

HOOFDSTUK 9 METEO

ELEMENTAIRE METEO

=====

INHOUDSOPGAVE

INLEIDING

ATMOSFEER

- Opbouw van de atmosfeer
- Standaard atmosfeer

LUCHTDRIK

- Begrip luchtdruk
- Verandering luchtdruk met de hoogte
- Verandering luchtdruk met de plaats
- Isobaren
- Hoogtemeting
- Wind

TEMPERATUUR

- Stabiliteit
- Toestandskromme
- Adiabatische processen
- Dauwpuntstemperatuur / condensatieniveau
- Relatieve vochtigheid
- Atmosferische (on-) stabiliteit
- Lokale invloeden
- Inversie

WOLKEN

- Indeling
- Algemene kenmerken
- Mist

NEERSLAG

GEBIEDEN VAN HOGE- EN LAGE LUCHTDRIK

- Indeling noordelijk halfrond
- Verticale stromingen
- Algemene weerskenmerken

LUCHTSOORTEN

- Omschrijving
- Indeling
- Welke luchtsoorten bereiken ons land ?

FRONTEN

- Omschrijving
- Warmtefront
- Koufront
- Weersveranderingen na frontpassage
- Frontale depressie

GEVAREN VOOR DE LUCHTVAART

- Turbulentie
- Cumulonimbus
- Ijsaanzetting

VOORLICHTING

- Weerkaart
- Weerstations
- Actueel weerrapport METAR
- Weersverwachting TAF
- Informatievoorziening

INLEIDING

Een van de vele factoren die bij het beoefenen van de parasport om de hoek komt kijken is het weer.

De wetenschap die het weer probeert te beschrijven, te berekenen en te verwachten, is de meteorologie, ook wel meteo genoemd. De meteo maakt daarbij gebruik van verschillende gegevens; zowel van weersverschijnselen en stromingen aan het aardoppervlak als van hoger gelegen niveaus. Deze gegevens worden verzameld en in kaart (de weerkaarten) gebracht. Omdat het weer steeds "in beweging" is, kan men door bestudering van opeenvolgende weerkaarten een weersverwachting opstellen.

Het weer speelt zich af in de dampkring en wordt veroorzaakt door diverse bewegingen, stromingen en processen. Het weer is een samenspel van **temperatuur, luchtdruk, wind en vochtigheid**. Daar waar de dampkring stopt worden ook geen weersverschijnselen meer waargenomen; in de stratosfeer komen bijvoorbeeld geen wolken voor.

De verschillende onderwerpen die met het weer te maken hebben worden in de volgende hoofdstukken behandeld. Probeer bij het doornemen van de stof de 'rode draad' te herkennen. Veel meteorologische eigenschappen komen in vergelijkbare situaties voor; denk bijvoorbeeld aan de overeenkomstige weerskenmerken zoals die zijn beschreven bij atmosferische stabiliteit in vergelijking met gebieden van hoge druk en weersveranderingen na warmtefrontpassage. Soortgelijke overeenkomsten bestaan tussen onstabiele, lagedrukgebieden en koufrontpassages.

Daarnaast is het onontbeerlijk om de theorie met de praktijk te koppelen; probeer steeds de actuele weerssituatie te begrijpen! Je kunt dit het beste doen door vóór het springen je adequaat op de hoogte te stellen van het huidige en te verwachten weerbeeld en daarnaast de ontwikkeling gedurende de springdag te bewaken. Kijk naar 'buiten', geniet van het weer en observeer de weersontwikkeling: komen er inderdaad buien opzetten vanuit het zuid-westen; zijn er al aanwijzingen dat er grondmist gaat ontstaan?

ATMOSFEER

OPBOUW VAN DE ATMOSFEER

De onderste lagen van de atmosfeer kan men verdelen in **troposfeer** en **stratosfeer**. Deze indeling is in fig. 1 schematisch weergegeven. Men heeft deze indeling gemaakt aan de hand van het temperatuurverloop met toenemende hoogte; in de troposfeer neemt de temperatuur af met toenemende hoogte, terwijl daarboven de temperatuur bijna gelijk blijft.

De grens tussen de troposfeer en stratosfeer noemt men de **tropopause**. Bij ons komt de tropopause rond de 12 km voor. Het weer speelt zich af in de troposfeer, boven de tropopause worden geen weersverschijnselen waargenomen.

STANDAARD ATMOSFEER

De opbouw van de atmosfeer verschilt nogal met de plaats op aarde. Om wereldwijd toch op eenzelfde manier te kunnen werken heeft men internationaal afspraken gemaakt over een 'standaard atmosfeer'. Zo is het nu mogelijk om waar ook ter wereld vliegtuiginstrumenten te maken (zoals hoogtemeters) die geijkt worden volgens dezelfde normen.

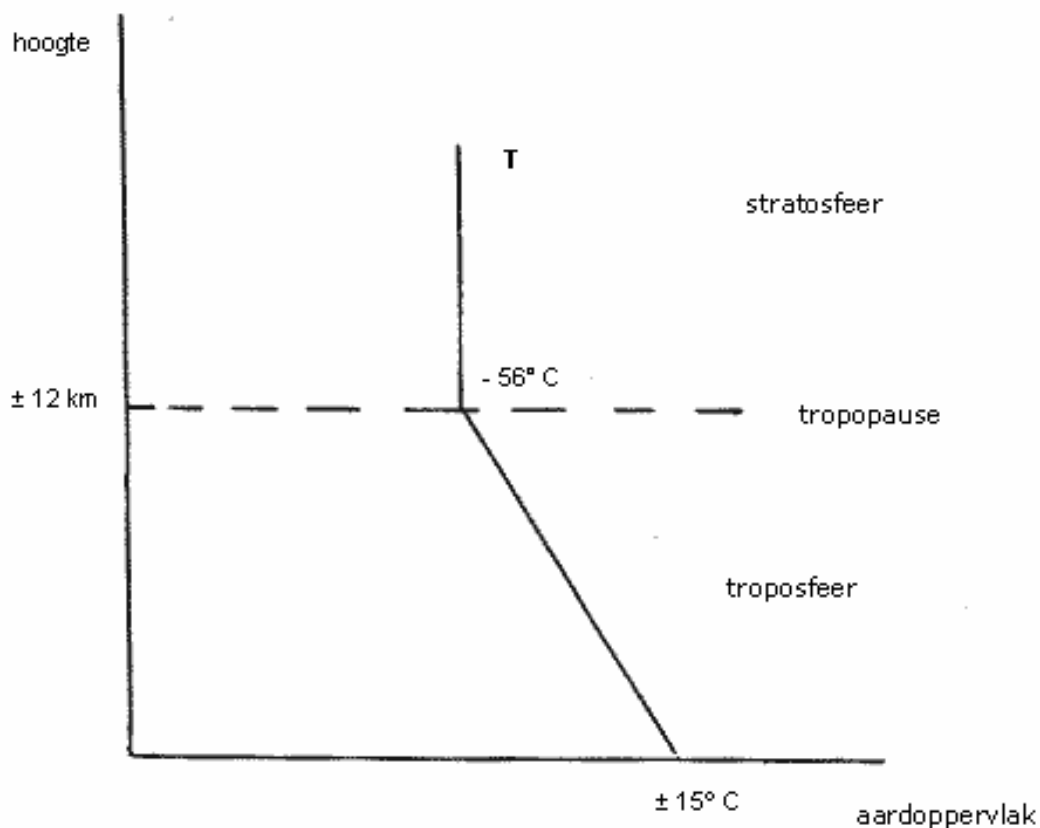
In de standaard atmosfeer worden op zeeniveau (MSL - mean sea level) de volgende waarden gehanteerd:

- temperatuur 15°C ;
- luchtdruk $1013,2\text{ hPa}$;
- verticale temperatuurgradiënt (VTG) $0,65^{\circ}\text{C}$ per 100 meter tot aan de tropopause;
- soortelijke massa van de lucht $1,225\text{ kg/m}^3$.

NB : De VTG is de temperatuurafname per 100 m hoogtetoename;

hPa = hectoPascal, de eenheid die in de plaats is gekomen voor millibar (mbar).

Atmosfeer



Figuur 1

LUCHTDruk

BEGRIp LUCHTDruk

De druk die de luchtmasa op ons uitoefent is de luchtdruk. Het is in feite de druk die door een kolom lucht op ons wordt uitgeoefend. Des te hoger deze kolom is, en des te zwaarder de lucht die daarin is (b.v. koude lucht met een hogere soortelijke massa), des te hoger is de luchtdruk.

Aan het aardoppervlak is de luchtdruk het grootst; des te hoger wij komen, des te lager wordt de luchtdruk omdat de kolom die dan nog boven ons is "korter" geworden is.

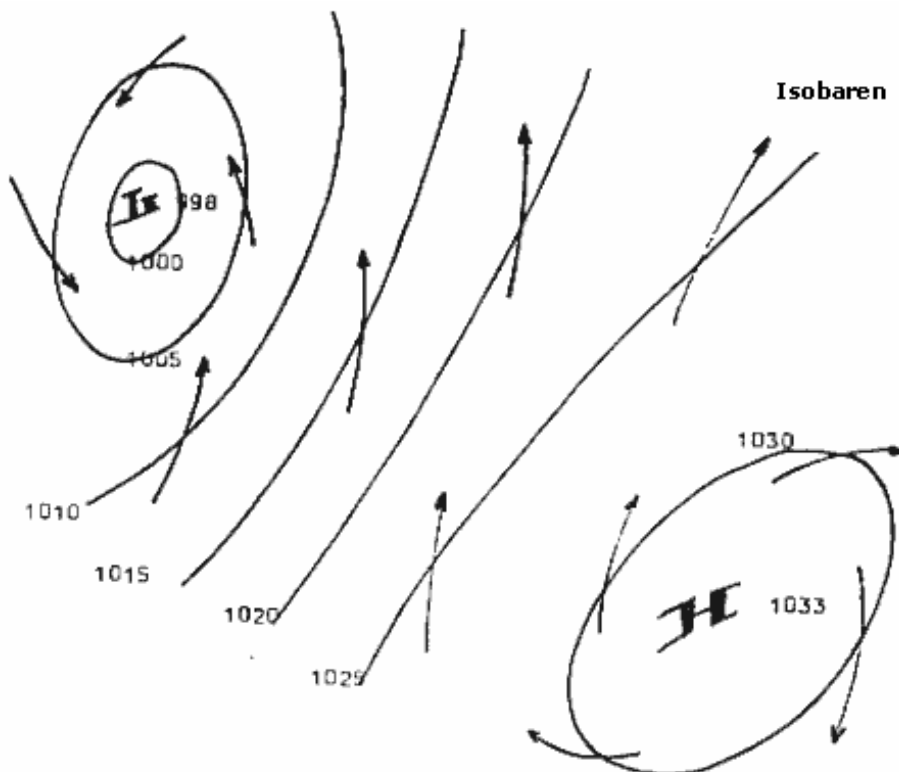
VERANDERING LUCHTDruk MET DE HOOGTE

We hebben gezien dat de luchtdruk afneemt met toenemende hoogte. De werking van de hoogtemeter is gebaseerd op dit principe. Het blijkt dat de luchtdruk in de onderste lagen van de atmosfeer met 1 hPa afneemt indien men 25 ft = 8 m stijgt.

VERANDERING LUCHTDruk MET DE PLAATS

Indien weerstations de luchtdruk meten en deze zonder verdere correcties zouden doorgeven ontstaan er rare weerkaarten; de weerstations liggen immers op verschillende hoogtes ten opzichte van elkaar.

Daarom wordt de gemeten luchtdruk op stationsniveau omgerekend naar de luchtdruk op MSL en deze berekende druk wordt dan doorgegeven. Indien men dan van een groot gebied zoals West-Europa deze drukken verzamelt en in kaart brengt, dan blijkt dat er verschillen zijn: gebieden van hoge en lage luchtdruk worden zichtbaar.



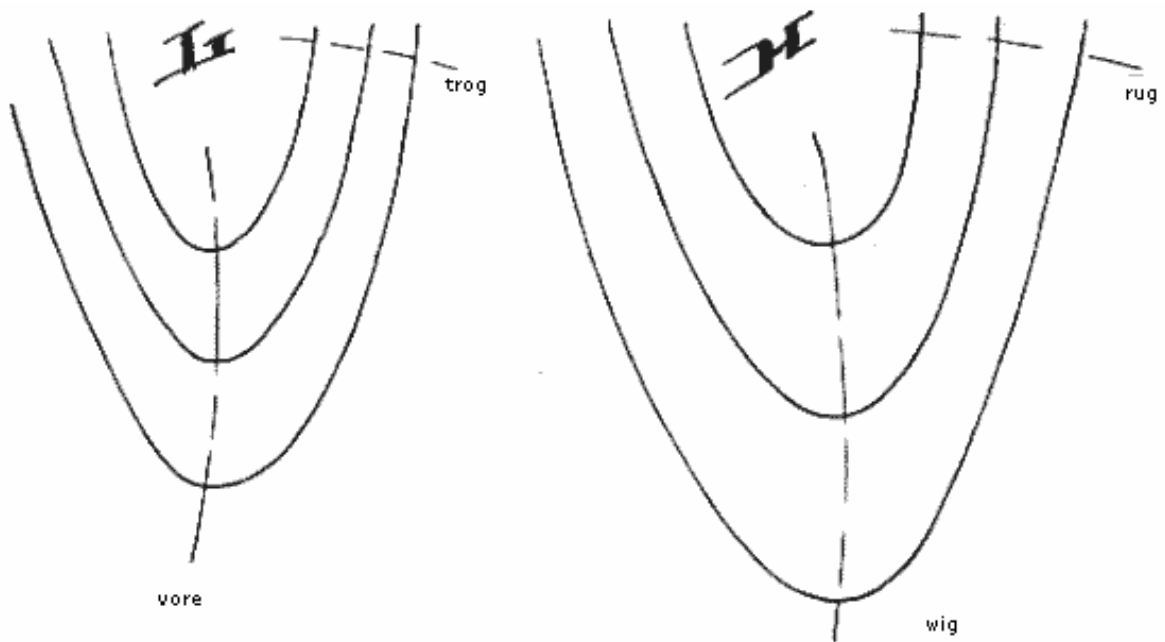
Figuur 2

ISOBAREN

Als men in de weerkaart de punten verbindt met gelijke luchtdruk krijgt men lijnen die isobaren genoemd worden. Normaal gesproken worden de isobaren om de 5 hPa ingetekend. We zien dan ook de gebieden van hoge en lage druk ontstaan (fig. 2).

Bij lagedrukgebieden liggen de isobaren dichterbij elkaar dan bij hogedrukgebieden. De kromming van de isobaren bij een hoog (H) wordt anti-cyclonaal genoemd, bij een laag (L) cyclonaal; denk bij het laatste aan cycloon.

Uitlopers van gebieden van hoge druk worden in de volksmond "ruggen" genoemd, uitlopers van depressies heten meestal "troggen" (fig. 3).



HOOGTEMETING

Hoogtemeting is in feite niets anders dan het meten van de luchtdruk. Om tussen vliegtuigen geen verschillen in de hoogtemeting te krijgen, zijn voor de hoogtemeterinstellingen aparte afspraken gemaakt.

Aankomende en vertrekkende vliegtuigen hebben hun hoogtemeters ingesteld op de QNH. Indien iedereen dit doet geven alle hoogtemeters dezelfde hoogte aan, namelijk de hoogte t.o.v. zeeniveau. Deze systematiek geldt ook bij overlandvluchten op lagere hoogte. Maakt men een vlucht op grotere hoogte, meestal boven 3000 ft, dan behoort iedere vlieger de hoogtemeter op de standaard atmosfeer druk in te stellen, zijnde 1013,2 hPa.

De volgende begrippen worden in voornoemde gevallen gebruikt.

QFE - dit is de druk op grondniveau,
de afgelezen hoogte noemt men 'height'.

QNH - dit is de druk op MSL = Mean Sea Level, dus zeeniveau,
de afgelezen hoogte is 'altitude'.

QNE - dit de Standard Altimeter Setting (SAS), 1013,2 hPa,
men drukt de hoogte uit in 'flight levels' (FL050 = 5000 ft bij een QNH van 1013,2 hPa).

Bij het springen wordt de hoogtemeter van de para in het algemeen op de grond op 0 ft ingesteld. Zo kan het voorkomen dat op de grond de hoogtemeter van het vliegtuig de terreinhoogte van het vliegveld aangeeft (sommige vliegers zetten hun hoogtemeter echter op 0 ft) terwijl boven de 3000 ft de vliegtuighoogtemeter afwijkt van die van de para; de vlieger heeft dan zijn hoogtemeterinstelling gewijzigd van QNH respectievelijk QFE in QNE.

Geadviseerd wordt daarom om vóór het instappen de hoogtemeter in te stellen, en niet tijdens het vliegen aan de hand van de vliegtuig-hoogtemeter! Bij vliegtuigen met een open deur komt nog eens het effect dat door onderdruk in het vliegtuig de druk afwijkt van de luchtdruk buiten het vliegtuig. Wil je tijdens de prachtige vliegtocht toch je hoogtemeterinstelling controleren, kijk dan op de hoogtemeters van je springmaatjes.

WIND

Door ondermeer temperatuurverschillen ontstaan gebieden van hoge en lage druk. De luchtdeeltjes in de gebieden van hoge druk hebben de neiging om naar het gebied van lagere druk te stromen, vergelijkbaar met smeltwater dat van een hoge berg afstroomt. Is nu het drukverschil tussen hoog en laag groot en tevens de afstand klein, dan zal de stroming krachtig zijn. Dit effect drukt men uit met de term luchtdrukgradiënt.

De luchtdrukgradiënt is het luchtdrukverschil tussen hoog en laag, horizontaal gemeten. Deze luchtdrukgradiënt is dus het grootst indien de isobaren het dichtst bij elkaar liggen! De luchtdrukgradiënt oefent op de luchtdeeltjes de gradiëntkracht uit; dit is een kracht die loodrecht op de isobaren staat en van hoog naar laag is gericht.

Indien dan het luchtdeeltje ten gevolge van de gradiëntkracht in beweging komt, ondervindt het deeltje ook nog een andere kracht. Door de aardrotatie wordt de corioliskracht op het deeltje uitgeoefend. De corioliskracht is een schijnbare kracht die het luchtdeeltje op het noordelijk halfrond naar rechts doet afbuigen.

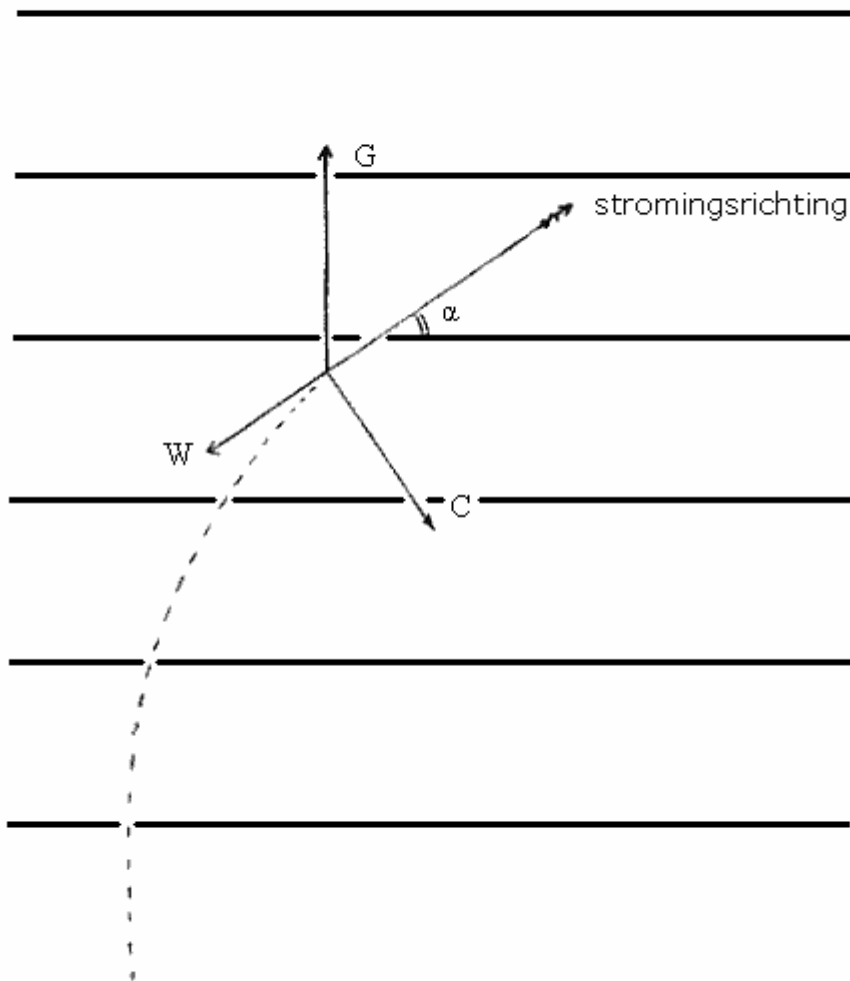
Tenslotte ondervindt ons luchtdeeltje nog een weerstand in de vorm van wrijving.

Het gevolg van de gradiëntkracht G , de corioliskracht C en de wrijving W is dat het luchtdeeltje wordt afgebogen. Op het noordelijk halfrond buigt het deeltje naar rechts af totdat er een evenwichtssituatie ontstaat (fig. 4).

Uiteindelijk zien we rond een hogedrukgebied een stroming rechtsonder en naar buiten gericht (anti-cyclonaal divergerend); bij een lagedrukgebied is de stroming linksonder en naar binnen gericht (cyclonaal convergerend). Het stromingspatroon is tevens in fig. 2 met pijltjes ingetekend.

Het blijkt dat indien de wrijving W toeneemt, de hoek (α) groter wordt. De wrijving is het grootst vlak boven het aardoppervlak en neemt af met toenemende hoogte.

Indien je met je chute een lange "aanval" van grotere hoogte op de bak maakt, kun je soms het volgende verschijnsel waarnemen. Aanvankelijk zit je keurig op de windlijn, doch naarmate je lager komt, komt de wind meer van links. Met andere woorden, des te dichter men bij het aardoppervlak komt, des te meer wrijving ondervinden de luchtdeeltjes waardoor de hoek (α) groter wordt en de wind krimpt.

Krachten op luchtdeeltje**L****H**

Figuur 4

TEMPERATUUR**STABILITEIT**

Een begrip dat vaak ter sprake komt en alles te maken heeft met de temperatuuropbouw van de atmosfeer, is de stabiliteit.

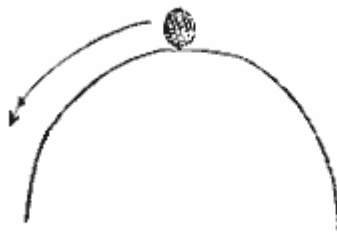
Men kan in het algemeen het volgende stellen.

Stabiel - een deeltje komt door uitwendige oorzaak in beweging, maar keert uiteindelijk terug naar het uitgangspunt; vergelijk met het kogeltje in het bakje.



Stabiel: het kogeltje keert terug

Onstabiel - het deeltje zal zich verder verplaatsen en gaan versnellen.



Onstabiel: het kogeltje versnelt

Indifferent - het deeltje keert niet terug naar de uitgangspositie maar versnelt ook niet; uiteindelijk zal het kogeltje van fig. 5 een eindje verderop als gevolg van de weerstand tot rust komen.



Indifferent: het kogeltje komt op een andere plaats tot rust

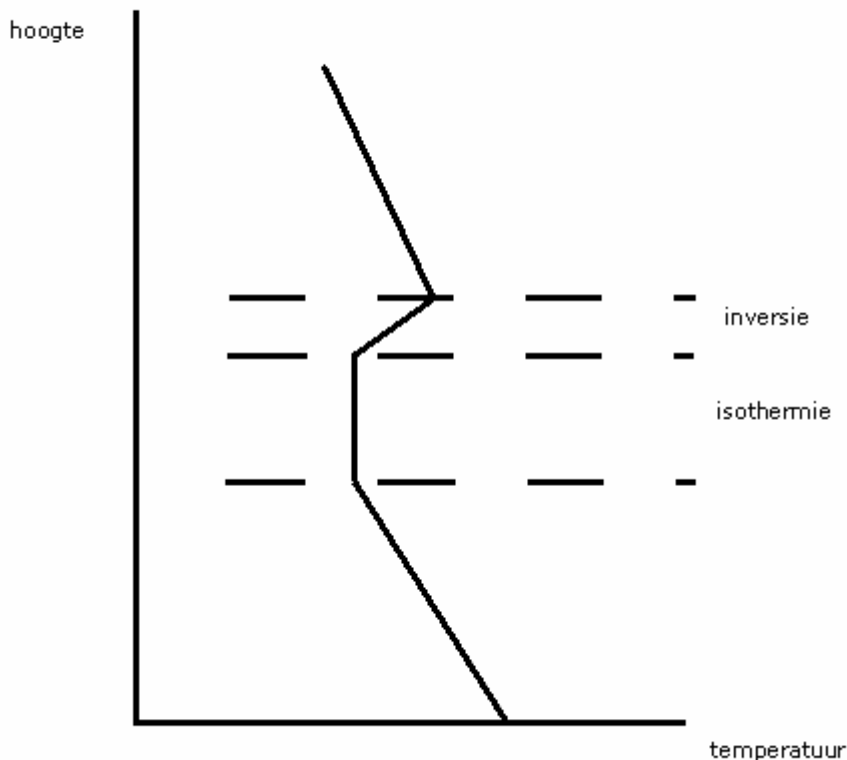
TOESTANDSKROMME

Bij de bespreking van de standaard atmosfeer hebben we gezien dat men er vanuit gaat dat de verticale temperatuurgradiënt (VTG) $0,65^{\circ}\text{C}$ per 100 m is. In de praktijk is men meer geïnteresseerd in het werkelijke temperatuurverloop met toenemende hoogte. Door middel van het oplaten van radiosondes verkrijgt men deze informatie welke weer in een grafiek (de **toestandskromme**) wordt uitgezet.

Zo kan het ook gebeuren dat de temperatuur in een bepaald gebied gelijk blijft (isothermie) of zelfs toeneemt (**inversie**); zie fig. 6.

Een inversie is soms visueel waar te nemen in de vorm van een grauwe band op een bepaalde hoogte. Boven de inversie is het zicht vaak stukken beter dan eronder. Dit wordt veroorzaakt doordat de verontreiniging die zich in de lucht bevindt niet boven de inversie uit kan stijgen; door het toenemen van de temperatuur met de hoogte is een stabiele situatie ontstaan.

Toestandskromme



figuur 6

ADIABATISCHE PROCESSEN

Dit zijn (temperatuur-)processen die zich met luchtballen afspelen waarbij per definitie geen warmte-uitwisseling met de omgevingslucht plaatsvindt.

Een luchtbel aan de grond wordt verwarmd door de zon en gaat daardoor stijgen. Doordat de luchtdruk die op de stijgende bel wordt uitgeoefend, gaat afnemen, zal de bel gaan uitzetten en daardoor afkoelen. We noemen dit een droog-adiabatisch proces; de temperatuurafname als gevolg van het uitzetten bedraagt $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$.

Je zult vast wel opgemerkt hebben dat deze afname méér bedraagt dan de VTG in de standaard atmosfeer; dit komt omdat de stijgende luchtbel uitzet.

Indien deze bel ver genoeg afkoelt zal de waterdamp in de bel gaan condenseren; de lucht in de bel kan niet meer zoveel waterdamp bevatten en raakt "verzadigd" waardoor de waterdamp gedeeltelijk wordt omgezet in waterdruppeltjes. Er ontstaat een wolk(je) zoals bijvoorbeeld van het 'cumuliforme' type (een bloemkoolvormige wolk).

Door het condenseren komt warmte vrij die niet aan de omringende lucht wordt afgedragen; deze condensatiewarmte komt alleen ten goede aan de luchtbel. De nat-adiabatische temperatuurafname is dan nog slechts $0,5^{\circ} \text{C}/100 \text{ m}$.

Bij dalende luchtbellens komt het omgekeerde voor. Stel, een verzadigde luchtbel daalt waardoor de temperatuur nat-adiabatisch toeneemt met $0,5^{\circ} \text{C}/100 \text{ m}$. De lucht kan weer meer waterdamp gaan bevatten waardoor de waterdruppeltjes gaan verdampen. Indien alle waterdruppeltjes verdampt zijn is de wolk opgelost en wordt de temperatuurtoename van de bel dalende lucht droog-adiabatisch $1^{\circ} \text{C}/100 \text{ m}$.

DAUWPUNTSTEMPERATUUR / CONDENSATIENIVEAU

We blijven nog even bij de stijgende luchtbel die droge lucht bevat. Op een gegeven ogenblik zal de bel verzadigd worden; omdat de bel verder doorstijgt zal er een wolk ontstaan als gevolg van condensatie. De temperatuur waarbij dit gebeurt is de dauwpuntstemperatuur; de hoogte waarop dit gebeurt is het condensatieniveau.

Door het meten van de temperatuur en de relatieve vochtigheid is de dauwpuntstemperatuur te herleiden. Bij vochtige lucht liggen de temperatuur en de dauwpuntstemperatuur dicht bij elkaar dan in droge lucht; in vochtige lucht hoeft de temperatuur immers minder ver af te nemen opdat de lucht verzadigd wordt.

Met behulp van bovengenoemde gegevens op grondniveau en in de bovenlucht (radiosondes) is het voor meteorologen mogelijk om een voorspelling te doen over het ontstaan van cumulusbewolking.

RELATIEVE VOCHTIGHEID

De relatieve vochtigheid is een indicatie voor de hoeveelheid waterdamp die zich in de lucht bevindt. Het is de verhouding tussen de werkelijke hoeveelheid aanwezige waterdamp in de lucht en de maximale hoeveelheid waterdamp die de lucht kan bevatten. Des te warmer de lucht is, des te meer waterdamp kan deze lucht bevatten.

Een voorbeeld: stel de lucht bevat 20 gram waterdamp per m^3 en kan maximaal 50 gram per m^3 bevatten:

$$\text{relatieve vochtigheid} = \frac{20}{50} \times 100\% = 40\%$$

ATMOSFERISCHE (ON-) STABILITEIT

Voor het ontstaan van bewolking, voornamelijk van het cumulus type, is onstabieleit een vereiste. Om een dergelijke stapelwolk te vormen moet eerst veel waterdamp condenseren en druppels gaan vormen.

Daarvoor is het nodig dat voldoende luchtbellens opgetild gaan worden, afkoelen en verzadigd raken. In een stabiele atmosfeer zou een opgetilde luchtbel uiteindelijk weer naar beneden komen en niet het condensatieniveau bereiken; reden waarom onstabieleit een voorwaarde is voor het vormen van cumuliforme bewolking.

Onstabilliteit

Een luchtbel blijft alleen stijgen indien de bel warmer en dus lichter is dan de omgeving. Deze situatie doet zich voor als de temperatuurafname van een stijgende bel droge lucht minder is dan die van de omringende lucht.

Uit de toestandskromme kunnen we de temperatuurafname (met toenemende hoogte) van de omgevingslucht aflezen. Voor de bel droge stijgende lucht is de afname droog-adiabatisch 1°C per 100 meter. Om nu een onstabile situatie te verkrijgen moet de temperatuurafname van de toestandskromme (TSK) meer zijn dan $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$.

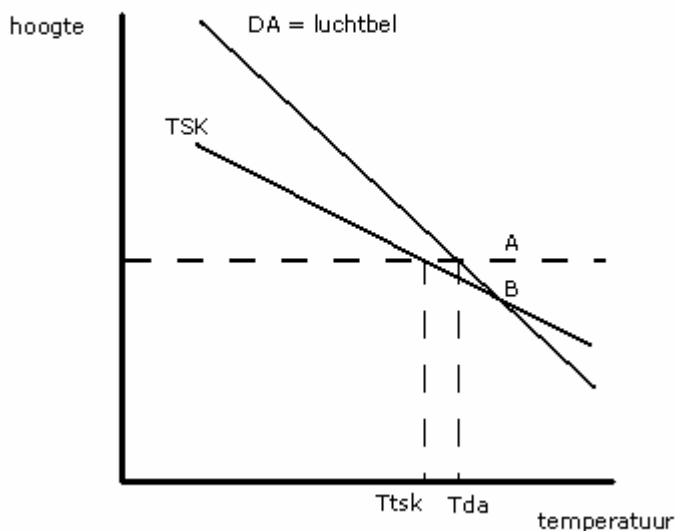
Voorbeeld: T grond = 15°C
 TSK = afname $2^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$
 dan T 1000 m = $15 - 10 \times 2 = -5^{\circ}\text{C}$

T-bel grond = 15°C
 T-bel 1000 m = $15 - 10 \times 1 = +5^{\circ}\text{C}$

De temperatuur van de luchtbel is op 1000 meter hoogte hoger dan de omgevingstemperatuur. Hieruit volgt dat de luchtbel lichter is dan de omgevingslucht waardoor de bel zal doorstijgen; er is sprake van een onstabile situatie.

In fig. 7 zijn de toestandskromme TSK en de droog-adiabaat DA getekend in een onstabile situatie. Stel de bel was gaan stijgen vanuit punt B. Op hoogte A aangekomen blijkt dat de temperatuur van de bel (T_{da}) hoger is dan die van de omgeving (T_{tsk}).

Onstabilliteit

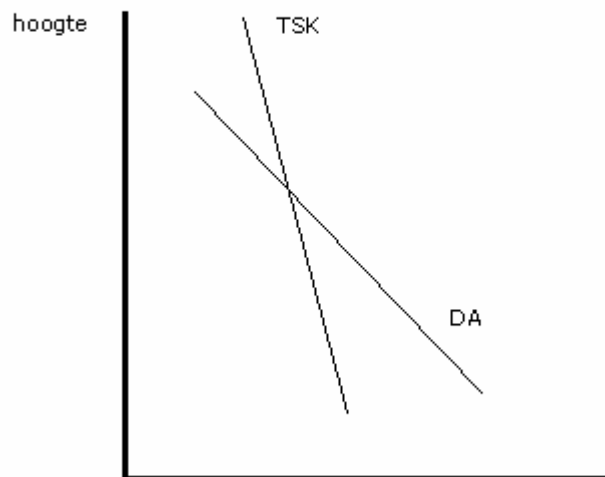


Figuur 7

Stabiliteit

In een stabiele situatie geldt het omgekeerde. De omgevingslucht is warmer dan de luchtbel; daardoor is de luchtbel zwaarder dan de omgevingslucht en gaat weer zakken (fig. 8).

Onstabiliteit



Figuur 8

Weerskenmerken

Een globale indeling van weerskenmerken is als volgt te geven.

stabil

- gelaagde bewolking (st/sc)
- gelijkmatige neerslag
- nevelig, heilig
- inversie mogelijk

onstabil

- stapelvormige bewolking (cu/cb)
- buiige neerslag
- goede zichten
- TSK vlak

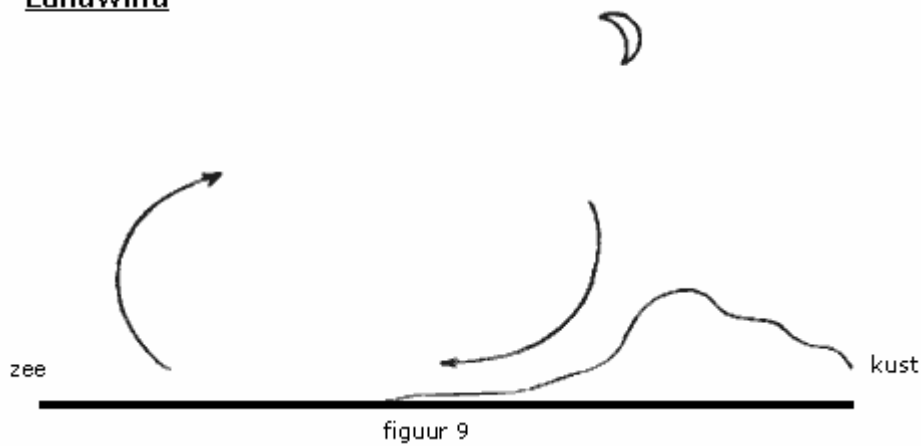
LOKALE INVLOEDEN

Temperatuurverschillen van plaats tot plaats kunnen het weer "lokaal" beïnvloeden. Hierna volgen enkele voorbeelden.

Landwind

Aan de kust is 's nachts soms een landwind waar te nemen; het is een wind van het land naar de zee. Deze wind komt alleen voor indien het overdag haast niet waaide. De landwind ontstaat doordat het land 's nachts sneller afkoelt dan de zee; daardoor kan de stroming ontstaan zoals in fig. 9 is weergegeven.

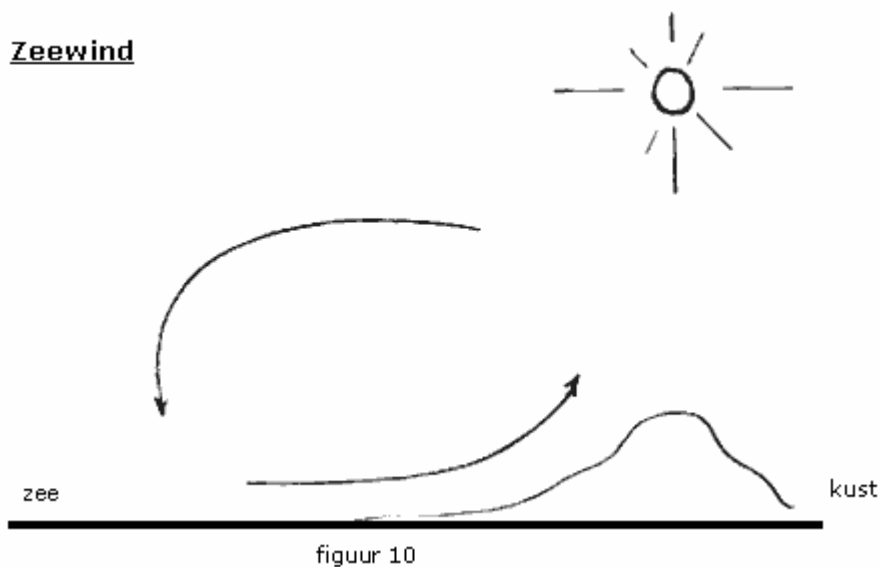
Landwind



Zeewind

De zeewind is met name bij de badgasten een meer bekend verschijnsel. Het is overdag soms merkbaar aan de kust; een koele wind van zee naar het land. De kust wordt vooral in de zomer sneller aangewarmd dan de zee waardoor boven de kustlijn de lucht zal stijgen en de zeewind op gang kan komen (fig. 10).

Zeewind



Thermiek

Indien er aan de voorwaarden voor onstabieleit wordt voldaan zullen er stijgende luchtbelllen voorkomen die men thermiek of convectieve stroming noemt. De zweefvlieger maakt hiervan gebruik om boven te blijven.

De thermiek ontstaat doordat de grond op de ene plaats meer opgewarmd wordt dan op de andere plaats. Een windstoot kan dan de aanleiding zijn tot het in beweging komen van de opgewarmde bel lucht. Denk aan zomerdagen aan de turbulentie die je in de buurt van de springbak kunt ondervinden tijdens een PA-sprong! De grindbak is extra opgewarmd omdat grind meer warmte opneemt dan het omringende gras.

Indien de thermiekbelle het condensatieniveau bereikt zal wolkenvorming optreden van het cumulus-type (convectieve bewolking).

INVERSIE

Het begrip inversie is reeds ter sprake gekomen bij de toestandskromme. Inversie betekent letterlijk "het omgekeerde". Hoe het kan gebeuren dat de temperatuur toeneemt met toenemende hoogte komt nu ter sprake.

Subsidentie-inversie

Deze vorm van inversie komt voor in gebieden waar langdurig een neerwaartse stroming (subsidentie) heerst. Dit is het geval bij gebieden van hoge druk die maar weinig van plaats veranderen.

De droog-adiabatische aanwarming van de neerwaartse stroming is 1° C per 100 m terwijl de omgevingstemperatuurtoename maar $0,65^{\circ}$ C per 100 m is. Zo zullen deze "belllen" dalende lucht op lagere hoogte een hogere temperatuur hebben dan de omgeving. Wanneer deze neerwaartse stroming maar lang genoeg aanhoudt zal de luchtlaag op die lagere hoogte extra aanwarmen waardoor de inversie ontstaat.

Kenmerkend is dat tevens aanwezige bewolking gaat oplossen terwijl het zicht onder de inversie afneemt.

Stralingsinversie

Vooral bij heldere nachten koelt de aarde sterk af door uitstraling. De lucht zal ook gaan afkoelen en wel het meest vlak boven het aardoppervlak. Hierdoor ontstaat aan de grond een stralingsinversie die de volgende morgen weer zal verdwijnen wanneer de aarde weer aangewarmd wordt.

WOLKEN**INDELING**

De bewolkingsoorten worden ingedeeld in 4 families en 10 geslachten:

familie	geslacht	afkorting
hoge bewolking boven 15000 ft	cirrus	ci
	cirrocumulus	cc
	cirrostratus	cs
middelbare bewolking 8000 - 15000 ft	altocumulus	ac
	altostratus	as
lage bewolking onder 8000 ft	stratocumulus	sc
	stratus	st
bewolking met verticale opbouw	cumulus	cu
	cumulonimbus	cb
	nimbostratus	ns

ALGEMENE KENMERKEN

Hoge bewolking bestaat uit ijskristallen, bij cirrus in de vorm van "windveren". Cirrocumulus is meer opbollend terwijl cirrostratus gelaagd is en meestal de gehele lucht bedekt.

Altocumulus is een vorm van "schapenwolkjes" op grotere hoogte. Altostratus is meer gelaagd terwijl de wolkenlagen meestal dikker zijn dan die van altocumulus.

Stratocumulus is een gelaagde bewolking op lager niveau die een opbollend (denk aan de cumulus) karakter heeft. Stratus komt voornamelijk beneden de 2000 ft voor in de vorm van flarden.

Cumulus zijn stapelwolken die klein beginnen en klein kunnen blijven, maar ook kunnen uitgroeien tot een cumulonimbus (CB). Een CB is vaak te herkennen aan de top in de vorm van een aambeeld; dit gedeelte bestaat voornamelijk uit ijskristallen. Uit een CB kan een bui vallen, eventueel gepaard gaand met onweer. Voor de liefhebbers: een regenbui valt uit een CB (onstabieleit); regen valt uit gelaagde bewolking (stabileit).

Nimbostratus is meestal een dik wolkenpakket dat in en bij frontale systemen voorkomt; vaak valt neerslag uit deze bewolking.

Er zijn diverse foto's van de verschillende wolkensoorten in omloop (wolkenplaten); leuk om eens te bekijken.

Het ontstaan van de diverse soorten bewolking vindt zijn oorzaak in processen als thermiek, frontale systemen en dergelijke.

In principe ontstaat bewolking als de lucht verzadigd is en dus geen extra waterdamp meer kan bevatten terwijl door afkoeling of optilling condensatie optreedt.

Bewolking kan op meerdere manieren oplossen: bij cumulus wanneer er geen thermiek meer voorkomt ('s avonds), bij stratus wanneer de zon de mogelijkheid heeft tot aanwarming van de aarde en de lagere luchtlagen. In hogedrukgebieden kan de bewolking door subsidieit oplossen.

De aanwezige hoeveelheid bewolking wordt uitgedrukt met de term bedekkingsgraad. Men spreekt van 8/8 bedekking als de lucht volledig bewolkt is. Komt er b.v. alleen een cumuluslaag voor op 3000 ft die de halve lucht bedekt, dan is de bedekkingsgraad 4/8 cu op 3000 ft.

In de huidige meteorologische berichtgeving (zoals Metar en TAF; zie het onderdeel Voorlichting) is men van de "achtsten" overgestapt op de termen few, scattered (sct), broken (bkn) en overcast (ovc).

MIST

Men spreekt van mist indien het zicht als gevolg van waterdruppeltjes (een wolk op grondniveau) minder is dan 1 km.

Nevel wordt ook veroorzaakt door waterdruppeltjes; het zicht is dan 1 - 2 km en de relatieve vochtigheid meer dan 80%.

Heiigheid komt voor wanneer het zicht b.v. door luchtverontreiniging beperkt wordt (zicht 2 - 10 km); de relatieve vochtigheid is dan minder dan 80%.

Mist kan ontstaan door afkoeling van de lucht aan het aardoppervlak waardoor condensatie optreedt. Mist kan echter ook ontstaan door toevoer van waterdamp, waardoor de lucht verzadigd raakt. Deze processen worden hierna beknopt toegelicht.

Stralingsmist

Wanneer 's avonds en 's nachts de hemel helder is zal door uitstraling van de aarde een grondinversie ontstaan. Mits er zo goed als geen wind is, zal in vochtige lucht stralingsmist kunnen ontstaan.

Indien het absoluut windstil is ontstaat eerst grondmist; dit is mist lager dan 1,5 m. Bij 1-3 kt wind zal een dikkere laag stralingsmist gevormd kunnen worden.

Deze mistsoort zal oplossen wanneer de zon de volgende dag het aardoppervlak zal verwarmen of indien de wind toeneemt. Als je dit proces een paar keer geobserveerd hebt, zul je gezien hebben dat de mist aanvankelijk in laaghangende stratusvelden overgaat. In de zomer zal de stratus vrij snel oplossen of overgaan in cumuliforme bewolking. In het najaar wanneer de zon niet meer zo krachtig is kan de stratus vrij lang blijven hangen. Indien het dan een klein beetje waait zullen deze stratusvelden zich gaan verplaatsen. Dan bestaat tevens het grote risico dat deze stratus bij vliegvelden komt binnendrijven waar eerst geen mist of laaghangende bewolking aanwezig was en het vliegverkeer aldaar overrompelt.

Wees daarom in herfstsituaties bedacht op het risico van binnendrijvende stratusvelden als stroomopwaarts mist en laaghangende stratus zijn gerapporteerd.

Advectieve mist

Advectieve (= aangevoerde) mist ontstaat wanneer warmere vochtige lucht boven een koud aardoppervlak wordt aangevoerd en daar afkoelt; de afkoeling leidt weer tot condensatie. 's Winters kan dit voorkomen wanneer relatief warme zeelucht boven het koude land aangevoerd wordt. In het voorjaar kan deze mistsoort boven zee ontstaan wanneer lucht van het land naar de zee wordt getransporteerd; boven het relatief koude zeewater koelt de lucht af.

Slootmist

Het ontstaan van slootmist lijkt op het proces van stralingsmist; zoals de naam al aangeeft komt deze mistsoort echter specifiek boven sloten voor. De lucht boven de weilanden bevat in eerste instantie niet voldoende waterdamp om stralingsmist te doen ontstaan. Echter als 's avonds de lucht boven weilanden afkoelt en deze koudere lucht als gevolg van een paar knopen wind richting sloot getransporteerd wordt, zal deze koudere lucht zich mengen met de relatief warmere en vochtiger lucht boven de sloot. Door deze menging koelt de lucht boven de sloot af met als gevolg condensatie.

NEERSLAG

Nadat wolkenvorming op gang is gekomen, kan het neerslagproces op gang komen. Als de druppels of sneeuwvlokken in de wolken aangroeien totdat ze voldoende zwaar zijn kan er neerslag uit de bewolking gaan vallen.

Dit aangroeien is mogelijk doordat.

1. Waterdruppels botsen; grotere druppels vangen kleine druppels totdat het gewicht van de druppels voldoende is toegenomen om de stijgstroom in de bewolking te overwinnen; de druppels vallen dan als regen uit de bewolking.
2. In bewolking die zowel uit ijskristallen als waterdruppels bestaat zal waterdamp gaan sublimeren; de waterdamp gaat van dampvorm over vaste vorm. Er ontstaan nieuwe ijskristallen en bestaande ijskristallen gaan aangroeien totdat ook deze zwaar genoeg geworden zijn. Als deze ijskristallen onderweg smelten zal de neerslag in de vorm van regen zijn. Wanneer de temperatuur aan de grond circa 0^o C bedraagt zal de neerslag sneeuw of natte sneeuw zijn.

In buien vinden als gevolg van de sterke stromingen veel botsingen plaats tussen de sneeuw kristallen en waterdruppels ; vorming van hagel is dan mogelijk.

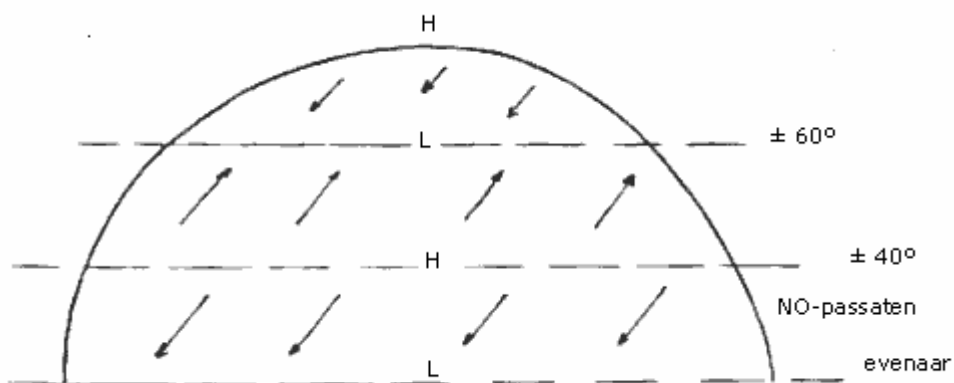
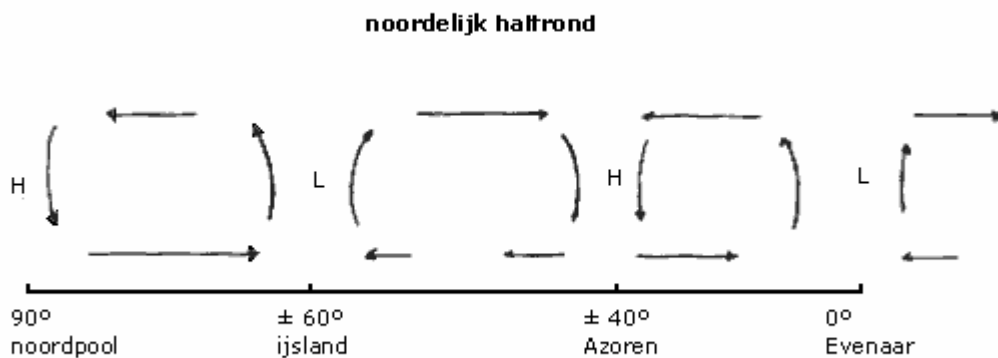
Voor een beschrijving van het ontstaan van onderkoelde neerslag wordt verwezen naar het onderdeel warmtefront.

GEBIEDEN VAN HOGE EN LAGE DRUK

INDELING NOORDELIJK HALFROND

Door het temperatuurverloop van de evenaar tot aan de pool zijn op het noordelijk halfrond in het algemeen gebieden respectievelijk zones te onderscheiden met hoge of lage luchtdruk; (zie de fig. 12 en 13). Uit de figuren blijkt dat op onze breedte zuidwestelijke stromingen overheersend zijn.

Gebieden van hoge en lage druk



VERTICALE STROMINGEN

Uit fig. 12 blijkt ook dat in hogedrukgebieden een neerwaartse stroming heerst (subsidentie) met als gevolg een uitstroming (divergentie) aan het aardoppervlak.

Bij lagedrukgebieden vindt instroming (convergentie) plaats aan het aardoppervlak, met in het lagedrukgebied een stijgende stroming.

ALGEMENE WEERSKENMERKEN

In het algemeen is de volgende opstelling te maken.

Hogedrukgebied

Anti-cyclonaal gekromde isobaren.

Lagedrukgebied

Cyclonaal gekromde isobaren.

Isobaren liggen niet erg dicht bij elkaar, daardoor minder wind.

Stroming is rechtsom, divergerend.

Weinig bewolking t.g.v. subsidentie.

Minder goede zichten.

Stabiel.

Weinig tot geen neerslag.

Isobaren dicht bij elkaar, daardoor meer wind.

Linksom, convergerende stroming.

Meer bewolking.

Betere zichten.

Onstabiel.

Meer neerslag, buienvorming wordt gestimuleerd door stijgende verticale stroming.

LUCHTSOORTEN

OMSCHRIJVING

Een luchtsoort is een zeer grote hoeveelheid lucht die overal dezelfde eigenschappen heeft; denk daarbij aan o.a. de temperatuur, vochtigheid en stabiliteit. Deze specifieke kenmerken ontstaan doordat de luchtmassa over uitgestrekte homogene gebieden trekt; dergelijke brongebieden hebben overal hetzelfde karakter. Voorbeelden van brongebieden zijn polen, oceanen en woestijnen.

INDELING

De hoofdingeling van de luchtsoorten is:

arctische lucht	- AL	- ontstaat rond de pool
polaire lucht	- PL	- ontstaat tussen 45 ^o en 70 ^o NB
tropische lucht	- TL	- ontstaat tussen 15 ^o en 45 ^o NB
equatoriale lucht	- EL	- ontstaat rond de evenaar

Vaak wordt nog onderscheid gemaakt of de luchtsoort boven zee of land gevormd is; men spreekt dan van resp. maritieme lucht (m) en continentale lucht (c). De continentale lucht is droger dan maritieme lucht.

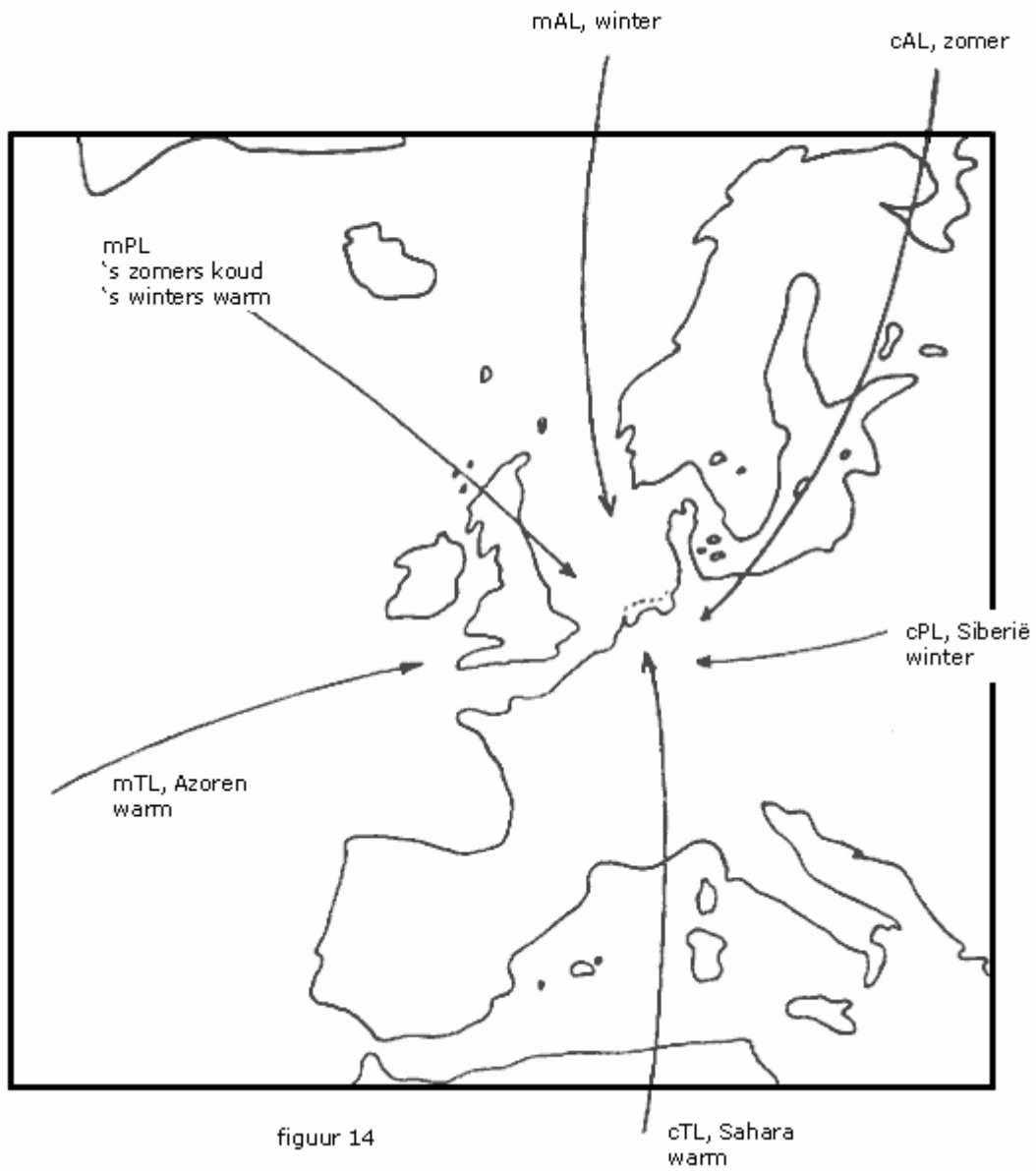
Enkele kenmerken zijn:

AL	- ijskoud
PL	- koud in de zomer
TL	- warm in de winter
EL	- zeer warm

WELKE LUCHTSOORTEN BEREIKEN ONS LAND ?

Met uitzondering van de EL kunnen alle luchtsoorten ons land bereiken. Afhankelijk van het jaargetijde is de luchtsoort voor ons "koud" of "warm"; dit is in figuur 14 weergegeven.

Luchtsoorten



FRONTEN

OMSCHRIJVING

De grens tussen luchtsoorten heet een front (-vlak).

Een voorbeeld: indien relatief warme tropische lucht botst met de koudere polaire lucht ontstaat een frontale zone. In het stromingspatroon rond bijvoorbeeld een lagedrukgebied zal een frontale zone in beweging komen en worden meegevoerd. Indien een front ons land passeert komen we van de ene luchtsoort in de andere; er treden dan diverse veranderingen op.

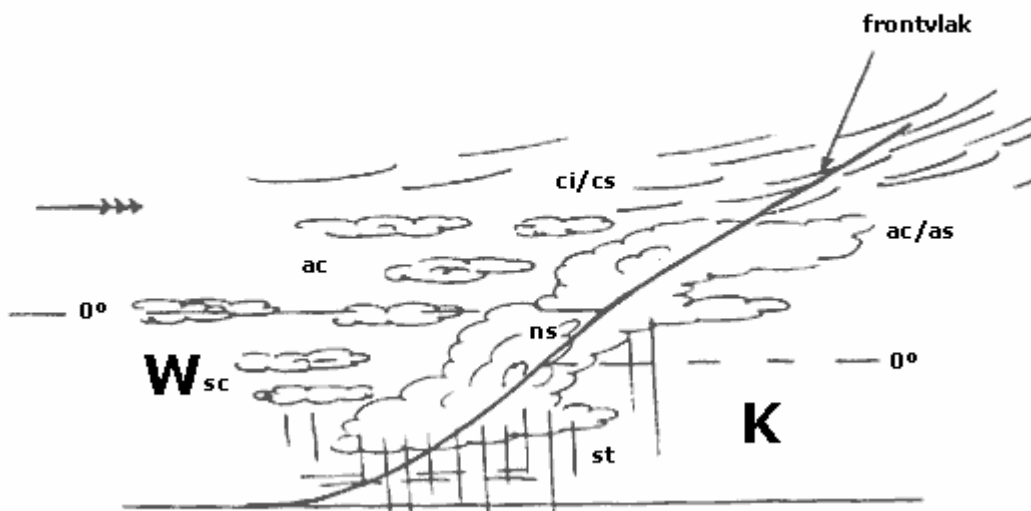
Een van de belangrijkste factoren die het weer bepaalt is de temperatuur. Als het temperatuurverschil tussen de luchtsoorten groot is zal het frontale systeem actief zijn. Er is dan meer bewolking, neerslag en wind dan wanneer er nauwelijks temperatuurverschillen tussen de luchtsoorten zijn.

WARMTEFRONT

Men spreekt van een warmtefront indien de lucht na de frontpassage warmer is geworden: de warme lucht (W) vervangt de koude lucht (K). De warme lucht zal boven op de koude lucht schuiven omdat de warme lucht lichter is; daarna wordt de koude lucht verplaatst.

We kunnen een warmtefront zien aankomen aan het dichttrekken van de bovenlucht: eerst in de hogere niveaus en vervolgens in de middelbare en lagere niveaus. Zie figuur 15 en let op de pijl die de bewegingsrichting aangeeft!

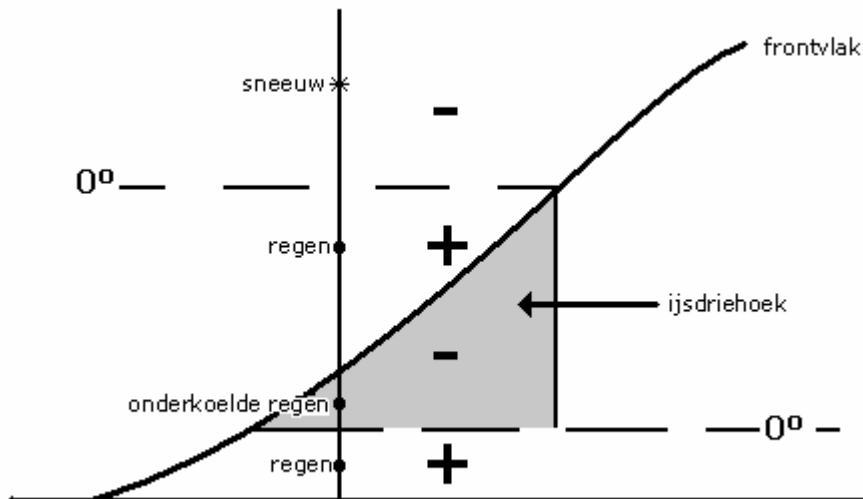
Warmtefront



Doordat de warme en vaak ook vochtige lucht boven op de koudere lucht glijdt zal de warme lucht afkoelen; er treedt condensatie op en de vorming van bewolking komt op gang. De bewolking is meestal van het stabiele type waardoor de eventuele neerslag gelijkmatig en licht is.

Omdat het frontvlak vrij plat ligt ondervindt men over een uitgestrekt gebied de invloed van het warmtefront. Tevens verplaatst een warmtefront zich niet zo snel als een koufront waardoor de passage van een warmtefront vrij lang kan duren.

Vóór het warmtefront bevindt zich (in de koude lucht) de beruchte ijsdriehoek. Dit is een gevolg van de "sprong" die het 'freezing level' (nulgradenniveau) maakt. De lucht in de ijsdriehoek heeft een temperatuur lager dan 0°C . Indien de regen door deze luchtlaag valt zal de regen onderkoeld raken: de regen krijgt een temperatuur lager dan 0°C maar bevriest niet. Echter wanneer de onderkoelde regen met een vliegtuig of het aardoppervlak botst, bevriest ze. Men spreekt in dit geval van "clear ice" of ijzel. Voorwaarde voor ijzel aan het aardoppervlak is dat de temperatuur aan de grond rond het 0°C -niveau is; met andere woorden, het freezing level in de koude lucht is op of onder het grondniveau (fig. 16).



figuur 16

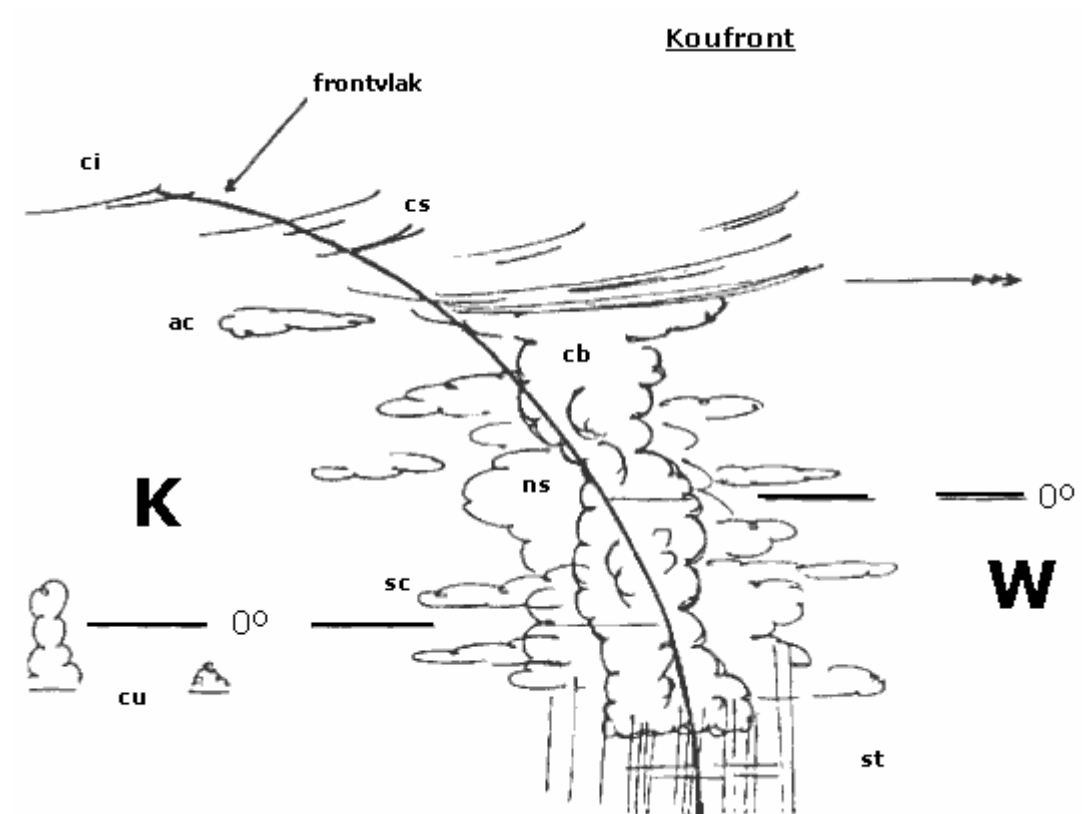
KOUFRONT

Indien na de passage van een front de lucht kouder is geworden is een koufront gepasseerd. De koude lucht heeft de warmere lucht vervangen door onder de warme lucht te schuiven.

De helling van het koufront is net andersom dan het warmtefront, terwijl het koufrontvlak ook steiler staat dan het warmtefrontvlak.

Doordat de koude lucht onder de warme lucht schuift wordt de warme lucht opgetild. Door optilling koelt de lucht af waarna er weer condensatie en wolkenvorming optreedt. Deze bewolking is meestal van het onstabiele type; CB-vorming is mogelijk. De neerslag tijdens een koufront-passage heeft dan ook vaak het buiige karakter.

Achter het koufront klaart het vaak snel op; het breekt soms ineens helemaal open. Vooral in het voorjaar en de zomer heeft de zon dan de kans om het aardoppervlak op te warmen. Verder achter het koufront kan thermiek voorkomen en cumuliforme bewolking ontstaan; de koudere lucht bevordert de onstabiele (fig. 17). Soms zijn de opklaringen achter het koufront van korte duur doordat de bewolking "overontwikkeld" is.



figuur 17

WEERSVERANDERINGEN NA FRONTPASSAGE

In het algemeen is de volgende opstelling te maken.

Warmtefront:

- warmere lucht
- stabiel
- gelaagde bewolking
- luchtdrukverandering gering
- wind geruimd en afgenomen
- tijdens de frontale passage meestal gelijkmatige neerslag.

Koufront:

- koudere lucht
- onstabiel
- cumuliforme bewolking
- luchtdruk neemt snel toe
- wind geruimd en toegenomen
- tijdens de frontale passage vaak buiige neerslag.

FRONTALE DEPRESSIE

Vaak komen bij frontale systemen lagedrukgebieden voor. Het ontstaan van dergelijke frontale depressies vindt zijn oorzaak in het verschijnsel dat golven in een front kunnen voorkomen.

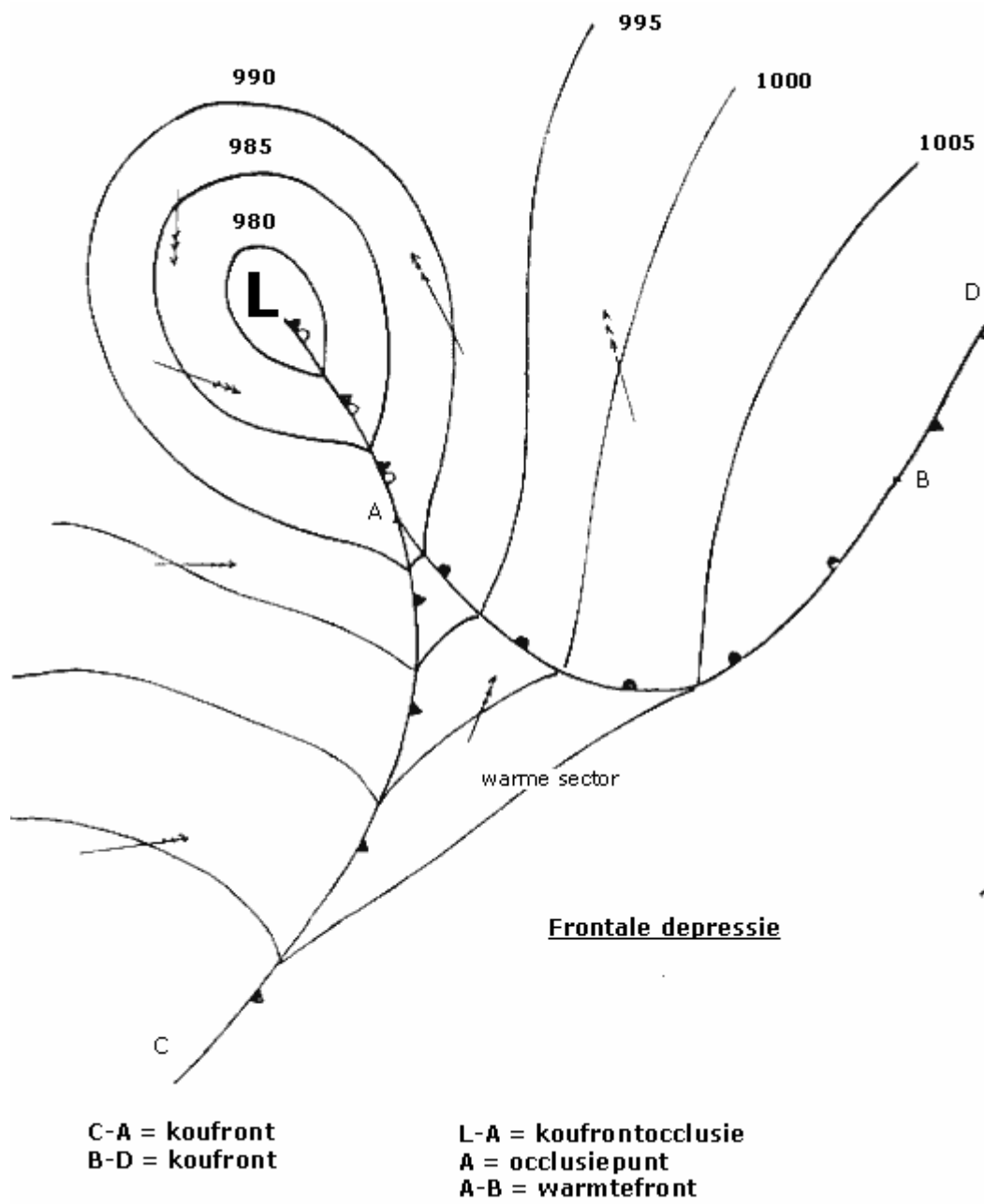
Vergelijk deze golven met watergolven; een front begint rustig te golven. Afhankelijk van de stromingen in de bovenlucht kan zo'n golf uitgroeien en kan het plaatje van fig. 18 ontstaan. Vooral in de herfst komen dergelijke golven in onze omgeving voor en kunnen dan gepaard gaan met stormachtige winden.

Het is een gegeven dat een koufront zich sneller verplaatst dan een warmtefront. Het warmtefront A-B zal door het koufront A-C worden ingehaald (punt A). Het samengevoegde front (L-A) wordt een occlusie genoemd.

Afhankelijk van de temperatuurverschillen tussen luchtsoorten vóór en achter de occlusie is sprake van een koufront- respectievelijk een warmtefrontocclusie. De occlusie (L-A) heeft dan de eigenschappen van een koufront respectievelijk die van een warmtefront.

Het gebied tussen het koufront en warmtefront heet "de warme sector".

Als een dergelijke frontale depressie langs ons land trekt kan het gebeuren dat we eerst een warmtefront passage meemaken en daarna langdurig in de warme sector "zitten"; de bekende "dagregens" zijn hier vaak het gevolg van. Pas na de passage van het koufront klaart het weer op.



figuur 18

GEVAREN VOOR DE LUCHTVAART

TURBULENTIE

Turbulentie is een ongeordende en wervelende luchtbeweging waar men tijdens het springen bijzonder op bedacht moet zijn. Door turbulentie kan een springer verrast worden en behoorlijk in de problemen raken. Het is niet uitgesloten dat een square door turbulentie gaat "stallen" (= overtrekken) of gaat dichtklappen.

Turbulentie komt onder meer in volgende gevallen voor.

1. In de ruime omgeving van buien (CB's).
2. Obstakels zoals gebouwen, bomenrijen en voetbalstadions. Deze vorm van turbulentie is sterk afhankelijk van windsnelheid en de hoek die de windrichting met het obstakel maakt. Vooral aan de lijszijde van het obstakel treedt turbulentie op (zie fig. 19).
3. Thermiek: deze vorm van turbulentie is minder riskant voor de parachutist alhoewel hij of zij er toch steeds op bedacht moet zijn. Vooral wanneer de zon de springbak aanwarmt en er turbulentie ontstaat, kan tijdens een PA-aanval het diep in de remmen werken riskant zijn.
4. Harde wind: veelal treedt in dergelijke situaties de meeste turbulentie in de onderste luchtlagen (paar duizend voet) op.



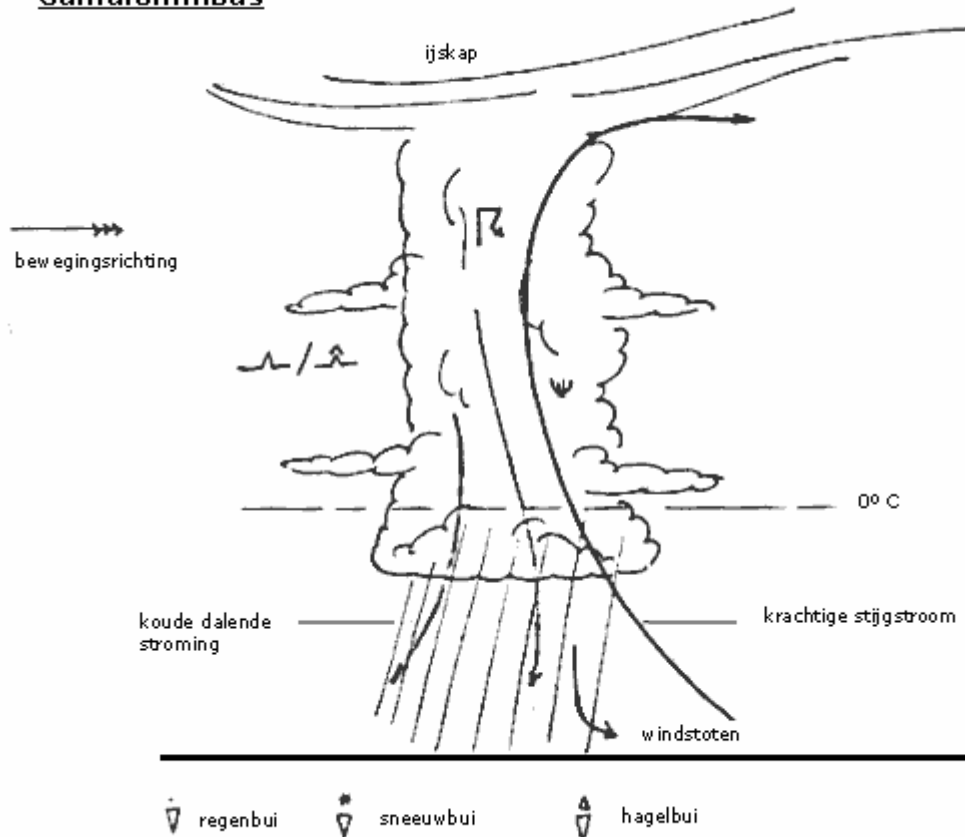
stadion
figuur 19

CUMULONIMBUS

De CB is een sterk uitgegroeide cumulus die vaak goed te herkennen is aan de aambeeldvorm aan de bovenzijde van de wolk. Wanneer uit een CB neerslag valt spreekt men van een bui. Zoals in figuur 20 is getekend komen bij de CB vaak sterke stromingen voor.

De grootste gevaren zijn.

- Neerslag : buiige regen, hagel of sneeuw veroorzaken zichtvermindering, terwijl hagel een vliegtuig kan beschadigen.
- Windstoten : plotselinge en tijdelijke toename van de windsnelheid en verandering van de windrichting.
- Turbulentie : = matig, = zwaar.
- IJsaanzetting : = matig, = zwaar.
- Bliksem :

Cumulonimbus

figuur 20

IJSAANZETTING

Ijsaanzetting kan zowel op de grond als in de lucht voorkomen. Het ijs kan zich in verschillende vormen op het vliegtuig afzetten.

Icing kan door de onderstaande oorzaken ontstaan.

1. Sublimatie van waterdamp op een onderkoeld oppervlak: de waterdamp gaat direct over in de vaste (ijs-)vorm op een oppervlak met een temperatuur welke lager is dan 0° C; deze vorm heet rijp en is wit van kleur.
2. Botsing van kleine onderkoelde waterdruppels met een onderkoeld oppervlak: dit is ruige rijp en ook wit van kleur.
3. Botsing van grote onderkoelde waterdruppels met een koud oppervlak: het ijs is hard en doorzichtig, het is ijzel.

In de vliegtuigcarbureteur kan ook ijsaanzetting optreden. Door het verdampen van de benzine in de carbureteur daalt de temperatuur waardoor eventuele waterdamp onder bepaalde omstandigheden zal sublimeren en als ijs in de carbureteur afgezet zal worden. In geval geen maatregelen worden genomen kan deze ijsvorming leiden tot het afslaan van de motor. Door het gebruik van de carbureteur-voorverwarming wordt door middel van warme lucht de ijsaanzetting bestreden.

VOORLICHTING

DE WEERKAART

Om de grote hoeveelheid van weergegevens van de diverse weerstations in beeld te brengen gebruikt de meteoroloog de weerkaart.

Met behulp van coderingen en symbolen wordt het weer van de diverse stations in de kaart "geplot" waarna de meteoroloog de kaart zal analyseren. De meteoroloog geeft dan de gebieden aan van hoge en lage druk, isobaren, frontale systemen, buien- en neerslaggebieden en bewolkingsgrenzen.

Het voert te ver om de diverse coderingen en tekens op te sommen. Een bezoek aan een weerstation op een luchthaven is zeker de moeite waard; de meteoroloog zal je dan aan de hand van de weerkaarten, radarkaarten en prognoses uitleg van de heersende weersituatie geven.

WEERSTATIONS

In ons land hebben we diverse weerstations op zowel de burger luchthavens als de militaire vliegbases.

Voordat de vlieg- of springactiviteiten worden gestart is het noodzakelijk om je op de hoogte te stellen van het weerbeeld van die dag.

Veelal wordt daartoe het Weerbuletin voor de Kleine Luchtvaart geraadpleegd. Indien deze berichtgeving onvoldoende houvast biedt bestaat er nog de mogelijkheid contact op te nemen met één van de weerstations; de telefoonnummers zijn verkrijgbaar bij de havendiensten.

ACTUEEL WEERRAPPORT METAR

Voor de afkorting METAR zijn diverse vertalingen in omloop. Het voor ons belangrijkste kenmerk blijft de laatste letter **R** die aanduidt dat het een report betreft; dus een rapportage van de actuele weersituatie op een aangegeven tijdstip.

De thans gebruikte codering van de METAR-berichten is ingevoerd in juli 1993; voor de "liefhebbers" wordt verwezen naar de MAL 25/93 (Mededelingen aan Nederlandse luchtvaarders en eigenaren van luchtvaartuigen; eveneens veelal bij de havendiensten ter inzage) waarin uitgebreid de opbouw van de codering is toegelicht.

In ons land worden door de weerstations op zowel de burgerluchthavens als de militaire vliegbases elk half uur een METAR opgesteld en verspreid; in dit bericht wordt de actuele weersituatie van dat moment in code beschreven. Meestal bevatten de berichten als laatste groep(en) nog een trend; dit is een verwachting voor de komende 2 uur.

Als voorbeeld het volgende (fictieve) bericht met de betekenis ervan:

241025 EHAM 21015g25kt 0450ne6000s shra vcfg sct009 sct018cb sct022tcu bkn120 02/m03 q0998 becmg fm 1230 tl 1330 0800 fg vv002=

- Het bericht is op de 24-ste uitgegeven door het weerstation op de luchthaven Schiphol en beschrijft de weersituatie van 10.25 uur UTC.

- De belangrijkste weerstations worden als volgt aangegeven:

EHKD De Kooy
 EHTW Twenthe
 EHFS Vlissingen
 EHDL Deelen
 EHAM Amsterdam - Schiphol
 EHSB Soesterberg
 EHRD Rotterdam - Zestienhoven
 EHVB Valkenburg - marine vliegveld
 EHGG Groningen - Eelde
 EHGR Gilze-Rijen
 EHBK Maastricht - Beek
 EHEH Eindhoven
 EHLW Leeuwarden
 EHVK Volkel

- De wind waait uit de richting 210^o (dit is zuidzuidwest) met een snelheid van 15 knopen; gedurende de 10 minuten voor het waarnemingstijdstip (lees: tijdstip uitgifte METAR) is er een uitschieter (gust) geweest van 25 knopen.
- Het zicht bedraagt 450 meter naar het noordoosten, maar het beste zicht is 6000 meter naar het zuiden. (In sommige berichten komt de code 9999 voor. In dat geval is het horizontale zicht meer dan 10 km.)
- Het actuele weer wordt bepaald door regenbuien en (in de omgeving) mist; het weerbeeld kan worden beschreven met combinaties van:

VC	vicinity, op en nabij het vliegveld	FG	fog, mist
SH	showers, buien	GR	grain, hagel
TS	thunderstorm, onweer	SN	snow, sneeuw
FZ	freezing, onderkoeld	RA	rain, regen
MI	shallow, laaghangend	DZ	drizzle, motregen (niet: dropzone!)
BR	brume, nevel		

Als voorbeeld enkele combinaties:

-VCSHSN - een lichte sneeuwbuï in de buurt van het vliegveld,
 +SHGR - zware of hevige buï met hagel,
 TSRA - matige onweersbuï waaruit alleen regen valt,
 FZRA - ijzel (freezing rain),
 MIFG - een laaghangende, vaak dunne mistlaag.

Bij de neerslagcodering betekent een + = zwaar of hevig,
 een - = licht en geen teken is matig.

Een zeer veel voorkomende weersaanduiding is de code CAVOK. Deze code staat voor "clouds and visibility OK", en wordt alleen afgegeven als er geen significante weersverschijnselen zijn, het zicht meer dan 10 km bedraagt en er onder 5000 ft geen bewolking aanwezig is.

- Scattered bewolking op 900 ft en scattered CB's op 1800 ft alsmede scattered sterk opbouwende (towering) cumulus op 2200 ft; daarboven een gebroken laag op 12000 ft; daarbij geldt:

FEW = **few**; letterlijk "enige", denk daarbij aan 1/8 à 2/8,
 SCT = **scattered**; 3/8 tot en met 4/8 van de betreffende wolkenlaag,
 BKN = **broken**; 5/8 tot en met 7/8; de 5/8 grens wordt tevens als 'cloud base' (wolkenbasis) aangemerkt,
 OVC = **overcast**; 8/8.

Normaal gesproken wordt de wolkensoort niet in de wolkengroep vermeld; alleen belangrijke convectieve bewolking van het CB- en towering-CU-type worden gemeld; een TCU kan namelijk gemakkelijk tot een CB uitgroeien met de daarbij behorende risico's!

- De temperatuur bedraagt (op 1,5 meter hoogte) 2^o C en de dauwpuntstemperatuur minus 3^o C; des te dichter de temperatuur en dauwpuntstemperatuur bij elkaar komen te liggen des te vochtiger is het.
- De QNH bedraagt 998 hPA.
- In het voorbeeld is de gehele groep "becmg fm 1230 tl 1330 0800 fg vv002" de trend; voor de komende 2 uur, gerekend vanaf 10.25 uur UTC, geldt de volgende verwachting:

tussen 12.30 (from) en 13.30 uur UTC (until) wordt een verandering (becoming) verwacht naar 800 meter zicht in mist met een verticaal zicht (vertical visibility, globaal vergelijkbaar met wolkenbasis) van 200 ft.

Andere afkortingen die in de trendgroep voor kunnen komen zijn.

NOSIG - **No significant change**; er worden geen belangrijke veranderingen verwacht.
 TEMPO - **Temporarily**; van tijd tot tijd wordt de weerswijziging verwacht die na de term TEMPO wordt vermeld.
 NSW - **No significant weather**; het voorgaande gerapporteerde weer houdt op.
 AT - **At**; de verandering wordt verwacht op het daarna volgende tijdstip in te gaan.
 PROB30 - **Probability 30%**; de kans is circa 30% dat een weersverandering, die na deze groep wordt genoemd, gaat optreden.

Om volledig te zijn wordt opgemerkt dat de militaire vliegvelden de trendgroep weergeven in de vorm van een kleurcodering.

Als voorbeeld een METAR van de vliegbasis Volkel:

241025 EHVK 36007kt 5000 sct012 bkn035 bkn130 14/13 q1013
 wht wht tempo grn=

De éérste "wht"-groep duidt op de weersituatie om 10.25 uur; de tweede groep "wht tempo grn" is de trend. Er worden voor de komende 2 uur hoofdzakelijk "witte" condities verwacht met een tijdelijke verslechtering naar "groen".

Ter informatie volgt de colourstate indeling:

<u>colourstate</u>	<u>zicht ten minste</u>	<u>wolkenbasis tenminste</u>
blu (blue)	8 km	2500 ft
wht (white)	5	1500
grn (green)	3,7	700
ylo (yellow)	1,6	300
amb (amber)	0,8	200
red	slechter dan amber	

De kleurcode geeft de slechtste waarde weer van het zicht of de bewolking; verder geldt ook hier als wolkenbasis de 5/8 (broken - bkn) grens.

In het algemeen zullen de METAR's (en TAF's, zie hieronder) gemakkelijker leesbaar zijn dan het eerste (fictieve) voorbeeld. De bedoeling van het voorbeeld is alleen om een indruk te geven welke variaties in de berichten kunnen voorkomen.

Juist omdat het verkrijgen van meteorologische informatie van wezenlijk belang is voor onze sport wordt een ieder nadrukkelijk aangeraden om met de METAR- en TAF-codes te leren omgaan, door stelselmatig de informatie op Teletekst (pagina 707) en bij havendiensten te raadplegen!

WEERSVERWACHTING TAF

Ook voor de afkorting TAF zijn meerdere vertalingen in omloop.

Voor ons is hier het belangrijkste kenmerk de letter **F**, die aangeeft dat er sprake is van een forecast; het is een weersverwachting.

Qua structuur lijkt de TAF op de METAR omdat van dezelfde codering gebruik wordt gemaakt. Er zijn echter een paar verschillen die aan de hand van een voorbeeld verduidelijkt worden.

240800 EHSB 0918 03007kt 8000 sct025 bkn080 bkn180 becmg 1113 3500 -ra sct010 bkn020 ovc070 tempo 1318 2000 -radz sct005 bkn007 ovc012=

Deze echte TAF is de 24-ste uitgegeven om 08.00 uur UTC.

De kenmerken van de TAF zijn:

1. De geldigheidsperiode:

deze wordt meteen na de stationsaanduiding vermeld;
deze TAF is geldig van 09.00 tot 18.00 uur UTC.

2. Veranderingsgroepen:

de groepen "becmg 1113" en "tempo 1318" geven aan dat de verwachte weersituatie gedurende dat tijdsinterval zal veranderen (al dan niet tijdelijk).

Recapitulatie METAR en TAF

Als slot volgt een overzicht van de belangrijkste kenmerken.

METAR

Weerrapport ('actual') dat elk ½ uur wordt uitgegeven.

Bevat aan het eind van het Bericht een verwachtingsgroep voor de komende 2 uur (trend).

TAF

Weersverwachting die elke 6 uur wordt uitgegeven.

De verwachting is 30 uur geldig.

INFORMATIEVOORZIENING

Teletekst

Het Weerbuletin voor de Kleine Luchtvaart is te vinden op pagina 707 van Teletekst. Op deze pagina staan ook de METAR's voor de belangrijkste weerstations in Nederland (veelal vliegvelden).

Internet

De website van het KNMI (<http://www.knmi.nl>) geeft naast het Weerbuletin voor de Kleine Luchtvaart ook een overzicht van METAR's en TAF's op vliegvelden, weerscheperen en andere stations op Nederlands grondgebied. De meeste informatie is te vinden op de subpagina <http://www.knmi.nl/voorl/weer/>. Een nadere uitleg van de opbouw van het weerbulletin, alsmede een verklaring van vrijwel alle voorkomende coderingen, is te vinden op subpagina <http://www.knmi.nl/voorl/nader/int707.htm> ("Weersinformatie voor de kleine luchtvaart", document van de KNMI Luchtvaartmeteorologische Dienst).

Havendiensten

De havendiensten op alle Nederlandse vliegvelden beschikken tegenwoordig over de meest recente weersinformatie. Op de kleinere velden wordt eenvoudigweg gebruik gemaakt van de informatie die via internet en Teletekst beschikbaar is. De regionale vliegvelden (Eelde, Twente, Beek en Rotterdam) beschikken over een eigen meteorologische dienst die rechtstreeks in contact staat met de luchtvaartmeteorologische dienst op Schiphol. Op deze grotere velden is vaak ook veel informatie aanwezig in de vorm van weerkaarten, radarbeelden, etc. Bovendien zijn vaak ook meteorologen aanwezig die op verzoek graag bereid zijn nadere toelichting te geven.