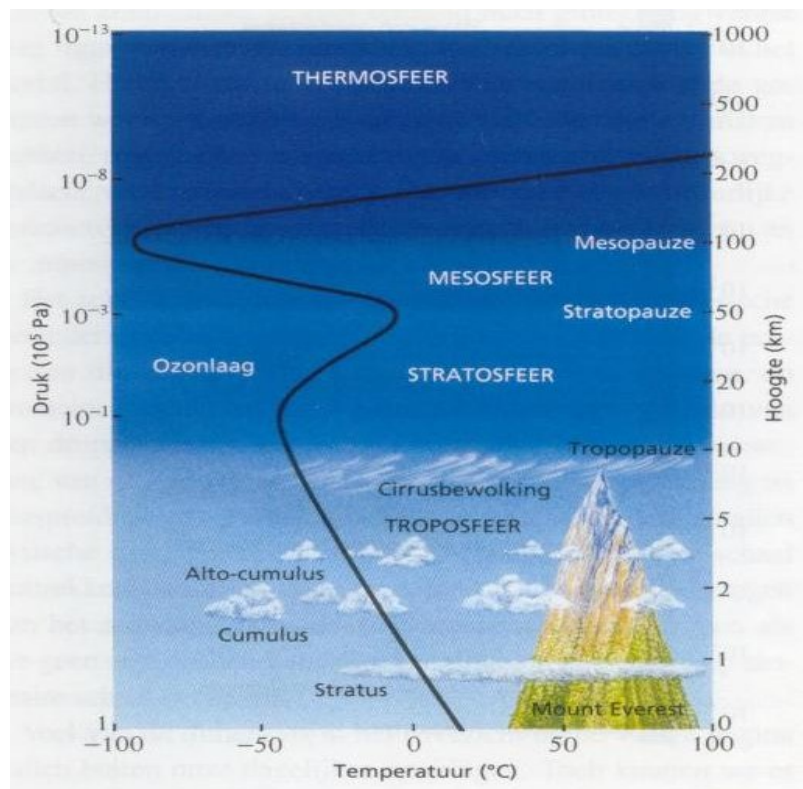
Deze absorptie van ultravioletstraling hoog in de atmosfeer zorgt er ook voor dat de (ijle) lucht daar een beetje opwarmt. Deze relatief warme laag lucht heet de stratosfeer.

1.4 Verticale indeling van de atmosfeer

De atmosfeer kan op basis van het temperatuurverloop onderverdeeld worden in verschillende lagen. Voor het weer zijn de troposfeer – en in mindere mate de stratosfeer – het belangrijkste. De overgangszones tussen de verschillende lagen heten tropopauze, stratopauze enzovoort. Als een soort algemeen gemiddelde kan figuur 3 worden aangehouden.

Figuur 3 – Het verloop van luchtdruk en temperatuur met de hoogte. De verschillende luchtlaagen zijn weergegeven, met de Mount Everest op schaal.

Let op: de hoogteschaal is logaritmisch!



Troposfeer

De **troposfeer** is de laag lucht tussen het aardoppervlak en de tropopauze. Bij de polen is de troposfeer ongeveer 8 km dik, terwijl hij in de tropen (waar de lucht veel warmer is) tot zo'n 16 km reikt.

Bijna al het in de atmosfeer aanwezige H_2O (in de vorm van waterdamp, waterdruppels of ijskristallen) bevindt zich in de troposfeer. De **weersverschijnselen** spelen zich dan ook voornamelijk af in deze laag.

Tropopauze

De **tropopauze** ligt aan de bovenzijde van de troposfeer op het niveau waar de temperatuur niet langer afneemt met de hoogte. Een laag waarin de temperatuur niet of nauwelijks verandert met de hoogte heet een **isotherme** laag. Op gematigde breedtes is de tropopauze ongeveer 5 km dik en er heerst een temperatuur van ongeveer $-55^{\circ}C$. In de tropen ligt de tropopauze veel hoger en is de temperatuur er veel lager.

Stratosfeer

Boven de tropopauze bevindt zich de **stratosfeer**. Daarin is de invloed van het weer nog merkbaar als de toppen van grote buiencomplexen door de tropopauze heen schieten. In de stratosfeer neemt de temperatuur geleidelijk toe tot zo'n 0 °C. Deze toename is het gevolg van het vrijkomen van warmte bij de absorptie van ultravioletstraling door ozon. In de stratosfeer wordt voortdurend ozon aangemaakt en ook weer afgebroken onder invloed van de ultravioletstraling van de zon. Op een hoogte van 25 tot 35 km is het product van de intensiteit van de ultravioletstraling en het aantal zuurstofmoleculen maximaal. Daar is de ozonconcentratie dan ook het grootst. Op grotere hoogte is er bijna geen zuurstof meer en op lagere hoogte is de ultravioletstraling te zwak om het proces van ozonvorming nog effectief te laten verlopen.

Begrippen

Atmosfeer
Dichtheid van de lucht
Luchtdruk
Troposfeer
Tropopauze
Isotherm
Stratosfeer

Samenvatting

De gemiddelde **samenstelling** van de aardse atmosfeer is zoals getekend in figuur 2 .

De gemiddelde verticale verdeling van **druk** en **temperatuur** met de hoogte is zoals geschetst in figuur 3 .

Ook de verdeling in **troposfeer** en **stratosfeer** met de **tropopauze** als overgangsgedebied is weergegeven in figuur 3.

Opgaven

- 5 Bereken hoe dik (tot welke hoogte) de atmosfeer zou zijn als de dichtheid niet met de hoogte zou afnemen.
- 6 Ga met behulp van figuur 3 na dat in de troposfeer de temperatuur naar boven toe afneemt met ongeveer 0,65 °C per 100 meter.
- 7 Beredeneer dat vochtige lucht (dat wil zeggen: lucht met relatief veel waterdamp) een kleinere dichtheid heeft dan droge lucht.
- 8 Bergbeklimmers die een berg als de Mount Everest beklimmen, moeten vanuit een hooggelegen basiskamp in één dag naar de top en meteen weer terug. Leg uit waardoor ze niet een nachtje kunnen overblijven op de top.
- 9 Leg uit dat ontsnapte gassen die met ozon reageren (zoals CFK's) een toename van het aantal gevallen van huidkanker kunnen veroorzaken.
- 10 Het rendement van een straalmotor van een verkeersvliegtuig is omgekeerd evenredig met de absolute temperatuur van de lucht. De luchtweerstand van een vliegtuig is recht evenredig met de dichtheid van de lucht.
 - a Leg met behulp van figuur 3 uit hoeveel procent zuiniger het voor een verkeersvliegtuig op een lange vlucht is om op een hoogte 12 km te vliegen in plaats van vlak boven zee.
 - b Leg uit waarom verkeersvliegtuigen niet op 100 km hoogte vliegen waar de temperatuur nog lager is en de dichtheid heel erg klein.

2 Luchtdruk en hoogte in de atmosfeer

Hoofdstukvragen	Wat zijn de belangrijkste grootheden om lucht natuurkundig te beschrijven? Hoe hangt de luchtdruk af van de hoogte in de atmosfeer?
-----------------	---

2.1 Meten en waarnemen

De belangrijkste grootheden die we gebruiken om lucht natuurkundig te beschrijven zijn:

- De **temperatuur** T met als eenheid $^{\circ}\text{C}$ of kelvin (afgekort K). De temperatuur wordt gemeten met een thermometer.
- De **luchtdruk** p met als eenheid pascal (afgekort Pa, $1 \text{ Pa} = 1 \text{ N/m}^2$). De luchtdruk wordt gemeten met een barometer. Punten met gelijke luchtdruk heten **isobaar** en de lijn die deze punten verbindt wordt ook zo genoemd.
- De **relatieve vochtigheid** r is de hoeveelheid waterdamp in een lucht-volume als fractie van de maximaal mogelijke hoeveelheid waterdamp in dat luchtvolume (bij de heersende temperatuur), uitgedrukt in procenten. Voor normaal gebruik volstaat meting van deze grootheid met een hygrometer, maar beter is een dauwpuntsmeting: een voorwerp wordt zó ver afgekoeld tot er condensatie van waterdamp op dat voorwerp optreedt. Met die **dauwpuntstemperatuur** T_d en de echte temperatuur van de lucht wordt in een diagram de relatieve vochtigheid afgelezen (zie paragraaf 3.6).
- De **windsnelheid** w met als eenheid m/s (of soms: windsterkte met als eenheid Beaufort). Een windsnelheidsmeter heet een anemometer.
- De **windrichting** in graden ten opzichte van noord en rechtsom gerekend. Een windrichtingmeter heet een windvaan. (Let wel: een westenwind komt uit het westen en pal west is 270 graden. Dit is anders als met vectoren in de wiskunde)
- De **luchtdichtheid** ρ met als eenheid kg/m^3 . De luchtdichtheid wordt niet rechtstreeks gemeten, maar is met de algemene gaswet te berekenen uit de temperatuur en de luchtdruk (zie bijlage 1).



Figuur 4 – De neerslagradar van het KNMI boven op "de kopspijker". Op de voorgrond zie je een zonneshijnmeter waarmee het aantal uren zonneshijnm wordt geregistreerd.

Al deze weergrootheden worden sinds jaar en dag op weerstations, op schepen en door vele amateurs gemeten, genoteerd en doorgeseind.

Ook wordt meestal nog gekeken of, hoeveel en wat voor soort bewolking er is, of en hoeveel regen of sneeuw er is gevallen en hoe groot het aantal uren zonneshijnm per dag is.

De metingen worden gedaan op afgesproken standaardtijden en standaard-hoogtes. De laatste decennia zenden de vele vliegtuigen hun metingen van temperatuur en windsnelheid ook door.

Regendruppels, hagelstenen en sneeuwvlokken reflecteren microgolfstraling en zijn dus 'zichtbaar' met radar. Een speciaal hiervoor ontwikkelde radar heet een **buienradar**.

Bij het KNMI staat de neerslagradar zo hoog mogelijk, op de toren. Ook in Den Helder staat een buienradar, op de vliegbasis. Samen leveren de twee buienradars de filmpjes die je op internet kunt bekijken en die op het jour-naal getoond worden.

Dat de neerslagfilmpjes een groter gebied bestrijken dan vanuit De Bilt of Den Helder te zien is, is te danken aan buienradars in Engeland en Duitsland en aan satelliet waarnemingen.

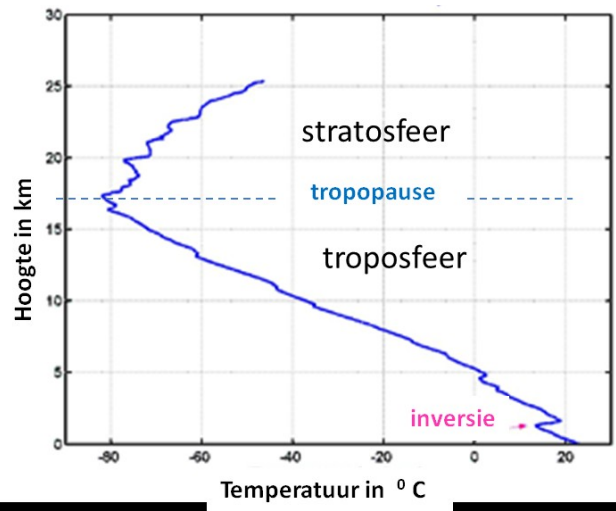


Figuur 5 – Een weerballon wordt opgelaten met een radiosonde (in de rechterhand)

Behalve onderin de atmosfeer, zijn natuurlijk ook de waarden van de verschillende grootheden op grotere hoogte van groot belang voor de meteorologen. Bij de meteorologische instituten en op sommige weerstations wordt daarom een paar keer per dag een waterstofballon opgelaten met een meetsonde die de druk, de temperatuur en de relatieve vochtigheid meet en radiografisch naar beneden seint. En door de ballon met de radar te volgen worden tijdens de tocht omhoog ook de windsnelheid en windrichting gemeten.

Figuur 6 - Registratie van de temperatuur met een radiosonde (niet van figuur 5)

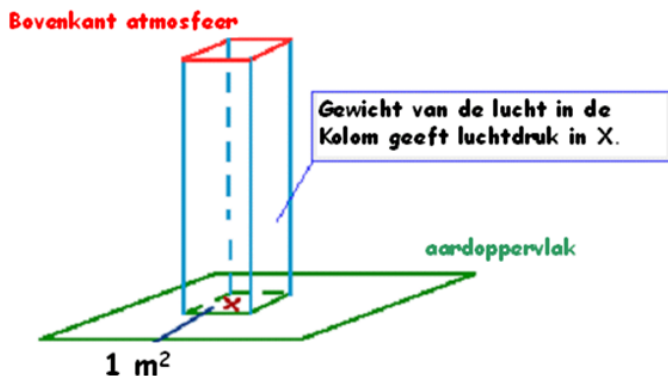
De onderste kilometer van de troposfeer is al afgekoeld. De inversie op 1 km hoogte houdt alle lucht opgesloten in de onderste laag. In stedelijk gebied zal er wel smog geweest zijn.



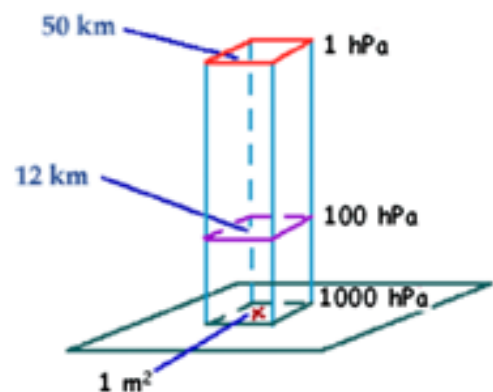
Sinds enkele decennia meten **weersatellieten** continu de straling die ze van beneden opvangen. Uit deze metingen kan tegenwoordig ook de temperatuur en de samenstelling van de lucht op verschillende hoogtes berekend worden. Op de satellietfoto's zijn ook de wolkengebieden te zien.

2.2 Luchtdruk en hoogte

De druk in een vloeistof of gas werkt altijd van alle kanten en naar alle kanten. De luchtdruk die we in de open lucht meten, wordt veroorzaakt door het gewicht van alle lucht die boven ons is.



Figuur 7 – Luchtdruk aan de grond.



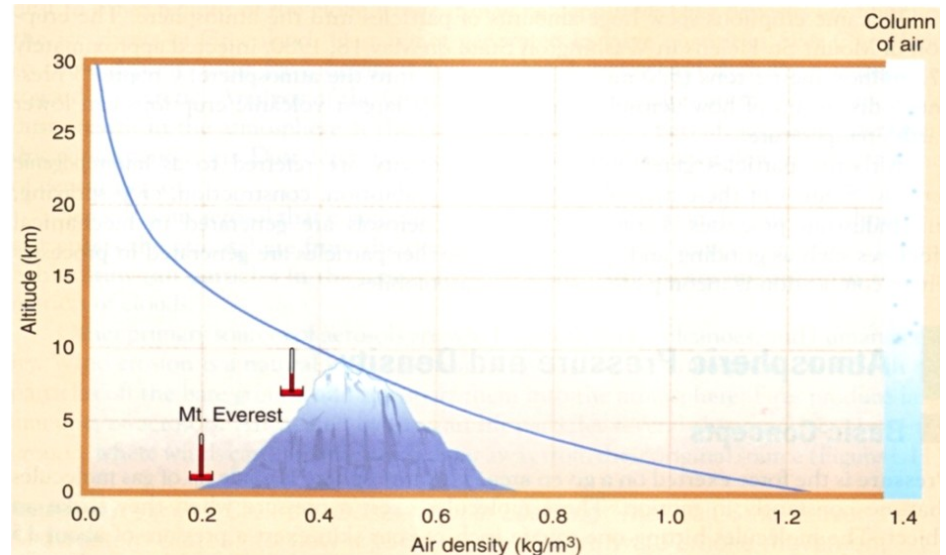
Figuur 8 – Luchtdruk en hoogte

Als de luchtdruk op zeeniveau 1013 hPa bedraagt, is het gewicht van de kolom lucht boven 1 m² van het aardoppervlak gelijk aan $1,013 \cdot 10^5$ N. Er bevindt zich dan $1,013 \cdot 10^5 / 9,81 = 1,03 \cdot 10^4$ kg lucht boven elke m². Dus ongeveer 10 ton. Dat wij niet in elkaar geperst worden, komt doordat we inwendig ook zo'n druk hebben. Als we in een vacuümkamer zouden zitten, zouden we er nogal opgeblazen uit zien.

Als we in de lucht omhoog gaan, neemt de druk af. Als de luchtdichtheid beneden 1,3 kg/m³ is, neemt de druk elke meter omhoog af met 0,128 hPa. Want: 1,3 kg lucht weegt 12,8 N, dus 1 m hoger is de druk 12,8 Pa minder.

Bij 1 hPa drukdaling hoort dus een stijging van 7,8 m.

Dit geldt alleen in de onderste regionen van de atmosfeer. Want: doordat de luchtdruk afneemt met de hoogte, neemt ook de luchtdichtheid af met de hoogte. En dus neemt ook de *druk*daling af met de hoogte. Vanuit de wiskunde weten we dat zo iets een exponentieel verband oplevert (zie het kader over de hydrostatische grondvergelijking).



Figuur 9 – Luchtdichtheid en hoogte.

Extra – Hydrostatische grondvergelijking

Het verband tussen de luchtdruk en de hoogte is op de volgende manier wiskundig af te leiden:

Voor de luchtdrukdaling geldt

$$\Delta p = -\rho_{\text{lucht}} \cdot g \cdot \Delta h$$

En voor de luchtdichtheid geldt:

$$\rho_{\text{lucht}} = \frac{n \cdot M_{\text{lucht}}}{V}$$

In deze formule is n het aantal mol en M_{lucht} de massa van één mol.

Met de algemene gaswet $p \cdot V/T = n \cdot R$ is de formule voor de luchtdichtheid te schrijven als:

$$\rho_{\text{lucht}} = \frac{p \cdot M_{\text{lucht}}}{R \cdot T}$$

waarin $R = 8,314 \text{ J/mol} \cdot \text{K}$ en $M_{\text{lucht}} = 29 \cdot 10^{-3} \text{ kg/mol}$.

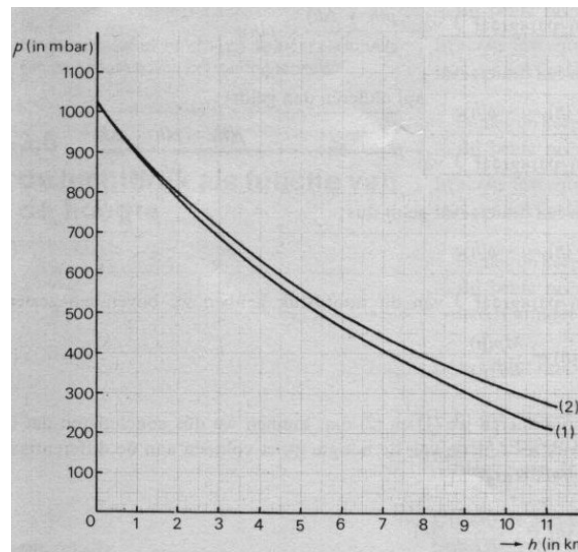
Met deze formule voor de luchtdichtheid is de formule voor de luchtdrukdaling te schrijven als:

$$\Delta p = -\frac{p \cdot M_{\text{lucht}}}{R \cdot T} \cdot g \cdot \Delta h \quad \text{of:} \quad \frac{\Delta p}{\Delta h} = -\frac{g \cdot M_{\text{lucht}}}{R \cdot T} \cdot p$$

Dit heet de 'hydrostatische grondvergelijking'. Als de temperatuur niet verandert met de hoogte (isotherm), is de wiskundige oplossing voor deze vergelijking:

$$p(h) = p_{(h=0)} \cdot e^{-\frac{g \cdot M}{R \cdot T} \cdot h}$$

Doordat de luchttemperatuur wel met de hoogte afneemt, neemt de luchtdruk sneller af dan in het isotherme geval. Het verschil is in de onderste kilometers echter niet groot. In figuur 10 is een soort gemiddelde grafiek – de zogenaamde standaardatmosfeer – getekend, samen met een isotherm.



Figuur 10 – De luchtdruk als functie van de hoogte. Lijn 2 is de isotherme grafiek vanaf 1013 hPa (= 1013 mbar) en 15 °C. Lijn 1 is een meer reële grafiek van de zogenaamde 'standaardatmosfeer', ook vanaf 1013 mbar en 15 °C.

Begrippen

Temperatuur
Luchtdruk
Relatieve vochtigheid
Dauwpuntstemperatuur
Windsnelheid
Luchtdichtheid
Buienradar
Weersatelliet
Hydrostatische grondvergelijking
Standaardatmosfeer

Samenvatting

De belangrijkste grootheden om lucht natuurkundig te beschrijven zijn: temperatuur, luchtdruk, relatieve vochtigheid, windsnelheid, windrichting en luchtdichtheid.

De **luchtdruk** neemt in het isotherme geval exponentieel af met de hoogte. Doordat de luchttemperatuur afneemt met de hoogte, neemt de luchtdruk iets sneller af dan in het isotherme geval.

Opgaven

bij §2.1

- 11 De neerslagradar op het KNMI (in de witte bol van figuur 4) staat op een hoogte van 44 m. Bereken (met een tekening) hoe ver de radarhorizon is.
- 12 Ga via internet na wat de radars laten zien.
- 13 Ga via internet na hoe ver de neerslagradar kan 'kijken'.
- 14 Als je op vraag 10 en 12 de juiste antwoorden hebt gevonden, zul je opgemerkt hebben dat er een groot verschil is tussen beide waarden van het bereik van de buienradar. Hoe is dit grote verschil te verklaren?
- 15 Weersatellieten meten elektromagnetische straling. Ze doen dit in verschillende golflengtegebieden en vanuit verschillende richtingen. Ook kunnen satellieten zelf microgolfstraling (radar) naar beneden zenden en de reflecties meten. Er zijn twee soorten weersatellieten (zie bijlage 2).
 - a Beschrijf waarin de twee soorten satellieten verschillen.
 - b Beschrijf wat de satellieten meten en wat ze ons laten zien.

bij §2.2

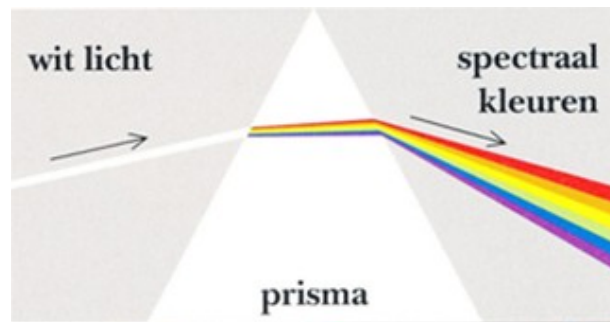
- 16** Bereken hoe groot de luchtdruk op de Mount Everest (8800 m) zou zijn als de atmosfeer niet samendrukbaar was, maar overal een dichtheid zou hebben van $1,3 \text{ kg/m}^3$.
- 17** Bereken hoe groot de luchtdruk is op een hoogte van 3000 m, als de temperatuur 15°C is. Controleer je uitkomst met figuur 10.
- 18** Bereken hoe hoog je moet gaan in een isotherme atmosfeer van 0°C om een druk van 500 hPa te beleven.
- 19** Een goudmijn in Zuid Afrika heeft open liftschachten tot 2000 m diep. Bereken hoe groot de luchtdruk is beneden in die goudmijn.
- 20** De meeste hoogtemeters (in dure fietscomputers en horloges bijvoorbeeld) werken op basis van luchtdrukmeting. Als het goed is, is zo'n apparaat 'temperatuurgecorrigeerd'.
Ga na hoeveel % een niet temperatuurgecorrigeerde hoogtemeter mis wijst op 3000 m hoogte.
- 21** Leg uit waardoor je heel hoog in de bergen moeilijk kunt ademen.

3 Energie in en uit de atmosfeer

Hoofdstukvragen	Hoe komt de lucht aan zijn energie (warmte) en hoe raakt het zijn energie kwijt?
-----------------	--

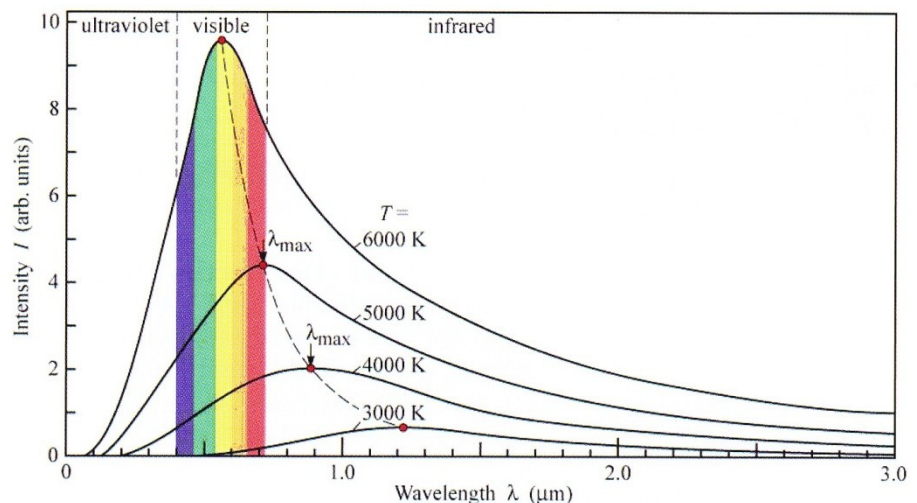
3.1 Zonlicht en zonne-energie

Al in 1704 schreef Newton over de kleuren van het zonlicht die hij met een prisma tevoorschijn toverde.



Figuur 11
Zonlicht ontleden met een prisma

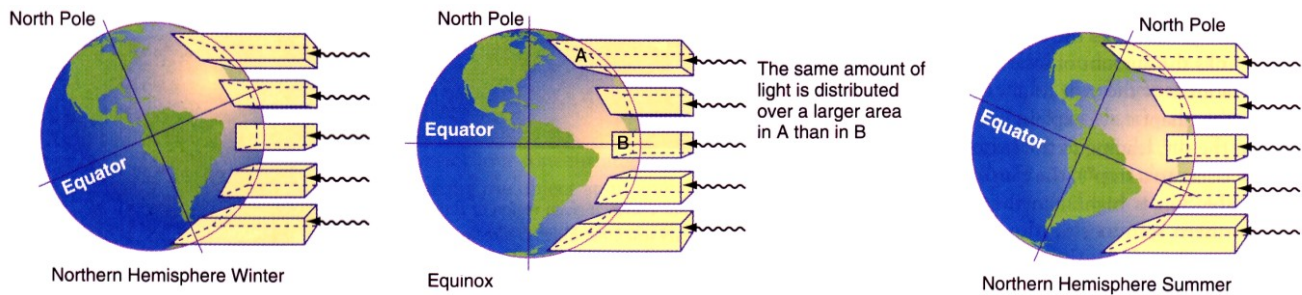
Newton dacht nog dat ook alle warmte met het zichtbare licht van de zon naar ons komt. Maar met een moderne spectroscop en een sensor zien we dat de zon ook energie naar de aarde straalt met golflengtes buiten het zichtbare gebied, vooral in het infrarood.



Figuur 12 – De intensiteit van de elektromagnetische straling als functie van de golflengte en de temperatuur van de straler. Het oppervlak van de zon is 5800 K en van een halogeenlampje ongeveer 3000 K

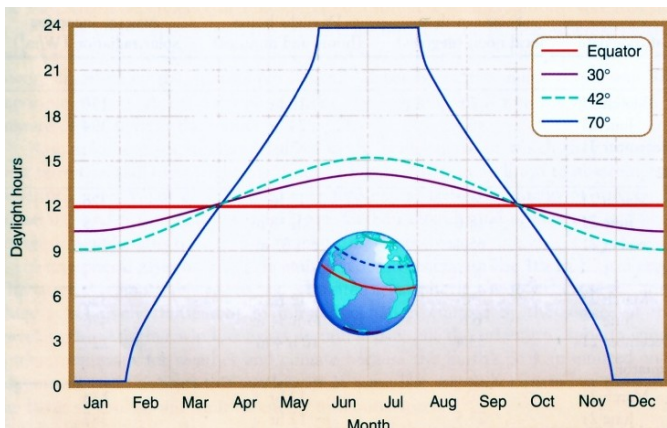
Omdat de zon heel heet is, zendt hij heel veel elektromagnetische straling uit met een piek in het zichtbare deel van het spectrum (0,4 tot 0,7 micrometer). Het **vermogen** van de zonnestraling door een oppervlak van 1 m², op de aardse afstand van de zon en loodrecht op de zonnestraling, is gemiddeld over het jaar 1,4 kW/m². Dit heet de **zonneconstante**.

Maar de zonnestraling valt op de meeste breedtes niet altijd loodrecht in op het aardoppervlak (zie figuur 13) en ook wordt natuurlijk niet elk stuk aardoppervlak voortdurend beschenen (zie figuur 14).

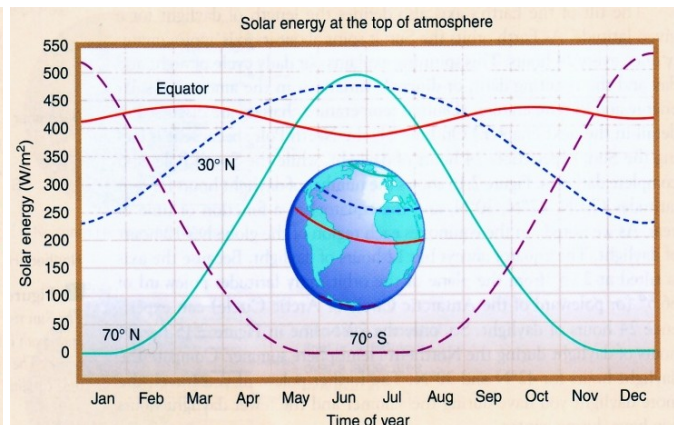


Figuur 13 – De intensiteit van de zonnestraling (het vermogen per m^2) neemt af naar de polen toe, doordat daar het aardoppervlak waarover de inkomende zonnestraling wordt verdeeld groter is.

De in figuur 13 en 14 weergegeven effecten leveren samen het effect op van figuur 15. Het per dag door de zon ingestraalde vermogen is dus niet overal en altijd op aarde gelijk.



Figuur 14 – Het dagelijks aantal uren zonneshijn en de geografische breedte op het noordelijk halfrond.



Figuur 15 – De dagelijks gemiddelde ingestraalde intensiteit in de atmosfeer van de aarde.

Lang niet alle zonnestraling die op de bovenkant van de atmosfeer invalt, wordt door het aardoppervlak geabsorbeerd.

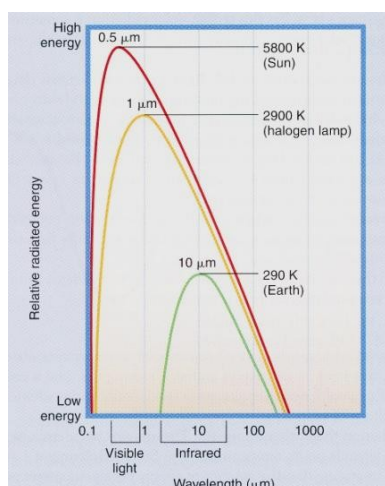
De atmosfeer absorbeert een deel, wolken weerkaatsen een deel en ook het aardoppervlak weerkaatst een deel. De reflectie van de zonnestraling hangt af van het soort oppervlak waarop de straling invalt. Het percentage van de straling dat wordt gereflecteerd wordt het **albedo** van het betreffende oppervlak genoemd.

Soort oppervlak	Albedo
Verse sneeuw (5 dagen oud)	90% (60 %)
Dikke bewolking	90 %
Dunne bewolking	30 %
Zandgrond	30 %
Oceaan	8 %
Dennenbos	10 %

Figuur 16 – Het albedo van verschillende soorten oppervlak.

In totaal wordt door de aarde en de atmosfeer samen gemiddeld 30 % van de invallende straling direct teruggekaatst. Dit heet het **planetaire albedo**.

3.2 Uitstraling door het aardoppervlak



Figuur 17 stralingskurven

Het spectrum (vermogen als functie van de golflengte) van het zonlicht heeft een piek bij 0,5 micrometer, waaruit we afleiden dat de temperatuur van het zonoppervlak 5800 K is. (Zie figuur 12 en figuur 17) Het zonlicht is dus het 'sterkst' in het zichtbare deel van het spectrum (0,4 tot 0,7 micrometer). De aarde zendt zelf ook straling uit. Maar doordat het aardoppervlak lang niet zo heet is als het oppervlak van de zon, straalt de aarde geen zichtbaar licht uit maar infraroodstraling.

De infrarode uitstraling van het aardoppervlak kunnen wij niet zien, maar speciale infrarood camera's wel. Zo kunnen satellieten ook de temperatuur bepalen van het aardoppervlak.

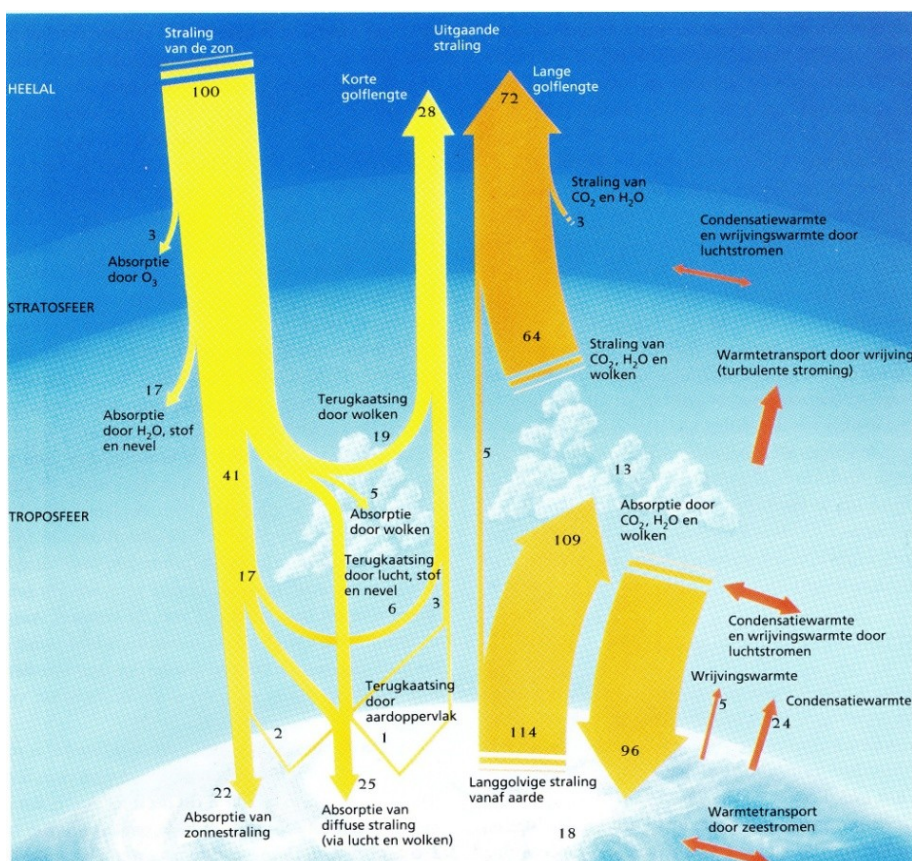
Gemiddeld (per dag) is de stralingsenergie van de zon die de gehele aarde onderschept even groot als de stralingsenergie die de aarde zelf uitzendt, want de warmte die vanuit het binnenste van de aarde naar buiten komt is hierbij vergeleken verwaarloosbaar klein.

3.3 Reflectie, absorptie en uitstraling door de atmosfeer

Een deel van de zonnestraling wordt door wolken teruggekaatst (gemiddeld ongeveer 19 %), een deel door lucht, stof en nevel (6 %) en een deel (4 %) door het aardoppervlak (sneeuw bijvoorbeeld). Ongeveer 5 % wordt geabsorbeerd door wolken. Ook wordt zonnestraling hoog in de atmosfeer door ozon geabsorbeerd (3 %) en door waterdamp en wolken (17 %).

Uiteindelijk krijgt het aardoppervlak nog niet de helft van de energie van de zonnestraling en komt nog geen kwart van de zonnestraling rechtstreeks ten goede aan de lucht. De lucht wordt maar weinig rechtstreeks door de zon verwarmd.

Figuur 18 – De energiestromen (in procenten) naar en van het aardoppervlak en naar, door en vanuit de atmosfeer (volgens Nobelprijswinnaar Crutzen).



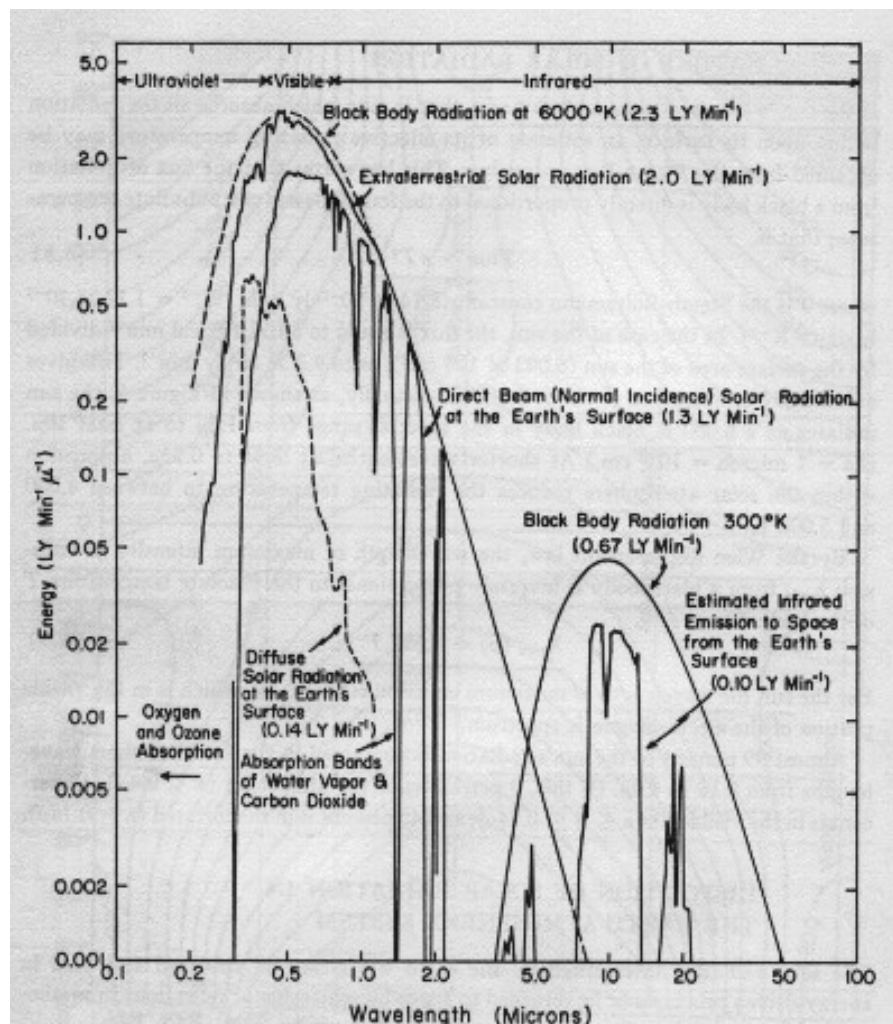
De absorptie van zonnestraling in de atmosfeer is afhankelijk van de golflengte. Voor zichtbaar licht en het nabije infrarood is de (wolkeloze) atmosfeer transparant, maar uv wordt geabsorbeerd door ozon en infrarood kan door broeikasgassen worden geabsorbeerd (zie figuur 19).

Figuur 19 – De spectrale verdeling van de intensiteit van de elektromagnetische straling na absorptie door de atmosfeer (in Amerikaanse eenheden).

De linker gladde bult geldt bij de temperatuur van de buitenkant van de zon.

De rechter gladde bult geldt bij de gemiddelde temperatuur van het aardoppervlak.

De getrokken lijnen die op en neer gaan geven links de intensiteit van de zonnestraling op de grond en rechts de intensiteit van aardse uitstraling na absorptie door de atmosfeer.



Ozon

Hoog in de atmosfeer worden zuurstofmoleculen gesplitst door uv-straling van de zon. Dit kortgolvig ultraviolet (ook wel 'harde' uv-straling genoemd) wordt daar geabsorbeerd en dringt gelukkig niet door tot het aardoppervlak.

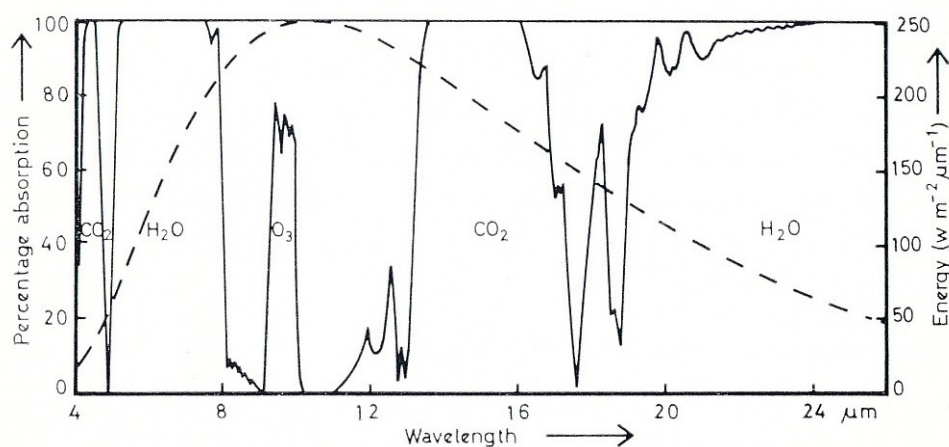
Bij de absorptie van een uv foton splitst een zuurstofmolecuul zich in twee losse zuurstofatomen: $O_2 + uv \rightarrow 2 O$. Daarna hechten de losse zuurstofatomen (zogenoemde radicalen) aan zuurstofmoleculen en vormen ozon: $O + O_2 \rightarrow O_3$. Deze ozonmoleculen kunnen ook uv-straling absorberen, waardoor opwarming optreedt. Op hun beurt kunnen de ozonmoleculen weer gesplitst worden door iets minder kortgolvige uv-straling van de zon (de 'zachte' uv-straling): $O_3 + uv \rightarrow O + O_2$. En ook deze losse zuurstofatomen hechten dan weer aan moleculaire zuurstof tot ozon: $O + O_2 \rightarrow O_3$.

Ozon houdt dus de meeste ultravioletstraling van de zon tegen. De uitstoot van nauwelijks afbreekbare CFK's heeft in het recente verleden de ozonconcentratie in de stratosfeer aangetast. Dit effect is het sterkst boven Antarctica. Men spreekt daar wel van een 'ozongat'. Sinds het verbod op het gebruik van CFK's (onder andere in koelkasten) neemt de hoeveelheid CFK's in de lucht gelukkig weer af en men verwacht dat de ozonlaag zich langzaam zal herstellen.

Broeikaseffect

De atmosfeer laat het zichtbare zonlicht goed door, zoals in figuur 19 is te zien. In dit spectrale gebied (tussen 0,4 en 0,7 μm) is de intensiteit van de zonnestraling het grootst.

Figuur 20 – De atmosferische absorptie van langgolvlige uitstraling van het aardoppervlak. Water, waterdamp en CO_2 zijn de belangrijkste broeikasgassen.



De uitstraling van het aardoppervlak is in het langgolvlige gebied en die straling gaat beslist niet ongehinderd door de atmosfeer heen naar buiten (zie figuur 20 en ook figuur 19 aan de rechterkant). De broeikasgassen 'onderscheppen' als het ware een deel van de aardse uitstraling. Maar ze zenden die energie ook weer uit, zowel naar boven als naar beneden, waardoor het aardoppervlak een deel van zijn uitgestraalde energie terugkrijgt.

Door deze terugstraling wordt het aardoppervlak warmer en gaat meer uitstralen, tot er evenwicht is met de (dagelijkse) instraling.

Ook stralen de broeikasgassen energie uit die ze door botsingen van andere luchtmoleculen gekregen hebben of die vrijgekomen is bij de condensatie van waterdamp.

Het broeikaseffect is sterk afhankelijk van de hoeveelheid water en waterdamp in de atmosfeer. En ook van de hoogte, waarop het water zich in de atmosfeer bevindt, speelt een rol. Hogere wolken zijn kouder, stralen dus minder en dragen daardoor minder bij aan het broeikaseffect dan lagere wolken. Deze complexe samenhang maakt het zo moeilijk om goede rekenmodellen te maken.

3.4 Stralingsbalans

Voor het hele aardoppervlak en de atmosfeer samen is er gemiddeld stralingsevenwicht: de totale hoeveelheid zonne-energie die de aarde plus atmosfeer absorbeert, is even groot als de hoeveelheid energie die aarde plus atmosfeer uitstraalt (zie bovenin figuur 18).

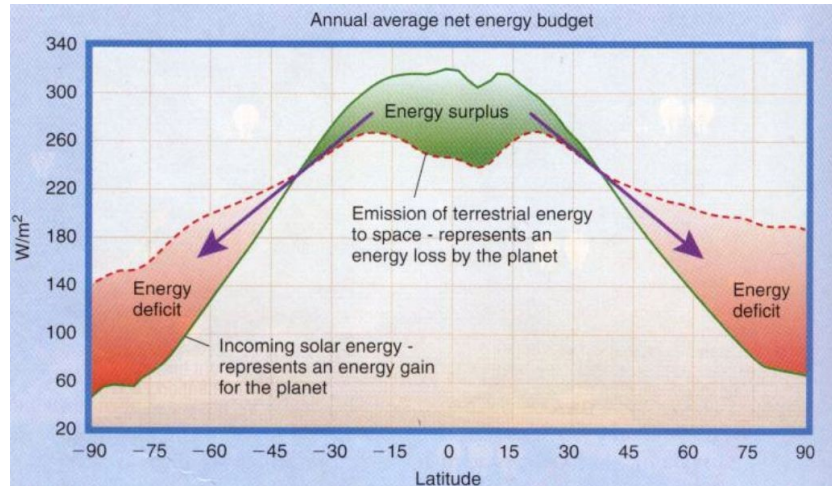
Maar netto ontvangt het hele aardoppervlak meer stralingsenergie dan het zelf uitstraalt (zie onderin figuur 18) en de atmosfeer als geheel straalt meer uit dan het ontvangt (zie rechts in figuur 18). Dit verschil aan energie wordt dus door het aardoppervlak aan de atmosfeer gegeven op een andere manier dan door straling (zie paragraaf 3.5 en 3.6).

Het netto stralingsevenwicht geldt voor de aarde plus atmosfeer als geheel, maar niet voor elk deel van het aardoppervlak plus atmosfeer. Tussen ongeveer 40° zuider- en 40° noorderbreedte is er meer netto instraling dan uitstraling. Ten noorden van 40° noorderbreedte en ten zuiden van 40° zuiderbreedte is het net andersom (zie figuur 21).

De energiewinst in de tropen en het energieverlies in de poolstreken zetten de hele atmosfeer (en oceanen) in gang waardoor er op het noordelijk halfrond grootschalig energietransport naar het noorden is en op het zuidelijk halfrond naar het zuiden (zie de paarse pijlen in figuur 21). Deze grootschalige luchtbewegingen noemt men de **algemene circulatie**.

Figuur 21 – De planetaire energiebalans. De netto 'winst' aan stralingsenergie in de tropen compenseert het stralingsverlies in de poolstreken.

Het transport (paarse pijlen) wordt verzorgd door zee- en luchtstromingen.



3.5 Warmtetransport van het aardoppervlak naar de atmosfeer

Naast straling zijn er nog twee vormen van energietransport van het aardoppervlak naar de atmosfeer: geleiding door contact van lucht met het aardoppervlak (*voelbare warmte*) en verdamping (*latente warmte*, zie par. 3.6).

Convectie

Als de lucht bij het aardoppervlak kouder is dan het aardoppervlak zelf, wordt energie overgedragen van het aardoppervlak naar de lucht. Deze energie heet **voelbare warmte** (kinetische energie van de luchtmoleculen). Zo wordt het onderste laagje lucht verwarmd. Die lucht zet daardoor uit en de dichtheid wordt kleiner dan die van de koelere lucht erboven. Koelere lucht zakt dan door het opgewarmde onderste laagje en tilt dat op. Vervolgens wordt die koelere lucht verwarmd door het aardoppervlak, ... enzovoort. Het proces van optilling van verwarmde lucht door de koelere omgeving heet **convectie** (zie ook bijlage 3 van Experimenten en Bijlagen).

In het omgekeerde geval dat het aardoppervlak kouder is dan de lucht er vlak boven, verliest die lucht warmte aan de grond en koelt af. Nu vindt er geen convectie plaats en blijft de koude luchtlag beneden hangen.

Op een vroege ochtend na een windstille en heldere nacht in het voor- of najaar hangt er soms een mistdeken over de weilanden. Dan is het weiland 's nachts door uitstraling flink koud geworden en is de onderste luchtlag zo ver afgekoeld dat er mist in is ontstaan. Deze mist wordt wel grondmist genoemd.

Adiabatische expansie

Bij samenpersen wordt lucht warmer, doordat er arbeid op wordt verricht. Gebeurt dit snel dan kan de warmte niet door geleiding aan de omgeving afgegeven worden. Compressie zonder warmteoverdracht heet **adiabatische compressie**. (zie ook experiment 7 van Experimenten en Bijlagen.)

Omgekeerd koelt uitzettende lucht af. Het verricht arbeid en als dit snel gebeurt of in de vrije atmosfeer, dan kan er geen warmte uit de omgeving opgenomen worden. Dit heet **adiabatische expansie**.

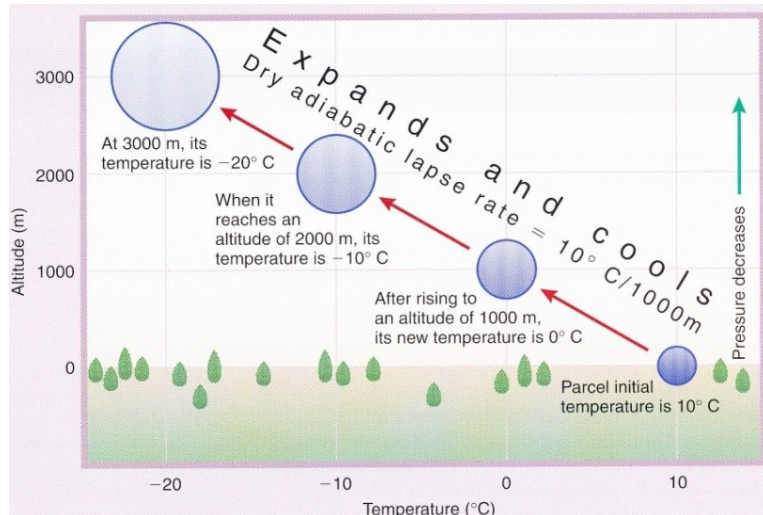
Nu is het verticale verloop van de temperatuur in de atmosfeer (zie figuur 3) te begrijpen: gemiddeld verliest de atmosfeer energie door straling en wint het aardoppervlak energie door straling. Het aardoppervlak verwarmt de lucht van onderop.

In figuur 23 volgen we een luchtbel. Door verwarming en uitzetting gaat die bel stijgen. Bij het stijgen neemt de luchtdruk van de omringende lucht af, waardoor de luchtbel verder uitzet en afkoelt. Het stijgen gaat door tot de temperatuur van de stijgende luchtbel gelijk geworden is aan de omgevings-temperatuur.



Figuur 22
Verwarmde lucht zet uit en stijgt op. Beter gezegd: Koelere omgevingslucht kruipt onder de ballon en tilt hem op.

*Figuur 23
Een opstijgende lucht-
bel zet uit en koelt af.*



Boven de tropopauze neemt de temperatuur naar boven weer toe (figuur 3). Dit komt doordat het daar aanwezige ozon uv-straling van de zon absorbeert en de warmte dan door botsingen deelt met de andere luchtmoleculen.

Deze omkering van de temperatuurgradiënt bij de tropopauze heet een temperatuurinversie. Een luchtbel in de troposfeer zal niet door convectie door de tropopauze heen stijgen. De stijgende luchtbel koelt immers af door expansie, terwijl de omgevingstemperatuur in de tropopauze gelijk blijft.

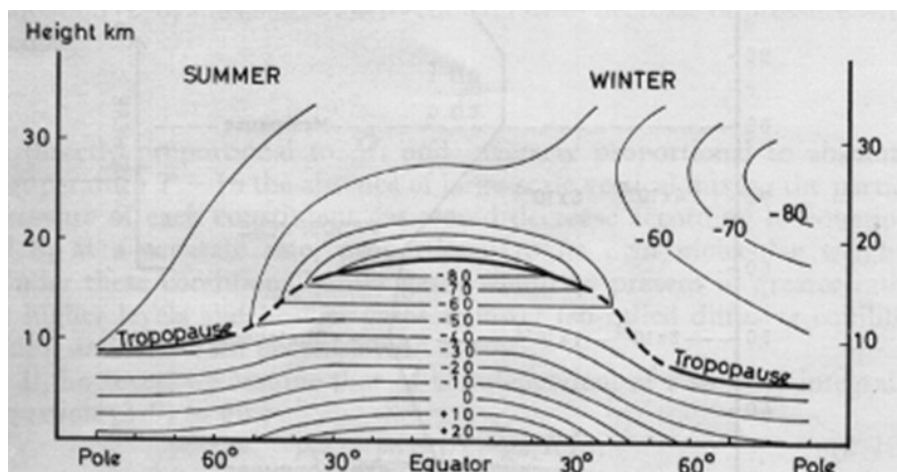
Lucht uit de troposfeer mengt dus nauwelijks met lucht in de stratosfeer. Er komen dan ook geen echte wolken voor in de stratosfeer, alleen dunne nevelslierten.

Omgekeerd kunnen gassen en fijne stofdeeltjes lang blijven rondzweven in de stratosfeer, ze regenen niet uit. Bij een vulkaanuitbarsting vrijgekomen troep kan wel jaren lang om de aarde blijven zweven in de stratosfeer.

Doordat de temperatuur van de lucht bij het aardoppervlak in de tropen hoger is dan in de poolstreken, neemt in de tropen de dichtheid minder sterk af met de hoogte. En daardoor neemt de luchtdruk in de tropen minder snel af met de hoogte.

Je kunt ook zeggen dat de tropopauze in de tropen hoger ligt dan in de poolstreken. Of dat de troposfeer in de tropen dikker is dan in de poolstreken.

*Figuur 24 – Temperatuur-
verdeling tegen hoogte en
breedtegraad.
De temperatuur is gemid-
deld over het jaar en over
een lengtegraad, en is
vervolgens 'gladgestreken'.*



3.6 Warmtetransport door verdamping en condensatie

Een derde vorm van energietransport van het aardoppervlak naar de atmosfeer, naast straling en convectie, is in de vorm van **latente warmte**. Dat heeft alles te maken met verdamping van water naar de atmosfeer en condensatie van waterdamp in de atmosfeer.

Verdamping en condensatie

Watermoleculen kleven een heel klein beetje aan elkaar, maar bewegen toch vrij gemakkelijk door de vloeistof. Waterdampmoleculen bewegen vrij van elkaar en bezitten zo meer bewegingsenergie dan in de vloeistoffase.

Verdampen van water kost dus energie, en bij condensatie van water komt energie vrij. Bij condensatie staan de waterdampmoleculen deze energie af aan de andere vloeistofmoleculen: de vloeistof warmt op. Bij condensatie in de atmosfeer verwarmen deze waterdruppeltjes en ijskristalletjes op hun beurt de lucht.

Waterdamp kan dus warmte gaan afstaan aan de lucht. We noemen deze potentiële energie van de waterdamp **latente warmte**.

Globaal verdampt water vooral uit (tropische) oceanen en zeeën en tropisch regenwoud. Daar geeft het aardoppervlak dus latente warmte aan de atmosfeer. Als die waterdamp ergens anders op aarde (bijvoorbeeld in Nederland) weer condenseert, komt die latente warmte vrij en verwarmt zo de lucht.

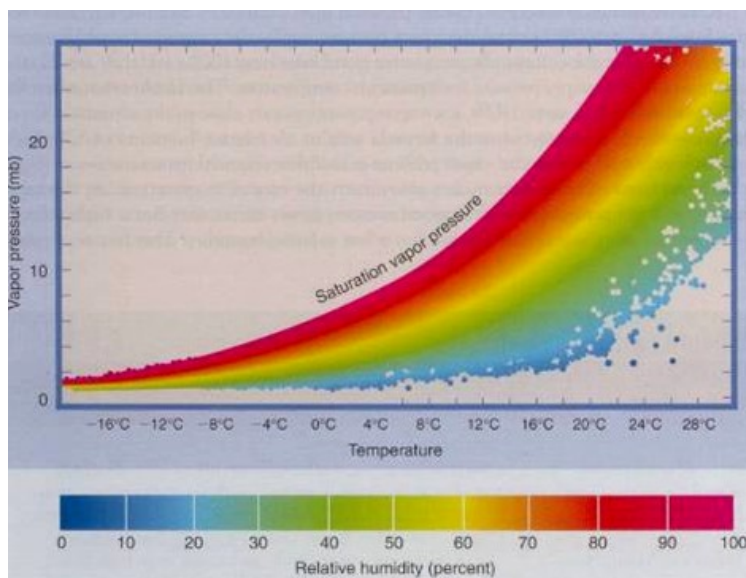
Tropische orkanen halen hun energie voor de enorme stormen uit de condensatie van waterdamp, die uit het warme oceaanwater is verdampt. Boven land nemen orkanen dan ook snel in kracht af.

Als er bij een wateroppervlak evenveel water verdampt als er condenseert, spreken we van evenwicht. De damp bij die vloeistof heet dan verzadigd.

De druk die (alleen) de waterdampmoleculen uitoefenen wordt wel de partiële dampdruk genoemd. Deze dampdruk is niet afhankelijk van de overige luchtdruk. De partiële dampdruk in de evenwichtssituatie is de zogenaamde **verzadigde dampspanning**. De verzadigde dampspanning is sterk afhankelijk van de temperatuur (zie figuur 25). Want: als de temperatuur toeneemt, neemt de verdamping en daardoor de dichtheid van de waterdampmoleculen toe en neemt bovendien de gemiddelde snelheid van de waterdampmoleculen toe. De botsingen van de waterdampmoleculen (met bijvoorbeeld een druksensor) nemen zowel in aantal (per seconde) toe als in kracht.

Figuur 25 – De waterdampspanning in mbar en de relatieve vochtigheid in procenten (in kleuren) als functie van de temperatuur.

Let op: de luchtdruk speelt geen rol.



De **relatieve vochtigheid** r is de hoeveelheid waterdamp in een luchtvolume als fractie van de maximaal mogelijke hoeveelheid waterdamp in dat luchtvolume, bij de heersende temperatuur, uitgedrukt in procenten.

In de praktijk wordt de relatieve vochtigheid bepaald met een psychrometer. Voor serieuze metingen wordt vaak een dauwpuntsmeting gedaan: een glimmend metalen voorwerp wordt zó ver afgekoeld tot er condensatie van waterdamp op dat voorwerp optreedt. Met die **dauwpuntstemperatuur** T_d en de echte temperatuur van de lucht wordt in een diagram zoals dat van figuur 25 de relatieve vochtigheid afgelezen. (zie ook bijlage 6.4)

Verticale stabiliteit

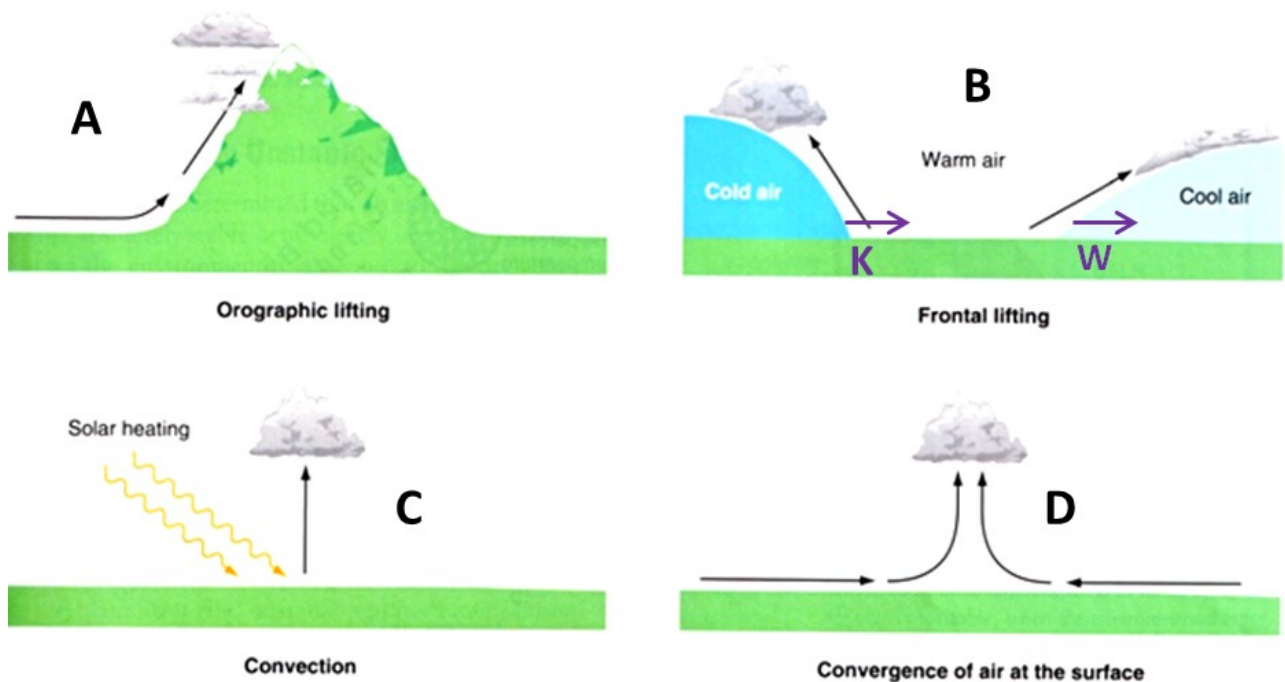
Onverzadigde lucht koelt $1,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ af per 100 m stijging, door adiabatische expansie. Een met waterdamp verzadigde luchtbel koelt maar $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ per 100 m stijging af, doordat er latente warmte vrij komt door condensatie.

Een luchtbel die aan het aardoppervlak verwarmd is, stijgt door tot zijn temperatuur gelijk geworden is aan de temperatuur van de omgeving op die hoogte. Voor droge lucht is er dus verticale stabiliteit als de temperatuur minder dan $1,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ per 100 m stijging afneemt. Voor verzadigde lucht is dit het geval als de temperatuur minder dan $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ per 100 m afneemt.

Wolken

Als lucht verzadigd is met waterdamp en er condensatiekernen aanwezig zijn (bijvoorbeeld zoutkristallen uit verdampte druppels oceaanwater), vindt wolkenvorming plaats. Er vormen zich minuscule waterdruppels of ijskristallen die kunnen aangroeien.

Meestal vindt wolkenvorming plaats doordat bijna verzadigde lucht omhoog beweegt, daardoor (adiabatisch) afkoelt en zo verzadigd raakt (zie figuur 26).



Figuur 26 – Vier manieren van wolkenvorming door opstijging:

A door gedwongen opstijging van de lucht bij een berg(kam)

B doordat bij een warmtefront (W) warme lucht over koelere lucht omhoog glijdt of doordat bij een koudefront (K) warme lucht opgetild wordt door koude lucht die er onder schuift.

C door convectorie van vochtige lucht boven een heet stuk aardoppervlak

D door opstijgende lucht in een depressie (zie hoofdstuk 4).

Begrippen

Elektromagnetisch spectrum
Ultravioletstraling
Infraroodstraling
Zonneconstante
Albedo
Broeikaseffect
Stralingsbalans
Planetaire energiebalans
Algemene circulatie
Convectie
Verdamping/condensatie
Wolkenvorming

Samenvatting

De zon zendt straling uit met een piek in het zichtbare deel van het **elektromagnetisch spectrum**. Daarnaast bestaat zonnestraling uit **infraroodstraling** en (harde en zachte) **ultravioletstraling**.

Het jaarlijks gemiddelde vermogen van de zonnestraling door een oppervlak van 1 m^2 loodrecht op de straling is de **zonneconstante**.

Een deel van de invallende zonnestraling wordt door de atmosfeer geabsorbeerd. Een ander deel wordt door wolken en het aardoppervlak gereflecteerd. Het percentage van de straling dat wordt gereflecteerd is het **albedo**.

Het aardoppervlak absorbeert (een deel van) de invallende zonnestraling, maar zendt zelf ook straling uit: infraroodstraling. De broeikasgassen in de atmosfeer absorberen deze infraroodstraling en zenden een deel van deze straling weer terug naar het aardoppervlak. Dit is het **broeikaseffect**.

Voor de aarde en de atmosfeer samen zijn de geabsorbeerde en uitgezonden stralingsenergie in evenwicht. Er is sprake van een **stralingsbalans**. De **planetaire energiebalans** (zie figuur 20) laat zien dat er energietransport is van de tropen naar de polen. Dit gebeurt door grootschalige zee- en luchtstromingen: de **algemene circulatie**.

Naast straling zijn er twee andere vormen van energietransport van het aardoppervlak naar de atmosfeer: convectie en verdampen/condenseren van water. Het proces van optillen van verwarmde lucht door de koelere omgeving heet **convectie**. Voor **verdamping** van water is warmte nodig. Bij **condensatie** van de waterdamp komt die warmte weer vrij, en verwarmt zo de lucht.

De relatieve vochtigheid is een maat voor de hoeveelheid waterdamp in de lucht, en is te bepalen door meting van de dauwpuntstemperatuur. Als lucht verzadigd is met waterdamp en er condensatiekernen aanwezig zijn, vindt **wolkenvorming** plaats. Meestal gebeurt dat doordat bijna verzadigde lucht omhoog beweegt, daardoor (adiabatisch) afkoelt en zo verzadigd raakt.

Opgaven

bij §3.1

- 22** Leg uit waardoor de zonneconstante een klein beetje varieert door het jaar heen.
- 23** Zonnestraling bestaat uit zichtbaar licht, infraroodstraling en ultravioletstraling.
 - a** Maak een berekende schatting van het aandeel (in %) dat het zichtbare licht levert aan de energiestroom van het zonlicht. (Zie ook Binas.)
 - b** Hoeveel draagt het ultraviolet bij?
- 24** Bereken met behulp van de zonneconstante het totale vermogen van de zonnestraling die de aarde (aan de bovenkant van de atmosfeer) bereikt.
- 25** Hoe lang duurt de poolnacht op 70° noorderbreedte? (Zie figuur 14.)
- 26** Leg uit dat de poolnacht op een pool een half jaar duurt en dat het er een half jaar licht is.

bij §3.2

- 27** Zonnestraling wordt door de atmosfeer en de aarde geabsorbeerd en gereflecteerd.
- a** Hoeveel procent van de zonnestraling wordt in totaal weerkaatst? (Zie figuur 18.)
 - b** Hoeveel procent van de zonnestraling wordt door de atmosfeer geabsorbeerd?
 - c** Hoeveel procent van de zonnestraling wordt door de aarde zelf geabsorbeerd?
 - d** Leg uit of de wet van behoud van energie hier klopt.
- 28** Leg met behulp van figuur 17 uit hoe een satelliet de temperatuur van het aardoppervlak kan meten.
- 29** De aarde en de atmosfeer absorberen niet alleen straling, maar zenden zelf ook straling uit.
- a** Hoeveel procent van de aardse uitstraling wordt teruggekaatst? (Zie figuur 18.)
 - b** Hoeveel procent van de aardse uitstraling wordt door de atmosfeer geabsorbeerd?
 - c** Hoeveel procent van de aardse uitstraling bereikt rechtstreeks het heelal?
 - d** Leg uit of de wet van behoud van energie klopt in figuur 18.

bij §3.3

- 30** Leg uit dat de ozonlaag weinig te maken heeft met de opwarming van de aarde, maar wel te maken heeft met onze gezondheid.
- 31** Leg uit dat de toename van de concentratie broeikasgassen in de atmosfeer veel te maken heeft met de opwarming van de aarde.
- 32** Methaan komt niet zo veel voor in de atmosfeer, maar is wel een ‘sterk’ broeikasgas. Zoek op waarom het voor het klimaat beter zou zijn om kangoeroes te houden dan runderen of schapen.

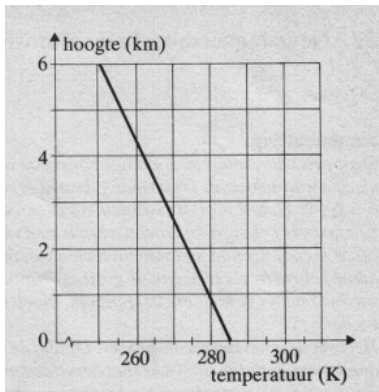
bij §3.4

- 33** In figuur 21 lijkt het alsof er geen stralingsevenwicht is voor de aarde plus atmosfeer als geheel. Toch is dat wel zo. Leg uit dat de schijn hier bedriegt door de schaalverdeling.
- 34** Maak een berekende schatting van de hoeveelheid energie die gemiddeld dagelijks op 40° noorderbreedte passeert.

bij §3.5

- 35** Leg uit waardoor er bij afkoeling van lucht van onderaf niet vanzelf verticale menging optreedt en bij verwarming wel.
- 36** Als een petfles-waterraket is afgeschoten, ‘rookt’ hij nog na, zoals het pistool van Lucky Luke – zelfs nog als de raket al weer op de grond ligt. Leg uit waaruit die ‘rook’ bestaat en waardoor die ontstaat.

bij §3.6



Figuur 27

- 37** Bepaal met behulp van figuur 27 het dauwpunt van een volume lucht van 20°C met een relatieve vochtigheid van 70 %.
- 38** Bepaal met behulp van figuur 25 de relatieve vochtigheid van een volume lucht van 16°C met een dauwpunt van 10°C .
- 39** Op een morgen heeft de atmosfeer boven een eiland het verticale temperatuurprofiel van figuur 26. Het oppervlak van het eiland bestaat uit zand dat 's morgens lekker warm wordt. Op een gegeven moment is een luchtbel aan de grond 8°C opgewarmd en gaat stijgen.
- a** Bepaal tot welke hoogte deze luchtbel stijgt, als de relatieve vochtigheid 30 % bedraagt.
- b** Bepaal ook tot welke hoogte deze luchtbel stijgt, als de relatieve vochtigheid 80 % bedraagt.

4 Atmosferische krachten en wind

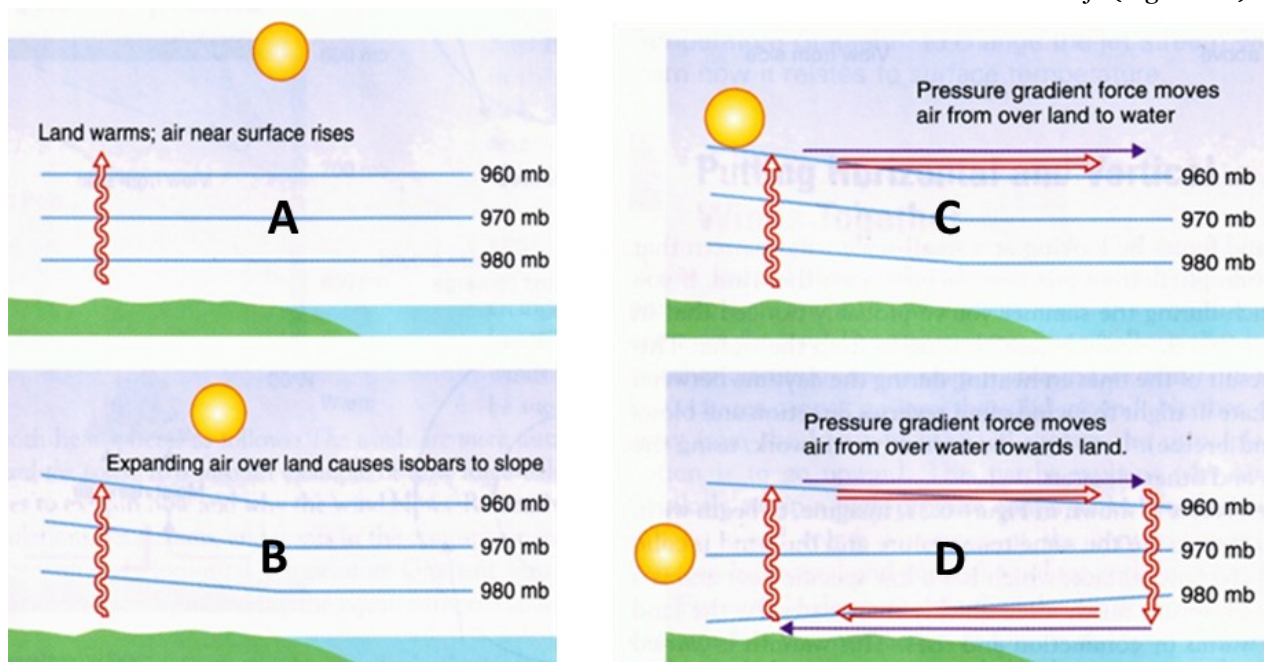
Hoofdstukvraag	Waardoor blijft de wind waaien en in welke richting?
----------------	--

4.1 Gradiëntkracht

Wind is bewegende lucht en wordt veroorzaakt en in stand gehouden door verschillen in luchtdruk. Doordat de horizontale afmetingen van de troposfeer zo veel groter zijn dan de verticale, zijn de horizontale windsnelheden vele malen groter dan de verticale. We kijken in dit hoofdstuk dan ook vooral naar horizontale drukverschillen in de atmosfeer, die de drijvende kracht zijn achter de wind.

Als er een resulterende kracht (of nettokracht) op een voorwerp werkt, versnelt dat voorwerp. Dit geldt ook voor een kubieke meter lucht. Maar meestal zal de resulterende kracht nul zijn doordat de stuwkracht gebalanceerd wordt door wrijving of door een (schijn)kracht. Stuwkracht wordt geleverd door drukverschil.

Een mooi voorbeeld van het ontstaan van wind is het zeebriesje (figuur 28).



Figuur 28 Zeebries
De luchtdruk is weergegeven
in de oude eenheid mb;
1 mb = 1 hPa.

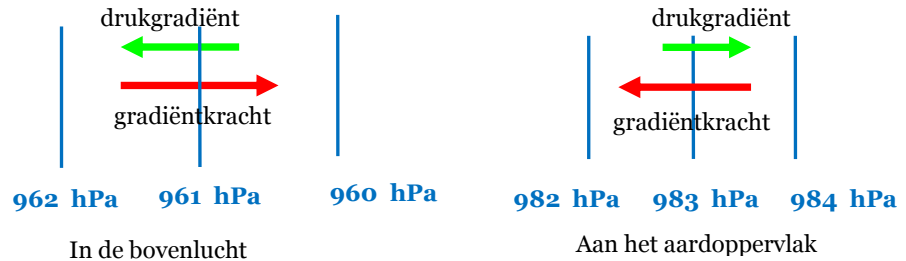
(A) naar (B) Het land warmt 's morgens vroeg meer op dan het water, waardoor de lucht boven land warmer wordt en uitzet. Het 960 mb-vlak, bijvoorbeeld, wordt opgetild, waardoor op die hoogte de luchtdruk groter wordt dan op dezelfde hoogte boven het water (B).

(C) Hoger in de lucht gaat het dus waaïen richting zee. Daardoor komt er meer lucht boven het water en neemt onderin de atmosfeer de druk daar toe.

(D) Boven land neemt de luchthoeveelheid af en de druk aan het aardoppervlak dus ook. Door dit drukverschil aan het aardoppervlak ontstaat de zeebries.

Deze circulatie blijft in stand zolang het land warmer is dan het water.

Figuur 29 - Bovenaan-
zicht van figuur 28 De
lijnen zijn de isobaren.



De horizontale drukverandering per meter heet de **luchtdrukgradiënt** $\Delta p/\Delta y$. De netto-luchtdrukkracht is tegengesteld gericht aan de gradiënt en wordt de **gradiëntkracht** genoemd (zie figuur 29).

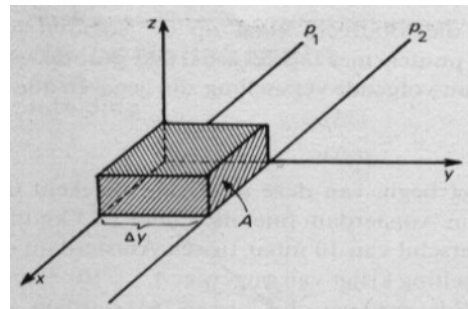
De grootte van de gradiëntkracht op een bel lucht is het verschil in kracht van de omringende lucht aan de ene kant en aan de andere kant tegen de bel.

De formule voor de gradiëntkracht is af te leiden uit de situatie van figuur 29. Als daarin p_1 groter is dan p_2 , is de drukgradiënt positief in de negatieve y -richting. De luchtkracht op het voorvlak is $p_2 \cdot A$, en de luchtkracht op het achtervlak is $p_1 \cdot A$. Voor de netto-luchtdrukkracht in de y -richting geldt dus:

$$p_1 \cdot A - p_2 \cdot A = -A \cdot \Delta p = -A \cdot \Delta y \cdot \Delta p / \Delta y = -V \cdot \Delta p / \Delta y$$

Voor de gradiëntkracht op 1 m³ lucht geldt dus: $F_{\text{gradiënt}} = -\Delta p / \Delta y$

Figuur 30 – De positie van een rechthoekig
blok lucht ten opzichte van een assenstelsel is
zo gekozen dat de luchtdruk in de y -richting
verandert. Het voor- en achtervlak van het
blok lucht ligt dus evenwijdig aan de rechtlijn-
ige isobaren.



Gradiëntkracht

De gradiëntkracht (of luchtdrukkracht) op een hoeveelheid lucht met volume V is het gevolg van een drukgradiënt, en wordt gegeven door:

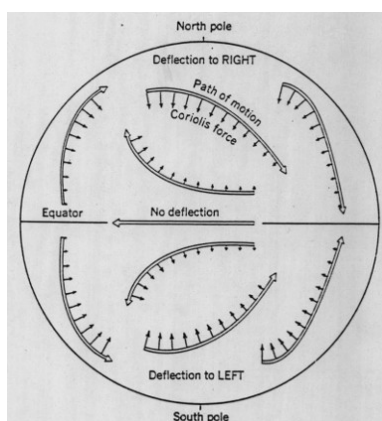
$$F_{\text{gradient}} = -V \cdot \frac{\Delta p}{\Delta y}$$

Symbolen: In deze formule is $F_{\text{gradiënt}}$ de gradiëntkracht (in N), Δp het drukverschil (in Pa) tussen twee plaatsen en Δy de afstand (in m) tussen die twee plaatsen.

Als er alleen een gradiëntkracht op een bel lucht werkt versnelt die bel lucht tot andere krachten evenwicht maken met de gradiëntkracht en de snelheid constant blijft. In het geval van het zeebriesje van figuur 28 is zorgt de wrijvingskracht met het aardoppervlak evenwicht met de gradiëntkracht.

Bij luchtbewegingen op grotere schaal en ook voor zeestromingen speelt de draaiing van de aarde om zijn eigen as een cruciale rol. Als de aarde heel langzaam zou draaien, hadden we in Nederland nauwelijks wind en trouwens ook een totaal ander klimaat. De *schijnkracht* die het gevolg is van de draaiing van de aarde heet de *corioliskracht*.

4.2 Corioliskracht



Figuur 31 – Het Corioliseffect.

Om dit effect te beschrijven is een schijnkracht ingevoerd: de corioliskracht. De corioliskracht is naar rechts gericht op het noordelijk halfrond en naar links op het zuidelijk halfrond. De corioliskracht is nul bij de evenaar en maximaal bij de polen.

Toen men een eeuw geleden eenmaal kanonnen kon maken die projectielen over grote afstanden konden wegschieten, ontdekte men dat zo'n projectiel altijd een afwijking naar rechts kreeg. Ongeacht de richting waarin het afgeschoten werd. De Franse ingenieur Coriolis beredeneerde dat dit komt door de draaiing van de aarde. Later bleek dat dit zogenaamde Corioliseffect een essentiële rol speelt bij lucht- en oceaanstromingen (zie figuur 31).

De tweede wet van Newton ($F_{\text{netto}} = m \cdot a$) geldt in een coördinatenstelsel dat niet versnelt. Maar *elk stuk aardoppervlak versnelt wel* door de draaiing van de aarde. Daardoor is het in een assenstelsel dat met de aarde mee draait wiskundig een stuk ingewikkelder. Om dat te omzeilen, heeft men een schijnkracht ingevoerd. Die schijnkracht heet de **corioliskracht** en wordt afgeleid in bijlage 5.

Corioliskracht

Uit de afleiding (in bijlage 5) volgt dat voor een volume lucht V geldt:

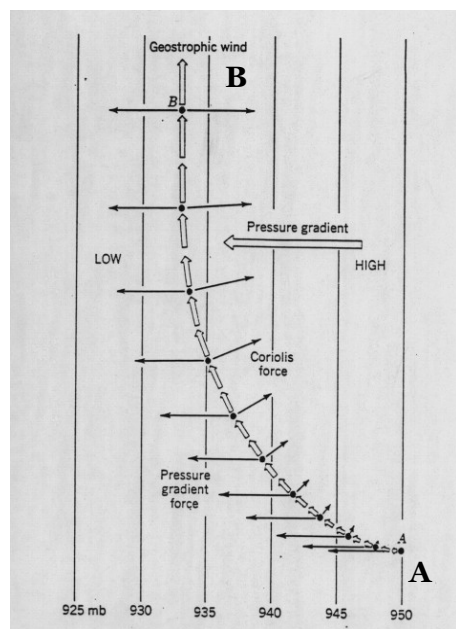
$$F_{\text{coriolis}} = V \cdot \rho \cdot f \cdot v$$

Symbolen: In deze formule is F_{coriolis} de corioliskracht (in N), ρ de dichtheid van de lucht (in kg/m³) en v de snelheid (in m/s) en f is de zogenaamde *coriolisparameter*

De coriolisparameter f hangt af van de breedtegraad en van de draaisnelheid van de aarde Ω (in s⁻¹): $f = 2 \cdot \Omega \cdot \sin \phi$.

Meegaand met de bewegingsrichting is de corioliskracht overal op het noordelijk halfrond naar rechts en overal op het zuidelijk halfrond naar links.

4.3 Geostrophische wind



Als de isobaren rechte lijnen zijn en er geen wrijving met het aardoppervlak is, maken de gradiëntkracht en de corioliskracht evenwicht. De wind waait dan evenwijdig aan de isobaren, zie figuur 32.

Deze wind heet de **geostrophische wind** (letterlijk: door de draaiing van de geo veroorzaakt).

Bij geostrofische wind geldt dus het evenwicht:

$$F_{\text{gradiënt}} = -F_{\text{coriolis}} \rightarrow -\Delta p / \Delta y = -\rho \cdot f \cdot v$$

Hieruit volgt de formule voor de grootte van de geostrophische windsnelheid.

Figuur 32 – Geostrophische wind op het noordelijk halfrond. Neem in gedachten 1 m³ lucht die je loslaat in punt A. De gradiëntkracht doet deze lucht versnellen naar de lagere luchtdruk. Met toenemende snelheid van deze lucht neemt de afbuigende corioliskracht toe, waardoor de snelheid steeds meer langs de isobaren gericht wordt – tot er evenwicht is bij B. Zo zal onze m³ lucht blijven bewegen.

Geostrophische windsnelheid

Als de isobaren recht zijn, waait de wind boven de grenslaag evenwijdig aan de isobaren met een snelheid die volgt uit het evenwicht tussen de gradiëntkracht en de corioliskracht:

$$v = \frac{1}{\rho \cdot f} \cdot \frac{\Delta p}{\Delta y}$$

Symbolen: v is de geostrophische windsnelheid (in m/s),
 ρ is de dichtheid van de lucht (in kg/m³),
 f is de coriolisparameter (zie de formule van corioliskracht)
 $\Delta p / \Delta y$ is de drukgradiënt (in Pa/m of N/m³).

4.4 Cyclonale en anticyclonale luchtstroming

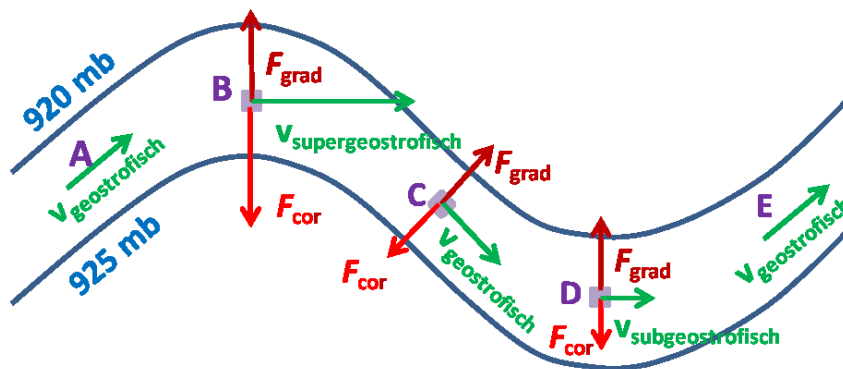
Als de isobaren gekromd zijn maken de gradiëntkracht en de corioliskracht geen evenwicht. Samen zorgen ze dan voor de benodigde kracht om de bocht door te komen. Bij kromme isobaren spreekt men van **gradiëntwind**.

In de bijlagen wordt afgeleid dat er voor een bocht met een straal r bij een snelheid v voor elke m³ lucht een kracht $F_{\text{centripetaal}} = \rho \cdot v^2 / r$ nodig is gericht naar het centrum van de bocht.

Een bocht naar links is een antikloksgewijze draaiing. Dit heet op het noordelijk halfrond **cyclonaal**.

Een bocht naar rechts betekent een kloksgewijze draaiing. In de meteorologie heet dit **anti-cyclonaal**.

Figuur 33
Gradiëntwind op
het noordelijk
halfrond



In figuur 33 zijn de windsnelheid en de krachten op een m³ lucht schematisch aangegeven.

Bij A, C en E zijn de isobaren recht en evenwijdig. Daar zijn de gradiëntkracht en de corioliskracht in evenwicht en is de wind geostrofisch.

Bij B moet de corioliskracht groter zijn dan de gradiëntkracht om de bewegende lucht de bocht om te trekken. De anticyclonale gradiëntwind is sterker dan de geostrofische wind bij dezelfde isobarenafstand.

Bij D moet de corioliskracht groter zijn dan de gradiëntkracht om de bewegende lucht de bocht om te trekken. De cyclonale gradiëntwind is zwakker dan de geostrofische wind bij dezelfde isobarenafstand.

Bij gelijke afstand tussen de isobaren, waait het in een bocht naar rechts op het noordelijk halfrond dus harder dan in een bocht naar links.

Op het noordelijk halfrond geldt de *wet van Buys Ballot*: Met de wind in de rug heb je lage luchtdruk aan je linkerhand. Op het zuidelijk halfrond is het precies andersom. (Buys Ballot was de oprichter van het Koninklijke Nederlandse Meteorologische Instituut, in 1854)

Op het noordelijk halfrond waait de wind dus cyclonaal om een **depressie**, een gesloten lagedrukgebied. Op het zuidelijk halfrond is dit andersom.

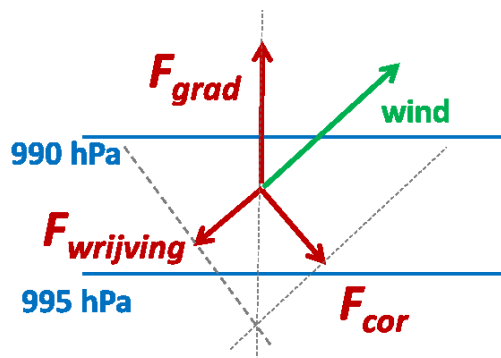
4.5 Wrijving in de grenslaag

Tot nu toe deed wrijving met het aardoppervlak niet mee. Boven een paar honderd meter is dat ook correct. Maar in de onderste laag van de atmosfeer speelt de wrijvingskracht wel een rol. Deze laag heet de **grenslaag**.

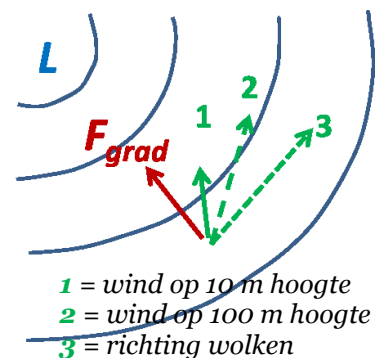
Dicht bij het aardoppervlak is de wrijving maximaal en naar boven toe neemt hij af. Hoe ruwer het oppervlak (gebouwen, bomen enzovoort) is, des te dikker is de grenslaag.

De **wrijvingskracht** is altijd tegenwerkend, dus recht achteruit ten opzichte van de wind.

Versnellingen duren altijd maar heel kort in de atmosfeer. Bij rechte isobaren zijn de krachten dus bijna altijd met elkaar in evenwicht.



Figuur 34 Wind in de grenslaag



Figuur 35

In de grenslaag van figuur 34 is er evenwicht tussen drie krachten:

De gradiëntkracht F_{grad} loodrecht op de isobaren, de corioliskracht F_{cor} loodrecht op de windrichting naar rechts gericht en de wrijvingskracht F_{wrijving} recht achteruit.

In de grenslaag waait de wind dus niet evenwijdig aan de isobaren.

Doordat de wrijving in de grenslaag naar boven toe af neemt draait de windrichting (klokgewijs) als je omhoog gaat, zie figuur 35.

Als er geen wrijving met het aardoppervlak is, blijft de lucht langs de isobaren om een lagedrukgebied heen stromen. En hetzelfde geldt voor een hogedrukgebied.

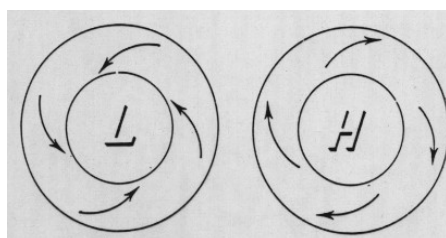
Maar er is in de grenslaag wel wrijving met het aardoppervlak en daardoor stroomt er in de grenslaag lucht naar binnen bij lagedrukgebied en naar buiten bij hogedrukgebied (figuur 36).

Bij een lagedrukgebied vindt zo **convergentie** van lucht plaats, waardoor de lage luchtdruk hoger wordt. (Convergentie: samenkomen.)

Bij een hogedrukgebied vindt **divergentie** op, waardoor de hoge luchtdruk lager wordt. (Divergentie: uit elkaar gaan.)

4.6 Opvullen en uitdiepen

In de grenslaag in een depressie vindt dus convergentie plaats. Daardoor neemt de luchtdruk daar toe (want er komt meer lucht op elke m^2 te rusten). Als er hoger in de atmosfeer geen of te weinig divergentie is dan vult een depressie dus snel op. Als de divergentie in de bovenlucht sterker is dan de



Figuur 36 – Convergentie (links) en divergentie (rechts) in de grenslaag.

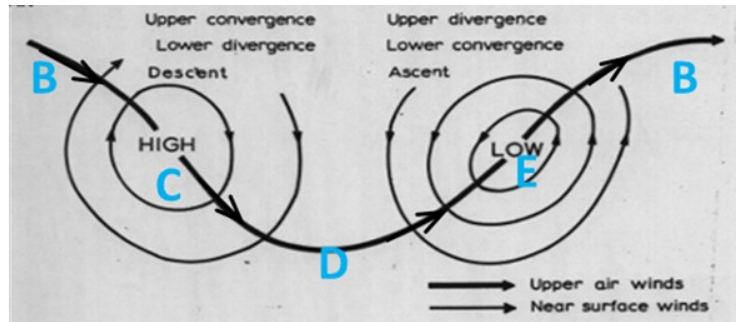
convergentie in de grenslaag, wordt de luchtdruk in de grenslaag lager: de depressie diept uit. Een **depressie** ontstaat dan ook in de *bovenlucht* en niet in de grenslaag of aan het aardoppervlak.

Divergentie in de bovenluchtstroming kan een gevolg zijn van een slinger in het isobarenpatroon en de bijbehorende gradiëntwind.

Figuur 37

Bovenaanzicht grootschalige slinger in het isobarenpatroon

Let wel: de dikke zwarte lijn is de richting van de wind in de bovenlucht en de dunne zwarte lijnen zijn de windrichtingen lager in de atmosfeer.

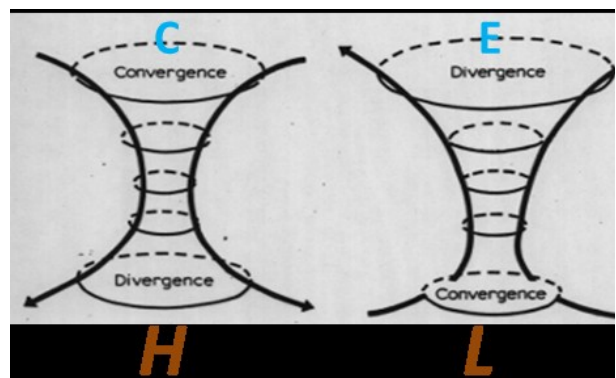


De blauwe letters in figuur 37 corresponderen met de paarse letters in figuur 33. Zo is te zien dat in gebied C in de bovenlucht convergentie optreedt doordat de luchtsnelheid bij D kleiner is dan bij B, want er stroomt per minuut meer lucht in C vanuit B in dan er uit stroomt naar D. Onder gebied C ontstaat hogere druk (H) aan de grond en daardoor uitstroming.

In gebied E in de bovenlucht is netto divergentie doordat de windsnelheid bij B groter is dan bij D. In de grenslaag onder E is daardoor lagere druk (L) en instroming.

Figuur 38

Zijaanzicht van doorsnede door atmosfeer door hogedrukgebied en lagedrukgebied van figuur 37.



Convergentie in de bovenlucht kan ook ontstaan als de lucht over een groot gebied afkoelt en krimpt. Bovenin de atmosfeer komt als het ware een deuk waardoor in de bovenlucht convergentie optreedt.

Omgekeerd kan divergentie in de bovenlucht optreden als lucht over een groot gebied opgewarmd wordt, bijvoorbeeld boven een woestijn. Dan zet de atmosfeer uit en stroomt er bovenin lucht uit. Net zoals in figuur 28 maar dan op veel grotere schaal.

In een depressie beweegt lucht onderin de atmosfeer spiraalsgewijs naar binnen en naar boven. In de bovenlucht is er dan weer uitstroom. Tijdens de beweging omhoog koelt de lucht af door adiabatische expansie, waardoor waterdamp kan gaan condenseren. Wolkenvorming vindt plaats in opstijgende lucht, dus ook boven een depressie.

Omgekeerd daalt lucht boven een hogedrukgebied waardoor die lucht opwarmt en eventuele wolken oplossen.

Begrippen

Isobaar
Drukgradiënt
Gradiëntkracht
Corioliskracht
Coriolisparameter
Geostrophische wind
Cyclonaal en anticyclonaal
Gradiëntwind
Grenslaag
Depressie
Hogedrukgebied
Convergentie
Divergentie

Samenvatting

Horizontale beweging van lucht wordt veroorzaakt door een horizontale drukgradiënt.

Boven de grenslaag is er bij rechtlijnige isobaren evenwicht tussen de **gradiëntkracht** $F_{\text{gradient}} = -V \cdot \Delta p / \Delta y$ en de **Corioliskracht** $F_{\text{coriolis}} = V \cdot \rho \cdot f \cdot v$.

Voor de snelheid van deze **geostrophische wind** geldt dus:

$$v = \frac{1}{\rho \cdot f} \cdot \frac{\Delta p}{\Delta y}$$

Bij kromlijnige isobaren is de snelheid van de **cyclonale** gradiëntwind kleiner dan de geostrophische windsnelheid. De snelheid van een **anticyclonale** gradiëntwind is groter dan de geostrophische windsnelheid.

In de **grenslaag** is er wrijving en een krachtenevenwicht zoals in figuur 34.

In de grenslaag is er **convergentie** (netto instroming) bij een lagedrukgebied en **divergentie** (netto uitstroming) bij een hogedrukgebied.

Een **depressie** is een gesloten lagedrukgebied beneden in de atmosfeer en wordt veroorzaakt door divergentie in de bovenlucht. In een lagedrukgebied is er daardoor opstijging en kan er condensatie optreden.

Een hoge druk beneden in de atmosfeer wordt veroorzaakt door convergentie in de bovenlucht. In een hogedrukgebied is er daardoor daling van lucht en dus opwarming, waardoor water kan verdampen.

Opgaven

bij §4.2

- 40** Bereken de grootte van de corioliskracht die jij ondervindt als je hard (36 km/h) fietst. En vergelijk die met de andere krachten die op je werken.

bij §4.3

- 41** Bereken de geostrophische windsnelheid in Overijssel als het isobarenpatroon er uit ziet als in figuur 32 en de onderlinge afstand tussen de getekende isobaren 200 km bedraagt.

Figuur 39



- 42** Bereken de geostrophische windsnelheid in Stockholm op de dag van de weerkaart van figuur 39. (Om de schaal van figuur 39 te bepalen kun je het beste een noord-zuid afstand in de atlas opzoeken: die is niet vervormd door kaartprojectie.)

bij §4.4

- 43** Verklaar de ‘wet van Buys Ballot’: *Met de wind in de rug, heb je lage druk links.*
- 44** Zoek op en leg uit hoe tropische orkanen (ook wel tropische cyclonen genoemd) ontstaan en waar ze kunnen optreden.

bij §4.5

- 45** Leg uit dat grote windmolens bij voorkeur op zee worden geïnstalleerd (en niet alleen ter voorkoming van horizonvervuiling op het land).
- 46** Leg uit dat de piloot van een heteluchtballon alleen kan sturen door hoger of lager te gaan ‘vliegen’ (zweven eigenlijk). Leg ook uit hoe hij dat sturen dan doet. Wat moet hij bijvoorbeeld doen om rechtsaf te gaan?

bij §4.6

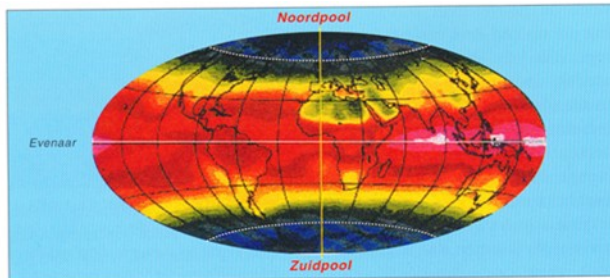
- 47** Leg in eigen woorden uit waardoor de wind cyclonaal om een depressie waait.
- 48** Leg in eigen woorden uit waardoor een de wind in een depressie schuin over de isobaren heen waait, naar de depressie toe.
- 49** Leg in eigen woorden uit waardoor de luchtdruk in een depressie verder kan afnemen.

5 Algemene circulatie

Hoofdstukvraag	Wat zijn wereldwijde circulatiepatronen en hoe beïnvloeden die het weer?
----------------	--

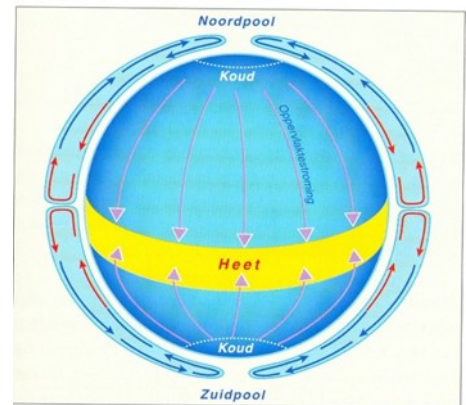
5.1 De motor van de grootschalige luchtcirculatie

Dat er op aarde grootschalige luchtbewegingen zijn, komt door de ongelijke verdeling van de temperatuur en het vochtgehalte van de lucht, waardoor de dichtheid van de atmosfeer verschilt. In de tropen is de troposfeer daardoor dikker dan in de poolstreken, zoals geschetst in figuur 41.



Figuur - 40 Globale temperatuurverdeling in atmosfeer

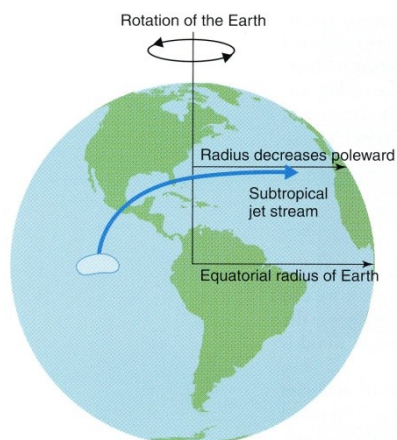
Figuur 41 - Hypothetische globale stromingen in de atmosfeer op een stilstaande aarde.



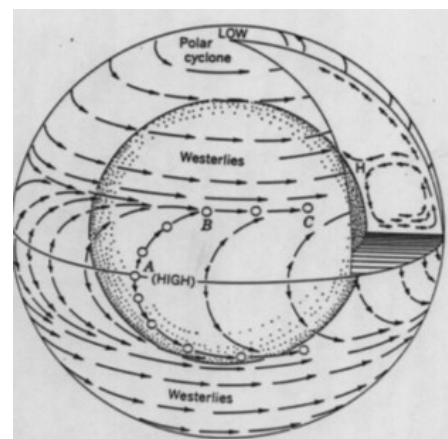
Als de aarde niet zou draaien, zou er in de bovenlucht een poolwaartse stroming zijn en aan het aardoppervlak een stroming richting evenaar.

Net zoals bij het zeebriesje? Nee, niet helemaal, want een zeebries is zo lokaal dat de kromming van de aarde geen rol speelt. Maar voor de hele aardbol zou het stromingspatroon er niet uitzien als in figuur 41, omdat er richting de polen in dit model congestie optreedt. Op een stilstaande aarde zou de stroming van figuur 41 opgebroken zijn in een aantal heel grote wervels met gemiddeld poolwaartse stroming in de bovenlucht en beneden in de atmosfeer stroming richting evenaar.

Doordat de aarde draait, buigt de corioliskracht de luchtstroom op het noordelijk halfrond af naar rechts, zodat er westenwinden gaan waaien in de bovenlucht (zie figuur 42 en 43).

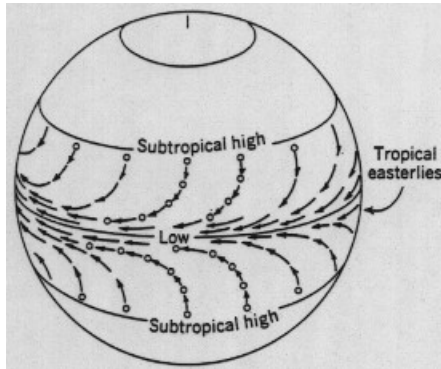


Figuur 42



Figuur 43 (te) simpel model

Op het zuidelijk halfrond is de afbuiging naar links en waaien in de bovenlucht dus gemiddeld ook westenwinden.



Figuur 44 – Passaatwinden aan het aardoppervlak.

In de tropen is de corioliskracht nog klein, waardoor er toch een netto noordwaartse luchtverplaatsing is in de bovenlucht. Daardoor ontstaat er een gordel van hoge druk aan het aardoppervlak in de subtropen en is er op lage breedtes op het noordelijk halfrond lager in de atmosfeer een zuidwaartse luchtstroming die naar rechts afbuigt: passaatwinden uit het noordoosten (zie figuur 44).

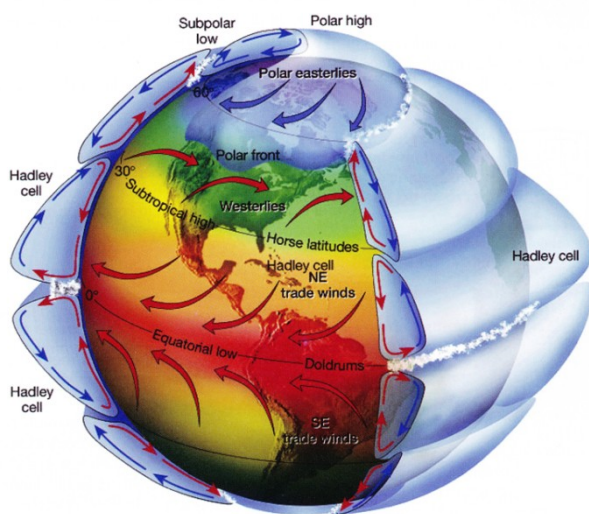
Op deze manier stroomt er warme lucht vanuit de tropen naar de subtropen in de bovenlucht en koelere lucht vanuit de subtropen naar de tropen in lagere luchtlagen. Maar verder poolwaarts klopt dit simpele model helemaal niet: er vindt daar volgens dit model geen netto energietransport plaats. Er zou pas een dynamisch evenwicht ontstaan als het in de tropen veel heter en in de poolstreken veel kouder zou zijn. De westenwinden zouden dan continu orkaanachtig zijn.

Maar de hoge west-oost stroming van figuur 43 vertoont meestal grote slingers, waardoor er gebieden zijn waar in de bovenlucht koudere lucht naar het zuiden beweegt en andere gebieden waar warmere lucht naar het noorden beweegt (zie ook figuur 52).

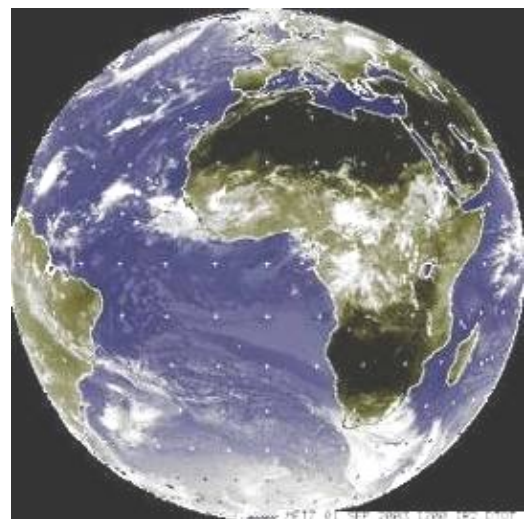
De mondiale stroming vanaf de evenaar naar noord of zuid wordt steeds smaller doordat de aarde een bol is. Een homogene stroming breekt dan op in verschillende driedimensionale zogenaamde **hadleycellen** (zie figuur 45). Op deze manier is er wel netto energietransport richting de polen.

Let op: een stromingspatroon geeft de stroming ter plaatse weer en niet de trajecten van individuele delen lucht.

Dit mondiale patroon is niet erg stabiel, maar veranderlijk wat betreft vorm, grootte, intensiteit, plaats en duur van de grootschalige slingers en wervels. Door het enorme verschil in horizontale en verticale afmetingen van de wervels lijken ze 2-dimensionaal, maar ze zijn essentieel 3-dimensionaal.



Figuur 45 – Gemiddelde globale circulatie.



Figuur 46 – Satellietfoto.

Figuur 45 geeft een gemiddelde globale verdeling van de stromingen in de atmosfeer, die al minder simplistisch is dan in figuur 41 of 43. In werkelijkheid is het patroon, ook in oost-west richting, complexer door de verschillen tussen sneeuw, water, bossen, woestijnen enzovoort. Dat is ook te zien op de satellietfoto van figuur 46.

Figuur 45 maakt ook duidelijk dat er rond de evenaar een gebied is waar in de bovenlucht divergentie is en dus convergentie in de onderste lagen van de atmosfeer. Dit gebied heet de tropische convergentiezone. Dit is een zone met opstijgende lucht waarin wolkenvorming en neerslag optreedt (zie ook figuur 46). Bij die condensatie komt heel veel warmte in de atmosfeer. Deze strook van de aarde heet daarom ook wel de tropische 'firebox'. Hier vind je op verschillende continenten de tropische regenwouden.

5.2 Luchtsoorten en fronten

De motor van de algemene circulatie is dus dat de atmosfeer en het zeewater in de tropen warmer zijn dan op gematigde breedtes en in de poolstreken juist kouder.

De temperatuur neemt niet gelijkmatig af van de evenaar naar de pool. En de temperatuurgradiënt is ook niet altijd nul langs een breedtecirkel.

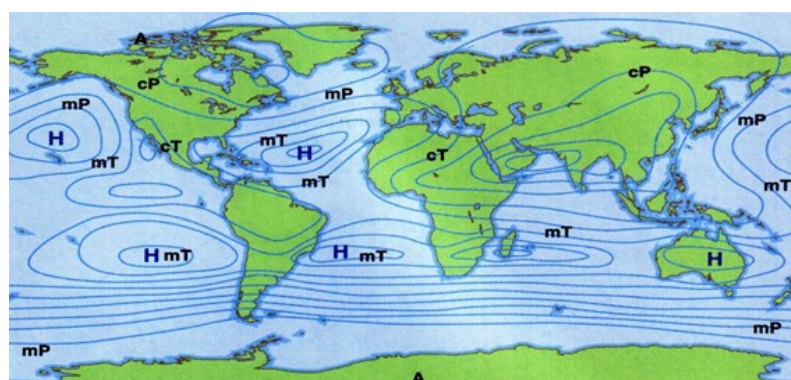
Het is gebleken dat de luchttemperatuur vaak over tamelijk grote afstanden redelijk constant is. We spreken dan van een homogene **luchtmasa**.

Boven een groot wateroppervlak is de luchtmasa meestal tamelijk homogeen. Zo'n luchtsoort heet **maritiem**. De luchtsoort die boven een heel groot landoppervlak tamelijk homogeen is, heet **continentaal**.

Air Mass	Winter Characteristics	Summer Characteristics
Continental polar (cP)	Very cold and dry	Cool and dry
Maritime polar (mP)	Cool and humid	Mild and humid
Continental tropical (cT)	Cool and dry	Very hot and dry
Maritime tropical (mT)	Warm and humid	Warm and humid
Arctic (A)	Bitter cold and dry	—

Figuur 47 – Luchtsoorten met de bijbehorende eigenschappen.

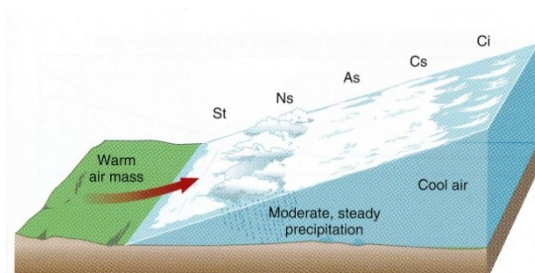
Figuur 48 –
Brongebieden
van de verschil-
lende luchtsoor-
ten



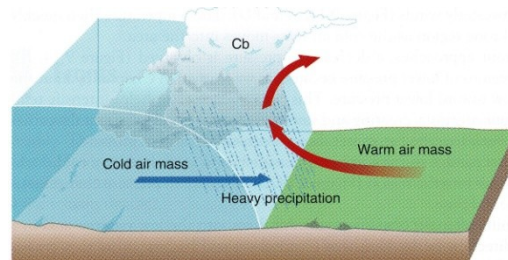
Waar verschillende luchtmasa's aan elkaar grenzen kan de temperatuurgradiënt groot zijn. Het overgangsgebied tussen luchtmasa's noemen we een **front**. Eigenlijk is het een **frontvlak** dat schuin oploopt, waarbij de warme lucht zich boven het frontvlak bevindt en de koude lucht er onder.

Bij het **warmtefront** stroomt warmere lucht schuin omhoog over koudere lucht. De bewolking begint al voor de frontlijn zoals die op de weerkaart getekend is. Neerslag kan zo ook aan de frontpassage vooraf gaan.

Bij het **koufront** dringt de koudere lucht onder de warmere en tilt die op. Het koufront is steiler, waardoor de neerslag minder aan het front vooraf gaat.



Figuur 49 - Warmtefront: warme lucht verdringt koelere lucht



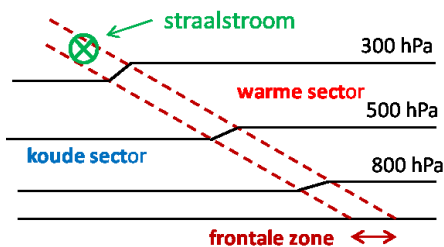
Figuur 50 - Koufront: koude lucht verdringt warmere lucht

Op weerkaarten zie je het front ingetekend als de snijlijn van het frontvlak met het aardoppervlak (zie de dikke zwarte lijnen in figuur 39).

In het begin van de twintigste eeuw ontdekte Vilhelm Bjerknes het belang van de luchtsoorten en van de frontgebieden tussen de luchtsoorten. In het Noorse Bergen had hij een nieuw meteorologisch instituut ingericht en een groot aantal waarnemers langs de hele kust ingeschakeld.

In 1919 schreef hij: "Door de atmosfeer bewegen zich steeds opnieuw scheidingsvlakken, die luchtmassa's met een verschillende snelheid en verschillende fysieke eigenschappen van elkaar scheiden. Bijna elke verandering van het weer is het gevolg van het voorbijtrekken van zo'n scheidingsvlak."

5.3 Straalstromen en rossbygolven



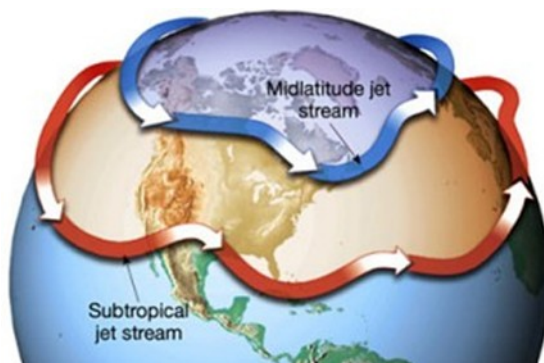
Figuur 51 – Straalstroom in de bovenlucht langs een front

Waar twee luchtsoorten aan elkaar grenzen, is een frontvlak (eigenlijk een frontgebied). Loodrecht op dat frontvlak is de horizontale drukgradiënt in de bovenlucht in dat gebied groot.

Dat komt doordat er boven een bepaalde (grote) hoogte in de warme sector veel meer lucht is dan beneden dezelfde hoogte in de koude sector. Op die grote hoogte is de druk in de warme sector dus veel hoger dan in de koude sector. In de frontale zone kan dan in de bovenlucht de horizontale drukgradiënt heel groot zijn en dus ook de windsnelheid. (zie figuur 51)

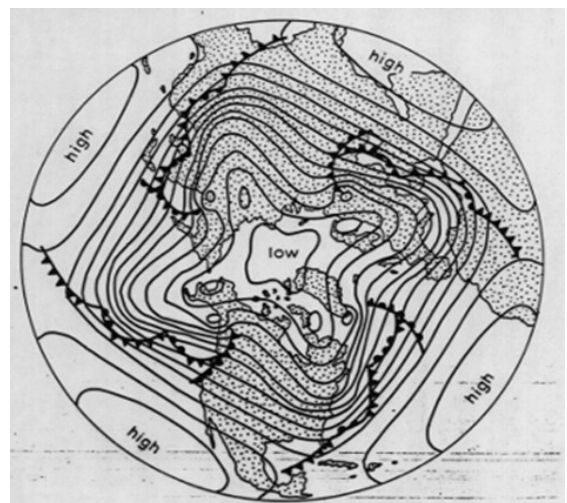
Zo'n gebied met hoge windsnelheden heet de **straalstroom** (jetstream).

De straalstroom op het noordelijk halfrond geeft het patroon van de overheersende stroming. Als die puur west-oost is, is er geen netto transport van energie noordwaarts. Die situatie is dus instabiel. Als er slingeren in deze circumpolaire stroming zijn, stroomt er wel netto warmere lucht noordwaarts en koudere lucht zuidwaarts.



Figuur 52 – Gemiddeld zijn er vaak twee straalstromen op het noordelijk halfrond.

De straalstroom op gematigde breedte neemt heel vaak de weersystemen mee die vanuit het westen naar Nederland komen.



Figuur 53 - Slingers in de straalstroom doen de fronten verschuiven en kunnen depressies laten ontstaan.

Zulke slingeren worden **rossbygolven** genoemd en kunnen ontaarden in grootschalige wervels: **depressies** en **hogedrukgebieden**.

Een rossbygolf kan ontstaan (of in stand gehouden worden) doordat de lucht over een groot kouder oppervlak stroomt en afkoelt, bijvoorbeeld over Sibirië in de winter. Daardoor krimpt de atmosfeer en de druk in de bovenlucht wordt lager: de straalstroom verschuift naar het zuiden.

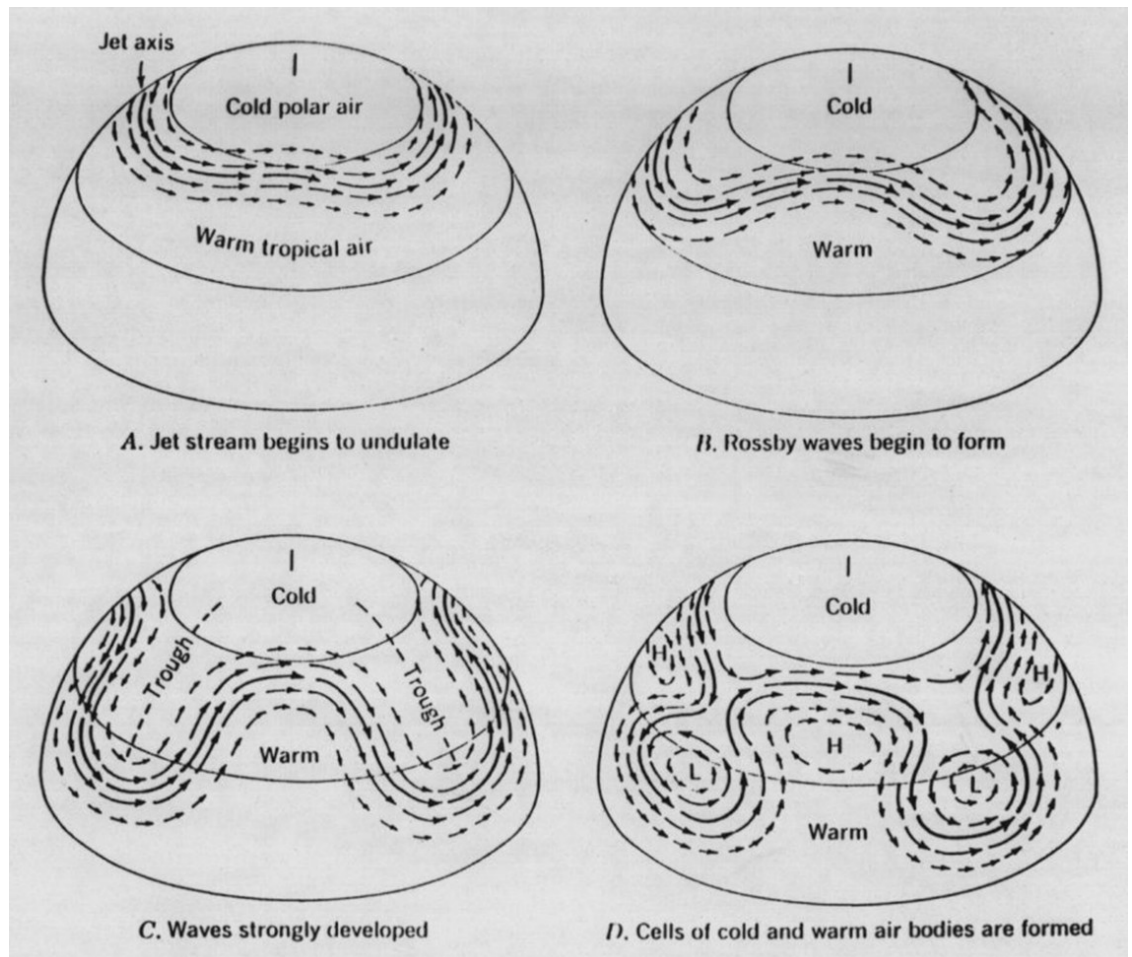
Of andersom: als de lucht over een groot warmer oppervlak stroomt en opwarmt, bijvoorbeeld over de Atlantische Oceaan in de winter. Daardoor zet de atmosfeer uit en de druk in de bovenlucht wordt hoger: de straalstroom verschuift naar het noorden.

Een rossbygolf kan ook ontstaan als de stroming over een bergketen gaat (bijvoorbeeld de Rocky Mountains). Boven de bergketen is de troposfeer minder dik en de lichtsnelheid groter. Daardoor is de corioliskracht groter en buigt de westelijke stroming af naar het zuiden.

In figuur 53 is een Noordpoolaanzicht van een algemeen circulatiepatroon weergegeven. De fronten zijn als dikke lijnen aangegeven. Een warmtefront schuift aan de kant van de bolletjes tegen de koelere lucht op en dringt deze terug. Een koufront schuift aan de kant van de driehoekjes koude lucht onder warmere lucht en dringt die terug.

Op het zuidelijk halfrond is de straalstroom rondom de aarde op gematigde breedte ook westelijk, doordat de zuidelijke stroming in de bovenlucht daar naar links afbuigt. Een groot deel van het zuidelijk halfrond is op gematigde breedte oceaan, waardoor er minder snel rossbygolven ontstaan. De wind is daar dan ook vaak stormachtig. En berucht bij zeezeilers (of geliefd bij stoere jongens).

Een stromingspatroon waarbij de straalstroom netjes west-oost om het noordelijk halfrond waait, transporteert geen energie noordwaarts. Die situatie is daardoor niet stabiel. Er kunnen dan gemakkelijk slingeringen en insnoeringen ontstaan: depressies en hogedrukgebieden (figuur 54).



Figuur 54 – Straalstroom, rossbygolven, insnoeringen, depressies en hogedrukgebieden.

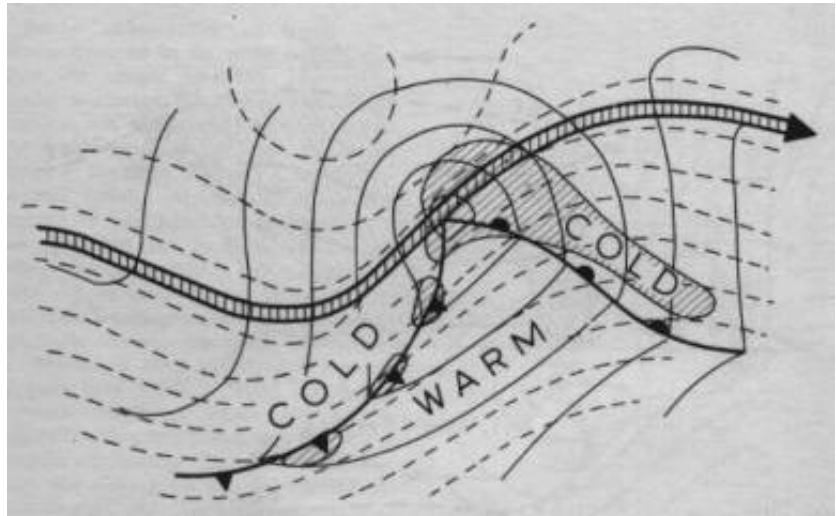
Let op: dit is een stromingspatroon. Het zijn niet de gevolgde banen van individuele luchtdeeltjes of bijvoorbeeld luchtballonnen.

5.4 Storingen, depressies en hogedrukgebieden

In het frontale gebied tussen de polaire koude lucht en de subtropische warmere lucht op het noordelijk halfrond is er in de bovenlucht dus een sterke westelijke stroming: de straalstroom.

Figuur 55 – Bovenaanzicht van de straalstroom, de fronten en de neerslaggebieden bij een depressie.

De gestippelde lijnen zijn isobaren in de bovenlucht en de getrokken lijnen zijn de isobaren aan de grond.



Als deze stroming verstoord wordt, kan het proces van figuur 37 ontstaan: divergentie in de bovenlucht betekent drukverlaging daaronder. Daardoor vindt er spiraalsgewijze convergentie plaats in de grenslaag en een opwaartse beweging. Door de opwaartse beweging koelt de lucht af en kan er condensatie optreden. Vooral als de lucht een eind over zeewater is gegaan kan er zo bewolking ontstaan.

Figuur 56 – Een grote volgroeide depressie tussen IJsland en Ierland. (31 augustus 2001)



Vaak is het niet één depressie die op ons afkoerst, maar een hele reeks. Het zijn vooral de depressies die met de westelijke bovenstroom mee naar Nederland komen die ons bewolking, wind en neerslag brengen.

Als de straalstroom noordwaarts gedrongen wordt door een hogedrukgebied boven (oost) Europa, gaan de depressies Nederland voorbij aan de noordkant, maar kunnen we wel een tijdje noordwesten wind over de Noordzee op ons af krijgen. Met alle vochtigheid van dien.

De precieze baan van de depressies is soms moeilijk te berekenen en daardoor wordt de weersverwachting dan ook minder nauwkeurig.

Begrippen

Algemene circulatie
Passaatwind
Hadleycel
Luchtsoort
Luchtmassa
Front
Straalstroom
Rossbygolf
Depressie
Hogedrukgebied
Storing
Warmtefront
Koufront

Samenvatting

Het weer in west Europa wordt in hoge mate beïnvloed door de **algemene circulatie** op het noordelijk halfrond: een deel van de netto stralingswinst in de tropen wordt door lucht en waterdamp naar noordelijker streken getransporteerd (het andere deel wordt via oceaanstromingen vervoerd).

De noordwaartse luchtstromingen worden door het Corioliseffect oostwaarts afgebogen, waardoor er boven de noordelijke Atlantische Oceaan een overheersend westelijke stroming in de bovenlucht is.

In het grensgebied van polaire lucht en subtropische lucht (het polaire front) is er op gematigde breedtes in de bovenlucht een zeer sterke luchtstroming: de **straalstroom**.

Bij verstoring van het instabiele evenwicht langs het polaire front kan divergentie in de bovenluchtstroom optreden, waardoor er een **depressie** kan ontstaan met bijbehorend **warmtefront**, **koufront**, **wolken** en **neerslag** door optilling van warme lucht.

Opgaven

bij §5.1

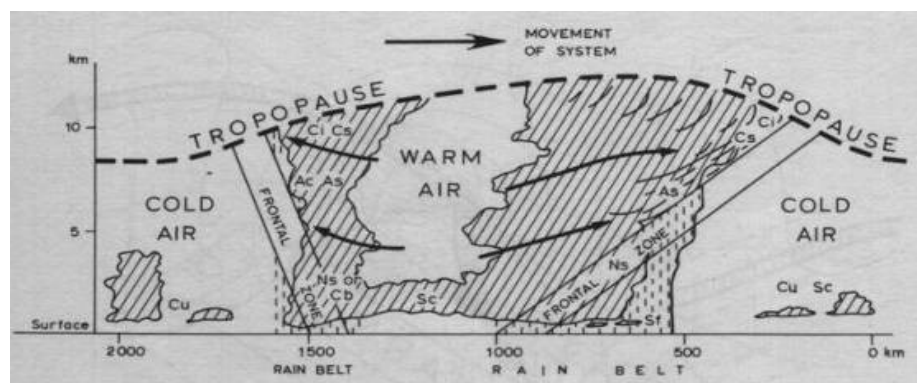
50 Leg uit waardoor woestijnen zich niet rond de evenaar bevinden maar meer noordelijk en zuidelijk (zie figuur 45, figuur 46 en je atlas). Verwerk in je uitleg de volgende termen: convectie, condensatiewarmte, gradiëntkracht, corioliskracht, coriolisparameter, convergentie, hogedrukgebied, relatieve vochtigheid.

51 Verklaar de richting van de passaatwinden van figuur 44.

bij §5.2

52 Bepaal de hoek die het vlak van het warmtefront in de situatie van figuur 57 maakt met de horizon.

Figuur 57 – Een 'trekkend' warmtefront en daarachter een koufront.



- 53** Leg uit waardoor het warmtefront zo vlak ligt en niet recht omhoog loopt. (Zie je antwoord op opgave 52.)
- 54** Bij de passage van een koufront gaat temperatuurdaling meestal samen met neerslag, terwijl bij de passage van een warmtefront er meestal eerst regen valt voordat het iets warmer wordt. Verklaar dit verschil. (Zie ook figuur 57.)

bij §5.3

- 55** Leg uit dat de straalstroom in figuur 51 “het papier in” waait.
- 56** Leg uit waardoor vliegtuigen die van Noord Amerika naar Europa vliegen soms veel eerder aan de andere kant van de oceaan zijn dan andersom.
- 57** Leg uit waardoor windsnelheden van 400 km/h wel voorkomen op de hoogte van de straalstroom maar niet op zeeniveau.

bij §5.4

- 58** Leg uit waarom de Friezen (of beter: de Elfstedenfriezen) 's winters graag een uitgebreid hogedrukgebied boven west Europa willen.
- 59** Leg uit dat de depressie van figuur 54 zich juist onder de noordwaartse tak van de straalstroom heeft ontwikkeld. (Zie ook paragraaf 4.6.)

6 Weersverwachtingen en numerieke modellen

Hoofdstukvraag	Hoe heeft de weersverwachting zich in de loop van de tijd ontwikkeld?
----------------	---

6.1 Geschiedenis van de weersverwachting



Figuur 58 –Aeolus

De Griekse god van de wind laat een vernietigende wind los uit de voorraad stormen in de lange dunne zak die hij om heeft.

In het mythologische verhaal van de Odyssee gaf Aeolus net zo'n zak aan Odysseus, met wie het bijna slecht afliep toen de vreselijke winden ontsnapten en zijn schip uit de koers joegen.

In oude tijden dachten veel mensen dat natuurverschijnselen door goddelijke machten bestuurd werden. Nare toestanden als droogte, stormen, overstromingen, onweer en dergelijke kon je dan ook maar beter afweren door die goddelijke machten te behagen met prevelementen of offers. En als je op voorhand wilde weten wat er komen ging, raadpleegde je een ziener. Zo iemand kon bepaalde voortekenen 'lezen' en daarin zien wat de goden in petto hadden. Het 'spellen' van de 'voortekenen' (uit bijvoorbeeld de ingewanden van een geofferd dier) is dus misschien wel de oorsprong geweest van het begrip weer-voor-spelling.

Volgens veel wetenschapshistorici ligt de oorsprong van onze westerse wetenschap in het oude Hellas, toen verstandige mensen hun medemensen probeerden af te houden van onzinnige offers. De Griekse filosofen zochten naar verklaringen voor (natuur)verschijnselen die aannemelijk maakten dat het brengen van offers geen invloed had op ongewenste gebeurtenissen. Je kunt er immers op wachten dat er na regen zonneshijn komt.

Een weersverwachting is dan ook gebaseerd op kennis van natuur(kundige) processen.

Extra – Weersverwachting berekenen

Zeker is dat de wiskunde als kunde zijn wortels heeft in voor-Indië. De machthebbers daar geloofden dat in de sterren de voortekenen te lezen waren voor verstandig of profijtelijk regeren. De wiskundigen moesten die voortekenen in de sterren 'lezen'. Dat ze dat konden, bewezen ze door de bewegingen van de sterren vooruit te berekenen en sterrenkundige kalenders op te stellen. Ze maakten toen gebruik van het 60-tallig stelsel. Vandaar onze 60 seconden in een minuut, 60 minuten in een uur en 360 graden in een cirkel.

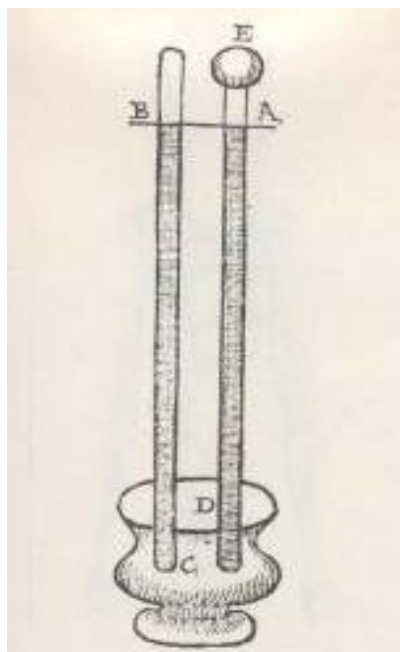
De oorsprong van de wiskunde ligt dus in de sterrenkunde die destijds voor meer dan 90% astrologie was. Men werkte toen nog niet met wiskundige symbolen, maar bijvoorbeeld al wel met het begrip sinus. Het wiskundeonderwijs bestond er toen uit dat de leerlingen de berekeningen in woorden moesten leren. Om het makkelijker te kunnen onthouden, zongen ze de formulerings.

Weersverwachtingen op basis van berekeningen zijn nog geen eeuw oud. Het benodigde rekenwerk voor een weersverwachting die beter is dan een verwachting zonder berekeningen, is zo omvangrijk dat alleen computers dat aankunnen.

Van inzicht en verklaring naar verwachting

De natuurwetenschap zoals wij die nu kennen, is grotendeels geboren in Toscane in de zeventiende eeuw. Torricelli, leerling en opvolger van Gallilei aan het hof van Florence, toonde met een soort kwikbarometer aan dat de atmosferische lucht druk uitoefent.

Heel lang heeft men vervolgens gedacht dat storm gepaard gaat met lage luchtdruk en dus ook omgekeerd: een snel zakkende barometer kondigt storm aan.



Figuur 59 – De eerste barometer, die in 1644 door Evangelista Torricelli werd uitgevonden, bestond uit twee glazen buizen die met kwik werden gevuld en in een bak met kwik werden ondergedompeld.

Torricelli schreef dat de lucht waarop het kwik in de buis steunde afkomstig was van 'tachtig kilometer lucht', die druk uitoefende op het oppervlak van de vloeistof in de bak. Torricelli's uitvinding kon gebruikt worden om luchtdrukveranderingen te meten en al snel ontdekte men dat er verband bestond met veranderingen in het weer. Het peil van het kwik daalde heel sterk als er storm op komst was.

Ook een bruikbare thermometer en een primitieve hygrometer werden daarna aan het hof van Florence uitgevonden, nadat Gallilei al omstreeks 1600 had laten zien dat lucht uitzet als het verwarmd wordt.



Figuur 60 – Duitse militairen uit de Eerste Wereldoorlog hangen ballast aan een met waterstof gevulde ballon voor ze hem laten opstijgen bij een weerstation aan het westelijk front. Uit de stijgingsrichting, die met behulp van een theodoliet (links) werd bepaald, bleek de snelheid en de richting van de wind.

Pas toen waarnemingen van de snelheid en de richting van de wind over een groter gebied in kaart gebracht konden worden, werd duidelijk dat er bij storm grootschalige patronen voorkomen in de wind: de cyclonen en anticyclonen. En dat die cyclonen zich verplaatsen.

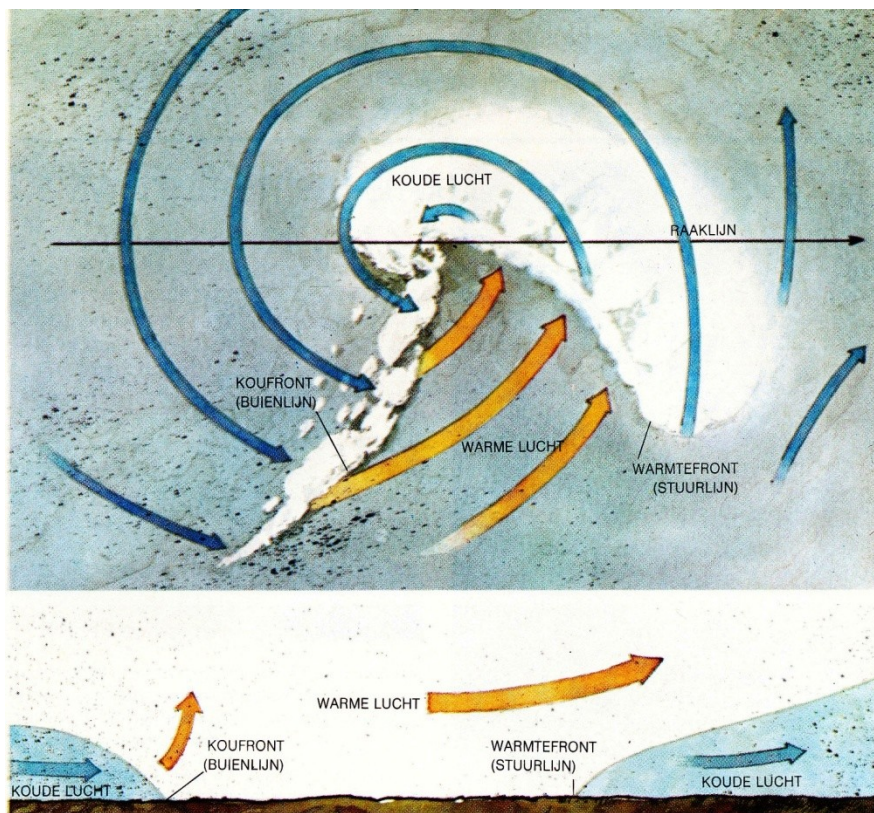
Om stormwaarschuwingen te kunnen geven was het dus nodig dat veel waarnemingen van wind en luchtdruk(verandering) uit een groot gebied snel verzameld en in kaart gebracht werden. Toen dan ook de telegraaf in 1844 door Samuel Morse sterk verbeterd was, werden in Amerika en Europa in veel landen netwerken tot stand gebracht waarlangs waarnemingen verzameld en waarschuwingen verspreid werden. De theorie achter deze waarschuwingen was echter nog gebrekkig en meteorologie was vooral een kwestie van ervaring en intuïtie.

Het is vooral aan Vilhelm Bjerknes (en zijn zoon Jacob) uit Noorwegen te danken dat in het begin van de twintigste eeuw het inzicht ontstond dat de verschillende (tamelijk homogene) luchtsoorten zo'n grote rol spelen in ons weer. En vooral het botsen van zulke verschillende luchtsoorten: de fronten. Omdat de Bjerknessen hun hoofdkwartier in Bergen in Noorwegen hadden, wordt deze theorie ook wel de 'frontentheorie' of de 'Bergense school' genoemd.

Saillant detail hierbij is dat Vilhelm Bjerknes voor zijn onderzoek aanvankelijk onvoldoende financiële ondersteuning kreeg in Noorwegen en daarom in 1912 naar Duitsland ging, een land dat voor zijn verbindingen met de koloniën en vooral voor de oorlogsvoorbereidingen veel belang had bij betrouwbare windverwachtingen. Pas in 1917 keerde hij terug naar het neutrale Noorwegen waar toen een hongersnood dreigde en er daarom wel middelen beschikbaar kwamen om een meteorologisch netwerk op te zetten om de landbouw van dienst te kunnen zijn.

Vilhelm Bjerknes was dus de vader van de moderne meteorologie wat betreft inzicht in de grootschalige processen die zich in de atmosfeer afspelen.

Figuur 61 – Dit sikkelvormige model van een depressie, dat in 1918 door de Bergense meteorologen werd geconstrueerd, betekende een belangrijke doorbraak in de meteorologie. De depressie ontstaat wanneer warme lucht door-dringt in de koude lucht en tegen de wijzers van de klok in om een centrum van lage luchtdruk gaat circuleren. Wanneer de vochtige warme lucht boven de koude lucht opstijgt, ontstaat neerslag langs de beide frontale zones. De depressie (onderin de figuur afgebeeld) verplaatst zich in zijn volle omvang langs de raaklijn aan het warmtefront in het centrum van de depressie.



De Zweed Carl-Gustav Rossby breidde de Bergense frontentheorie uit met de 'rossbygolven' in de wereldomspannende straalstroom (zie paragraaf 5.4).

Het was de Engelsman Lewis Fry Richardson die als eerste numerieke methoden probeerde te gebruiken bij het opstellen van een weersverwachting. Hoewel hij zich er van bewust was dat een berekende verwachting 'achter de feiten aan zou lopen', doordat de berekeningen meer tijd zouden kosten dan de natuur nodig had om de werkelijke verandering tot stand te brengen, experimenteerde hij toch met een numeriek model om inzicht te krijgen in de vergelijkingen en de rekenmethoden. In 1910 voerde hij berekeningen uit voor temperatuur en luchtdruk op een paar plaatsen in Europa op basis van 25 meetpunten. Het kostte hem zes weken om de verwachting voor zes uur later uit te rekenen. Helaas klopte er niets van de uitkomst: zijn berekende verwachting was een drukverandering van 145 mbar, in plaats van de werkelijk opgetreden 1 mbar. Zijn numerieke model was niet slecht maar de hele exercitie was een vroeg voorbeeld van 'garbage in, garbage out'. Hij had veel te weinig beginwaarden, waardoor de startwaarden in zijn 'roosterpunten' veel te onnauwkeurig waren. Bovendien had hij veel te weinig roosterpunten. Het zou nog een halve eeuw duren voordat de computers het vele rekenwerk aankonden dat nodig is om betrouwbare weersverwachtingen te kunnen maken en voordat er voldoende betrouwbare waarnemingen gebruikt konden worden.

Saillant detail is dat Richardson, toen hij in de gaten kreeg dat zijn onderzoek naar turbulentie in de atmosfeer van belang bleek te zijn voor de militairen die onderzoek deden naar de verspreiding van gifgas, de meteorologie de rug toekeerde. Later probeerde hij zijn meteorologische vergelijkingen toe te passen op het gedrag van mensen en staten, waar het gaat om oorlog en vrede. Zo orakelde hij dat de koude oorlog met een sisser zou aflopen. Ook was Richardson de grondlegger van de 'fractale geometrie' die door Mandelbrot verder uitgewerkt is.

Meteorologie en de Tweede Wereldoorlog

Dat Hitler zijn Waterloo vond voor Stalingrad, was te danken aan de felle Russische weerstand en de ijzige kou waar de Duitsers niet op gerekend hadden. Dat laatste was meer een militaire blunder dan een meteorologische: Hitler dacht Rusland snel even voor de winter te veroveren.

Aan het succes van D-day heeft de meteorologie wel bijgedragen. In het voorjaar van 1944 lagen in zuid Engeland bijna 3 miljoen soldaten en bijna 500 schepen te wachten op de geplande invasie in Normandië. Opperbevelhebber Eisenhower had de beste meteorologen uit Amerika en Groot Brittannië verzameld om hem te adviseren.

De meteorologen gebruikten in die tijd verschillende verwachtingstechnieken:

- **Trend** – Bij een trendverwachting wordt gekeken hoe het weersysteem met zijn windrichting, windsnelheid en neerslag zich verplaatst. Die verplaatsing wordt geëxtrapoleerd naar de nabije toekomst. De aanname is dat het stromingspatroon (bijvoorbeeld een depressie) zelf niet verandert.
- **Analogie** – Bij deze techniek wordt de laatste weerkaart vergeleken met alle weerkaarten uit het verleden. De analoge weersituaties uit het verleden worden geselecteerd. Vervolgens wordt gekeken naar de voorafgaande weerkaarten en wordt verder geselecteerd. Zo kiest men de best passende analoge weersituatie uit het verleden en neemt dan het vervolg van toen als verwachting voor het heden. Om het vergelijken van weersituaties te vergemakkelijken werd gebruik gemaakt van de classificatie in weertypen. (Weermannen en -vrouwen van tegenwoordig gebruiken ook nog wel zulke termen als bijvoorbeeld “een blokkade boven oost Europa”.) Deze methode blijkt echter meestal maar voor een beperkte tijd te werken: hooguit enkele dagen. Er wordt wel gezegd dat de atmosfeer op gematigde breedtes een geheugen van hooguit een week heeft.
- **Ervaring en intuïtie** – Ervaren meteorologen volgens de Bergense school hadden heel veel weersituaties en het verloop ervan meegemaakt en hadden die kennis in hun hoofd zitten.

De oversteek voor de invasie in Normandië kon klimatologisch gezien het beste in mei of nog beter in juli plaatsvinden. Over een lange reeks van jaren was het in juni minstens tweemaal zo vaak slecht weer in het Kanaal als in mei en driemaal zo vaak als in juli. Maar in mei zouden de voorbereidingen voor de invasie nog niet gereed zijn, en wachten tot juli achtte men slecht voor het moreel en voor de geheimhouding. D-day was daardoor gepland op 5 juni. Het volgende geschikte laagwater bij zonsopgang was pas twee weken later.

Eind mei en begin juni veranderde rustig weer in stormachtig weer in heel Europa. Boven de Atlantische oceaan ontwikkelde zich een reeks depressies die uitdiepten en een winters patroon te zien gaven zoals in geen veertig jaar in juni was voorgekomen. Elke dag trokken er fronten over het Kanaal.

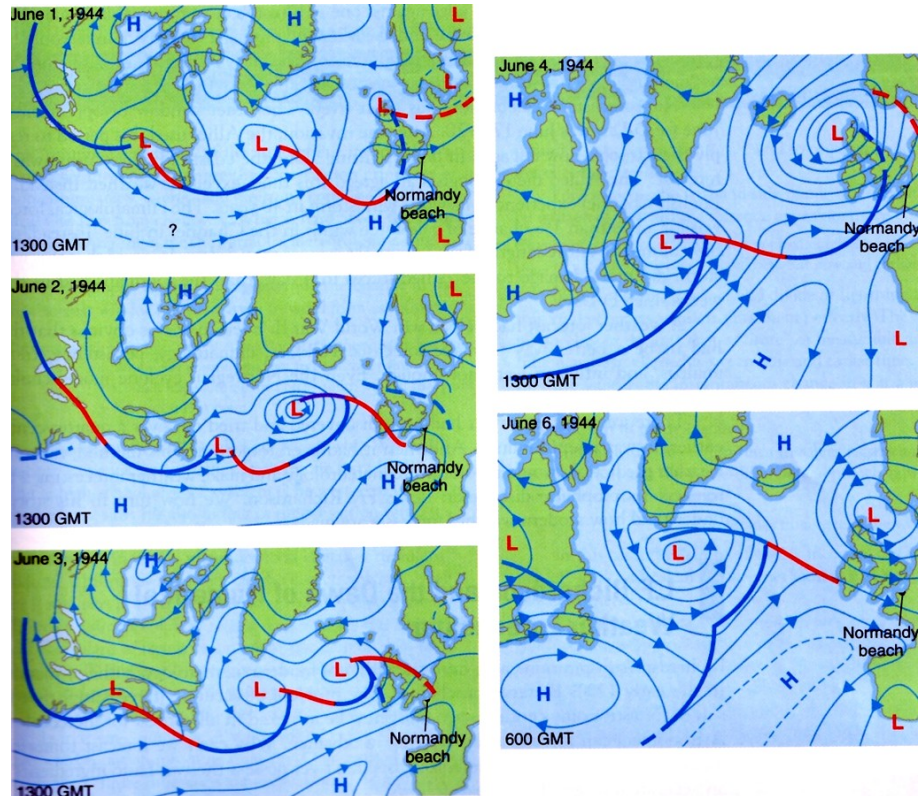
Omdat de meeste meteorologen meer slecht weer verwachtten, besloot Eisenhower op 4 juni 's ochtends vroeg om D-day uit te stellen. En inderdaad bleek 5 juni het weer zo slecht te zijn dat een oversteek waarschijnlijk rampzalig geweest zou zijn.

In de loop van 5 juni klaarde het op en er kwamen berichten uit Ierland binnen dat er een koufront voorbijgetrokken was en dat de reeks depressies richting het Kanaal vertraagde. Misschien zou er een goed-weer-pauze zijn in de reeks overtrekkende depressies. De meteorologen waren het er over eens dat het marginaal acceptabele weer net lang genoeg zou aanhouden. Eisenhower vertrouwde daarop en gaf het startsein voor de invasie, terwijl regen en storm om zijn hoofdkwartier in zuid Engeland joegen.

De Duitse meteorologen hadden de verandering ten gunste van een invasie inmiddels ook opgemerkt, maar hun waarschuwingen bereikten de Duitse hoofdkwartieren niet meer. Daardoor kwam de geallieerde invasie in Normandië op 6 juni als een verrassing.

De zee was wel ruw, maar toch slaagde de overtocht zoals voorzien en was de invasie een feit.

De meteorologie had zo een belangrijk aandeel geleverd in de start van de geallieerde overwinning. Maar twee weken later sloegen ze de plank mis toen een drie dagen durend noodweer niet voorzien was en veel bevoorradings-schepen verloren gingen en manschappen omkwamen.



Figuur 62 – Weerkaarten van de Atlantische Oceaan op D-day en de dagen ervoor.

6.2 Numerieke modellen

Om te kunnen rekenen aan de atmosferische grootheden, wordt de atmosfeer verdeeld in blokken lucht. Een rekenrooster bevat heel veel punten die elk zo'n blok lucht voorstellen (zie figuur 60). Per land of per regio worden ook wel rekenroosters gebruikt met kleinere afstanden tussen de roosterpunten.

Als er gerekend wordt aan het weer of het klimaat gaat dat als volgt. Elk roosterpunt krijgt voor de verschillende grootheden luchtdruk, windsnelheid, windrichting, temperatuur en relatieve vochtigheid een meetwaarde die geldt voor het hele blok lucht. Uit de waarden van de luchtdruk, windsnelheid en windrichting in omliggende roosterpunten wordt de convergentie of divergentie van de lucht in het roosterpunt (een grote doos dus eigenlijk) berekend. Divergentie betekent dat er netto lucht uit de doos verdwijnt, waardoor de luchtdruk in het onderliggende roosterpunt afneemt.

Deze berekening wordt door de computer uitgevoerd volgens zogenaamde modelregels. Zulke modelregels zijn de rekenregels die gebruik maken van de natuurkundige wetmatigheden. In dit geval bijvoorbeeld:

- lucht(massa) kan niet ontstaan of verdwijnen
- de hoeveelheid beweging en draaiing van een m^3 lucht verandert niet als je meebeweegt (in de meteorologie heet deze grootheid de vorticeiteit).

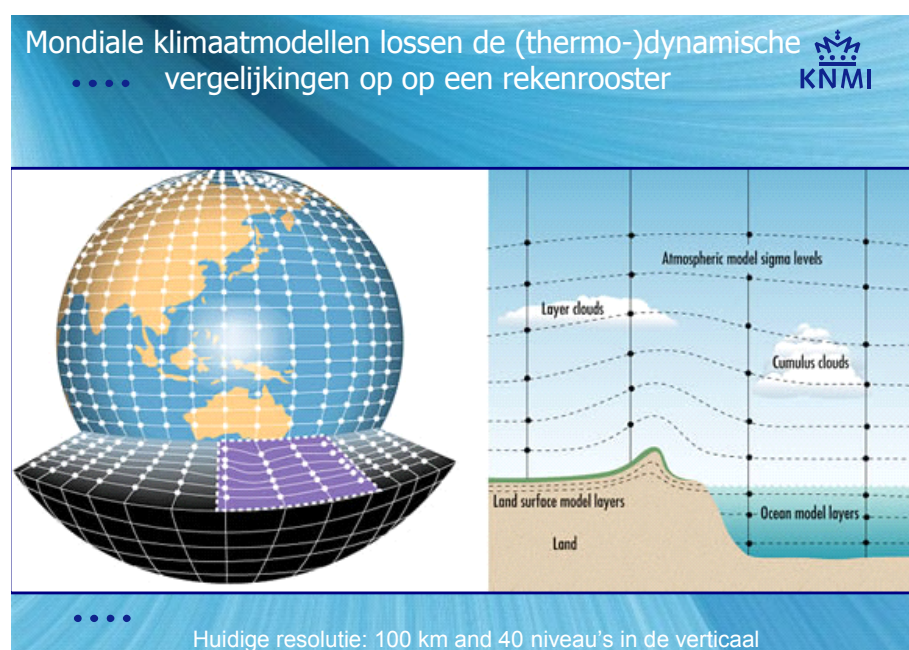
Dit laatste geldt echter niet voor de onderste roosterpunten in de atmosfeer, want in de grenslaag is er wrijving met het aardoppervlak. Voor die roosterpunten gelden dus andere modelregels.

Met de drukveranderingen in de roosterpunten kunnen de waarden van de luchtdruk in die roosterpunten een tijdje later worden berekend. De tijd tussen twee berekeningen van een grootheid in een roosterpunt heet de tijdstap.

Ook de andere grootheden worden met soortgelijke vergelijkingen uitgerekend, waarbij die vergelijkingen bijvoorbeeld de natuurkundige behoudswet van energie weergeven, of de omzetting van latente warmte in voelbare warmte bij condensatie, of de stralingsbalans.

Voor de grenslaag moeten de vergelijkingen ook de input van waterdamp en warmte vanuit het aardoppervlak bevatten. Daarom worden in recente modellen bijvoorbeeld ook roosterpunten op en onder het wateroppervlak meegenomen.

Hoewel de **numerieke modelberekeningen** steeds beter de toekomstige weersituatie op de korte termijn weergeven, blijven het hulpmiddelen die voor het opstellen van de weersverwachting aangevuld worden met meteorologische ervaringskennis.



Figuur 63 – Mondiaal rekenrooster dat wordt gebruikt voor numerieke klimaatmodellen.

Enkele belangrijke obstakels voor correcte numerieke weersverwachtingen zijn:

- Voor lang niet alle roosterpunten zijn **meetwaarden** beschikbaar om de berekening mee te starten. Bijvoorbeeld boven oceanen zijn heel weinig meetwaarden beschikbaar en satellieten kunnen dat lang niet helemaal opvangen. Zo kan een beginnende storing of zelfs een beginnende depressie aan de aandacht ontsnappen.
- Als de **tijdstap** te groot wordt genomen, kunnen de berekeningen doorschieten en daardoor totaal uit de hand lopen.
- De berekeningen gaan er van uit dat de lucht homogeen is in een blok om een roosterpunt en dat de processen in zo'n blok lucht overal hetzelfde zijn (bijvoorbeeld opstijging en wolkenvorming door condensatie of verdamping vanaf het aardoppervlak). Maar als de roosterpunten tientallen kilometers uit elkaar liggen, klopt die aanname niet voor kleinschalige processen, bijvoorbeeld door een bos of stad, fabrieken, een meer enzovoort.

- Meer roosterpunten en kleinere tijdstappen zijn beter, maar vergen ook snellere computers. De meteorologen staan dus altijd vooraan als er nieuwe snellere computers beschikbaar komen.

In Reading bij Londen werkt Europa samen om met supercomputers modellen te ontwikkelen voor de middellange termijn (een paar weken) en voor berekeningen met klimaatmodellen.

6.3 Meteorologisch onderzoek

Veel meteorologisch onderzoek is gericht op het verbeteren van weersverwachtingen die numerieke modellen leveren. Daartoe houden meteorologen zich onder andere met het volgende bezig:

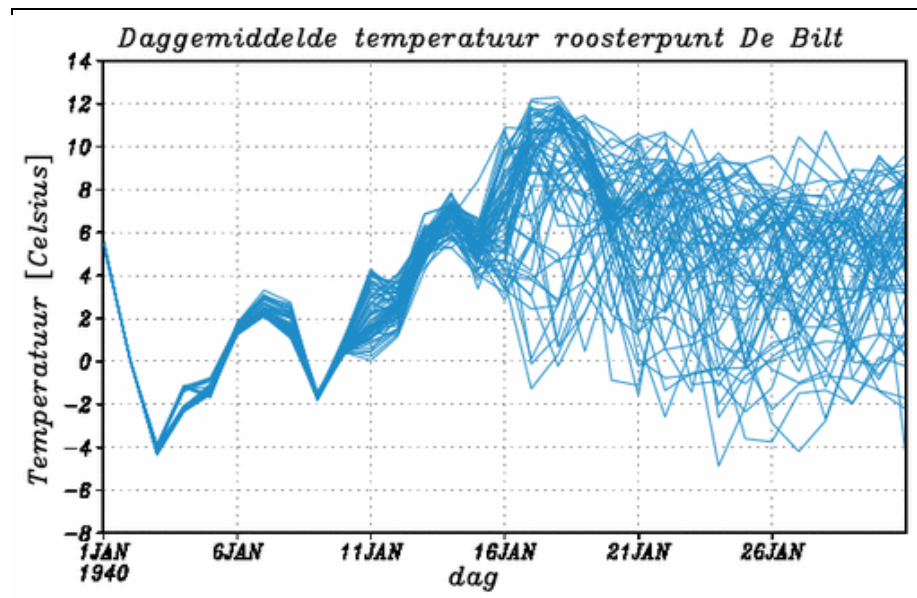
- Meer inzicht krijgen in kleinschalige processen zoals turbulent transport van waterdamp in de grenslaag.
- Grootschalige processen als El Nino (in de Pacific) meten, begrijpen en modelleren. Want tegenwoordig houdt ook de meteorologie er rekening mee dat vaak alles met alles samenhangt en dat droogte in de Sahel kan samenhangen met veranderingen in de Pacific.
- Nieuwe rekenmethoden gebruiken in de modellen. Ook wordt tegenwoordig gebruik gemaakt van ensemble-verwachtingen. Dat wil zeggen dat de hele berekening een aantal keren wordt uitgevoerd en dat de uitkomsten worden gemiddeld.
- Nog snellere of grotere computers ter beschikking zien te krijgen. Of netwerken van heel veel computers organiseren.

6.4 Grenzen aan de voorspelbaarheid

Als we heel veel nauwkeurige meetwaarden zouden hebben, heel grote en snelle computers en heel goede numerieke modellen, zouden we dan niet heel nauwkeurig kunnen uitrekenen hoe de temperatuur, wind, bewolking en neerslag over een maand verdeeld is over bijvoorbeeld Nederland?

Nee, zegt de natuur: dat kan niet. Er zijn grenzen aan de voorspelbaarheid.

Figuur 64 – Voorbeeld van een berekening van de temperatuur in De Bilt. Met dezelfde beginwaarden is de berekening een groot aantal keren op dezelfde manier uitgevoerd. De temperatuur loopt niet uit de hand in de zin dat hij onwaarschijnlijk extreem wordt, maar de verwachtingswaarde wordt onbruikbaar.



Het was de Amerikaanse meteoroloog Lorentz die dit op het spoor kwam. In het begin van het computertijdperk had hij een numeriek model gemaakt en was daarmee aan het rekenen. Omdat hij er niet zeker van was dat 's nachts de computer aan zou blijven, schreef hij de laatste berekende waarden op een papier. Compleet met alle cijfers achter de komma. De volgende dag bleek de

computer de gegevens nog gewoon in zijn geheugen te hebben. Lorentz ging verder met rekenen waar hij de vorige dag gebleven was. Maar hij liet de computer de berekeningen ook nog een keer doen met de beginwaarden die hij nauwgezet op papier had overgenomen. Aanvankelijk leverde dat geen verschillen in de uitkomsten, maar allengs traden er verschillen op. En hoe meer berekeningen de computer had gedaan, hoe groter de verschillen werden. De verwachte waarden na een aantal dagen weken zelfs totaal af in beide runs. De oorzaak zocht Lorentz in de cijfers achter de komma die de computer niet had laten zien maar wel in zijn geheugen had gehouden. Een heel kleine afwijking in een beginwaarde kan tijdens de berekeningen uitgroeien tot een totaal andere uitkomst. Zo kan een heel kleine oorzaak een heel groot gevolg hebben. Vandaar ‘de vlinder van Lorenz’: “de vleugelslag van een vlinder in Mexico kan een storm in Europa tot gevolg hebben”.

Opgave

- 60** Bereken hoeveel roosterpunten het rekenrooster van het mondiale klimaatmodel bevat.

Experimenten

Omdat de aanvankelijke inhoud van deze module te omvangrijk was, is een deel ondergebracht in een apart document. Ook alle experimenten zijn hierin opgenomen. Dit document is te downloaden van:

 Nieuwenatuurkunde.nl; Voorbeeld lesmateriaal vwo onder Domein G2. Geofysica Experimenten en bijlagen bij het lesmateriaal 'Weer en Klimaat'. Hieronder volgt de inhoudsopgave van het onderdeel *Experimenten* van het document.

Het zal onmogelijk (en ongewenst) zijn dat alle leerlingen alle experimenten doen. Deze NiNa-module *Weer en klimaat* heeft echter de bedoeling voorbeeldlesmateriaal te zijn. Een ieder kan dus keuzes maken en er zijn eigen onderwijs mee inrichten.

Voor vragen of opmerkingen: aartgroenewold@concepts.nl.

1	Luchtdruk meten	3
	Doel: controleren of de luchtdruk op zeeniveau ongeveer 1000 hPa is	
2	Waterbarometer als hoogtemeter gebruiken	4
	Doel: de hoogte van de school meten met een fles met water	
3	Snelheidsmeting met microgolven (net als neerslagradar)	5
	Doel van a : van de snelheid van een speelgoedautootje bepalen	
	Doel van b : speelgoedauto flitsen als hij te hard rijdt	
4	Zonnestraling meten	12
	Doel: meten van de intensiteit van de inkomende zonnestraling	
5	Absorptie → opwarming → uitstraling → evenwicht	13
	Doel: temperatuurkrommen bij instraling en uitstraling	
6	Relatieve vochtigheid van de lucht	16
	Doel: meten van dauwpuntstemperatuur en relatieve vochtigheid	
7	Adiabatische expansie → condensatie en compressie → oplossen	17
	Doel: waarnemen van condensatie bij adiabatische expansie en oplossen van mist bij adiabatische compressie	
8	Corioliseffect zichtbaar maken en relaties controleren	19
	Doel van a : vergelijken van een opgemeten spoor op een draaiende schijf met een theoretische tekening	
	Doel van b : kwalitatieve controle van de coriolisrelaties voor het begin van het spoor vanuit het centrum van de draaischijf	
	Doel van b alternatief: idem middels een simulatie in <i>geogebra</i>	
9	Secundaire circulatie in een waterwervel	25
	Doel: zien en beredeneren hoe en waardoor er secundaire circulatie is	
10	Rekenen aan een klimaatmodel	28
	Doel: relatie zien tussen broeikasparameter en temperatuur verschillen	
11	Bengaals ijs maken	38
	Doel: proberen of proef van Minnaert nog werkt	
12	Voorspelbaarheid	39
	Doel van de proef: zien dat exact bepaalde oorzaken toch niet exact voorspelbare gevolgen hoeven te hebben, zelfs niet in eenvoudige natuurkundige processen	

Bijlagen

Omdat de aanvankelijke inhoud van deze module te omvangrijk was, is een deel ondergebracht in een apart document. Ook alle experimenten zijn hierin opgenomen. Dit document is te downloaden van:



Nieuwenatuurkunde.nl; Voorbeeld lesmateriaal vwo onder Domein G2. Geofysica Experimenten en bijlagen bij het lesmateriaal 'Weer en Klimaat'. Hieronder volgt de inhoudsopgave van het onderdeel *Bijlagen* van het document.

In de eerste versie van deze module had ik veel “harde” natuurkunde in het boekje verwerkt. Ik had getracht die natuurkunde een zodanige diepgang te geven dat het toereikend zou zijn om de toepassing in de meteorologie te kunnen begrijpen.

Dat bleek echter twee nadelen te hebben:

- Menig leerling had geen zicht meer op de context zelf.

- De benodigde natuurkunde (de concepten) is breder en gaat dieper dan tot nu toe in de examenprogramma's voor natuurkunde het geval is. Bovendien is deze module bedoeld voor klas 4/5 vwo.

Bij de uiteindelijke module is er daarom voor gekozen een deel van die natuurkunde in deze bijlagen bijeen te brengen en ook een beetje uit te breiden.

Het is nu aan de docent (of de leerling) om van één of meer van deze bijlagen gebruik te maken.

Voor vragen of opmerkingen: aartgroenewold@concepts.nl.

Bijlage 1	De gaswetten en het molecuulmodel	
1.1	Druk en volume van een afgesloten hoeveelheid gas	42
1.2	Druk en temperatuur van een afgesloten hoeveelheid gas	43
1.3	Druk, volume, dichtheid en temperatuur in de atmosfeer	44
1.4	Molecuulmodel en Kinetische Gastheorie	45
Bijlage 2	De zwarte straler, het zonlicht en het broeikaseffect	
2.1	De zwarte straler	46
2.2	Het broeikaseffect	48
Bijlage 3	Archimedes en convectie	
3.1	Opwaartse kracht en de wet van Archimedes	51
3.2	Waardoor stijgt warme lucht op?	53
Bijlage 4	Mechanica in een draaiend systeem	
4.1	Centripetale versnelling en centripetaalkracht	58
4.2	Arbeid en Energie	59
4.3	Impuls en Impulsmoment	59
4.4	Hoeksnelheid	60
4.5	Oefenopgaven	61
Bijlage 5	Corioliseffect en corioliskracht	
5.1	De draaiende aarde is niet precies rond	62
5.2	Corioliseffect bij oost-west (en west-oost) beweging	65
5.3	Zuid-noord (en noord-zuid) beweging over de aarde	66
5.4	Corioliskracht voor beweging in een willekeurige richting	68
5.5	Satellietbaan	69
Bijlage 6	Depressies, orkanen en cyclonen	
6.1	Wind in de bocht	70
6.2	Stormen, wervels en cyclonen	72
Bijlage 7	Natuurkundige grootheden meten en waarnemen	
7.1	Meting van de luchtdruk	75
7.2	Meting van de windsnelheid en windrichting	76
7.3	De neerslagradar en meting van de windsnelheid	77
7.4	Meting van de relatieve luchtvochtigheid	79
7.5	Registreren en verzamelen van metingen en waarnemingen	80

Bijlage 8	Klimaatmodellen	
8.1	Model A en B van het klimaat	81
8.2	Zeestromen doen ook een duit in de zak	85
8.3	Klimaatscenario's	86