

Meteorologie

Herwerking van de theoriecursus voorjaar 2020:

Met de komst van het nieuwe part S-FCL dat ingaat op 8 april 2020 zijn in de Liga van Vlaamse zweefvliegclubs grote inspanningen geleverd om de theoriecursus aan te passen aan de nieuwe regelgeving en een leerdoelstellingen die door easa geformuleerd werden.

De herwerking van de cursus kwam tot stand dankzij de medewerking van verschillende vakspecialisten, FI's en TKI's.

Aan dit onderdeel werkten mee:

Easa-content:

3. METEOROLOGY

- 3.1. The atmosphere
- 3.2. Wind
- 3.3. Thermodynamics
- 3.4. Clouds and fog
- 3.5. Precipitation
- 3.6. Air masses and fronts
- 3.7 Pressure systems
- 3.8. Climatology
- 3.9. Flight hazards
- 3.10. Meteorological information

3. Leerdoelen - Meteorologie

	Onderdeel	Inhoud	Niveau/Leerdoel
3.1	De atmosfeer	Opbouw van de atmosfeer, eigenschappen van lucht, de standaard atmosfeer.	De leerling heeft elementaire kennis van de opbouw van de atmosfeer. Onderscheid de 4 elementaire sferen: troposfeer, stratosfeer, mesosfeer en thermosfeer en de overgangen tussen deze lagen. Kent de begrippen Isothermie, en inversie. De leerling is bekend met de eigenschappen van deze lagen en de standaard atmosfeer.
3.2	Wind	Drukverschillen en wind, Algemene luchtcirculatie, Samenhang luchtdruk en wind, Corioliseffect, invloed van wind op de temperatuur	De leerling is bekend met het begrip luchtdruk en het ontstaan van wind. Heeft inzicht in de algemene luchtcirculatie en de globale drukverdeling. Kent de begrippen hogedrukgebied en lagedrukgebied, drukgradiënt en isobaren. Kent de begrippen ruimen en krimpen, de wet van Buys Ballot, Is bekend met Corioliskracht en kent het begrip geostrofische wind. Kent de begrippen wind gradiënt en wrijvingslaag. De leerling is bekend met de invloed van obstakels op de luchtstroming en het ontstaan van turbulentie. De leerling kent het ontstaan van bergwinden en golfstijgwinden.
3.3	Thermodynamica	Temperatuur en temperatuurverschillen. Opwarming van het aardoppervlak, de dagelijkse gang, seizoenen. Temperatuurverloop over het aardoppervlak. Verticale luchtstromen en thermiek. Adiabatische processen en de invloed van water.	De leerling is bekend met de wet van behoud van energie en de daaruit volgende samenhang tussen temperatuur volume en druk. De leerling is op de hoogte van begrippen: hoek van instraling, weglente van straling door de atmosfeer, soortelijke warmte van het aardoppervlak, reflectie en het effect van bewolking op de instraling en uitstraling van het aardoppervlak. De leerling is bekend met de dagelijkse gang en het ontstaan van seizoenen. Het ontstaan van verticale luchtbewegingen, thermiek als gevolg van de instraling. De leerling is bekend met het begrip toestandkromme en de droog- en nat-adiabatische processen die plaats vinden bij luchtbewegingen. Kent de markante begrippen : Isothermie, inversie, condensatie niveau, dauwpunt, grondinversie. Ook zijn de begrippen stabiel, onstabiel en indifferent bekend alsmede het ontstaan van wolken.
3.4	Wolken	Eigenschappen van water, luchtvochtigheid. Condensatie kernen, vrieskernen. Bewolking, wolkensoorten, bedekkingsgraad. Ontwikkeling van buien.	De leerling begrijpt de rol van water in de atmosfeer. Hij is op de hoogte van de fysische eigenschappen van water, begrippen als soortelijke warmte, aggregatie toestand, relatieve vochtigheid. Het ontstaan van wolken en de rol van condensatie en vries kernen. De leerling kent de processen die zich afspelen in een gemengde wolk. Het ontstaan van neerslag en buien. De leerling is bekend met de begrippen condensatie niveau en dauwpunt. Het begrip bedekkingsgraad is bekend evenals de wolken geslachten en families. De bijzondere kenmerken van onweer, het ontstaan ervan en de specifieke gevaren voor zweefvliegen van onweer.
3.5	Hydrometeoren	Vormen van neerslag: regen, onderkoelde regen, ijsregen, sneeuw en hagel. Mist en nevel.	De verschillende verschijningsvormen van hydrometeoren zijn bekend alsmede de processen die bij het ontstaan horen.
3.6	Luchtsoorten /fronten	Weersystemen: Brongebieden, luchtsoorten en luchtmassa's. Fronten, warmtefront, koufront, stationair front. Depressies en oclusiefrenten.	Weersystemen worden behandeld waarbij de leerling begrippen als brongebied en luchtsoort en de eigenschappen ervan leert kennen. De 6 in Nederland voorkomende luchtsoorten worden behandeld alsmede hun oorsprong en invloed op de lokale weersituatie. De leerling is op de hoogte van frontsystemen, de kenmerken bij passage van

			dergelijke systemen en de betekenis voor de te verwachten weersontwikkeling. De begrippen warmtefront, koufront, oclusie front en het ontstaan van frontale depressies worden behandeld.
3.7	Lucht druk en druksystemen	Luchtdruk, Drukgebieden, luchtdruk verloop op hoogte, stromingspatroon rond drukgebieden op verschillende hoogten en subsidentie.	De leerling kent het begrip luchtdruk, is op de hoogte van druksystemen en de betekenis ervan voor horizontale en verticale luchtbewegingen. Begrippen als subsidentieinversie, rug en wig van hoge druk zijn bekend.
3.8	Lokale verschijnselen specifiek van belang voor zweefvliegen.	Een aantal voor zweefvliegen van belang zijnde lokale en/of tijdelijke verschijnselen.	De leerling is in algemeen zin bekend met weersystemen die in berg gebieden voorkomen. Begrippen als kamwolk, dalwind, bergwind, föhn en golfstijgwind zijn bekend. Het ontstaan van zeebries effect wordt behandeld alsmede het ontstaan van wolkenstraten.
3.9	Gevaren voor zweefvliegen t.g.v. weer.	Gevaren bij buien, onweer, ijs afzetting. Invloed van lokale weersontwikkeling op de zicht condities. Turbulentie.	De leerling is op de hoogte van de specifieke gevaren die het ontstaan van buien voor zweefvliegen met zich meebrengen. Daarbij worden zowel de gevaren op de grond als tijdens de vlucht behandeld. Specifiek wordt ingegaan op de risico's van het vliegen in de buurt van onweer. De leerling is op de hoogte van de risico's die ontstaan ten gevolge van: ijsafzetting, bliksem, turbulentie, zichtbeperkingen en windvariaties in richting en sterkte.
3.10	Informatie bronnen	Weersinformatie: Algemeen, weerbericht voor de kleine luchtvaart, METAR en TAF. Bronnen via internet: KNVvL/KNMI. Weerkaarten. Lezen van satellietbeelden en buienradar.	De leerling wordt geleerd hoe weerkaarten moeten worden geïnterpreteerd. De leerling is bekend met de verschillende weersinformatie bronnen die beschikbaar zijn en de daarbij gebruikte codering. De leerling wordt geleerd hoe inzicht te krijgen in de processen die het weer bepalen, voldoende actuele gegevens te verkrijgen van het weer zowel voor de vlucht als tijdens de vlucht. De leerling leert om de weergegevens om te zetten in praktische informatie voor het creëren van een eigen weerbeeld.

Inhoudsopgave

3	Meteorologie	5
3.0	Inleiding.....	5
3.1	Atmosfeer.....	6
3.1.1	Samenstelling	6
3.1.2	Structuur van de atmosfeer	6
3.1.3	Internationale standaardatmosfeer (ISA).....	7
3.2	Wind.....	8
3.2.1	Inwerkende krachten	8
3.2.2	Geostrofische wind	8
3.2.3	Gradiëntwind.....	9
3.2.4	Grondwind	9
3.2.5	Lokale winden.....	9
3.2.6	Aanduiding van windrichting en -sterkte	10
3.3	Thermodynamische aspecten.....	12
3.3.1	Opwarming van de troposfeer	12
3.3.2	Jaarlijkse en dagelijkse variaties	12
3.3.3	Vochtigheid	13
3.3.4	Toestandskromme	15
3.3.5	Adiabaten.....	15
3.3.6	Types stabiliteit.....	17
3.3.7	Interpretatie van een toestandskromme	18
3.3.8	Ontstaan van thermiek.....	19
3.4	Wolken	20
3.4.1	Classificatie van wolken.....	20
3.4.2	Beschrijving van wolken	20
3.4.3	Thermiek.....	22
3.5	Neerslag.....	24
3.5.1	Definitie.....	24
3.5.2	Theorieën.....	24
3.5.3	Types neerslag	24
3.6	Luchtmassa's en fronten.....	26
3.6.1	Identificatie en classificatie	26
3.6.2	Fronten	27
3.7	Luchtdruk	31
3.7.1	Definitie.....	31
3.7.2	Druksystemen.....	31
3.7.3	Altimetrie.....	32
3.8	Klimatologie	35
3.8.1	Algemene luchtcirculatie.....	35
3.9	Gevaarlijke weerfenomenen	36
3.9.1	Cumulonimbus (Cb).....	36
3.9.2	Microburst.....	37
3.9.3	Windschering	38
3.9.4	Zogturbulentie (vortex).....	38
3.9.5	Rotor (golfvliegen)	39
3.10	Meteorologische informatie.....	40
3.10.1	Bijzondere weereffecten	40
3.10.2	Weerkaarten; algemene interpretatie / symbolen.....	41
3.10.3	Satellietfoto's (zichtbaar en IR).....	43
3.11	Index.....	44

3 Meteorologie

3.0 Inleiding

Een basiskennis meteorologie is onmisbaar om de bewegingen van de atmosfeer te begrijpen, te voorspellen en er efficiënt gebruik van te maken. Het weer is namelijk onze enige energiebron bij het zweefvliegen.

Het beheersen van dit hoofdstuk zal dus leiden tot betere prestaties, meer zelfvertrouwen en veiliger vluchten.

Dit onderdeel werd voornamelijk opgesteld door Rudi Coomans en Yven Mauroo, aan de hand van hun eigen cursus, en bijgewerkt door Stéphane Vander Veken. Voor sommige onderdelen werd teruggegrepen op het boek "Theorie van het zweefvliegen", van de KNVvL. Een paar opmerkingen uit diverse bronnen leidden tot aanpassingen en aanvullingen t.o.v. de sneuvelversie.

3.1 Atmosfeer

De atmosfeer is de luchtlag die de aardbol omringt. De atmosfeer wordt ook dampkring genoemd, niettegenstaande deze slechts uit een zeer kleine hoeveelheid waterdamp bestaat.

3.1.1 Samenstelling

Tot ongeveer 85 000 m hoogte blijft de samenstelling van de lucht constant. **Droge lucht** bestaat uit **78% stikstof**, **21% zuurstof** en een kleine hoeveelheid andere gassen (o.a. Ozon). De atmosfeer bevat ook kleine hoeveelheden waterdamp. Al dan niet het belangrijkste gas in de atmosfeer. Zonder waterstof is er geen weer. Deze concentratie (volume per volume eenheid) is afhankelijk van de hoogte, de breedteligging en de weersgesteldheid.

3.1.2 Structuur van de atmosfeer

De lagere atmosfeer bestaat uit 2 "schillen" of **sferen**.

- **De troposfeer**

De troposfeer is de eerste schil, deze strekt zich uit van het grondoppervlak tot een hoogte van 11.000 m met een temperatuurafname van gemiddeld 0,65°C / 100 m. Hierin spelen de meeste weersfenomenen zich af. De troposfeer is aan de polen dunner dan aan de evenaar. Ter hoogte van onze breedteligging is de dikte rond de 11 000 m , wat ook als gemiddelde waarde aangenomen wordt.

- **De tropopauze**

De tropopauze scheidt de twee schillen van de lagere atmosfeer, namelijk de troposfeer en de stratosfeer. In theorie wordt gezegd dat de hoogte gemiddeld 11 km bedraagt. De hoogte van de tropopauze wordt bepaald door de temperatuur van de lucht bij het aardoppervlak. Dit betekent dat wanneer we een zeer koude temperatuur hebben, bijvoorbeeld de polen, de tropopauze lager zal liggen. Wanneer we een hoge temperatuur hebben, bijvoorbeeld de evenaar, zal de tropopauze heel wat hoger zijn. De reden hiervan is dat koude lucht 'krimpt' en warme lucht zet uit.

- **De stratosfeer**

De **stratosfeer** is de tweede schil die tot de lagere atmosfeer gerekend wordt, deze bevindt zich boven de troposfeer en strekt zich uit tot een hoogte van gemiddeld 50 km. Hier heerst een temperatuurinversie: de temperatuur stijgt met de hoogte. Dit is het gevolg van een exothermisch proces dat plaatsvindt. **Ozon** absorbeert de ultraviolet radiatie waardoor er warmte vrijkomt in de stratosfeer. De overige zonnestrallen (zichtbaar en infrarood) worden nauwelijks door de atmosfeer geabsorbeerd.

Boven de stratosfeer vinden we nog de mesosfeer, de thermosfeer en de exosfeer, die echter buiten het bestek van deze cursus vallen.

3.1.3 Internationale standaardatmosfeer (ISA)

De atmosfeer is een zeer veranderlijk milieu. Vlieginstrumenten kunnen onmogelijk met steeds variabele parameters rekening houden. Daarom vertrekt men van een gemiddelde situatie, die men de **standaardatmosfeer** noemt en die wereldwijd gebruikt wordt in de luchtvaart.

Het is weinig waarschijnlijk dat men ooit precies een situatie treft waar deze standaardatmosfeer precies gerealiseerd wordt. Het is een denkbeeldige atmosfeer die toelaat om instrumenten op een eenvormige manier te ontwerpen en te ijken, zodat iedereen een gemeenschappelijke basis gebruikt bij ontwerp en toepassing van instrumenten gebaseerd op de atmosfeer: hoogtemeter, maar ook snelheidsmeter en variometer.

- **Standaardatmosfeer:**
 - Temperatuur op zeeniveau van 15°C
 - Druk op zeeniveau van 1013.25hPa
 - Luchtdichtheid op zeeniveau 1225g/m³
 - Afname temperatuur met 0,65°C/100m tot 11 km hoogte
 - Constante temperatuur van -56,5°C van 11 km tot 20 km hoogte

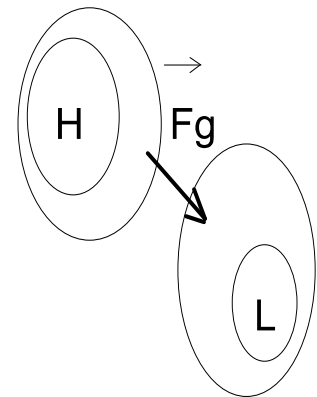
Luchtdruk in hPa	Meter	Voet
1 000	111	364
850	1 457	4 781
700	3 012	9 882
500	5 574	18 289
300	9 164	30 065
250	10 363	33 999
200	11 784	38 662
100	16 180	53 083
70	18 442	60 504

3.2 Wind

De wind is de horizontale beweging van de lucht ten opzichte van het aardoppervlak. Lucht stroomt steeds weg van een hogedrukgebied naar een lagedrukgebied en dit steeds volgens een draaiende beweging, zoals de draaikolk rond de afloop van een bad.

3.2.1 Inwerkende krachten

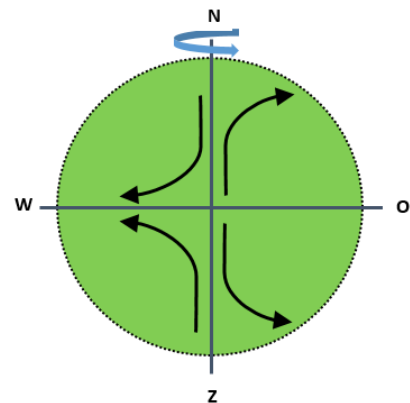
De lucht zal steeds gestuwd worden van een hoge- naar een lagedrukgebied, dit is de **luchtdrukgradiënt**. Intuïtief denkt men dat dit gebeurt loodrecht op de isobaren. Niets is echter minder waar: omwille van het **Corioliseffect** wordt de wind afgebogen en zal nagenoeg parallel met de isobaren stromen. Alleen in de lagere luchtlagen zal er enige “opvulling” van de depressie gebeuren en “uitstroom” uit het hogedrukgebied.



Hoe korter bij elkaar de isobaren, hoe groter de drukgradiënt (drukverval per afstand) en hoe hoger de windsnelheid. In het noordelijk halfrond zal de wind in wijzerzin rond een hogedrukgebied draaien en in tegenwijzerzin rond een lagedrukgebied. In het zuidelijk halfrond is dit het omgekeerde.

Door de draaiing van de aarde wijken bewegende luchtdeeltjes af van hun oorspronkelijke baan. Dit verschijnsel heet het Corioliseffect. De schijnbare kracht, die op de luchtdeeltjes wordt uitgeoefend, noemt men Corioliskracht. Het Corioliseffect is afhankelijk van de plaats op aarde, de luchtdensiteit en de snelheid van de wind.

Op het noordelijk halfrond is de afwijking van de luchtdeeltjes, kijkend met de wind in de rug, naar rechts gericht. Op het zuidelijk halfrond krijgt een in beweging zijnde luchtstroom een afwijking naar links. De reden hiervan is dat deeltjes aan de evenaar een grotere snelheid hebben dan aan de polen door de grotere afstand van het zogenoemde draaipunt. Wanneer de lucht van de evenaar richting de polen beweegt zal deze een grotere snelheid hebben dan het aardoppervlak op een hogere breedtegraad en dus afwijken. De kracht wordt groter, naarmate men dichterbij de polen komt, op de evenaar is het effect nul. Bovendien geldt, hoe sneller de luchtbeweging, hoe sterker het Corioliseffect.



3.2.2 Geostrofische wind

Als gevolg van het Corioliseffect verplaatst een luchtdeeltje zich niet meer loodrecht op de isobaren van hoge druk naar lage druk, maar volgt **rechte isobaren**. De luchtstroming die zo ontstaat, heet de **geostrofische wind**. Deze wind kan alleen waaien in een rechte lijn. Een deeltje dat als gevolg van de drukgradiënt in beweging komt, ondervindt een (Coriolis)kracht naar rechts. Het deeltje buigt af naar rechts. Er ontstaat een nieuwe situatie. Het deeltje beweegt in een nieuwe richting. De Corioliskracht werkt nog steeds loodrecht op de bewegingsrichting, waardoor het deeltje steeds meer evenwijdig aan de isobaren gaat bewegen. Uiteindelijk ontstaat er een situatie, waarbij de Corioliskracht in evenwicht is met de

gradiëntkracht. Het deeltje blijft de isobaren volgen. Door de Corioliskracht krijgt het deeltje niet alleen een andere richting, maar ook een grotere snelheid.

Buys Ballot omschreef dit verschijnsel in de naar hem genoemde wet als volgt: “staande met de rug in de wind, heeft de waarnemer links van hem een lagedrukgebied en rechts van hem het hogedrukgebied” (in het noordelijke halfmond).

3.2.3 Gradiëntwind

Een gradiëntwind is een wind die ontstaat wanneer de isobaren gebogen zijn. Dit is in tegenstelling tot de geostrofische wind waarbij deze recht zijn. Het gevolg van de gebogen isobaren is een bijkomende kracht. De wind zal dus beïnvloed worden door 3 krachten. De drukgradiënt, de corioliskracht en de **centrifugale kracht**.

3.2.4 Grondwind

Aan het aardoppervlak wordt de wind gehinderd door allerlei obstakels. Hierdoor ontstaat **wrijving**. Hoe groot de wrijving is, hangt af van de structuur van het aardoppervlak. Bij wateroppervlakken of vlak polderland is de wrijving minder dan bij een bosrijke omgeving afgewisseld met weilanden en steden of dorpen. De wrijving speelt zich af in de onderste 1000 m van de atmosfeer. Deze laag wordt wrijvingslaag genoemd. Hoe hoger men komt, hoe minder de wrijving is. In de wrijvingslaag veranderen de windsnelheid en windrichting.

De windsnelheid en richting varieert gedurende de dag. Deze variatie is te wijten aan het mixen van luchtlagen. Door de opwarming van de grond ontstaat er thermische stromingen (convectie). Deze stromingen hebben als gevolg dat de wind op de grond gemiddeld zal worden met de krachtigere wind bovenaan de wrijvingslaag. De wind zal ruimen en toenemen overdag met een maximum rond 1500h. Hierna zal deze krimpen en afnemen in sterkte

Wanneer er geen wrijving is, is de werkelijke wind gelijk aan de geostrofische wind. Dit is bijvoorbeeld het geval boven zee. De kracht die als gevolg van de wrijving op een deeltje werkt, heet de wrijvingskracht en werkt tegengesteld aan de bewegingsrichting van de lucht. Door de wrijvingskracht neemt de windsnelheid af. Daardoor neemt het effect van de Corioliskracht ook af. Omdat de drukgradiënt niet verandert, waait de werkelijke wind meer richting de drukgradiënt. Deze door wrijving afgebogen wind noemt men **grondwind**.

3.2.5 Lokale winden.

- **Land- en zeewind**

Overdag warmt het land sneller op dan de zee, hierdoor zal de landlucht stijgen. Het ontstane "tekort" zal aangevuld worden met lucht van boven de zee, er ontstaat een wind vanuit de zee naar het land = **zeewind** of **zeebries**. Deze bries is zeer betrouwbaar en laat vluchten toe langs duinenrijen of kliffen. De zeebries brengt echter koelere lucht landinwaarts, die geleidelijk de grond afkoelt en zo de thermiek verzwakt. Er vormt zich ook een frontvlak waar de zeebries botst met de luchtmassa boven het land: langs dit zeebriesfront kunnen mooie vluchten gemaakt worden. 's Nachts gebeurt het omgekeerde. De zee is nu warmer dan het land doordat de zee minder snel afkoelt. Hierdoor stijgt de lucht boven de zee en er ontstaat nu een wind naar zee toe = **landwind**.

- **Anabatische en katabatische wind**

Dit zijn bergwinden.

Een helling naar de zon gekeerd zal snel opwarmen. Deze warmte wordt afgegeven aan de luchtlaag juist boven de helling. De opgewarmde lucht stijgt en het tekort zal aangevuld worden door koelere lucht die uit de vallei aangezogen wordt. Dit noemt men **anabatische** wind. Hij zorgt ervoor dat er in de loop van de dag in de vallei een windstroming ontstaat die bergopwaarts verloopt, naar het hoogste gedeelte van de vallei toe.

's Nachts zal de lucht in de vallei afkoelen, zwaarder worden en naar beneden stromen, en daarbij de lucht uit de hogere luchtlagen naar beneden "trekken". Er ontstaat een windstroming bergafwaarts, die men **katabatische** wind noemt. Hierdoor kan er mist ontstaan in de vallei.

- **Föhn, Mistral, e.d.**

In bepaalde streken heeft men aan een welbepaald soort wind een naam gegeven. Zo is de Föhn een krachtige, warme en droge wind in de Alpen. Deze wind waait aan de lijszijde van de berg. De Mistral is een krachtige noordenwind in de Rhônevallei en omstreken.

3.2.6 Aanduiding van windrichting en -sterkte

- **De windrichting**

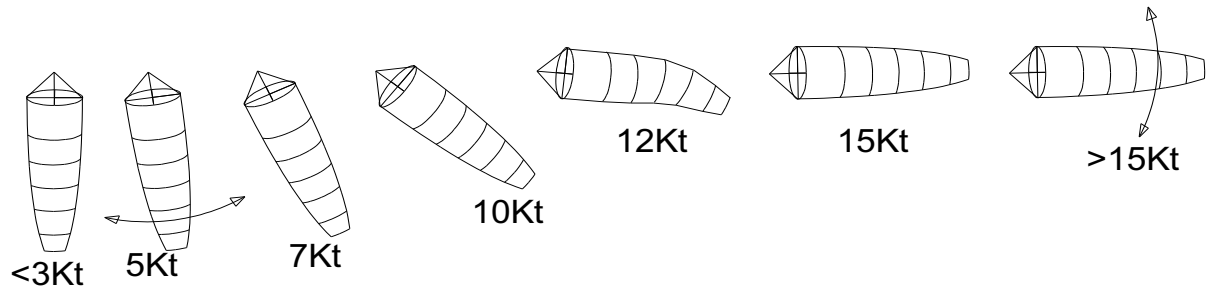
Een wind van 90° komt uit het oosten. Om de richting van de wind te bepalen gebruikt men 'graden'. Belangrijk om te weten is dat de windrichting wordt uitgedrukt van waar de wind **KOMT**, niet waar de wind naartoe gaat. Een noorderwind komt vanuit het noorden dus 360° of 000°. De windrichting wordt bepaald met een windvaan, de windsterkte met een windmeter of anemometer.

De windsterkte kan op meerdere manieren worden uitgedrukt:

- Beaufortschaal : arbitraire schaal
- Windsnelheid in knopen: 1,8 km/u = 1Kt

Beaufort	Kt	km/h	Benaming	Omschrijving
0	Kleiner dan 1	Kleiner dan 2	Stil	Windstil-Rook stijgt recht op.
1	1 tot 3	2 tot 6	Flauw	Rookpluimen geven windrichting aan.
2	4 tot 6	7 tot 12	Flauwe koelte	Bladeren ritselen. Wind voelbaar in gelaat.
3	7 tot 10	13 tot 18	Lichte koelte	Bladeren en tijgen bewegen. Wimpels zijn gestrekt.
4	11 tot 16	19 tot 29	Matige koelte	Stof en papier dwarrelen op. Kleine takken bewegen.
5	17 tot 21	30 tot 38	Frisse bries	Bebladerde takken zwaaien.
6	22 tot 27	39 tot 49	Stijve bries	Grote takken bewegen, de wind fluit.
7	28 tot 33	50 tot 59	Harde wind	Gehele bomen buigen, wandelen tegen de wind is moeilijk.
8	34 tot 40	60 tot 72	Stormachtig	Twijgen en takken breken af.
9	41 tot 47	73 tot 85	Storm	Lichte schade aan gebouwen. Pannen worden afgerukt.
10	48 tot 55	86 tot 99	Zware storm	Ontwortelde bomen, aanzienlijke schade.
11	56 tot 63	100 tot 113	Zeer zware storm	Zeer uitgebreide schade.
12	64 en meer	114 en meer	Orkaan	Zeer uitgebreide schade.

Uit de tabel kunnen we reeds enkele windsnelheden schatten aan de hand van rook en bewegingen van bomen. Op het vliegveld hangt echter steeds een windzak, uit de stand en het gedrag waarvan men de windrichting en sterkte kan afleiden



- **Symbolen op kaart**



Op kaarten en TEMP-diagrammen wordt de wind aangeduid met een pijl, waarbij de pijl zelf de richting aanduidt, en de "veer" de windkracht. Een kort streepje = 5 kts, een lang streepje = 10kts, een driehoekje = 50 kts.

3.3 Thermodynamische aspecten

3.3.1 Opwarming van de troposfeer

De zon is de enige energiebron voor de aarde. Door de grote afstand ontvangt de aarde slechts één twee miljardste van de totale zonne-energie.

Het is belangrijk om te weten dat de atmosfeer zo goed als niet rechtstreeks wordt opgewarmd door de zonne-instraling. Warmteoverdracht gebeurt door elektromagnetische golven, zonder dat er een medium nodig is. Er bestaan twee soorten golven namelijk een korte en lange golflengte. De radiatie van de zon is degene met een korte golflengte. Deze golf wordt deels weerkaatst en voor een klein deel geabsorbeerd en omgezet in warmte. Maar de atmosfeer zelf is a.h.w. "doorschijnend" voor die golven, en wordt dus niet verwarmd door de golven die er doorheen gaan (uitzondering: UV-stralen in de stratosfeer, zie hoger). De infraroodstralen, de warmste in het lichtspectrum, gaan gewoon door tot het aardoppervlak.

Op het aardoppervlak worden de zonnestrallen omgezet in warmte, doordat een deel van de straling geabsorbeerd wordt (**absorptie**). De aarde zal deze warmte uitstralen in de vorm van een lange golflengte. De verhouding van teruggekaatste vs. geabsorbeerde warmte hangt af van het **albedo** (verhouding tussen totaal invallende en teruggekaatste straling). Een donker oppervlak zal meer absorberen dan een licht (bv. Wit) oppervlak.

Zoals eerder besproken **absorbeert** het aardoppervlak de elektromagnetische straling en stuurt deze daarna weer uit in de atmosfeer. Deze stralingen zullen op hun beurt opgenomen door de broeikasgassen. (H₂O, CO₂ en CH₄) De onderste luchtlagen zullen verwarmd worden door een proces genaamd **conductie**. Dit wilt zeggen dat er een overdracht is van warmte. Denk bijvoorbeeld aan een hete startbaan in de zomer die de luchtlaag erboven enorm zal opwarmen.

De lucht die wordt opgewarmd zal hierdoor stijgen. Dit zal thermiek creëren. Dit proces heet **convectie**. Een laatste proces dat deel uitmaakt bij de opwarming van de atmosfeer is **condensatie**. Wanneer de lucht stijgt zal deze afkoelen wat zal leiden tot condensatie. In dit proces (gas → waterdruppels) komt er warmte vrij. Dit draagt bij tot de opwarming van de troposfeer.

3.3.2 Jaarlijkse en dagelijkse variaties

▪ Invalshoek van de zon

De hoeveelheid geabsorbeerde warmte hangt ook af van de **invalshoek** (een schuinere invalshoek verlengt de afstand die de straling aflegt door de atmosfeer, waardoor meer kans is op energieverlies, en vergroot de oppervlakte die door een bepaalde hoeveelheid energie wordt bestraald, waardoor minder energie per m² beschikbaar komt). De invalshoek van de zon hangt dus ook af van de breedtegraad waarop we ons bevinden

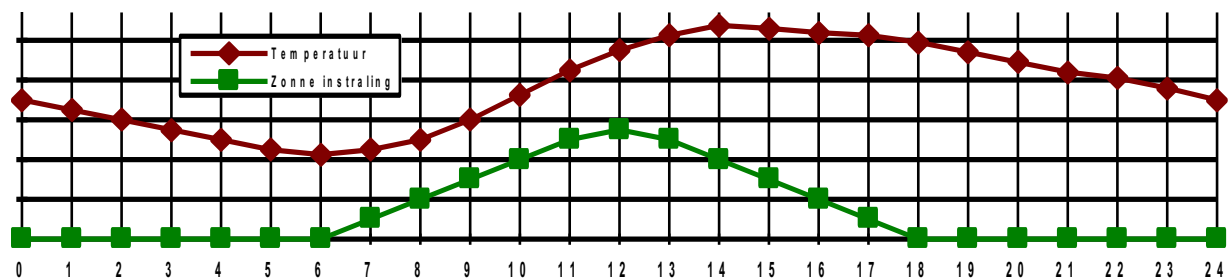
▪ Seizoenseffect

Door het draaien van de aarde rond de zon, en de inclinatie van de aardas t.o.v. het vlak waarin de aarde draait, krijgen we niet overal steeds evenveel zon per m². Dit geeft o.a. aanleiding tot de jaargetijden, zomer in het noorden = winter in het zuiden.

Het geeft ook aanleiding tot grote onderscheiden tussen evenaar en polen. Enkel tussen evenaar en keerkringen kan de zon ooit in het zenit staan, dus loodrecht de aarde beschijnen. Op hogere breedtes zal de zon hoe langer hoe schuiner invallen.

▪ **Dagelijkse variaties**

De temperatuur verandert met de zonne-instraling en bereikt rond 6h00 zonnetijd een minimumwaarde, om terug een maximum te bereiken rond 15h00. Op de grafiek zien we de maximumtemperatuur zowat 2 uren na de maximale zonne-instraling. Deze vertraging is er omdat we ons er van bewust moeten zijn dat de geabsorbeerde energie niet onmiddellijk wordt uitgestraald. De geabsorbeerde warmte accumuleert in de bodem en wordt slechts langzaam uitgestraald. Hierdoor bereikt ook de temperatuur 's morgens zijn minimum een halfuur na zonsopkomst.



Wolken zijn een belangrijke factor in de dagelijkse variaties. Overdag zullen de wolken zonneinstraling beperken en weerkaatsen waardoor we geen maximale instraling zullen verkrijgen en dus met gevolg geen optimale thermiek. 's Nachts kunnen we het omgekeerde waarnemen. Wanneer we een wolkenlaag hebben zal dit functioneren als een deken en zullen dus een kleinere daling in temperatuur voelen.

Wind zal ook een grote invloed hebben over de temperatuurschommelingen overdag en 's nachts. Overdag zal wind ervoor zorgen dat de verschillende lagen gemengd worden en de tijd van de lucht in contact met de grond verminderen. Hierdoor zal de temperatuur niet maximaal zijn overdag. 's Nachts zal de koude lucht bij de grond gemengd worden met de warmere lucht erboven (inversie) met het gevolg dat temperatuur niet even sterk kan dalen.

3.3.3 Vochtigheid

Luchtvochtigheid wordt bepaald door de hoeveelheid gasvormig water (= waterdamp) die aanwezig is in de lucht. Deze hoeveelheid kan op verschillende wijzen uitgedrukt worden.

▪ **Gewicht van een kubieke meter lucht**

Het gewicht van een kubieke meter lucht zal sterk variëren naargelang de densiteit (dichtheid) van de lucht. Op zeeniveau is dit ongeveer $1,225 \text{ kg/m}^3$. Het gewicht zal variëren naargelang de temperatuur en de samenstelling van de lucht. Voor die samenstelling is de voornaamste variabele de luchtvochtigheid, de overige onderdelen (zuurstof, stikstof, CO_2 enz.) zijn procentueel nagenoeg constant.

▪ **Waterdamp**

Door vloeibaar water op te warmen zal het gaan verdampen. Waterdamp (onzichtbaar) mag niet verward worden met stoom (vloeibare kleine druppels, zoals met mist of nevel). IJs (water in vaste vorm) kan rechtstreeks overgaan van vaste naar dampvormige toestand; in de fysica wordt dit sublimatie genoemd, in de meteorologie rangschikken we dit eveneens onder de noemer van verdamping.

▪ **Absolute vochtigheid**

De **absolute luchtvochtigheid** is de hoeveelheid **water in gram** die **per m³ lucht** aanwezig is. Voor een zelfde absolute luchtvochtigheid zal de relatieve luchtvochtigheid variëren naargelang de temperatuur.

- **Specifieke vochtigheid**

Dit is de massaverhouding van de waterdamp (mw) t.o.v. de vochtige lucht (mvl);

- **Mengverhouding**

Dit is de massaverhouding van de waterdamp (mw) t.o.v. de droge lucht (mdl).

- **Relatieve vochtigheid**

De **relatieve luchtvochtigheid** wordt algemeen uitgedrukt in %. Dit betekent het percentage vochtigheid (waterdamp = gasvormig water) in de lucht ten opzichte van de maximaal mogelijke hoeveelheid. Bij 100 % (= verzadigde lucht) zal waterdamp namelijk condenseren, d.i. overgaan van de gasvorm in de vloeibare vorm. De relatieve vochtigheid U wordt wetenschappelijk gegeven als de verhouding in % van de actuele mengverhouding w t.o.v. de mengverhouding bij verzadiging w_s :

$$U = 100 \times (w / w_s) \%$$

Voor een zelfde absolute luchtvochtigheid zal de relatieve luchtvochtigheid hoger worden bij afkoeling, en lager bij opwarming. Als vochtige lucht voldoende afkoelt (bijvoorbeeld omdat de lucht stijgt en dus uitzet) om 100 % relatieve vochtigheid te bereiken, zal condensatie optreden.

- **Dauwpunt**

Het dauwpunt is de temperatuur waarbij de lucht verzadigd raakt (100 % luchtvochtigheid) wanneer die bij constante druk afgekoeld wordt. Hoe groter de relatieve vochtigheid, hoe minder de lucht zal mogen afkoelen om druppels te vormen. Het dauwpunt is van groot belang voor de voorspelling van cumuluswolken.

- **Condensatie**

Wanneer de temperatuur daalt, zal de lucht minder damp kunnen bevatten, en vanaf 100 % luchtvochtigheid zal condensatie optreden. In de praktijk merkt men dat die condensatie echter niet spontaan optreedt, maar zich slechts vormt rond zgn. condensatiekernen, verontreinigingen in de lucht waarrond zich druppels vormen. Vervuiling werkt dus wolkenvorming in de hand. Het verschijnsel wordt in sommige landen gebruikt om (beperkt) het klimaat te controleren: door wolken (kleine druppels die als aerosol in de lucht blijven hangen) te bestrooien met zilverjodide of andere producten worden grotere waterdruppels gevormd, die dan als regen neerslaan. Zo vermijdt men hagelbuien of ongewenste neerslag verder wind afwaarts.

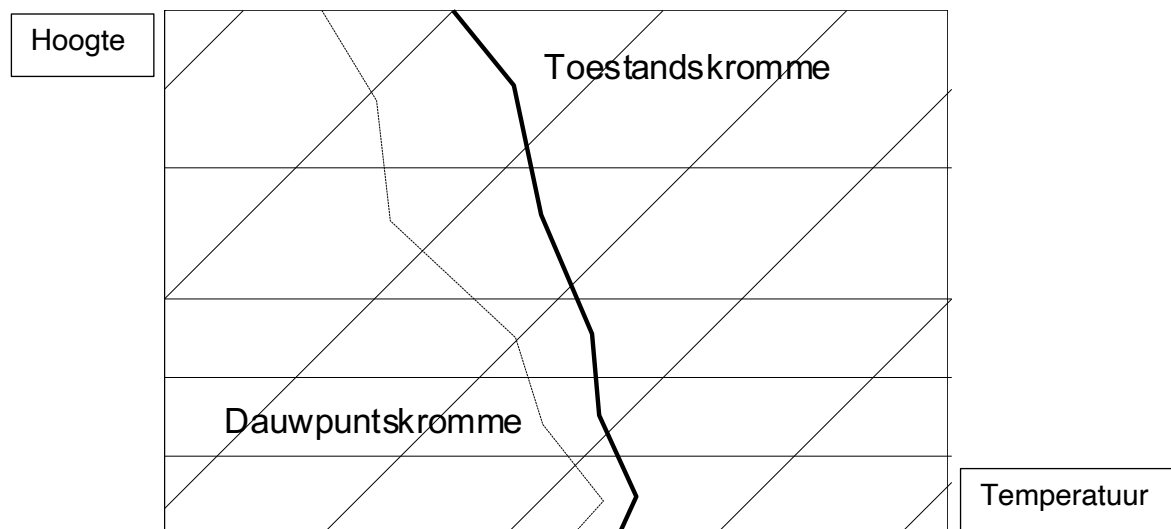
Condensatie gebeurt eveneens bij aanvoer van bijkomende vochtigheid bij constante temperatuur.

Condensatie geeft aanleiding tot het ontstaan van wolken, mist en nevel.

3.3.4 Toestandskromme

Wanneer we een mooie thermieklucht maken, is dat te danken aan de instabiliteit van de atmosfeer: het feit dat een opstijgende luchtmasa blijft stijgen. Hoe komt deze situatie tot stand?

Wanneer we de dauwpunttemperatuur en de temperatuur meten in functie van de hoogte en deze uitzetten in een TEMP-diagram krijgen we een grafiek zoals in onderstaande figuur. De uitgezette temperatuur in functie van de hoogte noemt men de toestandskromme.



- **Verloop temperatuur in functie van de hoogte**

Zoals eerder besproken zal de temperatuur van de luchtmasa in de onderste luchtlagen (troposfeer) afnemen met de hoogte, en wel met een gradiënt van gemiddeld $0,65^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. In werkelijkheid zal dit echter nooit een constant verval zijn, de lucht kan sneller of trager afkoelen, tijdelijk dezelfde temperatuur behouden – men spreekt dan van **isothermie** – of zelfs gaan stijgen met de hoogte – dit noemt men **inversie**. In de stratosfeer heerst permanent een temperatuurinversie.

- **Verloop dauwpunt in functie van de hoogte**

Het dauwpunt (**Td**) zal normaliter afnemen met de hoogte. De afstand tussen de dauwpuntkromme en de toestandskromme geeft ons een maat van de luchtvochtigheid: hoe groter de afstand, hoe droger de lucht op die hoogte. Als beide krommen raken, hebben we 100 % luchtvochtigheid en zal condensatie optreden. Als dit bij de grond gebeurt, krijgen we nevel of mist, op grotere hoogte krijgen we stratus, altostratus of cirrostratusbewolking (zie verder). Op het TEMP-diagram kan men vanuit Td aan de grond met behulp van de passende mengverhoudingslijn (lijn van constante verhouding gram waterdamp t.o.v. kilogram droge lucht) de wolkenbasis bepalen (zie verder).

3.3.5 Adiabaten

Een verloop wordt **adiabatisch** genoemd als er daarbij **geen warmte-uitwisseling** gebeurt met het omringende milieu. Wij zullen ons concentreren op het temperatuurverloop van een luchtdeeltje dat naar omhoog gebracht wordt t.o.v. de omringende luchtmasa. Hierbij onderscheiden we twee fasen.

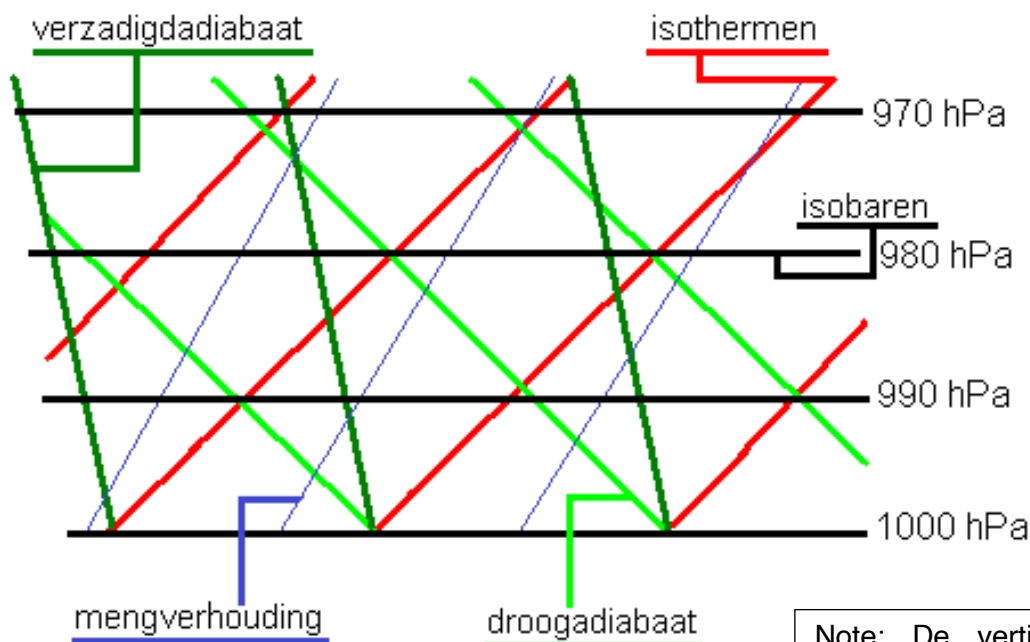
- **Onverzadigde damp**

De zogenaamde droog-adiabaat (in feite: **onverzadigde adiabaat**) stelt de temperatuursverandering voor van opstijgende droge lucht. De temperatuurgradiënt (temperatuursverandering) van niet-verzadigde vochtige lucht bedraagt 1°C per 100 m. Er treedt geen condensatie op in deze fase. De daling van de temperatuur is toe te schrijven aan het feit dat het luchtdeeltje, als het naar omhoog gaat, aan een dalende druk wordt blootgesteld en dus gaat uitzetten. Deze uitzetting vergt arbeid, die door het luchtdeeltje geleverd wordt. De energie voor deze arbeid komt uit de temperatuur van het deeltje: uitzetting gaat dus gepaard met een temperatuurdaling.

- **Verzadigde damp**

De zogenaamde nat-adiabaat (in feite **verzadigde adiabaat**) stelt de temperatuursverandering voor van opstijgende vochtige, verzadigde lucht. De temperatuurgradiënt van verzadigde lucht bedraagt 0,5°C per 100 m. Het principe is hetzelfde, initieel zal het deeltje uitzetten en afkoelen. Wanneer de lucht verzadigd is zal er condensatie optreden. Bij het condensatieproces komt er warmte vrij en hierdoor zal er minder afkoeling plaatsvinden. Door de condensatie ontstaat een wolk, de cumuluswolk. Bij grote temperatuurverschillen kan deze wolk uitgroeien tot een cumulonimbus (zie verder).

Op het TEMP-diagram vinden we krommen die overeenstemmen met deze beide situaties. Merk op dat bij de meeste vormen van TEMP-diagram de isothermen (lijnen van gelijke temperatuur) een hoek van 45° vormen met de isobaren (lijnen van gelijke druk), dit opdat de toestandskromme nagenoeg verticaal zou staan in het diagram, en niet helemaal naar links zou overhellen.



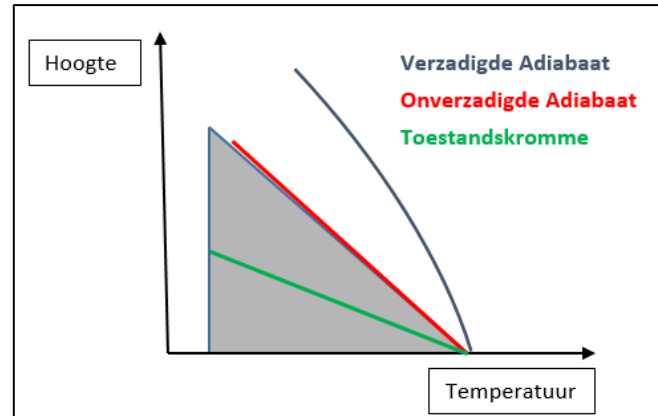
Note: De verticale as, zijnde de isotherm, heeft men in deze grafiek afgebogen naar rechts om lay-out redenen. Anders zou de grafiek veel breder zijn

3.3.6 Types stabiliteit

Stabiliteit bepaalt het weer. We kunnen stabiliteit gaan onderverdelen in drie toestanden waarbij we de toestandskromme gaan vergelijken met die verzadigde en onverzadigde adiabaat.

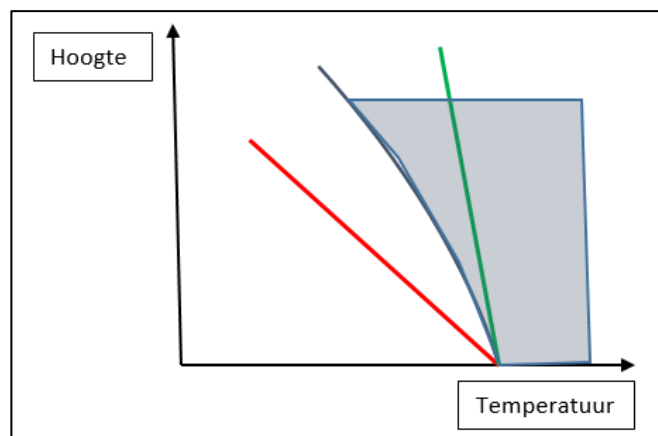
▪ Absolute onstabiliteit

Absolute onstabiliteit wilt zeggen dat het deeltje zal stijgen ongeacht verzadigd of onverzadigd. In de grafiek kunnen we zien dat de toestandskromme sneller daalt in temperatuur in vergelijking met de andere twee curves. Dit betekent dat wanneer we stijgen de temperatuur van het verzadigde en onverzadigde luchtdeeltje hoger zal zijn dan de lucht er rond en dus verder zal stijgen.



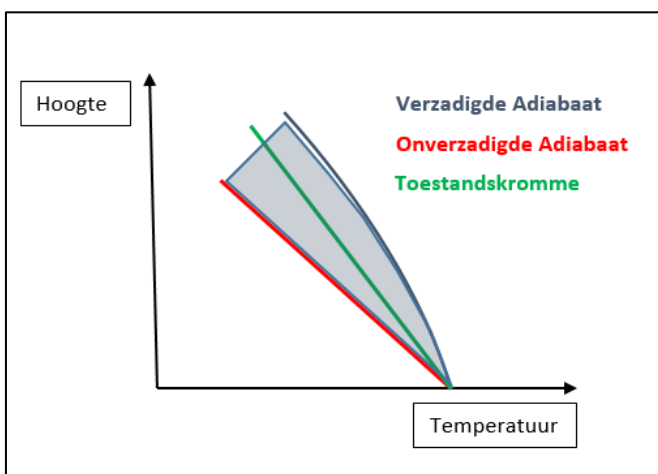
▪ Absolute stabiliteit

Absolute stabiliteit wilt zeggen dat het deeltje terug naar zijn originele positie zal gaan ongeacht verzadigd of onverzadigd. In de grafiek kunnen we zien dat de toestandskromme in dit geval minder snel daalt in temperatuur in vergelijking met de andere twee curves.



▪ Conditionele instabiliteit

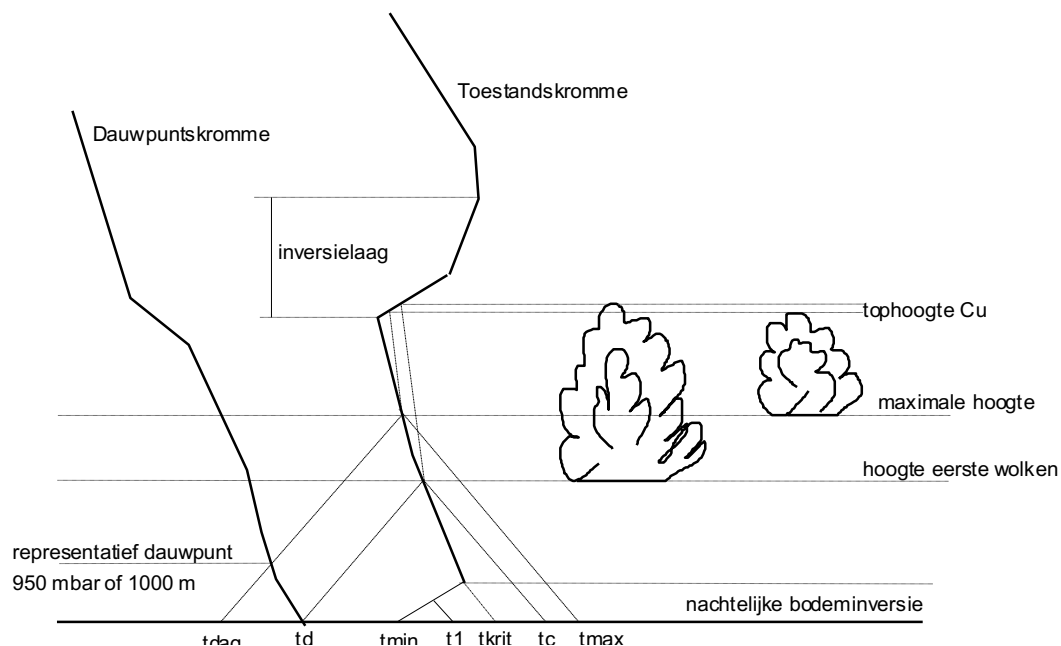
Conditionele stabiliteit wilt zeggen dat naargelang de toestand van het deeltje, namelijk verzadigd of onverzadigd, zal stijgen. De grafiek toont aan dat wanneer we een verzadigd deeltje hebben dit minder snel in temperatuur zal afnemen met hoogte dan de toestandskromme en dus verder zal stijgen. Indien het deeltje onverzadigd is zal dit wel sneller in temperatuur afnemen dan de toestandskrommen en dus stabiel zijn.



3.3.7 Interpretatie van een toestandskromme

Het TEMP-diagram wordt in eerste instantie verkregen via een peiling met een meteorologische ballon die door bepaalde weerstations op welbepaalde tijdstippen wordt opgelaten en de temperatuur en vochtigheidsgegevens registreert en doorstuurt. Daarnaast worden door interpolatie van gegevens ook lokale TEMP-diagrammen berekend.

Bij de peiling 's morgens werd het onderstaande TEMP-diagram verkregen. De weervoorspeller gaat aan de hand hiervan een voorspelling maken voor het thermiekverloop.



- t_{\min} is lager dan de temperatuur van de bovenliggende lucht, men spreekt van een **nachtelijke bodeminversie**. Er kan dus nog geen thermiek ontstaan.
- de temperatuur stijgt gedurende de dag tot t_1 , de thermiek wordt nog steeds geblokkeerd door de nachtelijke bodeminversie.
- t_{krit} wordt bereikt nadat de zon enkele uren gestraald heeft, de lucht stijgt, kleine thermiekbellen ontstaan. De lucht stijgt volgens de droog-adiabaat en stopt met stijgen wanneer de respectievelijke droog-adiabaat door de grondtemperatuur de toestandskromme snijdt.

Nu gaan we zowel de toestandskromme als de dauwpuntkromme bekijken:

- Door t_d volgen we de mengverhoudingslijn tot aan de toestandskromme, dit geeft ons de hoogte waarop de eerste cumuluswolken gevormd zullen worden. De droog-adiabaat door dit snijpunt volgen we tot op grondniveau. De bijbehorende temperatuur, t_c , geeft aan bij welke grondtemperatuur de eerste cumuluswolken gevormd zullen worden.
- Door de dag zal de vochtigheid zich in de onderste lagen verspreiden. In de praktijk wordt gewerkt met de vochtigheid die heerst op 1000 m om de wolkenbasis te berekenen, dit geeft ons de temperatuur t_{dag} .
- Vanuit het snijpunt dat de wolkenbasis geeft, volgen we de verzadigd-adiabaat tot waar de toestandskromme opnieuw gesneden wordt, zo krijgen we de hoogte tot waar de toppen van de cumuli reiken.

In de praktijk rekent men:

Hoogte wolkenbasis: $h = 122 \times (\text{bodemtemperatuur} - \text{dauwpunt})$ (met h in m)

Gemiddeld stijgen: $V_z(\text{gem}) = h \times 1,5$ (met h in km en V_z gem in m/s)

Aan de hand van het TEMP-diagram voorspellen we:

- Oplossen van de nachtinversie, t_{krit} .
- Hoogte waarop de wolkenbasis gevormd wordt, en bij welke grondtemperatuur.
- De **hoogte** tot waar de **wolkentoppen** zullen komen.
- De **sterkte** van de thermiek, **V_z gemiddeld**.
- De kans op onweer.

Opmerking: wanneer en of de kritische temperatuur bereikt zal worden, moet ingeschat worden door de voorspeller. Dit is afhankelijk van het seizoen, de zonne-instraling, lokale omstandigheden enz.

- **Terugvinden van inversie, isothermie, stabiele en onstabiele lucht**

Inversie en isothermie leiden we dus rechtstreeks af van het verloop van de toestandskromme t.o.v. de isothermen op het TEMP-diagram, stabiliteit of onstabieleiten we af door de helling van de toestandskromme te vergelijken met die van de verzadigd-adiabaat.

3.3.8 Ontstaan van thermiek

In het vlakke land is thermiek voor het zweefvliegtuig, wat de motor is voor een motorvliegtuig. Wanneer we een afstandsvlucht maken of langere tijd in de lucht willen blijven, zullen we de thermiek moeten zoeken en maximaal benutten.

Thermiek is niets anders dan warme lucht die stijgt in koudere omgevingslucht. De thermiekbel kan bovenaan uitmonden in een cumulus, indien het dauwpunt werd bereikt. Wanneer er thermiek is, doch het dauwpunt niet bereikt wordt, en er dus geen wolk ontstaat, spreekt men van droge of blauwe thermiek.

- **Opwarming van de bodem**

De lucht boven de grond wordt opgewarmd door contact met de grond, die zelf opgewarmd werd door de zonnestralen. Deze lucht wordt warmer dan de omgeving en gaat dus stijgen (dit is het principe van de warmluchtballon). Meestal duurt het een tijdje voor zo'n zogenaamde thermiekbel gaat opstijgen; een lichte wind, een discontinuïteit van het oppervlak of een obstakel kunnen die loslating bespoedigen.

- **Opstijgen en afkoelen**

Deze stijgende lucht zal geleidelijk afkoelen volgens de droog-adiabaat tot condensatieniveau, daarboven volgens de verzadigde adiabaat. (zie hoger).

- **Snijding met toestandskromme**

Wanneer de gevolgde adiabaat de toestandskromme snijdt, houdt het stijgen op, aangezien er geen temperatuurverschil meer heerst. Bij zeer krachtige thermiek kan het gebeuren dat de kinetische energie van de bel toch nog een beetje reststijgen geeft. Zo kan een inversielaag soms doorbroken worden.

3.4 Wolken

3.4.1 Classificatie van wolken

Het uitzicht van de wolken hangt hoofdzakelijk af van de aard, het aantal en de verspreiding van de deeltjes: vb zeer fijne waterdruppels, zeer fijne ijskristallen, enz.

Men heeft echter een classificatie opgesteld naar gemeenschappelijke kenmerken, deze omvat 10 hoofdgroepen of wolkengeslachten. Daarnaast heeft men ook nog een classificatie gedaan naargelang de hoogte waarop een bepaald geslacht meestal voorkomt.

Benaming	Hoogte	Wolkengeslacht
<i>Hoge wolken</i>	<i>hoger dan 5 000 m</i>	<i>cirrus cirrostratus cirrocumulus</i>
<i>Middelhoge wolken</i>	<i>2 000 - 7 000 m</i>	<i>altostratus altocumulus nimbostratus</i>
<i>Lage wolken</i>	<i>0 - 2 000 m</i>	<i>stratus stratocumulus</i>
<i>Wolken met verticale opbouw</i>		<i>cumulus cumulonimbus</i>

3.4.2 Beschrijving van wolken

- **Cirrus Ci (windveren)**

Afzonderlijke wolken, in de vorm van fijne draden. Hebben een vezelachtige structuur met een witte of zijdige glans.

- **Cirrostratus Cs (doorzichtige wolkensluier)**

Doorzichtige melkachtige wolkensluier, effen of vezelachtig, welke de hemel volledig of gedeeltelijk bedekt. Geeft aanleiding tot de vorming van een halo (zon zichtbaar als een bol met daar rond een kroontje). Deze bestaat geheel uit ijskristallen. Er vindt geen ijsvorming noch turbulentie plaats.

- **Cirrocumulus Cc (fijne schapjeswolken)**

Bank van witte wolkjes, bestaande uit kleine korrel- of rimpelvormige wolkjes met een regelmatige rangschikking. Deze wolken bestaan vooral uit ijskristallen maar zorgen niet voor ijsvorming of turbulentie.

- **Altostratus As (dik wolkenveld, “karnemelklucht”)**

Grauwe, grijsachtige wolkenlaag die de hemel gedeeltelijk of gedeeltelijk bedekt. De zon is nog zeer vaag zichtbaar als door een mat glas. Mengeling van ijskristallen en waterdruppels. In dit soort wolken is er sprake van lichte ijsvorming en turbulentie.

- **Altostratus Ac (grove schapjeswolken)**

Wolkenbank of wolkenlaag, wit of grijs van uitzicht met eigen schaduwvlekken. Zijn meestal gegroepeerd in schollen. Bevat zowel ijskristallen als waterdruppels. Mogelijke vorming van ijs en lichte turbulentie.

- **Nimbostratus Ns (regenwolken)**

Grijs, veelal donker wolkendek. Verbergt de zon volledig. Doorgaans vinden we hier zware en lange regenval. Bestaat uit ijskristallen en waterdruppels en kan leiden tot zware ijsvorming en zware turbulentie.

- **Stratus St (hoge mistlaag)**

Over het algemeen grijze wolkenlaag met een nogal uniforme basis waaruit motregen of korrelsneeuw kan vallen. Een wolkenlaag gehaal uit waterdruppels met lichte ijsvorming en turbulentie.

- **Stratocumulus Sc (lappendeken)**

Grijs of witachtige wolkenlaag, bestaat uit vlakke rollen die vrij regelmatig gerangschikt zijn. De gerangschikte elementen zijn vrij groot en bevatten bijna steeds donkere gedeelten bestaande uit waterdruppels waar licht vorm van ijs en turbulentie mogelijk is. Deze wolken zorgen meestal voor lichte regen.

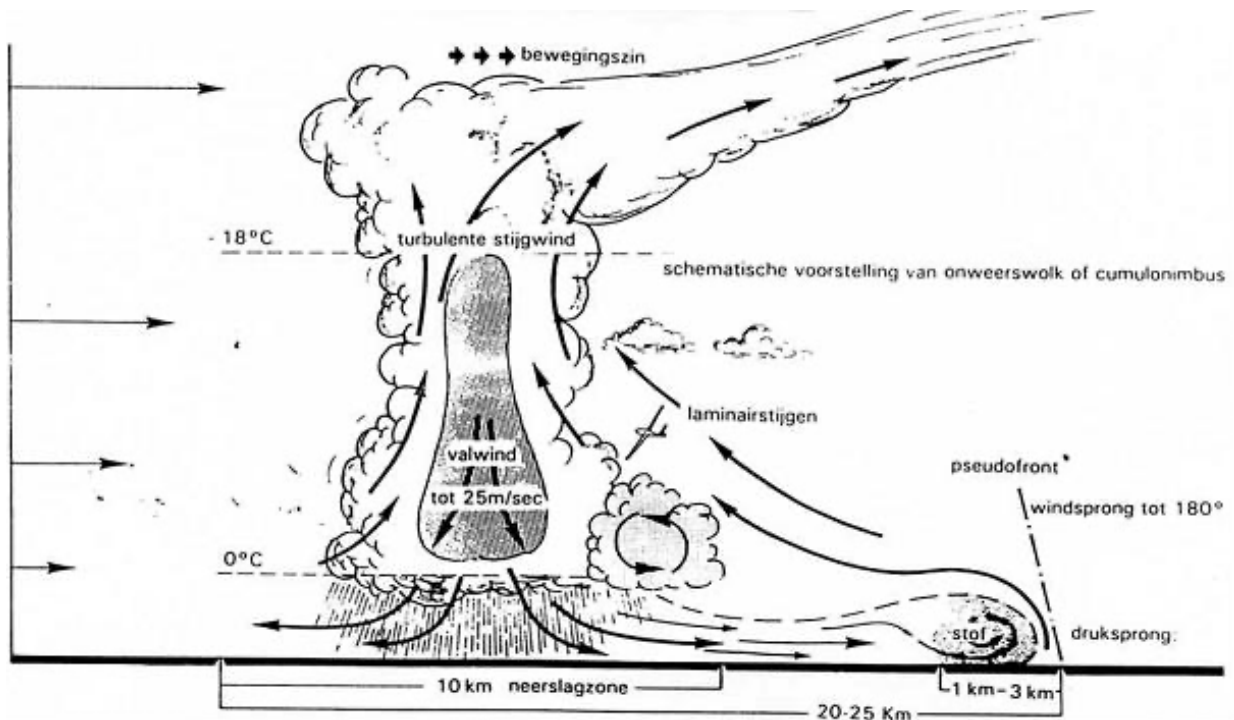
Opmerking: De hierboven opgesomde wolken hebben een horizontale opbouw. Hun aanwezigheid schermt de zon in mindere of meerdere mate af, wat het opwarmen vermindert en de zweefactiviteit beperkt. Onderstaande wolken hebben een verticale opbouw en zijn een teken van thermische activiteit.

- **Cumulus Cu (bloemkoolwolken of stapelwolken)**

Afzonderlijke wolken met een sterk afgelijnde basis en een scherp omlinjende vorm. De opbouw is meestal in de vorm van een bloemkool. Het gedeelte dat door de zon wordt belicht is schitterend wit, de basis is betrekkelijk donker. De donkerste vlek geeft vaak het meeste kans op thermiek. Kleine schaapjeswolken worden Cumulus humilis genaamd, hoog torende zijn Cumulus castellanus (**TCu**), grote aaneengroeiende zijn Cumulus congestus, vaak een voorbode van een Cb. Dit soort wolk wordt gevormd door ijskristallen en waterdruppels. In deze wolk vinden we doorgaans gemiddeld tot mogelijk zware turbulentie en ijsvorming.

- **Cumulonimbus Cb (onweerswolken)**

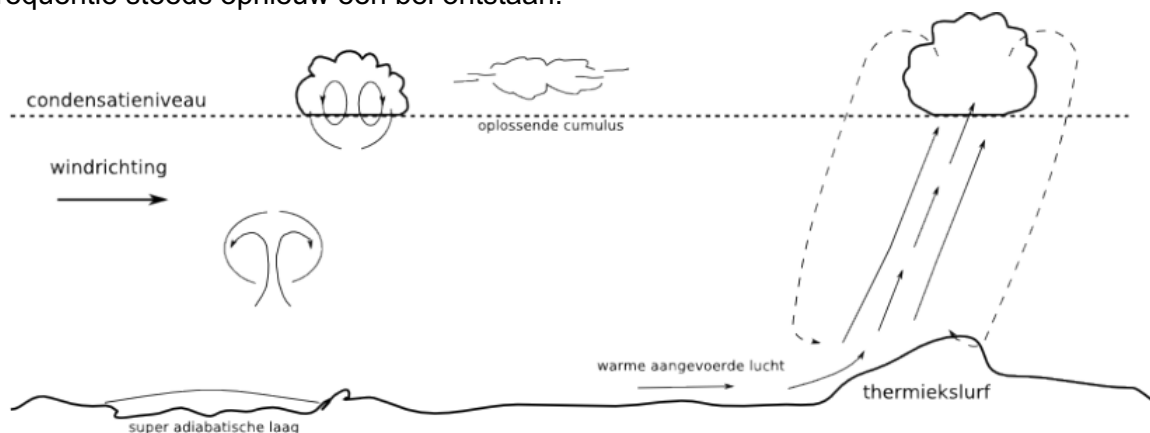
Dit zijn enorme cumuluswolken. Vaak bezitten die feitelijk in de troposfeer geen bovengrens, zij gaan door tot aan de tropopause, waar ze gestopt worden door de inversie die in de stratosfeer heerst. Dat verklaart de merkwaardige vorm, gelijkend op een aambeeld. Omdat ze enorme hoeveelheden omringende lucht opzuigen, zijn ze omringd door enorme windstoten en turbulentie. Er heersen zeer sterke stijgwinden onder en in de wolk, waarin men in de jaren 1930 tot '60 hoogtevvluchten realiseerde, ondanks de gevaren van bliksem, hagel, sterke daalwinden, controleverlies in blindvlucht en overbelasten van de zwever. In de meeste landen zijn dergelijke vluchten al lang verboden.



3.4.3 Thermiek

Cumuluswolken ontstaan enkel bovenaan een kolom of een bel opstijgende lucht. Dit kan in de bergen gebeuren met hellingstijgwind, maar het is vooral een teken van de aanwezigheid van thermiek.

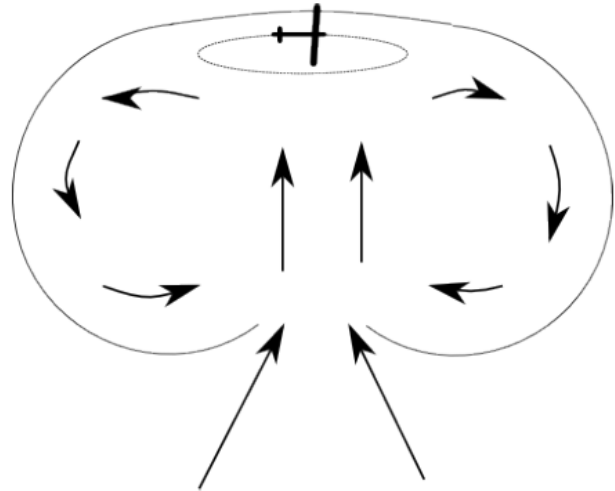
Wij hebben gezien dat thermiek ontstaat doordat de warme grond de lucht erboven opwarmt, waardoor die als een warmlichtballon gaat opstijgen. Op de plaats waar warme lucht net is opgestegen, ontstaat een tekort aan lucht. Dit tekort wordt aangevuld met lucht uit de omgeving. Dit is vaak te voelen als een koele windvlaag. Het pakketje warme lucht is los van het aardoppervlak en stijgt als thermiekbels op. Aan de grond kan het proces dan opnieuw beginnen. De aarde krijgt weer tijd om de luchtlaag op te warmen. Op de plaats van de eerste thermiekbels kan, wanneer de omstandigheden daarvoor gunstig blijven, met een zekere frequentie steeds opnieuw een bel ontstaan.



De opstijgende lucht heeft een zuigende werking. De lichtsnelheid kan daarbij zo groot worden, dat blaadjes, stof en zand mee omhoog worden gezogen. De lucht maakt daarbij een draaiende beweging. In de zomer zijn er boven akkers en weilanden slurfen met hooi of gras te zien. Een slurf ontstaat, wanneer na het opstijgen van een thermiekbels, de aangevoerde

lucht ook een relatief hogere temperatuur heeft en daardoor direct mee opstijgt. De slurf verdwijnt pas, als de over de grond aangevoerde lucht een te lage temperatuur heeft. Thermiekslurven kunnen ook ontstaan, door een obstakel in het landschap. De wind duwt voortdurend warme grondwind tegen het obstakel en geeft daarbij een extra impuls om lucht te laten opstijgen.

Een opstijgende luchtbel heeft wrijving met zijn omgeving. Daar waar lucht opstijgt, wordt aanwezige lucht weggeduwd. In de luchtbel ontstaat een wervelbeweging. In het midden is het stijgen het sterkst, dit is de beste plek om optimaal te profiteren van de bel. Bovenin de bel is een naar buiten gerichte stroming, het centreren is daar moeilijker. Aan de randen is de stroming neerwaarts. Een thermiekbel kondigt zichzelf aan door enige turbulentie en soms met extra dalen. Eenmaal in de thermiekbel zal het stijgen langzaam toenemen tot de kern van de bel, voorbij de kern neemt het stijgen weer af. Bij een ideale thermiekbel zijn er cirkels te draaien met constante snelheid.



De stijgsnelheid van de lucht is afhankelijk van het temperatuurverschil met de omringende lucht. Hoe hoger het verschil, hoe sneller de lucht stijgt. In België zijn er op mooie zomerdagen soms stijgsnelheden tot 5 m/s. Helaas komt de ideale thermiek maar zelden voor. Wind zorgt er bijvoorbeeld voor, dat een bel in het horizontale vlak wordt uitgerekt. Hierdoor lijkt het of er twee kernen zijn. Ook kunnen er in een klein gebied tegelijkertijd meerdere bellen opstijgen. Het zoeken naar een kern wordt dan moeilijker.

Het vinden van thermiek vereist enige ervaring. Rondom het thuisveld kent iedereen wel de bekende plekjes waar altijd thermiek te vinden is; de "huisbellen". Boven onbekend terrein wordt het vinden van thermiek moeilijker. Thermiek ontstaat op plaatsen waar de aarde goed kan opwarmen; zandvlaktes en heidevelden (**albedo**), heuvelruggen, maar ook plekken met bebouwing, zoals industrieterreinen. Een gebied op de kaart met veel sloten of beekjes kan men beter mijden.

Bij het zoeken naar thermiek moet rekening worden gehouden met de windrichting en de windsterkte. Een thermiek bel "drijft" met de luchtstroming mee. Thermiek vindt men altijd benedenwinds van de bron. Hoe ver benedenwinds is afhankelijk van de hoogte waarop gezocht wordt en de windsnelheid.

Wanneer thermiek tot wolkvorming leidt, zijn op grotere hoogte de cumuluswolken de beste indicatie voor thermiek. De vorm van de wolk geeft aan of het stijgen eronder groot is. Alleen onder wolken die nog in een groeistadium zijn, is geschikte thermiek te vinden. Deze wolken zijn herkenbaar aan het uiterlijk van een bloemkool met scherpe randen en een vlakke basis. De donkere plekken onder de wolk geven het meeste stijgen. Voorbij het groeistadium lossen de wolken langzaam op. De "bloemkool" wordt rafelig en pluizig en steeds meer doorzichtig. Thermiek zal daar niet meer te vinden zijn.

De ervaring leert dat men veel kans heeft om de thermiek te vinden aan de loefzijde (van waar de wind komt) en/of aan de zonzijde van een cumulus. Maar dat is een regel die wel vaker uitzonderingen kent.

3.5 Neerslag

3.5.1 Definitie

Wolken bestaan uit waterdruppels, ijskristallen of een combinatie van water en ijs. Doordat deze met elkaar botsen worden deze groter en zwaarder zodat ze uiteindelijk naar beneden vallen. Dit wordt neerslag genoemd. Neerslag kan voorkomen in verschillende vormen: regen, sneeuw, hagel en ijzel.

3.5.2 Theorieën

In de meteorologie spreekt men van twee processen/theorieën die wolkendeeltjes kunnen laten aangroeien.

- **Coalescentie**

Deze theorie beschrijft het neerslagproces in wolken waarvan de toppen een minimumtemperatuur van -10°C hebben. Deze wolken bestaan vooral uit onderkoelde waterdruppels. Tijdens hun val botsen ze met andere druppels. Op deze manier zullen ze alsmaar zwaarder worden en uiteindelijk de grond bereiken.

- **Werner-Bergeron-Findeisen**

Deze theorie gaat ervan uit dat in de hogere lagen van de wolken, namelijk -12°C en kouder, onderkoelde waterdruppels en ijskristallen voorkomen. De lucht rond ijskristallen kan minder waterdamp bevatten dan rond de waterdruppels. Hierdoor zal er rond de ijskristallen eerder verzadiging optreden en slaat de waterdamp neer op het ijs. Het gevolg hiervan is dat de luchtvochtigheid daalt en de waterdruppels gaan verdampen. Dit proces zal zich keer op keer herhalen. Het resultaat is dat de ijskristallen groter en zwaarder worden met behulp van de waterdruppels. Door hun gewicht vallen ze uiteindelijk naar het aardoppervlak vallen.

3.5.3 Types neerslag

Neerslag kunnen we onderverdelen in verschillende types.

- Regen
- Onderkoelde regen

Onderkoelde regen wil zeggen dat de waterdruppel een temperatuur onder nul heeft door een gebrek aan een ijskern. Wanneer deze in aanraking komt met een oppervlak zal hete bevriezen met behulp van de ijskernen. Dit is een van de 'gevaarlijkste' vormen van neerslag voor de luchtvaart. Wanneer deze regen op het vleugeloppervlak van het vliegtuig valt zal het onmiddellijk bevriezen. Het gevolg hiervan is een snelle opstapeling van ijs op de vleugel waardoor de aerodynamica drastisch verstoord wordt. Bovendien neemt het gewicht toe en zal de overtreksnelheid ook stijgen!

- Ijsregen

Ijsregen is neerslag die initieel valt met een ijskern waarrond een vloeibare laag zit. Soms is deze laag zeer dun en kunnen we dit vergelijken met hagel. Als deze vloeibare laag dikker is kan dit op het oppervlak ijzel veroorzaken.

- Hagel

Hagel is een vorm van neerslag die volledig uit ijs bestaat. Hagel is bijna altijd geassocieerd met grote instabiliteit, namelijk de cumulonimbus. De reden hiervan is dat hagel gevormd door meerdere cycli in de wolk waardoor deze groeit.

- Mist en Nevel

Het verschil tussen 'Mist' en 'Nevel' is de zichtbaarheid. Het principe is hetzelfde, waterdamp die condenseert tot kleine waterdruppels. We spreken van 'Mist' wanneer de zichtbaarheid minder is dan 1000m. We spreken van 'Nevel' wanneer de zichtbaarheid beperkt is van 1000m tot 5000m.

3.6 Luchtmassa's en fronten

3.6.1 Identificatie en classificatie

Lucht die stil hangt of langzaam over een geografische streek trekt, gaat een neiging tot homogeniteit vertonen, d.w.z. dat de luchtmassa van die streek in een horizontale doorsnede dezelfde vochtigheid en temperatuur zal hebben. De gebieden waar deze luchtmassa's, of ook luchtsoorten, gevormd worden, noemt men de brongebieden. De horizontale afmeting van een luchtmassa strekt zich uit over een duizend vierkante kilometer. Voor de luchtsoorten onderscheidt men twee indelingen, naargelang het brongebied en de aanvoer.

We kunnen op basis van verscheidene factoren luchtmassa's gaan identificeren en classificeren.

▪ Eigenschappen

Maritieme lucht (m): zeelucht, luchtmassa die over zee aanstroomt

Continentalen lucht (c): landlucht, over een grote landmassa aangevoerde lucht

Hierna kunnen we gaan beoordelen wat de bron van de luchtmassa is.

▪ Bron

Arctische lucht (A): afkomstig vanuit het poolgebied

Polaire lucht (P): afkomstig van de streek ten zuiden van de poolcirkel

Tropische lucht (T): afkomstig van de streek rond de keerkringen (tropen)

Equatoriale lucht (E): afkomstig van de streek rond de evenaar

▪ Temperatuur

Warm (w)

Koud (c)

In onze streek voorkomende luchtsoorten zijn:

Luchtsoort.	Brongebied.	Eigenschappen in onze streek.	Algemeenheden.
Arctisch (A)	Polaire anticycloon	Koude massa, zeer labiel en vochtig.	Grote Cu en Cb. Regen en veel onweer. Zeer goed zicht.
Maritiem-polair (mP)	Noordatlantische oceaan	Zomer : koude massa, labiel, zeer vochtig. Winter : warme massa.	Grote Cu en Cb. Regen en onweer. Goed zicht.
Continental-polair (cP)	Siberië	Zomer : koude massa, zeer labiel, zeer droog. Winter : zeer koud.	Mooi weer Cu. Goed zicht. Ideaal zweefweer.
Maritiem-Tropisch (mT)	Azoren	Warme massa, stabiel en zeer vochtig.	Mist en St. In de zomer opklaringen met Cu. Slecht zicht.
Continental-Tropisch (cT)	Noord-Afrika	Warme massa. Stabiel en droog.	Sc en Ac banken. Matig zicht 7-8 km.

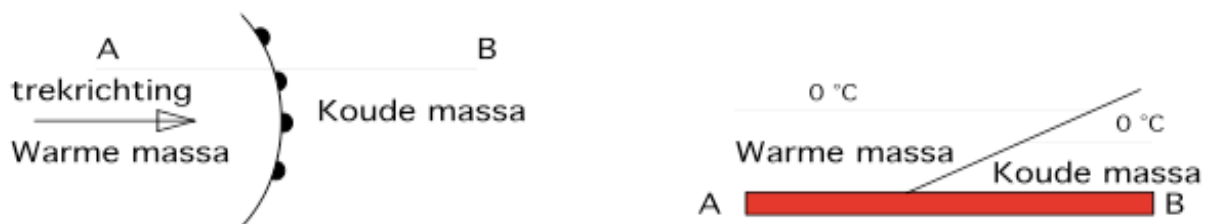
Equatoriale lucht dringt niet door tot onze streken.

3.6.2 Fronten

De fronten ontstaan op de scheidingslijn tussen de verschillende luchtmassa's. Al naargelang de volgorde waarin de luchtmassa's voorbij trekken spreekt men van een koufront, een warmtefront of een oclusiefrent. Al naargelang het type front, zal men goed of slecht weer kunnen voorspellen voor het zweven. Bij elk type hoort een andere volgorde van wolkenverschijning, hierdoor kan men het type front zelf inschatten.

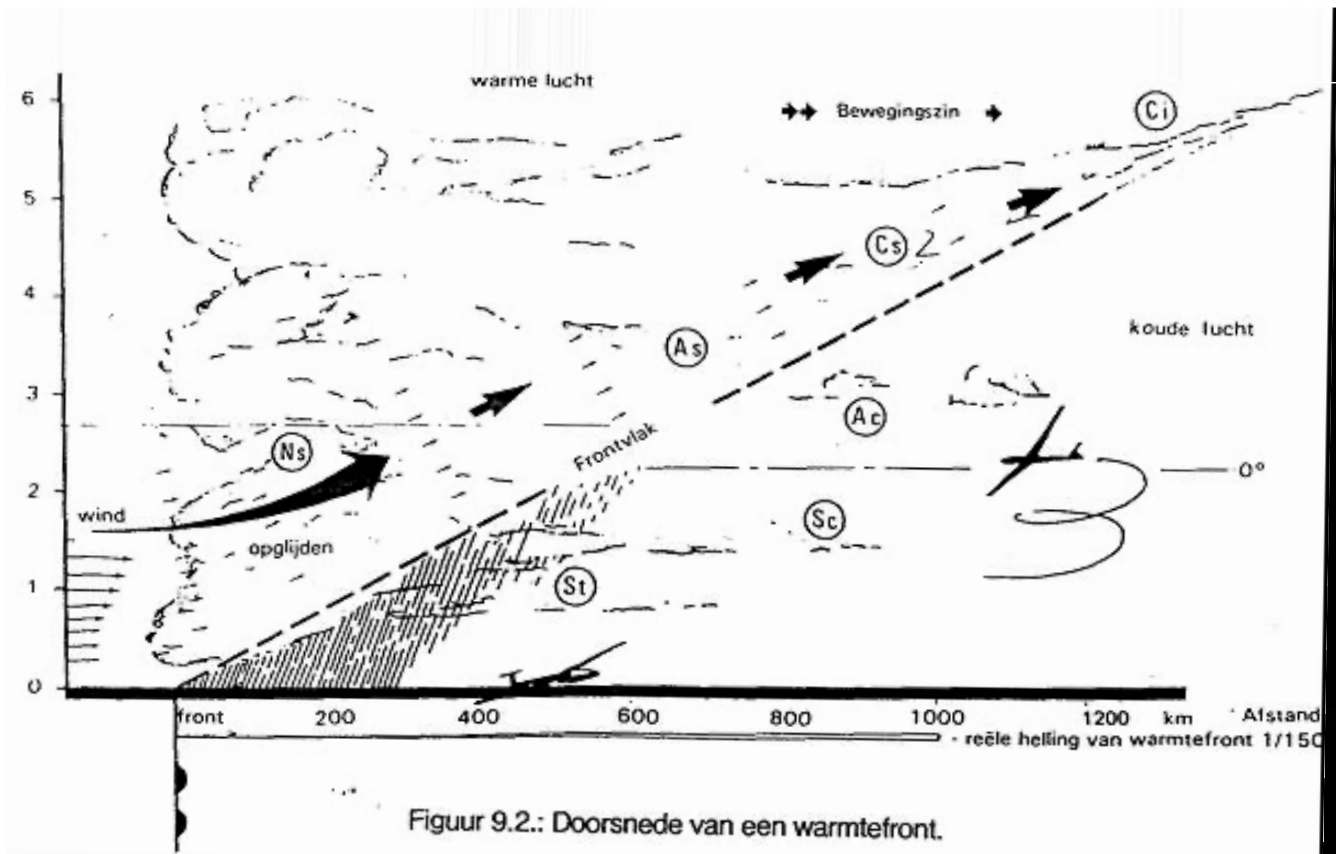
- **Warm front**

Een front dat koude lucht voor zich uitstuwt en warme lucht meesleept is een warm front. De voorstelling op de kaart gebeurt door middel van een rode lijn of een lijn met halve cirkels.



Bij een warmtefront zien we dat de warme lucht neiging heeft om over de koude lucht te schuiven, de gevormde hoek heeft een helling van 1/100 tot 1/300. Op de fronten ontstaan wolken die deze hellingshoek volgen. Aan de aard van de wolken kan men dus nagaan of het front komt of reeds voor een deel voorbij is.

In onderstaande figuur zien we dat het front aangekondigd wordt door Ci en Cs bewolking die steeds dikker wordt. Deze bewolking vinden we reeds op een 1 000 km voor de frontlijn. De bewolking wordt geleidelijk dikker en enkele honderden kilometers voor het front kunnen we reeds regen hebben.



Een warmtefront is in onze streken voor het zweefvliegen negatief. De Ci bewolking zorgt reeds een aantal dagen voor de doortocht van het front voor een verminderende thermische activiteit. De vluchten zullen zich beperken tot lokale vluchten. Tijdens de doortocht van het front en reeds uren ervoor krijgen we regen, wat de toestellen aan de grond houdt. Na de doortocht van het warmtefront krijgen we warme lucht boven een koude grond, zodat reeds een geweldige opwarming nodig is om nog enige thermiek van betekenis te verkrijgen. De zichtbaarheid is beperkt door nevel.

- **Koud front**

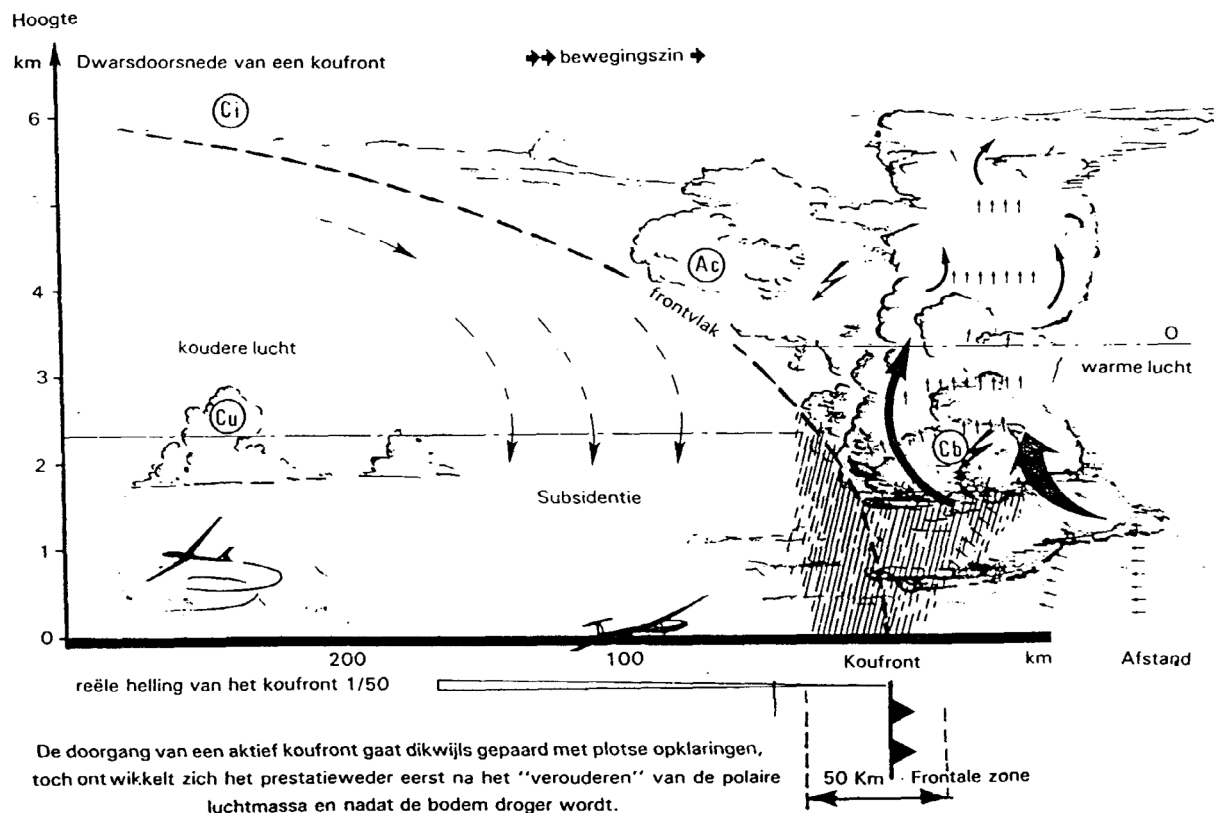
Een front dat warme lucht voor zich uitstuwt en koude lucht meesleept is een koud front. De voorstelling op de kaart gebeurt door middel van een blauwe lijn of een lijn met daarop



driehoekjes.

Bij een koufront zien we dat de koude lucht neiging heeft om onder de warme, lichtere lucht te schuiven, de gevormde hoek heeft een helling van 1/50 tot 1/150. Dit komt door de hogere densiteit van de koude lucht.

In onderstaande figuur zien we dat de wolken zeer snel opkomen dit is het gevolg van de steile helling van het front. De dikke pakwolken kunnen ook dikwijls Cb bevatten. Het koufront zelf is slechts een 80 km breed met zware regenval, we merken dat de temperatuur plots en merkkelijk daalt, de wind neemt toe in sterkte. Als gevolg van de temperatuursval is er eveneens een drukstijging te merken.



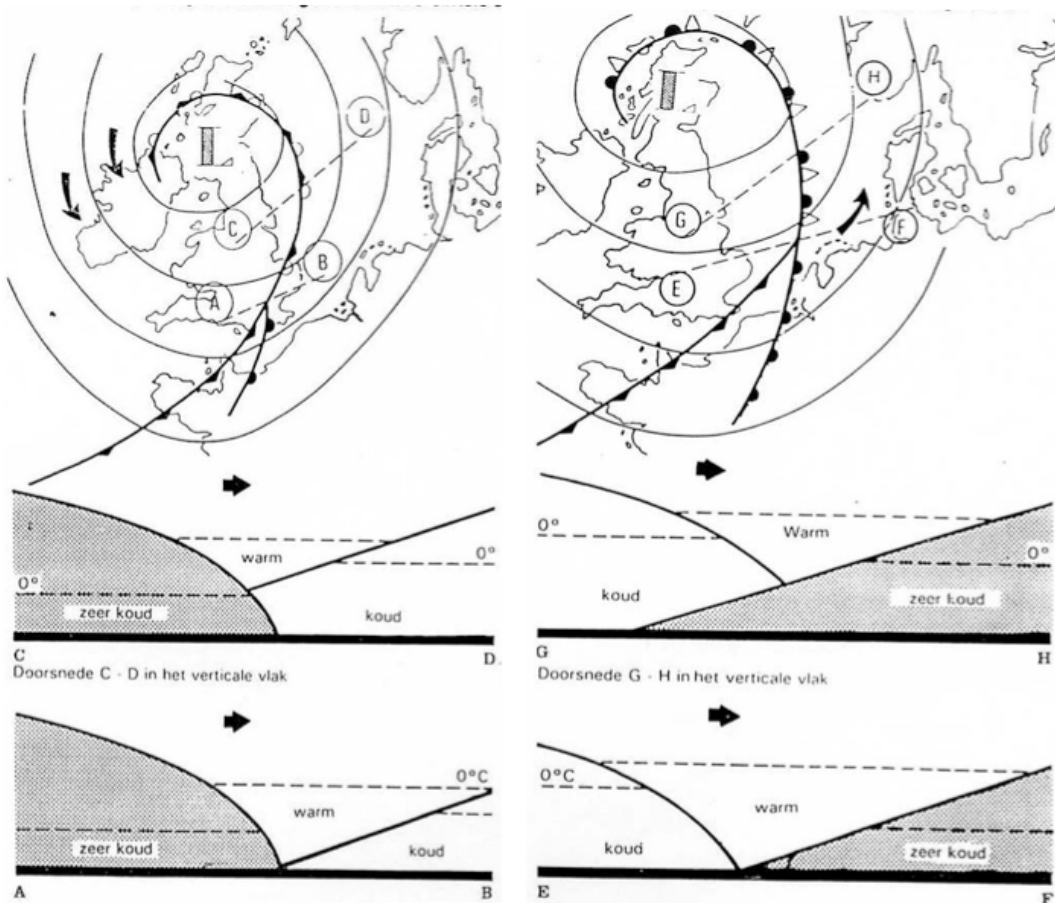
Al snel na de doortocht van het koufront worden de opklaringen breder en de bewolking hoger. De zichtbaarheid neemt enorm toe. Lichte Ci bewolking kondigt het einde van het koufront aan, dit is ongeveer 250 km na het front. Achter het front ontstaan Cu, meestal is dit het weer bij uitstek voor goede zweefprestaties, vooral wanneer de wind de kans krijgt om de grond uit te drogen.

▪ Occlusie

De koude lucht achter een koufront beweegt meestal sneller dan het daarvoor gelegen warmtefront. Het koufront haalt dus het warmtefront in, en ze gaan samen verder. Men spreekt van een occlusievorming. Een gevaar van een occlusiefront is dat de wolken van het koude front worden gemengd met die van het warme front. Het gevolg is dat we een laag kunnen hebben van stratuswolken met hierin verborgen een Cb.

Wanneer de lucht achter het occlusiefront kouder is dan voor het front, spreekt men van een koufrontocclusie, voorgesteld door zwarte driehoekjes afgewisseld met lege halve maantjes. Een warmtefront komt in onze regionen vaker voor in de winter.

Wanneer de lucht achter het front warmer is dan voor het front, spreekt men van een warmtefrontocclusie, voorgesteld door zwarte halve maantjes afgewisseld met lege driehoekjes.



koufrontocclusie

warmtefrontocclusie

Gewoonlijk is er bij een occlusie een zeer brede band van regen en laaghangende bewolking. Door de nabijheid van het lage drukgebied is er meestal een strakke wind. De occlusie vormt meestal een krul wat alles vertraagt.

3.7 Luchtdruk

3.7.1 Definitie

- **Luchtdruk**

De luchtdruk is het gewicht van de kolom lucht die zich boven een punt bevindt.

De eenheid van druk is de Pascal ($1 \text{ Pa} = 1 \text{ N} / 1 \text{ m}^2$). In de meteorologie gebruikt men in de praktijk de hectopascal (hPa). In de luchtvaart komen we op onze instrumenten ook vaak twee oudere, niet standaard maten tegen, de millibar en de mm kwikkolom (mm Hg). $1 \text{ hPa} = 1 \text{ millibar (mbar)} = 0,750 \text{ mm Hg}$.

De luchtdruk die op een bepaalde plaats heerst, komt voort uit de massa van de luchtkolom boven die plaats. Hij neemt met toenemende hoogte af, omdat de drukkende luchtkolom kleiner wordt. Dit gebeurt echter niet evenredig. De snelheid waarmee de druk afneemt wordt kleiner op grotere hoogte. Dit heeft te maken met de verandering in druk en temperatuur. Op 10 km hoogte is de luchtdruk nog maar 1/4 van de waarde aan het aardoppervlak, op 16 km hoogte 1/10.

- **De hoeveelheid opneembare zuurstof**

Bijgevolg neemt ook de hoeveelheid opneembare zuurstof af → extra zuurstof uit flessen vanaf bepaalde hoogte

De samenstelling van de atmosfeer blijft in verhouding constant. Ze blijft steeds 78% stikstof, 21% zuurstof en 1% andere gassen bevatten, maar door de drukafname zal de hoeveelheid van alle stoffen in eenzelfde volume afnemen, dus ook minder zuurstof. Een belangrijke factor die vaak over het hoofd wordt gezien is de luchtvochtigheid. Hoe hoger men gaat, des te lager de druk, des te lager de temperatuur. Dit heeft dus ook significante gevolgen op het menselijk lichaam. *Men raadt het gebruik van zuurstofapparatuur aan boven de 3 500 m, maar de gevolgen van de drukafname zijn vaak veel lager merkbaar – zie Menselijke Factoren.*

3.7.2 Druksystemen

- **Isobaren**

Eén van de belangrijkste gegevens op de weerkaart zijn de drukgebieden, die afgebakend worden door **isobaren**. Het zijn lijnen op kaart die punten van gelijke luchtdruk verbinden.

- **Lagedrukgebied**

Een **lagedrukgebied** of **depressie** is een gebied met een lagere druk dan de omringende gebieden, duidelijk omringd met gesloten isobaren. Op weerkaarten ziet men vaak een extensie van een depressie genaamd een '**Trog**' of '**Vore**'.

Trog: is het gebied bij een lagedrukkern waar de isobaren het dichtst bij elkaar staan

Vore: is het gebied bij een lagedrukkern waar de isobaren het verst van elkaar staan

- **Hogedrukgebied**

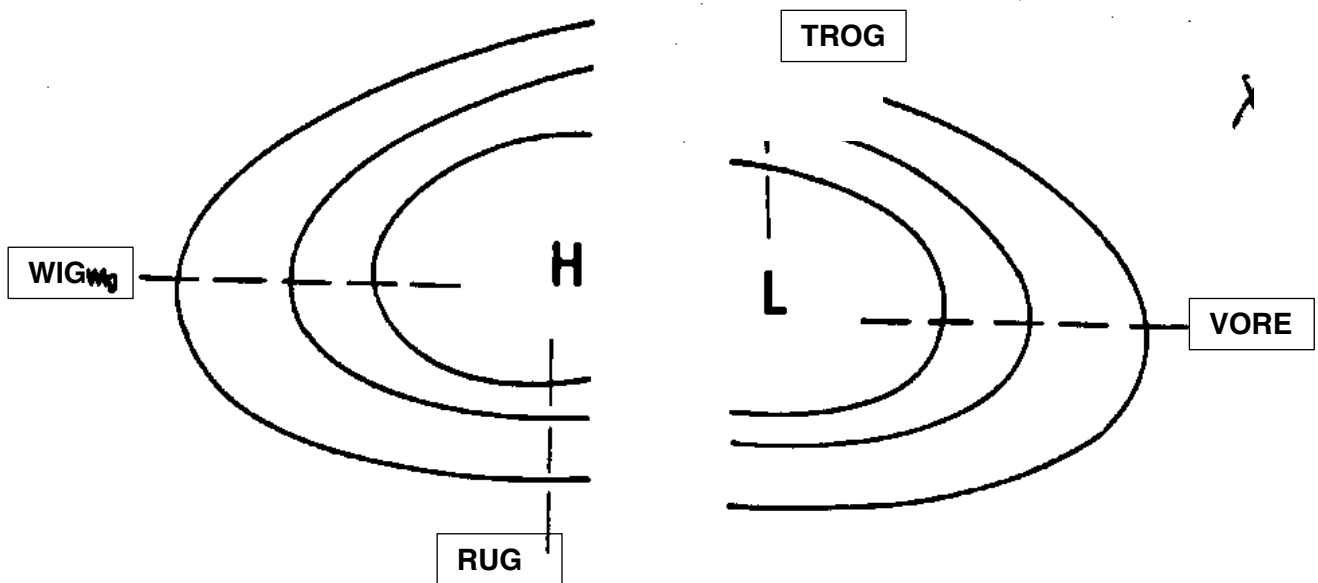
Een **hogedrukgebied** of **anticycloon** is een gebied met een hogere druk dan de omringende gebieden, duidelijk omringd met gesloten isobaren. In een anticycloon hebben we op grote hoogtes lucht die samenkomt. Hierna zal deze lucht dalen (subsidentie) en divergeren op het

aardoppervlak. Net zoals bij het lagedrukgebied kunnen we hier ook extensies waarnemen. Deze worden een 'Rug' of 'Wig' genoemd.

Rug: is het gebied bij een hogedrukkern waar de isobaren het dichtst bij elkaar staan

Wig: is het gebied bij een hogedrukkern waar de isobaren het verst van elkaar staan

Ten slotte hebben we nog het 'Zadelgebied'. Dit is de zone met kleine drukverschillen dat tussen twee depressies en twee anticyclonen ligt.



3.7.3 Altimetrie

De hoogtemeter is niets anders dan een membraanbarometer met een schaal die geijkt is in meter (of voet) volgens de standaardatmosfeer. Met een draaiknop kan men de hoogtemeter regelen volgens de gewenste instelling, waarbij de insteldruk verschijnt in het venstertje van het instrument. In de luchtvaart gebruikt men verschillende types van druk.

- **QFE**

Met behulp van de draaiknop op de hoogtemeter verdraaien we de naald van de hoogtemeter op nul terwijl we op de grond staan. Dit betekent dat we de druk van het veld gebruiken als referentie. Tijdens de vlucht zal men steeds de hoogte weten boven het vertrekpunt.

- **QNH**

Wanneer we aan de draaiknop van onze hoogtemeter draaien totdat hij de hoogte van het vliegveld aangeeft kunnen we in het venster de QNH aflezen. Strikt genomen moeten we de QNH-druk nemen uit de luchtvaartweerberichten of vragen aan de luchtverkeersleiding. Tijdens de vlucht zal men steeds de hoogte weten boven het zeeniveau. De QNH-instelling is interessant voor afstandsvluchten, men kan steeds makkelijk vergelijken met de kaart. Probleem: de QNH is niet overal gelijk, twee toestellen met verschillende drukinstelling kunnen op gelijke hoogte zitten hoewel hun hoogtemeter een andere hoogte aanwijst.

- **QNE**

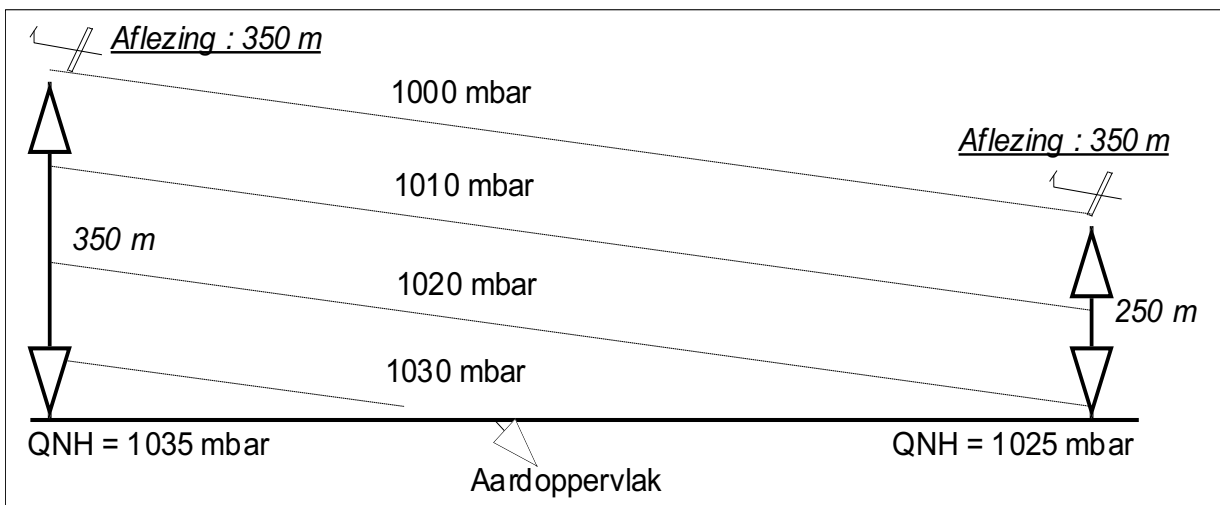
Deze instelling wordt gebruikt in België wanneer men boven de 4 500 ft (ongeveer 1350 m), of flight level 45, komt. In tegenstelling tot QFE en QNH is dit geen druk maar een hoogte met referentie de ‘**Standard Pressure Setting**’ (SPS), namelijk 1013,25hPa. Twee toestellen vertrekkend van op verschillende plaatsen met deze instelling en respectievelijk vliegend op 6000 ft en 7000 ft zullen mekaar kruisen met een werkelijk hoogteverschil van 1000 ft. Deze instelling is van bijzonder belang voor instrumentenvlucht, maar ook telkens we in een gebied vliegen waar anderen op instrumenten vliegen, om een veilige separatie te verzekeren. Opdat het systeem werkt, moet de hoogtemeter ook regelmatig geijkt worden en zo nodig bijgesteld.

- **Gevaren**

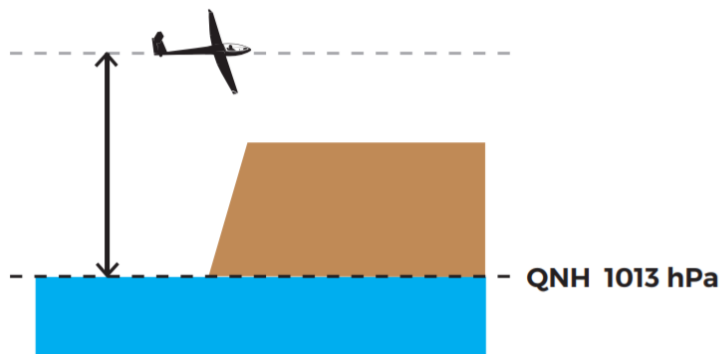
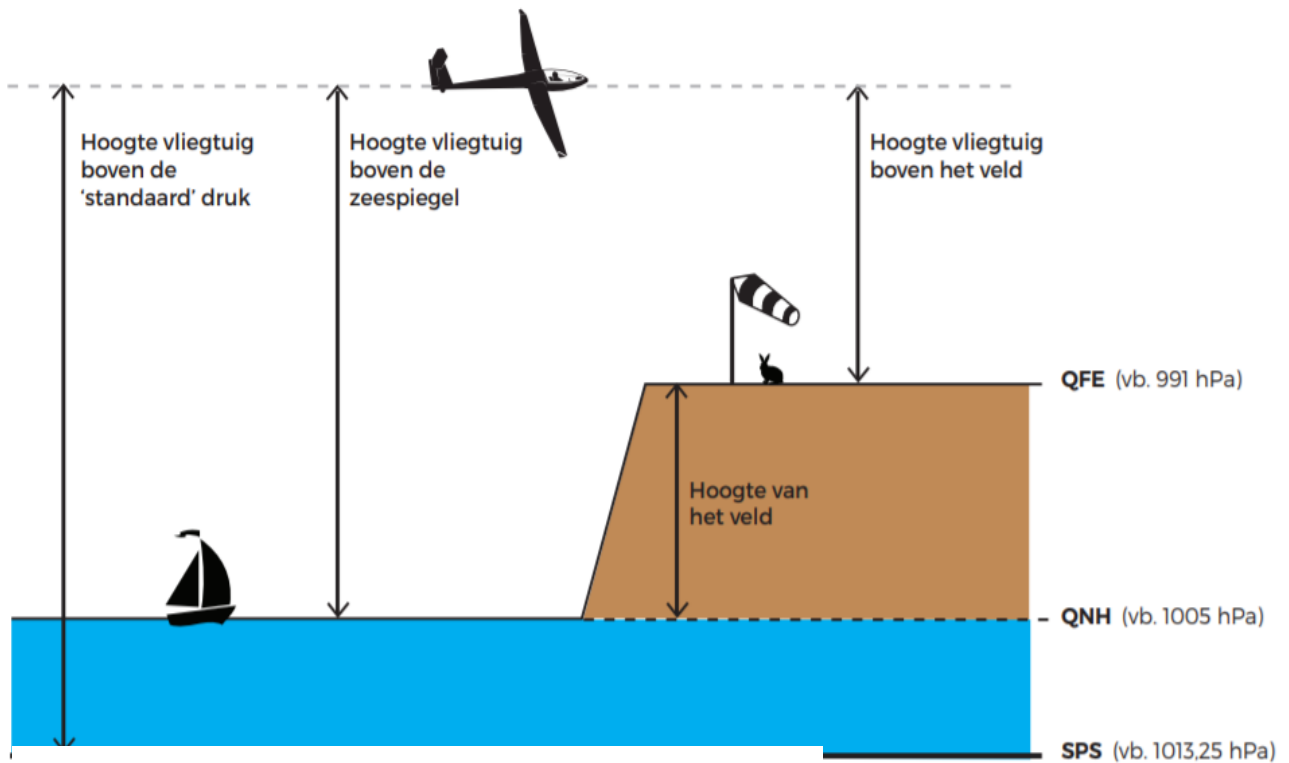
Waarom kan de luchtdruk voor gevaren zorgen? De luchtdruk kan schommelen gedurende de dag met als gevolg dat de hoogte ook zal variëren als je de hoogtemeter niet aanpast met de juist luchtdruk!!

Als de druk verlaagt, geeft een hoogtemeter in vlucht “te hoog” aan m.a.w. de werkelijke hoogte is lager dan de aangeduide hoogte. Het gevaar is dat men een foute inschatting kan maken om terug te geraken naar het vliegveld of niet genoeg marge meer heeft om een heuvel of berg over te vliegen! Als de druk verhoogt, geeft een hoogtemeter in vlucht “te laag” aan, met het gevaar dat men te hoog aan zijn circuit begint of dat men ongewild in een verboden gebied komt.

Deze afwijkingen komen ook voor wanneer we van een hoge- naar een lagedrukgebied vliegen of omgekeerd. Daarom zegt men: “**From high to low, look out below**”.

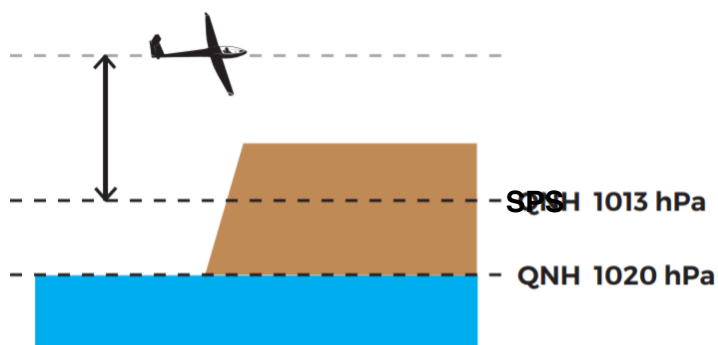


Een gelijkaardige fout doet zich voor bij het vliegen van een gebied met hoge temperatuur naar een lagere en omgekeerd: als de temperatuur lager is, wijst de hoogtemeter te hoog aan (en vlieg je ongemerkt lager) en omgekeerd. “**Cold kills**”



Hoogte vliegtuig is in dit geval hetzelfde als het Flight level.

De QNH en de SPS zijn in dit geval hetzelfde.



Hoogte vliegtuig t.o.v. de zeespiegel is in dit geval hoger dan het Flight level.

De QNH en de SPS zijn in dit geval niet gelijk en dus zien we dat de QNH hoger is dan de SPS.

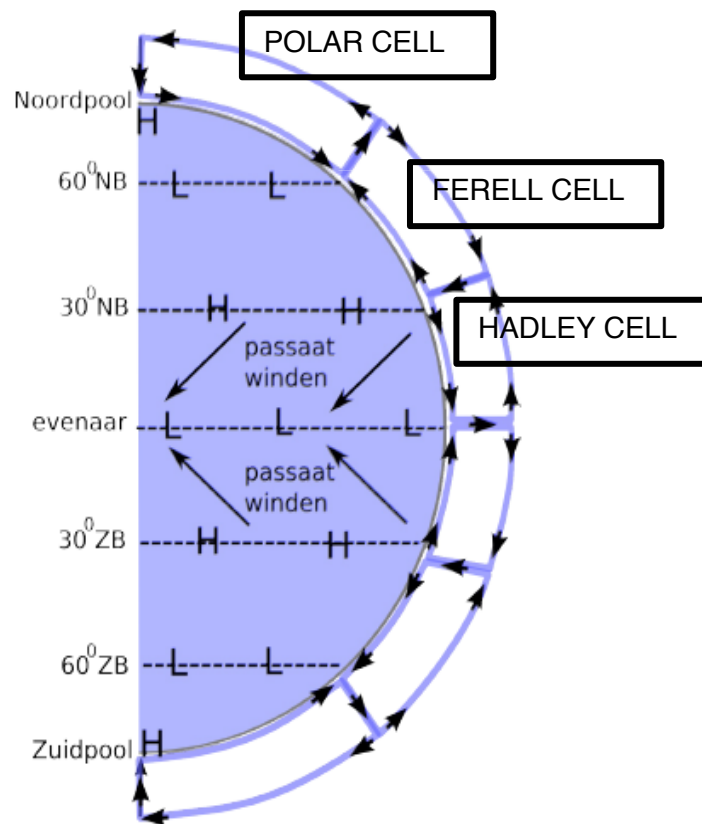
3.8 Klimatologie

3.8.1 Algemene luchtcirculatie

Door een relatief hoge opwarming stijgt de lucht rond de evenaar op. Op grote hoogte in de troposfeer stroomt de lucht richting de koudere Noord- en Zuidpool. Omgekeerd stroomt er vanaf de polen, koude lucht via het aardoppervlak richting de evenaar. Er is dus een luchtcirculatie, van evenaar tot pool en terug naar de evenaar. Er zijn echter verschillende factoren die er voor zorgen, dat er niet één grote circulatie is, maar dat de circulatie plaatsvindt in 3 kleinere stappen (cellen). Voor het gemak wordt hier de algemene luchtcirculatie beschreven voor het noordelijk halfrond, het zuidelijk halfrond kent eenzelfde proces, dat gespiegeld is t.o.v. de evenaar.

De eerste cel, genaamd 'Hadley Cell' is duidelijk waar te nemen. Rond de evenaar stijgt de lucht op tot aan de tropopauze. Van daaruit stroomt de lucht naar de polen om rond de 30^{ste} breedtegraad weer te dalen. Terug bij het aardoppervlak stroomt een deel als passaatwinden weer naar de evenaar, het andere deel van de lucht stroomt naar de Noordpool. Voor het gemak kijken we eerst naar de derde cel, oftewel de 'Polar Cell', te beginnen bij de polen. Vanaf de polen vloeit langs het aardoppervlak een koude luchtstroom richting de evenaar. Rond de 60^{ste} breedtegraad komen de lucht van de polen en de uit het zuiden komende lucht elkaar tegen. De zone waar de relatief warme tropische lucht en de koude polaire lucht elkaar bereiken, noemt men de polaire frontzone. Omdat er van twee kanten lucht wordt aangevoerd, kan de lucht alleen nog maar naar boven toe weg. Een deel keert van daaruit terug naar de polen, het andere deel richting evenaar.

Daarmee is de tussenliggende tweede cel ook duidelijk, genaamd de 'Ferrel Cell', namelijk vanaf de 30^{ste} breedtegraad stroomt lucht via het aardoppervlak naar de 60^{ste} breedtegraad, om via de bovenlucht weer terug te stromen.



3.9 Gevaarlijke weerfenomenen

3.9.1 Cumulonimbus (Cb)

▪ Kenmerken

- Cumuluswolk met grote verticale ontwikkeling.
- Vlakke, zeer donkere onderzijde, soms met valstrepen van regen of hagel.
- Helderwitte flanken.
- Bovenste gedeelte rafelig, met de typische aambeeldvorm.

▪ Ontwikkeling

De vorming van een cumulonimbus kunnen we onderverdelen in verschillende stadia.

1. Initieel stadium

In dit stadium gaan we kijken naar de cumuluswolken die samenkomen en zo een grote cumulus vormen. Deze grote cumulus gaat gepaard met sterke stromingen en turbulentie. Dit stadium zal ongeveer een 15-tal minuten duren.

2. Volwassen stadium

Het volgende stadium beschrijft een volwassen cumulonimbus. We spreken van 'volwassen' wanneer we neerslag hebben. Dit is het gevaarlijkste stadium aangezien neerslag in de Cb ook sterke neerwaartse stroming betekent en een eventuele microburst. Dit wordt later in dit hoofdstuk besproken. Bijkomend door de neerslag wordt de wolk statisch geladen met als gevolg bliksem en donder. Deze fase duurt ook een 15-tal minuten.

3. Opklaringsstadium

In deze laatste fase is er hevige regenval en turbulentie met zoals eerder vermeld ook bliksem en donder. Dit laatste stadium duurt gemiddeld 1,5 tot 2,5 uur.

▪ Gevaren

- Komt vaak voor tussen andere wolken.
- Voor men aan de basis van de Cb komt, heeft men eerst een rustig stijgende variometer, die een steeds sterker stijgen aangeeft, ruim meer dan 7 m/s.
- Onder de wolk hevige slagregens en hagelbuien, die het zicht sterk beperken.
- Wanneer men in de wolk gezogen wordt, kan men gestuwd worden tot de top, met als risico's:
 - bevriezing -50 °C
 - zuurstofgebrek
 - verlies van oriëntering en als gevolg controleverlies (zoals in elke wolk)
- In de wolk kunnen val- en stijgwinden naast elkaar voorkomen zodat breuk van het toestel waarschijnlijk is.
- Door het snel stijgen van de waterdruppels en de lage temperaturen, vormen er zich hagelstenen met een gewicht van soms meerdere kilo's. Deze hagelstenen kunnen het toestel ernstig beschadigen.
- Op de grond sterke winden die vliegtuigen kunnen opheffen om ze dan weer neer te werpen op de grond, met structurele schade.

Het zeer gevaarlijke karakter eist een grondige kennis van de acties te ondernemen bij het naderen van een Cb.

Op de grond:

- Bij nadering van een onweer zoveel mogelijk materiaal in loods brengen,
- Bij verplaatsing van het materiaal erop letten dat er genoeg volk bij het toestel blijft.
- Eventueel in de vliegtuigen gaan zitten.
- De remkleppen openen om de draagkracht te verminderen.
- Het buiten staand materiaal goed vastleggen.

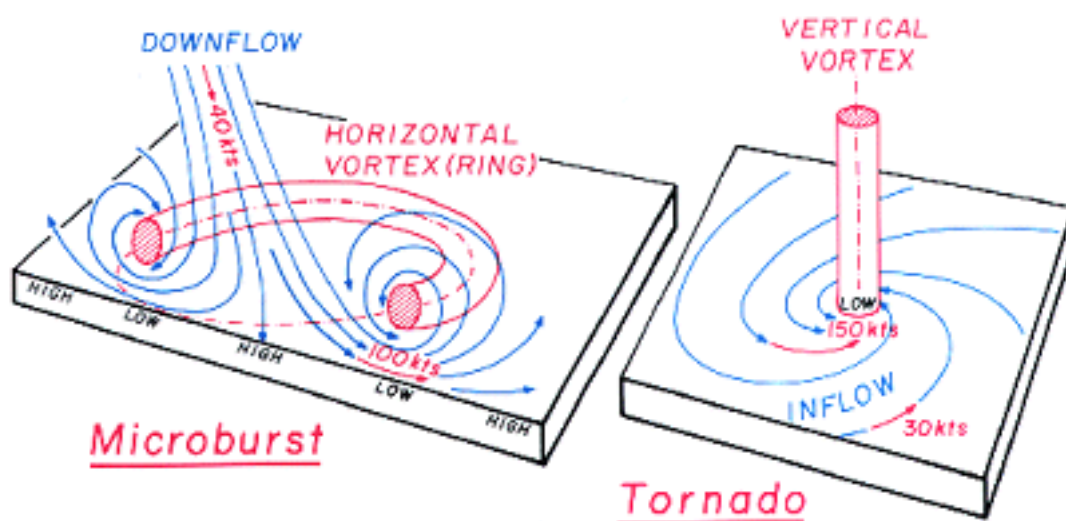
In de lucht:

- Zo snel mogelijk landen, indien dit nog mogelijk is.
- Anders wegvliegen van de wolk en proberen een veilige landingsplaats te zoeken bovenwinds van de Cb.
- Wanneer de variometer uitslaat naar abnormaal hoge waarden, zo snel mogelijk volle remkleppen trekken en desnoods al slippend dalen.
- Wanneer men toch in de wolk gezogen wordt, onmiddellijk volle remkleppen opendoen en trim naar voor. Best de eigen stabiliteit van het toestel laten werken, want alle gevoel van oriëntering is slechts een illusie. In het toestel blijven zolang het kan, ervoor zorgen dat de roeren steeds in beweging blijven (tegengaan van ijsafzetting).
- Indien het toestel volledig stuk en niet meer bestuurbaar is, springen, maar de parachute pas optrekken als men uit de wolk komt, anders loopt men gevaar terug opgezogen te worden.

3.9.2 Microburst

In een buienwolk is altijd sprake van op- en neergaande stromen. Neergaande stromen vinden we voornamelijk in dat deel van de bui waar ook de neerslag valt (koude, met vocht beladen lucht). Meestal gaat het hier om neergaande stromen over een groter gebied en met een beperkte snelheid.

Soms ontstaat er echter een neergaande stroom van koude lucht die ruimtelijk slechts ca. 1 km in diameter is. Deze neergaande stroom is zeer scherp begrensd en de verticale snelheid hoger.



Schematische weergave van een microburst en een tornado. Bij een burst is sprake van een horizontale vortex en het min of meer evenwijdig uit elkaar bewegen van lucht. Bij een tornado van een verticale vortex en een indraaiende beweging van lucht.

Downbursts (sterk neergaande buien) worden wel onderverdeeld in micro- en macrobursts. Microbursts hebben een omvang van maximaal 4 km, macrobursts zijn groter. Een microburst is meestal tussen de 5 en 15 minuten actief, een macroburst kan wel 30 minuten aanhouden. Aangezien een bui meestal beweegt, kan het gebied waar schade optreedt meerdere kilometers breed zijn en zich uitstrekken over een aantal kilometer.

De windsnelheden in een microburst kunnen in zeldzame gevallen oplopen tot ca. 250 km/u, tijdens macrobursts zijn snelheden tot ca. 215 km/u gemeten. Deze snelheden komen overeen met een F2 tornado.

(Bron: http://www.vwkweb.nl/cms/index.php?option=com_content&task=view&id=322)

Voor de luchtvaart is het gevaar van de microburst dubbel: hevige daalwinden en plotse veranderingen van windrichting.

3.9.3 Windschering

Windschering is een plotse, drastische verandering van windrichting, zodat de vliegsnelheid van een vliegtuig in een paar seconden drastisch verandert en het toestel eventueel overbelast wordt of integendeel uit de lucht valt bij gebrek aan relatieve luchtstroom.

Bij een microburst zijn al vaker toestellen uit de lucht gevallen, omdat ze door de kern gevlogen zijn op lage hoogte, en dus

- door een plotse hevige daalwind gevlogen zijn en
- tegelijkertijd van een sterke neuswindcomponent in een sterke staartwindcomponent gevlogen zijn, en bijgevolg ogenblikkelijk een aanzienlijk liftverlies geleden hebben.

3.9.4 Zogturbulentie (vortex)

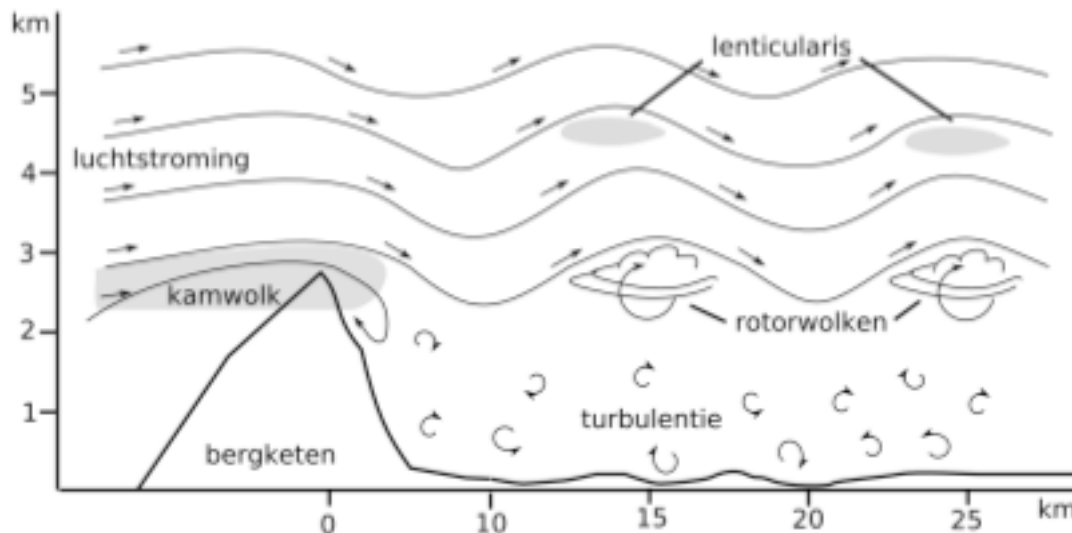
Om te vliegen heeft een vliegtuig lift nodig, dat geleverd wordt door de vleugel. Zoals gezien in Aerodynamica zal de overdruk aan de onderkant opgezogen worden naar de onderdruk aan de bovenkant van de vleugel. Aan de tip ontstaat een vortex, een soort horizontale tornado die in het zog van het vliegtuig blijft voortbestaan, en zich langzaam uitbreidt naar buiten en naar beneden. Die zogturbulentie is evenredig met de geleverde lift, en is dus des te groter naarmate het vliegtuig zwaarder wordt.

Een zweefvliegtuig dat in de zogturbulentie van een meermotorig toestel komt, zal door die horizontale maalstroom alle controle verliezen. De verkeersleiders zorgen ook voor lijnvliegtuigen voor voldoende afstand tussen twee opeenvolgende toestellen aan de start, de landing of in een airway.

3.9.5 Rotor (golfvliegen)

Bij harde wind kan er achter een bergketen een golfbeweging in de lucht ontstaan. Voor het ontstaan van "golf" zijn er een aantal voorwaarden.

- De wind moet vrijwel loodrecht op de bergketen staan.
- De lucht moet stabiel van opbouw zijn, zodat verticale luchtstromen de golven niet verstoren
- Met toenemende hoogte mag de windsnelheid niet verminderen.



In de afbeelding is schematisch weergegeven hoe het golfpatroon in de luchtstroming er uitziet. De lengte van een golf (één heuvel en één dal) is afhankelijk van de windsnelheid, maar varieert tussen 15 tot 20 km. De hoogte van een golf (van dal tot top) kan wel 1000 m zijn.

Aan de lijzijde van de bergketen zijn **sterke daalwinden**. Achter de keten is het op grondniveau zeer turbulent. Bij "golf" kunnen 3 soorten wolken voorkomen:

- Boven de top van de bergketen bevindt zich de kamwolk. De wolk bedekt de hoogste pieken in de bergketen.
- Onder de eerste golftop(pen) ontstaat een krachtige wervel, **de rotor**. Aan de voorzijde van de golf stijgt de lucht. Bij voldoende vochtigheid ontstaat er een cumuluswolk, de rotorwolk, die in de dalende tak van de golf weer wordt afgebroken. Omdat het golfpatroon parallel aan de bergketen loopt, lijkt het alsof er een rol van wolken ontstaat. Men spreekt daarom ook van rolwolken. De lucht in de rotorwolk is zeer turbulent. Het is daarom raadzaam er met een zweefvliegtuig weg te blijven. Dat kan een probleem zijn bij droge lucht, omdat dan de wolk ontbreekt.
- In de hoger liggende golftoppen kunnen lenticulariswolken (lensvormige wolken) ontstaan. Net als de rotorwolken ontstaan ze aan de voorzijde van de golf en worden aan de achterzijde weer afgebroken. De wolken bestaan uit onderkoeld water.

3.10 Meteorologische informatie

3.10.1 Bijzondere weereffecten

▪ Wolkenstraten

In welbepaalde situaties gaan de cumuli zich oplijnen in zgn. wolkenstraten. Indien ze op een koerslijn liggen, kunnen ze aangewend worden om snel te vorderen zonder te stoppen om te thermieken. Idealiter regel je je vlucht zo, dat je aan het einde van de wolkenstraat precies onder de basis aankomt.

Voor het ontstaan van wolkenstraten is het volgende van belang:

- vrij krachtige wind aan de grond (8 – 12 m/s)
- constante wind
- toenemende windsterkte met de hoogte
- duidelijke inversie boven de convectielaag

Dit is vaak het geval na een koufrontpassage. De richting van de straat valt nagenoeg samen met die van de wind. De afstand tussen 2 straten is ongeveer 3 maal de hoogte van de inversie. Tussen de straten kan men sterk dalen verwachten.

Straten bestaan ook bij blauwe thermiek, alleen zijn ze moeilijker op te sporen.

▪ Convergentielijnen

Op sommige plaatsen komt het vrij vaak voor dat twee luchtmassa's in tegengestelde richting bewegen en met elkaar in botsing komen. Dit is bijvoorbeeld het geval boven de Spaanse hoogvlakte, waar lucht van de Atlantische oceaan botst met lucht uit de Middellandse zee. Er vormt zich een lijn met hoge cumuli, die men convergentielijnen noemt en waaronder sterke stijgwinden heersen. Zo kan men zeer hoge gemiddelde snelheden halen.

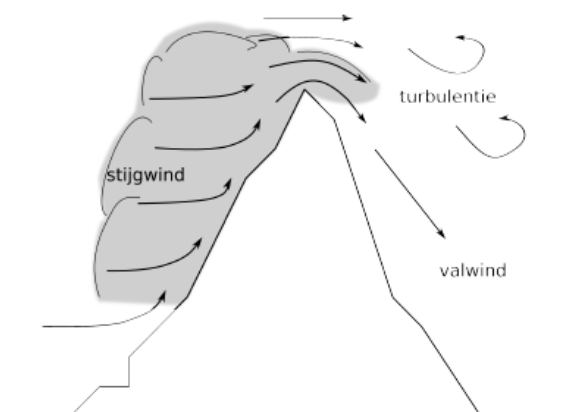
Ook een zeebriesfront stelt een soort convergentie voor.

Omdat beide luchtmassa's andere eigenschappen hebben, zal er meestal een betere en een minder goede kant zijn aan een dergelijke wolkenstraat.

▪ Hellingstijgwind

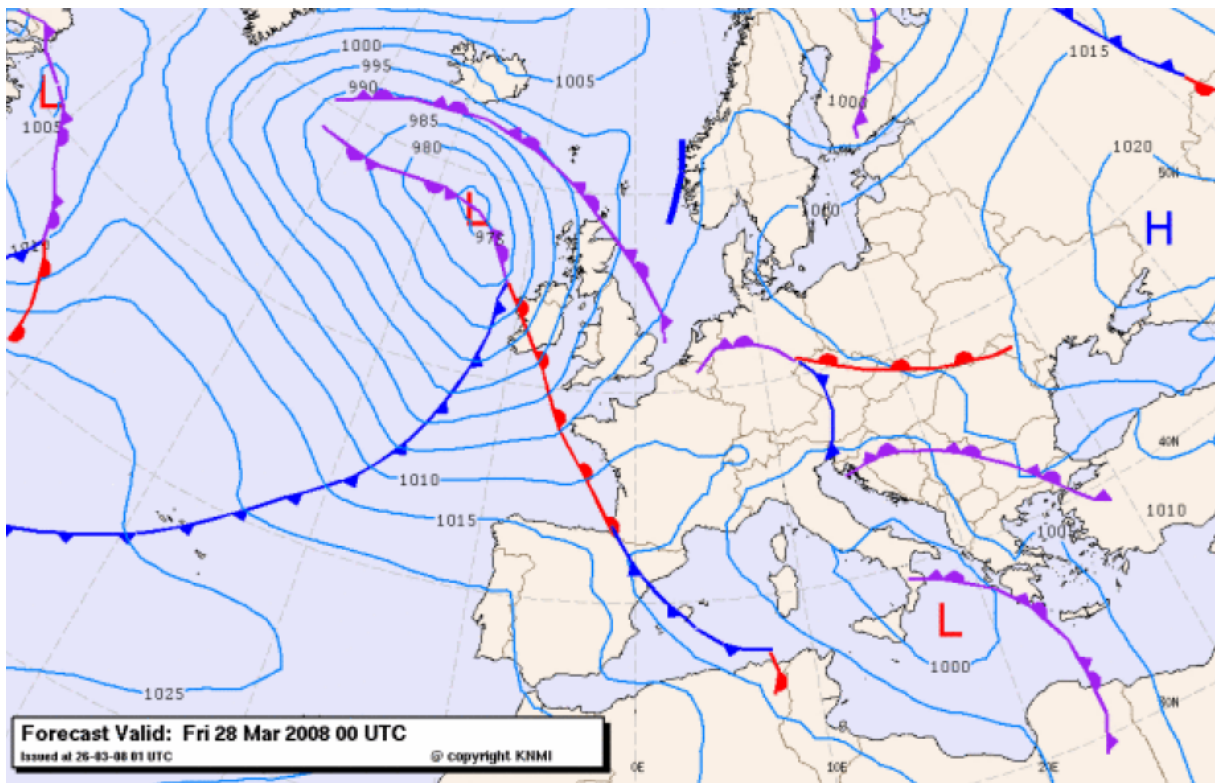
Als de wind botst tegen een orografisch obstakel (reliëf), zal hij natuurlijk moeten uitwijken. Bij smalle obstakels kan hij er gewoon links en rechts voorbij, maar bij een langwerpige heuvelrug of een bergketen moet hij erboven langs. Dat betekent dat er aan de loefzijde (bovenwinds) van het reliëf een stijgzone zal ontstaan, maar aan de lijzijde (benedenwinds) een turbulente daalzone. De stijgzone kan men met een zweefvliegtuig gemakkelijk gebruiken, zelfs bij relatief lage obstakels, zoals een duinenrij. De stijgzone reikt echter niet veel hoger dan het reliëf zelf.

Hellingstijgwind helpt ook vaak bij het “loskomen” van thermiekbellen. De combinatie van hellingstijgwind en thermiek wordt thermodynamische stijgwind genoemd.

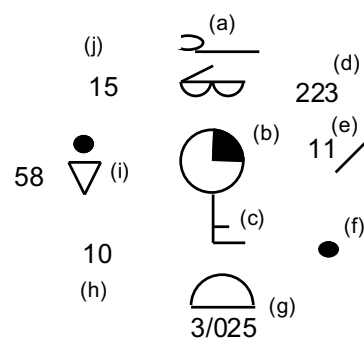


3.10.2 Weerkaarten; algemene interpretatie / symbolen

De waarnemingen, wind - vochtigheid - bewolking - neerslag - temperatuur enz., worden doorgegeven aan andere stations en op kaart gezet. Het is dan ook van belang dat we een aantal van de symbolen kennen. We zagen reeds in het vorige hoofdstuk de symbolen voor de fronten.

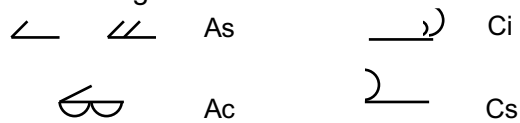


Andere symbolen worden hieronder verklaard.

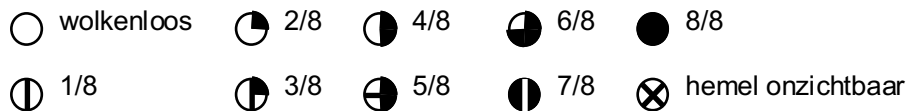


Verklaring:

a. Hogere en middelhoge bewolking



b. Bewolkingsgraad van de hogere en middelhoge bewolking



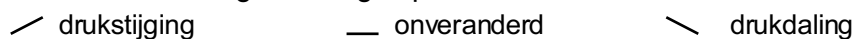
c. Windrichting en windsterkte

De vaan staat in de richting van waar de wind komt; grote dwarsstreep = 10 kts, korte dwarsstreep = 5 kts. In ons voorbeeld: zuiderwind 15 knopen.

d. luchtdruk

1022,3 hPa

e. drukverandering in de afgelopen 3 uren

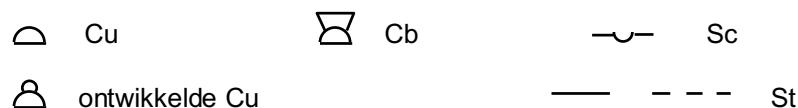


f. weertype van de laatste 3 uren



Combinaties zijn steeds mogelijk, in ons voorbeeld: regenbuien

g. lage bewolking en Cu-geslachten



De cijfers geven respectievelijk de bewolkingsgraad en de wolkenbasis in voet van de lage bewolking in het voorbeeld is dit 3/8 Cu met wolkenbasis op 2 500 voet.

h. dauwpunttemperatuur

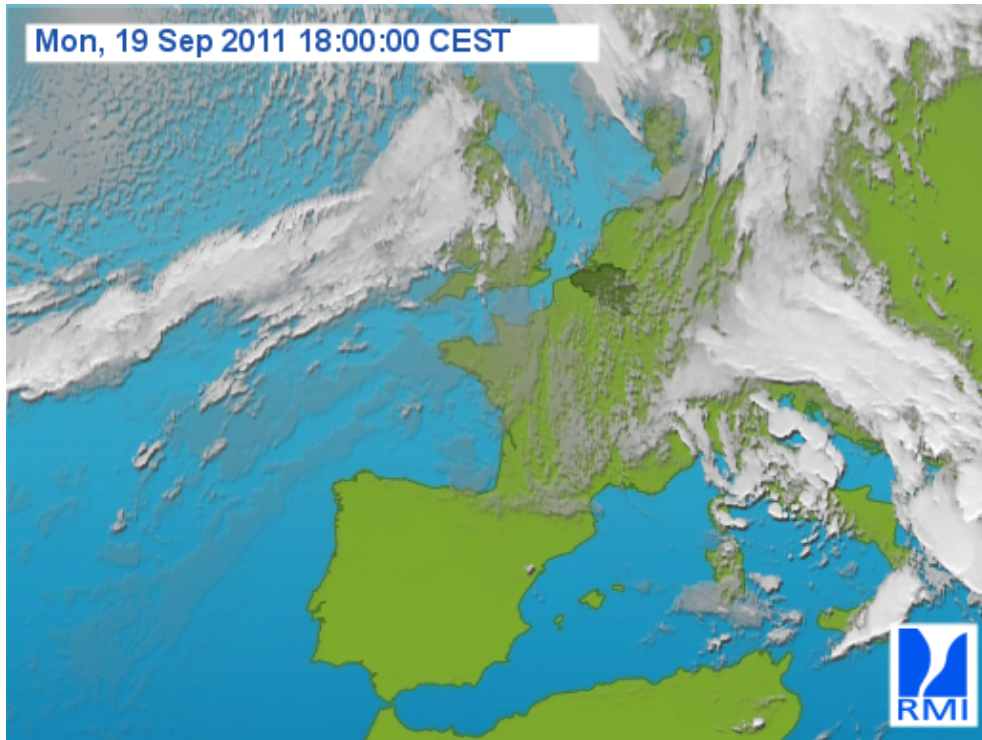
i. weer op het ogenblik van de waarneming, voor de symbolen zie f. De getallen geven een code voor de zichtbaarheid:

- van 00 tot 50 = zicht per 100 meter
- van 56 tot 80 = (getal - 50) geeft zicht in km
- boven de 80 = 30 + (5 x (getal - 80))

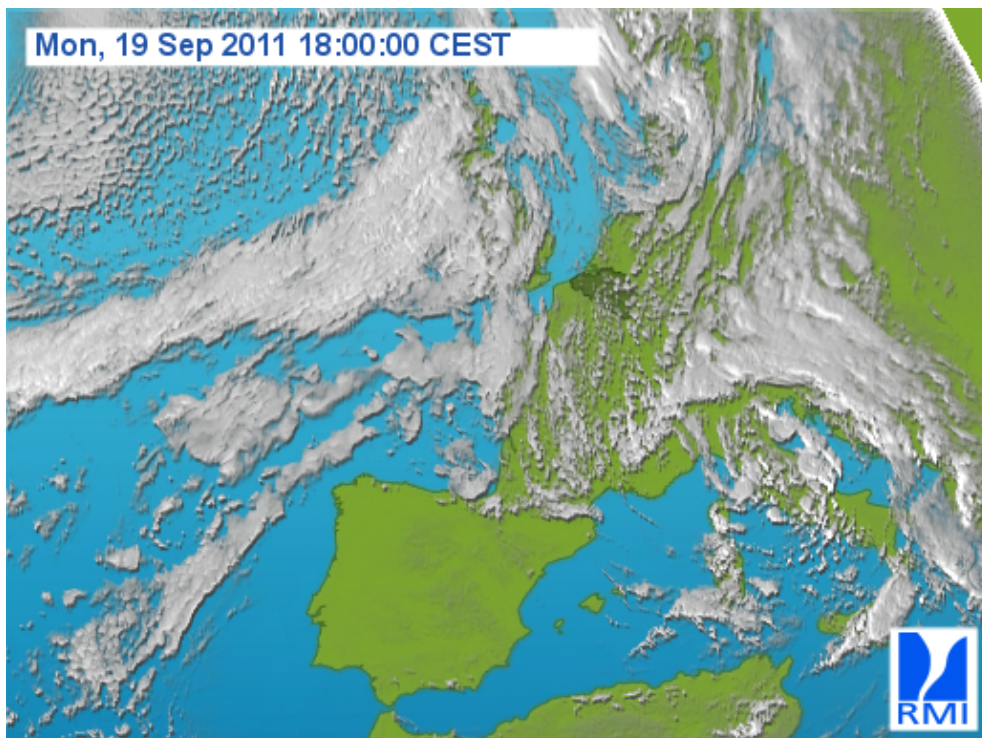
j. j : De temperatuur op het ogenblik van de waarneming in ° C

3.10.3 Satellietfoto's (zichtbaar en IR)

Voor de studie van het weer kunnen we ook terugrijpen op satellietfoto's. Satellietfoto's in het zichtbare gebied zijn enkel overdag beschikbaar en geven een goed beeld van de bedekkingsgraad.



IR (infrarood) satellietfoto's zijn 24/24 h beschikbaar. Zij geven een idee van de hoogte van de bovenste wolkenlaag: hoe hoger, hoe kouder, hoe witter ze op het beeld verschijnen.



3.11 Index

A

absolute luchtvochtigheid, 14
adiabaten, 15
algemene luchtcirculatie, 34
altocumulus, 20
altostratus, 15, 20
anabatische en katabatische wind, 10
anticycloon, 30
arctische lucht, 26
atmosfeer, 6, 12, 30

B

Beaufortschaal, 10
bergwinden, 10
blauwe thermiek, 19
Buys Ballot, 9

C

cirrocumulus, 20
cirrostratus, 20
cirrostratusbewolking, 15
cirrus, 20
condensatie, 14
condensatieniveau, 19
continentale lucht, 26
convergentielijnen, 39
Corioliseffect, 8
Corioliskracht, 8
cumulonimbus, 16, 21
Cumulonimbus, 35
cumulus, 21
cumulus castellanus, 21
cumulus congestus, 21
cumulus humilis, 21
cumuluswolk, 16
cumuluswolken, 22

D

dampkring, 6
dauwpunt, 14, 19
dauwpuntkromme, 18
dauwpunttemperatuur, 15
depressie, 30
downbursts, 37
droog-adiabaat, 16, 18, 19
drukgradiënt, 8
drukverloop, 6

E

eenheid van druk, 30
elektromagnetische golven, 12
equatoriale lucht, 26

F

Föhn, 10
fronten, 27

G

geostrofische wind, 9
golf, 38
grondwind, 9

H

hectopascal, 30
hellingstijgwind, 39
hogedrukgebied, 8, 30
hoogtemeter, 31
hPa, 30

I

infraroodstralen, 12
instabiliteit, 15
inversie, 15, 19
isobaren, 8, 16, 30
isothermen, 16
isothermie, 15, 19

K

koufront, 27, 28, 29
koufrontpassage, 39
kwikkolom, 30

L

lagedrukgebied, 8, 30
land- en zeewind, 9
lokale winden, 9
luchtdruk, 30
luchtdrukgradiënt, 8
luchtkolom, 30
luchtvochtigheid, 13, 14

M

macrobursts, 37
maritieme lucht, 26
membraanbarometer, 31
microburst, 36
millibar, 30
Mistral, 10

N

nachtelijke bodeminversie, 18
nat-adiabaat, 16
nimbostratus, 21

noordelijk halfrond, 34

O

occlusie, 29
occlusiefrent, 27, 29
ontstaan van thermiek, 19

P

Pascal, 30
polaire lucht, 26

Q

QNH, 31
QNH-druk, 31
QNH-instelling, 31

R

relatieve luchtvochtigheid, 14
rug, 31

S

standaardatmosfeer, 7, 31
stikstof, 6, 13
straling, 12
stratocumulus, 21
stratosfeer, 6, 12
stratus, 15, 21

T

TEMP-diagram, 11, 15, 16, 18, 19
temperatuur, 12
temperatuurgradiënt, 16
temperatuurinversie, 6
thermiek, 19

thermiekslurven, 23
thermodynamische stijgwind, 39
toestandskromme, 15, 16, 18, 19
trog, 30
tropische lucht, 26
tropopauze, 6
troposfeer, 6

U

UV-stralen, 12

V

vore, 30
vortex, 37

W

warmtefront, 27
warmteoverdracht, 12
waterdamp, 13
weerkaarten, 40
weerkaartterminologie, 34
wig, 31
wind, 8
windrichting, 10
windschering, 37
windsnelheid, 10
windsterkte, 10
wolken classificatie, 20
wolkenstraten, 39

Z

zadelgebied, 31
zeebriesfront, 39
zogturbulentie, 37
zuidelijk halfrond, 34
zuurstof, 6, 13, 30