

Studie-uitgave



KNMI-publicatie 184a



# Inleiding tot de algemene meteorologie

*B. Zwart*

*A. Steenhuisen*

*m.m.v. H.J. Krijnen en D. Heijboer*

*Tweede, geheel herziene druk*

Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut



De Bilt, 1995



# Voorwoord

Deze 'Inleiding tot de Algemene Meteorologie' gaat over het weer. De lezer krijgt inzicht in de processen die zich in de atmosfeer afspelen en die het weer maken en breken. Het boek is ontstaan uit lesmateriaal dat werd geschreven voor de opleiding van meteorologisch assistenten, maar verdient een veel breder publiek. De inhoud vormt de basis voor vervolgoopleidingen waarin de nadruk ligt op de technieken voor het opstellen van weersverwachtingen.

Weerkaarten en zogeheten 'thermodynamische diagrammen', vroeger op papier, nu veelal op beeldscherm, bevatten het leeuwedeel van de gegevens die een meteoroloog nodig heeft om een verwachting te kunnen maken.

Weerkaarten tonen het weer over een gebied ter grootte van Nederland, Europa of zelfs het hele Noordelijk Halfrond; thermodynamische diagrammen tonen het verloop van temperatuur en vochtigheid met de hoogte op een bepaalde plaats en geven zo inzicht in de verticale opbouw van de atmosfeer. De gegevens bieden de meteoroloog een beeld van het actuele weer en van de natuurkundige processen die er in de atmosfeer aan de gang zijn of op gang kunnen komen. Deze kennis vormt de basis voor een geslaagde weersverwachting.

Het boek bestaat uit drie delen. Het eerste deel (hoofdstukken 1 tot en met 7) gaat over samenstelling en verticale opbouw van de atmosfeer; ook de processen die zich in de dampkring afspelen worden besproken. In deel 2 komen hoge- en lage-drukgebieden en het daarbij behorende weer aan de orde; het omvat de hoofdstukken 8 tot en met 15. De resterende hoofdstukken vormen deel 3, dat is gewijd aan de zogenoemde 'algemene circulatie', het weer en de luchtvaart, klimatologie en actuele problemen als luchtverontreiniging, de ozonlaag en het versterkte broeikaseffect. Na elk deel zijn vragen toegevoegd. Samen met een consequente paragraafindeling en talrijke tekstverduidelijkende en inzichtvergroten afbeeldingen maken ze het geheel geschikt voor zelfstudie voor iedereen met voldoende vooropleiding (HAVO met wiskunde B en natuurkunde).

Ik ben ervan overtuigd dat deze uitgave zijn weg zal vinden naar de vele weergeïnteresseerden die Nederland rijk is.

C. FLOOR

*Hoofd Meteorologische Opleidingen*



# Inhoud

<b>1</b>	<b>De atmosfeer, verticale indeling</b>	<b>9</b>
1.1	De sferen	9
1.2	De troposfeer	9
1.3	De stratosfeer	10
1.4	De mesosfeer	11
1.5	De thermosfeer	11
1.6	De exosfeer	11
<b>2</b>	<b>De atmosfeer, samenstelling</b>	<b>13</b>
2.1	Definitie van lucht	13
2.2	De gassen waaruit de lucht is samengesteld	13
2.3	De verdeling van de gassen in verticale- en horizontale richting	13
2.4	Vaste deeltjes in de atmosfeer	14
<b>3</b>	<b>Luchtdruk</b>	<b>15</b>
3.1	Het effect van de zwaartekracht	15
3.1.1	<i>Definitie van de luchtdruk</i>	15
3.1.2	<i>Luchtdrukeenheden</i>	15
3.1.3	<i>De wet van Dalton</i>	15
3.2	Het hydrostatisch evenwicht	15
3.3	De luchtdichtheid	16
3.4	De standaardatmosfeer	16
3.5	De dubbeldagelijkse gang van de luchtdruk	17
<b>4</b>	<b>Wind</b>	<b>19</b>
4.1	De wet van Buys Ballot	19
4.2	Isobaren en isobarenpatronen	20
4.3	luchtdrukgradiënt	21
4.4	Gradiëntkracht	21
4.5	De Corioliskracht	22
4.6	De centripetale kracht	23
4.7	De niet-geostrofische- of ageostrofische wind	24
4.8	De wrijvingskracht	24
4.8.1	<i>De wrijvingslaag</i>	25
4.8.2	<i>De invloed van de wrijving</i>	25
4.8.3	<i>De grootte van de wrijvingshoek</i>	26
4.9	Convergentie en divergentie van stromende lucht	27
4.10	De structuur van de wind	27
4.10.1	<i>Turbulentie</i>	27
4.10.2	<i>Het windprofiel</i>	28
4.10.3	<i>Het windgedrag nabij grote gebouwen</i>	29
<b>5</b>	<b>Warmte en straling</b>	<b>30</b>
5.1	Warmte, temperatuur en temperatuurmeting	30
5.2	Verandering van de temperatuur	30
5.3	Straling	31



5.3.1	<i>Stralingseigenschappen</i>	31
5.3.2	<i>Zonnestraling</i>	32
5.4	Verwarming van de aarde door de zon	33
5.5	Verwarming van de lucht door straling van de aarde	33
5.6	Stralingsbalans	34
5.7	Warmtehuishouding van de aarde	34
<b>6</b>	<b>Water en waterdamp</b>	<b>35</b>
6.1	De dampspanning	35
6.1.1	<i>Oorzaken van de grootte van de maximale dampspanning</i>	35
6.1.2	<i>Relatieve vochtigheid</i>	36
6.1.3	<i>Invloed van de dampdruk op de luchtdichtheid</i>	36
6.2	Enkele vochtigheidsindicatoren	36
6.3	Aggregatietoestanden	37
6.4	Het condensatie- en bevroeringsproces in de atmosfeer	37
6.5	Condensatie- en vrieskernen	38
<b>7</b>	<b>Het verticale evenwicht in de atmosfeer</b>	<b>40</b>
7.1	De toestandskromme	40
7.2	Adiabatische processen	40
7.2.1	<i>Droog adiabatische afkoeling</i>	40
7.2.2	<i>Verzadigd adiabatische afkoeling</i>	41
7.3	Grafische voorstelling van het adiabatische proces	41
7.3.1	<i>Droog- en verzadigde adiabaten</i>	41
7.4	Vertikale stabiliteit	41
7.4.1	<i>Stabiliteitsbeschouwingen voor droog-adiabatische processen</i>	41
7.4.2	<i>Stabiliteitsbeschouwingen voor verzadigd-adiabatisch verlopende processen</i>	43
7.4.3	<i>Stabiliteitsklassen</i>	43
7.4.4	<i>Het verloop van de toestandskromme met de hoogte</i>	44
7.4.5	<i>Potentiële onstabiliteit</i>	45
7.5	Het $\Theta_{sp}$ -diagram	47
7.6	De invloed van de opbouw van de atmosfeer op het windprofiel	47
<b>8</b>	<b>De vorming van mist, wolken en neerslag</b>	<b>55</b>
8.1	Definitie van een wolk	55
8.2	Mist	55
8.2.1	<i>De definitie voor mist</i>	55
8.2.2	<i>De vorming van mist</i>	55
8.2.3	<i>De verschillende mistsoorten en hun ontstaanswijzen</i>	55
8.3	Devorming van wolken	56
8.3.1	<i>De rol van de stabiliteit</i>	56
8.3.2	<i>Stijgende luchtbewegingen</i>	57
8.3.3	<i>Erosie van wolken</i>	60
8.4	Wolkengeslachten en hun hoogtes	60
8.5	De vorming van neerslag	61
8.5.1	<i>Condensatiekernen, vrieskernen en wolkenelementen</i>	61
8.5.2	<i>Coalescentieproces</i>	63

8.5.3	<i>Het Wegener-Bergeron-Findeisen proces</i>	63
8.6	Neerslag uit stratiforme bewolking	64
8.7	Neerslag uit cumuliforme bewolking	64
8.8	Het oplossen van wolken en mist	65
<b>9</b>	<b>Luchtsoorten en weertypen</b>	<b>68</b>
9.1	Definitie van een luchtsoort en enkele begrippen	68
9.2	Ontstaan en transformatie van een luchtsoort	69
9.3	Thermodynamische klassificatie van luchtsoorten	70
9.4	Geografische klassificatie	70
9.5	Het weer in Nederland voor de verschillende luchtsoorten	71
<b>10</b>	<b>Fronten en trogassen</b>	<b>73</b>
10.1	Enkele begrippen	73
10.2	Golven in frontvlakken en fronten	74
10.3	De ontwikkeling van een frontale depressie	75
10.4	De knik in het isobarenpatroon	75
10.5	Luchtdrukveranderingen en isallobaren	76
10.6	Occlusies	77
	10.6.1 <i>Soorten occlusies</i>	78
10.7	Geografische indeling van fronten	78
10.8	Luchtbewegingen en het weer bij fronten	78
	10.8.1 <i>Het passeren van een warmtefront</i>	78
	10.8.2 <i>Het passeren van een koufront</i>	80
	10.8.3 <i>Het passeren van een occlusie</i>	81
10.9	Ligging en ontstaan van fronten	81
10.10	Trogassen	81
<b>11</b>	<b>Windschering en turbulentie</b>	<b>83</b>
11.1	Windschering ("Windshear")	83
11.2	Ontstaanswijzen	84
	11.2.1 <i>Windschering ontstaan tengevolge van een sterke stralingsinversie nabij het aardoppervlak, type VWS</i>	84
	11.2.2 <i>Frontale windschering, type VWS</i>	85
	11.2.3 <i>Schering in en nabij onweders</i>	86
	11.2.4 <i>Schering ontstaan in de nabijheid van kleine heuvels of grote gebouwen</i>	86
11.3	Turbulentie	87
<b>12</b>	<b>Buien en onweer</b>	<b>88</b>
12.1	Ontwikkeling van buien	88
12.2	Levenscyclus van een onweersbui	88
12.3	De vorming van hagel	89
12.4	Soorten onweersbuien	89
	12.4.1 <i>Convectie-onweer</i>	89
	12.4.2 <i>Frontaal onweer</i>	90
	12.4.3 <i>Orografisch onweer</i>	90
	12.4.4 <i>Onweer, ontstaan in convergentiegebieden</i>	90
	12.4.5 <i>Advectief onweer</i>	90
12.5	Elektrische en akoestische verschijnselen	90
	12.5.1 <i>Mooi weerstroom</i>	91
	12.5.2 <i>De ladingsverdeling in een wolk</i>	91
12.6	De luchtcirculatie in en om een zware bui	93

12.6.1	<i>Tornado's en hozen</i>	94
<b>13</b>	<b>Luchtdrukssystemen en het weer daarin</b>	95
13.1	Vorming van lagedrukgebieden (depressies)	95
13.1.1	<i>Frontale depressies</i>	96
13.1.2	<i>Secundaire depressies bij het occlusiepunt</i>	98
13.1.3	<i>Niet frontale depressies en tropische cyclonen</i>	99
13.1.3	<i>Troggen en voren (uitstulpingen van depressiekernen)</i>	101
13.1.4	<i>Koude putten</i>	102
13.1.5	<i>Depressiebanen</i>	103
13.2	Hogedrukgebieden	103
13.2.1	<i>Warme hogedrukgebieden</i>	103
13.2.2	<i>Koude hogedrukgebieden</i>	105
13.3	Zadelgebieden	106
<b>14</b>	<b>Lokale winden</b>	107
14.1	Land- en zeewind	107
14.1.1	<i>Ontstaan- en circulatie</i>	107
14.1.2	<i>Meteorologische verschijnselen</i>	108
14.2	Orografische winden	108
14.3	Lokale winden	108
14.3.1	<i>reliëf winden</i>	109
14.3.2	<i>Winden met bijzondere eigenschappen van de luchtsoort</i>	112
<b>15</b>	<b>Dagelijkse- en jaarlijkse gang</b>	114
15.1	Dagelijkse gang	114
15.1.1	<i>Geografische factoren</i>	114
15.1.2	<i>Meteorologische factoren</i>	115
15.2	Dagelijkse gang van een aantal weerselementen	115
15.3	Jaarlijkse gang	117
15.3.1	<i>Geografische factoren</i>	117
15.3.2	<i>Meteorologische factoren</i>	118
<b>16</b>	<b>De algemene circulatie</b>	129
16.1	Overzicht .	129
16.2	De circulatie in de tropen	132
16.2.1	<i>De Hadley-cel</i>	132
16.2.2	<i>De subtropische straalstroom</i>	132
16.2.3	<i>Passaten</i>	132
16.2.4	<i>De Inter Tropische Convergentie Zone (ITCZ)</i>	133
16.3	Verstorings van de passaatwinden	134
16.3.1	<i>De easterly waves</i>	134
16.3.2	<i>Tropische cyclonen</i>	135
16.3.3	<i>Moessons</i>	137
16.4	De westcirculatie	138
16.4.1	<i>Plaats van de planetaire ruggen en troggen</i>	140
16.4.2	<i>Depressies en fronten</i>	141
16.4.3	<i>Depressiebanen</i>	142
16.5	De circulatie boven het Noordpoolgebied	143
<b>17</b>	<b>Meteorologie van de bovenlucht</b>	144
17.1	De vrije atmosfeer	144



17.2	Drukvlakken	144
17.3	Hoogtewinden en aërologische kaarten	145
17.4	De diktekaart	146
17.5	De tropopauze	147
17.6	Straalstromen (jetstreams)	148
17.6.1	<i>Soorten straalstromen en hun ontstaanswijzen</i>	148
<b>18</b>	<b>Het weer en de luchtvaart</b>	<b>152</b>
18.1	Inleiding	152
18.2	Wind	152
18.2.1	<i>Windstoten</i>	152
18.2.2	<i>Dwarswind</i>	153
18.2.3	<i>Windschering (windshear)</i>	154
18.2.4	<i>Turbulentie</i>	155
18.2.5	<i>Clear Air Turbulance (CAT)</i>	156
18.3	Het zicht	157
18.3.1	<i>RVR en SVR</i>	157
18.3.2	<i>Zicht in mist</i>	157
18.3.3	<i>Mistbestrijding</i>	157
18.4	Gevaren van het weer bij een onweersbui	158
18.5	Ijsafzetting	159
18.5.1	<i>Meteorologische factoren bij de ijsafzetting</i>	159
18.5.2	<i>Soorten ijsafzetting</i>	160
18.5.3	<i>De ijsdriehoek</i>	160
18.5.4	<i>Gevolgen van ijsafzetting voor vliegtuig</i>	161
18.6	Wolken- en neerslagecho's	161
18.6.1	<i>Wolken</i>	161
18.6.2	<i>Neerslagecho's op radarschermen</i>	162
18.7	Temperatuur, dauwpunt, luchtdruk, luchtdichtheid en inversie	162
<b>19</b>	<b>Het klimaat</b>	<b>163</b>
19.1	Definitie en indeling	163
19.2	Toepassingen	164
19.3	Klimatologische elementen	164
19.3.1	<i>Gemiddelden</i>	164
19.3.2	<i>Lengte van het tijdvak waarover wordt gemiddeld</i>	165
19.3.3	<i>Temperatuurgemiddelden</i>	165
19.3.4	<i>Neerslagsommen</i>	166
19.3.5	<i>Windrichting</i>	166
19.3.6	<i>Windsnelheidsgemiddelden</i>	166
19.3.7	<i>Zonneschijn</i>	167
19.3.8	<i>Vochtigheid</i>	167
19.4	Klimaatindeling	168
19.4.1	<i>Geografische indeling</i>	168
19.4.2	<i>Andere klimaatindelingen</i>	169
19.5	Het klimaat van Nederland	170
19.5.1	<i>Het waarnemingsnet</i>	170
19.5.2	<i>Kenmerken van het Nederlandse klimaat</i>	170
<b>20</b>	<b>Luchtverontreiniging, aantasting ozonlaag en broeikas-effect</b>	<b>171</b>
20.1	Definitie van luchtverontreiniging	171
20.2	Algemene inleiding	171

20.2.1	<i>Bosbranden</i>	171
20.2.2	<i>Vulkaanuitbarstingen</i>	171
20.2.3	<i>Stuifmeel</i>	172
20.2.4	<i>Zand en stof</i>	172
20.2.5	<i>Zoutdeeltjes</i>	172
20.3	Chemische luchtverontreiniging	172
20.4	Aantasting van de ozonlaag	175
20.5	Het ozongat	177
20.6	Ozonmetingen door het KNMI	178
20.7	Het broeikaseffect	179

# 1. De atmosfeer, verticale indeling

## 1.1. De sferen

Onder een sfeer verstaat men een bolvormig gedacht gebied, dat de aarde op zekere afstand omringt.

De vier belangrijkste sferen van de aardbol zijn:

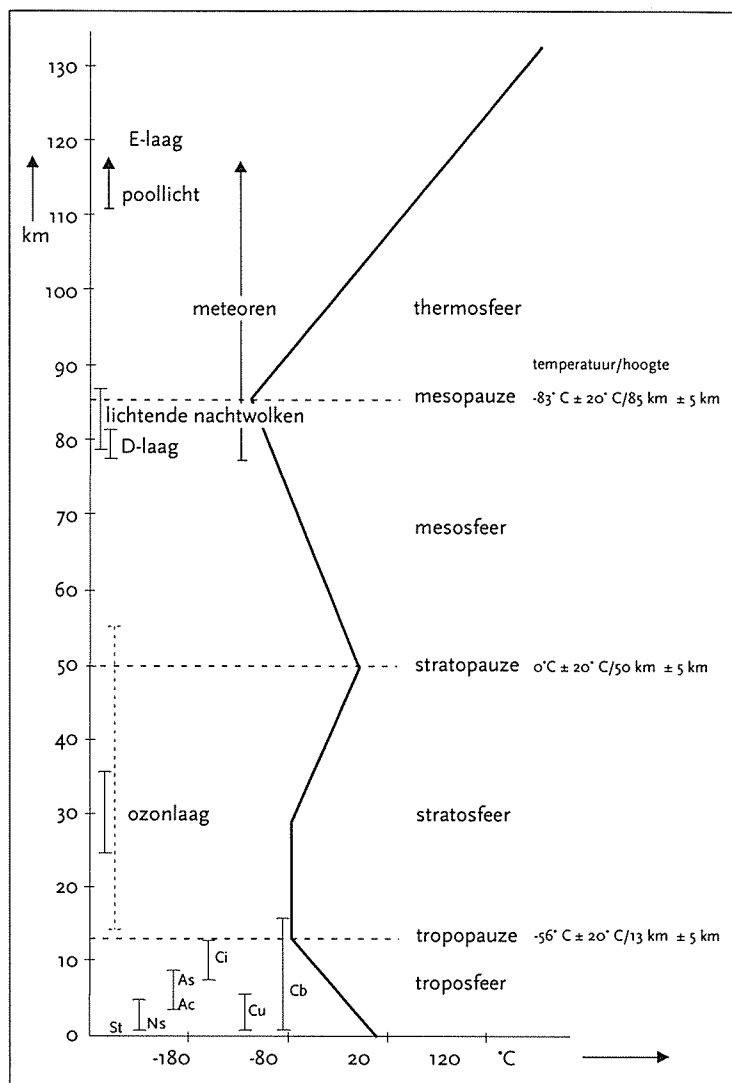
- De *lithosfeer*, het vaste minerale deel van de aarde: de gesteenten. Ook het door erosie uit het gesteente gevormde materiaal zoals zand, klei en löss, wordt tot de lithosfeer gerekend. De vloeibare gesteenten en zware metalen in het centrale deel van de aardbol behoren niet tot de lithosfeer.
- De *hydrosfeer*, het water op de aarde.  
Water komt in drie toestanden voor:
  - Als een reukloos en kleurloos gas, *waterdamp*, in een gering en wisselend percentage, tot maximaal 5 procent.
  - In de vloeibare vorm als water in oceanen, zeeën, rivieren en meren. Altijd zijn er zouten in het water opgelost, in de oceanen en zeeën meer dan in de rivieren en meren. Er komt ook vloeibaar water in de lucht voor, in de vorm van mist- en wolkendruppeltjes en regendruppels. Ook in regenwater zijn dikwijls zouten en andere verontreinigingen opgelost.
  - In de vaste vorm als *ijs*. Ijs komt in de lucht voor in de kristalvorm, in wolken of in de neerslag (sneeuw). Ijs vormt in Antarctica, op Groenland en op hooggebergten een gigantische zoetwatervoorraad. Als al dat ijs zou smelten, zou de zeespiegel 50 tot 60 meter rijzen.
- De *atmosfeer*, de gasvormige schil rond de aarde. De atmosfeer wordt door de aantrekkingskracht van de aarde vastgehouden.  
Het gas beweegt niet alleen vrij rond de aarde, een klein deel ervan is opgelost in het water (hydrosfeer) of bevindt zich in de poriën van gesteenten (lithosfeer).
- De *biosfeer* omvat al het leven op aarde, planten en dieren. Levensvormen komen vooral voor op het aardoppervlak, maar ook in de bovenlaag van de lithosfeer, in de hydrosfeer en in de onderste laag van de atmosfeer.

Alle vier de sferen kunnen weer onderverdeeld worden. In dit hoofdstuk doen we dat alleen met de atmosfeer. Men kan de atmosfeer in vijf schillen verdelen: van beneden naar boven, de troposfeer, de stratosfeer, de mesosfeer, de thermosfeer en de exosfeer (zie figuur 1.1). Deze indeling berust op het verschil in temperatuurgraad met de hoogte.

## 1.2. De troposfeer

De *troposfeer* is de laag die aan het aardoppervlak grenst. Deze laag is gemiddeld 13 km dik. Boven het poolgebied is de dikte ongeveer 8 km en boven de tropen 16 km. De troposfeer bevat ongeveer 80% van de totale luchtmassa in de dampkring. In deze laag bevinden zich de meeste levensvormen en speelt zich het dagelijkse weer af. De algemene meteorologie beschrijft hoofdzakelijk de verschijnselen in de troposfeer. Voor computerberekeningen aan de atmosfeer zijn echter ook gegevens nodig uit de stratosfeer. De indeling van de atmosfeer in evenwijdige lopende schillen berust op het gedrag van de temperatuur. In de troposfeer neemt de temperatuur met toenemende hoogte min of meer regelmatig af.

Die temperatuurafname bedraagt gemiddeld  $0,65^{\circ}\text{C}$  per 100 m. De luchttemperatuur aan het aardoppervlak bedraagt gemiddeld  $15^{\circ}\text{C}$  en aan de bovenkant van de



Figuur 1.1. Vertikale temperatuurverloop in de aardse atmosfeer en de indeling in "sferen"

troposfeer gemiddeld  $-56^{\circ}\text{C}$ . Aan de top van de troposfeer houdt de temperatuurdaling op. Daar bevindt zich de grens met de volgende luchtlage, de stratosfeer.

### 1.3. De stratosfeer

De laag boven de troposfeer heet de *stratosfeer*.

Het grensvlak tussen de troposfeer en stratosfeer heet de *tropopause*. Bij het passeren van de tropopause verandert het gedrag van de temperatuur. De temperatuurafname gaat over in *isothermie*, dat wil zeggen de temperatuur verandert niet meer met toenemende hoogte. Ze blijft tot een hoogte van 25 tot 30 km constant op ongeveer  $-56^{\circ}\text{C}$ . Daarboven neemt de temperatuur toe tot waarden rond  $0^{\circ}\text{C}$  op een hoogte van ongeveer 50 km.

In de onderste 1 à 2 km van de stratosfeer is soms nog de invloed van het weer in de troposfeer te merken.

De toppen van grote buiencomplexen schieten soms door de tropopause. Waterdamp komt in de stratosfeer zelf nauwelijks voor.

Tussen 15 en 55 km hoogte vindt men het gas ozon, het meest tussen 25 en 35 km hoogte. Ozon is een gas, dat uit 3 atomen zuurstof bestaat. Zonnestraling splitst een klein percentage van de twee-atomige zuurstofmoleculen in 2 losse zuurstofatomen. Deze atomen gaan een verbinding aan met de dichtstbijzijnde zuurstofmoleculen, waardoor het drie-atomige ozon ontstaat. Op een hoogte van 25 tot 35 km is de verhouding tussen de intensiteit van de zonnestraling en het aantal zuurstofmoleculen optimaal. Daar is dan ook de maximale ozon-concentratie te vinden. Bij bovenbeschreven reactie komt warmte vrij (exotherme reactie), vandaar het temperatuurmaximum op een hoogte van ongeveer 50 km.

De ozonlaag absorbeert het grootste deel van de ultraviolette straling van de zon. De stratosfeer wordt vanaf een hoogte van ongeveer 25 km langzaam warmer. Bij de hoogste temperatuur, op een hoogte van ongeveer 50 km, wordt de grens met de volgende luchtlag, de mesosfeer, gelegd.

#### 1.4. De mesosfeer

Op ongeveer 50 km hoogte begint de temperatuur weer af te nemen. Daar begint de *mesosfeer*. De grens tussen de stratosfeer en de mesosfeer heet de *stratopauze*. Pauzes worden altijd naar de onderliggende laag genoemd.

De mesosfeer strekt zich uit tot een hoogte van ongeveer 80 km, waar de temperatuur gemiddeld  $-83^{\circ}\text{C}$  is. In de zomermaanden komen in de mesosfeer de laagste temperaturen voor (tot  $-145^{\circ}\text{C}$ ). Dan zijn enige uren na zonsondergang en enkele uren voor zonsopkomst, *lichtende nachtwolken* waar te nemen. Deze wolken, die bestaan uit ruimtestof (micrometeorieten), bedekt met een dun laagje ijs, worden dan verlicht door de zich ver beneden de horizon bevindende zon. Na het temperatuurminimum op een hoogte van ongeveer 80 km, *de mesopauze*, gaat de temperatuur weer stijgen. Hier begint de volgende luchtlag, de thermosfeer.

#### 1.5. De thermosfeer

In de *thermosfeer* neemt de temperatuur met toenemende hoogte snel toe. De temperatuur is in de op die hoogten zeer ijle atmosfeer afhankelijk van de activiteit van de zon. Gedurende een periode met weinig zonne-activiteit (weinig zonnevlekken) is de temperatuur op 200 km hoogte ongeveer  $600^{\circ}\text{C}$ , maar als er veel uitbarstingen (en veel vlekken) op de zon zijn, kan die oplopen tot waarden rond  $2000^{\circ}\text{C}$ . De thermosfeer strekt zich uit tot een hoogte van 650 km, waar de *thermopauze* ligt. Daarboven is nog maar zo weinig lucht, dat het temperatuur-begrip, zoals wij dat gebruiken, niet meer van toepassing is.

##### *De ionosfeer*

Het onderste deel van de thermosfeer en het bovenste deel van de mesosfeer noemt men wel de ionosfeer. In dit gebied komen tot een hoogte van ongeveer 250 km een aantal pieken voor in de mate van de elektrische lading (ionisatie van de gasmoleculen).

De mate van ionisatie in deze lagen hangt af van:

- de activiteit van de zon
- de tijd van de dag
- de tijd van het jaar.

De vrije elektronen in de geïoniseerde lagen hebben de eigenschap, om radiogolven te reflecteren. Deze reflectie maakt radioverkeer over lange afstand mogelijk.

#### 1.6. De exosfeer

Boven de thermosfeer begint op een hoogte van 650 km de *exosfeer*. De gasdichtheid, dus het aantal atomen of moleculen per  $\text{m}^3$ , is in deze laag zo gering, dat hij ongemerkt overgaat in de *interplanetaire ruimte*.

Zuurstofatomen zijn nog waargenomen op 1000 km hoogte en helium- en water-

stofatomen komen nog voor tot op 2400 km afstand van de aarde.

Alhoewel er tot op een hoogte van 8000 km nog sporen zijn gemeten van exosferische gassen, is moeilijk aan te geven, waar zich de bovengrens van de atmosfeer bevindt.

Dikwijls wordt voor het gemak van het onthouden een hoogte van 1000 km aangegeven. Dit is ook de hoogte waarop het hoogste poollicht zich voordoet.

## 2. De atmosfeer, samenstelling

### 2.1. Definitie van lucht

De atmosfeer (ook wel dampkring genoemd) bestaat uit een mengsel van gassen, samen lucht geheten. De samenstelling van atmosfeer is niet altijd geweest zoals die nu is. In het begin van de evolutie van de aarde was er nauwelijks sprake van een dampkring. Gedurende de afkoelingsfase van de aarde ontstond er een dampkring met voor een groot deel voor het huidige leven giftige gassen, zoals koolstofdioxyde en methaan. Daarna is de samenstelling door allerlei processen belangrijk veranderd. De huidige samenstelling is al vele miljoenen jaren, op kleine variaties na, vrijwel constant.

### 2.2. De gassen waaruit de lucht is samengesteld

De twee belangrijkste gassen uit de dampkring zijn *stikstof* ( $N_2$ ) en *zuurstof* ( $O_2$ ). Zij nemen respectievelijk 78 en 21% van het volume in. *Argon* (A) neemt 0,9% van het volume in beslag en *koolzuurgas* (koolstofdioxyde,  $CO_2$ ) 0,03%.

De overige 0,07% bestaat uit zogeheten sporegassen. Aangezien deze gassen in zeer kleine hoeveelheden voorkomen, wordt hun concentratie wel uitgedrukt in de grootheid p.p.m., dat wil zeggen het aantal deeltjes per miljoen (10<sup>6</sup>) andere deeltjes. Soms wordt ook wel de grootheid p.p.b. gebruikt, het aantal deeltjes per miljard (10<sup>9</sup>) andere deeltjes. Sporegassen zijn: *Neon*, *Helium*, *Krypton*, *Xenon*, *Waterstof*, *methaan*, *stikstofoxyden*, *ozon*, *zwaveldioxyde*, *ammoniak*, *koolmonoxyde* en *Jodium*.

Een belangrijk gas, dat nog niet genoemd is, en dat in wisselende hoeveelheden in de atmosfeer voorkomt, is *waterdamp*.

### 2.3. De verdeling van de gassen in verticale en horizontale richting

De samenstelling van de lucht blijft tot een hoogte van ongeveer 70 km behoorlijk constant. Kennelijk is er tot die hoogte een verticale menging, die voorkomt, dat lichtere gassen naar omhoog toe gaandeweg meer voorkomen. Deze laag heet de *homosfeer*. Boven dat niveau speelt de zwaartekracht een duidelijke rol bij de scheiding in zwaardere en lichtere gassen. De lichtere gassen, Waterstof en Helium, nemen met toenemende hoogte toe, de zwaardere af. De bovenste laag van de atmosfeer heet daarom de *heterosfeer*. Zuurstofmoleculen vallen boven 80 km onder invloed van zonlicht uiteen in atomen. Stikstofmoleculen doen dat boven 120 km. Door chemische reacties tussen zuurstofmoleculen en zuurstofatomen neemt het ozongehalte in de stratosfeer met de hoogte toe. Op een hoogte tussen 25 en 35 km is de concentratie aan ozon het grootst. Toch is zelfs op die hoogte de hoeveelheid ozon ten opzichte van andere gassen heel klein, minder dan 2 p.p.m.

Er is ook een duidelijke verticale verdeling van de waterdamp in de dampkring. Het grootste deel van de aanwezige waterdamp bevindt zich onderin de troposfeer. Naar boven toe neemt vooral boven 10 km de hoeveelheid waterdamp snel af; in de stratosfeer is het vrijwel afwezig.

Water verdampt aan het aardoppervlak uit oceanen, rivieren, meren en uit het plantendek en wordt vervolgens met verticale luchtstromingen omhoog gevoerd.

In het horizontale vlak zijn er grote verschillen in de concentratie van *waterdamp*. Boven warme en vochtige oppervlakken zoals tropische zeeën en regenwouden kan er wel 5 volume % waterdamp in de lucht voorkomen, terwijl dat boven woestijnen en in de poolstreken minder dan 0,1% kan zijn.

#### 2.4. Vaste deeltjes in de atmosfeer

Er is een grote variatie in de atmosfeer in het voorkomen van vaste deeltjes. *Zoutkristalletjes* komen bij harde wind vrij veel voor boven oceanen en stranden, in de lucht gebracht door brandingsschuim en stuivend zand.

Fijne zeewaterdruppeltjes, die bij het breken van de golven loslaten, verdampen in de lucht. De erin opgeloste zouten kristalliseren en zweven als fijne vaste deeltjes in het onderste deel van de troposfeer. Dikwijls dienen deze en andere vaste deeltjes als *condensatiekernen*, waarop waterdamp kan condenseren tot water.

Tijdens stormen kan boven woestijnen fijn zand tot grote hoogte in de atmosfeer worden geblazen. Het fijnste zand, dus de lichtste korrels, vrijwel stof, haalt wel een hoogte van 8 tot 12 km, en op die hoogte duizenden kilometers ver worden getransporteerd. In veel geringere hoeveelheden kunnen uiterst fijne rotssplinters, die in berggebieden door erosie zijn ontstaan, in de lucht voorkomen. Ook opgedroogde klei en löss kan gemakkelijk verstuiven. Sommige van deze vaste deeltjes doen dienst als *vrieskernen*.

*Explosieve vulkaanuitbarstingen* kunnen in zeer korte tijd duizenden tonnen fijn stof en gas tot hoog in de atmosfeer blazen, dikwijls tot in de stratosfeer.

Met de luchtstromen boven in de troposfeer en in de stratosfeer kunnen de fijnste deeltjes woestijnstof en vulkaanstof tot grote afstanden van het brongebied worden gevoerd. Vulkanische gassen, die in de stratosfeer terecht zijn gekomen, en daar zijn gecondenseerd, kunnen vele jaren rond de aardbol circuleren en het klimaat beïnvloeden, doordat de zonnestraling dan in versterkte mate wordt teruggekaatst. De deeltjes, die in de troposfeer terecht zijn gekomen, worden na verloop van dagen of weken door de regen uit de lucht "gewassen" en zetten zich dan af op het aardoppervlak of zinken in het oppervlaktewater.



# 3. Luchtdruk

## 3.1. Het effect van de zwaartekracht

De luchtmassa rond de aarde heeft een gewicht en blijft door de zwaartekracht aan de aarde gebonden. Het gewicht is hetzelfde als de kracht (F), waarmee de lucht-massa op het aardoppervlak drukt.

De natuurkundige Torricelli ontdekte in 1643, dat die kracht in staat is een kwikkolom met een lengte van 76 cm in een aan één zijde afgesloten glazen buis, gestoken in een bak met kwik, omhoog te houden. Als de buis langer is dan 76 cm bevindt zich boven het kwik geen lucht, maar alleen kwikdamp (zie figuur 3.1.).

### 3.1.1. Definitie van de luchtdruk

De *luchtdruk*  $p$  is de kracht  $F$  per oppervlakte-eenheid  $A$ :

$$p = \frac{F}{A}$$

### 3.1.2. Luchtdrukeenheden

De *eenheid van luchtdruk* was lange tijd het aantal *centimeters* kwik in de kolom, kortweg de (kwikdruk), daarna de *millibar* (mbar) en tegenwoordig de *hectoPascal* (hPa).

In de natuurkunde geldt  $1 \text{ Pa} = 1 \text{ Newton per m}^2$ .

Dan is  $1 \text{ hPa} = 100 \text{ N per m}^2$ .

1 mm kwikdruk	= 4/3 mbar
1 mbar	= 3/4 mm kwikdruk
1 hPa	= 1 mbar
1 atmosfeer (atm)	= 1013 hPa
1 techn. atmosfeer (at)	= 981 hPa

### 3.1.3. De wet van Dalton

Zoals reeds in het vorige hoofdstuk is opgemerkt bestaat de lucht uit een aantal gas-sen. Elk van die gassen draagt bij aan het gewicht van de lucht.

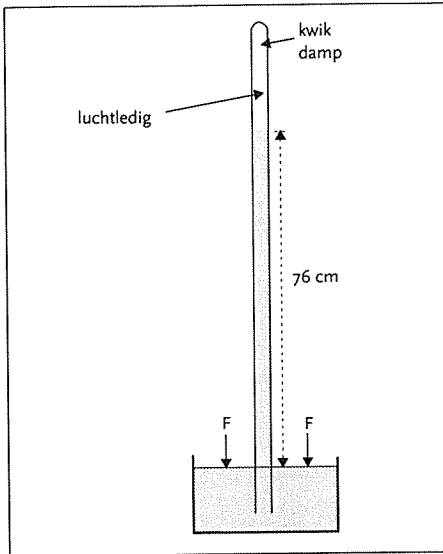
Dalton formuleerde uit dit inzicht de volgende wet:

de luchtdruk, zoals wij die meten, is de som van alle drukken, die de gassen in de lucht elk afzonderlijk uitoefenen, dus  $p = p_{N_2} + p_{O_2} + p_{Ar} + p_{CO_2} + \dots$

## 3.2. Het hydrostatisch evenwicht

Als een waarnemer met een barometer een berg beklimt, ziet hij de luchtdruk afne-men met toenemende hoogte. Overigens is dit ook al te merken bij het beklimmen van een 100 m hoge toren. Dat komt, omdat de luchtkolom gaandeweg korter wordt en dus minder gewicht krijgt. Alhoewel in het *vertikale vlak* de druk naar omhoog toe afneemt, gaat er toch geen lucht naar omhoog stromen in de richting van de lagere druk. De oorzaak daarvan is, dat er een evenwicht is tussen de kracht omhoog, die de lucht naar de lagere druk wil voeren en de naar beneden gerichte zwaartekracht, die alle lucht zo dicht mogelijk naar het aardoppervlak wil trekken. Het evenwicht tussen deze twee krachten wordt het *hydrostatisch evenwicht* genoemd.

Het hydrostatisch evenwicht is ook van toepassing op grote reservoirs met water, zoals de oceanen.



Figuur 3.1. Proef van Torricelli

### 3.3. De luchtdichtheid

De (absolute) *dichtheid* van een gas of mengsel van gassen, zoals lucht, is de massa (in kg) die 1 m<sup>3</sup> van dat gas heeft bij de heersende luchtdruk  $p$  en absolute temperatuur  $T$ .

De (absolute) dichtheid wordt met de Griekse kleine letter  $\rho$  (rho) aangeduid. Op enkele uitzonderingen na neemt de dichtheid van een stof toe als men de druk laat toenemen bij gelijkblijvende temperatuur. Hij neemt ook toe, wanneer men de druk gelijk houdt en de temperatuur laat afnemen.

$\rho, p, T$  wil zeggen: de dichtheid bij een luchtdruk  $p$  en een absolute temperatuur  $T$ .

We gaan nu na wat het verband is tussen  $\rho$  en de luchtdruk  $p$  en absolute temperatuur  $T$ .

Voor gassen geldt de wet van Boyle/Gay-Lussac, die luidt:

$$pV = m R T \dots (1)$$

waarin

$p$  = luchtdruk in Pascal

$V$  = het volume, dat het gas inneemt in m<sup>3</sup>

$m$  = de massa van het gas in kg

$R$  = de gasconstante in Joule/kmol·K (per massa-eenheid van 1 kilomol)

$T$  = de absolute temperatuur in K

Voor de massa  $m$  van het gas kunnen we schrijven:

$$m = \rho V \dots (2)$$

Substitueren we (2) in (1), dan staat er

$$pV = \rho VRT$$

$$p = \rho RT \dots (3)$$

of

$$\rho = \frac{p}{RT} \dots (4)$$

Uit de formule (4) blijkt dat de dichtheid van de lucht toeneemt als de druk toeneemt en de temperatuur constant blijft of minder toeneemt dan de druk.

De dichtheid wordt kleiner bij toenemende temperatuur en een druk die constant blijft of minder toeneemt dan de temperatuur.

### 3.4. De standaardatmosfeer

De *standaardatmosfeer* is een begrip ontstaan uit de behoefte van onderzoekers, landmeters, bergbeklimmers en later ballonvaarders om op een eenvoudige manier de hoogte te kunnen bepalen uit de luchtdruk en de temperatuur.

Vooraf toen in de tweede helft van de vorige eeuw de aneroïde barometer van Vidi op de markt kwam, een veel handzamer instrument om mee te nemen dan een kwik-barometer, nam het gebruik van de barometer als hoogtemeter snel toe.

Een eerste poging tot het opstellen van een standaardatmosfeer werd gedaan in Frankrijk (1864). Al in deze atmosfeer liet men om de realiteit zo goed mogelijk te benaderen de temperatuur met de hoogte afnemen.

#### De ICAN-standaardatmosfeer

De eerste *standaardatmosfeer* werd in 1924 gepubliceerd door het *International Committee for Air Navigation* (ICAN), een organisatie, waarvan de meeste Europese landen lid waren.

In deze atmosfeer werd op zeeniveau een temperatuur van 15° C en een luchtdruk van 760 mm (1013,2 hPa) aangenomen.

Men nam ook aan, dat de temperatuur 0,65° C per 100 m stijging afneemt, tot -56,5° C op een hoogte van 11 km. Tussen 11 km en 20 km heerste in deze atmosfeer isothermie.

#### De ICAO-standaardatmosfeer

In november 1952 nam de *International Civil Aviation Organisation* (ICAO), opvolger van de ICAN, een nieuwe standaardatmosfeer aan, de ICAO-standaardatmosfeer.

Deze standaardatmosfeer is gepubliceerd in 1954 en wordt sindsdien wereldwijd in de luchtvaart gebruikt. Deze atmosfeer is praktisch dezelfde als de ICAN-atmosfeer.

De ICAO-standaardatmosfeer is vastgesteld tot 32 km hoogte

en wordt meestal als ISA (van ICAO-Standard Atmosphere) aangeduid.

#### Eigenschappen van de ISA

Lucht wordt beschouwd als een ideaal gas.

Zij voldoet dan aan de gaswet voor een ideaal gas:

$$\rho = \frac{Mp}{R^*T}$$

waarin:

$\rho$  = de luchtdichtheid in kg/m<sup>3</sup>

$M$  = het gemiddeld moleculair gewicht van de lucht in kg/mol

(is voor verschillende hoogten herleid tot standaard waarden)

$p$  = de luchtdruk in Pascal

$R^*$  = de universele gasconstante Joule/kmol·K (8,314·10<sup>3</sup>)

$T$  = absolute temperatuur in K

Verdere eigenschappen van de standaardatmosfeer zijn:

- Het gas bevat geen waterdruppels, waterdamp of stof.
- $p_0$  = de luchtdruk op zeeniveau = 1,013250 · 10<sup>5</sup> Nm<sup>-2</sup> = 1013,25 hPa.
- De drukafname met de hoogte geschiedt volgens de hydrostatische grondvergelijking  $dp = -\rho_0 g dZ$ , waarin  $Z$  de geometrische hoogte is en  $g$  de versnelling van de zwaartekracht.
- $g_0$  = versnelling van de zwaartekracht op zeeniveau; aangenomen is de waarde ervan op 45° breedte: 9,80665 ms<sup>-2</sup>.
- $t_0$  = de temperatuur op zeeniveau = 288,15 K = 15,15° C.
- $\rho_0$  = de dichtheid van de lucht op zeeniveau = 1,2250 kgm<sup>-3</sup>.
- De temperatuurafname met de hoogte = 0,65° C/100 m.
- De tropopauze ligt op 11 km hoogte.
- Van 11 tot 20 km is de atmosfeer isotherm op -56,5° C.
- Van 20 tot 32 km neemt de temperatuur 0,1° C/100 m toe.
- De geopotentiële hoogte  $H$  wordt uit de geometrische hoogte  $Z$  berekend met de vergelijking

$$dH = \frac{g}{g_0} dZ$$

### 3.5. De dubbeldagelijkse gang van de luchtdruk

De luchtdruk op een plaats is een grootte die voortdurend aan verandering onderhevig is. Enkele oorzaken zijn bijvoorbeeld het uitdiepen en opvullen van lagedrukgebieden, het opbouwen en afbreken van hogedrukgebieden en de verplaatsing van druksystemen over het aardoppervlak. Vooral op gematigde breedten is de variatie van de luchtdruk gedurende een etmaal dikwijls groot. Bij geringe luchtdrukveran-

deringen en in de tropen, waar luchtdrukvariatiëes gewoonlijk klein zijn, is er een ritmische verandering van de luchtdruk waar te nemen, de zogeheten dubbeldagelijkse gang van de luchtdruk. De amplitude is niet groot, in ons land minder dan 1 hPa. In de tropen en subtropen bedraagt zij wel 3 hPa, en is daar dikwijls de enige oorzaak van de luchtdrukvariëatie.

De oorzaak is een door de maan opgewekte getijgolf, die als een dubbele golf rond de aarde trekt. Ze veroorzaakt luchtdrukminima om 09.00 en 12.00 UTC en maxima om 03.00 en 15.00 UTC.

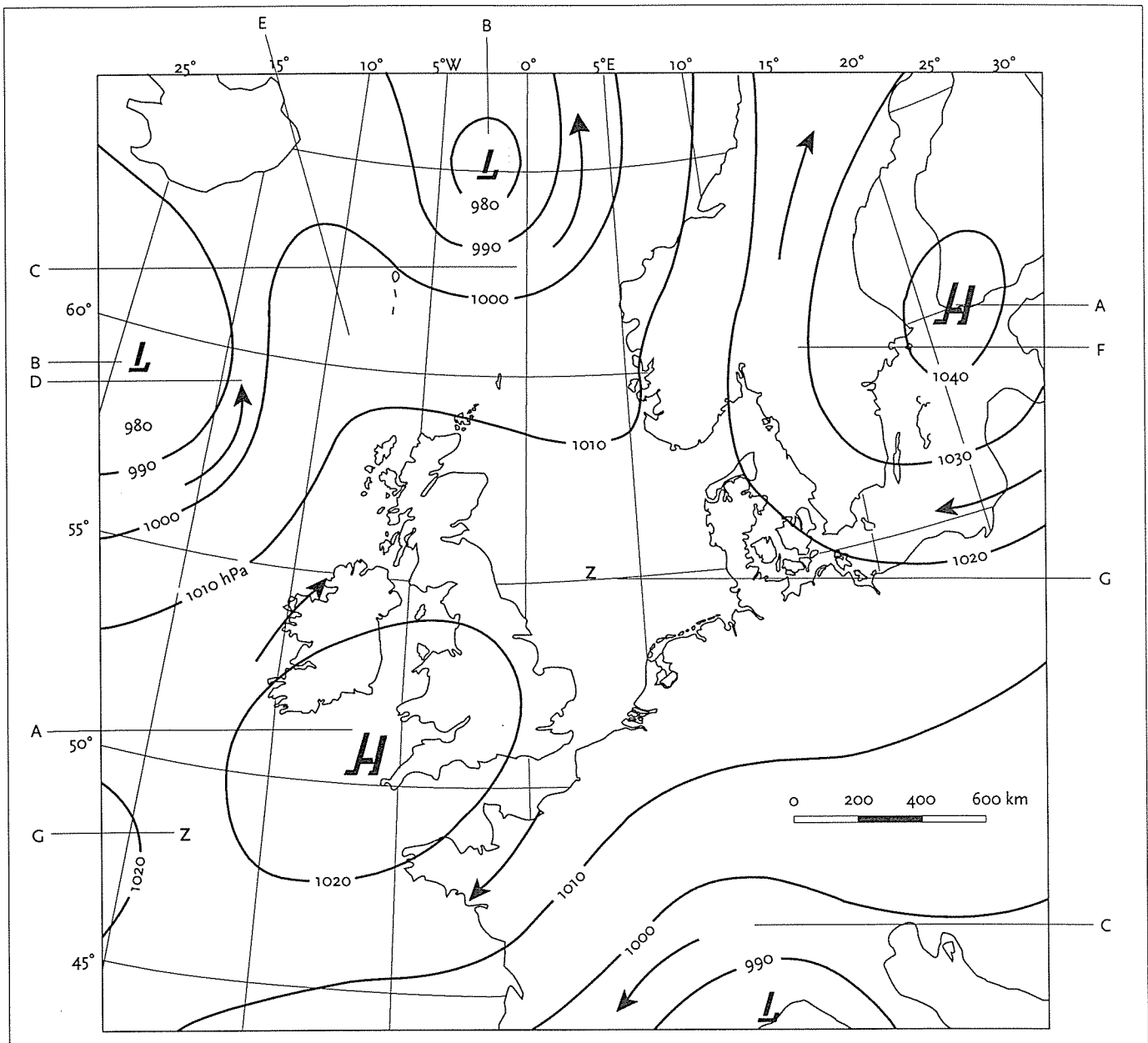
Deze *dubbel dagelijkse gang van de luchtdruk* heeft dus niets te maken met de ontwikkeling of verplaatsing van luchtdrukssystemen.

# 4. Wind

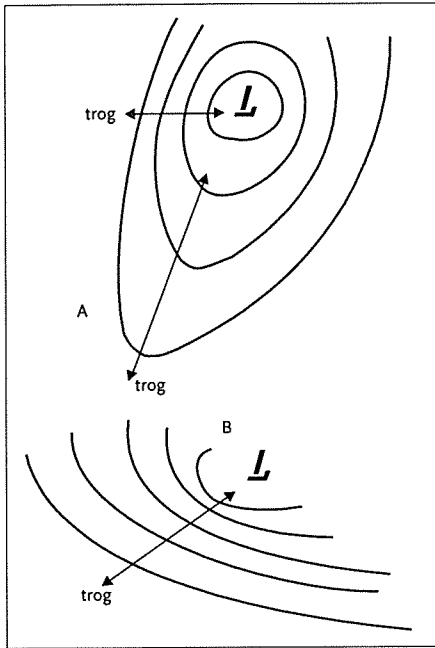
## 4.1. De wet van Buys Ballot

Voor het helemaal duidelijk was hoe de verschillende krachten op de luchtmassa's inwerken, formuleerde Buys Ballot in 1857 al zijn beroemde wet:

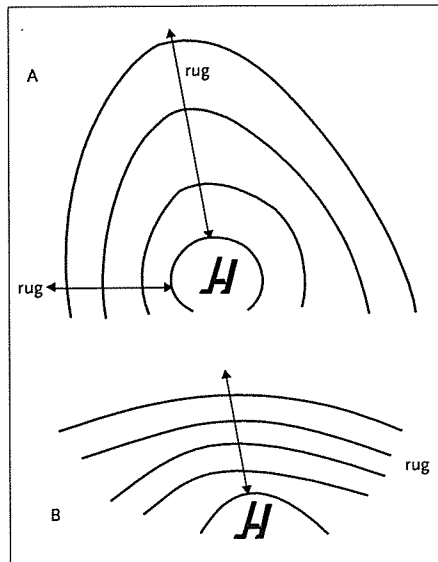
"LEGT MEN ZICH IN DE RICHTING VAN DEN WIND MET DE RUG NAAR DE PLAATS VANWAAR HIJ KOMT, ZOO HEEFT MEN DE LAAGSTE DRUK AAN DE LINKERHAND, EVENALS BIJ ORKANEN".



Figuur 4.1. Voorbeeld van een luchtdrukverdeling met verschillende luchtdrukssystemen



Figuur 4.2. Troeg



Figuur 4.3. Rug

Deze uitspraak geldt alleen voor het noordelijk halfrond, voor het zuidelijk halfrond heeft men met de rug in de wind de laagste luchtdruk juist aan de rechterkant. Voor een nadere uitleg zie paragraaf 4.5 van dit hoofdstuk.

#### 4.2. Isobaren en isobarenpatronen

Isobaren zijn lijnen, die plaatsen met dezelfde luchtdruk met elkaar verbinden.

Door het tekenen van isobaren ontstaan luchtdrukpatronen.

Figuur 4.1. toont een deel van een weerkaart, waarop een aantal luchtdrukssystemen duidelijk te herkennen zijn.

##### Hogedrukgebieden

Gesloten isobaren rond een gebied met relatief hoge druk. Anticyclonale kromming. Luchtstroming met de wijzers van de klok mee. (figuur 4.1.A.)

##### Lagedrukgebieden

Gesloten isobaren rond een gebied met relatief lage druk (figuur 4.1.B.).

Cyclonale kromming. Luchtstroming tegen de wijzers van de klok in (figuur 4.1.B.).

##### Troggen

Uitstulpingen van lagedrukgebieden, waarin de luchtdrukgradiënt, langs de as gemeten, groter of kleiner is dan de luchtdrukgradiënt aan weerszijden van die as. Koufronten worden dikwijls gevolgd door troggen (figuur 4.1.C. en D en figuur 4.2.).

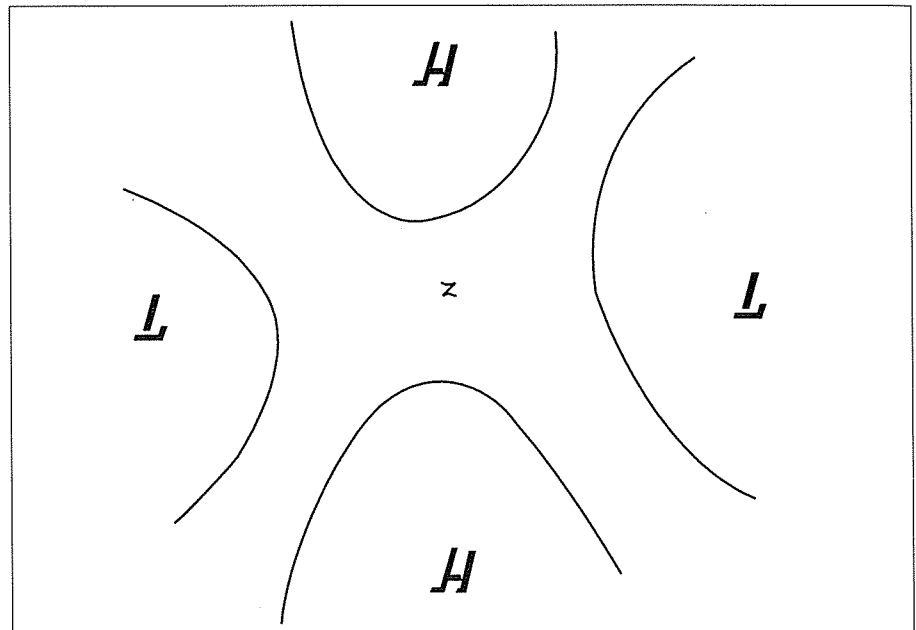
##### Ruggen

Uitlopers van hogedrukgebieden, waarin de luchtdrukgradiënt, langs de as gemeten, groter of kleiner is dan aan weerszijden van die as. Opeenvolgende depressies worden gescheiden door ruggen van hoge luchtdruk (figuur 4.1.E en figuur 4.3.).

##### Zadelgebied

Overgangsgebied tussen een tweetal gebieden van lage druk en een tweetal gebieden van hoge druk (figuur 4.1.G en figuur 4.4.).

Het onderscheid tussen troggen en voren, en tussen ruggen en wiggen, dat vroeger werd gemaakt, is niet relevant en daarom weggelaten.



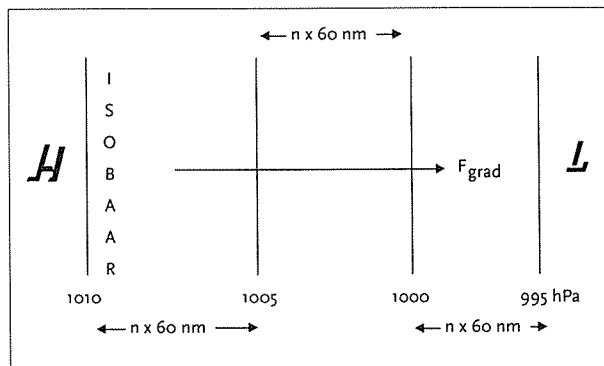
Figuur 4.4.  
Zadelgebied (Z = zadelpunt)

### 4.3. Luchtdrukgradiënt

De luchtdruk verschilt van plaats tot plaats. Als in een bepaald gebied de drukwaarde  $p$  hPa wordt gemeten en in een ander  $(p + \Delta p)$  hPa, is het verschil in luchtdruk tussen die plaatsen  $\Delta p$  hPa.

Is de afstand tussen beide plaatsen  $n$  km, dan kunnen we zeggen dat over die  $n$  km het luchtdrukverschil (de luchtdrukverandering)  $\Delta p$  hPa is.

De luchtdrukverandering over een zekere afstand wordt de *luchtdrukgradiënt* genoemd. In de praktijk wordt de *luchtdrukgradiënt* loodrecht op de isobaren gemeten. De gradiënt wordt meestal uitgedrukt in hPa per 60 nm (1 breedtegraad). We spreken af, dat de gradiëntkracht naar de kant van de lage druk gericht is (figuur 4.5).



#### Algemene notatie

Metten we over een afstand  $\Delta x$  een luchtdrukverval van  $\Delta p$  hPa, dan is de luchtdrukgradiënt  $\Delta p$  (daar horen dan de eenheden hPa per nm achter te staan, maar ter bevordering van de leesbaarheid wordt het meestal weggelaten).

Figuur 4.5. Gradiënt en gradiëntkracht

### 4.4. Gradiëntkracht

In de natuur bestaat de neiging luchtdrukverschillen te nivelleren. Luchtdrukverschillen kunnen kleiner worden doordat er lucht stroomt vanuit een gebied van hoge luchtdruk naar een gebied met een lage druk. Het gewicht van de lucht en dus ook de druk, zal in het hoog afnemen en door massatoename in het laag zal de luchtdruk daar stijgen. Het gevolg is, dat de heersende luchtdrukgradiënt afneemt. De op gang gekomen luchtbeweging wordt als *wind* ervaren.

Wind is de beweging van lucht. De beweging is voornamelijk horizontaal, maar bevat ook verticale componenten, zoals later duidelijk zal worden.

De windsnelheid wordt uitgedrukt in knopen (kt), meters per seconde (m/s) of kilometers per uur (km/h), de windrichting in graden of windstreken en benoemd naar de richting waaruit hij komt.

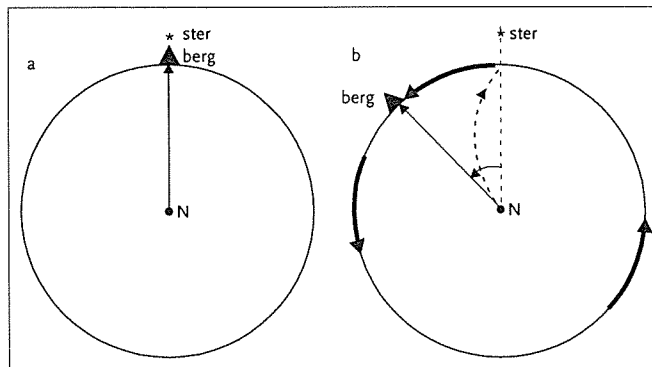
Door het gedrag van een denkbeeldige hoeveelheid lucht te bestuderen kan nagegaan worden welke kracht de beweging op gang brengt en welke krachten er nog meer op werken. Een in rust verkerend lichaam kan alleen in beweging komen als er een kracht op wordt uitgeoefend. Het gaat bewegen in de richting waarheen de kracht werkt. Wanneer er in een bepaald gebied een luchtdrukgradiënt ontstaat, wordt er een kracht opgewekt, die een luchtmassa in beweging brengt in de richting van die kracht, dus in de richting van de lagere druk.

Fig. 4.5 toont enkele isobaren op zeeniveau. In de tekening neemt de luchtdruk naar rechts af. De mate van luchtdrukverandering per 60 nm of 111 km bepaalt de grootte van de luchtdrukgradiënt en de grootte van de opgewekte gradiëntkracht: *met toenemende luchtdrukgradiënt wordt de gradiëntkracht groter*. In de figuur wordt de kracht voorgesteld door de vector  $F_{grad}$ . De lengte van de vector is groter naarmate de kracht groter is. Hij wijst in de richting van de lagere druk. De vector  $F_{grad}$  staat loodrecht op de isobaren.

## 4.5. De Corioliskracht

### Een experiment

Het punt N in fig. 4.6.a stelt de Noordpool voor van een niet draaiende aarde.



Figuur 4.6.  
Rechte weg wordt krom bij projectie op een draaiende schijf. N=noordpool

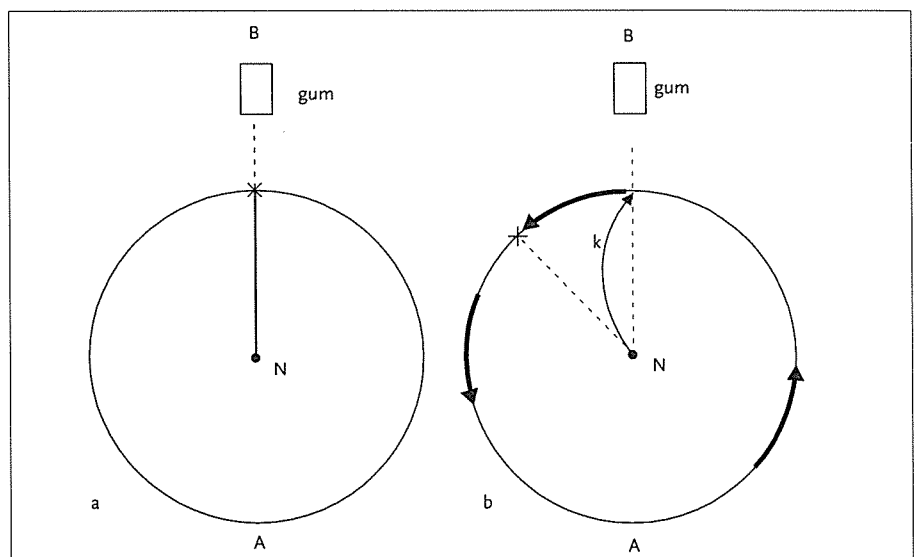
De cirkel is de horizon voor een waarnemer op de Noordpool. In de verte steekt de top van een berg boven de horizon uit. Recht daarboven bevindt zich een ster aan de hemel. Stel dat de waarnemer met een kanon een granaat in de richting van de berg en de ster

schiet. Bij een stilstaande aarde ontploft de granaat vòòr de berg. Op een draaiende aarde (fig. 4.6.b) ervaart de waarnemer, dat de bergtop onbewegelijk recht voor hem boven de horizon uitsteekt, *maar dat de ster en de granaat naar rechtsbewegen*. Een model van deze proef kan gemakkelijk door 2 personen worden gedaan met een stuk karton, een potlood en een gum.

Knip het stuk karton in een cirkelvorm. Zet in het midden een punt. Dit is de plaats van de waarnemer op de Noordpool. Het tweetal, dat de proef neemt, gaat tegenover elkaar zitten aan een tafel, met het papier tussen hen in.

A houdt het papier vast, zet een kruis op de rand ervan aan de kant van B en legt het gum ca. 10 cm van dit punt op de tafel op de rechte lijn tussen het cirkelmidden, het kruis en B.

B trekt een lijn van het midden van het papier naar de richting van het gum. Er verschijnt een rechte streep (fig. 4.7.a). De proef wordt herhaald, maar nu draait A het papier langzaam en gelijkmatig linksom, zie figuur 4.7.b.



Figuur 4.7. Proef ter illustratie van de Corioliskracht

Vanuit positie A en B is te zien, dat de potloodpunt een rechte weg aflegt, tussen het centrum N en het gum, maar er ontstaat op het papier echter een kromme pot-



loodstreep K. Deze buigt ten opzichte van de oorspronkelijke rechte streep naar rechts af, gezien vanuit de positie van A.

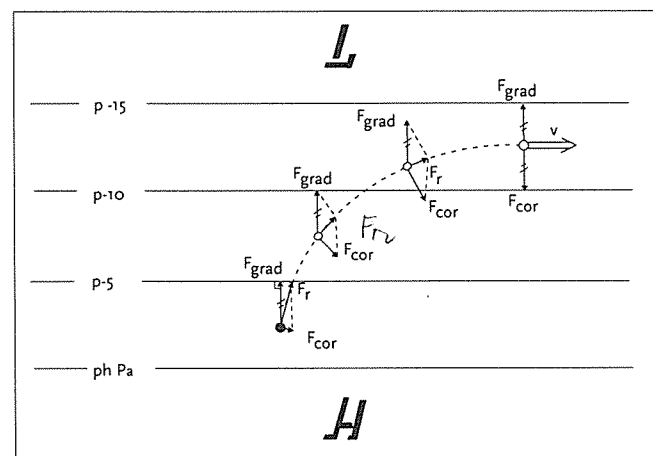
Deze proef illustreert, dat een bewegende hoeveelheid lucht op het noordelijk halfrond een afbuiging naar rechts ten opzichte van de werkelijke bewegingsrichting ondergaat. Aangetoond kan worden, dat die afbuiging naar rechts onafhankelijk is van de oorspronkelijke bewegingsrichting: het doet er niet toe of de lucht nu van noord naar zuid, van west naar oost of andersom beweegt.

Door het papier rechtsom te draaien kan aangetoond worden, dat de afbuiging op het zuidelijk halfrond naar links is.

Als een bewegende luchtmassa een kromme baan gaat beschrijven, moet er een kracht op werken, die op noordelijk halfrond naar rechts gericht is en loodrecht op de bewegingsrichting staat. Deze kracht wordt naar degene die hem heeft ingevoerd, de *Corioliskracht* genoemd. Het blijkt, dat de Corioliskracht  $F_{cor}$  evenredig is met de windsnelheid  $v$ , de hoeksnelheid van de aarde  $\Omega$  en de sinus van de geografische breedte  $\phi$ .

#### De geostrofische wind

In figuur 4.8 zijn vier rechtlijnige en evenwijdige isobaren getrokken met een onderlinge gelijke afstand. De gradiënt is dan overall gelijk en dus ook de gradiëntkracht  $F_{grad}$ .



Figuur 4.8. Het ontstaan van een isobarenparallele éénparige luchtbeweging (geostrofische wind) op het noordelijk halfrond

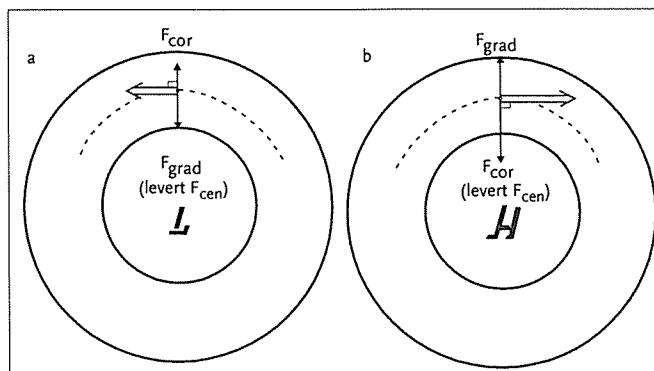
Het rondje tussen de isobaren  $p$  en  $p-5$  hPa stelt een luchthoeveelheid voor, die wordt vastgehouden. Als die wordt losgelaten, gaat hij bewegen in de richting van de gradiëntkracht  $F_{grad}$ , dus naar de lagere druk. Zodra de lucht beweegt (ten opzichte van de draaiende aarde), ontstaat de

Corioliskracht  $F_{cor}$ , die groeit met toenemende windsnelheid. Daardoor buigt de lucht naar rechts af. Tenslotte beweegt de lucht evenwijdig aan de isobaren. De gradiëntkracht en de Corioliskracht zijn dan even groot en tegengesteld gericht, waardoor ze elkaar opheffen. Aangezien de resulterende kracht op de bewegende lucht nu nul is, beweegt zij met een éénparige (gelijkblijvende) snelheid. Een dergelijke, met een éénparige beweging evenwijdig aan de isobaren stromende lucht heet *geostrofische wind*.

#### 4.6. De centripetale kracht

In het algemeen zijn isobaren maar over betrekkelijk korte afstanden rechtlijnig en evenwijdig, kromlijnige en divergerende of convergerende isobaren komen meer voor.

Als lucht met een éénparige (gelijkblijvende) snelheid evenwijdig aan kromlijnige isobaren (die onderling evenwijdig lopen) beweegt, moet er naast de gradiëntkracht en Corioliskracht een derde kracht werken, die de lucht in een cirkelvormige baan rond een lagedrukgebied (fig. 4.9.a) of hogedrukgebied (fig. 4.9.b) houdt. Deze kracht, de *centripetale* kracht,  $F_{cen}$ , is naar het centrum gericht. Bij de beweging



Figuur 4.9. De gradiëntwind

rond een *lagedrukgebied* wordt deze kracht geleverd door de *gradiëntkracht*, die daarom groter moet zijn dan de Corioliskracht en bij de beweging rond een *hogedrukgebied* levert de *Corioliskracht* de centripetale kracht, die dan

groter moet zijn dan de gradiëntkracht. In de figuren 4.9.a en 4.9.b zijn winden getekend, zoals hierboven beschreven. Ze waaien als er een evenwichtssituatie is bereikt en worden beide *gradiëntwind* genoemd.

#### De grootte van de gradiëntwind

Geostrofische wind en gradiëntwind zijn aan elkaar verwant: beide windtypen waaien met een eenparige snelheid evenwijdig aan parallelle isobaren, die respectievelijk recht en gekromd zijn. Wanneer men er van uitgaat, dat de isobarenafstand in de figuren 4.8 en 4.9.a en 4.9.b even groot is, is ook de gradiëntkracht in deze gevallen even groot. Aangezien bij kromlijnige isobaren rond een lagedrukgebied (isobaren met een cyclonale kromming) de gradiëntkracht  $F_{grad}$  de centripetaalkracht  $F_{cen}$  moet leveren, is de Corioliskracht  $F_{cor}$  kleiner dan de gradiëntkracht  $F_{grad}$ , dus  $F_{cor} < F_{grad}$ .

Bij rechtlijnige isobaren geldt  $F_{cor} = F_{grad}$  en bij kromlijnige isobaren rond een hogedrukgebied (anti-cyclonale kromming)  $F_{cor} > F_{grad}$ , want  $F_{cor}$  moet dan de centripetaalkracht leveren. Samenvattend kan gezegd worden, dat bij een *gelijke gradiëntkracht* geldt:

$$F_{cor\ cy} < F_{cor\ geotr} < F_{cor\ anticy}$$

Aangezien  $F_{cor}$  recht evenredig is met de windsnelheid  $v$  geldt dan ook:

$$v_{cy} < v_{geotr} < v_{ac}$$

Of: bij dezelfde gradiënt is de gradiëntwind rond een lagedrukgebied zwakker dan rond een hogedrukgebied.

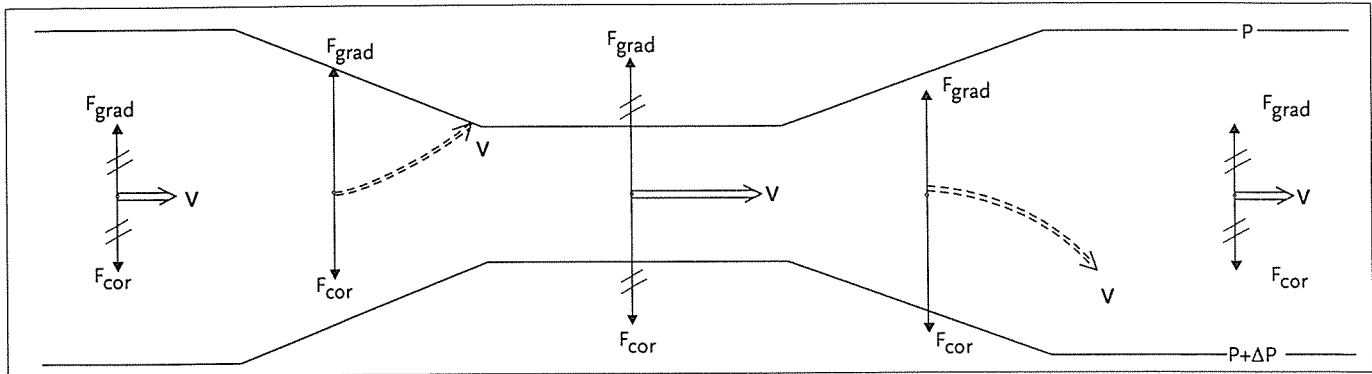
De snelheid van de geostrofische wind ligt tussen beiden in.

#### 4.7. De niet-geostrofische of ageostrofische wind

In de natuur komt het veel voor dat de isobaren niet evenwijdig aan elkaar lopen, maar dichter naar elkaar toekomen (convergeren) of zich van elkaar verwijderen (divergeren). Ook varieert de kromming en de krommingsrichting van de isobaren. Dit leidt tot een afbuiging, versnelling of vertraging van de luchtstroom omdat er tijdens het convergeren of divergeren van de isobaren geen krachtenevenwicht bestaat (figuur 4.10).

#### 4.8. De wrijvingskracht

Nabij het aardoppervlak ondervindt bewegende lucht een meer of minder grote wrijving afhankelijk van de ruwheid van het oppervlak. Zo zal stedelijke bebouwing of een bos een flink remmende invloed uitoefenen op de wind: de wrijving is er groot. Vooral in een berglandschap zal de wrijving groot zijn, boven zee daarentegen klein. De wrijvingskracht werkt altijd tegengesteld aan de richting van de windsnelheid.



Figuur 4.10. Afwijking van de luchtbevinging door convergentie of divergentie van de isobaren (of isohypsen)

De grootte van de wrijvingskracht  $F$  is ongeveer recht evenredig met de windsnelheid en de ruwheid van de bodem. De wrijvingskracht wordt ook beïnvloed door de mate van stabiliteit van de atmosfeer.

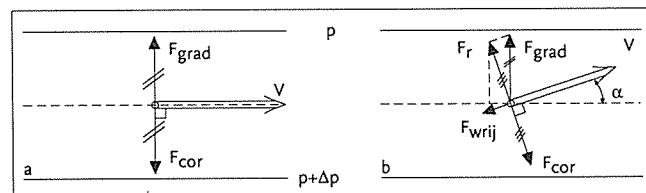
#### 4.8.1. De wrijvingslaag

De wrijvingslaag is de luchtlaag, direct grenzend aan het aardoppervlak, waarin de invloed van de wrijving merkbaar is. De dikte van de wrijvingslaag is afhankelijk van:

- De opbouw van de atmosfeer: onstabiliteit vergroot de dikte.
- De windsnelheid: hoe groter de windsnelheid, des te dikker is de wrijvingslaag.
- De ruwheid van het terrein: hoe ruwer het terrein, des te dikker is de wrijvingslaag.

#### 4.8.2. Invloed van de wrijving

Door invloed van de wrijving waait de wind niet meer evenwijdig aan de isobaren. Hij maakt een hoek  $\alpha$  (fig. 4.11.b) met de isobaren in de richting van de lagere druk. Als de gradiëntkracht en de Corioliskracht met elkaar in evenwicht zijn, ondergaat de luchtmasa een eenparige beweging evenwijdig aan de isobaren: de geostrofische wind (fig. 4.11.a). Indien de wrijvingskracht wordt ingevoerd vervalt dit krachten-evenwicht.



Figuur 4.11 De invloed van de wrijving: geografische wind gaat over in waargenomen wind

De windsnelheid neemt af en daardoor ook de Corioliskracht  $F_{cor}$ , die immers recht evenredig is met de windsnelheid.

De gradiëntkracht  $F_{grad}$  is onveranderd gebleven (bij een

gelijkblijvende gradiënt).  $F_{grad}$  krijgt door het kleiner worden van  $F_{cor}$  de overhand: lucht wordt naar de richting van  $F_{grad}$  getrokken. De component van  $F_{grad}$  in de bewegingsrichting van de luchtmasa werkt de wrijvingskracht tegen, aangezien de wrijvingskracht tegengesteld is aan de windrichting.

Bij een nauw evenwicht van krachten is de resultante  $F_r$  van  $F_w$  en  $F_{grad}$  net zo groot als en tegengesteld gericht aan  $F_{cor}$  (fig. 4.11.b).

De wind waait nu weer met een constante snelheid (eenparige beweging), maar maakt een hoek  $\alpha$  (wrijvingshoek) met de isobaren naar de richting van de lage druk.

Bij rechtlijnige isobaren werken er dus 3 krachten op een luchthoeveelheid:

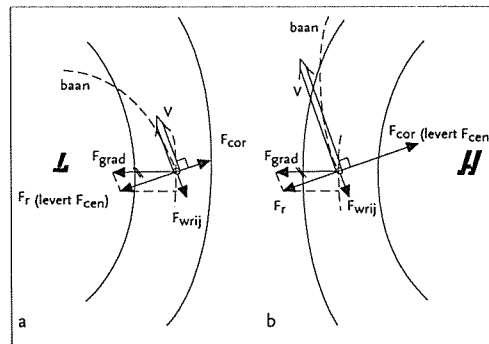
1. De gradiëntkracht  $F_{grad}$
2. De Corioliskracht  $F_{cor}$
3. De wrijvingskracht  $F_w$

Indien in het geval van kromlijnige isobaren de wind invloed ondervindt van wrijving zullen er vier krachten op een luchthoeveelheid werken:

1. De gradiëntkracht  $F_{grad}$
2. De Corioliskracht  $F_{cor}$
3. De wrijvingskracht  $F_w$
4. De centripetalekracht  $F_{cen}$

Als alle vier krachten met elkaar in evenwicht zijn zal de lucht een eenparige beweging hebben in de richting, die de wrijvingshoek maakt met de isobaren. Die richting is weer naar de kant van de lage druk.

In fig. 4.12.a is het krachtendiagram getekend voor cyclonaal gekromde isobaren en in fig. 4.12.b voor anti-cyclonaal gekromde isobaren. De lucht beschrijft in beide gevallen een kromlijnige baan, hetgeen er op wijst, dat er *geen evenwicht* van krachten bereikt wordt.



Figuur 4.12  
De invloed van de wrijving op gradiëntwind: spiraalsgewijze instroming (in een lagedrukgebied, a) en spiraalsgewijze uitstroming (uit een hogedrukgebied, b)

In het cyclonale geval blijkt de resultante  $F_r$  van  $F_{grad}$  en  $F_w$  groter te zijn dan de Corioliskracht  $F_{cor}$ , omdat  $F_r$  de centripetale kracht  $F_{cen}$  moet leveren om de lucht in de kromme baan te houden. Aangezien er geen resulterende kracht in de bewegingsrichting van de lucht is, maar wel één er loodrecht op, zal de lucht een eenparige kromlijnige beweging maken *in de richting van de lage druk*.

Bij een isobarenstelsel, dat anticyclonaal gekromd is, is de Corioliskracht  $F_{cor}$  groter dan de resultante  $F_r$  van  $F_{grad}$  en  $F_w$ , waardoor de lucht ook een eenparige kromlijnige beweging gaat maken, echter nu zodanig dat zij *uit de richting van de hoge druk* waait. De hoek, die de baan van de lucht beschrijft met de isobaren, wordt naarmate zij zich verder van het centrum van hoge druk verwijderd, steeds kleiner.

Bij cyclonaal gekromde isobaren wordt de hoek met de isobaren groter, naarmate de lucht de kern van lage druk nadert.

#### 4.8.3. De grootte van de wrijvingshoek

De grootte van de wrijvingshoek  $\alpha$  is afhankelijk van:

- De ruwheid van het aardoppervlak.
- De windsnelheid ( $F_c \propto v$ ).
- De stabiliteitstoestand van de atmosfeer.

Bij gelijke gradiënt en wrijving zal in het geval van *anticyclonaal* gekromde isobaren de hoek *kleiner* zijn dan bij rechte isobaren. Dit is een gevolg van de grootte van de windsnelheid; bij gelijke gradiënt is deze bij anticyclonaal gekromde isobaren het grootst.

Onderstaand schema geeft een indruk van een grootte van wrijvingsinvloed in een stabiele en onstabiele situatie boven land en boven zee, en *rechte* isobaren.

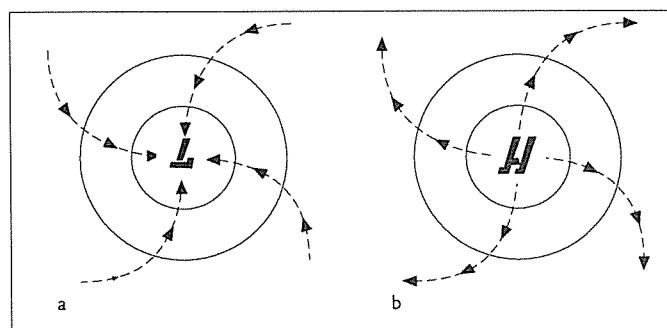
Stabiele wrijvingslaag				Onstabiele wrijvingslaag				
$V_w / v$		$\alpha$		$V_w / v$		$\alpha$		
Zee	Land	Zee	Land	Zee	Land	Zee	Land	
nacht	0,6	0,3	10°	± 30°	0,8	-	10°	-
dago,6	0,5	10°	± 25°	0,8	0,7	10°	20°	

$V_w$  = wind met wrijving (ware wind)  
 $v$  = wind zonder wrijving (geostrofische wind)  
 $\alpha$  = wrijvingshoek

#### 4.9. Convergentie en divergentie van stromende lucht

Beschouwen we de stromende lucht rond een lagedrukgebied (zie fig. 4.13.a) dan zien we een samenkomende luchtbeweging in de richting van het centrum van het lagedrukgebied; deze beweging wordt *convergentie* genoemd.

Rond een hogedrukgebied vindt een uitspreidende beweging plaats vanuit het centrum. Deze beweging wordt *divergentie* genoemd (zie fig. 4.13.b).



Figuur 4.13  
 Luchtbeweging rond een lage- en hogedrukgebied

Deze vormen van convergentie en divergentie kunnen alleen in de wrijvingslaag voorkomen. Overigens behoeven de isobaren niet gesloten te zijn om divergentie en convergentie te laten ontstaan. Ook cyclonaal gekromde

isobaren, zoals bij troggen en anti-cyclonaal gekromde, zoals bij ruggen, wekken respectievelijk convergentie en divergentie op. Convergente en divergente luchtstromen spelen een belangrijke rol bij de weersontwikkeling.

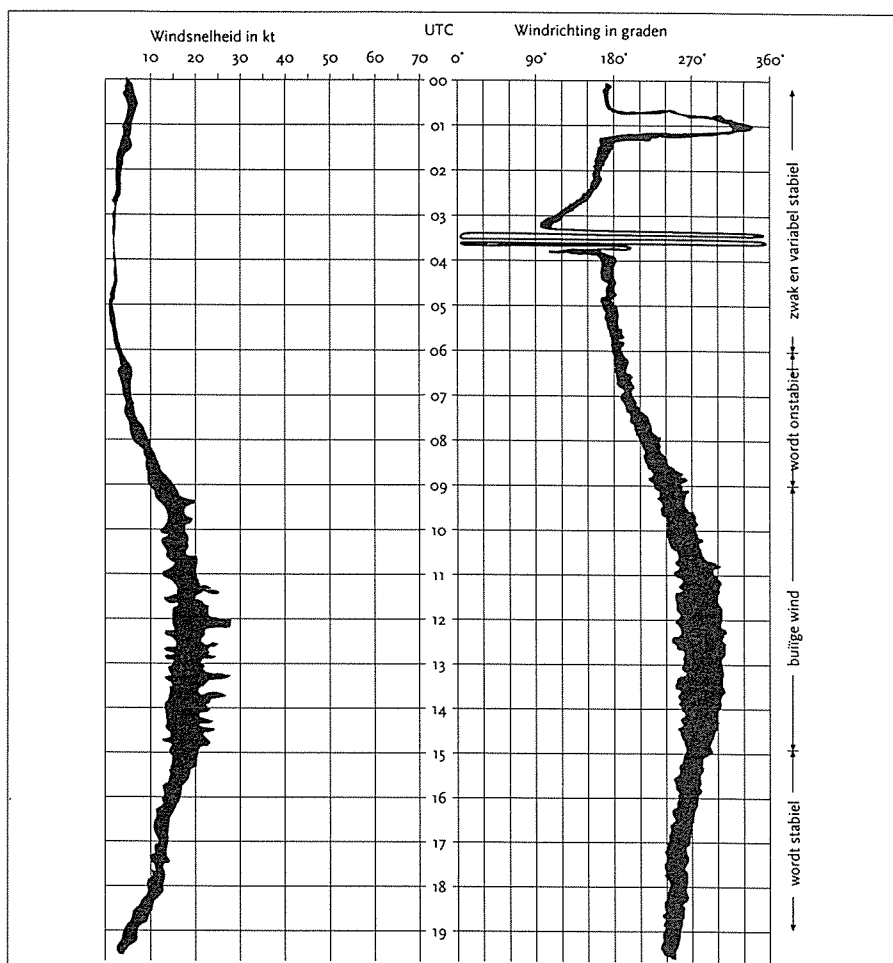
#### 4.10. De structuur van de wind

In de meeste gevallen waait de wind niet standvastig met dezelfde snelheid en uit dezelfde richting (figuur 4.14).

Er komen fluctuaties in voor, die veroorzaakt worden door wervels. Deze wervels ontstaan door obstakels aan het aardoppervlak, dus door wrijving.

##### 4.10.1. Turbulentie

In een luchtstroming kunnen *wervels* (ronddraaiende luchtmassa's) van verschillende grootte ontstaan, waarvan de draaiingsassen in alle richtingen kunnen wijzen. De grootte van de wervels kan variëren van enkele millimeters tot enkele honderden meters. Ook de draaisnelheid (energie) van de wervels kan sterk uiteen lopen. De ongeordende bewegingen, die men in wervels van voldoende grootte en energie ondervindt, wordt *turbulentie* genoemd. De turbulentie, die ontstaat door *wervels*, opgewekt ten gevolge van de bodemruwheid, wordt *mechanische turbulentie* genoemd.



**Figuur 4.14**  
 Registratie van de windsnelheid en -richting tijdens een heldere dag: duidelijke dagelijkse gang

Wervels kunnen ook ontstaan in zone's, waar over korte afstand een flinke windsnelheids- of richtingsverandering plaats vindt. De zo ontstane turbulentie heet *schuifspanningsturbulentie*. In en rond bellen stijgende warme lucht ontstaat *convectieve turbulentie*.

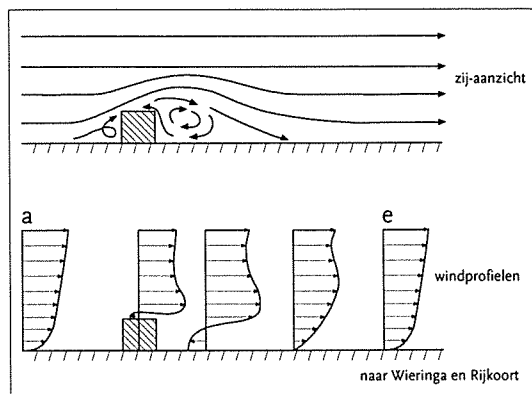
Turbulente bewegingen kunnen, vooral op lage hoogten, gevaarlijk zijn voor para's, ultralight- en hangglidervliegers. Ten gevolge van deze ongeordende bewegingen kan ook de enveloppe van een heteluchtballon ingedrukt en/of getordeerd worden, waardoor er hete lucht uitgeperst wordt. Gasballonnen hebben in het algemeen minder last van turbulentie. De snelle verticale bewegingsveranderingen kunnen echter wel oncomfortabel zijn.

#### 4.10.2. Het windprofiel

De verandering van de horizontale windsnelheid en -richting met de hoogte wordt het *windprofiel* genoemd (figuur 4.15).

De vorm van het windprofiel hangt af van de stabiliteit van de atmosfeer en de grootte van de heersende luchtdrukgradiënt. Bij een onstabiele opbouw van de atmosfeer, met name in de grenslaag, neemt de wind (gelijkmatig) met de hoogte af volgens een logaritmisch profiel; bij een stabiele opbouw kan er geen uitwisseling tussen de luchtlagen plaats vinden en zijn er onregelmatige sprongen in de windsnelheid mogelijk (met secundaire minima en maxima).

Een en ander zal besproken worden in hoofdstuk 7, het verticale evenwicht in de atmosfeer.



Figuur 4.15.  
Windprofielen (de luchtkolom stroomt van a naar e)

getekend. Het profiel links (a) is van de nog ongestoorte stroming, die bij (e) zijn oorspronkelijke profiel weer heeft aangenomen.

#### 4.10.3. Het windgedrag nabij grote gebouwen

Uit ervaring is bekend, dat de wind in de buurt van grote gebouwen "onberekenbaar" is. Door onderzoek in de buitenlucht en in windtunnels is geleidelijk een duidelijk beeld ontstaan van de invloed van gebouwen op de luchtstroming.

Fig. 4.15 toont het zijaanzicht van de stroming rond een gebouw. Daaronder zijn enkele bijbehorende windprofielen

# 5. Warmte en straling

## 5.1. Warmte, temperatuur en temperatuurmeting

Warmte is een vorm van energie. Het is de bewegingsenergie van de moleculen en atomen. Een objectieve methode om de mate van warmte vast te stellen is die met een meetinstrument, de *thermometer*. De uitkomst van de meting wordt *temperatuur* genoemd, uitgedrukt in een getal en gevolgd door een schaaleenheid, een graad Celsius (°C), Fahrenheit (°F) of Kelvin (K). De laatste zonder graadaanduiding.

## 5.2. Verandering van de temperatuur

Ten gevolge van verschillende processen kan de temperatuur van een voorwerp of gas veranderen:

### A Door processen met en in de stof zelf

#### 1 Uitzetten en inkrimpen

*Uitzetting* (expansie) van een stof werkt *temperatuurverlagend*, *inkrimpen* (compressie) *temperatuurverhogend* (denk aan de onderzijde van de buis van een fietspomp).

Bij wolkenvorming speelt temperatuurverandering door uitzetten en inkrimpen van de luchtmassa een hoofdrol, evenals de temperatuurverandering door

#### 2 Verdamping en condensatie

Voor het *verdampen* van een vloeistof is *toevoer van warmte* nodig. Als die aan de vloeistof zelf wordt onttrokken, daalt de temperatuur ervan.

Bij *condensatie* van waterdamp of een ander gas komt *warmte vrij*, waardoor de temperatuur van de omgeving stijgt.

### B Door transport van warmte

Er vindt altijd een transport van warmte plaats van materie met de hoogste naar die met de laagste temperatuur. Dat transport kan op verschillende manieren geschieden, namelijk door:

#### 1 Geleiding of conductie

Door materieel contact vindt warmte-overdracht plaats via de beweging der moleculen.

#### 2 Stromingen of convectie

Een gasmassa, die warmer is dan die in de omgeving, zoals de verwarmde lucht boven een kachel of radiator, stijgt op en gaat *stromen* (circuleren), waarbij menging met koudere lucht plaatsvindt. Tijdens het stromen kan *turbulentie* (wervelende bewegingen) optreden, waardoor warme en koude lucht worden gemengd.

### C Straling of radiatie

Een warm lichaam (kachel, zon) zendt door middel van elektromagnetische golven (*straling*) warmte-energie uit. Een stof kan stralingsenergie absorberen en zo in temperatuur stijgen. De mate van opname hangt af van de aard van het oppervlak van de stof en de eigenschappen van de stof zelf (*absorptie*).

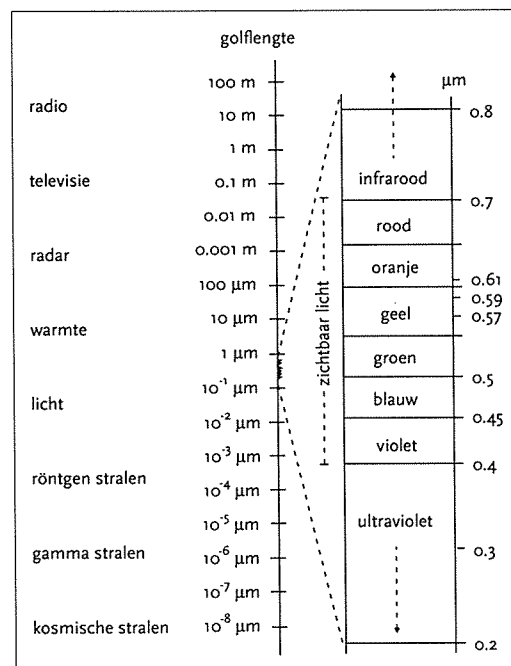
Soms laat een stof warmtestraling van een bepaalde golflengte passeren, zonder er zelf warm van te worden (*transmissie*). Straling die onder een zekere hoek een glad oppervlak raakt, kan geheel of gedeeltelijk worden weerkaatst (*reflectie*).



## 5.3. Straling

### 5.3.1. Stralings eigenschappen

De zon levert de energie, die nodig is voor de weersverschijnselen in onze atmosfeer. In de zon wordt door kernfusie-processen warmte ontwikkeld. De temperatuur in het inwendige van de zon is enorm hoog, enkele miljoenen K. Het oppervlak van de zon is koeler, maar heeft nog een temperatuur van 6000 K. Elk voorwerp met een temperatuur hoger dan 0 K straalt electromagnetische energie uit. Door middel van deze *uitstraling*, ook wel *emissie* genoemd, wordt de warmte-energie die dat lichaam bezit of produceert, overgebracht naar andere lichamen. Ook de energie-overdracht van de zon naar de aarde vindt plaats door middel van electromagnetische straling, die zich met lichtsnelheid (3.10<sup>5</sup> km/sec) voortplant. De door de zon uitgezonden straling bestaat uit een brede reeks van golflengten, een zogeheten *continu spectrum*. Een deel van die golflengten valt in het gebied, waar onze ogen gevoelig voor zijn; dat is het zichtbare licht. Het zichtbare licht heeft golflengten, die tussen 0,38 en 0,78 mm (micrometer = 10<sup>-6</sup> m) variëren. Een overzicht van het stralingsspectrum staat in figuur 5.1.



Figuur 5.1.  
Golflengten van het electromagnetische spectrum

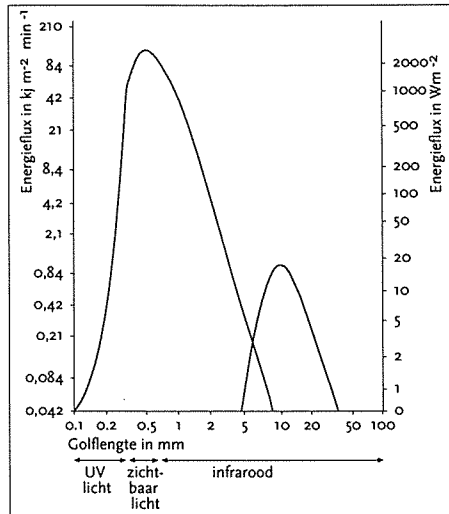
Straling met een golflengte korter dan 0,38 mm wordt *ultraviolet* genoemd en is voor het menselijk oog niet meer zichtbaar. Straling met een golflengte langer dan 0,78 mm is ook niet waarneembaar voor het menselijk oog, maar we kunnen die straling wel als warmtestraling voelen. Deze straling noemt men *infrarood*. De hoeveelheid en de aard van de straling, die door een warm lichaam uitgezonden wordt, hangt af van de temperatuur van dat lichaam. De wet van *Stefan-Boltzmann* zegt, dat de totale hoeveelheid geëmitteerde energie recht evenredig is met de vierde macht van de absolute temperatuur:  $E = \sigma T^4$ .

Aangezien het oppervlak van de zon een veel hogere temperatuur (6000 K) heeft dan dat van de aarde (288 K), straalt de zon dus veel meer energie uit dan de aarde. De uitgestraalde energie is niet voor alle golflengten even groot. *De verschuivingswet van Wien* zegt hierover:

De golflengte, waarbij de uitgestraalde energie bij een bepaalde temperatuur maximaal is, is omgekeerd evenredig met de absolute temperatuur van het emitterende lichaam:

$$\lambda E_{\max} \propto \frac{1}{T}$$

In figuur 5.2. zijn de emissiekrommen getekend van de zon en de aarde. Merk op, dat de door de zon uitgezonden totale hoeveelheid energie veel groter is dan die welke door de aarde uitgestraald wordt.



**Figuur 5.2**  
Emissiekrommen van zon (links) en aarde (rechts)  
(Alle schalen zijn logaritmisch)

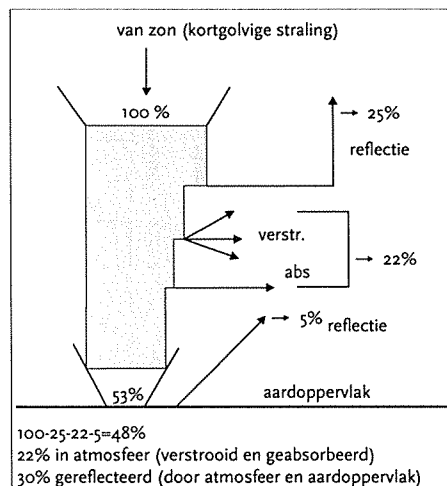
Dat was volgens de wet van Stefan-Boltzmann ook te verwachten. In overeenstemming met de wet van Wien is de golflengte, waarin de zon maximaal uitstraalt korter dan die, waarbij de aarde maximaal emitteert. Het maximum voor de zonnestraling ligt in het geel, tussen 0,5 en 0,6 mm. De golflengte, waarin de aarde maximaal straalt, ligt in het infrarood, bij 11 mm.

### 5.3.2. Zonnestraling

Gemiddeld bedraagt de aan de rand van de atmosfeer ontvangen zonne-energie per  $m^2$  1386 Joules per sec, dat is 1386 Watt. We noemen dit de *zonneconstante*.

#### Absorptie door de atmosfeer

Op haar weg door de aardse atmosfeer wordt een deel van de straling *geabsorbeerd* door ozon, waterdamp en koolzuur. Zij draagt zo bij tot verwarming van de atmosfeer. Ruwweg 20% van de binnenkomende straling wordt geabsorbeerd door de atmosfeer en aanwezige bewolking (figuur 5.3). De onderste laag van de atmosfeer (de troposfeer) ontvangt zijn warmte via het aardoppervlak.



**Figuur 5.3.**  
Stralingsbalans atmosfeer en aardoppervlak

#### Verstrooiing door de atmosfeer

Gasmoleculen en vaste deeltjes in de atmosfeer, waarvan de afmetingen klein zijn ten opzichte van de golflengten van de zonnestraling, zorgen voor *verstrooiing* van het zonlicht.

Volgens de *wet van Rayleigh* is de mate van *verstrooiing* omgekeerd evenredig met de golflengte  $\lambda$ . Dus hoe kleiner  $\lambda$  des te groter de verstrooiing. Het blauwe deel van het zonnespectrum wordt dan ook veel sterker verstrooid dan het rode; vandaar de blauwe kleur van de hemel.

Bij laagstaande zon, dus als het zonlicht een lange weg moet afleggen door de atmosfeer, is al zoveel blauw licht verstrooid, dat de zon rood kleurt. 10% van de binnenkomende straling wordt gemiddeld verstrooid. Dit verstrooid licht draagt echter nauwelijks bij tot de verwarming van de atmosfeer.

#### Reflectie door atmosfeer en aardoppervlak

Gemiddeld 30% van de in de atmosfeer binnenkomende zonnestraling wordt *gereflecteerd* en komt ook niet aan het aardoppervlak ten goede. De reflectie vindt plaats door grote vaste deeltjes in de lucht zoals ijskristalletjes en druppeltjes, die de wolken vormen. Van het binnenkomende zonlicht bereikt na absorptie, verstrooiing en reflectie ongeveer 50% het aardoppervlak en wordt daar geabsorbeerd. Overigens is de mate van absorptie sterk afhankelijk van de aard van het aardoppervlak. Sneeuw

en ijsvlakten zullen het grootste deel van de straling reflecteren en maar een klein deel absorberen. Donkere en begroeide grond absorbeert veel straling. Een wateroppervlak absorbeert bij hoogstaande zon veel straling, maar naarmate de zon lager komt te staan, wordt steeds meer straling gereflecteerd.

#### 5.4. Verwarming van de aarde door de zon

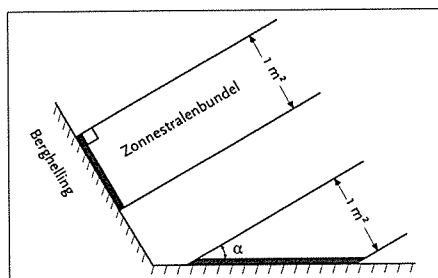
Door de absorptie van zonnestraling gaat de temperatuur van het aardoppervlak, afhankelijk van de aard van dat oppervlak, meer of minder oplopen. Zo zal een dunne laag droog zand of een rotsoppervlak, waar de stralingswarmte nauwelijks in kan doordringen "gloeiend heet" worden, doordat slechts een ondiepe laag verwarmd wordt. Een met vegetatie bedekt oppervlak wordt over de hele vegetatiehoogte verwarmd en zal dus veel minder in temperatuur stijgen.

Een sneeuwoppervlak zal, nauwelijks in temperatuur toenemen doordat maar weinig straling wordt geabsorbeerd (verse sneeuw reflecteert circa 80% van de kortgol-vige straling).

Zonnestraling kan in schoon water diep doordringen. De straling komt dan ten goede aan een diepe laag, die daarom maar langzaam in temperatuur stijgt. Bovendien zorgen turbulente stromingen in het water voor een verdeling van de warmte over een nog diepere laag.

##### Specifieke of soortelijke warmte

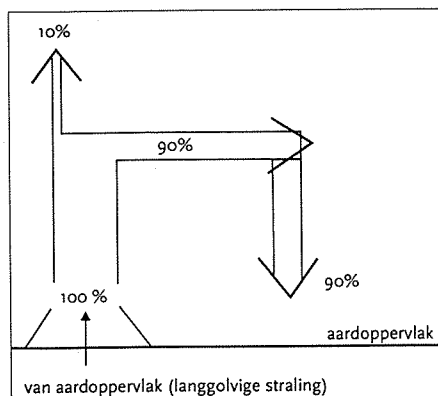
Een grote rol bij de verwarming speelt de *specifieke of soortelijke warmte* van een stof. De specifieke warmte is de hoeveelheid energie die aan een stof toegevoegd moet worden om één kg van die stof 1 K in temperatuur te doen stijgen. Zo is de specifieke warmte van water hoog (4,2 Joules), dat wil zeggen er is veel energie, dus straling, nodig om de temperatuur van water te laten stijgen. Een gemiddelde grondsoort heeft 4x minder energietoevoer nodig dan dezelfde hoeveelheid water om 1K in temperatuur te stijgen.



Figuur 5.4. Helling aardoppervlak bepaalt de hoeveelheid opgevangen energie (warmte)

De ligging van een helling speelt ook een rol. Een zuidhelling ontvangt (op het noordelijk halfrond) meer straling dan een noordhelling. Op het zuidelijk halfrond is het precies omgekeerd. Verder bepaalt de maximale zonshoogte in hoge mate de hoeveelheid instraling. Deze is afhankelijk van de geografische breedte en de tijd van het jaar. Als de zon laag boven de horizon staat moet de straling een langere weg door de dampkring afleggen. Daardoor zal ten gevolge van buiging, breking en verstrooiing van de lichtstralen minder energie het aardoppervlak bereiken.

Bovendien moet een schuininvallende bundel zonlicht met een doorsnede van bijvoorbeeld 1 m² een groter oppervlak verwarmen dan een recht invallende bundel (figuur 5.4). Een bundel die loodrecht op een berghelling valt behoeft slechts 1 m² te verwarmen, een schuininvallende bundel  $\frac{1}{\sin \alpha}$  m².



Figuur 5.5. Atmosferische tegenstraling

#### 5.5. Verwarming van de lucht door straling van de aarde

Zoals hiervoor is opgemerkt absorbeert de atmosfeer van de inkomende *kortgol-vige zonnestraling* slechts 20%, dat in warmte wordt omgezet. Van de door het aardoppervlak uitgezonden langgol-vige straling absorbeert de atmosfeer echter 90%, slechts 10% verdwijnt in de wereldruimte. De langgol-vige straling van de aarde verwarmt de atmosfeer in belangrijke mate. De atmosfeer straalt deze warmte weer terug naar de aarde, (*atmosferische tegenstraling*) figuur 5.5. Doordat het aardoppervlak tengevolge van allerlei oorzaken zeer ongelijk wordt verwarmd, varieert ook de uitstraling ervan van plaats tot plaats sterk. Daardoor worden luchtmassa's boven die verschillende oppervlakken ongelijk verwarmd.

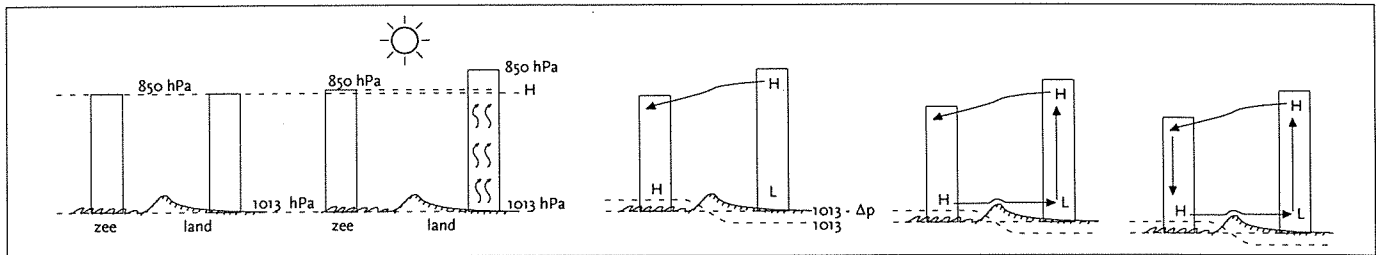
Op wereldwijde schaal komen ook verwarmingsverschillen voor, doordat de zon boven hogere geografische breedten een kleinere invalshoek heeft dan boven lagere breedten.

Boven het winterhalfmond staat de zon gemiddeld lager dan boven het zomerhalfmond, zodat er ook een verschil in verwarming is tussen winter- en zomerhalfmond. Door al deze verschillen in verwarming ontstaan luchtdrukverschillen en daardoor luchtcirculatiepatronen.

*Het ontstaan van luchtdrukverschillen door verschillen in specifieke warmte.*

Wanneer twee landschappen, waarvan de ondergrond in specifieke warmte verschilt, naast elkaar liggen, worden de luchtmassa's boven die landschappen ongelijk verwarmd. Dit is duidelijk in kustgebieden waar te nemen (land en zee).

Het gevolg van deze ongelijkmatige verwarming is het ontstaan van zeewind in kustgebieden (zie hoofdstuk 14 en figuur 5.6).



**Figuur 5.6**  
Verwarming van het aardoppervlak doet de luchtkolom boven land uitzetten:  
Er ontstaat een gesloten circulatiesysteem tussen zee en land

## 5.6. Stralingsbalans

Het stelsel aarde-atmosfeer is door de eeuwen heen nauwelijks warmer of kouder geworden. De temperatuur schommelt minder dan  $1^\circ \text{C}$ . Er moet dus evenveel energie door de aarde worden uitgestraald als ze van de zon ontvangt. Verscheidene onderzoekers hebben een zogeheten stralingsbalans opgesteld, waarin ze uitgerekend hebben, dat de inkomende straling met de uitgaande in evenwicht is.

Het wordt echter steeds duidelijker, dat de massale toevoer van verbrandingsgassen en andere verontreinigingen in de dampkring tengevolge van menselijke activiteiten, dit evenwicht ernstig kan verstoren. Dit wordt uitvoerig besproken in hoofdstuk 20.

## 5.7. Warmtehuishouding van de aarde

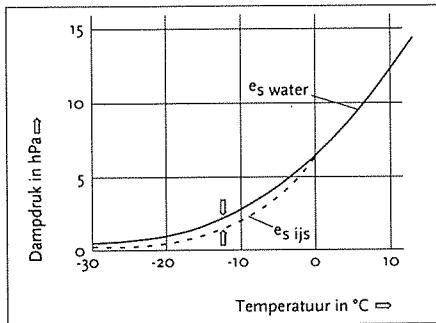
In de tropen, waar de zonnestraling gemiddeld de kortste weg aflegt door de atmosfeer, vindt een veel grotere verwarming van de aarde en atmosfeer plaats dan op meer gematigde breedten. Op lage breedten is er dan ook een energie-overschot, terwijl er op hoge breedten een energietekort is, doordat daar de uitstraling groter is dan de instraling. In- en uitstraling zijn met elkaar in evenwicht op een breedte van ongeveer  $37$  graden. De algemene circulatie in de atmosfeer zorgt ervoor, dat warme lucht van de evenaar naar hogere breedten gevoerd wordt en koude lucht naar lagere breedten, zodat het gebied rond de evenaar niet alsmaar warmer en het gebied bij de polen niet steeds kouder wordt. Ook zeestromingen spelen bij dit warmtetransport een belangrijke rol.

# 6. Water en waterdamp

## 6.1. De dampspanning

Eén van de gassen uit de dampkring is waterdamp. De *druk (of spanning)* van de waterdamp wordt met de letter  $e$  aangegeven. Waterdamp komt in wisselende hoeveelheden in de atmosfeer voor. Boven zee, tijdens neerslag en bij mist is er veel waterdamp in de lucht, bij zeer helder weer en boven woestijnen weinig. In vertikaal opzicht komt de meeste waterdamp voor in de onderste paar kilometer van de atmosfeer. Hoog in de troposfeer komt nog maar weinig waterdamp voor; in de stratosfeer ontbreekt het praktisch geheel. Boven een wateroppervlak van een bepaalde temperatuur heerst een bepaalde maximale waterdampspanning, de verzadigingsdampspanning  $e_s$ .

Figuur 6.1. geeft het verband weer tussen de maximale dampspanning  $e_s$  en de temperatuur.



Figuur 6.1  
Verzadigingsdampspanning van water en ijs

Duidelijk is te zien, dat  $e_s$  sterk toeneemt met toenemende temperatuur. Als de heersende dampdruk  $e$  toeneemt en gelijk wordt aan  $e_s$  voor de heersende temperatuur, zal bij een verdere toevoer van waterdamp deze damp gaan condenseren, omdat  $e$  niet groter kan worden dan  $e_s$ . In de grafiek is eveneens te zien, dat bij een temperatuur onder  $0^\circ\text{C}$  de dampspanning boven onderkoeld water hoger is dan boven ijs van dezelfde temperatuur.

### 6.1.1. Oorzaken van de grootte van de maximale dampspanning

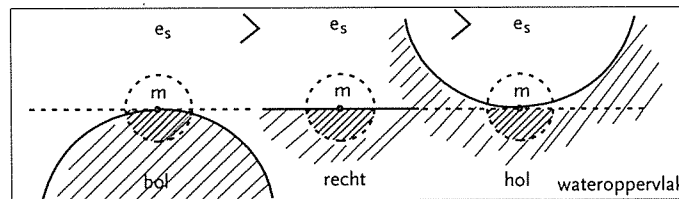
De grootte van  $e_s$  is afhankelijk van:

- de temperatuur

De bewegingssnelheid van de watermoleculen in water of de trillingssnelheid van de watermoleculen in ijs neemt toe bij hoger wordende temperatuur. Een toenemend aantal moleculen krijgt daardoor bij stijgende temperatuur voldoen de snelheid om uit het oppervlak te ontsnappen. Moleculen, die zich in ijskristallen bevinden, hebben veel meer energie nodig om te ontsnappen dan die in onderkoeld water van dezelfde temperatuur.

- de kromming van het wateroppervlak

Figuur 6.2. laat zien, dat de totale cohesiekracht op een molecuul, dat zich in een bol oppervlak bevindt, kleiner is dan een molecuul in een vlak of hol oppervlak.



Figuur 6.2.  
De verzadigingsdampspanning hangt af van de kromming van het verdampende oppervlak

In de figuur is het molecuul met een zwarte punt aangegeven. Het cirkeltje eromheen is de omtrek van de bol waarbinnen aanwezige andere watermoleculen

een cohesiekracht op het molecuul kunnen uitoefenen. Het gearceerde gebied geeft deze moleculen aan. Dit gebied wordt groter naarmate de convexe of bolle kromming van het wateroppervlak kleiner wordt; bij een hol of concaaf oppervlak is het gearceerde gebied het grootst. In het laatste geval heeft het molecuul

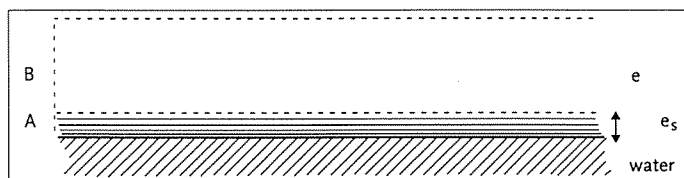
de meeste energie nodig om uit het water te kunnen ontsnappen. Bij eenzelfde temperatuur ontsnappen er uit een bol oppervlak dan ook een groter aantal moleculen dan uit een vlak of hol oppervlak.

Dit heeft tot gevolg, dat bij eenzelfde temperatuur geldt:

$$e_{s \text{ bol}} > e_{s \text{ vlak}} > e_{s \text{ hol}}$$

- de aanwezigheid van al dan niet opgeloste vreemde stoffen in het water. Deze verontreiniging heeft dampdrukverlaging tot gevolg, omdat het oppervlak nu niet meer alleen uit watermoleculen bestaat.

In een uiterst dun laagje A, vlak boven een wateroppervlak, stelt zich de maximale dampdruk  $e_s$  in, welke bij de temperatuur  $t$  van het water behoort. In de luchtlaag B daarboven heerst de dampdruk  $e$ , behorend bij de aangevoerde lucht, zie figuur 6.3.



Als  $e < e_s$  zal er verdamping optreden.

Als  $e > e_s$  zal er condensatie optreden.

Figuur 6.3.  
Direct boven een wateroppervlak heerst de verzadigingsdampspanning

### 6.1.2. Relatieve vochtigheid

De verhouding tussen de heersende waterdampspanning  $e$  en de verzadigingsdampspanning  $e_s$  voor de heersende temperatuur wordt *relatieve vochtigheid* genoemd. Ze wordt uitgedrukt in een percentage:

$$\frac{e}{e_s} \times 100\%$$

### 6.1.3. Invloed van de dampdruk op de luchtdichtheid

Waterdamp heeft invloed op de dichtheid van lucht. Naarmate de hoeveelheid waterdamp toeneemt wordt de luchtdichtheid  $\rho$  kleiner. De formule voor de luchtdichtheid (hoofdstuk 3)

$$\rho = \frac{P}{R T}$$

geldt voor droge lucht, dus voor lucht, die geen waterdamp bevat.

Bevat de lucht wel waterdamp, dan luidt de formule:

$$\rho = \frac{P}{R_d T} \left( 1 - \frac{e}{p} \right)$$

$R_d$  is de individuele gasconstante voor droge lucht en  $e$  de druk van de waterdamp in de lucht. Met behulp van deze formule is het duidelijk, dat de luchtdichtheid afneemt als  $e$  toeneemt, dus als de lucht meer waterdamp bevat.

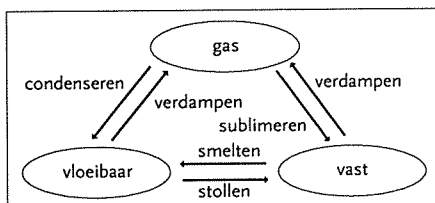
## 6.2. Enkele vochtigheidsindicatoren

Vochtigheidsindicatoren geven informatie over de vochtigheidstoestand van de lucht. Enkele van deze indicatoren zijn: de natteboltemperatuur, de dauwpuntstemperatuur, de dampspanning en de mengverhouding. De vochtigheid van de lucht kan gemeten worden met de psychrometer, de condensatie-hygrometer of de haarhygrometer (zie module instrumenten).

De psychrometer bestaat uit twee geventileerde thermometers, een droge en een natte bol. Het verschil tussen de *droge boltemperatuur*  $t$  en de *natte boltemperatuur*  $t_w$  is een maat voor de relatieve vochtigheid. Daarom wordt  $t_w$  een vochtigheidsindicator genoemd. Ook de *dampdruk of dampspanning*  $e$  is zo'n indicator. Een andere belangrijke vochtigheidsindicator is de *dauwpuntstemperatuur*  $t_d$ .

Als de temperatuur van de lucht daalt, zal ook  $e_s$  kleiner worden. Wanneer tijdens de afkoeling de luchtdruk  $p$  en de heersende dampspanning  $e$  niet veranderen, kan een temperatuur bereikt worden, waarbij  $e_s$  gelijk wordt aan  $e$ . Dit is de *dauwpuntstemperatuur*  $t_d$ . Bij verdere afkoeling gaat het teveel aan waterdamp condenseren. De *dauwpuntstemperatuur* kan met behulp van een tabel of grafiek worden afgeleid uit  $t$  en  $t_w$  (de temperatuur en de natte boltemperatuur). Hij kan ook direct worden gemeten met een *dauwpuntmeter*, of *condensatie-hygrometer*. Een metalen spiegelkje wordt kunstmatig afgekoeld tot er waterdamp op gaat condenseren. De temperatuur, die het spiegelkje op dat moment heeft, is de  $t_d$ .

De *mengverhouding*  $x$  is het aantal grammen waterdamp per kg droge lucht (in dit geval wordt met droge lucht *letterlijk* bedoeld: lucht waarin geen waterdamp aanwezig is); is de lucht verzadigd, dan is de maximale mengverhouding  $X$ , die bij de heersende temperatuur behoort, bereikt. Deze vochtigheidsindicator wordt weer afgeleid uit  $t$  en  $t_d$  bij een bepaalde luchtdruk  $p$  en wordt door meteorologen gebruikt om met behulp van een radiosondediagram verwachtingen te maken over de aard en dikte van bewolking.



Figuur 6.4  
Aggregatietoestanden water

### 6.3. Aggregatietoestanden

Water komt in verschillende verschijningsvormen (*aggregatietoestanden*) in de atmosfeer voor: als vloeibaar water, als ijs en als damp.

Voor het *smelten* van ijs of het regelrecht *verdampen* van ijs is evenals voor het *verdampen* van water energie nodig, die direct en/of indirect door de zon geleverd wordt (stralingsenergie of warmte). Deze voor het proces benodigde energie wordt in de stof in haar nieuwe aggregatietoestand opgeslagen. De energie is er *latent* in aanwezig (latente warmte).

Bij de omgekeerde processen, het condenseren van waterdamp tot water, het sublimeren van waterdamp tot ijs en het bevriezen van water tot ijs, komt de latent aanwezige warmte weer vrij en wordt benut om de omringende lucht te verwarmen. Processen, waarbij warmte nodig is om ze te laten plaatsvinden, worden *endotherme processen* genoemd; die, waarbij warmte vrijkomt, *exotherme processen*.

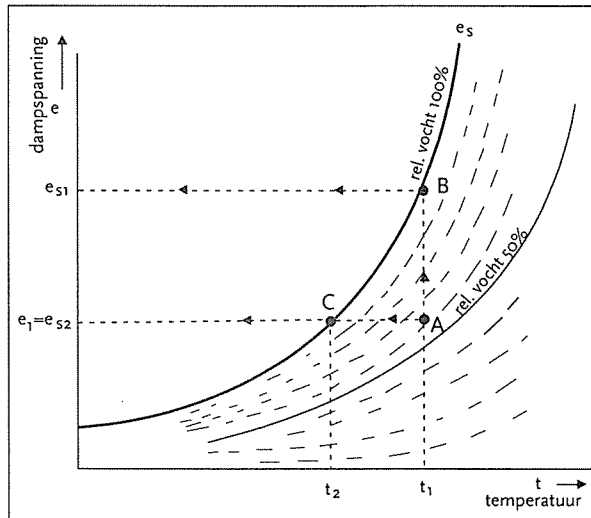
### 6.4. Het condensatie- en bevroingsproces in de atmosfeer

Men kan de dikke lijn in figuur 6.5. niet alleen opvatten als de curve die aangeeft welke maximale dampspanning  $e_s$  er bij elke temperatuur  $t$  behoort, maar ook als de lijn die een relatieve vochtigheid van 100% aangeeft. Een hoeveelheid lucht heeft een temperatuur van  $t_1$  °C en een dampspanning van  $e_1$  hPa. Punt A geeft beide condities aan. In figuur 6.5. is af te lezen, dat de maximale dampspanning bij deze temperatuur  $e_{s1}$  is.

De relatieve vochtigheid van deze lucht is dus

$$\frac{e_1}{e_{s1}} \times 100\%$$

Er zijn twee processen mogelijk om de relatieve vochtigheid in de lucht te laten toenemen. Het eerste is om waterdamp aan de lucht toe te voegen door er bijvoorbeeld water in te laten verdampen. Als de temperatuur  $t_1$  tijdens de toename van  $e$  niet



Figuur 6.5.  
et-diagram

verandert, kan uit de grafiek worden opgemaakt dat er waterdamp moet worden toegevoegd tot de maximaal mogelijke  $e_{s1}$  is bereikt (zie punt B in de figuur). Waterdamp die dan nog wordt aangevoerd, condenseert.

De tweede manier om de lucht verzadigd te maken is om de heersende dampspanning  $e_1$  niet te veranderen, maar de temperatuur  $t$  te laten afnemen. Bij een dalende temperatuur wordt de maximaal mogelijke

dampspanning ook lager. Bij het bereiken van punt C is de temperatuur gedaald tot  $t_2$  en de maximaal mogelijke dampspanning is dan  $e_{s2}$ ;  $e_{s2}$  is gelijk aan de heersende dampspanning  $e_1$ . Als de temperatuur verder daalt gaat er waterdamp condenseren.

In de natuur komen de hierboven geschetste twee processen meestal gecombineerd voor. Voor de toevoer van waterdamp aan de lucht uit neerslagelementen is een verdampingsproces nodig, waarvoor warmte aan de lucht wordt onttrokken. Daardoor gaat de toevoer van waterdamp aan een luchtlaag dikwijls gepaard met afkoeling van die luchtlaag.

### 6.5. Condensatie- en vrieskernen

Wanneer afkoelende lucht verzadigd raakt met waterdamp en nog verder afkoelt, moet het teveel aan waterdamp dat dan ontstaat, condenseren of sublimeren. Daarvoor zijn *condensatie- en vrieskernen nodig*.

#### Condensatiekernen

Op de *condensatiekernen* condenseren waterdampmoleculen. Zij vormen daar kleine waterdruppeltjes. Als er geen condensatiekernen in de lucht aanwezig zouden zijn, zou het condensatieproces moeilijk op gang komen. In uiterst schone lucht, zonder dergelijke kernen, treedt condensatie pas spontaan op als de relatieve vochtigheid een waarde heeft bereikt van ca. 400%. Zo'n condensatieproces in schone lucht heet *homogene condensatie*. In lucht met condensatiekernen wordt het *heterogene condensatie* genoemd. In de atmosfeer vindt uitsluitend heterogene condensatie plaats.

Er zijn altijd meer dan voldoende condensatiekernen in de lucht om het condensatieproces bij een relatieve vochtigheid van omstreeks 100% te laten beginnen. De concentratie van condensatiekernen varieert van een paar duizend per  $\text{cm}^3$  boven "schoon" platteland tot meer dan een miljoen per  $\text{cm}^3$  boven steden en industriegebieden. De grootte van de kernen varieert van 0,001 tot 1 micrometer (1 micrometer = 0,001 mm). Condensatiekernen, die door de natuur worden geproduceerd, zijn bijvoorbeeld de kristallen zeezout of andere zouten, klei- en zandstof, deeltjes afkomstig van bosbranden, van vulkaanuitbarstingen en de gecondenseerde deeltjes van door planten geproduceerde gassen, zoals etherische oliën (terpenen).

Condensatiekernen, afkomstig van menselijke activiteiten, voornamelijk industrie



en verkeer, zijn bijvoorbeeld de uit industriegassen gesublimeerde zoutkristallen van allerlei aard, zoals ammoniumsulfaat en druppeltjes zuren, zoals zwavelzuur en salpeterzuur. Hoge concentraties daarvan veroorzaken de milieu-vernielende zure regen. De meeste zouten en zuren zijn hygroscopisch, dat wil zeggen dat ze van nature waterdampmoleculen aantrekken. Bij voortgang van dit proces vindt condensatie plaats. Op hygroscopische condensatiekernen kan het condensatieproces al bij een relatieve vochtigheid van 70% beginnen.

#### *Vrieskernen*

*Vrieskernen* zijn vrij grote kernen van 5 tot 50 micrometer, waarvan er slechts 0,1 tot 10 per 1000 cm<sup>3</sup> (1 liter) voorkomen.

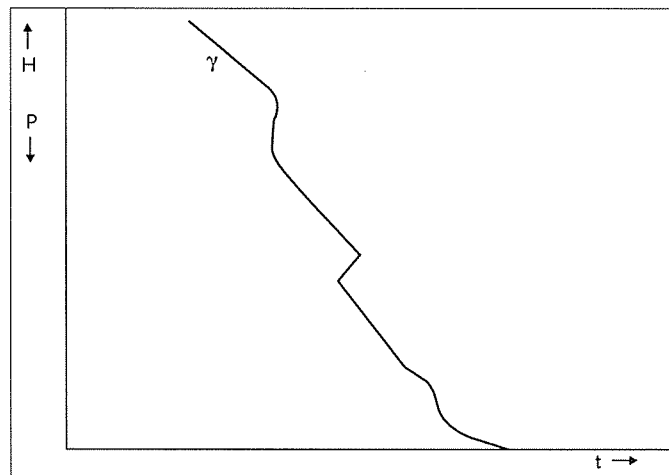
Er zijn dus veel minder vrieskernen dan condensatiekernen in de atmosfeer. Het zijn uiterst kleine splintertjes, afkomstig van rotsen en andere mineralen of van opgewaaid klei of zand. Ze moeten, onder de microscoop gezien, naast afgeronde, tenminste enkele puntige uitsteeksels hebben, zoals die van sneeuw kristallen. Zilverjodide-kristallen lijken veel op sneeuw kristallen en zijn dan ook uitstekende vrieskernen. Reeds aanwezige, afgebroken fragmenten van ijskristallen zijn de beste vrieskernen.

Bijna alle soorten natuurlijke vrieskernen beginnen bij -12° C actief te worden. Bij verdere temperatuurdaling neemt de activiteit toe en worden er ook steeds meer actief. Waterdamp sublimeert dan gemakkelijk op die deeltjes.

# 7. Het verticale evenwicht in de atmosfeer

## 7.1. De toestandskromme

Door een beperkt aantal meteorologische stations, zogeheten *aerologische stations*, wordt tenminste tweemaal per dag het verloop van de druk, de temperatuur, de vochtigheid en de windmet de hoogte gemeten. Het temperatuurverloop wordt weergegeven in een temperatuur-hoogte diagram (figuur 7.1.). Op de x-as neemt de temperatuur naar rechts toe. Zij wordt in graden Celsius uitgedrukt. Langs de y-as wordt de hoogte uitgezet in meters of voeten (feet). Dikwijls worden ook drukwaarden in hPa langs de verticale as geplaatst. De drukwaarden nemen uiteraard met toenemende hoogte af.



Figuur 7.1.  
Toestandskromme  $\gamma$

De curve die dan ontstaat geeft de temperatuurtoestand van de atmosfeer weer tijdens de meetperiode. Zij wordt de toestandskromme  $\gamma$  (gamma) genoemd. Gamma geeft de gemiddelde temperatuurgradiënt van de troposfeer. In de standaardatmosfeer is  $\gamma = 0,65^\circ \text{C}$  per 100 m hoogteverschil.

## 7.2. Adiabatische processen

Een hoeveelheid lucht, die door een of andere oorzaak een stijgende beweging ondergaat, ondervindt een steeds kleinere druk. De beschouwde "luchtbel" zet uit. Dit uitzetten kost energie omdat de potentiële energie van de moleculen toeneemt. Als de voor de uitzetting benodigde energie aan die luchtmassa zelf wordt onttrokken en er dus geen energie-uitwisseling met de lucht buiten de luchtbel plaatsvindt, heet dit een *adiabatisch proces*.

De energie, die voor de uitzetting nodig is, dus voor de toename van de potentiële energie van de moleculen, wordt onttrokken aan de kinetische energie (warmte-energie) van de moleculen in de bel, die daardoor zal afkoelen (adiabatische afkoeling). Als een bel lucht een dalende beweging ondergaat zal hij worden samengedrukt, waardoor er warmte vrijkomt: de potentiële energie van de moleculen in de bel neemt af. Indien deze vrijkomende warmte geheel ten goede komt aan de luchtbel zelf en er geen energie-uitwisseling met de omgeving plaatsvindt, stijgt de temperatuur van de lucht (adiabatische verwarming), de kinetische energie van de moleculen neemt toe.

### 7.2.1. Droog-adiabatische afkoeling

In het meteorologisch spraakgebruik wordt lucht droog genoemd, als hij geen vloeit-

baar of vast water bevat. Er mag wel waterdamp deel uitmaken van de lucht, maar de lucht mag er niet mee verzadigd zijn. Zolang lucht adiabatisch afkoelt of warmer wordt zonder dat er condensatie of verdamping optreedt, verandert de temperatuur van die lucht *droog-adiabatisch*. De droog-adiabatisch temperatuurafname met toenemende hoogte is  $0,96^\circ\text{C}$  per 100m. De temperatuurtoename in dalende lucht is bij een droog-adiabatisch proces uiteraard even groot.

### 7.2.2. Verzadigd-adiabatische afkoeling

Als in een stijgende luchtbel de temperatuur zover droog-adiabatisch is afgenomen, dat de in de lucht aanwezige dampspanning e gelijk is aan de maximaal mogelijke dampspanning es voor de bereikte temperatuur, zal bij verdere afkoeling het teveel aan waterdamp condenseren. Als alle vrijkomende condensatiewarmte (*latente warmte*) ten goede komt aan de stijgende luchtbel, zal de temperatuur daarvan minder snel dalen dan in droge lucht. De lucht koelt nu verzadigd-adiabatisch af. Op gematigde breedten is in de onderste 1500 m de *verzadigd-adiabatisch* temperatuurafname ongeveer  $0,5^\circ\text{C}$  per 100 m.

Dalende, met waterdamp verzadigde lucht neemt dus met  $0,5^\circ\text{C}$  per 100 m in temperatuur toe, tot het moment dat alle waterdruppels verdampt zijn. Door de stijging van de temperatuur kan de lucht weer meer waterdamp bevatten.

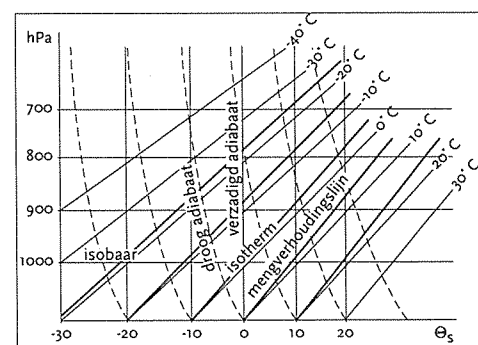
#### Werkhypothese

In de meteorologie wordt verondersteld, dat de temperatuurveranderingen ten gevolge van verticale bewegingen van kleine of grote luchtmassa's altijd adiabatisch verlopen, tenzij uitdrukkelijk anders wordt vermeld.

## 7.3. Grafische voorstelling van het adiabatisch proces

### 7.3.1. Droog- en verzadigd-adiabaten

In figuur 7.2, waarin vertikaal de hoogte en horizontaal de temperatuur is uitgezet, zijn een aantal recht getrokken lijnen getekend, die van rechtsonder naar linksboven lopen. Zij geven de droog-adiabatische temperatuurafname of -toename aan, die stijgende of dalende lucht ondergaat. De lijnen worden daarom droog-adiabaten genoemd. De kromme gestreepte lijnen zijn verzadigd-adiabaten. Zij geven de temperatuurverandering weer van stijgende of dalende met waterdamp verzadigde lucht. De verzadigd-adiabaten gaan bij afnemende temperatuur min of meer evenwijdig lopen aan de droog-adiabaten. De reden daarvan is, dat er bij een lagere temperatuur minder waterdamp in de lucht aanwezig is. De hoeveelheid condensatiewarmte, die kan vrijkomen neemt dus langzaam af. Een verzadigd-adiabatische afkoeling gaat op den duur een droog-adiabatische benaderen, de helling van de verzadigd-adiabaten nadert op den duur die van de droog-adiabaten.

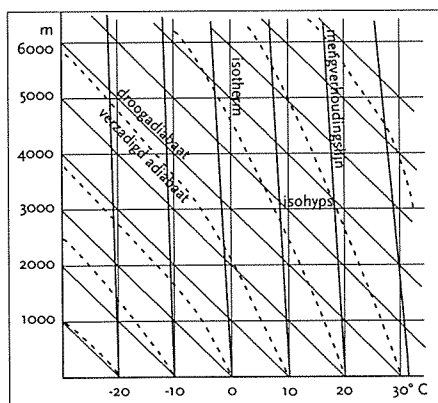


figuur 7.3  
Adiabaten in een  $\Theta_{sp}$ -diagram

## 7.4. Vertikale stabiliteit

### 7.4.1. Stabiliteitsbeschouwingen voor droog-adiabatisch verlopende processen

In paragraaf 3.3. is het verband besproken, dat bestaat tussen de absolute luchtdicht-



Figuur 7.2  
Adiabaten in een Ht-diagram

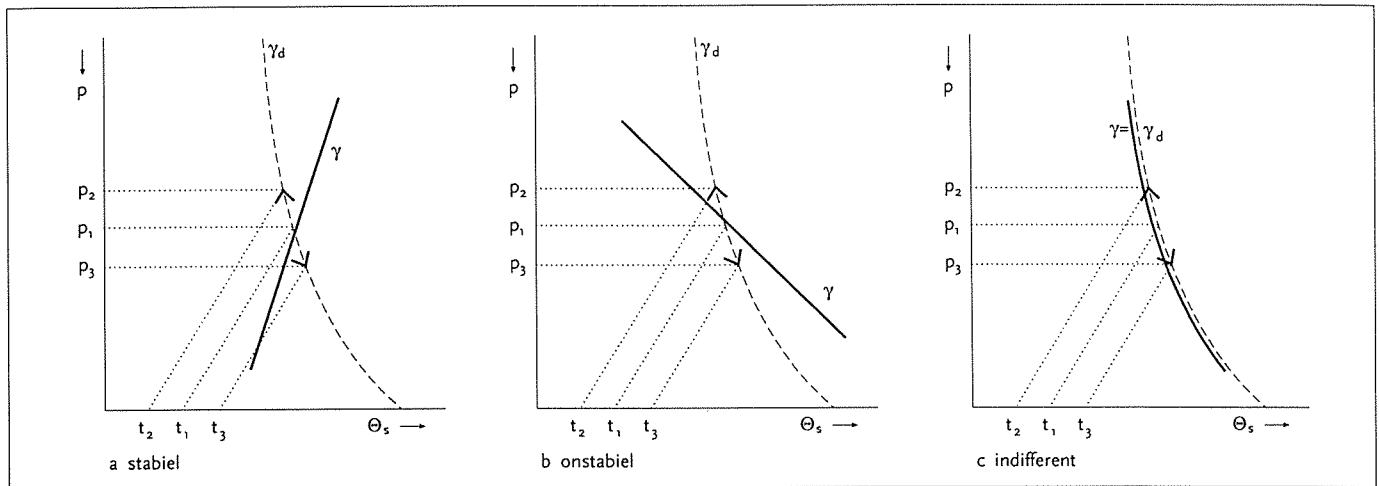
te, die kan vrijkomen neemt dus langzaam af. Een verzadigd-adiabatische afkoeling gaat op den duur een droog-adiabatische benaderen, de helling van de verzadigd-adiabaten nadert op den duur die van de droog-adiabaten.

In de praktijk wordt van een HT-diagram geen gebruik gemaakt. Vrijwel alle bewerkingen vinden plaats in een  $\Theta_{sp}$ -diagram, dat in figuur 7.3 in een vereenvoudigd schema is weergegeven. Dit diagram wordt besproken in paragraaf 7.5.

heid  $r$ , de luchtdruk  $p$  en de absolute temperatuur  $T$ :

$$\rho = \frac{p}{RT}$$

Daaruit blijkt, dat bij gelijkblijvende temperatuur en toenemende luchtdruk de dichtheid toeneemt. Men noemt de luchtdichtheid recht evenredig met de luchtdruk. De luchtdichtheid neemt af als de temperatuur toeneemt en de luchtdruk gelijk blijft. De luchtdichtheid is *omgekeerd evenredig* met de temperatuur. Bij de nu volgende beschouwing wordt een luchthoeveelheid, die niet verzadigd raakt met waterdamp, naar boven en beneden bewogen. De druk van de beschouwde luchthoeveelheid past zich daarbij voortdurend aan de druk in de omgeving aan, zodat de omhooggaande lucht, droog-adiabatisch afkoelt en de naar beneden bewegende, droog-adiabatisch warmer wordt. De gevolgen van deze handelingen zijn te zien in de figuren 7.4.a, b en c.



Figuur 7.4. Stabiliteit t.o.v. de droogadiabaat:  $\gamma_d$

In het  $\Theta_s$ - $p$ -diagram stelt de dikke lijn, gemerkt met  $\gamma$  (gamma) de toestandskromme voor en de kromme streeplijn een droog-adiabaat, gemerkt met  $\gamma_d$ .

In figuur 7.4.a helt de toestandskromme meer naar rechts dan de droog-adiabaat. Lucht op een willekeurig gekozen hoogte, waar de druk  $p_1$  heerst, heeft een temperatuur  $T_1$ , zoals  $\gamma$  aangeeft. Indien die lucht droog-adiabatisch omhoog wordt gebracht, bijvoorbeeld naar het niveau  $p_2$ , wordt de temperatuur  $T_2$ , terwijl de temperatuur van de lucht in de omgeving tussen  $T_2$  en  $T_1$  in ligt en dus hoger is. De lucht is op de hoogte van de druk  $p_2$  dus kouder en de dichtheid ervan daarom groter dan van de omgevingslucht op die hoogte.

Omdat de lucht nu zwaarder is dan de lucht in de omgeving zal zij weer terugzakken naar het uitgangsniveau (wet van Archimedes).

Indien de lucht vanuit het niveau  $p_1$ , droogadiabatisch naar het niveau  $p_3$  wordt gebracht, neemt de temperatuur toe tot  $T_3$ , hetgeen hoger is dan de temperatuur van de lucht in de omgeving. De lucht is nu dus lichter geworden dan de lucht in de omgeving. Zij zal daarom weer terugstijgen naar haar uitgangsniveau  $p_1$ . Wanneer een luchthoeveelheid, die omhoog of omlaag is gebracht, weer naar het oorspronkelijke niveau terugkeert, noemt men de opbouw van de atmosfeer *stabil*; in dit geval stabil voor een droog-adiabatisch proces.

In figuur 7.4.b helt de toestandskromme meer naar links dan de droogadiabaat. Een naar de druk  $p_2$  omhooggebrachte hoeveelheid lucht wordt warmer dan de lucht in de omgeving en zal na loslaten spontaan doorstijgen. Als een luchthoeveelheid naar beneden wordt gebracht naar  $p_3$ , wordt zij kouder dan de omgevingslucht en zakt

bij loslaten door naar het aardoppervlak. Hier verwijderd de lucht zich dus na loslaten verder van oorspronkelijke niveau. De opbouw van de atmosfeer (dus het verloop van de toestandskromme of beter: het meer naar links hellen van de toestandskromme) is dan *onstabiel* voor een droog-adiabatisch proces.

Bij absolute stabiliteit is de opbouw stabiel voor zowel droog- als verzadigd-adiabatische processen.

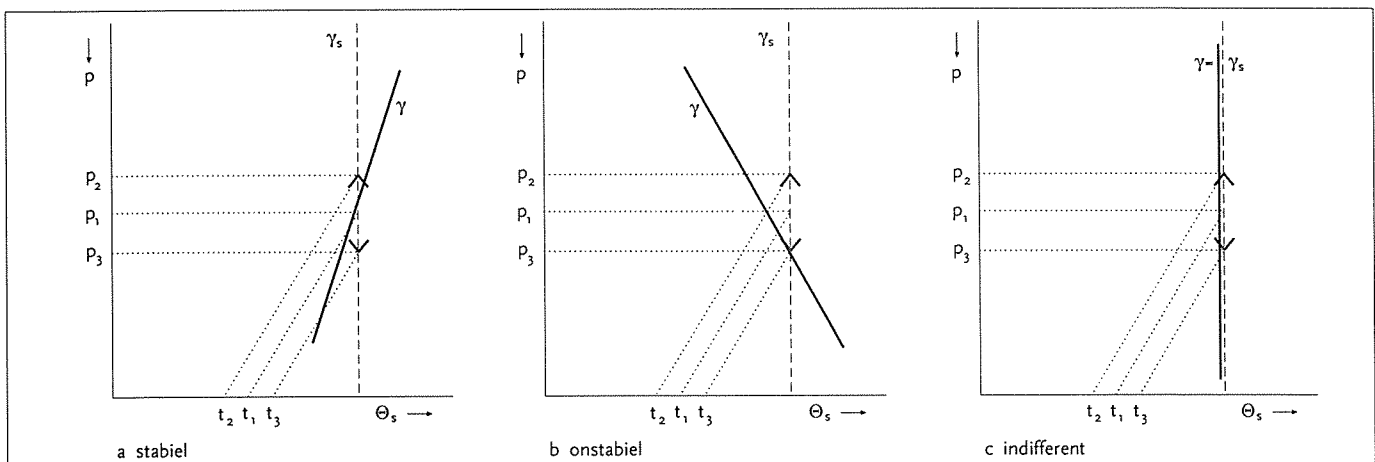
Bij absolute onstabieliteit is de opbouw onstabiel voor zowel droog- als verzadigd-adiabatische processen.

Bij een voorwaardelijk stabiele opbouw van de atmosfeer is ze voor droog-adiabatische processen stabiel, voor verzadigd-adiabatische processen echter onstabiel.

Als de toestandskromme evenwijdig loopt met een droog-adiabaat (figuur 7.4.c), blijft de temperatuur van een droog-adiabatisch omhoog of omlaag gebrachte hoeveelheid lucht gelijk aan die van de omgeving. De lucht blijft daarom soortelijk even zwaar als de lucht in de omgeving en blijft bij loslaten op het niveau waar zij zich op dat ogenblik bevindt. Men noemt nu de atmosfeer *indifferent* voor een droog-adiabatisch proces of kortweg ook wel *neutraal*.

#### 7.4.2. Stabiliteitsbeschouwingen voor verzadigdadiabatisch verlopende processen

In de figuren 7.5.a, b en c stelt de rechte streeplijn, gemerkt met  $\gamma_s$ , een verzadigd-adiabaat voor. In deze figuren wordt er gewerkt met lucht waarin de dampspanning van de waterdamp maximaal is voor de heersende temperatuur en waarin waterdruppeltjes voorkomen. De lucht is dus verzadigd met waterdamp. Ook hier geldt weer dat de opbouw van de atmosfeer stabiel is voor verzadigd-adiabatische processen als de toestandskromme naar rechts helt en onstabiel als de toestandskromme naar links helt ten opzichte van de verzadigd-adiabaat. (figuur 7.5.a en 7.5.b.). De opbouw is *indifferent* voor een verzadigd-adiabatisch proces als de toestandskromme en de verzadigd-adiabaat evenwijdig aan elkaar lopen (figuur 7.5.c.).



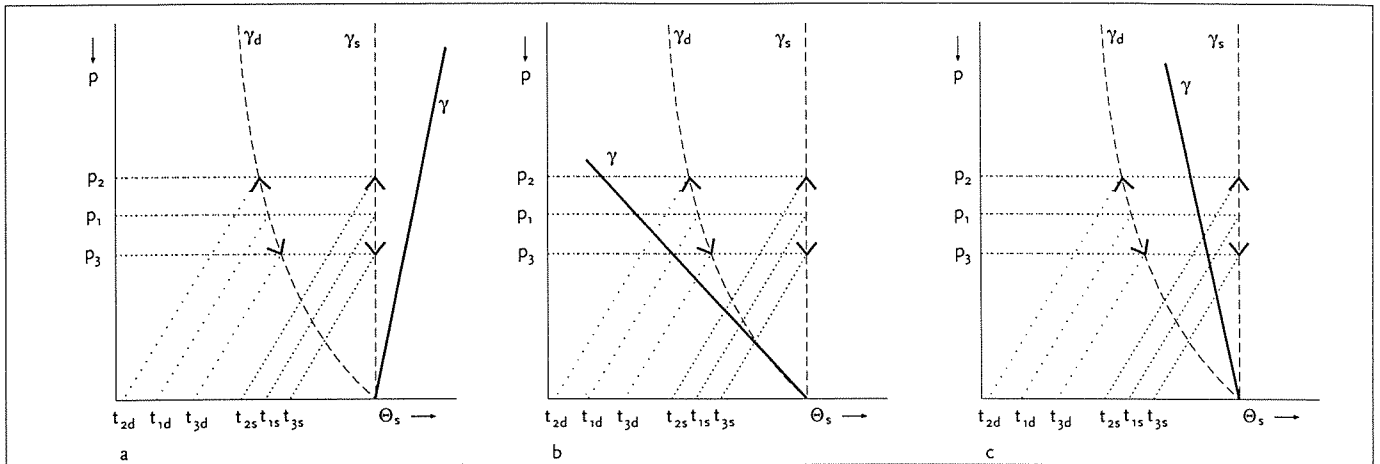
Figuur 7.5. Stabiliteit t.o.v. verzadigd diabaat:  $\gamma_w$

#### 7.4.3. Stabiliteitsklassen

Als de toestandskromme meer naar rechts helt dan de droog- en verzadigd-adiabaten (figuur 7.6.a) zal een luchthoeveelheid, na omhoog of omlaag gebracht te zijn, bij loslaten weer naar het oorspronkelijke niveau terugkeren.

De helling van de toestandskromme zegt hier dat de opbouw van de atmosfeer stabiel is, voor zowel droog- als verzadigd-adiabatisch verlopende processen.

Men noemt de atmosfeer dan *absoluut stabiel*.



Figuur 7.6. Absolute stabiliteit (a), absolute onstabiliteit (b), voorwaardelijke onstabiliteit (c)

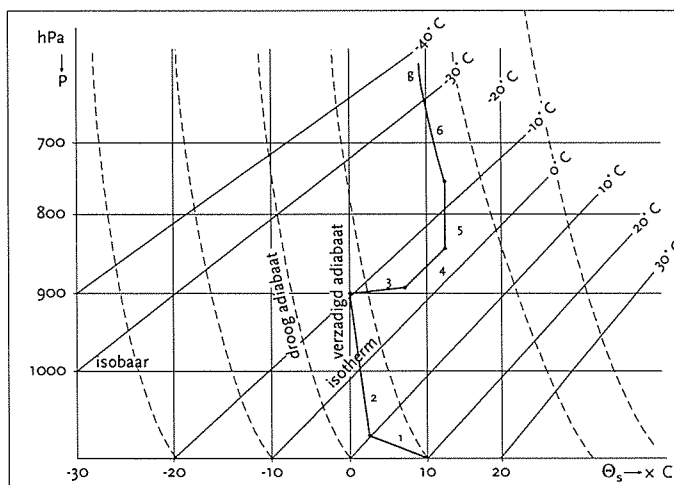
In figuur 7.6.b helt de toestandskromme meer naar rechts dan beide adiabatën. De atmosfeer is nu *absoluut onstabil*.

*Voorwaardelijke (on)stabiliteit*

In figuur 7.6.c verloopt de toestandskromme precies tussen beide adiabatën in. Voor een droog-adiabatisch proces is de opbouw van de atmosfeer stabiel, maar voor een verzadigd-adiabatisch verlopend proces, dus voor met waterdamp verzadigde lucht, waarin druppeltjes water voorkomen, onstabil. De opbouw van de atmosfeer wordt nu *voorwaardelijk (on)stabil* genoemd.

**7.4.4. Het verloop van de toestandskromme met de hoogte**

In figuur 7.1. was al te zien dat een toestandskromme in de praktijk niet een keurige rechte is, die aangeeft dat de temperatuur zeer regelmatig met  $0,65^\circ \text{C}/100 \text{ m}$  met de hoogte afneemt. Het verloop van een toestandskromme in de werkelijke atmosfeer is dikwijls zeer grillig. In figuur 7.7. is een toestandskromme getekend,



figuur 7.7 Toestandskromme met verschillende vormen van stabiliteit

zoals die in werkelijkheid zou kunnen voorkomen.

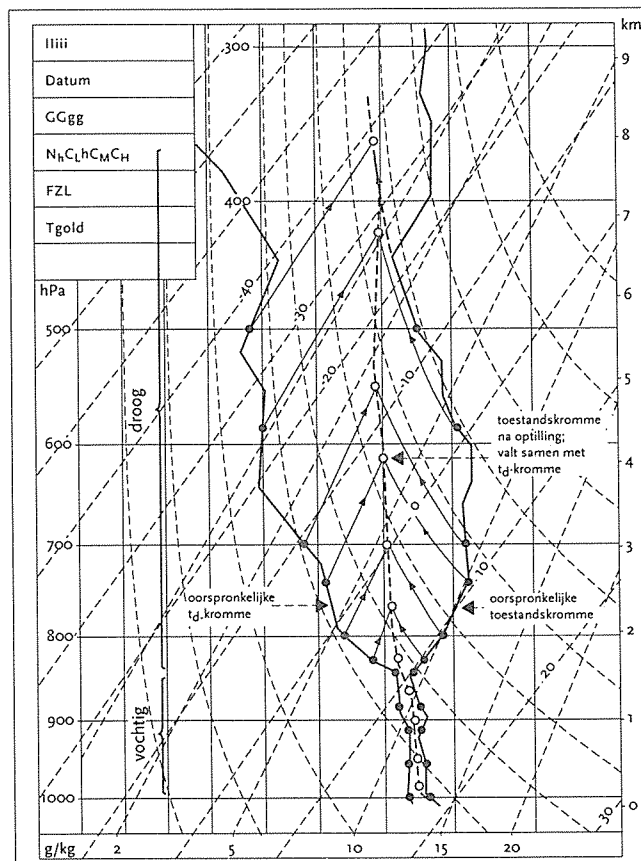
Er vallen in deze toestandskromme een aantal trajecten te ontdekken, waarin de temperatuur op een karakteristieke manier met de hoogte verandert. In traject 1 helt de toestandskromme meer naar links dan de

droog- en verzadigd-adiabatën, dat wil zeggen, de temperatuur neemt er met de hoogte sneller af dan via een droog- of verzadigd-adiabatisch verlopend proces. Dit verloop van de toestandskromme wordt *overadiabatisch* genoemd. Het verticale evenwicht is in deze laag van de atmosfeer *absoluut onstabil*. Langs traject 2 neemt de temperatuur met de hoogte sneller af dan bij een verza-

digd-adiabatische temperatuurafname en minder snel dan bij een droog-adiabatische temperatuurafname. Er heerst in deze laag een voorwaardelijke stabiliteit. Tegen de normale gang van zaken in neemt in traject 3 de temperatuur met de hoogte toe. Daarom wordt dit deel van de toestandskromme een inversie genoemd. In het gebied van een *inversie* is de opbouw van de atmosfeer *absoluut stabiel*. In traject 4 verandert de temperatuur niet met toenemende hoogte. Men zegt dan dat in die laag van de atmosfeer *isothermie* heerst. Deze toestand is *absoluut stabiel*. In traject 5 loopt de toestandskromme evenwijdig aan een verzadigd-adiabaat. De opbouw van de atmosfeer is in dat gebied dan *indifferent* voor verzadigd-adiabatische processen en stabiel voor droog-adiabatisch verlopende processen. In traject 6 tenslotte loopt de toestandskromme evenwijdig aan een droog-adiabaat. Daar is de atmosfeer *indifferent* voor een droog-adiabatisch proces. Als de toestandskromme evenwijdig verloopt aan een droog- of verzadigd-adiabaat, vindt in die laag een droog- of verzadigd-adiabatisch proces plaats op het moment dat de radiosonde daar zijn metingen doet.

#### 7.4.5. Potentiële onstabieliteit

Een luchtlag, die wat het temperatuurverloop betreft stabiel is opgebouwd, kan, indien hij door welke oorzaak ook, passief omhoog wordt gebracht (optilling), onstabiel worden indien het waterdampgehalte in de beschouwde laag met de hoogte sterk afneemt. Het voorbeeld van figuur 7.8 laat dit zien. De oorspronkelijke toestandskromme is de meest rechtse lijn, de dauwpuntskromme wordt weergegeven door de meest linkse lijn. Vanaf het aardoppervlak wordt de lucht tot verzadiging met waterdamp opgetild. In de figuur is de nieuwe toestandkromme na optilling geconstrueerd (middelste lijn). Deze helt meer naar links dan de oorspronkelijke toestandskromme.



Figuur 7.8 Optilling veroorzaakt destabilisering als zeer droge lucht ligt boven zeer vochtige lucht

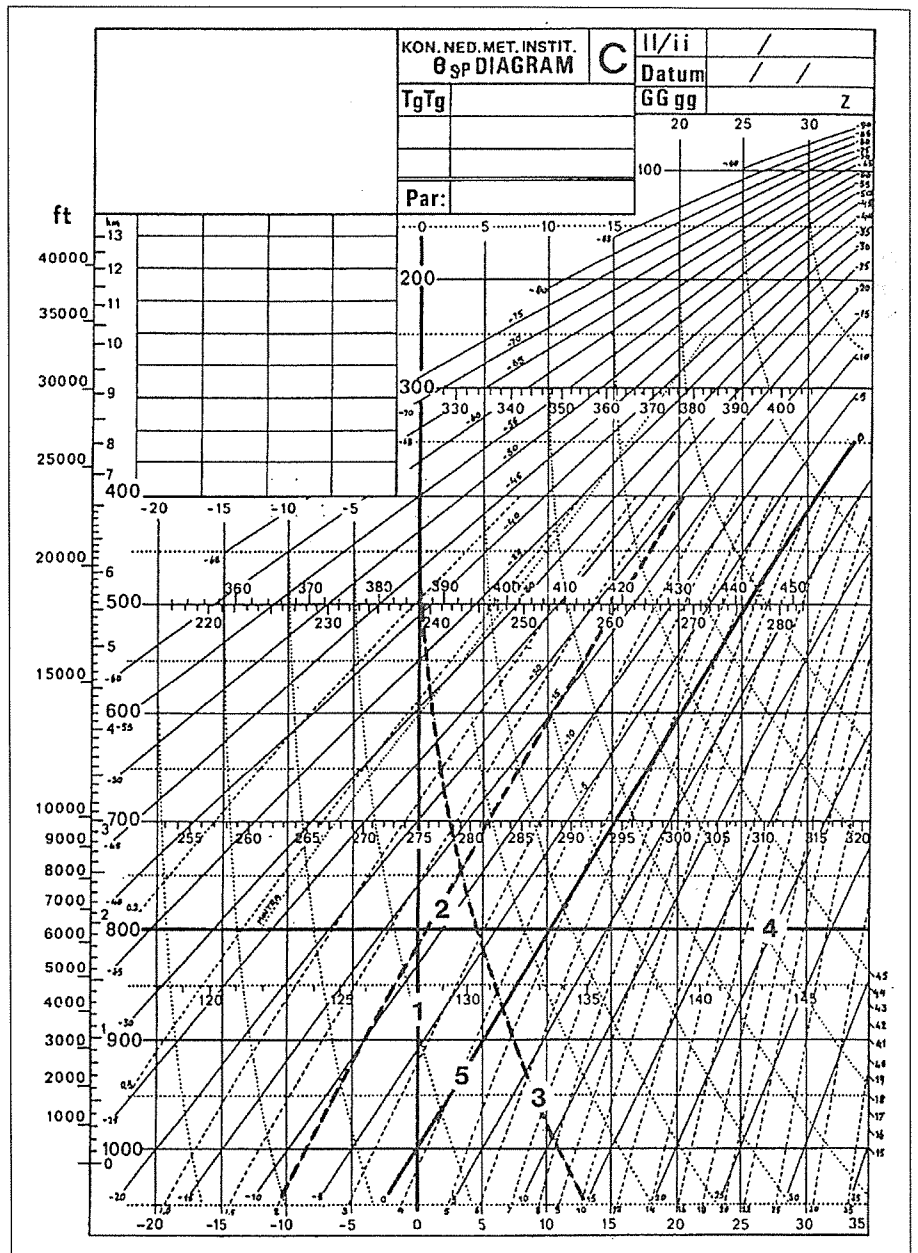
De oorspronkelijk alleen in de onderste 1500 m onstabiele atmosfeer is nu over de gehele hoogte in het diagram *voorwaardelijk* onstabiel geworden, dus onstabiel voor met waterdamp verzadigde lucht. We noemen de luchtlag boven 1500 m *potentieel onstabiel*.

De oorspronkelijke stabiele luchtlag zal bij het omhoog gaan eerst in zijn geheel droog-adiabatisch afkoelen, maar doordat de laag onderin een grotere vochtigheidsgraad bezit dan bovenin, zal de onderkant eerder het dauwpunt bereiken (de waterdamp condenseert daar dus

eerder) en de lucht stijgt dan verder verzadigd-adiabatisch op. De punten van de oorspronkelijke toestandskromme zullen dus onderin bij optilling tot verzadiging minder verder naar links gaan dan meer hoger gelegen punten van de toestandskromme. Anders gezegd: onderin daalt de temperatuur bij optilling over een groter traject verzadigd-adiabatisch dan bovenin, waar de temperatuurdaling voor het grootste deel droogadiabatisch plaats vindt.

In *potentieel onstabiele* lucht zal bij optilling in de eerste plaats laagvormige bewolking ontstaan (Cs-As-Ns), maar zodra de opbouw *voorwaardelijk* onstabiel is geworden, ontstaan er ook stapelwolken (Cb's).

Voorwaardelijke onstabieleit, ontstaan door potentiële onstabieleit, komt voor bij opgliding van lucht tegen frontvlakken en tegen berggruggen, terwijl al reeds aanwezige convectie door potentiële onstabieleit versterkt kan worden.



Figuur 7.9.  $\theta_{sp}$ -diagram 1: verzadigd-adiabaat, 2: mengverhoudingslijn  
3: droog-adiabaat, 4: isobaar, 5: isotherm



## 7.5. Het $\Theta_{sp}$ -diagram

De lijnen van een HT-diagram (figuur 7.2.) zijn in het  $\Theta_{sp}$ -diagram, dat op het KNMI wordt gebruikt, op een enigzins andere manier geconstrueerd. Het  $\Theta_{sp}$ -diagram (figuur 7.9.) is zodanig geconstrueerd dat de verzadigd-adiabaten rechte lijnen zijn evenwijdig met de y-as. Dit heeft als voordeel dat de lucht naar zijn herkomst en eigenschappen kan worden geclassificeerd. Mag de temperatuur in de atmosfeer gewoonlijk afnemen met de hoogte ( $0,65^\circ \text{C}$  per 100m), de verzadigd potentiële temperatuur heeft voor een bepaalde luchtsoort tot aan de tropopause ongeveer dezelfde waarde. De verzadigd potentiële temperatuur „s is de temperatuur, die een luchthoeveelheid krijgt indien deze verzadigd-adiabatisch op een druk van 1000 hPa wordt gebracht.

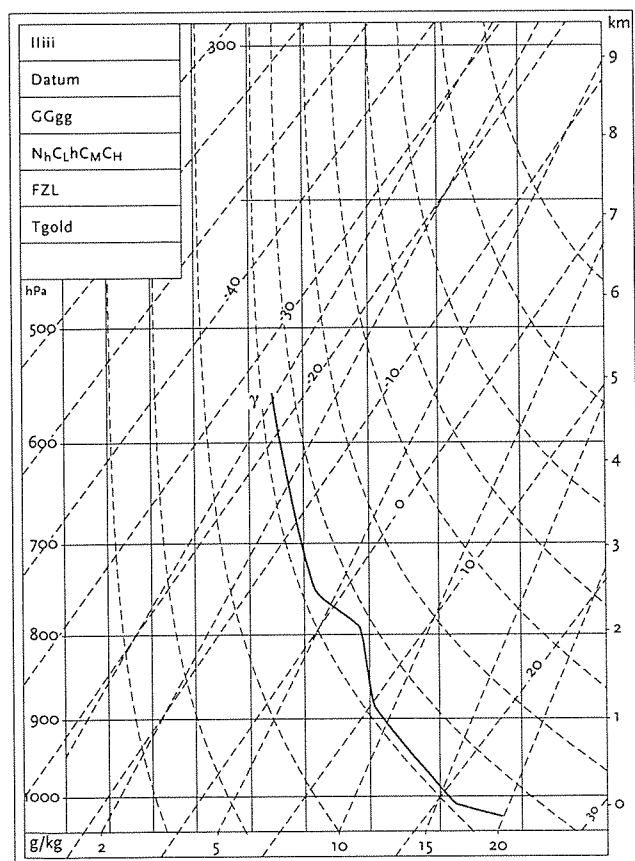
Zo kan men uit een aantal toestandskrommen over een bepaald gebied zien, over welk gebied een bepaalde luchtsoort zich uitstrekt. Als de verzadigd-adiabaten recht zijn, moeten de droog-adiabaten zich noodzakelijkerwijs krommen, maar anders dan in het HT-diagram. De isothermen zullen naar rechts moeten kantelen.

Langs de x-as staan met grote cijfers de verzadigd potentiële temperaturen. De overeenkomende isothermen snijden de verzadigd-adiabaten op 1000 hPa, zoals uit de eerder vermelde definitie van de potentiële temperatuur volgt. Voor het gemak zijn die temperaturen toch nog met kleine cijfers onderaan de isothermen vermeld.

De gestippelde schuine (rechte) lijnen zijn lijnen van gelijke mengverhouding (X), die aangeven hoeveel waterdamp in grammen per kg droge lucht de lucht bij een bepaalde temperatuur en druk kan bevatten (kleine cijfertjes onder de x-as). Langs de y-as is de druk lineair uitgezet. Als gevolg daarvan is de hoogteschaal (in km en voeten) niet lineair.

Het  $\Theta_{sp}$ -diagram noemt men ook wel temp-formulier of kortweg *TEMP*. Bij de

luchtmacht gebruikt men een formulier, waarbij de hogere luchtlagen minder samengedrukt worden weergegeven door de druk niet lineair te laten afnemen (figuur 7.8). Dit is het  $\Theta_{sp}^k$ -diagram (figuur 7.10). Op het KNMI worden beide diagrammen gebruikt.



Figuur 7.10.  $\Theta_{sp}^k$ -diagram

## 7.6. De invloed van de opbouw van de atmosfeer op het windprofiel

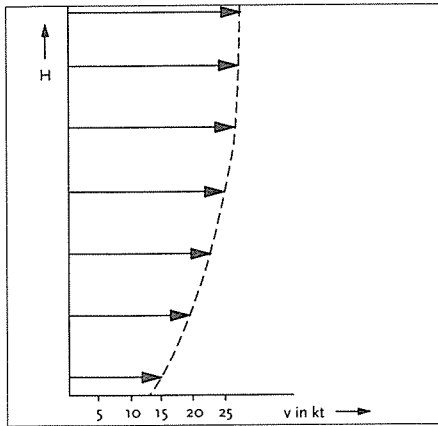
Als de temperatuur van het aardoppervlak toeneemt door de absorptie van zonnestraling, wordt de lucht erboven door contact ermee verwarmd. Deze luchtlaag kan zo sterk worden verwarmd, dat de temperatuurafname met de hoogte (veel) groter wordt dan  $1^\circ \text{C}/100 \text{m}$ .

Deze *super- of overadiabatische* laag bereikt in de winter een dikte van niet veel meer dan 4 m maar 's zomers wel van 30 m.

's Zomers kan in de laag tot 1,5 m hoogte de temperatuur wel  $10^\circ \text{C}$  afnemen, boven zand nog meer. Boven de overadiabatische laag stijgt de lucht tot aan de basis van eventueel aanwezige bewolking droog-adiabatisch op.

In figuur 7.10 is het verloop van de toestandskromme getekend zoals die om 1200 UTC zou kunnen zijn. In de onderste 30m is hij overadiabatisch. In figuur 7.11 is het bijbehorende windprofiel getekend. De wind aan de grond is 12 knopen (6 m/s). Hij neemt geleidelijk toe met de hoogte. In dit profiel is de windrichting niet af te lezen, maar aangenomen mag worden, dat de wind iets met de hoogte ruimt.

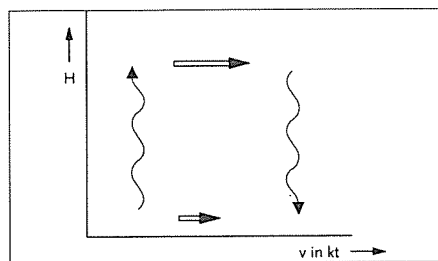
De gelijkmatige verandering van windsnelheid en -richting met de hoogte is te danken aan de *onstabiele* opbouw van de atmosfeer in de grenslaag. De lucht, die in contact staat met het aardoppervlak, wordt tengevolge van de bodemruwheid het meest geremd. Naar-



Figuur 7.11.  
Windprofiel

mate de lucht zich hoger boven het oppervlak bevindt wordt de wrijvingsinvloed kleiner en benadert de windsnelheid en -richting gaandeweg de geostrofische wind of gradiëntwind.

In een onstabiele atmosfeer vindt er gemakkelijk verticale uitwisseling van lucht plaats door convectie en turbulentie (figuur 7.12). Daardoor wordt lucht met een grotere snelheid vanuit de hogere lagen uitgewisseld tegen lucht met een kleinere snelheid uit de contactlaag met het aardoppervlak. Deze menging heeft tot gevolg dat er een windprofiel ontstaat, waarin de horizontale wind gelijkmatig toeneemt met toenemende hoogte. In de loop van de avond, als de uitstraling groter wordt dan de instraling, koelt het aardoppervlak af en daarmee de aangrenzende luchtlaag. Er ontstaat aan de grond een *stralingsinversie*, die in de loop van de avond groeit. In figuur 7.13a is de toestandskromme getekend op een voorjaarsdag om 15 UTC. De opbouw in de onderste laag van de atmosfeer verloopt dan ongeveer droog-adiabatisch.

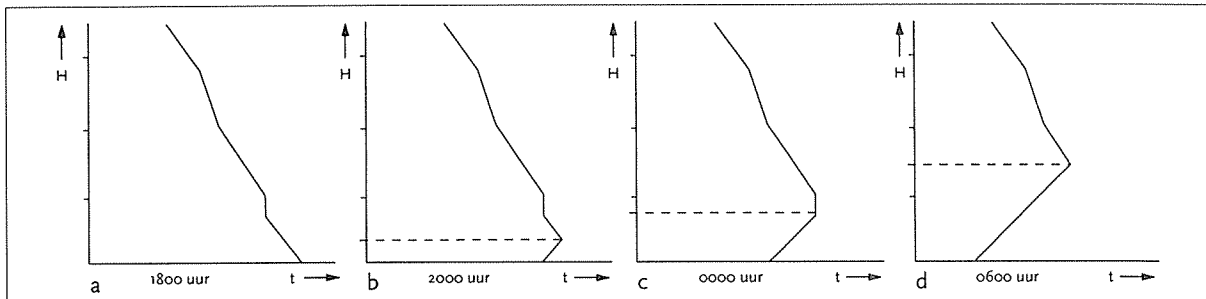


Figuur 7.12.  
Uitwisseling windprofiel door convectie of turbulentie

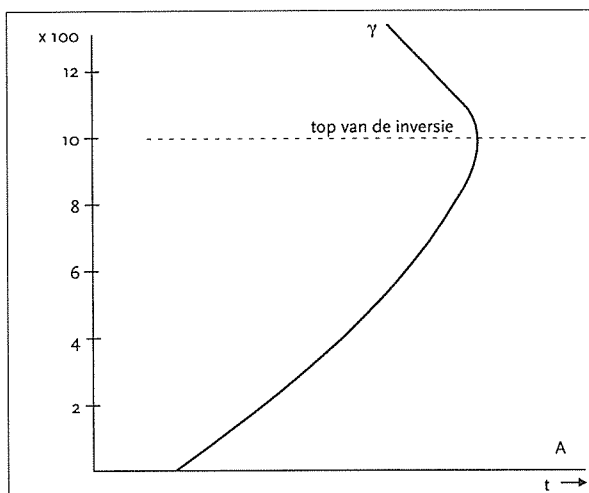
Om 20.00 hr is er een kleine stralingsinversie ontstaan in de dunne laag, die in contact staat met het afkoelende aardoppervlak (figuur 7.13b).

In de loop van de avond en nacht daalt de bodemtemperatuur en groeit de inversie met de hoogte.

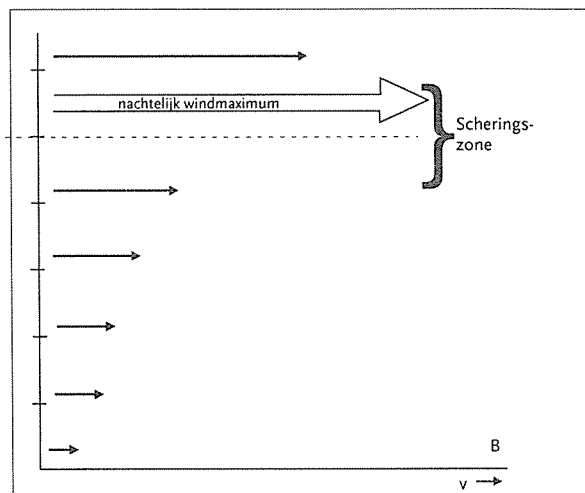
De inversie bereikt zijn maximale hoogte enige tijd na zonsopkomst. (figuur 7.13d). Tijdens de nachtelijke uren kan aan de top van een inversie de wind harder waaien dan de geostrofische wind. Deze supergeostrofische wind heet het *nachtelijk windmaximum* (figuur 7.15. en 7.16). Dit nachtelijk windmaximum ontstaat doordat de van boven komende kinetische energie niet meer door verticale luchtbevinging aan de onderste luchtlaag wordt doorgegeven.



Figuur 7.13. Vorming grondinversie



Figuur 7.14 Stralingsinversie



Figuur 7.15  
Bijbehorend windprofiel met nachtelijk windmaximum

# Vragen over hoofdstuk 1 t/m 7

- vraag 1**
- Waarop berust de indeling van de atmosfeer?  
Noem de verschillende "sferen" van de dampkring.
  - Wat is kenmerkend voor de troposfeer?  
Tot welke hoogte strekt de troposfeer zich uit in de ICAO-standaard-atmosfeer?
  - Wat is volgens u het belangrijkste gas in de aardse atmosfeer en waarom vindt u dat?
  - Welk gas is belangrijk in de *stratosfeer* en waarom?
  - De dichtheid van *vochtige* lucht is afhankelijk van .....
- vraag 2**
- Leidt af waarom de druk van een 76 cm hoge kwikkolom in een buis van Torricelli = 1013 hPa.
  - Een mengsel van lucht en waterdamp (zg. "vochtige" lucht) is lichter/zwaarder dan lucht, die geen waterdamp bevat.
  - De grootte van de gradiëntkracht ( $F_{grad}$ ) hangt af van .....
  - Geef de definitie van de geostrofische wind. Wat is het verschil met de gradiënt wind?
  - Wanneer is er sprake van een ageostrofische wind?  
Welke gevolgen heeft het optreden van een ageostrofische wind in de atmosfeer?
- vraag 3**
- Wat zijn de gevolgen voor de geostrofische wind en de gradiëntwind bij contact met het aardoppervlak, dus bij het optreden van wrijving?
  - Bij *dezelfde* gradiënt waait de wind rond een hoge- en een lagedrukgebied niet met dezelfde snelheid. Dit geldt ook voor *gekromde* isobaren of isohypsen in het algemeen. Welke belangrijke gevolgen heeft dit in de atmosfeer?
  - Waarom uit de wrijvingskracht zich bij de wind aan het aardoppervlak?
  - Als er op het zuidelijk halfrond sprake is van een ZO-wind, hoe is de gradiënt kracht dan gericht?
  - De Corioliskracht  $F_{cor} = 2 v \Omega \sin \phi$ .  $F_{cor}$  hangt dus af van de geografische breedte. Waar is deze kracht het kleinst en wat volgt daaruit?
- vraag 4**
- Op een basis op de Zuidpool wijst de thermometer -40 graden aan. Fahrenheit of Celsius?
  - Waarom kan de temperatuur van een luchtmasse veranderen?
  - De zon straalt energie in de vorm van straling naar de aarde. Niet alles komt ten goede aan het aardoppervlak. Het systeem atmosfeer-aarde reflecteert een deel naar de hemelruimte (het albedo). Hoeveel procent is dat? En hoeveel procent komt ten slotte aan het *aardoppervlak* ten goede?
  - De aarde straalt ook energie uit. In welk golflengtegebied? Verdwijnt deze straling naar de hemelruimte? Als dit niet het geval is, waarom wordt de aarde dan niet steeds warmer?
  - Welk deel van het *aardoppervlak* wordt volgens u het warmst als de zon er op schijnt: een zee-oppervlak, kale rots, droog zand, nat zand, een vers sneeuwdek, een ijsvlakte, grasland?

- vraag 5**
- Wanneer is  $t=t_w=t_d$ ?
  - Wat verstaat men onder: de relatieve vochtigheid, de mengverhouding?
  - Zuivere waterdruppeltjes bevriezen pas bij  $-40^\circ\text{C}$  en lager. In de atmosfeer komen echter al bij veel hogere temperaturen ijskristallen voor. Hoe komt dat?
  - Als er eenmaal bij een temperatuur onder nul veel kristalletjes en druppeltjes naast elkaar bestaan, groeien de kristalletjes en verdampen de druppeltjes. Waar om?
  - Hoe heet dit proces en waarvoor is het belangrijk? (zie hoofdstuk 8).
- vraag 6**
- Als een wolk uitsluitend druppeltjes bevat, kan er (in een aantal gevallen) toch neerslag worden gevormd. Door welke oorzaken?
  - Wat verstaat men onder de toestandskromme?
  - Wat verstaat men onder:
    - een absoluut stabiele atmosfeer
    - isothermie
  - Wat verstaat men onder het nachtelijk windmaximum en hoe ontstaat het?
  - Wat is *voorwaardelijke* onstabieliteit en wat *potentiële* onstabieliteit?
- vraag 7**
- Wat verstaat men onder een adiabatisch proces?
  - Hoe komt het dat de verzadigd-adiabaten op grote hoogte bijna dezelfde helling krijgen als de droog-adiabaten?
  - Hoe groot is de temperatuurgradiënt (per 100 m):
    - in de standaardatmosfeer
    - bij droog-adiabatische opbouw van de atmosfeer
    - bij verzadigd-adiabatische opbouw in de onderste 1500 m
  - Turbulentie (in de wrijvingslaag) maakt dat de toestandskromme gaat verlopen volgens de .....
  - Wanneer ontstaat advectionele mist?
- vraag 8**
- Teken in een  $\Theta_s$ -p-diagram de weg, die een pakketje lucht volgt, indien:
- De lucht bij een bergketen arriveert met  $t = 14^\circ\text{C}$  en een relatieve vochtigheid = 80%.
  - De top van de bergketen reikt tot een hoogte van 3500 m.
  - De lucht tijdens het opstijgen de helft van haar waterdamp verliest.
  - Het dal achter de bergketen 500 m hoger ligt dan aan de loefzijde.
  - Met welke temperatuur komt de lucht in het dal aan?

KON. NED. MET. INSTITUUT  
 $\theta_{SP}$  DIAGRAM



II/iii

Datum

/ /

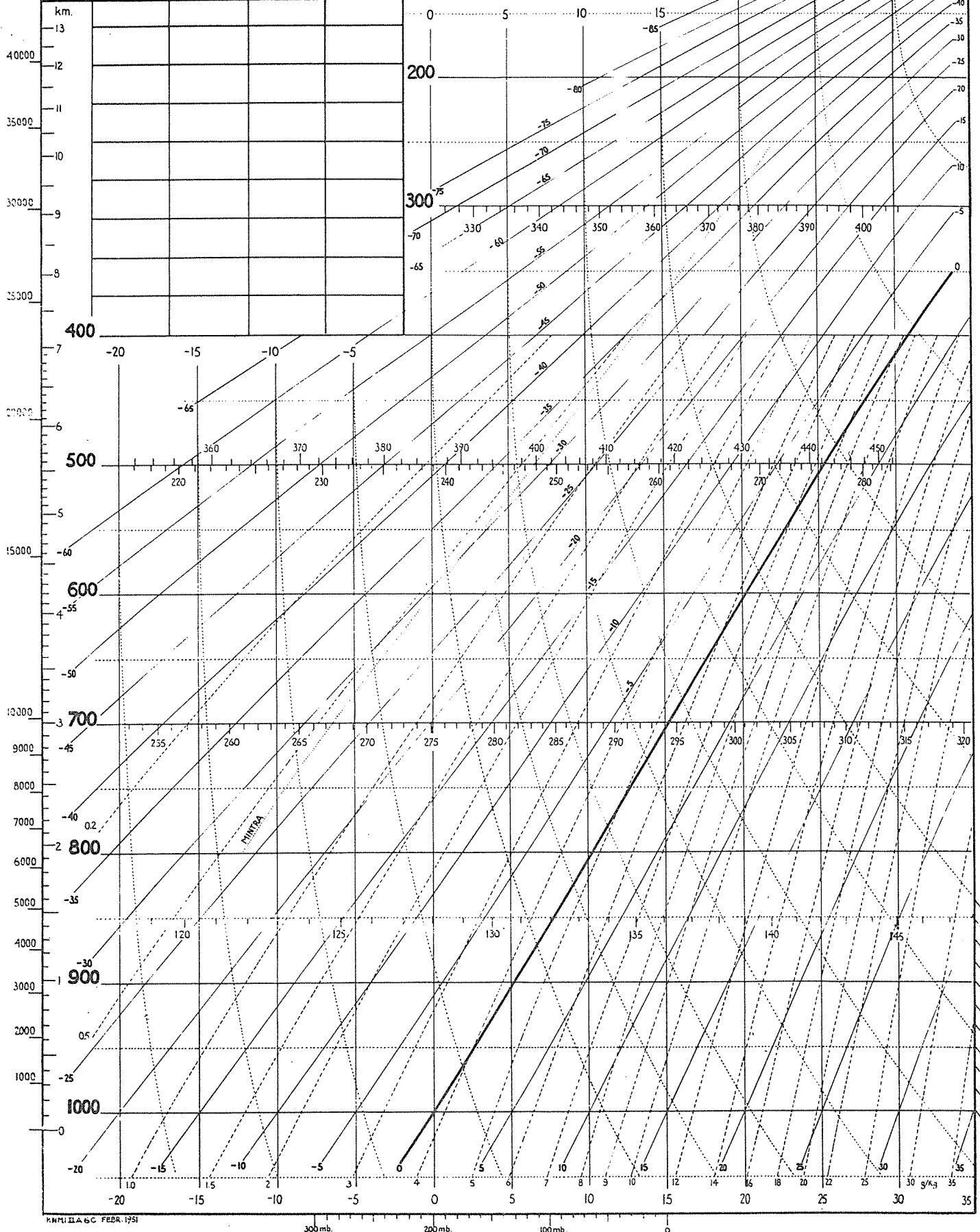
TgTg

Gg gg

Z

Par:

20 25 30  
 100 -50





# Antwoorden hoofdstuk 1 t/m 7

- antwoord 1**
- Op het verschil in temperatuurgradiënt tussen de sferen. Troposfeer, stratosfeer, mesosfeer, thermosfeer.
  - In de troposfeer speelt het weer zich af.  
Tot een hoogte van ongeveer 11 km.
  - Waterdamp (voor de vorming van neerslag), zuurstof (voor de ademhaling van planten en dieren), kooldioxide (voor de fotosynthese bij planten en vanwege het broeikaseffect), ozon (beschermende functie van de ozonlaag tegen UV-straling en vorming van fotochemische smog nabij het aardoppervlak), zwaveldioxide (vanwege de zure regen).
  - Ozon. Dit gas beschermt het dierlijk en plantaardig leven tegen schadelijke UV-straling.
  - De mengverhouding.
- antwoord 2**
- $0,76 \times 13600 \times 9,83 = 101300 \text{ N/m}^2 = 101300 \text{ Pa} = 1013 \text{ hPa}$ .
  - Lichter.
  - De luchtdrukgradiënt en de dichtheid van de lucht.
  - De geostrofische wind waait zonder wrijving tussen rechtlijnige evenwijdige isobaren.
  - Er is sprake van een ageostrofische wind als de isobaren niet evenwijdig lopen. Er treedt dan convergentie of divergentie op.
- antwoord 3**
- Snelheidsvermindering en verandering van richting (krimping).
  - Er treedt convergentie of divergentie op.
  - In vertraging, krimping en turbulentie (vlagerigheid).
  - Van zuid naar noord.
  - Aan de evenaar. De wind waait er loodrecht op de isobaren, er kunnen daardoor geen grote luchtdrukverschillen ontstaan.
- antwoord 4**
- Fahrenheit én Celsius! Reken maar na.
  - Door warmteoverdracht door contact (geleiding), door straling en door stroming. Verder door adiabatiese expansie en compressie en ten slotte door condensatie, verrijping en verdamping.
  - Het albedo van de aarde bedraagt 30%. Aan het aardoppervlak komt 48% van de totale inkomende straling ten goede.
  - In het infrarood (10 micrometer). Nee, deze aardse warmtestraling wordt voor een groot deel geabsorbeerd door de atmosfeer. Er stelt zich een nieuw stralings-evenwicht in.
  - Droog zand en kale rots. De laatste vooral bij zwarte kleur.
- antwoord 5**
- Bij een relatieve vochtigheidsgraad van 100%.
  - (gemeten waterdampdruk : maximaal mogelijke waterdampdruk) x 100. Aantal grammen waterdamp per kg droge lucht.
  - Door de aanwezigheid van vrieskernen.
  - Door het verschil in verzadigingsdampdruk.
  - Het Wegener-Findeisen-Bergeronproces. Dit proces is van essentieel belang voor de neerslagvorming.

- antwoord 6**
- a. Door het coalescentieproces, dat ingeleid kan worden door het verschil in verzadigingsdampdruk tussen:
    - 1. koude druppels en warme druppels
    - 2. grote druppels en kleine druppels
    - 3. druppels met opgeloste stoffen en zuivere druppels.
  - b. Het temperatuurverloop met de hoogte op een bepaalde plaats op een bepaald tijdstip.
  - c.
    - 1. de atmosfeer is stabiel voor droog- en verzadigd-adiabatische processen.
    - 2. de temperatuur verandert niet met toenemende hoogte.
  - d. De supergeostrofische wind aan de top van een stralingsinversie. Door het ontbreken van verticale winden in de inversielaag, waardoor kinetische energie niet meer kan worden doorgegeven.
  - e. Voorwaardelijke onstabieliteit: de atmosfeer is onstabiel voor verzadigd-adiabatisch opstijgende lucht, maar stabiel voor droog-adiabatisch opstijgende lucht. Potentiële onstabieliteit: een luchtlag wordt onstabiel bij optilling (i.h.a. indien een droge laag ligt boven een vochtige laag).

- antwoord 7**
- a. Een adiabatisch-proces is een proces waarbij geen warmte uitwisseling met de omgeving plaats vindt.
  - b. Doordat de atmosfeer op grotere hoogte steeds kouder wordt en daardoor steeds minder waterdamp kan bevatten.
  - c.
    - 1.  $0,65^{\circ}$  C per 100 m.
    - 2.  $0,96^{\circ}$  C per 100 m.
    - 3.  $0,45^{\circ}$  C per 100 m.
  - d. Droog-adiabaat of verzadigd-adiabaat, afhankelijk van de mate van verzadiging met waterdamp.
  - e. Advectieve mist ontstaat wanneer warme, vochtige lucht stroomt over een koude ondergrond.

- antwoord 8** De lucht komt in het dal aan met een temperatuur van  $20^{\circ}$  C.



# 8. De vorming van mist, wolken en neerslag

## 8.1. Definitie van een wolk

Een wolk is een verzameling uiterst kleine waterdruppeltjes of ijskristalletjes (of beide), zwevend in de atmosfeer. Een wolk kan ook grotere waterdruppels (regen) of ijsdeeltjes (sneeuw) bevatten, de zogeheten neerslagelementen. De druppeltjes of kristalletjes kunnen verontreinigende stofdeeltjes bevatten.

## 8.2. Mist

### 8.2.1. De definitie voor mist

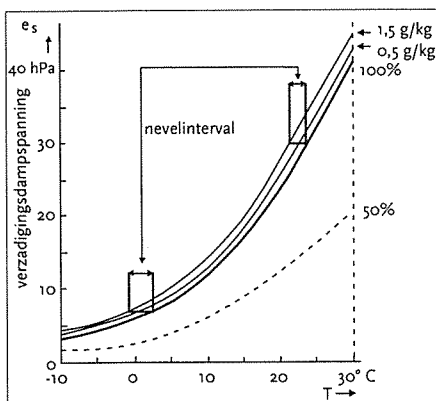
Mist is een wolk aan het aardoppervlak. Bij mist verslechtert het zicht tot waarden beneden 1000 m door kleine waterdruppeltjes in de atmosfeer. Wanneer de mist zich *beneden ooghoogte* bevindt spreekt men van *grondmist*. Om een duidelijk onderscheid te kunnen maken, volgen hier ook de definities voor *nevel* en *heiligheid*.

Bij *nevel* verslechtert het zicht eveneens door waterdruppeltjes, maar het wordt niet minder dan 1000 m.

*Heiligheid* is een verslechtering van het zicht door *stofdeeltjes*, rookdeeltjes en andere verontreinigingen. Tegen een donkere achtergrond krijgt de lucht overdag een paars-blauwe tint, tegen een lichte achtergrond een geel- of roodachtige. Deze kleurveranderingen zijn heel kenmerkend voor heiligheid.

### 8.2.2. Vorming van mist

Mist vormt zich in lucht, waarin (nagenoeg) geen stijgende beweging plaats vindt. De temperatuurafname, nodig voor condensatie van de waterdamp, vindt dus niet plaats door adiabatische expansie, maar door contact met een afgekoeld aardoppervlak of door menging met koudere lucht. De vorming van mist is een *isobarisch proces*. Uit onderzoek blijkt, dat er voor de vorming van mist een kleine oververzadiging met waterdamp nodig is. Voor de vorming van dunne mist bedraagt die 0,5 g waterdamp per kg lucht en voor dichte tot zeer dichte mist 0,5 tot 1,5 g/kg. Het gebied tussen de 100% curve en de krommen, die respectievelijk een oververzadiging van 0,5 en 1,5 g/kg aangeven, wordt het *nevelinterval* genoemd (figuur 8.1).



Figuur 8.1.  
Grootte van het nevelinterval is  
temperatuurafhankelijk

In figuur 8.1. is goed te zien dat het nevelinterval bij lage temperaturen breder is dan bij hoge. Bij lage temperaturen komt mistvorming daardoor moeilijker opgang, de lucht moet meer afkoelen. In het algemeen kan opgemerkt worden, dat mist kan ontstaan tengevolge van afkoeling van lucht door uitstraling kan ontstaan of door contact met een koud aardoppervlak. Mist kan ook ontstaan door toevoer van waterdamp in de lucht of menging van koude met warme en vochtige lucht.

### 8.2.3. De verschillende mistsoorten en hun ontstaanswijzen

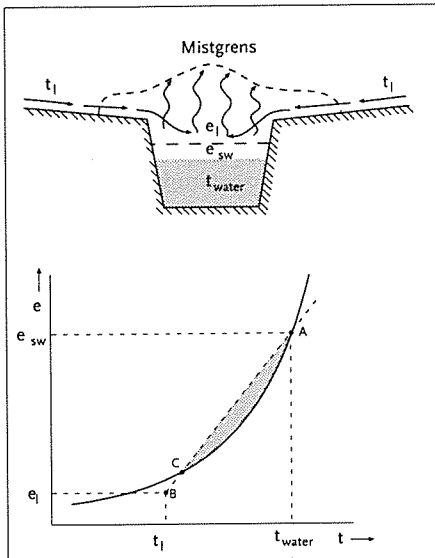
#### Slootmist

Slootmist ontstaat in heldere nachten wanneer lucht, die boven de weilanden is afgekoeld, afvloeit naar lager gelegen warme sloten. Door verdamping, diffusie en menging ontstaat een stijgende relatieve vochtigheid, welke uiteindelijk tot mistvorming leidt.

#### Arctische zeerook

Arctische zeerook ontstaat als koude continentale lucht-massa over een warmer zeeoppervlak strijkt. Dit komt veel voor in arctische gebieden boven warme zeestromin-

gen. Een kunstmatige vorm van arctische zeerook ontstaat bij hevige koude boven warme grachten en kanalen, speciaal als daar warm koelwater van elektrische centrales in geloosd wordt.



Figuur 8.2  
Vorming van mengingsmist

Het ontstaan van slootmist en arctische zeerook is met behulp van figuur 8.2. te verklaren. De koude lucht met een temperatuur  $t$  lucht en een dampspanning  $e_l$  stroomt uit over het water met een temperatuur  $t_{\text{water}}$  en vlak daarboven een dun laagje lucht, waarin de maximale dampspanning  $e_s$  water heerst (figuur 8.2a).

Aangezien de opbouw onstabiel wordt (de warmste lucht onder en de koude boven), zal door menging de temperatuur en dampspanning ongeveer volgens de lijn AB gaan lopen (figuur 8.2b.). De maximale dampspanningskromme ligt in het gebied AC rechts van de rechte lijn AB: er heerst in het gearceerde gebied oververzadiging, waardoor slootmist of arctische zeerook ontstaat. Dit is een vorm van *mengingsmist*.

#### Regenmist

Regenmist ontstaat als regendruppels door koude lucht vallen. Er kan echter ook een laagvormige bewolking (stratus) ontstaan. Regenmist doet zich in het algemeen voor als regen uit een hoger gelegen bewolking door luchtlagen valt, die in de omgeving van het aardoppervlak een betrekkelijk lage temperatuur bezitten. Zo'n situatie komt voor tijdens de passage van een warmtefront. Deze mist wordt dan ook *frontale mist* genoemd. Toch kan ook in oorspronkelijk warme en vochtige lucht regenmist ontstaan, en wel als er tijdens een hevige bui veel neerslag valt, die de lucht aan het aardoppervlak afkoelt en waterdamp toevoegt. Deze mist komt bijvoorbeeld voor bij rustig weer na een onweersbui; regenmist blijft meestal niet lang hangen.

#### Stralingsmist

Stralingsmist ontstaat bij zwakke wind en helder weer door de nachtelijke uitstraling, die aan het aardoppervlak een grote temperatuurdaling veroorzaakt.

#### Advectieve mist

Advectieve mist ontstaat als warme massa (dat is een luchtmasse, die warmer is dan het oppervlak waarover ze stroomt) afkoelt; boven land wanneer het aardoppervlak kouder is, en boven zee wanneer het zeewater kouder is dan de lucht, die er overheen stroomt. In het voorjaar ontstaan bij een betrekkelijk warme zuidoosten wind dikwijls uitgestrekte mistvelden boven de nog koele Noordzee.

### 8.3. De vorming van wolken

#### 8.3.1. De rol van de stabiliteit

Wolken vormen zich hoofdzakelijk door afkoeling tijdens stijgende bewegingen van de lucht (door convectie, optilling, opgliding of grootschalige stijgbewegingen). De afkoeling vindt plaats volgens een *adiabatisch proces*; aanvankelijk droog-adiabatisch, maar zodra de lucht verzadigd is *verzadigd-adiabatisch*.

De hoogte waarop condensatie plaats vindt (*Convectieve Condensatie Niveau, CCN*) hangt af van de relatieve vochtigheid van de stijgende lucht. Dat niveau ligt lager, naarmate de lucht vochtiger is. Wolken kunnen bestaan uit uiterst kleine waterdruppeltjes (diameter  $\leq 0,1$  mm), uit een mengsel van waterdruppeltjes en ijskristalletjes of alleen uit ijskristalletjes. De kleine waterdruppeltjes en ijskristalletjes worden wolkelementen genoemd.

Het  $0^\circ$  C niveau is de hoogte, waarop de temperatuur bij toenemende hoogte overgaat van positieve naar negatieve waarden. Beneden het  $0^\circ$  C niveau komen uitsluitend waterdruppeltjes voor. Boven dat niveau komen tot het niveau van  $-12^\circ$  C voornamelijk onderkoelde waterdruppeltjes voor en slechts weinig ijskristallen.

Er zijn daar twee oorzaken voor:

- In de laag tussen de 0° C en -12° C komen van nature veel minder vriescernen dan condensatiekernen voor.
- Vriescernen zijn bij temperatuurwaarden, die hoger liggen dan -12° C, nog weinig actief.

De soort bewolking die gevormd wordt, hangt af van de verticale evenwichtstoestand van de atmosfeer:

Bij *onstabiliiteit*: wolken van het geslacht Cu of Cb (ontstaan door convectie).

Bij *stabiliiteit*: wolken van de geslachten Cs, As en Ns, dikwijls in elkaar overgaand en veelal samen een dikke laag vormend (ontstaan door grootschalige langzame stijgbewegingen). Bij lage vochtigheid komt deze bewolking meestal in afzonderlijke lagen voor, waarbij de onderste laag van het Stratocumulustype is.

Bij *potentiële onstabiliiteit*: wolken van het geslacht Cb, zodra de opbouw van de atmosfeer door optilling voorwaardelijk onstabiel is geworden. Voordat de voorwaardelijke onstabiliiteit ontstaat wordt door de optilling eerst een Cs-As-Ns-systeem gevormd.

### 8.3.2. Stijgende luchtbewegingen

De stijgende bewegingen, noodzakelijk voor de vorming van wolken (en neerslag), kan men onderscheiden in geordende en ongeordende.

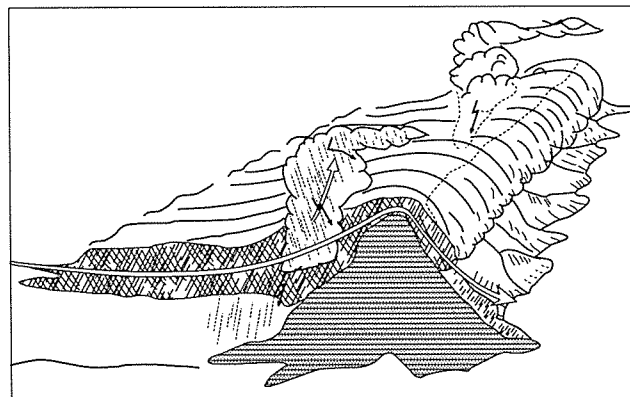
Geordende stijgende bewegingen

- Langzaam stijgende bewegingen van een luchtmassa in en convergentiegebieden.
- Stijging van lucht tegen een berghelling.
- Stijging van lucht tegen een frontvlak.
- Stijging bij de ontwikkeling van frontale golven.
- Stijging in de opgaande tak van lijgolven achter bergketens (Alto cumulus lenticularis).

Golven kunnen ook ontstaan als twee stabiele luchtlagen met verschillende snelheid en/of richting langs elkaar bewegen. In de toppen van de golven ontstaan dan wolken van het *undulatus-type*.

Wanneer de stijgende luchtmassa stabiel is en blijft, ontstaat er laagvormige bewolking, maar als de lucht potentieel onstabiel is kunnen er in deze laagvormige bewolking hier en daar buienwolken van het type Cumulonimbus (Cb) ontstaan.

Omdat deze Cb's zijn ingebed in de laagvormige wolken worden ze "embedded" Cb's genoemd (figuur 8.3).



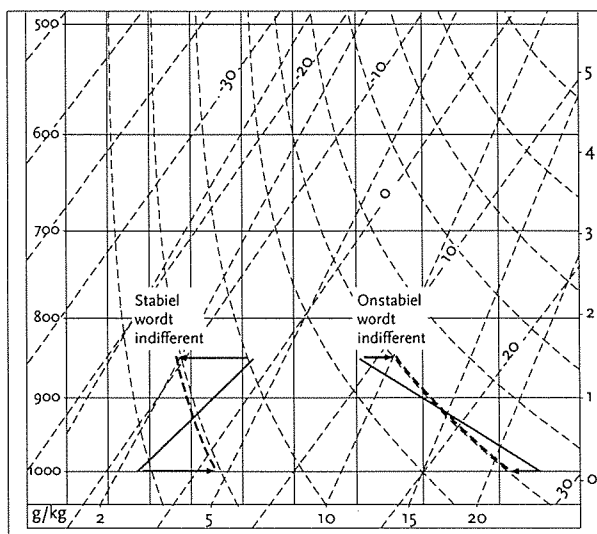
**Figuur 8.3**  
Vorming van Cb-wolken "Embedded Cb's" boven een helling bij potentiële onstabiliiteit

Ongeordende stijgende bewegingen

- In wervels die door de wind zijn opgewekt (turbulentie).
- In convectieve bewegingen in onstabiele lucht.

Turbulentie beïnvloedt het verloop van de toestandskromme in de turbulente laag.

In figuur 8.4, rechts, is de opbouw onstabiel, terwijl de lucht onverzadigd is. De lucht, die in de turbulente wervels een stijgende beweging ondergaat, zal



Figuur 8.4 Indifferentie door turbulentie

ondanks adiabatische afkoeling, warmer blijven dan de omgeving, terwijl de dalende lucht kouder blijft dan de omgeving. Het gevolg is, dat de bovenste luchtlaag verwarmd wordt en de onderkant van de turbulente laag afkoelt. Daardoor wordt de opbouw van de turbulente laag op den duur indifferent dat wil zeggen de toestandskromme valt dan samen met de droog-adiabaat. Bij een stabiele laag wordt de bovenlaag afgekoeld en de onderlaag opge-

warmd tot de opbouw indifferent is, zie figuur 8.4 links. Als een turbulente laag verzadigd is, zal de toestandskromme op den duur samenvallen met de verzadigd-adiabaat.

#### Turbulentiestratus

Het effect van de turbulentie kan het best geïllustreerd worden in de figuur 8.5. Daarin is de curve a de toestandskromme, en c de dauwpuntskromme, vòòrdat de turbulentie door wrijving met het aardoppervlak merkbaar is. Door het toenemen van de windsnelheid in de loop van de dag zal de turbulentie groter worden en zal in de turbulente laag uiteindelijk een droogadiabatische opbouw ontstaan met daarboven, in aansluiting met de ongestoorde toestandskromme, een wrijvingsinversie. Deze nieuwe opbouw wordt aangegeven met curve b. De turbulentie zal ook tot gevolg hebben, dat de waterdamp gelijkelijk door de turbulente laag verdeeld wordt: met andere woorden er ontstaat een overal gelijke gemiddelde mengverhouding en de nieuwe dauwpuntscurve verloopt als een mengverhoudingslijn d.

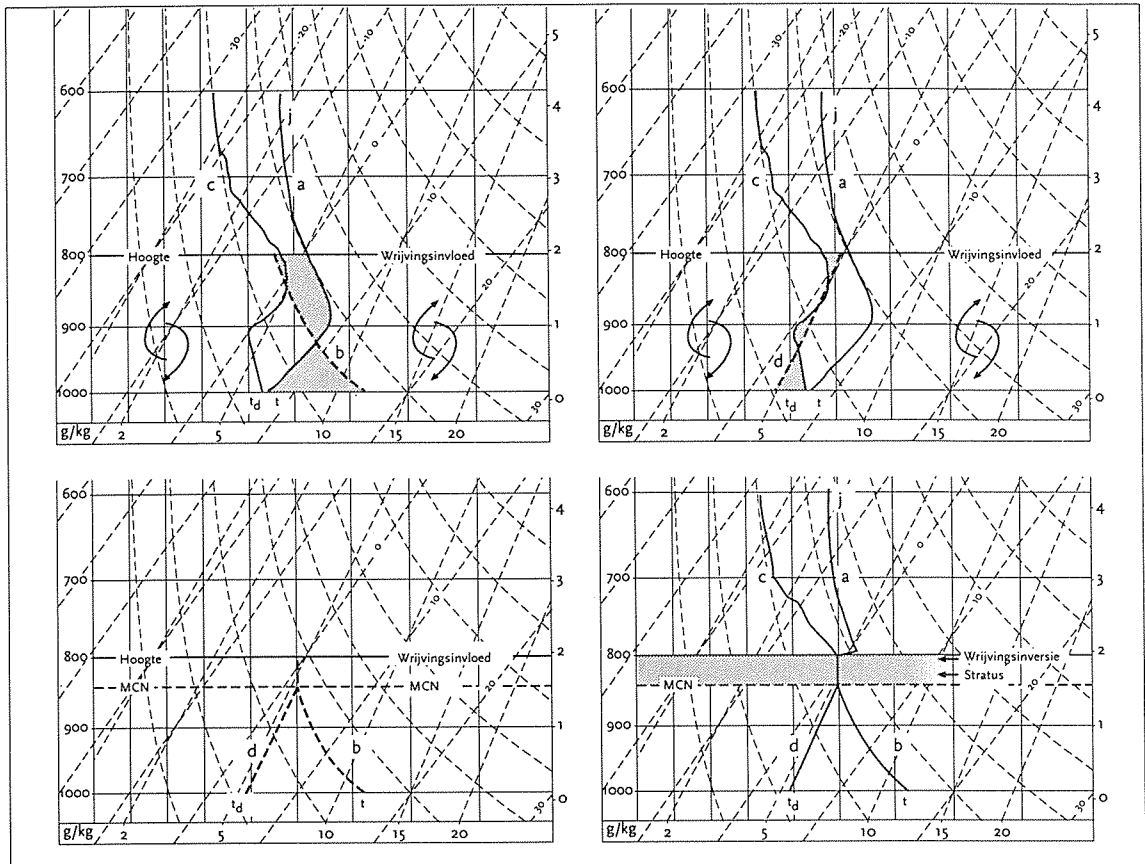
Bovenin de laag vindt dus afkoeling plaats en als het waterdampgehalte groot genoeg is, snijdt de dauwpuntskromme d de nieuwe toestandskromme b op het niveau, aangegeven met MCN (Mengings Condensatie Niveau). Boven het MCN is de lucht dus verzadigd, verloopt de toestandskromme verzadigd-adiabatisch en ontstaat bewolking, de zogenoemde turbulentiestratus.

Aan de top van de wrijvingslaag moet de nieuwe toestandskromme weer aansluiten aan de oude, niet veranderde toestandskromme. Daar ontstaat een *inversie*, de wrijvingsinversie. De top van de stratuslaag reikt tot deze inversie. De hoogte van de wrijvingsinversie kan men met de volgende vuistregel berekenen:

$$\text{hoogte in m} = 40 \times \text{de windsnelheid in m/s}$$

Uit de figuur blijkt ook, dat de wolkenbasis omhoog gaat als:

- de windsnelheid toeneemt (hogere top turbulente laag)
- het aardoppervlak warmer wordt (ook bij advection)
- Er menging met drogere lucht plaats vindt (samenhangend met toenemende wind)



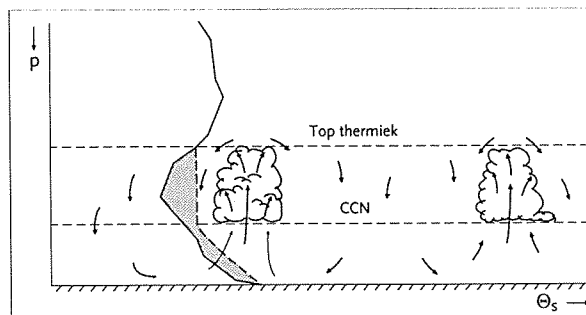
Figuur 8.5 Vorming van turbulentiestratus

En de basis lager komt te liggen als:

- de windsnelheid afneemt
- het aardoppervlak afkoelt (ook bij advection)
- de vochtigheid toeneemt (bijvoorbeeld bij transport over een wateroppervlak of over een loofbos).

#### Convectie

Convectie treedt op bij verwarming van de grond door felle zonneshijn. De sterk verwarmde grond verwarmt de lucht er dicht boven, waardoor bij de geringste storing een krachtige stijgende beweging ontstaat, convectie of thermiek. Het tekort aan lucht aan de grond ten gevolge van de opstijgende luchtbellens wordt onder andere vanuit de bovenlucht aangevuld door middel van een naar beneden gerichte tegenstroming, zie fig. 8.6.



Figuur 8.6  
Omlaaggerichte tegenstroom tussen rijen cumuluswolken

Zoals bekend neemt de temperatuur van droge lucht  $1^\circ \text{C}$  per 100 m stijging af (droog-adiabatische temperatuur-gradiënt). Het dauwpunt van opstijgende lucht neemt  $0,2^\circ \text{C}$  per 100 m stijging af.

Deze waarde geldt voor de onderste 1000 tot

1500 m in de atmosfeer. Na elke 125 m *stijging komen t en t<sub>d</sub>* dan bijna 1° C dichter bij elkaar. Zo kan theoretisch de hoogte van de wolkenbasis worden berekend: namelijk daar, waar het snijpunt van t en t<sub>d</sub> ligt, gaat condensatie optreden.

$$\text{wolkenbasis } h \text{ (m)} = 125 (t - t_d)$$

Convectieve bewolking ontstaat als de onderste luchtlaag absoluut onstabiel is en de temperatuur in het condensatieniveau hoger is dan de omgevingstemperatuur op dezelfde hoogte. De met waterdamp verzadigde lucht stijgt dan verder.

*Onstabieliteit wordt teweeggebracht door:*

- verwarming aan de onderzijde van de luchtlaag
- afkoeling boven in de luchtlaag
- optilling of verzadiging van een potentieel onstabiele luchtlaag
- een combinatie van twee of drie voorwaarden.

Boven land is er een duidelijke dagelijkse gang van de convectieve bewolking: boven zee minder, daar treedt convectieve activiteit in de nacht op. Waarom?

### 8.3.3. Erosie van wolken

De volgende processen hebben tot gevolg, dat de toppen van de Cumuluswolken lager en de bases hoger liggen dan men op grond van het verloop van de temperatuur- en de dauwpuntskromme in het  $\Theta_s$ -p-diagram zou verwachten.

#### *Entrainment*

Door het binnendringen van drogere omgevingslucht in de wolk en het ontsnappen van lucht uit de wolk blijkt, dat in een wolk in werkelijkheid geen verzadigd-adiabatische opbouw heerst. De temperatuur en vochtigheid zijn lager dan men zou verwachten.

Tegenstromingen doen het temperatuurverschil tussen de opstijgende wolken"bel" en de omgevingslucht afnemen.

De convectie neemt af. Verdamping aan de rand van de wolk en in de top vreet de wolk aan.

## 8.4. Wolkengeslachten en hun hoogtes

Wolkensoorten kunnen veel zeggen over het heersende weer en, als men ervaring krijgt, ook iets over de ontwikkeling van het weer in de komende paar uren. Hoewel de soorten in allerlei variaties voorkomen en er dikwijls overgangsvormen zijn, is het toch mogelijk een aantal hoofdvormen te onderscheiden, die *wolkengeslachten* worden genoemd.

De basis voor deze indeling is reeds gelegd in 1803, door de Engelse apotheker *Luke Howard*.

De Wereld Meteorologische Organisatie heeft een internationaal aanvaarde wolkenatlas samengesteld, waarin de bewolking wordt onderscheiden in 10 geslachten, die weer worden onderverdeeld in soorten en variëteiten. Zoals in de plant- en dierkunde gebruikelijk is, worden ook de wolken met latijnse of latijns-aandoende namen benoemd.

Hier zullen we ons beperken tot de 10 geslachten: Cirrus (Ci), Cirrostratus (Cs), Cirrocumulus (Cc), Altostratus (As), Altocumulus (Ac), Nimbostratus (Ns), Cumulus (Cu), Cumulonimbus (Cb), Stratus (St) en Stratocumulus (Sc). Door een wolkenatlas te gebruiken en veel naar wolken te kijken, krijgt men routine in het benoemen van soorten en variëteiten en het schatten van de basishoogte van wolken.

Men brengt de wolken onder in drie etages. Alle drie bevinden zich die in de troposfeer.

Etage/wolk	Tropen	Gem. breedten	Poolstreken
Bovenste	Ci		
	Cs	6-18 km	5-13,5 km
	Cc		3-4,5 km
Middelste	As		
	Ac	2-7,5 km	2-7,5 km
Onderste	Sc		
	St	0-2 km	0-2 km
	Cu		
	Ns		

In het schema staan de niveau's waarop de verschillende etages zich bevinden. De weergegeven hoogten zijn slechts gemiddelden. Er komen, afhankelijk van de luchtsoorten en het seizoen, flinke variaties in voor. De etages overlappen elkaar dan ook. Cumulonimbus (Cb) strekt zich over alle etages uit. Wolken, die in de bovenste, middelste en onderste etage voorkomen, worden respectievelijk hoge, middelbare en lage wolken genoemd.

## 8.5. De vorming van neerslag

### 8.5.1. Condensatiekernen, vrieskernen en wolkenelementen

Wanneer omhoog bewegende lucht verzadigd raakt met waterdamp en dan nog verder afkoelt, zal het teveel aan waterdamp condenseren of sublimeren. Daarvoor zijn condensatie- en/of vrieskernen nodig. Op condensatie-kernen condenseert de waterdamp en vormt zo kleine waterdruppeltjes. Als er geen condensatiekernen in de lucht aanwezig zouden zijn, zou het condensatieproces moeilijk op gang komen. In uiterst schone lucht, dus zonder dergelijke kernen, treedt pas spontaan condensatie op als de relatieve vochtigheid een waarde heeft bereikt van ongeveer 400%.

**Vraag:** waarom kunnen in zuivere lucht geen waterdruppeltjes ontstaan?

Er zijn altijd meer dan voldoende condensatiekernen in de lucht om het condensatieproces bij een relatieve vochtigheid van iets boven de 100% te laten beginnen. De concentratie varieert van een paar duizend per  $\text{cm}^3$  boven schoon platteland tot meer dan een miljoen per  $\text{cm}^3$  boven steden en industriegebieden. De grootte van de kernen varieert van 0,001 tot 1 micrometer (1 micrometer = 0,001 mm). Condensatiekernen, die door de natuur worden geproduceerd, zijn zeezoutkristallen en zouten afkomstig uit zoutwoestijnen, klei- en zandstof, deeltjes afkomstig van bosbranden of vulkaanuitbarstingen, gecondenseerde druppeltjes van door planten geproduceerde gassen (terpenen) en nog vele andere deeltjes.

Condensatiekernen afkomstig van menselijke activiteiten zoals industrie en verkeer, zijn gesublimeerde zoutkristallen van allerlei aard en druppeltjes geconcentreerde zoutoplossingen en zuren, zoals ammoniumsulfaat, zwavelzuur en salpeterzuur (afkomstig uit de industrie) en organische verbindingen van allerlei aard (afkomstig van het verkeer). Hoge concentraties stikstofverbindingen veroorzaken de milieuvriendelijke zure regen, waaraan ook de bio-industrie haar bijdrage levert. Sommige zouten en zuren zijn hygroscopisch, dat wil zeggen dat ze van nature waterdampmoleculen aantrekken, die er op condenseren. Op hygroscopische condensatiekernen kan het condensatieproces al bij een relatieve vochtigheid van 70% beginnen.

*Vrieskernen* zijn vrij grote kernen van 5 tot 50 micro-meter, waarvan er slechts 0,1 tot 10 per  $1000 \text{ cm}^3$  (1 liter) voorkomen.

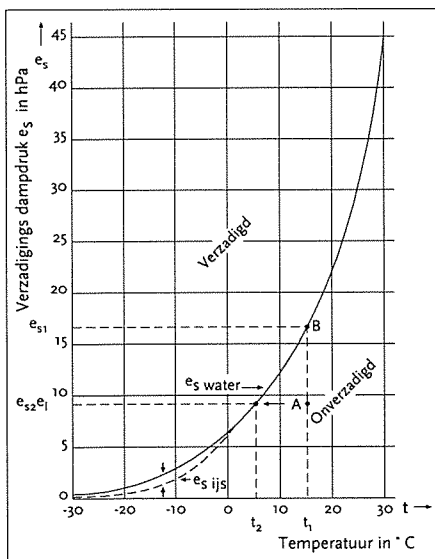
Het zijn fijne splintertjes afkomstig van rotsen, en minerale deeltjes afkomstig uit

klei- en andere bodems. Ze moeten, onder de microscoop gezien, naast afgeronde, tenminste enkele puntige uitsteeksels hebben, zoals bij sneeuw kristallen. Zilverjodide-kristallen lijken veel op sneeuw kristallen. Zij zijn dan ook uitstekend geschikt als vrieskernen. Reeds aanwezige, afgebroken fragmenten van ijskristallen zijn de beste vrieskernen. Bijna alle soorten vrieskernen zijn het meest effectief bij  $-12^{\circ}\text{C}$  omdat bij die temperatuur het verschil in verzadigingsdampspanning boven ijs en onderkoeld water het grootst is.

*Wolkenelementen* zijn kleine waterdruppeltjes en ijsdeeltjes, die zich rond kernen hebben gevormd en waaruit de wolken zijn opgebouwd. Zoals we reeds gezien hebben komen beneden het  $0^{\circ}\text{C}$  niveau in hoofdzaak waterdruppeltjes voor. Boven dat niveau zijn er tot het niveau van  $-12^{\circ}\text{C}$  voornamelijk onderkoelde waterdruppeltjes en slechts weinig ijskristallen. Vaak kunnen de wolkendruppeltjes bij verdere temperatuurdaling heel lang onderkoeld blijven. Er zijn daarvoor twee oorzaken aan te voeren:

- In de luchtlag tussen de  $0^{\circ}\text{C}$  en  $-12^{\circ}\text{C}$  komen van nature namelijk veel minder vrieskernen dan condensatiekernen voor.
- Vrieskernen zijn bij temperatuurwaarden die minder laag zijn dan  $-12^{\circ}\text{C}$  nog weinig effectief.

Bij temperatuurwaarden, die lager zijn dan  $-12^{\circ}\text{C}$  neemt het aantal ijsdeeltjes explosief toe door het effectief worden van de vrieskernen. Door ijs splinters vindt er ook een sterke toename van het aantal vrieskernen plaats.



Figuur 8.7  
Verzadigingsdampspanning boven  
ijs en boven (onderkoeld) water

In figuur 8.7 is duidelijk het verschil in verzadigingsdampspanning is af te lezen boven onderkoeld water en ijs van dezelfde temperatuur. Met twee pijlen is aangegeven waar het dampspanningsverschil het grootst is, namelijk bij  $-12^{\circ}\text{C}$ . Het gevolg daarvan is, dat, wanneer een ijsdeeltje en een onderkoeld waterdruppeltje zich dichtbij elkaar bevinden, er een waterdamptransport gaat plaatsvinden van het gebied van de hogere dampdruk direct rond dat druppeltje naar de lagere rond het ijs. Het waterdruppeltje verdampt vervolgens voor een deel, om de lager geworden dampdruk rond het druppeltje weer op peil te brengen. Het ijsdeeltje daarentegen groeit, omdat door de toevoer van waterdamp de heersende maximale dampspanning wordt overschreden. Er zal daarom damp op het ijsdeeltje sublimeren. Doordat de ijsdeeltjes snel groeien rond het  $-12^{\circ}\text{C}$  niveau, zullen er door botsingen met andere ijsdeeltjes gemakkelijk splinters van af breken, die als nieuwe vrieskernen gaan dienen. Boven het  $-12^{\circ}\text{C}$  niveau, waar de temperatuur lager is dan  $-12^{\circ}\text{C}$ , bestaat een wolk voornamelijk uit ijsdeeltjes. Er komen daar nog maar weinig onderkoelde waterdruppeltjes voor. Boven het  $-40^{\circ}\text{C}$  niveau ontbreekt onderkoeld water nagenoeg geheel.

#### Wolkenelementen

*Wolkelementen* hebben een doorsnede van  $0,01$  tot  $0,1$  mm. Hun individuele volume is slechts  $10^{-6}$  tot  $10^{-3}$  mm<sup>3</sup>. Doordat ze zo klein zijn is hun valsnelheid kleiner dan de opwaartse bewegingen in de lucht en schijnen ze te zweven. Ten opzichte van de omringende lucht vallen ze echter; men kan dan van een relatieve valsnelheid spreken.

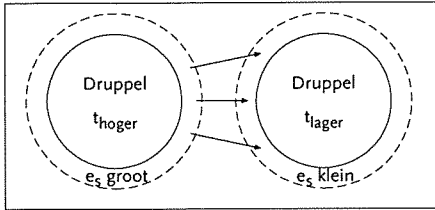
#### Neerslagelementen

Neerslagelementen, zoals motregen- en regendrupsels, moeten veel zwaarder en groter zijn dan wolkenelementen, om voldoende valsnelheid te krijgen om het aardoppervlak als neerslag te bereiken. Er zijn twee processen die de groei veroorzaken van wolkenelementen tot neerslagelementen: het coalescentieproces en het Wegener-Bergeron-Findeisenproces.

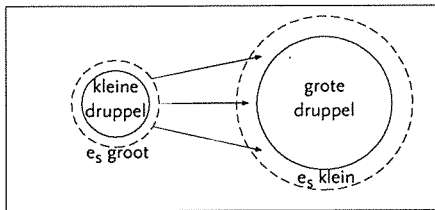


### 8.5.2. Coalescentieproces

Door toevallige kleine turbulente bewegingen van de lucht kunnen wolkenelementen door een botsing samenvloeien of coalesceren tot een groter druppeltje. Ook kunnen wolkenelementen met een verschillende temperatuur dicht bij elkaar komen, waardoor het druppeltje met de lagere temperatuur en dus lagere maximale dampdruk om zich heen, gaat groeien ten koste van het druppeltje met de hogere temperatuur, omdat er een waterdamptransport op gang komt van de hogere naar de lagere dampdruk (figuur 8.8.a).



Figuur 8.8.a  
Aangroei van een koud druppeltje ten koste van een warm druppeltje



Figuur 8.8.b  
Aangroei van een grote druppel ten koste van een klein druppeltje

Een andere mogelijkheid is, dat druppels van verschillende grootte, maar met dezelfde temperatuur, bij elkaar komen. Kleine druppeltjes hebben ten opzichte van hun inhoud een grotere oppervlakte dan grotere druppels. Doordat er daardoor per tijdseenheid meer watermoleculen uit de druppel kunnen ontsnappen, zal bij gelijke temperatuur de maximale dampspanning rond een klein waterdruppeltje groter zijn dan rond een grotere. Wanneer twee druppeltjes van dezelfde temperatuur, maar van verschillende grootte, dicht bij elkaar komen, zal het grotere druppeltje gaan groeien ten koste van het kleinere (zie figuur 8.8.b). Er ontstaan op deze drie manieren grotere druppels in de wolk met grotere valsnelheden. Door hun grootte en snelheid vangen zij veel kleinere en langzaam bewegende druppeltjes in, waardoor ze verder groeien.

Niet alle druppeltjes, die zich in hun route bevinden, worden echter door de grotere druppels ingevangen. Sommige druppeltjes glijden in de opgewekte "boeggolf" om de groeiende druppel heen. Vele daarvan vloeien weer samen in het turbulente kielzog van de vallende druppel. Deze groei van druppels tijdens hun val noemt men het *coalescentieproces*. Tijdens het coalescentieproces neemt de gemiddelde druppelgrootte in een wolk toe. De druppels worden op den duur groot genoeg om naar het aardoppervlak te vallen, het zijn nu neerslagelementen geworden. Neerslag, die uitsluitend is gevormd door coalescentie, ontstaat in bewolking, die zich geheel of grotendeels beneden het  $0^{\circ}\text{C}$  niveau bevindt. Hij bestaat in onze omgeving uit motregen of lichte regen. In de tropen hebben de stapelwolken zodanige afmetingen, dat daar door het coalescentieproces wel grote regendruppels kunnen ontstaan (tropische regenval). Motregendruppels hebben een doorsnede van 0,1 tot 0,5 mm en een volume van 0,001 tot 0,1 mm<sup>3</sup>. Het volume is dus 1000 maal groter dan dat van een wolkenelement; kleine regendruppels hebben een doorsnede van 0,5 tot 1 mm, grote regendruppels tot 1 cm.

### 8.5.3. Het Wegener-Bergeron-Findeisenproces

Het hierboven beschreven waterdamptransport van onderkoelde waterdruppeltjes naar ijsdeeltjes van dezelfde temperatuur en het daaruit voortvloeiende groeiproces van ijswolkenelementen tot neerslagelementen noemt men het Wegener-Bergeron-Findeisenproces.

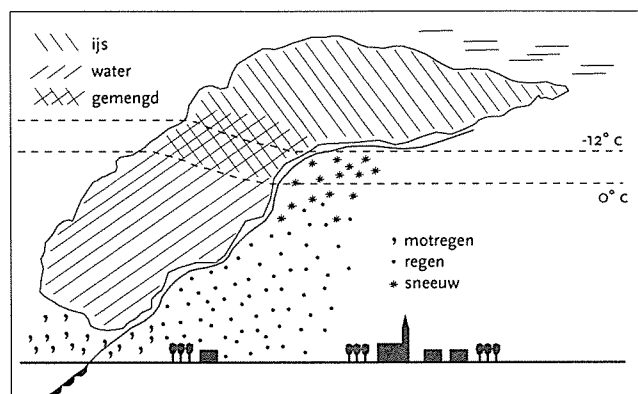
Dit proces kan alleen plaatsvinden in een zogeheten gemengde wolk, een wolk waarin naast onderkoelde waterdruppeltjes ook ijsdeeltjes voorkomen. De wolk moet dus tot ver boven het  $0^{\circ}\text{C}$  niveau zijn uitgegroeid. Een wolk, die uitsluitend uit water bestaat, wordt een waterwolk genoemd. Daarin kan alleen neerslag worden gevormd door coalescentie. Een wolk die uitsluitend uit ijsdeeltjes bestaat heet een ijswolk. Hieruit kan, indien de ijsdeeltjes klein zijn, geen neerslag vallen (Cirrus).

Het Wegener-Bergeron-Findeisenproces is natuurlijk niet de enige oorzaak van de vorming van neerslagelementen in gemengde wolken, maar wel de meest effectieve, onder andere doordat het nieuwe vrieskernen produceert. Het coalescentieproces speelt een flinke bijrol. Opgemerkt kan worden, dat in gemengde wolken de neerslagelementen doorgaans hun bestaan in bevroren vorm beginnen en afhankelijk van de temperatuur onder de wolk en nabij het aardoppervlak in bevroren of vloeibare toestand de grond bereiken.

Het Wegener-Bergeron-Findeisenproces produceert regendruppels met een doorsnede van 1-10 mm en flinke sneeuwvlokken. De neerslagintensiteit ten gevolge van het Wegener-Bergeron-Findeisen-proces is meestal groter dan ten gevolge van het coalescentieproces. Uit laagvormige of stratiforme bewolking valt neerslag meestal gelijkmatig. Uit stapelwolken of cumuliforme bewolking, waarin de bewegingen veel heftiger zijn, valt de neerslag in sterk wisselende intensiteiten.

### 8.6. Neerslag uit stratiforme bewolking

Uit stratiforme bewolking valt meestal een gelijkmatige neerslag van geringe intensiteit (figuur 8.9). Wil er neerslag vallen uit stratiforme bewolking, dan moet die minstens 1000 m dik zijn. De geringe intensiteit van de neerslag hangt samen met de geringe snelheid van de verticale luchtstromingen die slechts enkele cm/sec. bedragen.



Figuur 8.9 Neerslag uit stratiforme bewolking

Er worden in tegenstelling met cumuliforme bewolking geen grote neerslagelementen gevormd. Wordt het 0° C niveau ook niet bereikt, dan valt er slechts lichte motregen. Soms valt er sneeuw of regen vanuit een hogere wolkenlaag door lagere bewolking, waarin nog geen neerslagvorming plaats vindt. De doorvallende neerslagelementen brengen het neerslag - vormingsproces op gang. Men zegt dan dat er neerslag ontstaat door inzaaiing.

### 8.7. Neerslag uit cumuliforme bewolking

Deze is over het algemeen van matige tot grote intensiteit en van kortere duur dan uit laagvormige bewolking. De neerslagelementen zijn groter dan die bij laagvormige bewolking.

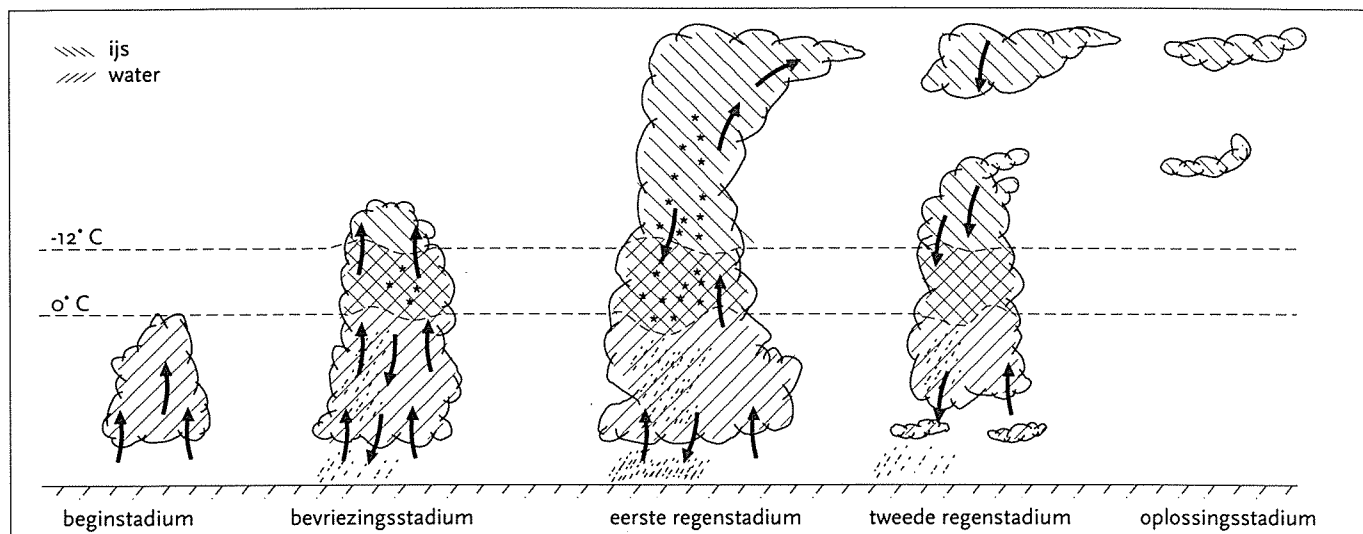
Er zijn krachtige verticale luchtstromen aanwezig van vele meters/sec. Het ijskiemniveau (dus het -12° C niveau) wordt bereikt, zodat naast het coalescentieproces het Wegener-Bergeron-Findeisenproces kan plaatsvinden (figuur 8.10).

In de tropen kunnen uit cumuliforme wolken, die het 0° C niveau niet bereiken, toch zware buien vallen. In die streken krijgen de cumuli een grote verticale uitgestrektheid, waardoor de druppels toch voldoende kunnen aangroeien. Ze kunnen dan tot maximaal 8 mm in laminaire, en tot 5 à 5,5 mm in turbulente stromingen groeien. Ze worden boven die doorsnede uit elkaar geslagen en dan weer in de opwaartse stromingen de wolk omhoog gestuwd, waar de druppeltjes weer kunnen dienen als coalescentiekernen.

Ook buiten de tropen kan uit "warme" wolken, die het 0° C niveau *niet* bereiken, enige regen vallen. Daarvoor gelden de volgende voorwaarden:

- de lucht bevat grote condensatiekernen (van maritieme of industriële oorsprong).
- de temperatuur van de wolkenbasis is minstens 8° C.
- de wolk is ten minste 1 km dik.

Neerslag, die op onze breedten uit warme wolken valt, is meestal licht. We hebben



Figuur 8.10 Neerslagproductie bij stapelwolken

op onze breedte bij de neerslagvorming het meeste te maken met het Wegener-Bergeron-Findeisen-proces.

### 8.8. Het oplossen van wolken en mist

Als wolken of mist door één of andere oorzaak wolken- of mistelementen kwijtra- ken, zonder dat er nieuwe worden aangemaakt, zullen ze op den duur oplossen. Processen die aan dit verlies bijdragen zijn *uitregenen*, *verrijpen* en *verdampen*.

#### *Uitregenen*

Wanneer tot neerslagelementen samengegroeide wolkenelementen de bewolking verlaten, zullen deze wolken op den duur oplossen als er geen nieuwe wolkenele- menten worden aangemaakt. Dit laatste gebeurt wanneer lucht niet langer adiabatisch afkoelt doordat de stijgende beweging om een of andere reden is gestopt. Omdat niet alle wolkendruppeltjes aan het regen vormende proces deelnemen, zal de rest van de wolk door verdamping verdwijnen.

Als regendruppels door een mistlaag vallen, kunnen door coalescentie zoveel mist- druppels door de regendruppels worden ingevangen, dat de mist, op z'n minst tijde- lijk, verdwijnt. Het blijft daarna meestal nevelig, omdat er nog veel mistdruppeltjes in de lucht overblijven.

#### *Verrijpen (sublimeren)*

Boven een sneeuwdek kan mist, die bestaat uit onderkoelde druppeltjes, oplossen door een waterdamp-transport van de druppeltjes naar het sneeuwdek. Bij dezelfde temperatuur is de maximale dampspanning in een dun laagje rond de druppeltjes groter dan vlak boven het sneeuwdek. De druppeltjes verdampen en de damp slaat als rijp neer (sublimeert) op de sneeuw. Dit proces verloopt het beste bij  $-12^{\circ}$  C. In feite is sublimeren ook een verdampingsproces.

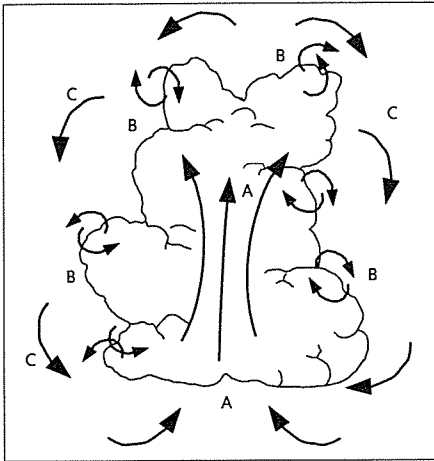
#### *Verdampen*

Verdamping kan plaats vinden door menging, verwarming of advectie van luchtma- sa's.

#### *Menging met drogere lucht*

Laagvormige en cumuliforme bewolking is altijd omgeven door droge, dat wil zeg- gen niet verzadigde lucht. Uitgestrekte, langzaam stijgende velden laagvormige bewolking verliezen natuurlijk door kleine turbulente bewegingen aan de randen

wolkenelementen, die in de droge lucht buiten de wolk direct verdampen. Bovendien dringt droge lucht het grensgebied van de wolk binnen, waardoor aan de rand van de wolk en ook erin enige verdamping plaats vindt. Aan de rand van snel stijgende cumuluswolken is de turbulente beweging heviger en die wolken kunnen dan ook behoorlijk worden geërodeerd door menging met drogere lucht, zie figuur 8.11. Dit mengingsproces aan de randen van bewolking wordt entrainment genoemd. Wanneer de stijgende beweging ophoudt en geen nieuwe wolkenelementen worden aangemaakt zal bewolking door menging met drogere omgevingslucht op den duur oplossen.



**Figuur 8.11**  
Stijgroom A (convectie) in stapelwolk, entrainment B en dalende luchtbeweging C in de omgeving

De bovenzijde van mist wordt dikwijls begrensd door een sterke stralingsinversie, waardoor menging met de soms zeer droge lucht erboven niet mogelijk is. Als er echter wind opsteekt, kunnen de daardoor opgewekte turbulente bewegingen wel menging tot stand brengen, waardoor de mist zal oplossen. Coalescentie van druppeltjes draagt daar ook enigszins toe bij. Onder deze omstandigheden kan er stratus worden gevormd.

*Verwarming door de zon*

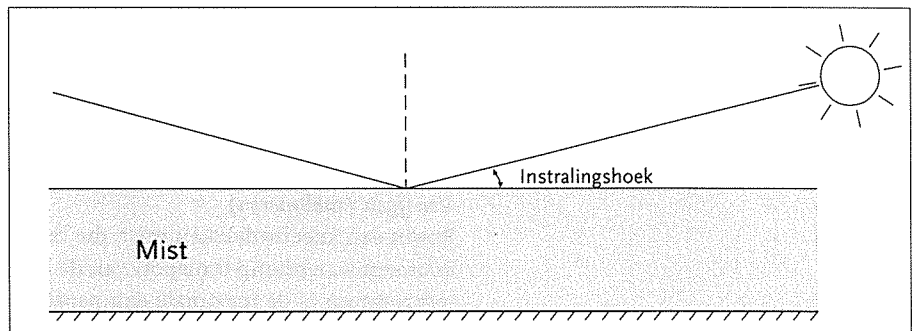
Slechts 5% van de zonnestraling wordt door wolken en mist regelrecht geabsorbeerd en gebruikt voor verwarming. De daardoor bereikte temperatuurtoename is te gering voor het oplossen ervan.

Het deel van de zonnestraling dat door dunne bewolking en mist heen het aardoppervlak bereikt, verwarmt het aardoppervlak.

De temperatuur van het luchtlaagje direct erboven kan daardoor zoveel toenemen, dat de maximaal mogelijke dampspanning groter wordt dan de heersende, waardoor de mistdruppeltjes verdampen.

Dit proces vindt in hoofdzaak in de zomer plaats.

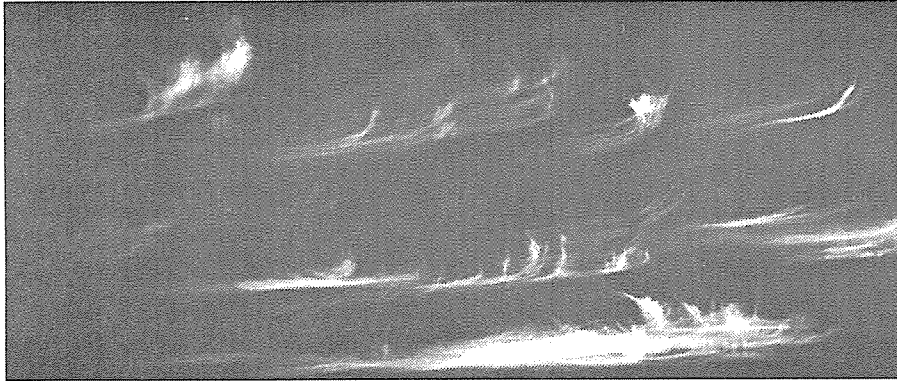
In de winterperiode verloopt het oplossen van mist door instraling veel moeilijker. De mistlaag is veelal dikker, omdat door de lange nachten de afkoelingsperiode langer duurt. Overdag staat de zon laag, waardoor de instraling gering is. Bovendien wordt door de kleine hoek van instraling veel van de zonnestraling teruggekaatst (figuur 8.12).



**Figuur 8.12** Mistoppervlak als stralingsvlak

De overgang van mist naar stratus gebeurt zoals in figuur 8.13 is aangegeven. Door instraling wordt de aarde en de luchtlaag erboven verwarmd. In figuur 8.13a. is de oorspronkelijke situatie getekend: een inversie tot aan de grond en een mistlaag tot de top van de inversie. In figuur 8.13b is een dunne luchtlaag zover opgewarmd, dat de mist daar is opgelost en er een dikke laag stratus overblijft; in figuur 8.13c is er nog maar een dunne laag stratus over, die, als er voldoende instraling is, ook zal oplossen.

# Voorbeelden van enkele wol kentypen



## 1 *Cirrus uncinus*,

ijle, draderige wolk in de vorm van komma's of schaatsen. Dit hoge wol kentype bestaat uit ijskristallen. De wolken zijn karakteristiek voor de aanwezigheid van een straalstroom. Zij bevinden zich dikwijls aan de voorzijde van een depressie. Door aangroei worden de ijskristallen zwaarder en zinken dan langzaam weg uit het niveau, waarin ze zijn ontstaan. Er vormt zich dan een valstreep (virga), die naar achteren is gekromd doordat de windsnelheden op lagere hoogten afnemen.



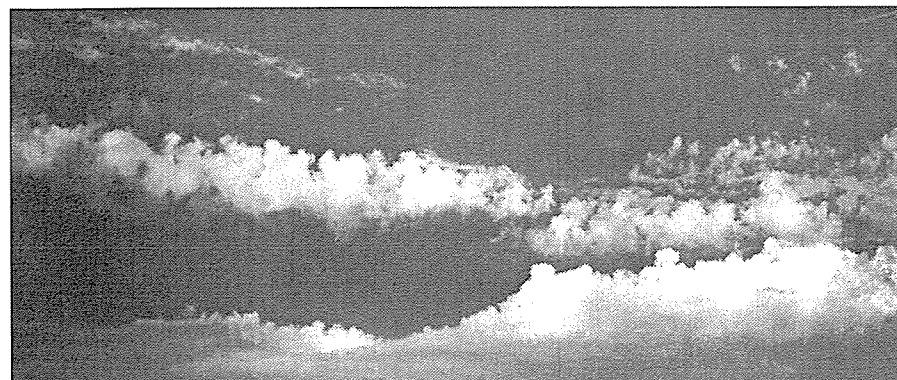
## 2 *Altostratus translucidus*,

een vrij dichte wolk op middelbaar niveau. De zon schijnt er door als door matglas. De wolk bestaat uit (onderkoelde) druppeltjes. Altostratus is een wol kentype, dat de voorzijde van een warmtefront markeert. Het wordt meestal gevolgd door een weersverslechtering. Op de foto is tevens te zien *Cumulus fractus*, een wol kentype dat is ontstaan in de turbulente grenslaag (wrijving)



## 3 *Altostratus undulatus*,

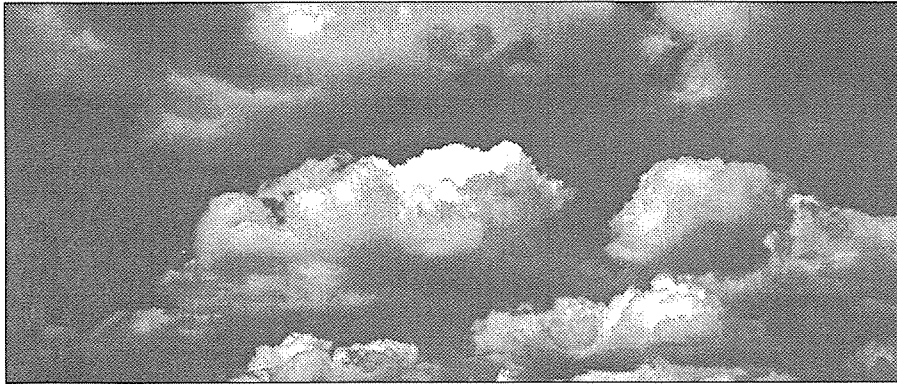
middelbare wolk in de vorm van een ribbelstrand of wasbord. De wolk is meestal gekoppeld aan een inversie op enkele kilometers hoogte. Aan de top van die inversie treedt dikwijls windschering op. In de scheringslaag ontstaat een golfbeweging. In de wolkenribbels is de lucht in stijgende, daartussen in dalende beweging. *Altostratus undulatus* komt vaak voor in hogedrukgebieden aan de uiteinden van warmtefronten.



## 4 *Altostratus castellanus*

of kanteelwolk, een vrij zeldzame wolkenvorm, die wijst op een onstabiel gedeelte van de atmosfeer boven een inversie. De wolkenvorm treedt bij voorkeur op in de zomer vroeg in de ochtend. Hij wordt beschouwd als een voorbode van onweer.





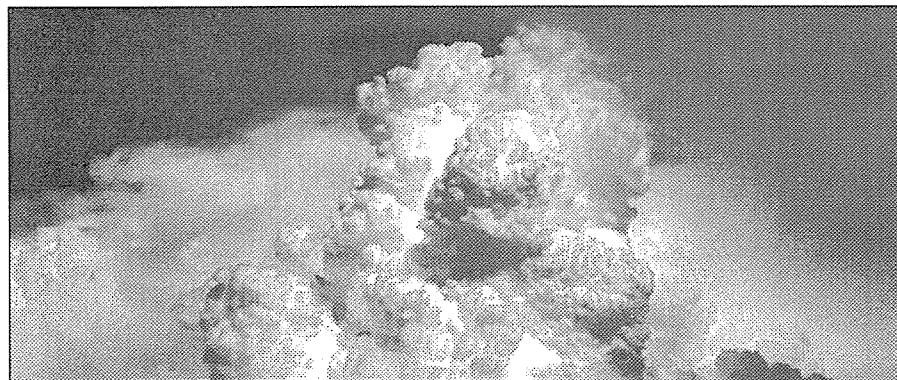
**5 Cumulus mediocris,**

*matig uitgegroeide stapelwolk. De atmosfeer is onstabiel tot enkele kilometers hoogte, maar daarboven te droog of te warm voor verdere groei van de wolken. Ook kan de temperatuur aan het aardoppervlak niet ver genoeg zijn opgelopen om grotere stapelwolken te vormen. Stapelwolken zijn niet willekeurig over het aardoppervlak verdeeld, maar meestal in rijen gerangschikt.*



**6 Cumulus mediocris,**

*Overzicht van een landschap met daarboven Cumulus mediocris, die duidelijk in rijen zijn gerangschikt. Ook is te zien, dat zich boven het (warmere) landoppervlak meer wolken hebben gevormd dan boven het (koudere) water van het brede vlechtwerk van de rivieren.*

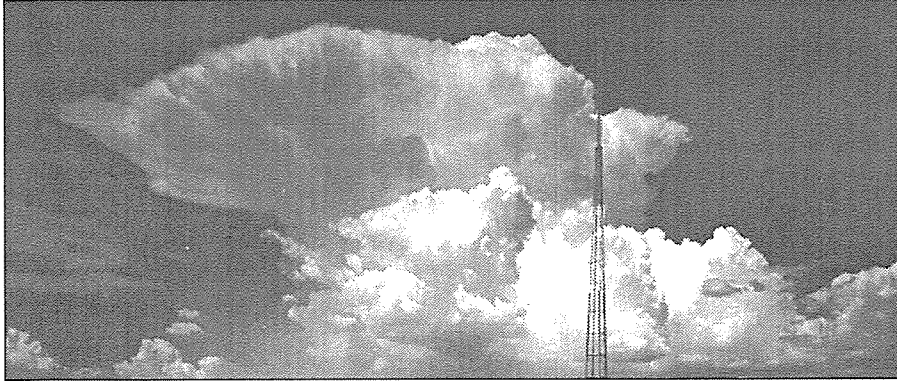


**7 Cumulus congestus,**

*een hoog opgeschoten stapelwolk, vlak voor het buienstadium. De wolk bestaat nog uit onderkoelde druppeltjes, de top is nog niet verijsd. Voor het ontstaan van zo'n wolk moet de atmosfeer onstabiel zijn tot op grote hoogte, meestal tot de tropopauze.*





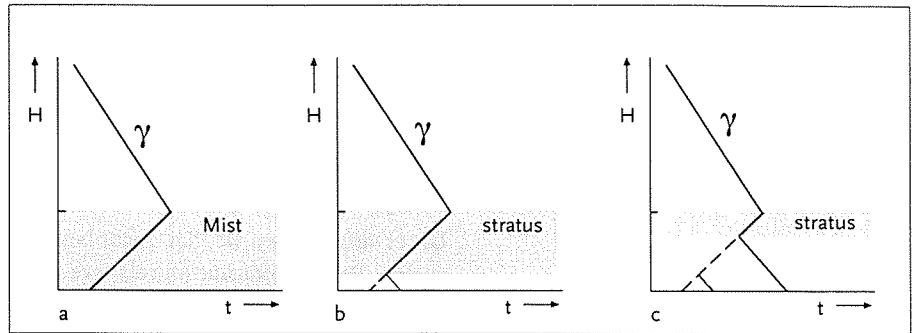


**8 Cumulonimbus capillatus incus,** sterk uitgegroeide stapelwolk (buienstadium), met verijsde kap in de vorm van een aambeeld (incus). De door de wind meegevoerde ijskristallen geven de kap de karakteristieke vorm. Ontbreekt de sterke wind in de hogere luchtlagen, dan krijgt de wolk de gedaante van een paddestoel. Cumulonimbus capillatus veroorzaakt hevige regenbuien, vaak met onweer en hagel.



**9 Cumulonimbus arcus,** onweerswolk met boog of kraag (arcus) in de vorm van een rolwolk. De rolwolk bevindt zich aan de voorzijde van de bui en is ontstaan in de turbulente zone van uitstromende koude lucht (beneden) en instromende warme lucht (boven). In dit grensgebied is sprake van sterke verticale en horizontale windschering.





Figuur 8.13 Overgang van mist naar status

#### *Advectie over een warmer aardoppervlak*

Als een mistlaag of lage bewolking over een warmer aardoppervlak wordt gevoerd, zal door verwarming en turbulente menging de mist en lage stratus verdwijnen. De mistlaag wordt onstabiel en gaat daarbij over in cumulus.

#### *Adiabatische verwarming*

Lucht, die een dalende beweging maakt achter een bergrug, achter een koufront of in een hogedrukgebied ondervindt daardoor een adiabatische verwarming, zoals in hoofdstuk 7 is behandeld.

Aanwezige bewolking kan daardoor oplossen.

#### *Waterinhoud Stratus en Stratocumulus.*

Stratus bestaat meestal uitsluitend uit waterdruppels omdat deze bewolking zich dichtbij het aardoppervlak bevindt en de temperatuur erin doorgaans niet lager dan  $-12^{\circ}\text{C}$  is.

De inhoud aan onderkoelde druppels in Stratocumulus ontstaan uit convectie is groter dan die in door turbulentie ontstane Stratus.

In het algemeen geldt, dat vooral in het bovenste derde deel van Stratocumulus- en Stratus-wolken de grootste concentratie aan onderkoelde waterdruppels voorkomt.

Gemiddeld varieert de waterinhoud van  $0,05\text{-}0,5\text{ g/m}^3$ .

Stratocumulus aan de lizijde van relatief warm, open water (Noordzee, IJsselmeer) kan meer dan  $1\text{ g/m}^3$  bevatten.

# 9. Luchtsoorten en weertypen

Uit ervaring weten we, dat lucht koud of warm en daarbij droog of vochtig kan aanvoelen. De temperatuur en relatieve vochtigheid van de lucht zijn factoren die we met onze zintuigen kunnen waarnemen. De samenhang en grootte van die factoren geven ons aanleiding de lucht te kwalificeren als bijvoorbeeld schraal, broeierig of benauwd. Deze factoren en andere, zoals het stofgehalte, eventuele bijmengingen en de verticale temperatuuropbouw van de lucht bepalen het karakter van een luchtsoort.

## 9.1. Definitie van een luchtsoort en enkele andere begrippen

Een *luchtsoort* is een uitgestrekte hoeveelheid lucht, waarin de temperatuur, de vochtigheid en de verontreinigingen in elk horizontaal vlak ongeveer dezelfde waarden hebben. De luchtmassa moet een doorsnede hebben van enkele honderden kilometers en een dikte van tenminste 1 km.

### *Brongebied*

Om de voor een bepaalde luchtsoort typische eigenschappen te krijgen, moet de lucht minimaal enige dagen in een gebied verblijven, waarvan de oppervlakte tamelijk homogeen is. Daarbij moet de temperatuur van het aardoppervlak over een grote afstand niet veel verschillen en moet of land of water overheersen.

Als *brongebied* komen in aanmerking: toendra's, taiga's, savannen, woestijnen, uitgestrekte regenwouden, sneeuw- en ijsvlakten en de oppervlakken van de oceanen. De aard van het oppervlak, de temperatuur en de vochtigheid ervan bepalen het karakter van de luchtsoort.

### *Verblijftijd*

De tijd, die de lucht in een brongebied vertoeft, wordt *verblijftijd* genoemd. Een langere verblijftijd stelt de lucht beter in staat de karakteristieke eigenschappen van het gebied op te doen dan een korte. De beste synoptische situatie om een luchtmassa langer in een brongebied te houden is de aanwezigheid van een uitgestrekt vlak hogedrukgebied. De luchtbewegingen zijn over het algemeen langzaam en bovendien worden door de divergentie nabij het aardoppervlak eventuele tegenstellingen in het horizontale vlak afgezwakt en dus de homogeniteit bevorderd. Een vlak lagedrukgebied is nabij het aardoppervlak minder gunstig omdat de heersende convergentie nabij het aardoppervlak daar de tegenstellingen zal verscherpen.

### *Weg, transformatie en leeftijd*

Na kortere of langere tijd zal de lucht het brongebied onder invloed van een gewijzigde drukverdeling verlaten en zich over het aardoppervlak gaan verplaatsen. Op haar weg naar andere gebieden stroomt ze over oppervlakken met andere eigenschappen dan die in het brongebied en daarvan zal de lucht in meer of mindere mate elementen opnemen. Daardoor ondergaat de luchtsoort een transformatie. Van af het moment dat een luchtsoort haar brongebied verlaat, begint de *leeftijd*, uitgedrukt in het aantal dagen reistijd. Naarmate de leeftijd vordert zal de transformatie de aard van de luchtsoort meer en meer veranderen.

### *Trajectorie*

De weg, die een lucht "deeltje" na het verlaten van zijn bron in de tijd aflegt, wordt een *trajectorie* genoemd. Trajectoriën kunnen met behulp van verwachte weerkaar-

ten worden berekend. Zij zijn van groot belang bij chemische of nucleaire rampen. Ook kan de toekomstige verticale opbouw van de atmosfeer ermee worden berekend.

### 9.2. Ontstaan en transformatie van een luchtsoort

De overdracht van eigenschappen van het aardoppervlak naar de lucht erboven vindt plaats door middel van straling, geleiding, en convectie.

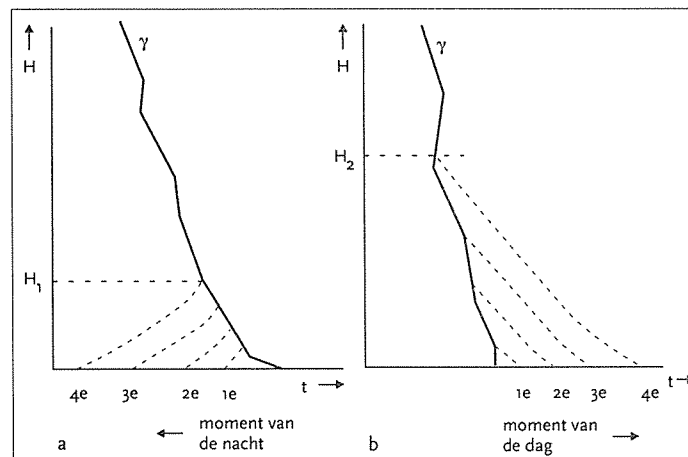
*Straling* is het transport van energie door electromagnetische golven. De energie van de zon wordt zo naar de aarde getransporteerd. Er vindt altijd energietransport plaats van lichamen met een hogere naar die met een lagere temperatuur.

*Geleiding* is de overdracht van warmte door de beweging van moleculen. Ook hier vindt weer energietransport plaats in de richting van de lagere waarde.

*Convectie* is de verticale beweging van grote luchtbellen, waardoor warmte, waterdamp en eventuele verontreinigingen naar boven worden getransporteerd.

De verticale opbouw van de lucht is sterk bepalend voor de snelheid waarmee de eigenschappen van de lucht veranderen en voor de dikte van de laag, die aan deze verandering deelneemt.

Een luchtmassa die gedurende de winter in een brongebied verblijft, waar het aardoppervlak door uitstraling sterk is afgekoeld, verliest door straling, geleiding en turbulentie warmte. De lucht koelt af, het sterkst in de laag die zich het dichtst bij het koude aardoppervlak bevindt. Er wordt daardoor een grondinversie gevormd, die dikker wordt naarmate de verblijftijd langer duurt (figuur 9.1.a).



Figuur 9.1. Stabilisering en labilisering van de atmosfeer als gevolg van de dagelijkse gang

ontreinigingsgraad. Verblijft de lucht daarentegen 's zomers in een brongebied waar een sterke instraling van de zon heerst, dan zal de lucht dichtbij het aardoppervlak door straling, geleiding en turbulentie een hogere temperatuur krijgen.

De laag, die in contact staat met het aardoppervlak kan op den duur overadiabatisch worden, waardoor convectie op gang komt (figuur 9.1.b). De convectie zorgt voor snel transport van warmte, waterdamp en verontreinigingen naar grotere hoogten. De menging van de luchtmassa vindt zo vrij snel plaats over een diepere laag. Deze laag wordt de *menglaag* genoemd. Door dezelfde oorzaak is ook de transformatiesnelheid groter en gebeurt die over een diepere laag wanneer de luchtmassa over een aardoppervlak stroomt met een hogere temperatuur. Stroomt de lucht over een warme zee, dan neemt de temperatuur van de onderste laag ook toe waarna door turbulentie en convectie het uit de zee verdampte water omhoog wordt getransporteerd, samen met de warmte-energie. Afhankelijk van de stabiliteit van de luchtmas- sa ontstaat dan Stratocumulus of Cumulus en Cumulonimbus.

Door de toenemende stabiele opbouw van de luchtmassa is transport van waterdamp en andere eigenschappen naar boven zeer gering, zodat de veranderingen slechts in een ondiepe laag plaatsvinden. Uitstoot van industriegassen veroorzaakt dan een hoge ver-

Vanuit een heet woestijngebied wordt op dezelfde manier warmte-energie en dikwijls ook stof en zand omhoog gebracht. Transport van lucht over een kouder oppervlak veroorzaakt een stabiele opbouw, waardoor transformaties slechts in een *ondiepe laag* nabij het aardoppervlak (de wrijvingslaag) kunnen plaatsvinden. De transformatie gaat nu zeer snel.

### 9.3. Thermodynamische klassificatie van luchtsoorten

#### Warme massa (*wm*)

Als de lucht op waarnemingshoogte (1,5 m) een hogere temperatuur heeft dan de oppervlakte waarover zij stroomt, wordt ze warme massa genoemd. De opbouw van warme massa is stabiel.

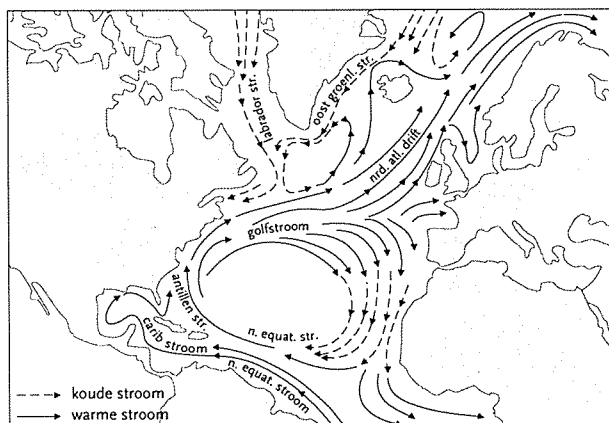
#### Koude massa (*km*)

Als de lucht daarentegen een lagere temperatuur dan het aardoppervlak heeft, wordt ze koude massa genoemd.

De opbouw van een *koude luchtmassa* is onstabiel.

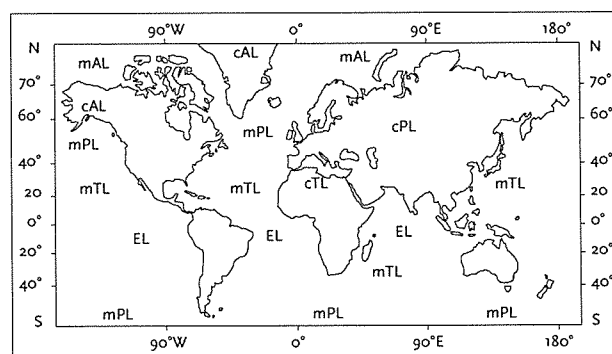
In het algemeen kan gezegd worden, dat een luchtsoort onder invloed van de dagelijkse gang van de temperatuur verandert kan van een *koude massa* overdag naar een *warme massa* 's nachts. Dat gebeurt vooral in de herfst en het voorjaar, als overdag de zon hoog genoeg staat om te zorgen voor een flinke opwarming van het aardoppervlak en de nachten lang genoeg zijn voor flinke uitstraling. De dagelijkse gang van de temperatuur is dan groot. Boven zee vindt zo'n dagelijks gang niet plaats en

blijft de lucht gedurende het gehele etmaal koude of warme massa, tenzij ze zich naar een zeegebied verplaatst, waarvan de temperatuur beduidend hoger of lager is dan de zee waar de lucht vandaan komt. Zulke vrij abrupte overgangen zijn te vinden in gebieden waar koude en warme zeestromen aan elkaar grenzen (figuur 9.2) Ga dit na.



Figuur 9.2 Stromingen in de noordelijke Atlantische Oceaan

### 9.4. Geografische klassificatie



Figuur 9.3 Brongebieden van luchtsoorten

Luchtsoorten worden benoemd naar het brongebied waar ze vandaan komen. Op figuur 9.3 zijn de brongebieden van het noordelijk en zuidelijk halfrond weergegeven.

#### Continental en marietiem (*c, m*)

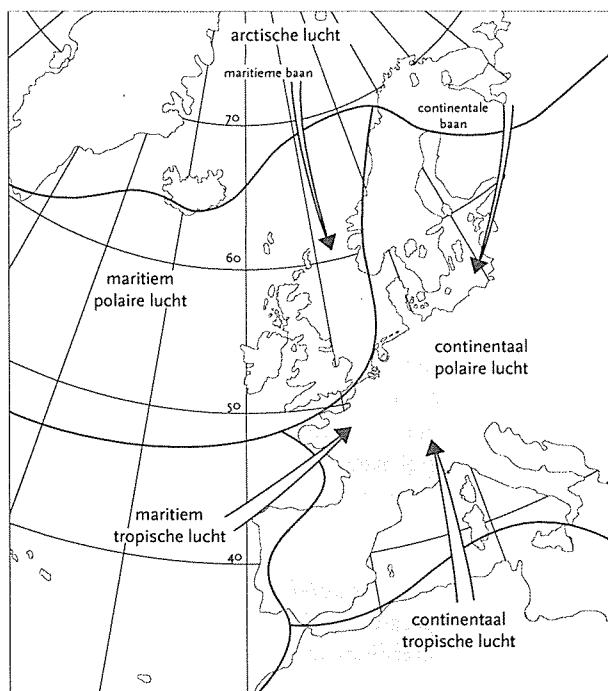
Als het brongebied op het land ligt, wordt de

lucht die daar gevormd is, continentaal genoemd; is ze afkomstig uit een brongebied boven zee dan heet ze maritiem.

Continentale lucht is in het algemeen minder vochtig dan maritieme. Bij de classificatie worden respectievelijk de indices c en m gebruikt.

#### Polaire lucht (Pl)

Polare lucht heeft haar oorsprong op de gematigde breedten, zo ruwweg tussen 40 en 60° NB of ZB. 's Winters ligt een bekend brongebied in Siberië en dichterbij, in Rusland. De *continentaal polaire lucht* (cPl), die daar dan gevormd wordt is koud en



droog. Als ze er 's zomers vandaan komt is ze echter warm en droog (figuur 9.4).

*Maritiem polaire lucht* (mPl) is voor Nederland afkomstig van de Atlantische Oceaan.

's Zomers komt ze in Nederland aan als vochtige, koude massa, 's winters als vochtige, warme massa.

*Arctische lucht* (Al) Arctische lucht ontstaat boven 65° à 70° NB of ZB.

Het is lucht die in Nederland altijd als koude massa aankomt en een matige hoeveelheid waterdamp opneemt op haar lange weg over zee vanaf de Poolzee.

Figuur 9.4  
Brongebieden van luchtsoorten en hun meest voorkomende baan naar onze omgeving

#### Tropische lucht (Tl)

Tropische lucht is afkomstig uit de subtropen. Tropische lucht komt in Nederland het hele jaar als warme massa aan.

Maritiem tropische lucht (mTl) bevat veel waterdamp. Continentaal tropische lucht (cTl) neemt waterdamp op boven de Middelandse Zee, welke ze boven de zuid en midden Europese bergen verliest (stijgregens).

#### Equatoriale lucht (El)

Equatoriale lucht ontstaat in de tropen, dus tussen de beide keerkringen. Deze luchtsoort kan Nederland niet bereiken. De gordel van subtropische hogedrukgebieden verhindert dat.

Equatoriale lucht bevat zeer veel waterdamp, omdat ze voornamelijk van maritieme oorsprong is.

### 9.5. Het weer in Nederland voor de verschillende luchtsoorten

#### mTI

Komt het hele jaar voor en is overwegend warme massa. Transformeert 's zomers in koude massa boven het continent. In de winter zeer stabiel.

Temperatuur en vochtigheid zijn in deze luchtsoort doorgaans hoger dan in enig andere luchtsoort.

Door de hoge vochtigheid is er slecht zicht; in de winter hardnekkige mist. In de zomer is er vaak onweer.

*cTl*

Komt het gehele jaar voor. Overwegend warme massa. Warmste en droogste luchtsoort, die Nederland kan bereiken. Toch is het zicht vrij slecht door een hoog stofgehalte. Door lage vochtigheid en warme massa-eigenschappen zeer weinig bewolking.

*mPl*

Komt in Nederland het meest voor, in 60% van de tijd. Gematigde temperatuur en hoge vochtigheid. In de zomer koude massa met gebroken bewolking, enkele buien en goed zicht. In de winter vaak warme massa, maar ook wel koude massa, als ze van noordelijke breedte komt.

*cPl*

Hiervan zijn de eigenschappen sterk gebonden aan het jaargetijde; in de zomer droog en warm, in de winter droog en koud. In het algemeen weinig bewolking en goed zicht.

*mAl*

Komt gedurende het hele jaar voor, behalve in de zomer, omdat ze dan vrij snel getransformeerd wordt in polaire lucht. Wordt meestal aangevoerd met harde tot stormachtige wind uit het NW. Koud en zeer onstabiel (koude massa). Buiig, guur weertype met goed tot zeer goed zicht. Vaak in het voorjaar.

*cAl*

Komt gedurende het heel jaar voor, behalve in de zomer. Kan in de winter de temperatuur sterk doen dalen. Weertype schraal en droog. Veel minder buien dan in maritiem arctische lucht.



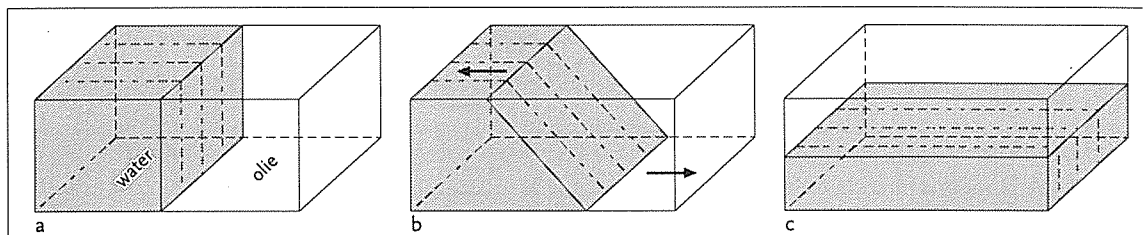
# 10. Fronten en trogassen

## 10.1 Enkele begrippen

Wanneer twee luchtsoorten duidelijk van elkaar verschillen in temperatuur en relatieve vochtigheid bestaat er in het grensgebied een grote gradiënt van die grootheden en derhalve de dichtheid van de lucht.

Dit grensgebied wordt een *frontvlak* genoemd.

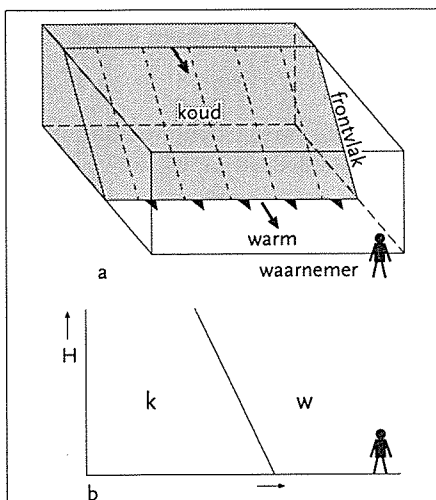
Wat er met een oorspronkelijk verticaal staand frontvlak gebeurt is na te gaan met de volgende proef. In het midden van een glazen bak is een verticale scheidingswand aangebracht (figuur 10.1.a). Links van de wand wordt de bak met water en rechts met olie gevuld (in de weerkunde komt het water overeen met koude lucht en de olie met warme). Nadat de scheidingswand is weggehaald dringt onderin de bak het zwaardere water zich naar rechts onder de lichtere olie (figuur 10.1.b). Het grensvlak gaat daarbij steeds schuiner staan. De beweging houdt pas op als het grensvlak volkomen horizontaal ligt: het water vult dan de onderste helft en de olie de bovenste helft van de bak (figuur 10.1.c).



Figuur 10.1 Lichte vloeistof drijft boven zware vloeistof

De horizontale ligging van het grensvlak kan alleen worden bereikt bij genoemde proefopstelling. In de natuur bereikt een frontvlak deze stand vrijwel nooit. Dat dit niet gebeurt komt onder meer door de aardrotatie en de wrijving.

Aangezien het frontvlak de horizontale stand toch probeert te bereiken, ontstaat er een beweging over het aardoppervlak. De druk van de heersende wind op het frontvlak is een andere reden, dat het front beweegt. Deze winddruk draagt nog het meest bij aan de bewegingssnelheid en -richting van het front.

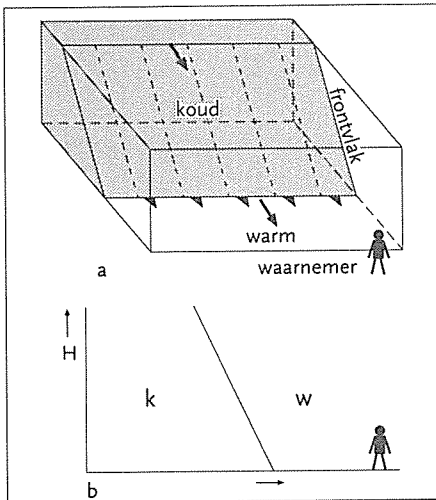


Figuur 10.2 a en b Ruimtelijke voorstelling van een frontvlak (koufront)

Figuur 10.2.a toont een doosmodel van een stukje atmosfeer met een schuin staand frontvlak. Het frontvlak beweegt naar voren, in de richting van de pijl. De koude lucht achter het frontvlak is bezig de warme uit het blokvormige model te duwen. De begrippen koud en warm zijn hier relatief: de koude lucht achter een koufront is kouder ten opzichte van de lucht ervoor. De snijlijn van het frontvlak met het aardoppervlak is het *grondfront*, maar dit wordt meestal kortweg front genoemd. Omdat de koude lucht naar de waarnemer toekomt wordt dit frontvlak *koufrontvlak* genoemd en het front koufront.

Figuur 10.2.b is het linker zij-aanzicht van het koufrontvlak. Op een weerkaart wordt een koufront met een blauwe lijn aangegeven; in een zwart-wit tekening met een lijn waaraan driehoekjes zijn getekend, die in de bewegingsrichting wijzen, zie figuur 10.2.a.

Figuur 10.2.c toont de nadering van warme lucht naar de waarnemer. Het frontvlak wordt daarom *warmtefrontvlak* en het grondfront *warmtefront* genoemd.



Figuur 10.2 a en b Ruimtelijke voorstelling van een frontvlak (koufront)

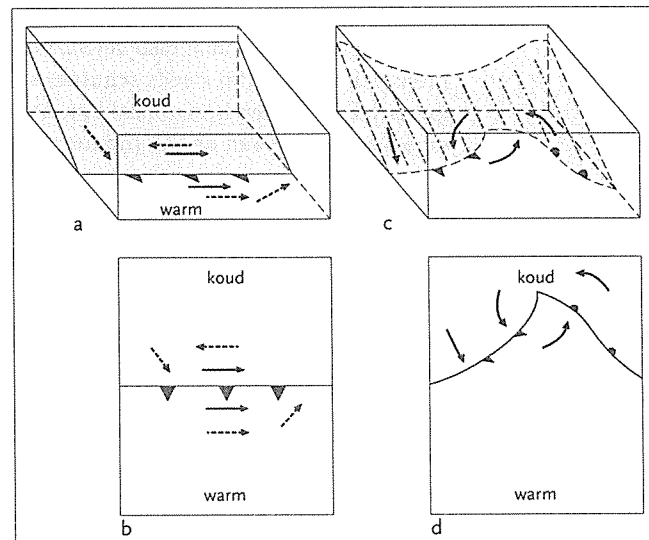
De beweging van het warmtefrontvlak naar de waarnemer toe ontstaat door de druk van de heersende wind in dat gebied op het warmtefrontvlak.

Een warmtefront wordt in een weerkaart met een rode lijn aangegeven en in zwart-wit met een lijn, waaraan halve bolletjes zijn getekend in de bewegingsrichting. Figuur 10.2.d toont het linker zij-aanzicht van een warmtefront. Uit de figuren valt op, dat het koufrontvlak ten opzichte van de waarnemer naar achteren helt, terwijl het warmtefront naar de waarnemer toe helt. De reden daarvan is, dat koude lucht onder warmere en dus lichtere lucht kan dringen en warme lucht over de koude lucht heen glijdt. Op weerkaarten wordt een frontvlak meestal als een lijn getekend, maar in werkelijkheid is het frontvlak een paar km dik ten gevolge van turbulente menging en diffusie. Men spreekt daarom wel van een frontale zone.

### 10.2 Golven in frontvlakken en fronten

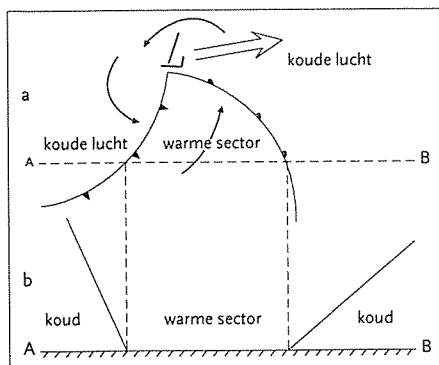
Figuur 10.3.a toont een doosmodel van een stuk atmosfeer, waarin een langgerekt koufront voorkomt. Figuur 10.3.b toont het koufront op de grondkaart.

Door het ontstaan van een lagedrukkern in de buurt van het polaire front gaat dit front een golf vertonen. Voor het ontstaan van lagedrukgebieden zie hoofdstuk 13. Figuur 10.3.c toont zo'n golf die in het frontvlak is ontstaan, figuur 10.3.d dezelfde golf in het front op de grondkaart. Met pijlen is aangegeven dat er rond de top van de ontstane golf een draaiende luchtbevinging ontstaat, doordat de luchtdruk daar daalt.



Figuur 10.3 Het in beweging komen van koude en de warme luchtmassa's langs een frontvlak

Als figuur 10.3.b met figuur 10.3.d wordt vergeleken blijkt uit de bewegingsrichting van het front dat het niet langer meer over de hele lengte een koufront is. Een deel ervan is warmtefront geworden.



Figuur 10.4 De vorming van een warme sector (a) en de verticale doorsnede ervan (b)

Figuur 10.4.a toont een frontale golf in detail. De golf beweegt zich van links naar rechts. Een waarnemer, die zich geheel rechts bevindt, ondervindt eerst de passage van een warmtefront.

In de verticale doorsnede (figuur 10.4.b) van de frontale golf langs de onderbroken lijn AB is te zien dat het warmtefrontvlak naar de richting van de waarnemer helt. Als de waarnemer zich in de warme lucht bevindt nadert hem het koufrontgedeelte van de golf, waarna hij weer in de koude lucht erachter terecht komt.

Het koufront helt in de dwarsdoorsnede naar links.

Het driehoekige gebied met warme lucht op de grondkaart, ingeklemd tussen warmte- en koufront, en het trechtervormige gebied in de dwarsdoorsnede, wordt de warme sector genoemd.

In dwarsdoorsneden zien we dat de helling van een koufront steiler is dan die van een warmtefront. Gemiddeld is de helling van een koufront 1:100, dat wil zeggen 100

km van het grondfront ligt het frontvlak pas op 1 km hoogte. De helling varieert van 1:50 tot 1:150.

Figuur 10.5. toont de ware helling van 1:100. De helling van een warmtefront is gemiddeld 1:200 en varieert tussen 1:100 en 1:300. Door wrijvingsinvloeden wijkt de helling van een front in de wrijvingslaag vaak belangrijk af van de gemiddelde helling.



Figuur 10.5 Ware helling van een koufront

Een koufront staat in de wrijvingslaag steiler (figuur 10.6. a en b) en een warmtefront vlakker (figuur 10.6. c en d) als gevolg van de wrijving.

### 10.3 De ontwikkeling van een frontale depressie

In figuur 10.7.a is een stilliggend of stationair front getekend. Ten zuiden ervan bevindt zich warme lucht en ten noorden ervan koude. Als het front naar het zuiden gaat bewegen, is het een koufront en als het in noordelijke richting beweegt een warmtefront. Daarom zijn de zwarte driehoekjes in zuidelijke richting getekend en de zwarte halve bolletjes in noordelijke. Tevens zijn een paar isobaren en enkele windsymbolen aangegeven.

In figuur 10.7.b is er een kleine golf in het front ontstaan. In de meeste gevallen komt zo'n golf tot stand doordat er op een bepaalde plaats luchtdrukdalingen plaats vinden. Deze drukkalingen worden op gang gebracht door processen in de bovenlucht, met name in de straalstroom, die zich nabij de top van het polaire front ophoudt. De drukkalingen geven aanleiding tot een cyclonale circulatie. Daardoor ontstaat een storing in het rechte verloop van het front. Deze storing wordt meestal aangeduid als een *golf* of *golfvormige storing*. De meeste golven in het polaire front groeien uit tot depressies. Zulke golven worden instabiel genoemd. Zij groeien bij hun tocht van west naar oost, de richting van de algemene circulatie op de gematigde breedten, uit tot *frontale depressies*.

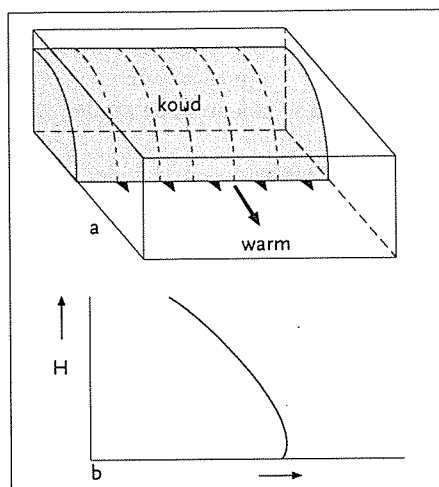
Er bestaan ook stabiele golven, waarvan de amplitude tijdens de west-oostbeweging niet toeneemt.

### 10.4 De knik in het isobarenpatroon

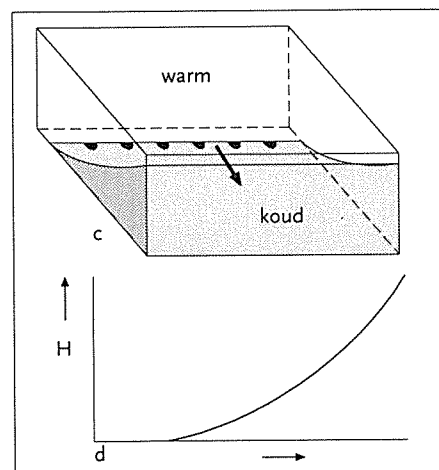
In de figuren 10.7.b en c valt op dat er bij de fronten een knik in de isobaren voorkomt, waarvan de punt wijst in de richting van de hogere luchtdruk langs het front. Met behulp van figuur 10.8. is te zien hoe deze knikken ontstaan.

Figuur 10.8.a is een verticale dwarsdoorsnede door een koufront, warme sector en warmtefront.

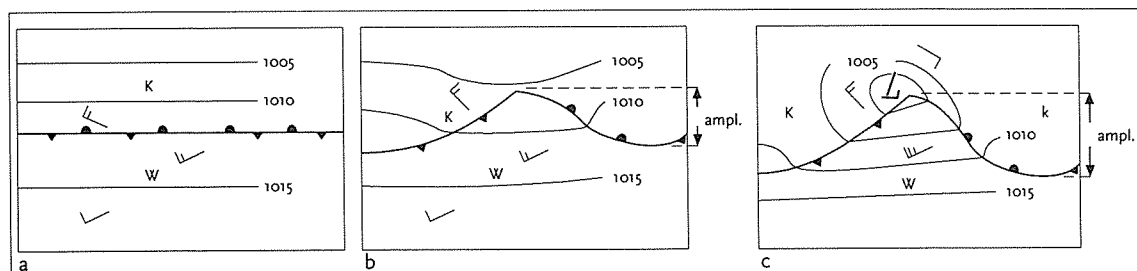
De fronten bewegen van links naar rechts. Figuur 10.8.b is een bovenaanzicht van figuur 10.8.a, ofwel een deel van de grondkaart. In deze tekening zijn met onderbroken lijnen een aantal isobaren getekend in de situatie, dat de fronten er nog niet



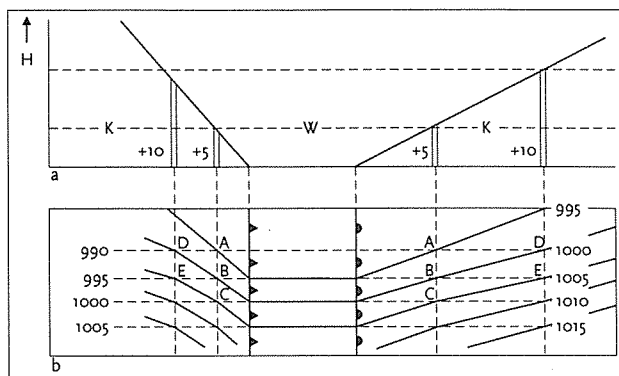
Figuur 10.6 a en b Invloed van de wrijving op de fronthelling bij een koufront



Figuur 10.6 c en d Invloed van de wrijving op de fronthelling (warmtefront)



Figuur 10.7 Vorming van een depressie uit een frontale golf



Figuur 10.8 De frontale knik in het isobarenveld

waren. De waarde van deze isobaren is links aangegeven. In de koude lucht beneden beide frontvlakken zijn in figuur 10.8.a twee kolommen lucht getekend, die resp. 5 en 10 hPa zwaarder zijn dan kolommen van gelijke lengte in de warme lucht. In figuur 10.8.b zal daarom in de punten A, B

en C de luchtdruk 5 hPa stijgen tot resp. 995, 1000 en 1005 hPa en in de punten D en E 10 hPa tot 1000 en 1005 hPa (grafisch optellen!).

Als men de nieuwe gelijke luchtdrukwaarden met elkaar verbindt ontstaan de getrokken isobaren, waarvan de waarden rechts in de tekening staan.

Doordat in de oorspronkelijk aanwezige lucht in de warme sector geen drukveranderingen hebben plaatsgevonden vallen daar de nieuwe en oude isobaren samen. Bij de fronten is een knik in de isobaren ontstaan, waarvan de punt wijst in de richting van de hogere luchtdruk langs het front. Als de fronten zich met een gelijkmatige snelheid voortbewegen zal een waarnemer de druk achter het koufront sneller zien stijgen dan de druk voor het warmtefront uit daalde, omdat de snijpunten ABC en DE voor het warmtefront verder uit elkaar lagen dan de gelijknamige punten achter het koufront. De lucht achter het koufront is kouder gedacht dan de lucht voor het warmtefront. In de warme sector blijft de luchtdruk hetzelfde.

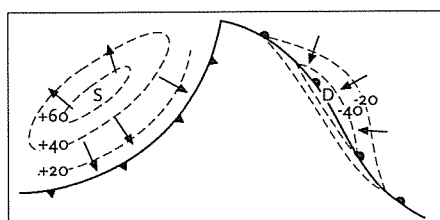
In werkelijkheid zijn er allerlei variaties op het in dit voorbeeld geschetste isobarenpatroon mogelijk. Bovendien vinden er uitdiepings- en opvullingsprocessen plaats, waardoor het patroon niet star is, maar tijdens de beweging van vorm verandert (*deformeert*).

De snelheid waarmee een systeem de waarnemer nadert en passeert en de snelheid van de deformatie in de tijd bepalen de grootte van de luchtdrukveranderingen die een waarnemer per tijdseenheid kan noteren.

### 10.5 Luchtdrukveranderingen en isallobaren

Luchtdrukveranderingen worden over tijdvakken van drie uren gemeten en op de weerkaart bij de waarnemingsstations genoteerd. Als men op de kaart plaatsen met elkaar verbindt waar de luchtdrukdalingen of -stijgingen de afgelopen drie uur gelijk waren, krijgt men lijnen van gelijke luchtdrukverandering (*isallobaren*).

Vlak voor een warmtefront en ruim achter het koufront kunnen dan isallobarenpatronen ontstaan, zoals geschetst in figuur 10.9. Het gebied van maximale daling wordt met een D aangegeven, dat met een maximale stijging met een S. De waarden -4,0, -2,0, +4,0 en +6,0 bij de isallobaren betekenen een daling van respectievelijk 4 en 2 hPa en een stijging van respectievelijk 4 en 6 hPa in de afgelopen drie uur voor het ogenblik van de waarneming.



Figuur 10.9 Isallobarisch minimum en maximum

In een gebied, waar aanvankelijk overal *dezelfde* luchtdruk heerst, zouden luchtdrukveranderingen, weergegeven door de zojuist geschetste isallobaren, aanleiding geven tot de vorming van resp. gebieden van lage- en hoge luchtdruk.

Er zou dan een wind gaan waaien resp. naar en van deze druksystemen, de *isallobarische wind* (zie de pijlen in figuur 10.9). Deze windcomponent moet bij het bestaande windveld worden opgeteld. De isallobarische windcomponent werkt de verplaatsing van het warmtefront tegen en bevordert de verplaatsing van het koufront. Dat is één van de redenen waarom een koufront sneller loopt dan een warm-

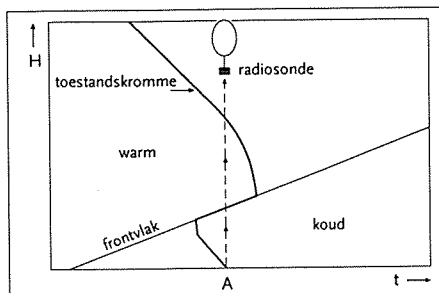
tefront en het op den duur het warmtefront inhaalt. Door dit inhalen wordt de warme sector "dichtgedrukt". Dit proces noemen we *occluderen*.

Opgemerkt moet nog worden dat isallobaren niet alleen ontstaan door de verplaatsing van druksystemen en de bijbehorende fronten, maar ook door *deformatie* van druksystemen (opvullen en dieper worden van depressies en afnemen en opbouwen van hogedrukgebieden).

### 10.6 Occlusies

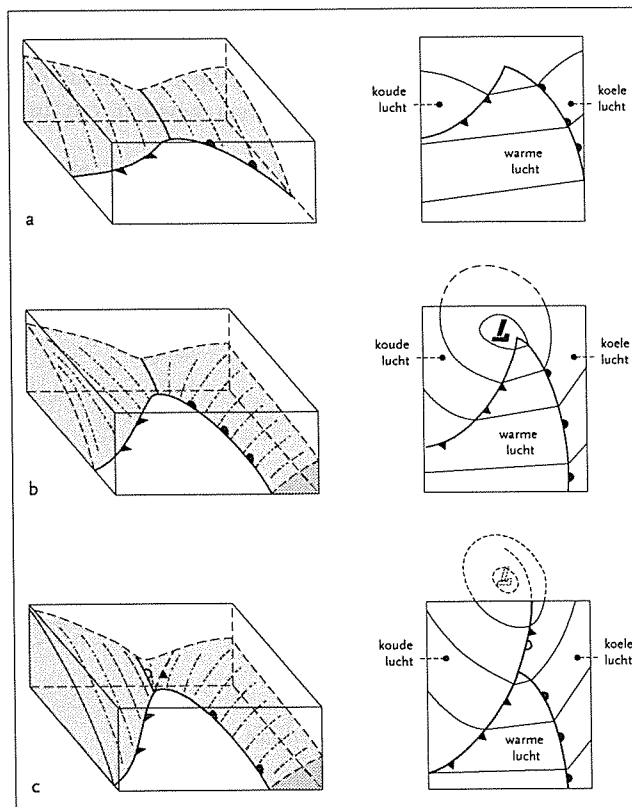
Eén van de redenen, waarom een koufront sneller loopt dan een warmtefront en op den duur het warmtefront inhaalt, is de isallobarische wind. Een andere reden is de grote wrijving die een warmtefront ondervindt, omdat onder het warmtefrontvlak de opbouw van de atmosfeer stabiel is. In figuur 10.10 is in een Ht-diagram een warmtefront getekend. Vanuit het punt A wordt een radiosonde opgelaten, die de getekende toestandskromme meet. Er is een inversie te zien op de hoogte waar de sonde het frontvlak passeert. Waar het frontvlak dicht boven het aardoppervlak ligt, ligt de frontale inversie laag en zal de wrijvingsinvloed in de stabiele laag onder het front remmend werken op de voortbeweging.

Nog een andere reden is de helling van de frontvlakken. Daar het koufrontvlak steiler staat dan het warmtefrontvlak en bovendien naar de wind toe helt, is de winddruk op dat vlak effectiever dan op het warmtefrontvlak.



Figuur 10.10 Frontale inversie (warmtefront)

In figuur 10.11 zijn de gevolgen getekend bij het inhalen van een warmtefront door een koufront.

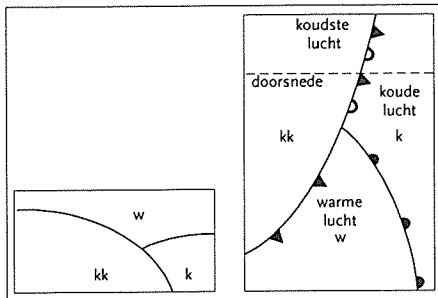


Figuur 10.11 a, b en c Ontstaan van een occlusie

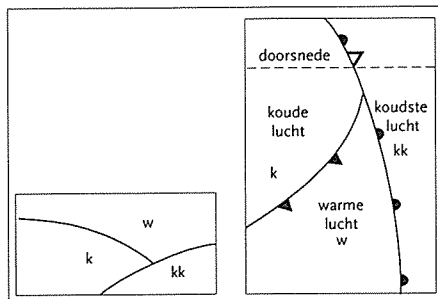
Figuur 10.11.a stelt een jonge onstabiele frontale golf voor, links in een doosmodel, rechts op de weerkaart. Let op de brede warme sector. In figuur 10.11.b is de warme sector smaller geworden. Het draaipunt van het koufront is kennelijk de top van de golf. In figuur 10.11.c begint, het eerst bij de top van de golf, de koudere lucht achter het koufront onder de koude lucht voor het warmtefront te dringen. Het warmtefront wordt daardoor van de grond getild. Het smaller worden van de warme sector, met andere woorden het insluiten en optillen van de warme lucht

in de warme sector wordt *occluderingsproces* genoemd. Het koufront dat het warmtefront heeft opgetild heet occlusiefrent of kortweg occlusie.

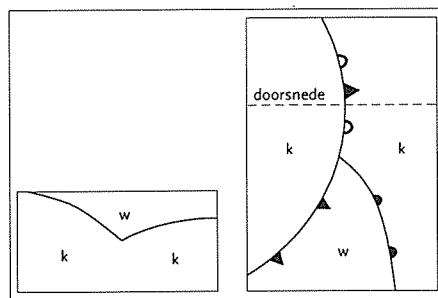
De plaats waar aan de grond het koufront, het warmtefront en de occlusie bij elkaar komen, dus waar de optilling begint, heet het occlusiepunt.



Figuur 10.12 a Koudefront-occlusie



Figuur 10.12 b Warmtefront-occlusie



Figuur 10.12 c Hoogte-occlusie

### 10.6.1 Soorten occlusies

Afhankelijk van het verschil in temperatuur tussen de lucht achter het koufront en voor het warmtefront, onderscheidt men koufront- en warmtefront-occlusies (resp. figuur 10.12.a en 10.12.b). Zijn deze temperaturen gelijk, dan is er sprake van een hoogte-occlusie (figuur 10.12.c). Voor een overzicht van de aanduidingen op de weerkaart, zie figuur 10.13.

### 10.7 Geografische indeling van fronten

Men kan de fronten onderscheiden naar de luchtsoorten, die ze begrenzen.

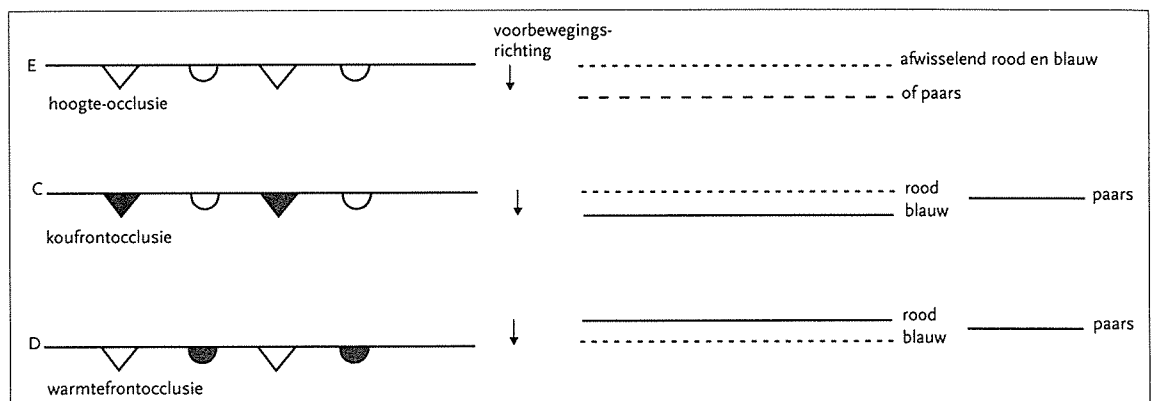
De fronten, waar we het meest mee te maken hebben, scheiden polaire lucht van tropische lucht. Die fronten worden *polaire fronten* genoemd. Nu en dan passeren *secundaire polaire fronten*. Zij scheiden koude polaire lucht, afkomstig van hoge breedten, van minder koude polaire lucht van middelbare breedten. Het zijn minder sterk ontwikkelde fronten. Een enkele keer bereikt, veelal in het vroege voorjaar, het arctische front onze omgeving. Dit front scheidt zeer koude arctische lucht, afkomstig van het Noordpoolgebied, van polaire lucht.

Het *subtropische front* is meestal alleen in de hogere luchtlagen ontwikkeld (subtropische straalstroom). Aan de grond is het niet of moeilijk te vinden. Dit front vormt de grens tussen tropische en equatoriale lucht. Het bereikt onze breedten nooit.

### 10.8 Luchtbewegingen en het weer bij fronten

De figuren 10.14., 10.15. en 10.16. geven een dwarsdoorsnede weer door frontvlakken en de bijbehorende bewolking. De wolkentypen zijn met de tweelettercode aangegeven. Het 0° C niveau is aangegeven met een streepjeslijn. De dikke pijlen geven de luchtbewegingen weer nabij de fronten. De fronten, de bijbehorende bewolking en het weer, bewegen van links naar rechts.

Aan de hand van deze figuren en met de kennis van de figuren uit de vorige paragrafen van dit hoofdstuk kan men "in het veld" het gedrag van de verschillende weerelementen waarnemen tijdens de nadering en passage van warmte- en koufronten. Door regelmatig oefenen in de praktijk is aan de hand van de veranderingen

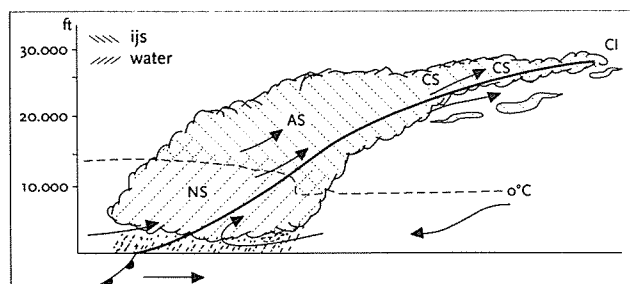


Figuur 10.13. Notatie van fronten op de weerkaart

gen van de bewolking, de wind, de neerslag, het zicht, de temperatuur en de luchtdruk te herkennen of er een warmte- of een koufront nadert en is te schatten hoe snel het de waarnemer zal bereiken.

#### 10.8.1 Het passeren van een warmtefront

Figuur 10.14 geeft een dwarsdoorsnede door een warmtefront met stabiele lucht. De dikke pijlen geven aan, dat de warme lucht niet onder de koude dringt en tegen



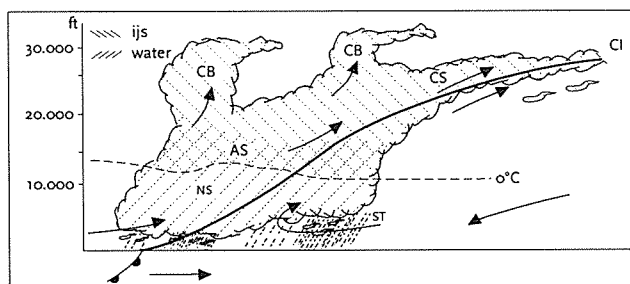
Figuur 10.14 Warmtefrontvlak met opglijdende stabiele warme lucht

het frontvlak opglijdt. In de koude lucht, voor het front uit, is er in de onderste 1,5 tot 3 km een windcomponent in de richting van het front.

Een waarnemer ziet eerst hoge Ci-bewolking boven de horizon verschijnen. Het zijn losse vegen, draderig van structuur en dikwijls zitten er "haakjes" aan de voorste uiteinden (Cirrus uncinus). Naarmate het front nadert wordt de Ci een meer egale laag, waardoor de zon of maan als door matglas zichtbaar is (Cs). Er verschijnt een kring om de zon of maan. Als de Cs-laag dikker wordt, worden zon en maan minder goed zichtbaar. Zodra de voorste Ci zich boven de waarnemer bevindt, kan een aardige schatting worden gemaakt van de afstand, waarop het grondfront zich bevindt.

Als wordt aangenomen dat de gemiddelde helling van het warmtefront 1:200 is en de hoogte van de eerste Ci 7500 m, dan is en de afstand tot het grondfront  $200 \times 7,5$  (km) = 1500 km. Bij een gemiddeld naderingssnelheid van 35 km/h duurt het dan nog 43 uur, voordat het grondfront ons bereikt. Langzaam bewegende warmtefronten hebben een snelheid van 10 tot 20 km/h, snelle 55 km/h en meer. Naarmate het front dichterbij komt, wordt de bewolking dikker; de basis komt lager te liggen. De toename van de bewolking in de hoge en later middelbare niveaus is gunstig voor hete luchtballonvaarders, maar ongunstig voor zweefvliegers. Kunt u dit verklaren?

De laatste 10 uur voor de frontpassage gaat de wind krimpen door isallobarische effecten en het naderbij komen van de knik in de isobaren. Soms neemt de windsnelheid toe, als de luchtdrukgradiënt groter wordt. Dichtbij het warmtefront neemt de wind echter meestal weer iets af, omdat onder de frontale inversie de opbouw zeer stabiel wordt en de wrijvingsinvloed daardoor groter.



Figuur 10.15 Warmtefrontvlak met warme lucht, welke bij het opglijden onstabiel wordt

Uit het dikke Cs-As-Ns pakket kan het vele uren regenen voordat het grondfront passeert. Aanvankelijk valt er lichte regen, waarin het zicht niet of nauwelijks afneemt. De neerslagintensiteit neemt dichterbij het grondfront echter toe, waardoor het zicht

behoorlijk kan teruglopen. Vooral als er een mengsel van regen en motregen valt, wordt het zicht slecht. Een toename van de vochtigheid van de lucht, door gedeeltelijke verdamping van neerslagelementen, draagt ook bij aan de zichtverslechtering.

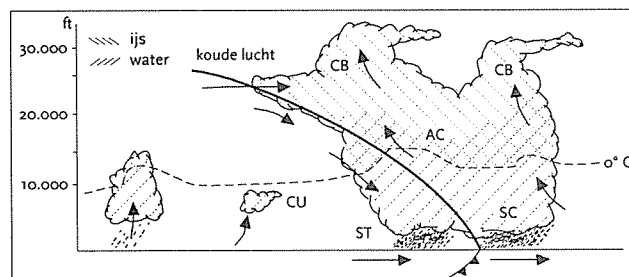
Een à twee uur na de passage van het warmtefront houdt de neerslag meestal op. De regenzone is dus het breedst voor het warmte-grondfront uit, hetgeen in de figu-

ren 10.14 en 10.15 goed te zien is. Uit de dikke wolkenlaag van de eerste figuur valt de regen min of meer gelijkmatig, maar uit de bewolking van figuur 10.15 niet. De lucht is daar potentieel onstabiel, dat wil zeggen zij wordt onstabiel door optilling. Er ontstaan Cb's, die gedeeltelijk ingebed zijn in de laagvormige bewolking (embedded Cb's). Uit de Cb's kan intensieve neerslag vallen. 's Zomers zijn hagel en onweer mogelijk. Deze "embedded Cb's" zijn gevaarlijk voor de luchtvaart, omdat ze niet op tijd kunnen worden waargenomen, tenzij men over een weerradar beschikt. Onder deze buien kan de wind tijdelijk vlagerig worden. Dicht voor het front, tijdens de passage en vlak erna kan St voorkomen met een lage basis. Overigens hangt het sterk van de temperatuur van de lucht en het aardoppervlak voor het warmtefront af, in welke vorm de neerslag zal vallen.

Als West-Europa enige tijd in de greep van de vorst is geweest, glijdt de warme lucht achter een naderend warmtefront over een gaandeweg dieper wordende laag koude lucht omhoog. De neerslag valt dan aanvankelijk in de vorm van sneeuw, maar dichtbij het front dikwijls als onderkoelde regen of motregen (vorming van ijzel).

Achter het warmtefront is het zicht meestal enige tijd matig, ook als er geen neerslag valt, omdat de aangevoerde lucht warme massa is. Na enige tijd, als de aarde voldoende is opgewarmd, verbetert het zicht en eventueel aanwezige St verdwijnt. Er blijft dikwijls wel bewolking aanwezig, waarvan de verticale uitgestrektheid dieper in de warme sector afneemt. Door de komst van warme lucht na een winterperiode kan advectieve mist ontstaan die zich soms tot enkele dagen kan handhaven. De wind ruimt na de passage van een warmtefront en neemt veelal ook enigszins toe. Dat kan zijn doordat de extreem stabiele opbouw van de lucht onder de frontale inversie afneemt of als er een flinke luchtdrukgradiënt heerst in de warme sector. De temperatuur daalt meestal voor de warmtefrontpassage iets doordat vallende neerslag de lucht afkoelt (doordat de druppels of kristalletjes kouder zijn en doordat de druppels verdampingswarmte aan de lucht onttrekken). De luchtdruk daalt voor het warmtefront uit regelmatig en de daalsnelheid neemt toe naarmate het front dichterbij komt. Tijdens de passage is de daling het grootst. Daarna begint in de warme sector de luchtdruk weer te stijgen of blijft hij gelijk.

### 10.8.2. Het passeren van een koufront



Figuur 10.16 Koufrontvlak met voor het front warme lucht, welke bij stijgende beweging onstabiel wordt

Omdat de helling van een naderend koufront van de waarnemer af gericht is, gaat pas enkele uren voor de frontpassage de bewolking toenemen (figuur 10.16). Aangezien koufronten gemiddeld 15% sneller bewegen dan warmtefronten, neemt de bewolking ook sneller in dichtheid toe.

Hieruit volgt dat het niet mogelijk is de afstand tot het grondfront en het passage-tijdstip te schatten, zoals bij warmtefronten. Doordat de koude lucht met een betrekkelijk snelle voortgaande beweging onder de warme dringt, zijn de verticale bewegingen in de warme lucht voor het koufront uit sterker dan in de warme lucht boven het warmtefront.



Dikwijls wordt op hoogten boven 6 km snelbewegende koudere en drogere lucht door het op die hoogte zeer diffuse frontvlak geblazen, waardoor de luchtopbouw in de warme lucht onstabiel wordt. Een en ander heeft tot gevolg, dat in de warme lucht vlak voor het koufront uit nogal eens Cb's ontstaan. Doorgaans varieert de neerslagintensiteit en daarmee het zicht in de neerslagzone. Het neerslaggebied is veel minder breed dan bij het warmtefront en de meeste neerslag valt nu achter het grondfront. Direct achter het neerslaggebied van het koufront is er dikwijls een dalende luchtbeweging. Er ontstaat daar een zone met felle opklaringen. Doordat de koude lucht meestal ook koude massa-eigenschappen heeft is het zicht achter het front, buiten de neerslag, uitstekend.

De wind krimpt op de nadering van het front en neemt dikwijls toe, omdat de gradiënt toeneemt. Als er buien zijn, is de wind ook buig. Na de frontpassage vindt een scherpe windruiming plaats en de wind zal in de koude massa dikwijls enigszins buig blijven.

De temperatuur daalt tijdens de neerslag voor het front al enigszins, maar bij de frontpassage vindt meestal een scherpe temperatuuurdaling plaats. Toch zijn er, al lijkt het enigszins verwarrend, situaties waarin een waarnemer in West-Europa de temperatuur ziet stijgen, nadat het koufront is gepasseerd (*gemaskeerd koufront*). Dat kan gebeuren, als na een vorstperiode boven het vaste land een koufront met vrij veel wind van het westen uit voorbij komt. De koude lucht achter het koufront is in zijn onderste laag door het oceaanwater opgewarmd. Soms kan het koufront de laag koude vrieslucht boven het continent maar moeilijk opruimen. Er ontstaat dan een enkele tientallen meters dikke grondinversie (koude plaklaag).

Een andere oorzaak van een toenemende temperatuur na een koufrontpassage is de dalende lucht vlak achter het koufront (figuur 10.16). De lucht wordt daardoor adiabatisch verwarmd waarbij ook de bewolking oplost. Overdag kan de temperatuur door instraling dan hoger worden dan ze in de warme sector was. Verder achter het front, waar de bewolking dikwijls weer toeneemt, daalt de temperatuur weer.

Op de nadering van het koufront daalt de luchtdruk; direct na de passage begint de barometer flink te stijgen door de aanvoer van koudere, zwaardere lucht.

### **10.8.3 Het passeren van een occlusie**

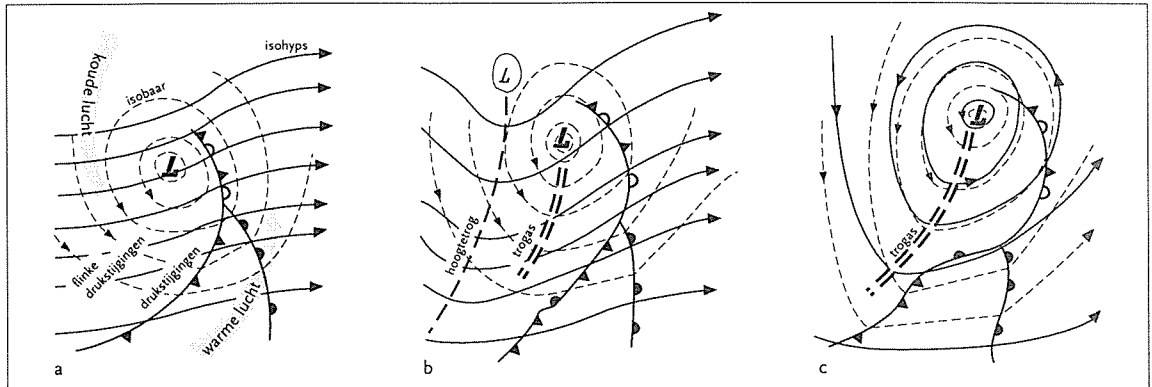
Het weer bij een warmtefront-occlusie heeft doorgaans een warmtefrontkarakter, dat bij een koufront-occlusie een koufrontkarakter. De verschijnselen zijn echter minder karakteristiek.

## **10.9 Ligging en ontstaan van fronten**

Fronten kunnen ontstaan in een gebied, waar een koude zeestroom een warme ontmoet en waar ze over een flinke afstand aan elkaar grenzen. De luchtmassa boven de koude stroming is kouder en kan minder waterdamp bevatten dan die boven de warme zeestroom. Boven land kan een front ontstaan langs de grens van een uitgestrekt sneeuwgebied. Boven de sneeuw is de lucht veel kouder en droger dan boven het onbedekte land. 's Winters ontstaat dikwijls langs de oostkust van Noord-Amerika een front, omdat boven land de lucht zeer koud en relatief droog is en even buiten de kust, boven de oceaan, veel warmer en vochtiger door de invloed van de warme Golfstroom.

### **10.10 Trogassen**

Een trog doet zich voor als een uitstulping van een depressiekern. De uitstulpingen van de achtereenvolgende isobaren zijn meestal zodanig dat de plaatsen van de maximale cyclonale kromming door een rechte of enigszins gebogen lijn zijn te verbinden. Zo'n lijn heet een trogas. Op de weerkaart wordt de trogas doorgaans aangegeven met een dubbele onderbroken lijn (figuur 10.17).



Figuur 10.17 Vorming van een trog

a. Aanvoer van koude lucht in de hogere niveaus.

b. Vorming van een hoogtetrog.

c. Hoogtetrog en trog aan de grond vallen samen, er ontstaat een golf in het koufront.

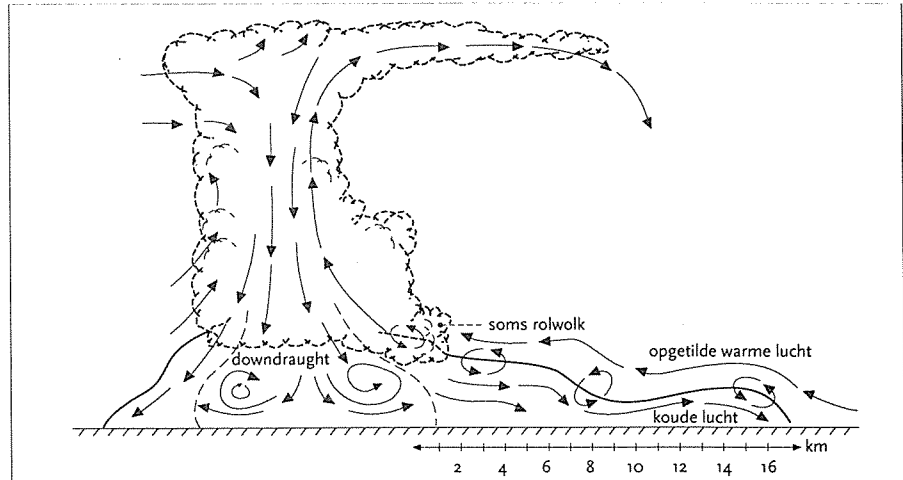
De weersverschijnselen, die gepaard gaan met het voorbijtrekken van de trogas, lijken veel op die bij een koufront: intensieve, buiige neerslag, windstoten, een sterk ruimende wind en dikwijls een (geringe) daling van de temperatuur. De bewolking heeft veelal een scherpe achtergrens, zoals bij een koufront.

Op de weerkaart mag echter nooit een koufront in de trogas worden getekend. De aangevoerde luchtsoort blijft immers dezelfde!

# 11. Windschering en turbulentie

## 11.1. Windschering ("Windshear")

Dicht aan elkaar grenzende luchtstromingen in en rond een onweersbui, bezitten vaak een verschillende snelheid en richting.



Figuur 11.1 Windschering in en rond een cumulonimbus

Soms grenzen zelfs *tegengestelde* stromingen aan elkaar. Bewegen we ons door zo'n gebied, dan zullen we dus in snel na elkaar veranderende richtingen en met verschillende snelheden worden meegevoerd. Dit verschijnsel noemen we windschering.

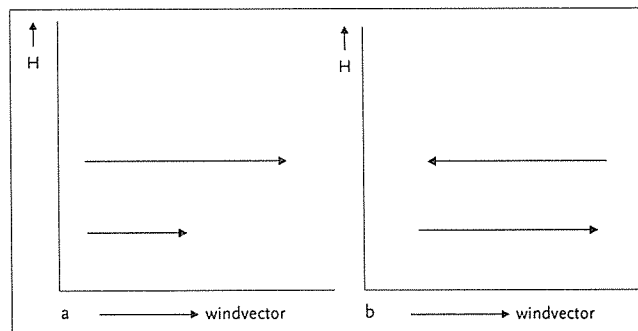
*Windschering* is een verandering van de windsnelheid en/of -richting per lengte-eenheid tussen twee punten in de atmosfeer.

Windschering is een meteorologisch verschijnsel dat ruime aandacht geniet van vliegers en luchtvaartmeteorologen. Vooral tijdens de landing en de start van grote, betrekkelijk traag reagerende machines kan "windshear" gevaarlijk zijn.

Er worden 3 typen windschering onderscheiden:

- Vertikale windschering (VWS)

Dit is de verandering van de horizontale windsnelheid en/of -richting tussen twee punten die elk op een *verschillende hoogte* liggen

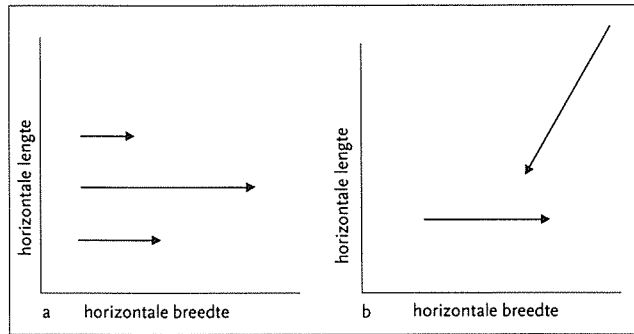


(figuur 11.2.a en 11.2.b).

Eenvoudiger gezegd: VWS is de verticale variatie van de *horizontale* wind.

Figuur 11.2 Vertikale windschering (VWS)

- Horizontale windschering (HWS)

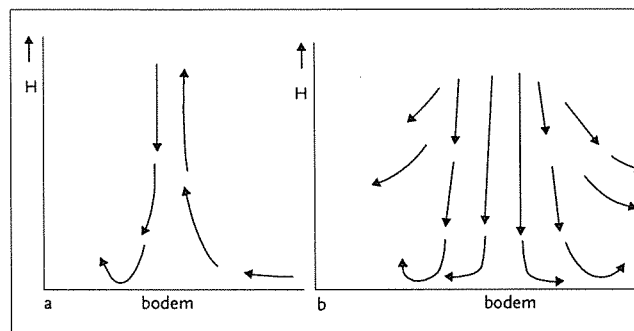


Figuur 11.3 Horizontale windschering (HWS)

Dit is een verandering in de horizontale windsnelheid en/of -richting tussen twee punten, die beide in hetzelfde horizontale vlak liggen.

Het is dus de horizontale variatie van de horizontale wind. (fig. 11.3.a en 11.3.b).

- Schering van de verticale wind (SVW)



Figuur 11.4 Schering van de verticale wind (SVW)

Dit is een verandering van de verticale windsnelheid en/of richting tussen twee punten, die in hetzelfde horizontale vlak liggen (fig. 11.4.a en 11.4.b).

Belangrijke schering van de verticale wind treft men aan tijdens thermiek, de groei van forse

cumuluswolken en vooral in onweersbuien.

De genoemde definities zijn typische meteorologische omschrijvingen. Toegepast op de luchtvaart, luiden ze: "Windschering is de variatie in grootte van de windvector of zijn componenten langs en dwars op de vliegroute".

## 11.2. Ontstaanswijzen

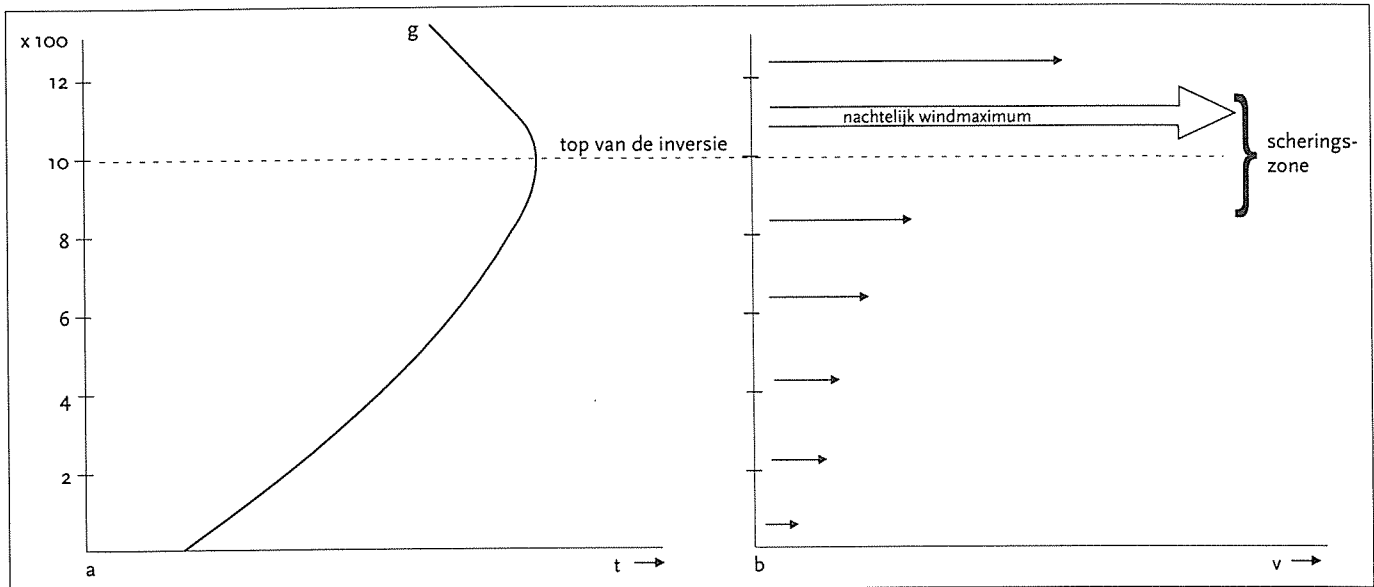
De verschillende soorten van windschering worden naar hun wijze van ontstaan onderscheiden in:

- Windschering boven een stralingsinversie.
- Frontale windschering (bij kou-, warmte- en zeewindfront).
- Windschering in en nabij onweders.
- Windschering bij sterke bodemruwheid.
- Windschering bij sterke verandering van de bodemruwheid (grote bodemruwheidsgradiënt).
- Windschering door orografische optilling en de daaruit volgende golfbewegingen.

### 11.2.1 Windschering ontstaan tengevolge van een sterke stralingsinversie nabij het aardoppervlak, type VWS

(figuur 11.5.a en b)

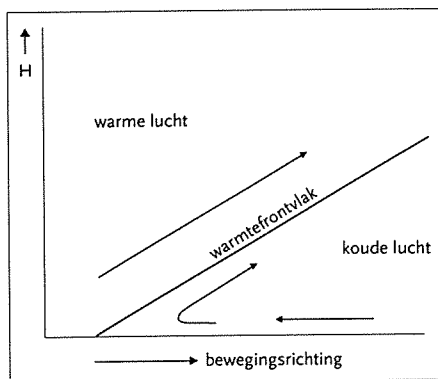
Wanneer er weinig bewolking is gedurende de avond en nacht, kan er, indien de nachten voldoende lang zijn, door uitstraling een flinke grondinversie ontstaan. Daardoor wordt de opbouw in de onderste 200 tot 500 m van de atmosfeer stabiel. Vertikale bewegingen worden sterk gedempt, waardoor er nauwelijks of geen uitwisseling van bewegingsenergie kan plaatsvinden tussen de verschillende boven



Figuur 11.5. Nachtelijk windmaximum aan de top van een stralingsinversie

elkaar liggende luchtlagen. Het gevolg is, dat de luchtstroom aan de grond door wrijving en gebrek aan energie-impuls vanaf hogere lagen boven de inversie, sterk verzwakt: hij wordt minder dan 2 m/s of valt geheel weg.

Als de heersende drukgradiënt een geostrofische wind van 7 m/s of meer kan onderhouden, zal zich onder deze omstandigheden in de onderste 200 tot 300 m een significante windschering ontwikkelen. Dikwijls staan er vlak boven de top van de inversie gedurende de tweede helft van de nacht sterkere winden dan men op grond van de op die hoogte heersende luchtdrukgradiënt mag verwachten. Deze zogeheten supergeostrofische wind wordt het nachtelijk windmaximum genoemd. Hij blijft tot 1/2 à 1 uur na zonsopkomst bestaan en verdwijnt daarna snel.



Figuur 11.6. Windschering bij een warmtefront

### 11.2.2 Frontale windschering type, VWS

(figuur 11.6).

Aan de voor- en achterzijde van een kou- of warmtefront kunnen aanzienlijke verschillen bestaan in de windsnelheid en -richting. Dit kan aanleiding geven tot gevaarlijke scherings-verschijnselen, indien:

- het temperatuurverschil tussen de twee kanten van het front groter dan of gelijk is aan  $5^{\circ}\text{C}$ .
- de verplaatsingssnelheid van het front 15 m/s of meer is.

Doordat warmtefronten in het algemeen langzamer bewegen dan koufronten en de hellingen ervan minder steil zijn, duurt het langer voordat gevaarlijke schering-zones rond het warmtefront het landings- en stijgebied van een luchthaven zijn gepasseerd. De langere verblijftijden maken daarom in scherings-situaties, warmtefrontpassages gevaarlijker dan die van koufronten. Gewoonlijk is de windschering rond een warmtefront krachtiger dan rond een koufront. Dit komt, omdat de lucht-opbouw onder warmtefront stabiel is en de nabij het aardoppervlak geremde lucht geen energie-impuls van hogere lagen kan krijgen.

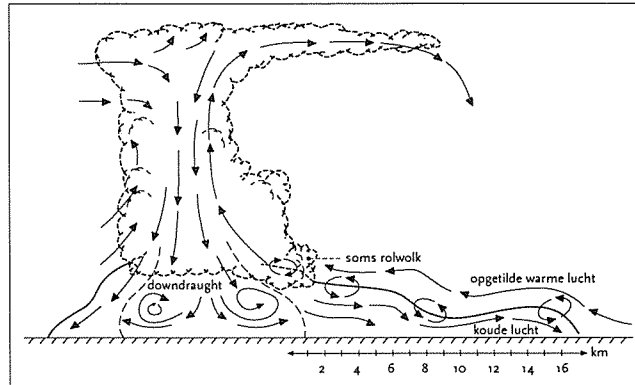
Gemiddeld komt significante windschering rond een warmtefront beneden de 1500 m voor en begint hij 6 uur vòòr de passage van het front.

Ook langs een zeewindfront kunnen scherings-verschijnselen voorkomen. Meestal zijn ze echter niet zeer krachtig.

### 11.2.3 Schering in en nabij onweders

(figuur 11.7)

In en nabij zware buien en onweders kunnen alle typen "windschering" worden ondervonden:



Figuur 11.7 Windschering in en rond een cumulonimbus

Vertikale windschering kan rond het gehele buiencomplex ondervonden worden, maar vooral nabij en op het grensvlak van het mini-koufront ("gust-front" of windstoten-front). Het "gustfront" kan soms meer dan 20 km voor het buiengebied uit merkbaar zijn (zie ook het volgende hoofdstuk over onweer).

Horizontale windschering treedt vooral op vòòr de bui uit, waar sterke uitstroming van koude winden uit de bui aan het aardoppervlak plaats vindt en waar overheen het transport van warme, vochtige lucht naar de bui toe optreedt.

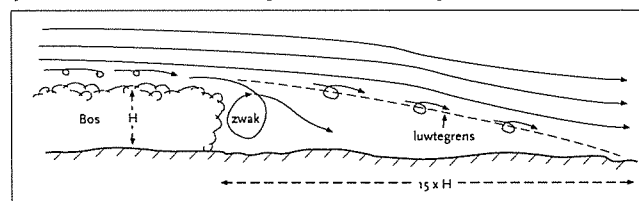
Schering van de verticale wind komt voor in het binnenste van een onweersbui waarin vlak aan elkaar grenzende zones voorkomen met sterke opwaartse en neerwaartse stromingen. Deze windschering veroorzaakt hevige turbulentie, waardoor een in dit gebied bewegend vliegtuig ernstige structurele schade kan oplopen.

Ook op geringe afstand buiten buiencomplexen schijnen vaak sterke scheringen van verticale winden te bestaan, maar niet zulke sterke als in de bui zelf. In gebieden onder de bui, waar de neerslag intensief is, kunnen krachtige naar beneden gerichte stromingen bestaan, die downbursts worden genoemd.

Nabij het aardoppervlak worden ze gedwongen horizontaal te gaan stromen. Deze gebieden zijn voor vliegtuigen in de start-en landingsfase zeer gevaarlijk (zie hoofdstuk 18).

### 11.2.4 Schering, ontstaan in de nabijheid van kleine heuvels of grote gebouwen

Bij een neutrale of licht stabiele opbouw van de atmosfeer in de onderste 150 tot 300 m kunnen nauwgebegrensde scheringszones ontstaan, indien een sterke wind



Figuur 11.8 Windscherming aan de lizijde van gebouwen of bossen

obstakels ontmoet.

(figuur 11.8)

Deze obstakels, bijvoorbeeld grote gebouwen (hangars), een stadsgebied, een heuvelrug, een duinenrij of een dicht bos kunnen onder de

geschetste atmosferische opbouw golfbewegingen en wervelingen induceren, waarbij nauwe zones met sterke schering gevormd kunnen worden. Ook deze scheringszones zijn gevaarlijk voor startende en landende vliegtuigen. De scheringen zijn van het type VWS en HWS.

### 11.3. Turbulentie

Ongeordende luchtbewegingen, die zich voordoen als wervels van uiteenlopende grootte noemt men turbulentie. Men onderscheidt mechanische *turbulentie* en schuifspanningsturbulentie.

*Mechanische turbulentie* ontstaat ten gevolge van de bodemruwheid. Mechanische turbulentie is des te heviger naarmate het bodemoppervlak ruwer is of naarmate er sterkere abrupte overgangen in de bodemruwheid optreden.

*Schuifspanningsturbulentie* is het gevolg van sterke veranderingen van de windrichting en -snelheid over korte afstand. Schuifspanningsturbulentie treedt op bij sterke windshear, dus bij sterke convectie (bijvoorbeeld in Cumulonimbi), bij fronten, vlak boven een grondinversie en in de straalstroom (clear air turbulence of CAT).

Mechanische turbulentie is nabij obstakels van grote betekenis als de wind een snelheid van 10 m/s overschrijdt (windkracht 6). De zwaarste schuifspanningsturbulentie komt voor in en nabij een onweerscomplex of een buienlijn (bijvoorbeeld in een trog). De turbulentie vlak onder of in de basis van een onweersbui kan uiterst zwaar zijn, evenals de turbulentie bij het "gustfront".

## 12. Buien en onweer

Als cumulusbewolking bij voortdurende aanvoer van warme, vochtige lucht, aan de basis kan doorgroeien tot ver boven het 0° C niveau, begint er een verijzingsproces van de wolkendruppeltjes. Er ontstaan dan zogeheten gemengde wolken, dat wil zeggen cumuluswolken waarin naast vloeibare ook bevroren wolkenelementen voorkomen.

Het Wegener-Bergeron-Findeisen proces kan in deze bewolking de neerslagelementen laten groeien. Naarmate de wolk hoger komt, zullen door afkoeling steeds meer, inmiddels onderkoelde, waterdruppels tot bevroering overgaan. Dit gebeurt het meest frequent rond -12° C, waar het verschil  $e_{s, \text{water}} - e_{s, \text{ijs}}$  het grootst is (ijskiemniveau). Boven het -20° C niveau is al een zeer groot deel van de druppeltjes bevroren; boven het -30° C niveau komen er nog nauwelijks onderkoelde druppeltjes voor en boven het -40° C niveau helemaal niet meer. Soms komen er boven het -20° C niveau abnormaal veel onderkoelde waterdruppeltjes voor. Het is gebleken, dat bij die bewolking dikwijls onweer en hagel voorkomt.

### 12.1 Ontwikkeling van buien

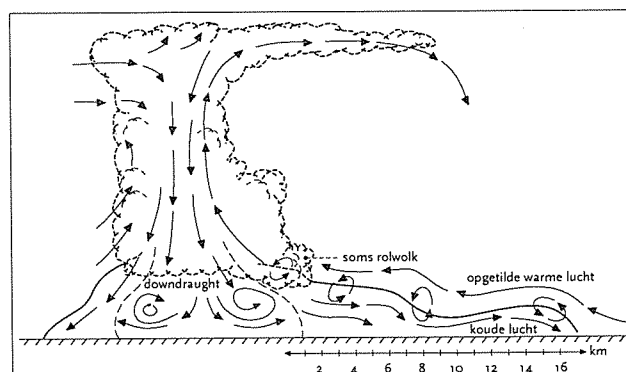
Als de bovenkant van een Cu-congestus gaat verijzen, wordt de omtrek van die wolk minder scherp omljnd. De top krijgt een diffuus en gestreept uiterlijk. In dat stadium wordt de wolk Cumulonimbus calvus genoemd.

Volwassen Cumulonimbi kunnen in onze zomer op gematigde breedten een hoogte bereiken van 9 tot 12 km, ruwweg tot vlak onder de tropopauze. Soms breken ze echter door tropopauze heen. In de tropen en subtropen kunnen de toppen doorgroeien tot soms boven 18 km hoogte, wegens de hogere ligging van de tropopauze. In de winterperiode komen de buienwolken in Nederland meestal niet hoger dan 4 tot 6 km. De verijsde toppen van buienwolken waaien dikwijls naar één kant uit door het voorkomen van krachtige winden op die hoogte; ze krijgen daardoor een aambeeldachtige uitstulping (incus).

### 12.2 Levenscyclus van een onweersbui

We hebben reeds gezien, dat men diverse stadia in het bestaan van een Cumulus, die tot een Cumulonimbus uitgroeit, kan onderscheiden. De neerslag is het intensiefst bij overgang van het bevroeringsstadium naar het eerste regenstadium.

De grote hoeveelheid neerslag maakt een einde aan de stijging van de opwaarts



Figuur 12.1 Luchtstromingen in en nabij een buienwolk (Cb)

bewegende vochtige, warme lucht, waarmee de wolk "gevoed" wordt en induceert een krachtige dalende luchtstroming, die *down-draught* genoemd wordt. Nabij het aardoppervlak vloeit de lucht horizontaal uit (figuur 12.1) en veroorzaakt windstoten. Doordat er nu koude



lucht onder en rond het buienlichaam is uitgevloed, wordt de voedingsstroom voor de buienwolk afgesneden.

#### Complexvorming

Door het afsnijden van de voedingsstroom en het uitregenen is de levensduur van een enkelvoudige buiencel beperkt tot 1/2 à 1 uur. De voor de bui langs de grond uitwaaiende koude lucht tilt warme vochtige lucht in de omgeving op en doet deze naar boven stromen, vooral aan de *rechter voorzijde* van de wolk, waar nieuwe cellen gevormd worden. Bij aaneengegroeide buienwolken kan de uitstoot van koude lucht en de aanvoer van nieuwe warme vochtige "voedings"-lucht zo groot worden, dat complexe systemen ontstaan met een eigen circulatie en een voortdurende aangroei van nieuwe cellen (*buiencomplex*).

Door het selfsupporting-karakter is de levensduur van een buiencomplex veel langer dan die van een individuele cel. De levensduur van een buiencomplex kan oplopen tot vele uren.

Zomerbuien hebben een veel grotere horizontale uitgestrektheid en tonen meer complexvorming dan winterbuien, die meer geïsoleerd zijn en waarin complexvorming niet of nauwelijks plaatsvindt.

### 12.3 De vorming van hagel

De onderbroken lijn hih (figuur 12.2) geeft de weg weer van een ijsdeeltje, dat door een paar maal in de stijgstroom van de buienwolk te zijn meegevoerd, kan aangroeien tot een hagelsteen.

Op zijn weg door een zone met onderkoelde waterdruppeltjes ontstaat er rond de ijskern een waterfilmpje dat bij het doorkruisen van nog hogere luchtlagen bevroert. Daarna geraakt de aangegroeide "steen" weer in zwakkere stijgstromen en valt. Het proces kan zich verschillende malen herhalen totdat de sterk aangegroeide hagelsteen uiteindelijk op de grond valt. Hij heeft nu een *gelaagde* opbouw gekregen. Die gelaagde opbouw komt nog duidelijker tot uiting als tussen de fasen van het invangen van onderkoelde druppeltjes de hagelsteen in onverzadigde lucht van een rijplag wordt voorzien. Daardoor ontstaan de karakteristieke afwisselend heldere (doorzichtige) en witte (ondoorzichtige) lagen. Op den duur wordt de "steen" zo zwaar dat de turbulente stijgende bewegingen er geen vat meer op krijgen. De steen valt uit de wolk, maar kan intussen tot een omvang van vele centimeters zijn aangegroeid.

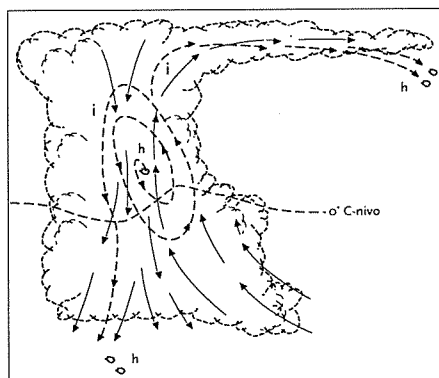
Hagelstenen vallen meestal slechts in een klein gedeelte van het totale neerslaggebied van de bui. Soms wordt een hagelsteen verder omhoog genomen het aambeeld in. Onder het aambeeld verlaat de steen, ver van de eigenlijke bui verwijderd, de wolk. Dit kan een onaangename verrassing zijn voor vliegers, die de bui vermijden, maar in de buurt van het aambeeld toch nog in hagel terechtkomen. De hagel smelt onder het aambeeld en komt als regen op de grond (enkele dikke druppels). Soms bereikt die de grond niet door krachtige opwaartse stromingen en door verdamping. De onder het aambeeld hangende neerslag"zakken" worden aangeduid met *mammatus*.

### 12.4 Soorten onweersbuien

De synoptische omstandigheden, waaronder onweersbuien gevormd worden, gebruikt men om ze te typeren.

#### 12.4.1 Convectie-onweer

Dit type onweer ontwikkelt zich 's zomers, indien een langzaam bewegende vochtige luchtmassa door het aardoppervlak flink wordt verwarmd. Als bovendien tot grote hoogte de lucht een *voorwaardelijk onstabiele* opbouw heeft en er op middelbare niveaus een vrij koud en droog gebied aanwezig is, kunnen er zware onweders ontstaan. Dikwijls klonteren de buienwolken dan aaneen tot grote complexen. In ther-



Figuur 12.2 De weg van een hagelsteen

mische lagedrukgebieden kan 's zomers op uitgebreide schaal convectieonweer ontstaan. Een bekend voorbeeld daarvan is het thermische laag, dat zich in de zomer dikwijls boven ZW-Frankrijk ontwikkelt. In dit lagedrukgebied ontwikkelen zich grote buiencomplexen. Het hele systeem wordt nogal eens met de zuidwestelijke bovenstroming naar onze omgeving getransporteerd.

#### 12.4.2 Frontaal onweer

Door gedwongen opstijging langs een koufrontvlak of een warmtefrontvlak kunnen zich in lucht met een voorwaardelijk of potentieel onstabiele opbouw Cb's ontwikkelen. Door de krachtige stijgstromen langs het koufront kunnen zelfs zware buien met onweer ontstaan. De onweersbuien, die langs een warmtefront ontstaan, zijn meestal niet zwaar omdat de stijgstromen er minder krachtig zijn.

#### 12.4.3 Orografisch onweer

Ook hier wordt lucht gedwongen "en masse" op te stijgen, nu langs de hellingen van een min of meer dwars op de stroming gelegen bergmassief. In voorwaardelijk of potentieel onstabiel opgebouwde lucht kunnen onweersbuien ontstaan. Een ander type orografisch onweer is van een thermische oorsprong. Het ontstaat door verwarming van de lucht boven de hete zuidhellingen.

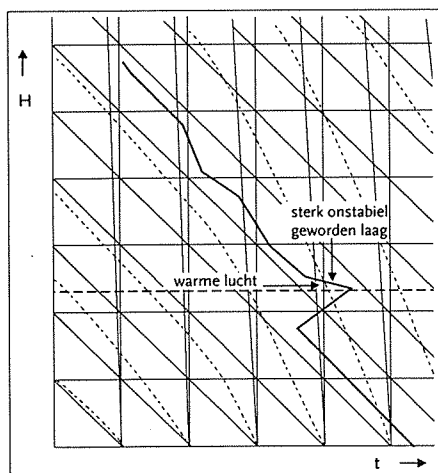
#### 12.4.4 Onweer, ontstaan in convergentiegebieden

In convergentiegebieden, zoals lagedrukgebieden, troggen en dus ook in thermische lagedrukgebieden, vindt in de onderste lagen van de atmosfeer massale gedwongen opstijging van lucht plaats. Indien de lucht een voorwaardelijk of potentieel onstabiele opbouw heeft, ontwikkelen zich buien, waarin soms onweer voorkomt.

#### 12.4.5 Advectief onweer

Door het transport van een relatief koude, vochtige luchtmassa over een warm (aard)oppervlak kan de luchtopbouw zo onstabiel worden, dat Cb's worden gevormd.

Voorbeelden

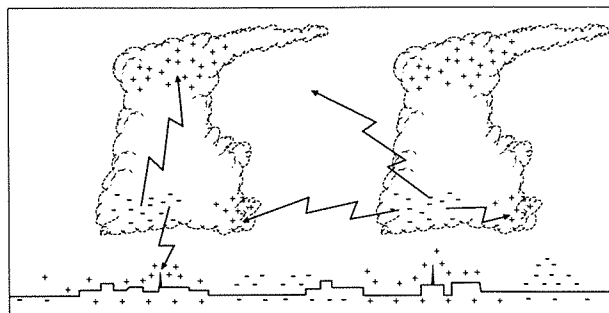


Figuur 12.3 Tussengeschoven warme luchtlaag

- 1 Soms wordt in de zomermaanden op enige hoogte boven het aardoppervlak (ongeveer 1500 m) in een betrekkelijk dunne laag, warme, vochtige lucht aangevoerd (figuur 12.3). Vanaf die laag naar boven ontstaat een onstabiele situatie, die tot Cb-vorming kan leiden. De zo ontstane onweersbuien worden wel "tussenschuif" onweders genoemd, naar de "tussengeschoven" warme lucht.
- 2 Aanvoer van koude lucht op flinke hoogte, die boven warme vochtige lucht komt, kan eveneens de opbouw van de atmosfeer zo onstabiel maken, dat Cb's ontstaan.

#### 12.5 Elektrische en akoustische verschijnselen

Karakteristiek voor een onweersbui zijn elektrische ontladingen (de bliksem) en de daarmee gepaard gaande donder. Door verschillende mechanismen, die gelijktijdig of na elkaar werken, kunnen ladingsverdelingen in de wolk ontstaan. De ladingsverdeling induceert een potentiaal-verschil in de wolk, maar ook tussen wolken onderling en tussen de wolk en de aarde. Het potentiaal-verschil kan zo groot worden, dat er een doorslag plaats vindt door de omringende, als isolator fungerende, lucht. De vonkoverslag van het ene naar het andere ladingsgebied wordt bliksem genoemd. Een ontlading kan plaatsvinden tussen de wolk en de aarde (ca. 40% van de ontladingen), tussen de wolken onderling, tussen delen van de wolk en tussen de wolk en de omringende lucht (figuur 12.4). De bliksem veroorzaakt een grote verhitting van de lucht in het ontladingskanaal, dat daarop explosief uitzet. Dit brengt een



Figuur 12.4 Ladingsverdeling in onweerswolken

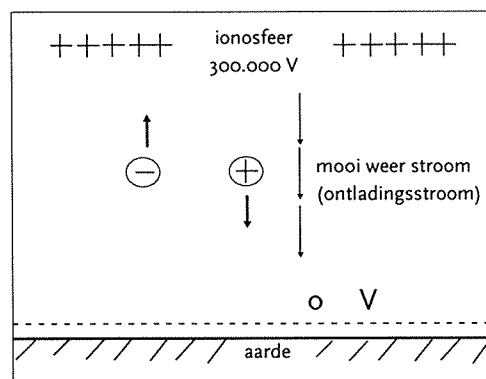
akoustisch verschijnsel (schokgolf) teweeg, dat donder wordt genoemd. Door weerkaatsing van het geluid tegen luchtlagen met verschillende temperatuur krijgt de donder zijn rommelend karakter.

Per dag komen er op aarde ongeveer 50.000

onweersbuien voor; dat is, als men de levensduur van een onweersbui op enkele uren schat, 2000 onweders per uur. De grootste frekwentie vindt men in de tropen. In de poolstreken komt onweer nauwelijks voor. In de gematigde streken kan het hele jaar onweer voorkomen, maar de piek ligt duidelijk in de zomer. In Nederland komen er per jaar gemiddeld 25 à 30 dagen met onweer voor, waarvan de helft in de maanden juni, juli en augustus.

### 12.5.1 Mooi weerstroom

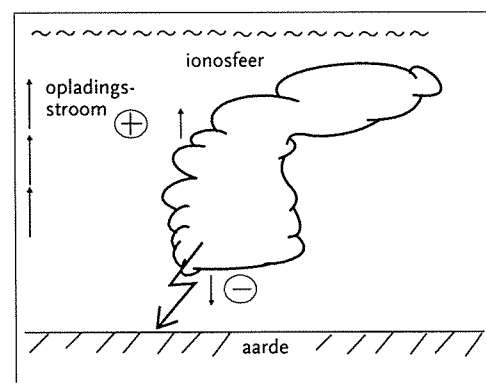
In een ongestoorde atmosfeer is er een normale ladingsverdeling met een overmaat aan positieve ionen hoog in de atmosfeer (ionosfeer) en een overmaat aan negatieve ionen aan het aardoppervlak (figuur 12.5).



Figuur 12.5. Het ontladen van de atmosferische condensator door de mooi weer stroom

Tussen de ionosfeer en het aardoppervlak komt een geringe lekstroom voor (2,7 micro-Ampere [mA] per km<sup>2</sup>). Dit is de zogeheten mooi weerstroom. Gerekend over de gehele aarde heeft de mooi weerstroom een stroomsterkte van 1400 A.

Indien de ionosfeer niet voortdurend werd opgeladen, zou de mooi weerstroom de ionosfeer binnen een halfuur hebben ontladen.



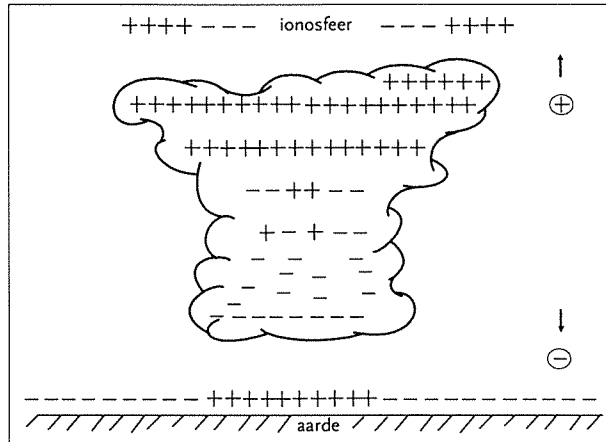
Figuur 12.6. Het opladen van de atmosferische condensator door onweersbuien

Blijkbaar is er dus een opladingsmechanisme, een generator. Dit zijn de onweersbuien, waarvan op de aarde op ieder moment zo'n 1500 actief zijn.

Eén onweersbui zal de ionosfeer dus gemiddeld 1 A opladen. Deze stroomsterkte heerst er gemiddeld over de gehele levensduur van de bui (figuur 12.6).

### 12.5.2 De ladingsverdeling in een wolk

In de wolk ontstaat door ladingsscheiding via de neerslagelementen een verdeling met bovenin een overmaat aan positieve en onderin aan negatieve lading. Het maxi-



Figuur 12.7. Ladingsverdeling in een onweersbui

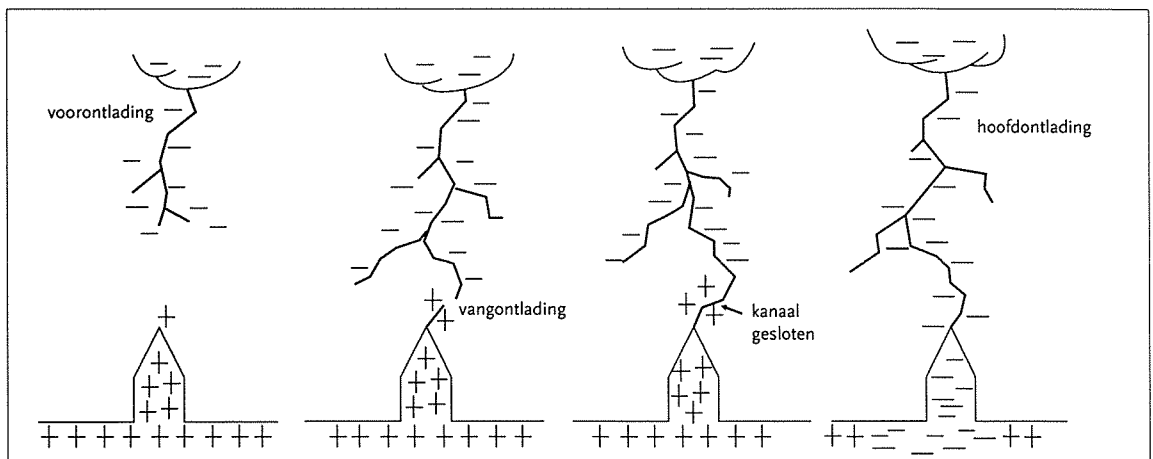
male spanningsverschil bedraagt  $300 \cdot 10^6$  Volt/m (figuur 12.7). In de onderste meters van de atmosfeer staat een veldsterkte van 200 V/m. Veelal komt er onderin de wolk nog een klein gebied voor met een overmaat aan positieve ionen. Onder de negatieve wolkenbasis wordt er een positief veld aan het aardoppervlak geïnduceerd.

Boven het positieve aambeeld ontwikkelt zich in de ionosfeer een negatief veld. Het veld is dus tegengesteld gericht aan het mooi weer veld, dus loopt er nu een stroom omhoog. Soms komt er in de winterperiode een omgekeerde ladingsverdeling voor, dus een negatief geladen wolken top en een positieve basis. In dit type wolken komen weinig, maar vaak zware ontladingen voor. Door de grote schade, die deze ontladingen dikwijls veroorzaken (inductiestromen, schokgolf) is men dikwijls geneigd hierin een bolbliksem te zien. Het bestaan van een bolbliksem is echter omstreden.

#### De bliksem

Ook binnen de onweerswolk vinden de voornaamste ladingstranporten niet door de bliksem, maar door lekstromen plaats. De bliksem komt op de tweede plaats, namelijk wanneer de ladingsscheidende mechanismen zo intensief zijn, dat in korte tijd grote spanningsverschillen worden opgebouwd. Onder de wolk worden de elektronen (-) de aardkorst in gedreven, zodat de aarde daar plaatselijk een + lading krijgt. Het elektrische veld is daar omhoog gericht. De doorslagspanning van droge lucht bedraagt  $3 \cdot 10^6$  V/m. De elektrische spanning in het veld onder een onweersbui is meestal 100 tot 1000 kleiner dan de doorslagspanning.

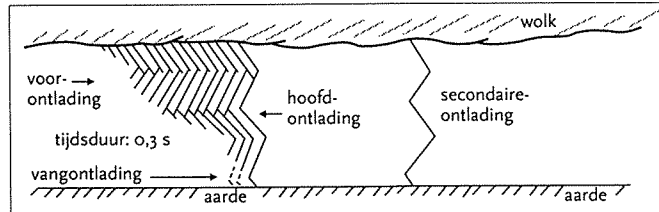
De bliksem wordt dan ook alleen gevormd doordat door onregelmatige verdeling van de lading de doorslagspanning plaatselijk wordt benaderd. Er vindt dan enige vonk Vorming plaats, waardoor een geïoniseerd kanaal ontstaat, waarin de geleiding sterk is toegenomen. Dit kanaal heeft een doorsnede van enkele centimeters.



Figuur 12.8. Ontwikkeling van voorontlading en vangontlading

Het proces herhaalt zich in een kettingreactie, de zogenaamde voorontlading. Stootsgewijs groeit deze voorontlading al vertakkend omlaag. Aan de punt van de voorontlading heerst de elektrische spanning (-) van de wolkenbasis (figuur 12.8). Het voorontladingskanaal licht telkens iets op, maar dit is slechts zichtbaar te maken met een snel draaiende camera.

Komt het voorontladingskanaal in de buurt van de aarde, dan neemt het spanningsverschil tussen top en basis van de aan de aarde grenzende luchtlaag enorm toe, zodat er boven spitse punten geen sprake meer is van lekstromen, maar zelfs van vonkvorming (St. Elmusvuur), net zoals bij de vanuit de wolkenbasis naderende voorontlading; men noemt dit de vangontlading (+). Zodra voor- en vangontlading



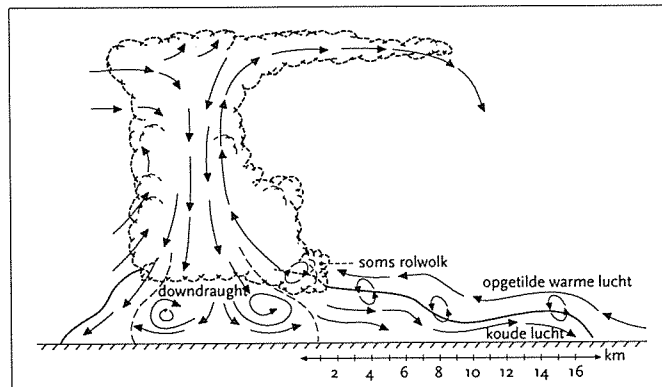
Figuur 12.9. Voorontlading, hoofdontlading, secondaire ontlading

contact maken is er kortsluiting ontstaan tussen de aarde en de wolk: er is een volledig geïoniseerd ontladingskanaal gevormd. Daarin vindt de hoofdontlading (-) plaats.

Deze voert negatieve electriciteit (electronen) naar de aarde. Volgens de definitie van stroom is de bliksem dus van de aarde naar de wolk gericht. Het ontladingskanaal kan een aantal keren worden gebruikt (secondaire ontladingen, figuur 12.9).

### 12.6 De luchtcirculatie in en om een zware bui

De luchtcirculatie in de beginfase van de buienwolk komt overeen met die bij natte thermiek. Midden in de wolk is de stijgstroom het grootst, aan de zijanten minder, doordat de stijging wordt afgeremd door de niet stijgende of zelfs dalende lucht buiten de wolk. Op het grensgebied van de wolk ontstaan schuifspanningswervels,



Figuur 12.10 Downdraught, microburst en gustfront

opgeweekt door de schering van de verticale wind. In figuur 12.10 is de luchtcirculatie getekend in, onder en rond een zware (onweers-)bui in het volgroeide stadium.

De vallende neerslag vernietigt op den duur de stijgende luchtbeweging in een groot

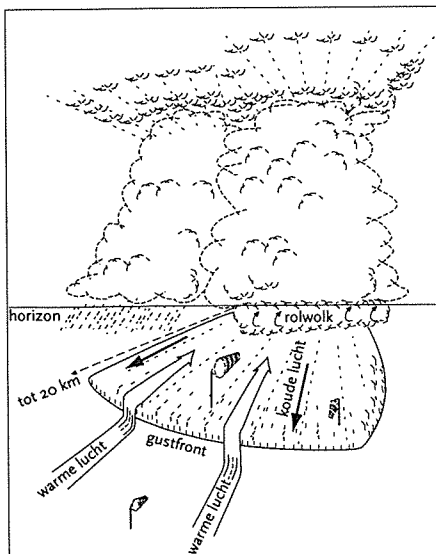
deel van de wolk. Er ontstaat daar een krachtige daalstroom (downdraught).

Afhankelijk van de doorsnede ervan wordt de daalstroom microburst (1-4 km) of macroburst (4-10 km) genoemd.

De daalstroom komt tot stand doordat:

- a de regen in haar val veel lucht meesleurt;
- b de lucht door verdampende druppels wordt afgekoeld, waardoor de lucht zwaarder wordt dan die in de omgeving.

De omlaagstortende lucht moet bij het aardoppervlak zijdelings uitwijken en dringt zich onder de daar aanwezig warme lucht. De in de bewegingsrichting van de bui



Figuur 12.11 Gustfront en rolwolk

uitstromende de koude lucht stuwt soms tot een afstand van meer dan 20 km de aanstromende warme lucht omhoog. De voorzijde van de uitvloeiende koude lucht wordt mesokoufront of windstotenfront (gustfront) genoemd (figuur 12.11). Een deel van de opgetilde warme en veelal vochtige lucht wordt naar de buiencel gezogen en stijgt op, daarbij een of meerdere nieuwe buiencellen vormend. Als de oude cel na een levensduur van een half uur tot een uur is uitgeregend en deels opgelost, hebben één of meerdere nieuwe cellen het volwassen stadium alweer bereikt. In het grensgebied van de daal- en stijgstromen (schering van de verticale wind!) is de turbulentie meestal matig tot zwaar, soms zelfs extreem. Ook in het grensgebied van de uitstromende koude en toestromende warme lucht (vertikale windschering!) kan de turbulentie zwaar zijn. Er ontstaan daar dikwijls krachtige wervels. De uitstromende koude lucht veroorzaakt ook plaatselijk horizontale windschering. Uit deze beschrijving blijkt dat in en nabij buien alle soorten windschering en schuifspanningswervels voorkomen.

#### 12.6.1 Tornado's en hozen

In grote buienwolken ontstaan bij sterk onstabiel weer soms *hozen of tornado's*. Dat zijn snel roterende kolommen lucht in en onder een bui. Ze kunnen ontstaan als er een sterke windtoename met de hoogte bestaat, dus bij een grote verticale windschering.

Hoewel de luchtdruk in een hoos of tornado ca. 10% lager kan zijn dan die in de omgeving en door de zuigkracht schade kan ontstaan, veroorzaken vooral de hoge horizontale windsnelheden veel schade.

Er is in de VS eens een windsnelheid berekend (anemometers overleven een tornado niet) van 444 km/h. De meeste tornado's hebben daar windsnelheden die variëren van 120 tot 250 km/h. De doorsnede en levensduur variëren van een paar meter en een paar minuten tot respectievelijk een paar honderd meter en enkele uren.

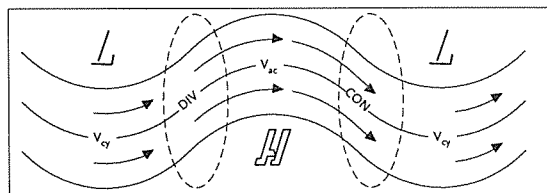
In België en Nederland komen zware windhozen, die we zouden kunnen vergelijken met de Amerikaanse tornado's, gelukkig niet veel voor, omdat grote potentiële onstabiele van de atmosfeer hier minder optreedt.

Waterhozen komen wat meer voor. Ze worden in de nazomer en herfst waargenomen onder Cb's die tijdens een aanvoer van koude massa boven het nog warme kustwater zijn gevormd. In het Waddengebied worden ze dan vrij veel waargenomen.

# 13. Luchtdrukssystemen en het weer daarin

## 13.1 Vorming van lagedrukgebieden (depressies)

Hoge- en lagedrukgebieden ontstaan niet alleen door invloeden vanaf het aardoppervlak, maar ook door processen, die zich afspelen in de bovenlucht. De laatste zijn niet minder belangrijk. Wanneer de stroming in de bovenlucht, bijvoorbeeld vanaf 700 hPa en hoger, een patroon van opeenvolgende ruggen en troggen vertoont, met vrijwel parallel aan elkaar lopende isohypsen zoals in figuur 13.1, heeft



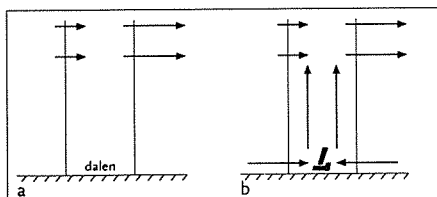
Figuur 13.1 Gebieden met divergentie en convergentie in een meanderende stroming (meanderende straalstroom)

dit belangrijke gevolgen voor de luchtdruk aan de grond.

In hoofdstuk 4 hebben we gezien dat bij gelijke isobarenafstanden, dus ook bij gelijke isohypsenafstand de cyclonale windsnelheid  $V_{cy}$  kleiner is dan de anticyclonale windsnelheid  $V_{ac}$ . In het met DIV gemerkte en met

een streepjeslijn omgeven gebied beweegt de lucht in het cyclonaal gekromde deel van de isohypsen minder snel dan in het anticyclonaal gekromde deel. Met andere woorden: er wordt per tijdseenheid minder lucht in het gebied aangevoerd dan er wordt afgevoerd. Dit verschijnsel wordt divergentie genoemd (zie ook 5.5.4. waar andere vormen van divergentie en convergentie besproken worden).

Divergentie in een luchtkolom doet de luchtmassa daarin *afnemen*. Het gevolg is, dat aan het aardoppervlak en aan de top van de daaraan grenzende luchtlaag de luchtdruk gaat dalen (figuur 13.2.a). Er zal daar een lagedrukgebied of een trog ontstaan, die daar een convergerende luchtbeweging veroorzaakt. De convergentie onderin de kolom (figuur 13.2.b) veroorzaakt een stijgende luchtbeweging, omdat de aangevoerde lucht alleen naar omhoog afgevoerd kan worden.



Figuur 13.2 Divergentie in de bovenlucht veroorzaakt drukdaling en convergentie aan het aardoppervlak

De stijgende lucht zal boven in de kolom de door divergentie verdwenen lucht vervangen. Zolang de divergentie boven in de beschouwde kolom groter is dan de convergentie onderin, vindt er een *uitdiepingsproces* plaats. Een langdurige divergentie maakt niet alleen de depressie dieper, maar laat hem ook naar hoger liggende drukvlakken uitgroeien. In de kolom neemt daardoor de hoogte van het gebied, waarin convergentie plaats vindt, toe. Zodra de convergentie meer lucht aanvoert dan de divergentie afvoert, begint de depressie of de trog *op te vullen*.

In het omhulde gebied in figuur 13.1, dat met CON is aangeduid, vindt *convergentie* plaats in de *bovenlucht*. Aangezien  $V_{ac}$  groter is dan  $V_{cy}$  wordt meer lucht in de kolom aangevoerd dan afgevoerd.

Het gevolg is, dat de luchtdruk aan de grond stijgt. Er zal een hogedrukgebied ontstaan of een rug van hoge luchtdruk, die divergentie aan de grond opwekt. Zolang de convergentie in de bovenlucht groter is dan de divergentie aan de grond, blijft de luchtdruk onder in de kolom stijgen en groeit het hogedrukgebied in de hoogte. Niet alleen beurtelings cyclonaal en anticyclonaal *gekromde* isohypsen kunnen drukdaling en -stijging veroorzaken, ook *convergerende* en *divergerende* isohypsen kunnen dat.

*Convergerende* isohypsen geven *convergentie* in de luchtkolom, *divergerende* isohyp-

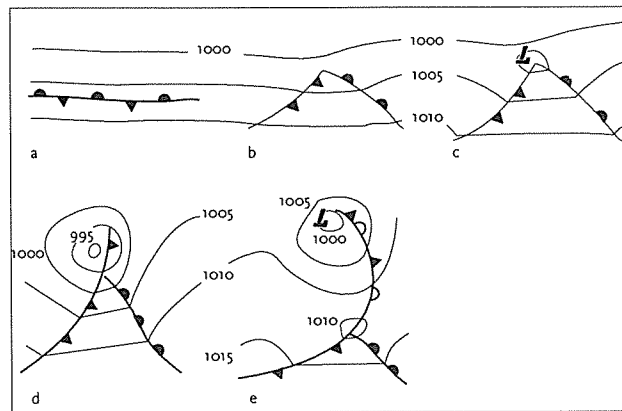
sen geven *divergentie* in de luchtkolom. Bij divergerende isohypsen in de bovenlucht vindt aan de grond daling van de luchtdruk plaats, bij convergerende isohypsen een stijging van de luchtdruk..

### 13.1.1 Frontale depressies

Frontale depressies ontstaan bij voorkeur in het gebied waar de frontale zone onder een divergentiegebied in de bovenlucht ligt. De depressie begint als een golf in een langzaam bewegend frontvlak. Bij de toppen van onstabiele golven, dus waarboven een constant werkende, sterke divergentie voor een "zuigende" werking zorgt, gaat de luchtdrukdaling aan de grond door en ontwikkelt zich een cyclonale circulatie. Deze circulatie groeit omhoog, terwijl de intensiteit ervan toeneemt. Als tengevolge daarvan het *occluderingsproces* begint en de warme lucht van de grond wordt getild neemt het uitdiepingsproces dikwijls nog in snelheid toe tengevolge van het vrijkomen van latente warmte: de depressie bereikt haar laagste luchtdruk.

Na volledige occlusie begint zij weer op te vullen, dat wil zeggen: de luchtaanvoer door convergentie aan het aardoppervlak wordt groter dan de afvoer door divergentie bovenin.

Diepe, goed ontwikkelde depressies kunnen doorgroeien tot het tropopauze-niveau. In het tropopauzevlak ontwikkelt zich boven de depressie dan een "kuil", de tropopauzetrichter. De doorsnede van een volwassen depressie kan aan de grond 1000 tot 2000 km bedragen.

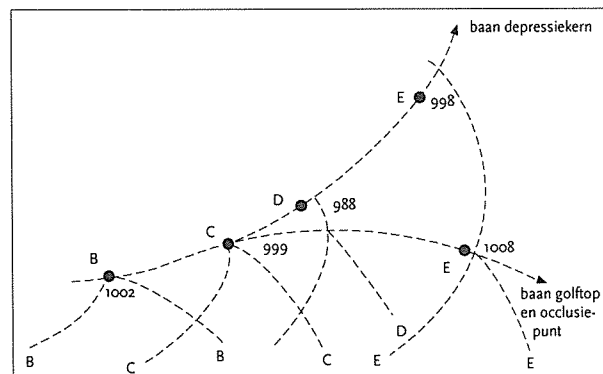


Figuur 13.3 Vorming van een depressie uit een golfvormige stroming in het polaire front

Figuur 13.3.a t/m e toont de ontwikkeling van een frontale depressie uit de bijbehorende onstabiele golf. Figuur 13.3 a toont de uitgangssituatie: een recht stationair front tussen evenwijdige isobaren. Koude lucht bevindt zich ten noorden van het front en warme ten zuiden ervan. In b is een golf ontstaan. De top ervan wijst

altijd in de richting van de koudere lucht. Doordat het uitdiepingsproces op gang is gekomen, ontstaan er uitstulpingen in de isobaren in de richting van de hogere luchtdruk. In c is de golf gegroeid, hetgeen te zien is aan de smaller wordende warme sector.

Aan de golftop is een kleine lagedrukkern ontstaan, die in d verder is uitgediept. Bovendien is daar het occluderingsproces op gang gekomen. Het sneller lopende koufront heeft het warmtefront ingehaald en tilt het van de grond. In e is de oorspronkelijke depressie aan het opvullen. Bij het



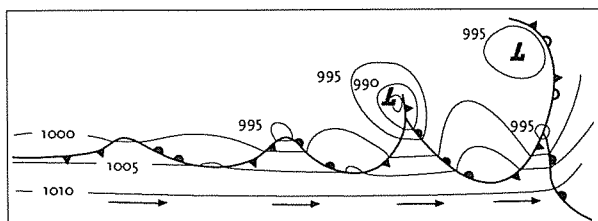
Figuur 13.4 Isochronen



occlusiepunt ontstaat soms een secundaire depressie.

Figuur 13.4 toont de opeenvolgende posities van een depressiekern, getekend om de 24 uur. Aan de bijgeschreven luchtdrukwaarden is te zien dat de depressie haar laagste drukwaarde op positie D heeft bereikt, toen het occluderingsproces al voor een groot deel voltooid was. Daarna is zij weer gaan opvullen.

Opvallend is dat de koers van de depressie van oostelijk in de loop van de tijd meer noordoostelijk is geworden. Dat is kenmerkend voor frontale depressies. Het occlusiepunt gaat een meer oostelijke koers volgen. Later wordt de koers zelfs zuidoostelijk. De opeenvolgende punten en lijnen die de posities van weersystemen



Figuur 13.5 Depressiefamilie

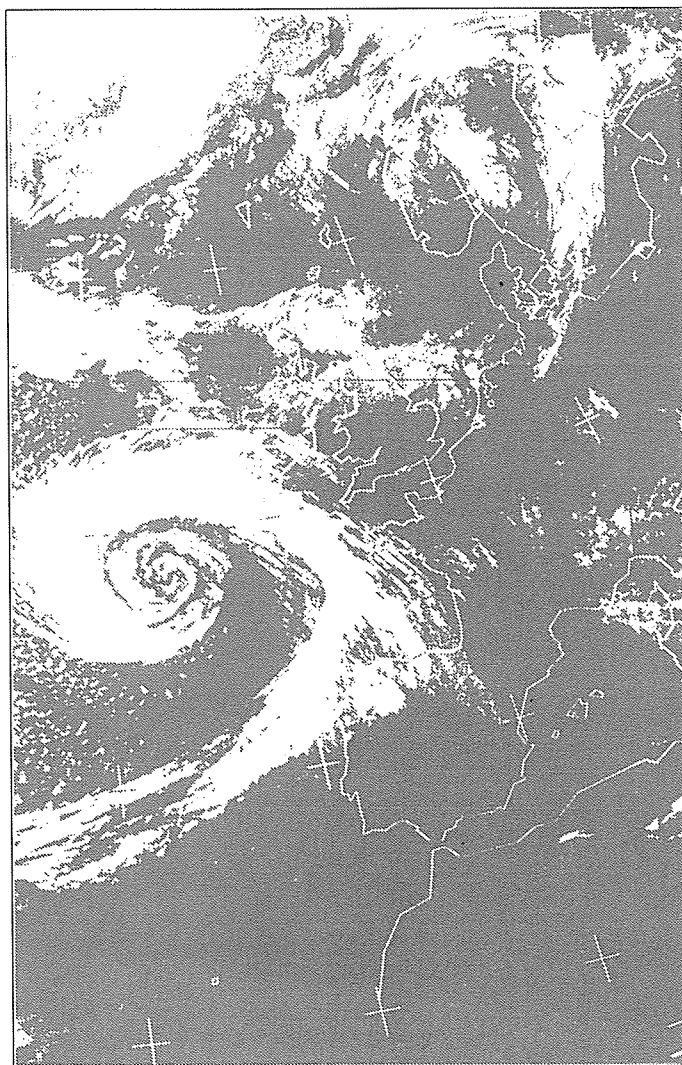
aangeven, noemt men *isochronen*.

Aan de hand ervan kunnen toekomstige posities van depressies en fronten worden geëxtrapoléerd (*lineaire extrapolatie*).

Figuur 13.5 toont een aantal golven in een front en de bijbehorende depressies in verschillende stadia van ontwikkeling. De oudste depressie in de reeks wordt de "moederdepressie" genoemd, de volgende "dochter"-depressies. Zo'n reeks wordt

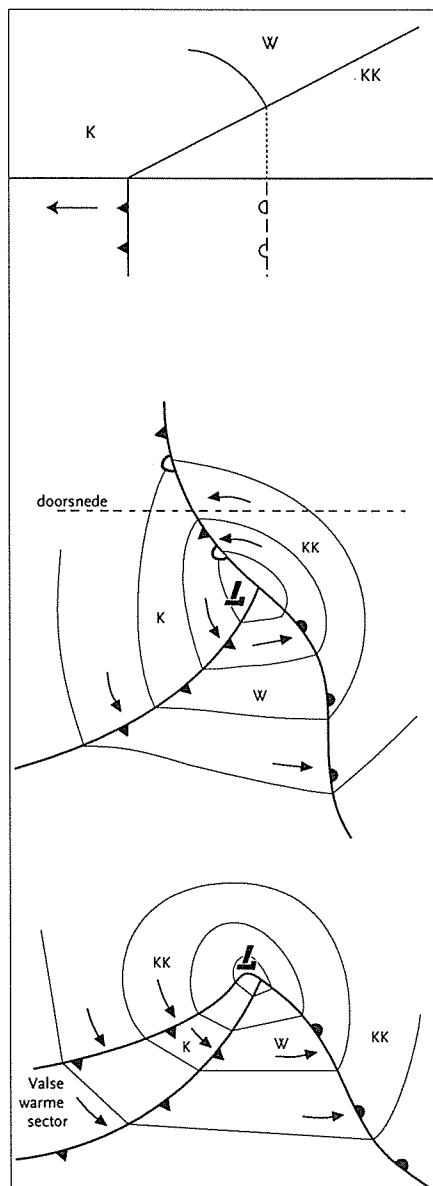
een depressiefamilie genoemd. De levensduur van een depressie bedraagt ongeveer 4 à 5 dagen.

Door de stijgende luchtbewegingen in een depressie ontstaat er veel bewolking, die overwegend laagvormig is en waaruit op veel plaatsen regen valt. Soms ontstaan er plaatselijk Cb's die in laagvormige bewolking verscholen zijn, met name als de lucht potentieel onstabiel is. Figuur 13.6 toont een satellietfoto van het wolkenpatroon van een volwassen depressie. Een brede zone met frontale bewolking markeert



Figuur 13.6 Satellietopname van een frontale depressie met een grotendeels geoccludeerd front, waarvan de wolkenband spiraalsgewijs rond de kern is gedraaid

het warmtefront, een smallere het koufront en een flinke hoeveelheid spiraalvormige ingedraaide bewolking de occlusie rond het centrum van de depressie. Bij de meeste depressies wordt de band van frontale bewolking tijdens de de duur van het opvullen rond de kern gespiraliseerd. Deze spiraalstructuur geeft duidelijk de luchtstroming rond de depressiekern weer. De donkere (onbewolkte) spiraal laat zien hoe de koude en relatief droge lucht de depressie binnenstroomt. De koude lucht bevat relatief weinig bewolking in tegenstelling tot de warme, oorspronkelijke uit de warme sector afkomstige lucht. Ook buiten de spiraal kunnen in de koude en onstabiele lucht buiencomplexen voorkomen, die in een spiraalvorm zijn gerangschikt. Zij vormen de zogeheten *trogkomma*, karakteristieke bewolking in een zogeheten trog. Betrekkelijk dicht achter het koufront komt dikwijls een goed ontwikkelde dalende luchtbeweging (subsidentie) voor. Zij zorgt voor een scherpe achterbegrenzing van de koufrontbewolking. In de warme sector bevindt zich onder en achter het warmtefront dikwijls lage stratus. Verderop in de warme sector breekt de bewolking en vaak en blijven er maar enkele Sc-velden over.



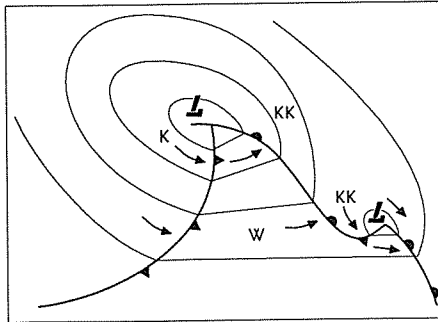
Figuur 13.7 Back-bent occlusie

### 13.1.2 Secundaire depressies bij het occlusiepunt

Bij het occlusiepunt ontwikkelt zich soms een secundaire depressie, die op den duur alle activiteit van de in verval geraakte hoofddepressie overneemt. De occlusie zwaait dan rond de nieuwe depressiekern terug in westelijke richting en volgt vervolgens het koufront onder de naam back-bent occlusie. Deze occlusie heeft het karakter van een koufront (figuur 13.7). Het gebied tussen dit front en het oorspronkelijk koufront heet valse warme sector.

*Secundaire depressie in warmtefronten*  
Soms ontwikkelt zich in een warmtefront een golf, bijvoorbeeld als de lucht voor het front uit bijzonder koud is, zoals 's winters bij mAl en cPl. Zo'n golf beweegt zich langs het front zoals een koufrontgolf, maar verwijderd zich daarbij van de moederdepressie. Meestal is zo'n golf stabiel, maar soms vindt er enige uitdieping plaats. Figuur 13.8 toont zo'n warmtefrontgolf, aangeduid als "warmtefront-afloper".

*Voormalige frontale depressies*  
Nadat een deel van een oude occlusie, ver verwijderd van het oorspronkelijke occlusiepunt, is vervaagd, kan de moederdepressie frontenloos verder bestaan. Zij kan nog meerdere dagen blijven bestaan en is daarbij dikwijls gekoppeld aan een hoeveelheid koude lucht in de bovenlucht. De wolkenpartijen en neerslaggebieden in zo'n oud en opvullend



Figuur 13.8 Warmtefront-afloper

systeem zijn grillig verdeeld.

Perioden met buien wisselen af met droge perioden, gebieden met langdurige regen komen er ook in voor.

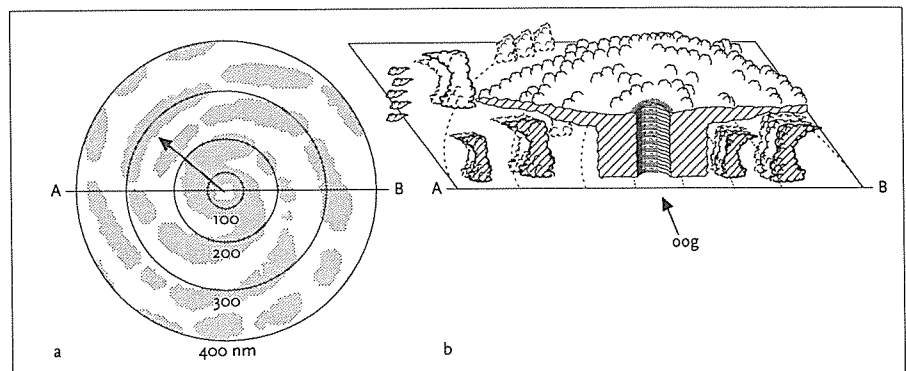
### 13.1.3. Niet frontale depressies en tropische cyclonen

Tropische cyclonen zijn depressies met een gemiddelde doorsnede van 500 km, ontstaan uit storingen in het stromingspatroon in de tropen. Evenals de depressies op gematigde breedten ontstaan ze bij voorkeur onder een gebied met (zwakke) divergentie in de bovenlucht. Ze kunnen alleen ontstaan boven warm oceaanwater, waarvan de temperatuur tenminste 26° C is. Uit dit warme water verdampt veel waterdamp, waarvan de latente warmte, die bij de wolken- en neerslagvorming vrijkomt, de bewegingsenergie levert. De luchtdrukwaarde in de kern kan dalen tot waarden tussen 920 en 870 hPa. De luchtdrukgradiënt is zo groot, dat de windsnelheid tot zeer hoge waarden kan oplopen. Als de snelheid groter wordt dan 63 kts, wordt de depressie een tropische cycloon genoemd; anders een tropische storm. Tropische cyclonen komen onder andere voor in het Caraïbische gebied en het oceaangebieden westen van Mexico en Neder-Californië. In die gebieden heten ze hurricanes. In het gebied van de westelijke Stille Oceaan en de Chinese Zee zijn tropische cyclonen het talrijkst en bereiken daar de laagste luchtdrukwaarden. Ze heten daar taifoens (typhoons). Aan de noordkust van Australië komen ze ook voor; ze worden daar Willy-Willies genoemd. Rond het Indiase subcontinent hebben tropische cyclonen geen speciale naam.

De levensduur van tropische cyclonen is ongeveer een week. Als ze boven koelere zeegebieden of boven land komen, vullen ze snel op of slijten de rest van hun bestaan als frontenloze depressies op gematigde breedten. Soms wordt een oude tropische cycloon "ingevangen" in het polaire front. Zij kan dan weer gaan opleven als actieve frontale depressie.

Tropische cyclonen bewegen zich in hun ontstaansgebied in westelijke en later noordwestelijke richting, althans op het noordelijk halfrond. In de periode van verval wordt de bewegingsrichting noordoost en gaandeweg oost.

Het wolkenpatroon in en rond een tropische cycloon ziet eruit zoals geschetst in de figuren 13.9.a en b. Figuur a toont een radarbeeld. Figuur 13.9.b laat een verticale dwarsdoorsnede langs de lijn AB zien. De pijl in figuur 13.9.a geeft de bewegingsrichting van de cycloon aan.



Figuur 13.9

Wolkensysteem van een tropische cycloon in horizontale doorsnede (a) en een verticale doorsnede (b)

De wolken van een tropische cycloon bestaan uit groepen Cb's, die rond de kern zijn gegroepeerd. In het centrum bevindt zich een kleine, ronde wolkenvrije zone: het oog. Dit oog wordt ingesloten door een massieve muur van hoge Cb's in de zeer onstabiel opgebouwde lucht. In het oog zelf is er een zwakke dalende luchtbe-

ging, die op gang komt zodra de luchtdruk aan het aardoppervlak sterk is gedaald. Het is een soort compensatiestroom doordat de aan het aardoppervlak toestromende lucht in de wolkenmuur omhoog schiet en het centrum van de cycloon dus niet bereikt. De dalende lucht wordt aanvankelijk verzadigd-adiabatisch verwarmd, maar nadat de bewolking is opgelost, droog-adiabatisch.

Kenmerkend voor een tropische cycloon is, dat de luchttemperatuur in het centrum, het oog, hoger is dan in de omgeving.

Tropische cyclonen hebben een *warme kern*. Dit in tegenstelling tot een depressie van de gematigde breedten, waarvan het centrum is gevuld met koude lucht. In de spiraalvormige wolkenbanden, verder verwijderd van het oog, komen dikwijls nog lijnen van zware (onweers)buien voor.

#### *Polar lows (arktische depressies)*

In een strakke noordelijke stroming, waarmee koude lucht vanuit het poolgebied over zee naar het zuiden wordt getransporteerd, ontstaan dikwijls storingen. Ze manifesteren zich als een trog in de isobaren of een klein ondiep laag met een doorsnede van ten hoogste enkele honderden km. Dit laag is op de 850 hPa-kaart ook nog te ontdekken, maar op het 700 hPa-vlak meestal niet meer. Dergelijke storingen worden *polar lows* genoemd.

Op satellietfoto's zijn polar lows goed te herkennen, omdat in zo'n noordelijke stroming alleen buienwolken ontstaan en geen hoge bewolking, die de lagere voor het oog verbergt. In een polar low ziet men een samenklontering van buienwolken. Meestal vallen er tijdens zo'n noordelijke stroming nu en dan sneeuw- of natte sneeuwbuien, die nog tot begin mei kunnen voorkomen.

Soms gaat het polar low vergezeld van een klein koufront, waarachter een diepere laag koude lucht wordt aangevoerd. Daarin kunnen dan zwaardere (sneeuw)buien ontstaan, vooral langs de kust. Zo'n stroming, waarmee mA1 wordt aangevoerd, is een typisch winter- en voorjaarsverschijnsel.

#### *Thermische lagedrukgebieden (thermische depressies)*

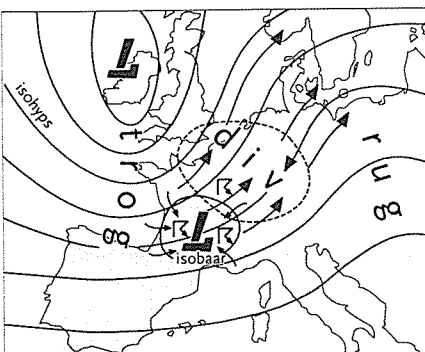
Zie voor het ontstaan van thermische lagedrukgebieden ook hoofdstuk 3.

Boven een gebied, dat intensief door de zon wordt verwarmd, zet een door het aardoppervlak verwarmde luchtkolom uit. De drukvlakken op enige hoogte boven de grond (tot hoogten tussen 850 en 750 hPa) komen dan hoger te liggen dan boven de minder sterk verwarmde omgevingslucht.

Er ontstaat daardoor een luchtcirculatie, zoals die in de figuren 3.3.a t/m e is geschetst en toegelicht. De daar beschreven circulatie is de betrekkelijk klein-schalige zeewindcirculatie in een kuststreek. Er kunnen ook grotere circulaties ontstaan, wanneer boven een hele landstreek zoals de Balkan, Spanje of

Zuidwest-Frankrijk een thermisch lagedrukgebied ontstaat. Ook boven de Powlakte kunnen thermische depressies ontstaan. Tijdens een periode met een vlakke luchtdrukverdeling en weinig bewolking boven Zuid en West Europa ontstaan 's zomers door sterke verwarming overdag ondiepe thermische lagedrukgebieden. 's Nachts verdwijnen ze weer.

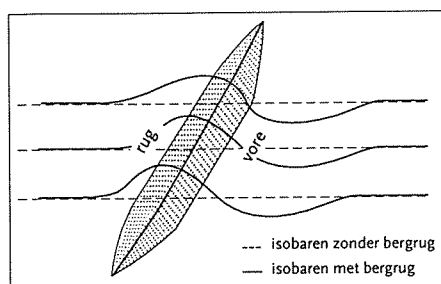
Een voor België en Nederland belangrijk thermisch lagedrukgebied is geschetst in figuur 13.10. Daarin is met één isobaar zo'n thermisch lagedrukgebied boven Zuid Frankrijk getekend met de convergerende luchtstroming (kleine pijltjes) er omheen; vanaf de Atlantische Oceaan en de Middellandse Zee wordt vochtige en koele lucht naar het lagedrukgebied gevoerd. De lucht is koude massa en daardoor onstabiel. Er ontstaan flinke onweersbuien in, die dikwijls tot uitgebreide buiengebieden kunnen samengroeien. Op het 500 hPa-niveau en daarboven is ten westen van het laag een trog aanwezig, die zich van het oceaangebied ten noorden van Ierland naar de Golf



Figuur 13.10  
Hittelaag met onweersstoring boven  
Zuid Frankrijk

van Biskaye uitstrekt. Boven Midden-Europa ligt in de bovenstroming een rug.

Ten noordoosten van de thermische depressie ligt in de bovenstroming een divergentiegebied. De cyclonale stroming van de trog gaat daar over in de anticyclonale van de rug. Tengevolge hiervan daalt de luchtdruk aan de grond ten noorden van de thermische depressie. Daardoor gaat dit lagedrukgebied met de onweersbuien naar het noorden bewegen. Als zo'n onweersstoring Nederland bereikt betekent dit het voorlopige einde van een periode met stabiel en warm zomerweer.



Figuur 13.11 Stuwrug en lijvoren

#### Orografische lagedrukgebieden (lijvoren of lijdepressies)

Als een luchtstroming een gebergte passeert, dat min of meer dwars op de stroming staat, ontstaat er door traagheid van de luchtmasse aan de loefzijde (de naar de windrichting gekeerde zijde) een stuwung van lucht (convergentie). Dit doet de luchtdruk toenemen: er ontstaat een stuwung (figuur 13.11).

Door dezelfde traagheid en ook doordat aan de voet van het gebergte deels zijdelings wegstroomt (divergentie), ontstaat aan de lijzijde (de van de windrichting afgekeerde zijde) van het gebergte een trog, die lijvoren genoemd wordt.

Als thermische effecten meehelpen of als er een divergentiegebied in de bovenlucht aanwezig is, kan er soms in de lijvoren een depressie ontstaan.

#### Genuadepressie

Figuur 13.12 toont een voor West-Europa bekende situatie. Een noordelijke stroming voert koude lucht aan vanuit Noord-Europa in de richting van de Alpen. Aan de loefzijde daarvan is een stuwung ontstaan, aan de lijzijde een trog, waarin zich een depressie ontwikkeld heeft. Zo'n depressie, door de invloed van het gebergte ontstaan, wordt orografische depressie genoemd. De uit het noorden aangevoerde lucht is boven de Middellandse Zee koude massa, dus onstabiel. De onstabielheid kan de van nature in de trog aanwezige stijgbeweging versterken. De omhooggevoerde lucht wordt dan door een krachtige bovenstroming afgevoerd; door uitdieping ontstaat een depressie, de Genua-depressie.

Deze depressie is gevuld met onstabiele lucht, waardoor er veelal regen- en onweersbuien ontstaan. Boven de Middellandse Zee zorgen zware stormen dan voor huizenhoge golven.

#### Tornado's en windhozen

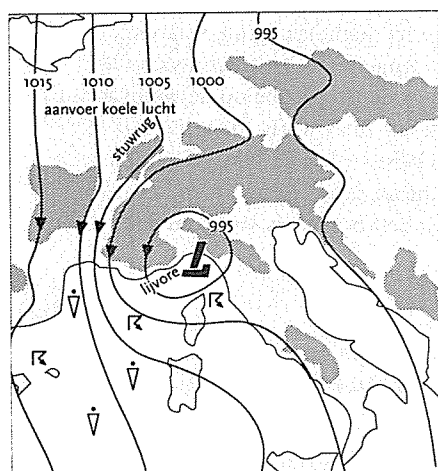
Deze kleine depressies zijn reeds besproken in hoofdstuk 12.

### 13.1.3 Troggen en voren (uitstulpingen van depressiekernen)

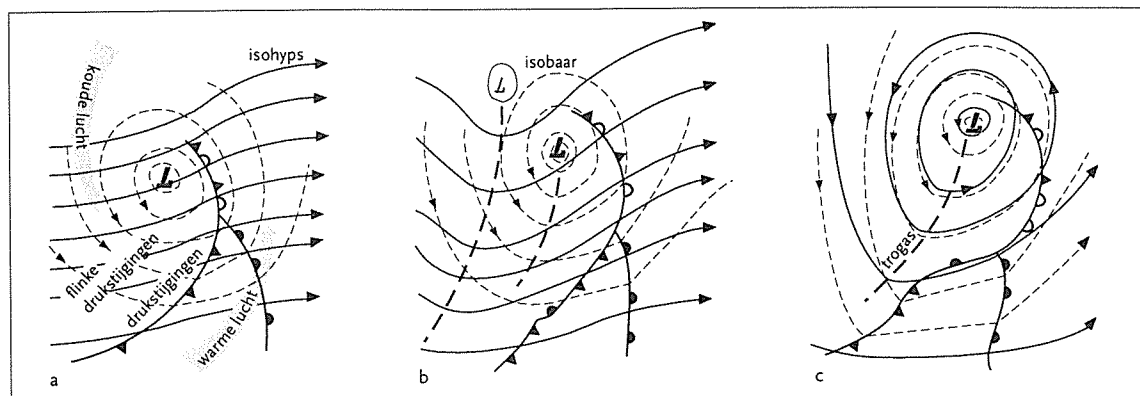
#### Depressietrog

Dikwijls ontstaat een trog er in de koude lucht, honderden km achter een het koufront of het oclusiefrent. De trog doet zich voor als een uitstulping van de depressiekern. Een verklaring voor het ontstaan ervan is de aanvoer van zeer koude lucht in de hogere luchtlagen aan de westzijde van de depressiekern. De koude lucht veroorzaakt flinke drukstijgingen aan de achterrand van de depressie (grotere dichtheid van de koude lucht). De drukstijgingen, die vlak achter het deels geoccludeerde koufront plaatsvinden, zijn niet zo groot als de stijgingen na het passeren van de trog. Figuur 13.13.a toont de beginfase. De isobaren zijn met dunne streeplijnen getekend en de isohypsen van het 700 hPa-vlak met dikke lijnen.

In figuur 13.13.b is de verandering (deformatie) van het isobarenpatroon op de grondkaart te zien. Er is ten gevolge van het verschil in drukstijgingen een uitstulping vanuit het lagedrukgebied ontstaan. Ook op het 700 hPa-niveau is een duidelijke trog ontstaan, waarvan de as westelijker ligt dan die op zeeniveau.



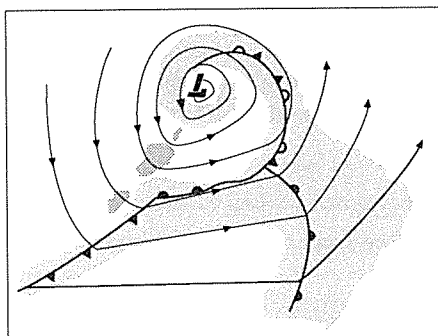
Figuur 13.12 Stuwung en lijvoren op de weerkaart



Figuur 13.13 Vorming van een trog

Figuur 13.13.c toont de fase waarin de deformatie is voltooid. Het lagedrukgebied is hier tot tenminste 700 hPa gegroeid en de kern op dat niveau ligt recht boven de kern van de depressie op zeeniveau. Ook de trogassen liggen op beide niveaus min of meer boven elkaar. In deze fase is de depressie (en de trog) dikwijls tot boven het 500 hPa-niveau ontwikkeld.

Voor de meteorologen zijn de laatste onderlinge posities een teken, dat het systeem gaat opvullen. De erin voorkomende weersystemen nemen dan in betekenis af. Er wordt door convergentie veel lucht aangevoerd in de trog en in de depressiekern. Deze convergentie vindt alleen plaats in de wrijvingslaag. Er ontstaat daardoor vooral vlak voor de trogassen en in de as zelf een stijgende luchtbeweging, waardoor een langgerekte wolkenband ontstaat, die zich met enige onderbrekingen vanaf de depressie naar het zuiden uitstrekt. Direct achter de trogassen, die op de weerkaart dikwijls met een dubbele streeplijn wordt aangegeven zoals in figuur 13.14, ligt een sterke drukstijging. Daar doet een dalende luchtbeweging de bewolking oplossen. Daardoor is er achter de trogassen dikwijls een scherpe achtergrens in de bewolking te zien, zoals bij een koufront. Toch is het onjuist een trogassen als koufront aan te geven.



Figuur 13.14 Wolkenpatroon rond een depressie met golf en trog

#### Lijvoren

De lijvoren is een trog, die achter een barrière zoals een bergrug, ontstaan is. Doordat de aangevoerde lucht dikwijls koude massa is kan er buiige neerslag ontstaan.

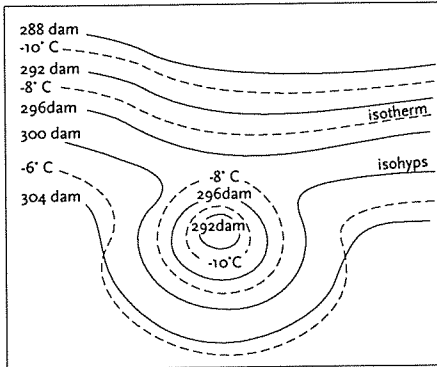
#### Thermische trog

Een thermische trog ontstaat als koude lucht, die rond een depressie wordt aangevoerd, over warm water of een warm landoppervlak stroomt. In de koude massa wordt de opbouw onstabiel, waardoor er plaatselijk flinke stijgende bewegingen ontstaan (convectie). In de hogere niveaus wordt deze lucht door divergentie afgevoerd.

Het ontstaan van de Genua-depressie uit de lijvoren achter de Alpen is in feite een uitdiepen van deze lijvoren tengevolge van thermische effecten van het warme water van de Golf van Genua. In de herfst ontstaat zo boven het relatief warme Noordzeewater een thermische trog vlak voor de Nederlandse kust, waarin onweersbuien kunnen voorkomen.

#### 13.1.4 Koude putten

Een koude put is een storing, die alleen in de bovenlucht aanwezig is. Hij is terug te vinden in de kaarten van het 700 hPa-vlak en hoger. Op die kaarten herkent men zo'n storing door de aanwezigheid van één of meer gesloten isothermen met een lage temperatuurwaarde. Ook vindt men in dat gebied één of meer gesloten isohypsen, die een lage hoogtewaarde omsluiten. Een koude put ontstaat dikwijls, doordat



Figuur 13.15 Koude put

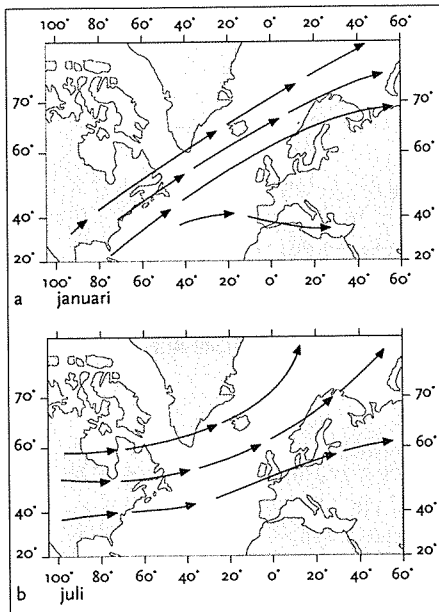
het meest zuidelijk gelegen gedeelte van een trog losraakt van de hoofdstroming. Figuur 13.15 toont een koude put op het 700 hPa-niveau.

In het isobarenpatroon op de grond is onder een koude put geen verstoring aanwezig. Wel is er op de grondkaart dikwijls een neerslaggebied te vinden, omdat zich daar een convergentiegebied bevindt, waarin stijgende bewegingen plaats vinden en wolken en neerslag worden gevormd. 's Winters kunnen koude putten vrij omvangrijk worden. De doorsnede kan dan 300 tot 500 km bereiken. Uit de gevormde bewolking valt dan veel sneeuw.

Koude putten bewegen zich uiterst langzaam, meestal in de richting van de algemene stroming. Zij kunnen daar echter volledig van afwijken. Retrograde (= teruglopende) bewegingen komen ook voor.

### 13.1.5 Depressiebanen

Wanneer men de afgelegde banen van depressies over vele jaren middelt, wordt duidelijk, dat er een aantal gebieden op de kaart zijn aan te wijzen, waar depressies bij voorkeur langs bewegen. De ligging van deze depressiebanen varieert met de seizoenen. De figuren 13.16.a en b geven resp. de posities van de depressiebanen weer boven Noord-Amerika, de Atlantische Oceaan en Europa in de maanden januari en juli. De depressies, die voor het weer in Europa van belang zijn, ontstaan voornamelijk aan de oostzijde van de Rocky Mountains en boven het oostelijk kustgebied van Noord-Amerika.



Figuur 13.16 Depressiebanen in winter en zomer

In januari liggen de ontstaansgebieden voor depressies zuidelijker dan in juli, maar de banen die over de Atlantische Oceaan gevolgd worden, liggen 's winters juist noordelijker dan 's zomers. Dat komt, omdat er in veel koude winters een hogedrukgebied boven Scandinavië en Noord-Rusland ligt, dat de depressies tot een noordelijker koers dwingt (figuur 13.16.a). In de zomer zijn de depressies echter veel minder diep.

## 13.2 Hogedrukgebieden

### 13.2.1. Warme hogedrukgebieden

#### Permanente warme hogedrukgebieden

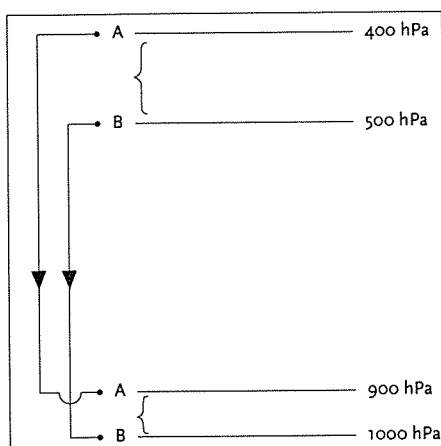
De gordel van hoge luchtdruk in de subtropen is door dalende luchtbewegingen gevuld met warme lucht. De drukvlakken liggen ver uiteen, waardoor het hoog tot op grote hoogte op de weerkaarten voorkomt. Ook de tropopause heeft er een hoge ligging.

Doordat deze hogedrukgebieden een onderdeel vormen van de Hadley-cel (zie hoofdstuk 16), komen ze het gehele jaar door voor. Hun posities zijn seizoensafhankelijk. 's Zomers liggen ze iets noordelijker dan 's winters.

In de zomer ontstaan in de subtropen ten gevolge van de felle zonnestraling, boven grote landoppervlakken zoals de Sahara, thermische lagedrukgebieden. Daardoor wordt in de lagere niveaus de gordel van hoge luchtdruk onderbroken.

Er ontstaan dan aparte cellen van hoge luchtdruk, die vooral boven grote oceaangebieden goed herkenbaar zijn. Het *Azorenhoog*, tussen de Azoren en Noordwest-Afrika is zo'n bekend permanent warm hogedrukgebied. Door de dalende luchtbeweging (subsidentie) in een hogedrukgebied ontstaat dikwijls een inversie aan de basis van de adiabatisch verwarmde lucht. Figuur 13.17 laat zien dat lucht-massa A, boven in een luchtlaag van bijv. 100 hPa dik, tijdens de subsidentie een langere weg aflegt dan lucht-massa B, onder in die laag.

Dit komt omdat de luchtlaag op reis naar lagere niveaus gecomprimeerd wordt door de toenemende luchtdruk. De adiabatische verwarming van de bovenkant van de



Figuur 13.17 Subsidentie doet een luchtlaag krimpen

luchtlaag is daardoor groter dan die van de onderkant. Er ontstaat een inversie, de *subsidentie-inversie*.

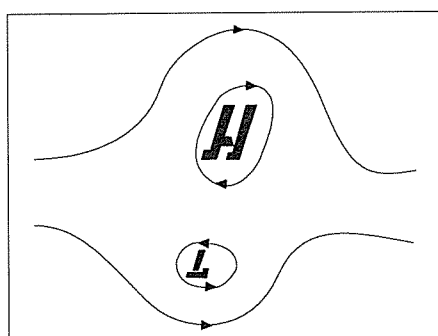
Het weer is in de subtropische drukmaxima in het algemeen droog en zonnig. Boven zeegebieden ontstaan, als de ondiepe luchtlaag van ongeveer 1,5 km onstabiel is, cumuli; deze spreiden zich tegen de subsidentie-inversie uit en vormen zo een hardnekkig Stratocumulus-dek.

#### *Tijdelijke warme hogedrukgebieden*

In het late voorjaar, gedurende de zomer en de vroege herfst, breidt het subtropische hoog zich soms als een rug of een uitgestrekt hogedrukgebied naar onze omgeving uit. De aangevoerde luchtmassa is dan afkomstig uit de subtropen, dus warm. Het hoog veroorzaakt rustig en warm weer. Als de lucht van maritieme oorsprong is, ontstaat er 's nachts, vooral in het voorjaar en de herfst, dikwijls stralingsmist. Boven zee ontstaat er vooral in het voorjaar, als de zee nog relatief koel is en de dauwpuntstemperatuur van de aangevoerde lucht hoger dan de zeewatertemperatuur, een hardnekkige advectieve mist.

Een warm hogedrukgebied kan zich soms enkele weken achtereen in onze omgeving handhaven.

Als er in onze omgeving een koud hogedrukgebied (zie paragraaf 13.2.2) aanwezig is, kan dat door adiabatische verwarming van de bovenlucht ten gevolge van subsidentie veranderen in een tijdelijk warm hogedrukgebied. Het beste moment voor zo'n omvorming is aanvoer van relatief warme lucht in de bovenste helft van de troposfeer. Deze lucht wordt bovendien door subsidentie verder verwarmd. Ook dit hoog kan een lange periode van stabiel weer veroorzaken, in de zomer van zonnig en matig warm zomerweer, in de winter van helder vriesweer. Een blokkerend hogedrukgebied boven Scandinavië is bijvoorbeeld in de winter in de hogere niveaus warm, maar helemaal onderin koud.



Figuur 13.18 Diffluente blokkering

#### *Blokkerende hogedrukgebieden*

Een warm hogedrukgebied strekt zich dikwijls uit tot de tropopauze. Het hoog is minstens vanaf 500 hPa of hoger als een rug van hoge luchtdruk aanwezig. Het verstoort dus tot op grote hoogte de westcirculatie. Als zo'n hoog boven West-Europa komt te liggen, fungeert het als een hindernis voor uit het westen naderende depressies. Zo'n blokkering dwingt de depressie om het hoog heen te bewegen doordat de sturende straalstroom zijn weg heeft om het blokkerende hoog heen.

Men onderscheidt, naar de vorm van het stromingspatroon, twee typen blokkeringen:

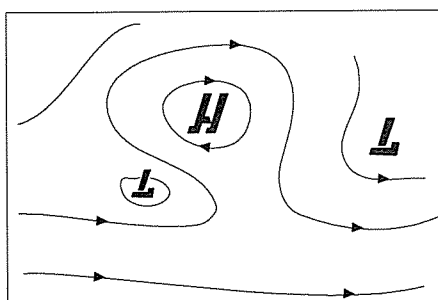
#### a. de *diffluente* blokkering

Ten zuiden van een blokkerend hogedrukgebied ligt een lagedrukgebied, dat ook op het 500 hPa-niveau terug te vinden is. In figuur 13.18 is het betreffende isohypsenpatroon op 500 hPa getekend.

Depressies worden gedwongen tot een noordelijke koers, om het hoog, of een zuidelijke, om het laag.

#### b. de *omega*-blokkering

Als een warm hoog geflankeerd wordt door twee lagedrukgebieden, ontstaat een blokkering van het *omega*-type, omdat de hoogstestroming dan de letter omega ( $\Omega$ ) vormt (figuur 13.19). Blokkeringen kunnen overal voorkomen, maar op het noordelijk halfrond is er een voorkeur voor twee plaatsen, rond 150° WL, vlak ten westen van Noord-Amerika en 10° WL, vlak ten westen van Europa. Dit heeft hoogstwaarschijnlijk te maken heeft met daar dwars op de stroming liggende hoge gebergteketens.



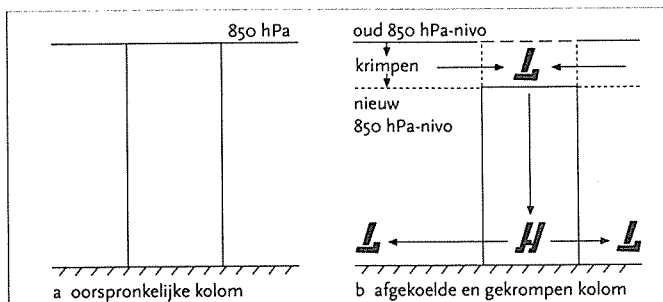
Figuur 13.19 Omega blokkering



Blokkeringen komen het meest voor gedurende het voorjaar. 's Zomers is er een minimum. De gemiddelde levensduur is 1 à 2 weken.

### 13.2.2. Koude hogedrukgebieden Thermische hogedrukgebieden

Wanneer gedurende een winterperiode een luchtkolom in een bepaalde landstreek een grotere afkoeling ondergaat dan de lucht in de omgeving ervan, krimpt die kolom sterker in dan de lucht in de omgeving. Figuur 13.20 toont de gevolgen. In de kolom koude lucht wordt de dichtheid van de lucht groter dan die in de omgeving, waardoor de drukvlakken dichter opeen komen te liggen. Op de oorspronkelijke hoogte van het 850 hPa-vlak wordt de luchtdruk in de kolom dan lager dan die in de omgeving (figuur 13.20.b).



Figuur 13.20 Ontstaan van een koud hogedrukgebied

In het niveau van 850 hPa treedt convergentie op, waardoor de massa toeneemt. Aan de grond stijgt daardoor de luchtdruk, terwijl die buiten de koude kolom daalt.

Er ontstaat zo divergentie aan de grond. Tijdens een langdurig koude periode groeit het hoog weliswaar naar hoger liggende drukvlakken, maar meestal niet veel hoger dan het 700 hPa-niveau. Op de niveaus daarboven blijft steeds een lagedrukgebied aanwezig. De door uitstraling veroorzaakte afkoeling in de onderste lagen van de atmosfeer compenseert meestal ruimschoots de door daling van de lucht erboven veroorzaakte de adiabatische aanwarming. In de loop van de tijd ontstaat een diepe hardnekkige inversie, doordat aan de grond de (stralings)-inversie en de subsidentie-inversie samengroeien. Alhoewel dit type hogedrukgebied zo nu en dan even plaats moet maken voor een overtrekkende depressie, blijft het gedurende een winterseizoen boven de continenten domineren. Het Aziatisch of Siberisch semipermanente koude hoog is van dit type hogedrukgebieden het best ontwikkeld.

Doordat in hetzelfde gebied 's zomers een groot en permanent thermisch lagedrukgebied ontstaat, hebben deze twee seizoengebonden thermische drukgebieden een enorme invloed op de algemene circulatie. Ze veroorzaken in de tropische gebieden van Zuid- en Oost-Azië een halfjaarlijkse wisseling van de windrichting. 's Winters overheersen daar op het noordelijk halfrond de NO-winden en 's zomers de ZW-winden. Ze worden respectievelijk NO- en ZW-moessons genoemd (zie ook hoofdstuk 16). Aan het einde van de winter breidt het Siberische hogedrukgebied zich soms naar onze omgeving uit. De oostenwinden voeren dan droge en zeer koude continentale lucht aan, waarin weinig of geen bewolking voorkomt.

Het zicht, dat aanvankelijk heel goed is, wordt door een toenemende concentratie van verontreinigingen onder de groeiende inversie echter gaandeweg slechter.

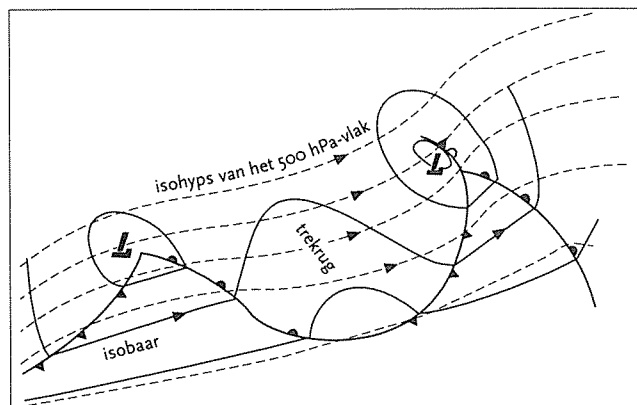
Het zicht, dat aanvankelijk heel goed is, wordt door een toenemende concentratie van verontreinigingen onder de groeiende inversie echter gaandeweg slechter.

#### Trekhoogen

De "familieleden" van een oostwaarts trekkende depressiefamilie worden gescheiden door ruggen van hoge luchtdruk, die met de frontale golven meetrokken.

Figuur 13.21 toont zo'n trekhoog.

Een trekhoog is niet hoger ontwikkeld dan tot het 700 hPa-niveau. Daarboven heerst de normale westcirculatie. Het hoog is gevuld met koele, polaire lucht. Trekhoogen veroorzaken korte perioden van goed weer met soms brede opklaringen tussen twee gebieden met frontale bewolking. Flinke subsidentie in de rug veroor-



Figuur 13.21 Depressie en trekhoog onder een hoogtestroming

zaakt het oplossen van de bewolking. Tijdens het voorbijtrekken van het hoog kan 's nachts stralingsmist vormen. Over het weer in hogedrukgebieden kan in het algemeen gezegd worden, dat er doorgaans weinig bewolking of slechts dunne wolkenlagen in voorkomen, waaruit weinig of geen

neerslag valt. Indien overdag door instraling onstabielheid ontstaat, vormen zich mooiweer-Cumuli of Stratocumulus-velden. 's Avonds lost die bewolking weer op. Vooral 's winters kunnen hardnekkige Sc-velden voorkomen, die van de Noordzee binnendrijven. In de herfst en winter kunnen hardnekkige mistsituaties ontstaan indien het hogedrukgebied is gevuld met vochtige lucht.

De wind is vooral in het centrale deel van een hoog zwak door de vlakke luchtdrukverdeling. In het najaar, de winter en het vroege voorjaar koelt het tijdens de lange nachten flink af. De temperatuur kan dan lager worden dan 0° C. Indien dat alleen aan de grond gebeurt heet het nachtvorst of beter vorst aan de grond. Als ook in de waarnemingshut, op 1,5 m hoogte, zo'n lage temperatuur wordt gemeten, kan van vorst worden gesproken. Bij voldoende hoge vochtigheid ontstaat dan stralingsmist.

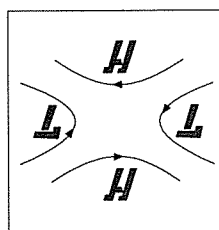
Aan de rand van hogedrukgebieden komen wel zones met een flinke gradiënt voor en daardoor met veel wind.

### 13.3 Zadelgebieden

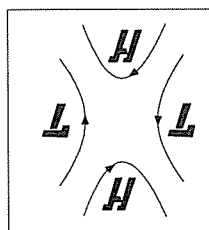
Er zijn twee typen zadelgebieden te onderscheiden: het cyclonale en het anticyclonale type. In een cyclonaal zadelgebied is de kromming van de isobaren rond de depressies het grootst (figuur 13.22). In zo'n gebied overheerst dan ook in de grenslaag de convergentie en ontstaan daardoor stijgende luchtbewegingen. Het weertype lijkt daarom op dat van een lagedrukgebied. Door de vlakke luchtdrukverdeling is de wind echter zwak en variabel.

In een anticyclonaal zadelgebied is de kromming van de tegenover elkaar liggende hogedrukgebieden het grootst; de divergentie en subsidentie overheersen daar (figuur 13.23).

Het weertype komt overeen met dat in een hogedrukgebied.



Figuur 13.22  
Cyclonaal zadelgebied



Figuur 13.23  
Anticyclonaal zadelgebied

# 14. Lokale winden

Hoewel de land- en zeewind en de orografische wind strikt genomen niet tot de lokale winden behoren (daarvoor komen ze te zeer verbreid voor) worden ze toch in dit hoofdstuk behandeld wegens hun plaatsgebonden karakter.

Onder *land- en zeewind* wordt een circulatiepatroon verstaan, dat een periode van 24 uur heeft. De wind wisselt iedere 12 uur van richting. Dit circulatiepatroon heerst in kustgebieden en ontstaat tengevolge van de verschillen in verwarming tussen land en zee. De oorsprong is dus van thermische aard. Een land- en zeewindcirculatie komt overal ter wereld voor en manifesteert zich, afhankelijk van de synoptische omstandigheden, meer of minder duidelijk en frequent.

*Orografische winden* zijn eveneens circulaties van thermische oorsprong. Het betreft hier ook windsystemen met een periode van 24 uur, die in bergdalen en op de aangrenzende hellingen voorkomen. Ze komen voor in alle berggebieden over de gehele wereld.

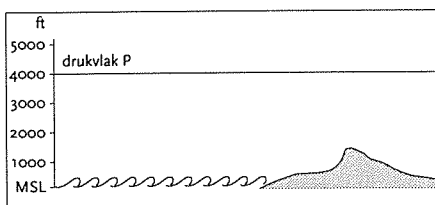
*Lokale winden* krijgen die naam als ze in een relatief klein gebied waaien en zich van grootschalige winden in de aangrenzende gebieden onderscheiden.

## 14.1 Land- en zeewind

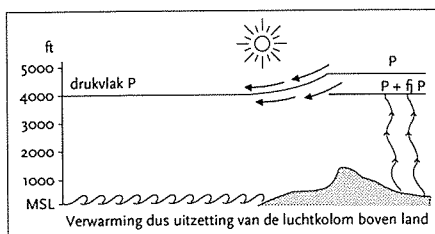
### 14.1.1 Ontstaan en circulatie

Oorzaken die gunstig zijn voor het ontstaan van een land- en zeewind-circulatie zijn:

- een zwakke luchtdrukgradiënt, dus een vlakke luchtdrukverdeling.
- een groot verschil in temperatuur tussen land en zee. Dit ontstaat op onze breedte in het voorjaar en in de zomer, als het land overdag flink verwarmd wordt, en in tropische gebieden, met relatief koud zeewater dichtonder de kust.



Figuur 14.1 a  
Land- en zeewind (uitgangssituatie)

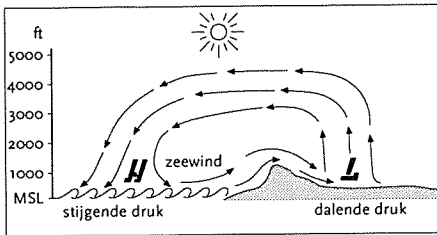


Figuur 14.1 b  
Land- en zeewind (ontstaan van isobarisch maximum boven land)

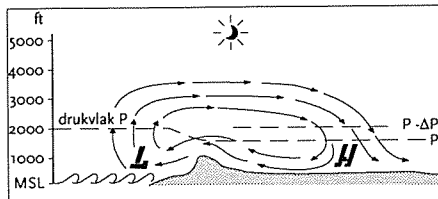
Door de grote warmtecapaciteit en turbulente menging zal de oppervlakte van de zee of een groot meer overdag veel minder in temperatuur stijgen dan het land. De luchtkolom boven land zal door verwarming dus veel meer uitzetten dan boven zee (figuur 14.1.a en 14.1.b).

Doordat het drukvlak  $p$  boven land hoger komt te liggen dan boven zee, zal er op die hoogte een luchtstroming op gang komen vanuit de kolom boven land naar zee toe.

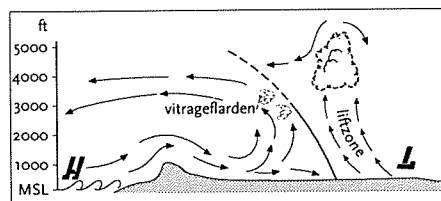
Daar de lucht op haar weg naar zee aan afkoeling onderhevig is, maakt ze een langzaam dalende beweging. Door het verdwijnen van lucht uit de kolom boven land gaat de luchtdruk aan de grond iets dalen, terwijl boven zee door aanvoer de druk stijgt. Zo ontstaat er aan de grond een geleidelijk groeiende gradiëntkracht; er is nu een duidelijk drukverschil tussen land en zee ontstaan: boven land ontwikkelt zich een *thermisch lagedrukgebied*, dat tijdens de hoogste temperaturen zijn grootste diepte bereikt. Zodra de gradiëntkracht groot genoeg is om een luchtstroming op gang te brengen, gaat er een wind van zee naar land waaien, de *zeewind* (figuur 14.1.c). In de loop van de ochtend gaat de zeewind toenemen om zijn maximum gedurende de eerste uren van de middag te bereiken. Onder invloed van de Corioliskracht ruimt hij daarbij, althans op het Noordelijk halfrond.



Figuur 14.1 c  
Ontstaan van een gesloten circulatie (zeewind)



Figuur 14.1 d  
Ontstaan van een gesloten circulatie (landwind)



Figuur 14.2  
Luchtcirculatie bij het zeewindfront

In ons land waait de zeewind aanvankelijk min of meer loodrecht op de westkust, maar 's middags ruimt hij naar het NNW en maakt dan nog maar een kleine hoek met de kust. Hij kan dan een maximale snelheid bereiken van 10-15 kt (5-8 m/s). Op onze breedte kan de zeewind, als deze circulatie krachtig ontwikkeld is, soms tot 50 km landinwaarts dringen; in de tropen zelfs tot wel meer dan 100 km. In de namiddag, als de uitstraling groter wordt dan de in-straling, zwakt de zeewind langzaam af, doordat de luchtdrukverschillen tussen land en zee dan kleiner worden. Kort na zonsondergang gaat de zeewind liggen.

's Nachts koelt het land snel af, terwijl het wateroppervlak nauwelijks in temperatuur daalt. De afkoeling van het land kan zover doorgaan, dat het een lagere temperatuur krijgt dan het aangrenzende water. Boven land krimpt een luchtkolom tengevolge van die afkoeling en dezelfde drukvlakken boven zee komen nu hoger te liggen dan boven land. Er gaat op die hoogte dan een wind van zee naar land waaien, waardoor boven zee de luchtdruk daalt en boven land stijgt. Aan de grond gaat er vervolgens een wind van land naar zee waaien: de landwind. (figuur 14.1.d) Doordat de temperatuur- en drukverschillen veel kleiner zijn dan overdag is de landwindcirculatie veel minder sterk ontwikkeld dan de zeewindcirculatie. Ze bereikt haar maximum tegen zonsopkomst.

#### 14.1.2 Meteorologische verschijnselen

Het binnendringen van de zeewind gaat min of meer geleidelijk. Maar als er een zwakke luchtdrukgradiënt is, die tegengesteld aan de zeewind werkt, kan dat binnendringen soms abrupt gebeuren en gepaard gaan met enkele, niet al te sterke windstoten. Het binnendringen is dan duidelijk merkbaar aan een daling van de temperatuur en een toename van de relatieve vochtigheid. De scheiding tussen zee- en landlucht wordt zeewindfront genoemd. Bij grote temperatuur- en vochtigheidsverschillen kan zo'n front duidelijk zichtbaar zijn als een nevelige muur, waarachter het zicht behoorlijk kan teruglopen. Boven en langs het frontvlak ontwikkelen zich soms rijen Cumuluswolken. Zweefvliegers maken dankbaar gebruik van de smalle, maar persistente thermiek-zone bij het zeewindfront.

Met het binnendringen van het zeewindfront verder landinwaarts verplaatst het thermische lagedrukgebied zich ook verder naar het binnenland.

In figuur 14.2 is een doorsnede getekend van het zeewindfront.

Zoals op deze schematische doorsnede te zien is, bevindt het krachtigste deel van de lift zich aan de voorzijde van het front, geconcentreerd in een smalle band. Soms hangen onder de cumuli nog uiterst dunne "vitrage flarden"; dit zijn flarden van Cumuluswolken, die zich op het frontvlak vormen. Ze maken het front voor zweefvliegers goed zichtbaar.

#### 14.2 Orografische winden

In diepe en brede dalen in berggebieden is 's zomers bij gunstige omstandigheden (geringe algemene luchtdrukgradiënt en flinke in- en uitstraling een dagelijkse variatie in de windcirculatie waar te nemen.

In regelmatig gevormde dalen ontstaat een circulatie-systeem, waarin de wind in 24 uur éénmaal 180 graden van richting verandert: 's nachts waait de bergwind en overdag de dalwind.

#### 14.3 Bijzondere lokale winden

Land- en zeewinden en orografische winden zijn gebonden aan resp. kusten en gebergten. Ze komen overal ter wereld voor en hebben zelden een aparte naam.

Een aantal winden, die lokaal gebonden zijn en daarbij zeer opvallen, hebben wel een aparte naam gekregen. Zij kunnen zich onderscheiden van winden in aangrenzende gebieden door één of meer van de volgende eigenschappen:

- hun richting en snelheid
- hun gehalte aan waterdamp en neerslagregiem
- hun verontreiniging met zand en stof
- hun temperatuur.

De indeling van de lokale winden wordt hier gegeven volgens de meteorologische oorzaken van hun ontstaanswijze, hetgeen de *genetische klassificatie* genoemd wordt.

Er zijn twee hoofdoorzaken aan te wijzen die het bijzondere karakter aan de lokale winden geven:

- 1 het reliëf van het aardoppervlak;
- 2 de eigenschappen van de luchtsoort, die de wind aanvoert;

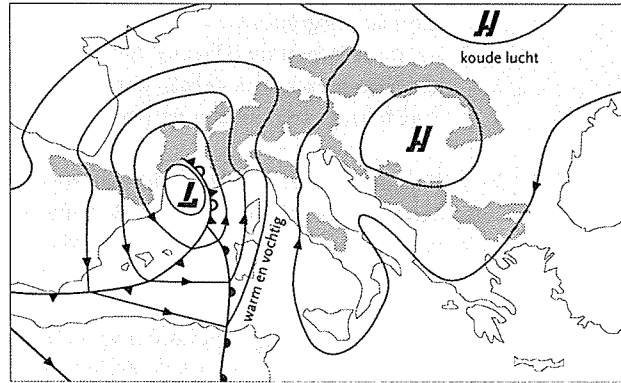
#### 14.3.1 Reliëfwinden

De door het reliëf ontstane winden kunnen naar drie karakteristieke hoofdeigenschappen ingedeeld worden:

- a dalende warme winden;
- b dalende koude winden;
- c de door de vorm van het reliëf versnelde winden.

##### *Dalende warme winden (Föhn)*

Als een depressie vanaf de Atlantische Oceaan over Zuid-Frankrijk naar de Middellandse Zee koerst, ontstaat er over Italië een zuidelijke luchtstroming, waarmee vochtige lucht van de Middellandse Zee naar de Alpen gevoerd wordt (figuur 14.3).



Figuur 14.3 Luchtdrukverdeling die aanleiding geeft tot het ontstaan van de Zuidföhn

Deze lucht wordt gedwongen tegen de zuid-helling van de Alpen op te stijgen, waardoor ze expandeert en daardoor droog-adiabatisch en na condensatie en wolkenvorming vervolgens verzadigd-adiabatisch afkoelt (figuur 14.4).

Als de lucht voldoende vochtig is, begint er aan de loefzijde uit de wolken regen te

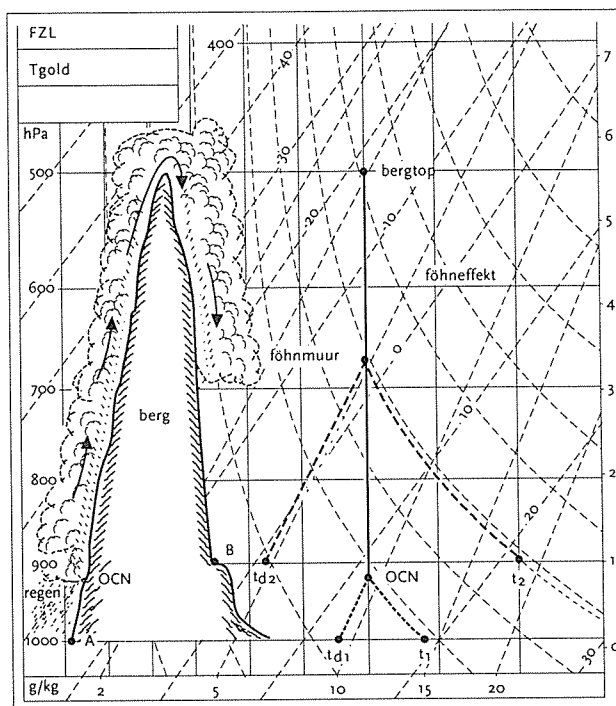
vallen, waardoor de luchtmassa water verliest. Waterverlies treedt ook op door afzetting van dauw of rijp aan hellingbossen. De aan de lijzijde van de bergkam dalende lucht bevat daarom minder waterdamp en waterdruppeltjes dan aan de loefzijde. De basis van de wolk ligt daar dus hoger dan aan de loefzijde.

In het diagram op figuur 14.4 ligt het optillings-condensatie-niveau (OCN) op 920 hPa. De bij station A gemeten temperatuur, dauwpunttemperatuur en luchtdruk bedragen resp.  $t_1$ ,  $t_{d1}$  en 1000 hPa.

Aan de lijzijde ligt de wolkenbasis op 680 hPa.

De mensen op station B zien de hele dag de wolkenmuur boven de hellingen hangen. Deze muur komt niet naderbij; hij wordt de *Föhnmuur* genoemd.

Vanaf de wolkenbasis op 680 hPa kan de lucht droogadiabatisch verwarmd worden tot het niveau van station B, waar een luchtdruk van 900 hPa, de temperatuur  $t_2$  en de dauwpunttemperatuur  $t_{d2}$  gemeten wordt ( $t_1 = 18^\circ \text{C}$ ,  $t_2 = 22^\circ \text{C}$ ).



Figuur 14.4 Föhn

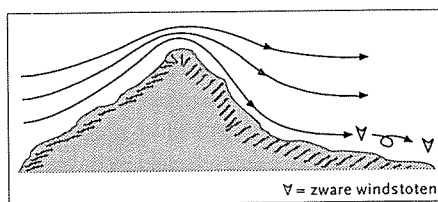
Zoals op het diagram is af te lezen was de mengverhouding van de lucht aan de loefzijde, voor ze gedwongen werd op te stijgen, 9 g/kg. Aan de lijzijde is ze door het verlies aan water nog maar ca. 5 g/kg. Ook valt uit het diagram af te leiden, dat als de lucht aan de lijzijde de gelegenheid heeft verder te dalen naar 1000 hPa, de temperatuur  $t_2$  31 à 32° C kan worden; dat is ruim 15° C warmer dan de lucht op dezelfde hoogte aan de loefzijde. De dalende, warme en droge lucht wordt Föhn genoemd.

De atmosfeer is bij Föhn veelal zeer helder en de lucht heeft door haar zeer lage relatieve vochtigheid (soms 20%) een sterk uitdrogend effect. Föhn in het vroege voorjaar vergroot het lawinegevaar.

Als in de Alpen de Föhn uit het zuiden komt, wordt ze Zuidföhn genoemd (zoals in het bovengeschetste geval); komt ze uit het noorden dan heet ze Noordföhn. De Zuidföhn is sterker dan de Noordföhn.

Hoe de warme, lichtere föhnvlucht de dalen, waar koudere en dus zwaardere lucht aanwezig is, kan bereiken, is als volgt te verklaren: Voordat de Zuidföhn inzet, bevindt zich 's winters boven Centraal-Europa een hogedrukgebied met een geringe gradiënt. De lucht stagneert in de dalen en koelt af. De depressie boven de Middellandse Zee (figuur 14.3) doet de gradiënt toenemen en de lucht stroomt de dalen uit en moet vervangen worden door lucht, die van de hellingen aangevoerd wordt. De lucht die zich het dichtst bij de hellingen bevindt, daalt meer dan de lucht erboven (figuur 14.5) en warmt daardoor het meest op. De Föhn krijgt daardoor een enigszins onstabiele opbouw, hetgeen tot windstoten aanleiding geeft (zogenoemde Föhnstoten).

Het Föhneffect kan alleen ontstaan als de lucht aan de loefzijde vocht verliest door uitregenen.

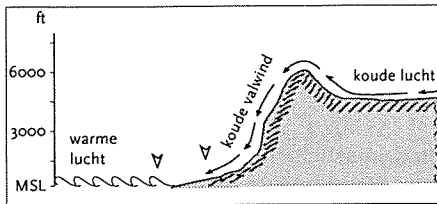


Figuur 14.5 Luchtstroom bij föhn

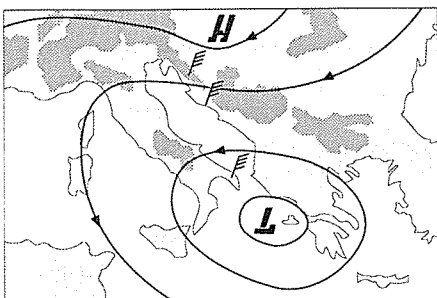
Ook elders in de wereld komen Föhnachtige winden voor. De Amerikanen noemen ze *hot winds* en ze dragen daar lokale namen, zoals: *Santa Anna* in Californië (oostelijke Föhn) en *Chinook* aan de oostzijde van de Rocky Mountains (een zuidwest-Föhn). In Argentinië wordt de Föhn *Zonda* genoemd en in Indonesië, op Sumatra, *Bohorok*.

#### Dalende koude winden (Bora)

Gedurende de winterperiode komt in het noordoostelijk kustgebied van de Adriatische Zee (de kust van Kroatië) nu en dan een koude valwind voor, die daar de naam Bora heeft. De geografische situatie daar leent zich uitstekend voor het ontstaan ervan.



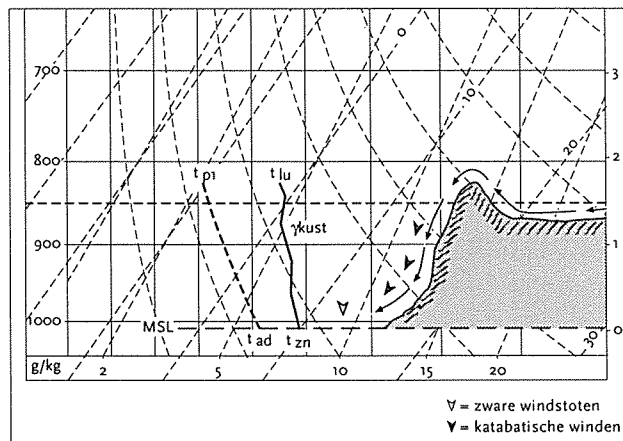
Figuur 14.6  
Geografische situatie in het gebied van Bora



Figuur 14.7 Luchtdrukverdeling bij het ontstaan van de anticyclonale Bora

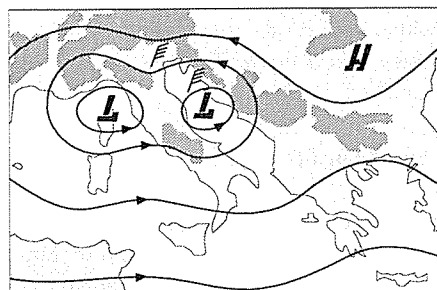
Het binnenland van het voormalige Joegoslavië bestaat uit een groot plateau, dat aansluit op de poesta-vlakten van Hongarije en westelijk Roemenië. Het plateau ligt op een vrij geringe hoogte boven de kustvlakte langs de Adriatische Zee en is daarvan door een laag randgebergte gescheiden (figuur 14.6). Als 's winters boven Centraal en Oost-Europa een hogedrukgebied aanwezig is, koelt de lucht boven het plateau sterk af. Boven zee en de kustvlakte, die de invloed van de zee ondervindt, is de afkoeling veel geringer. Als er nu een depressie over het oostelijk deel van de Middellandse Zee trekt, ontstaat er een luchtdrukgradiënt die de lucht boven de Noordwest-Balkan in beweging brengt (figuur 14.7). De koude lucht boven het plateau, die aanvankelijk in de hogedruksituatie met een zwakke gradiënt stagneerde achter het randgebergte, begint er nu overheen te stromen.

We nemen aan, dat de temperatuur op het plateau  $t_{pi}$  is (zie het diagram van figuur 14.8). Op dezelfde hoogte lezen we uit de toestandskromme gamma-kust boven het kustgebied een temperatuur van  $t_{lu}$  af, die hoger is dan direct boven het plateau. Boven de kustvlakte is de temperatuur  $t_{zn}$ . De koude lucht van het plateau stroomt langs de hellingen naar beneden (katabatische wind) en blijft ondanks droogadiabatische verwarming kouder dan de lucht boven de kustvlakte.



Figuur 14.8 Bora

De lucht maakt, onder invloed van de zwaartekracht, een versneld dalende beweging en komt met een temperatuur  $t_{ad}$  (welke lager is dan  $t_{zn}$ ) op de vlakte aan. De windsnelheden in de Bora zijn soms groot (zo'n 40 kt of 20 m/s) en er komen zware windstoten (*Refoli*) in voor.



Figuur 14.9 Luchtdrukverdeling bij het ontstaan van de cyclonale Bora

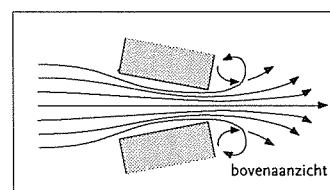
De Bora, ontstaan door een synoptische situatie, zoals die in figuur 14.7 geschetst is, wordt de *anticyclonale Bora* genoemd. Wanneer een lagedrukgebied boven het midden van de Adriatische Zee de Bora doet ontstaan, hebben we te maken met een *cyclonale Bora* (figuur 14.9). Ook elders ter wereld komen plaatselijk Bora-achtige winden voor.

#### Door reliëf versnelde winden (*Venturi-effect*)

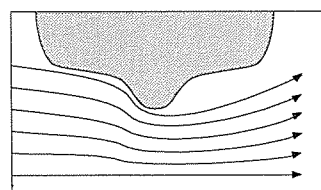
Stel dat een zekere hoeveelheid lucht per seconde de in- en uitgang van een brede vallei passeert. Als er in die vallei een vernauwing voorkomt, zal de windsnelheid moeten toenemen om per seconde dezelfde hoeveelheid lucht te laten passeren.

Deze windversnelling heet het *Venturi-effect* (figuur 14.10.a).

Het Rhônedal tussen het Massief Centraal en de Alpen in Zuid-Frankrijk is zo'n



Figuur 14.10 a  
Venturi-effect



Figuur 14.10 b  
Eenzijdig Venturi-effect

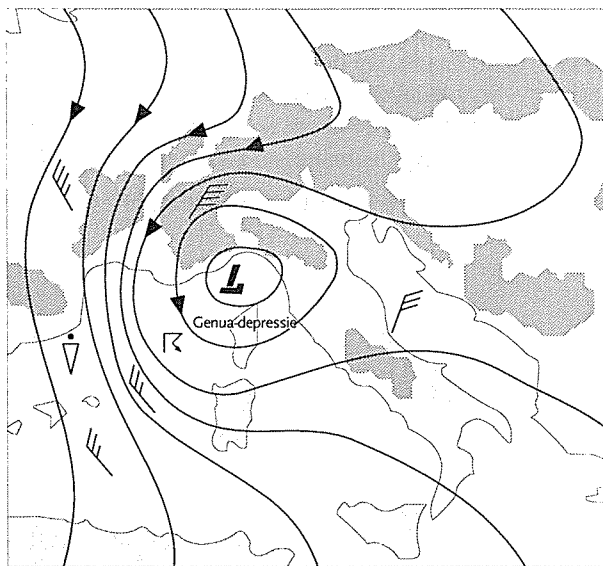
typische enge, waar dit Venturi-effect kan ontstaan. Daar waait de *Mistral*. Als de lucht langs een steile wand stroomt, waarin

een uitstulping voorkomt, zal de lucht ter hoogte van die uitstulping versnellen. Dit is een eenzijdig Venturi-effect (figuur 14.10.b).

### Mistral

Het ontstaan van de Mistral is als volgt. Bij een synoptische situatie met een hogedrukgebied boven de Britse eilanden en een depressie boven Centraal Europa stroomt koude mPl vanuit het noorden over Frankrijk naar de Middellandse Zee. Als die lucht een beduidend lagere temperatuur heeft dan het water van de zee, kan er een *thermische depressie* boven de Golf van Genua ontstaan, die de bestaande luchtdrukgradiënt nog versterkt (figuur 14.11.).

De grote gradiënt, die over het gebied van het Rhônedal ontstaat door de aanwezige



Figuur 14.11 Mistral

stuwrug ten noorden van de Alpen en het laag boven de Golf van Genua of Noord-Italië, veroorzaakt in het dal sterke versnellingen waarbij windsnelheden tot 55 kt (28 m/s) gemeten worden (windkracht 10).

De zone met harde, koude en vooral boven de zee sterk onstabiele winden stroomt uit tot ver over de Middellandse Zee, soms tot aan de Tunesische kust.

Boven zee komen dikwijls flinke buien tot ontwikkeling.

Ook een depressie, die

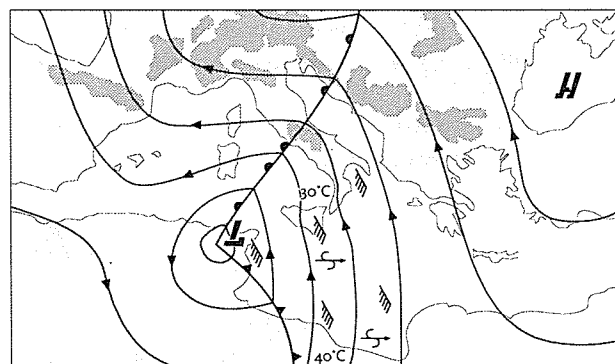
over het noordwestelijke deel van de Middellandse Zee trekt, kan aanleiding geven tot de Mistral.

Het hele kustgebied tussen Marseille en Barcelona kent harde koude winden in winter en voorjaar. Bij de oostkant van de Pyreneeën worden ze *Tramontane* genoemd.

### 14.3.2 Winden met bijzondere eigenschappen van de luchtsoort

#### Scirocco

Wanneer er 's zomers een vrij diepe depressie langs de Noord-Afrikaanse kust naar



Figuur 14.12 Scirocco

het oosten trekt en het bijbehorende polaire front een noord-zuid ligging heeft, zoals in figuur 14.12, ontstaat in de warme sector van de depressie de Scirocco.

De Scirocco is een harde zuidelijke wind, die voor het koufront uit de Middellandse Zee op waait in de richting van Sicilië en Italië. Ze voert cTl, in dit geval



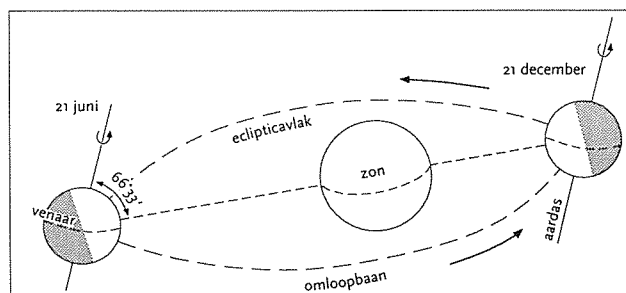
hete met zand en stof verontreinigende lucht aan over zee, waarboven veel waterdamp opgenomen wordt. De lucht voelt bij aankomst in Italië daardoor zeer benauwd en warm aan. Door het zand, dat later met de regen boven Sicilië en Zuid-Italië naar beneden kan komen (rode regen), is het zicht in die lucht belangrijk afgenomen.

Aan de kust van Noord Afrika is de luchtmassa heet en kurkdroog. Dikwijls is het zicht er door een zandstorm sterk gereduceerd.

In Tunesië wordt deze hete wind *Chili* genoemd, in Libië *Ghibili* en in Egypte *Chamsin*.

# 15. Dagelijkse en jaarlijkse gang

Tengevolge van de scheve stand van de aarde ten opzichte van het eclipticavlak (vlak door de zonne-equator) ontstaat er een verschil in dag- en nachtlengte op de verschillende breedten. Het tijdsverschil tussen dag en nacht is binnen de keerringen klein; met groter wordende breedte neemt dat verschil echter toe. Op hogere breedten duurt gedurende de zomer de dagperiode langer dan de nacht; 's winters is dat andersom. Extreem zijn de verschillen op nog hogere breedten dan de breedte van de poolcirkel ( $66\frac{1}{3}^\circ$  NB en ZB): gedurende de zomer komt de zon er niet beneden de horizon en 's winters er niet boven (figuur 15.1).



Figuur 15.1 Baan van de aarde rond de zon

Ook de wisseling der seizoenen op gematigde en hogere breedten wordt door de scheve stand van de aarde veroorzaakt.

De gemiddelde zons-hoogte is er 's zomers hoog terwijl de zon er ook lang boven de hori-

zon staat, waardoor de instralings-intensiteit en -duur groot is. Bij een gemiddeld lage zonnestand en relatief kort verblijf boven de horizon overheerst 's winters er de uitstraling.

Deze verschillen tussen zomer en winter nemen toe met toenemende breedte.

## 15.1. Dagelijkse gang

Onder invloed van instraling overdag en uitstraling 's nachts ondergaat het weer een verandering over een periode van 24 uur. De grootte van de verandering der verschillende weerselementen is afhankelijk van geografische en meteorologische factoren (figuur 15.2.).

### 15.1.1. Geografische factoren Geografische breedte

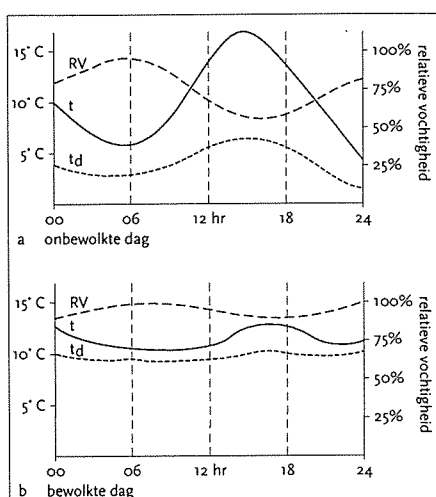
De geografische breedte speelt de belangrijkste rol bij de dagelijkse gang. Deze bepaalt, afhankelijk van het seizoen, het lengteverschil tussen dag en nacht en daarmee de grootte van het verschil tussen in- en uitstraling. Gedurende lange nachten kan door uitstraling veel warmte verloren gaan, terwijl dat gedurende de korte zomernachten veel minder is.

#### Hoogte en helling van de bodem

Hoog gelegen stations in berggebieden zullen in drogere en schonere lucht liggen dan stations in de vlakte.

Er zijn enkele uitzonderingen zoals Mexico-City, waar door het verkeer en de industrie de lucht onvoorstelbaar is vervuild. De stad ligt bovendien in een bergkom, waardoor de lucht er stagneert.

In de bergen zijn in- en uitstraling sterk, hetgeen de dagelijkse gang vergroot. Stations op zuidhellingen (op het N.-halfmond) hebben weer een grotere dagelijkse gang dan stations op noordhellingen.



Figuur 15.2  
Dagelijkse gang van de temperatuur, het dauwpunt en de relatieve vochtigheid op een onbewolkte dag (a) en op een bewolkte dag (b)

Ligging ten opzichte van zeeën en oceanen en overheersende windrichting  
Bij plaatsen, die in kustgebieden liggen en gemiddeld een wind van zee hebben, zoals aan de westkusten van de continenten, wordt de dagelijkse gang afgevlakt. Zie ook de figuren 15.3, 15.4 en 15.5. De zee blijft 's zomers koeler dan het land en zorgt voor afkoeling; 's winters is ze warmer en voorkomt daardoor een lage minimumtemperatuur. Stations op hoge breedten, die overwegend een wind vanaf sneeuw- en ijsvlakten hebben, ondervinden daar de afkoelende werking van. Kuststations, die overwegend een landwind hebben, zoals aan de oostkant van de continenten, ondervinden de temperende werking van de zee veel minder. Ze lijken meer op landstations, die in het geheel geen invloed van de zee ondervinden. Zij kenmerken zich door een grotere dagelijkse gang. Men noemt dit een continentaal karakter. Voorbeeld: Noord-Amerikaanse en Chinese Oostkust.

### 15.1.2. Meteorologische factoren

#### *Windrichting*

Zoals hierboven reeds is opgemerkt, zal bij wind van zee de temperatuur een temperende invloed van het water ondervinden. Waait de wind vanuit een berggebied, dan kan ten gevolge van koude valwinden of föhneffekten de dagelijkse gang heel anders zijn dan wanneer de wind vanuit een de vlakte waait.

#### *Windsnelheid*

Een flinke wind zorgt voor turbulente menging van de lucht, waardoor de effecten van verwarming en afkoeling over een diepere laag worden verdeeld. De dagelijkse gang zal daardoor worden afgevlakt.

#### *Bewolking*

Een wolkendek zal in- en uitstraling tegengaan, waardoor de dagelijkse gang van de temperatuur en relatieve vochtigheid geringer wordt.

#### *Frontpassages*

De passages van fronten en troggen kunnen, afhankelijk van de aangevoerde luchtsoorten, de bedekkingsgraad en het tijdstip van de dag of nacht, de dagelijkse gang versterken, afvlakken of zelfs omkeren.

Zo zal de aanvoer van warme lucht en/of bewolking gedurende de nacht de minimumtemperatuur hoog houden of de temperatuur doen oplopen. Dit is vooral in de winter goed merkbaar. Bij de passage van deze weersystemen kan in feite niet meer van dagelijkse gang gesproken worden, aangezien van een dagelijks ritme dan meestal geen sprake meer is.

## 15.2 Dagelijkse gang van een aantal weers-elementen

#### *Windsnelheid en -richting*

Als de luchtdrukgradiënt ongeveer gelijk blijft over een periode van 24 uur, zal er een min of meer duidelijk verschil in windsnelheid en -richting tussen de dag en nacht merkbaar zijn. Vooral bij een overwegend koude, dus onstabiele, luchtsoort komt dat goed tot uitdrukking. 's Middags, bij maximale onstabiele, is de wind het krachtigst en kunnen er windstoten voorkomen, terwijl de wind uit een geruimde richting waait. Tijdens de nacht en de vroege ochtend, als in de onderste luchtlaag ten gevolge van uitstraling een grondinversie ontstaat (de lucht is tijdelijk warme massa), is de wind zwak en gekrompen. In een luchtsoort met warme massa-eigenschappen is de dagelijkse gang veel geringer, vooral als er ook een wolkendek aanwezig is.

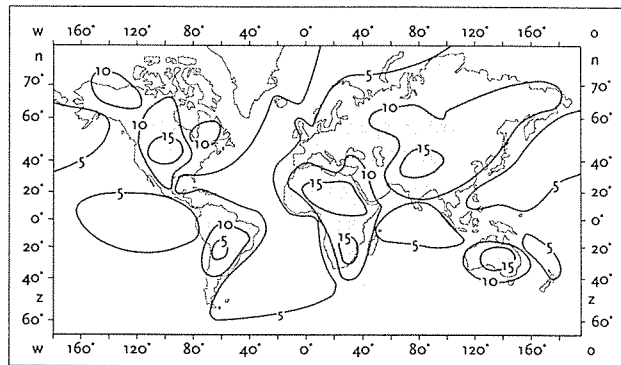
#### *Temperatuur en relatieve vochtigheid*

Bij een wolkenloze en schone lucht is de in- en uitstraling maximaal. Gedurende voor- en najaar, bij vrij hoge zonnestand, weinig wind en dagen en nachten van

ongeveer gelijke tijdsduur, is het verschil tussen minimum en maximum temperatuur het grootst (mei en oktober). Bij een bewolkt weertype met veel wind, die bovendien van zee waait, is dat verschil het kleinste.

De dauwpunttemperatuur  $t_d$  heeft een dagelijkse gang, die ongeveer  $1/5$  is van de temperatuur  $t$  en ze loopt daarmee in fase.

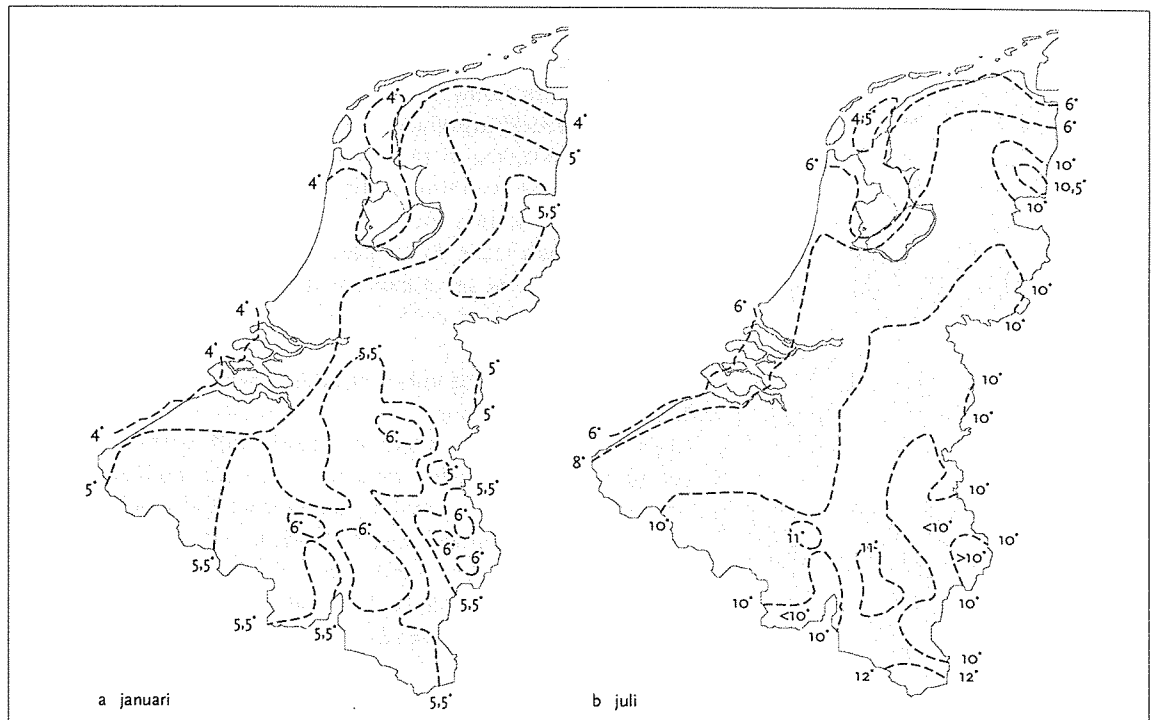
Zoals in fig. 15.2 goed te zien is, vertoont ook de relatieve vochtigheid daardoor een dagelijkse gang. Het maximum valt rond zonsopkomst, als het verschil tussen  $t$  en  $t_d$  het kleinste is, het minimum 's middags. De dagelijkse gang van de relatieve vochtigheid is dus precies tegengesteld aan de dagelijkse gang van de temperatuur.



Figuur 15.3 Gemiddelde dagelijkse gang van de temperatuur

Fig. 15.3 toont de gemiddelde dagelijkse gang van de temperatuur over de wereld. Boven de oceanen en aan de westkusten van de continenten is de temperende invloed van het water duidelijk te zien.

De figuren 15.4.a en 15.4.b tonen de dagelijkse gang van de temperatuur in januari en juli boven Nederland en België. Ook in die figuren is de invloed van de zee goed te zien: de dagelijkse gang wordt groter naarmate we ons verder van de kust af geven.



Figuur 15.4 Dagelijkse gang van de temperatuur in Nederland en België in januari (a) en in juli (b)

#### Bedekkingsgraad

Vooral in een luchtsoort met koude massa-eigenschappen is een dagelijkse gang in

de hoeveelheid bewolking goed merkbaar. De bedekkingsgraad van onstabiele bewolking neemt in de loop van de ochtend toe en is maximaal gedurende de middag, als de onstabieleit het grootst is. Ook de neerslagintensiteit is dan maximaal. Als later in de middag en avond de lucht nabij de grond weer begint af te koelen en de convectie ophoudt, neemt de bedekkingsgraad weer af. Gedurende de nacht en vroeg in de ochtend, als de lucht tijdelijk warme massa is, is het dikwijls onbewolkt. In dit weertype wordt de maximumtemperatuur wegens de hoge bedekkingsgraad 's middags dikwijls lager dan verwacht.

Boven zee is de dagelijkse gang in de hoeveelheid bewolking natuurlijk kleiner, maar een toename van de bedekkingsgraad gedurende de vroege ochtend valt toch wel op. Als de bovenlucht 's nachts enigszins afkoelt, ontstaat er boven het relatief warme water Cumulus ontstaan. In de nazomer en herfst is dat effect duidelijk merkbaar. We zien dan een opleving van de buienactiviteit in de kuststrook tegen de ochtend.

#### *Neerslag*

Een dagelijkse gang in de neerslaghoeveelheid ziet men vooral in koude massa. Ze is maximaal als de convectie-activiteit het grootst is: boven land in de namiddag, boven zee in de nacht.

#### *Luchtdruk*

Getijde-golven in de lucht, vergelijkbaar met eb en vloed, veroorzaken een dubbel-dagelijkse gang in de luchtdruk (zie ook hoofdstuk 3). Rond 0900 en 2100 UTC is er "vloed", dat wil zeggen er is een lichte luchtdrukstijging merkbaar, om 0300 en 1500 UTC is er een lichte daling ("eb"). De variatie in ons land bedraagt ongeveer 0,6 hPa, aan de evenaar 2 à 3 hPa. Met dit verschijnsel moet men rekening houden bij de analyse van weerkaarten.

Voorbeeld: stel dat een lagedrukgebied nadert, dan kan men verwachten dat de luchtdruk gaat dalen. De grootte ervan kan men afleiden uit de plotjes op de kaart, namelijk uit de luchtdruktendens, dat wil zeggen de verandering van de luchtdruk in de afgelopen 3 uren. Onder overigens dezelfde omstandigheden is de daling op de 0300 UTC-kaart geringer en op de 1500 UTC-kaart groter dan ze zou zijn alleen onder invloed van naderende depressie.

### **15.3. Jaarlijkse gang**

#### **15.3.1. Geografische factoren**

##### *Breedte*

De gemiddelde zonshoogte boven de horizon neemt met hoger wordende breedte af en daarmee ook de instraling. De gemiddelde jaartemperatuur wordt daardoor lager op hogere breedte en het verschil tussen zomer en winter groter.

##### *Hoogte en helling van de bodem*

Deze hebben dezelfde invloed als bij de dagelijkse gang.

##### *Ligging ten opzichte van zeeën en overheersende windrichting*

Naarmate een station verder van zee ligt neemt de temperende invloed van het water bij overheersende wind van zee af; de "continentaliteit" wordt groter. Met andere woorden de verschillen tussen zomer en winter worden groter als de invloed van de zee kleiner wordt.

De figuren 15.5.a en 15.5.b geven een overzicht van de overheersende winden in januari en juli, terwijl de figuren 15.6.a en 15.6.b het verloop van de isothermen in de maanden januari en juli weergeven.

De grote invloed van de warme Golfstroom is goed te zien.

Duidelijk is hieruit op te maken, dat aan de westkant van continenten de jaarlijkse gang in de temperatuur kleiner is dan aan de oostkant, waar de invloed van de zee of oceaan kleiner is door een afluende wind.

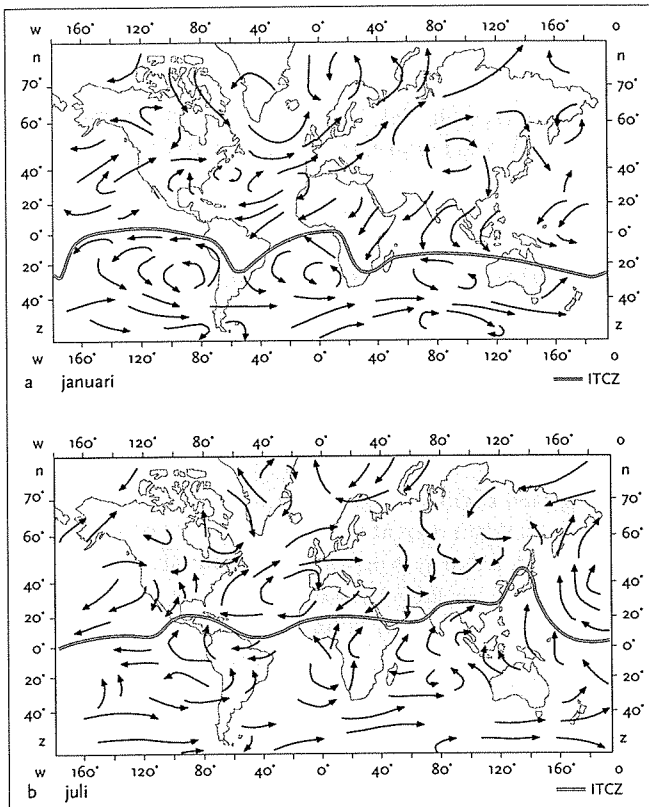
Figuur 15.6.c toont de gemiddelde jaarlijkse gang van de maandgemiddelde temperaturen. Zij is het grootst in Alaska, Noord Canada en Siberië.

### 15.3.2. Meteorologische factoren

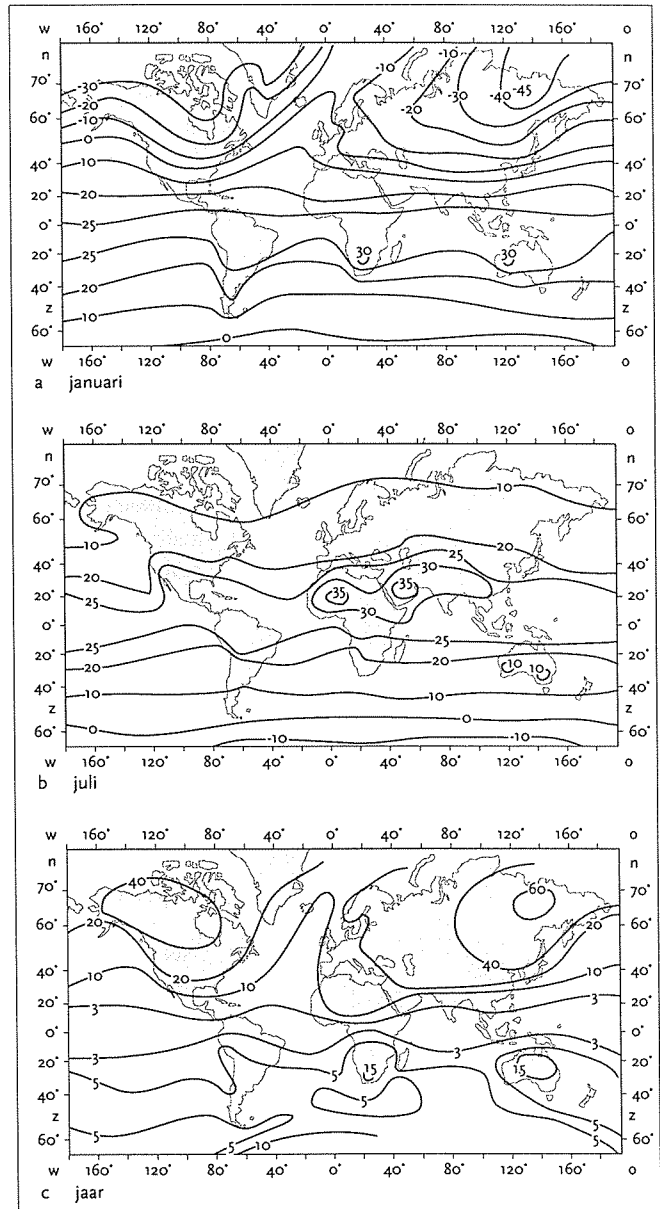
De meteorologische factoren zijn ook ongeveer dezelfde als die zijn genoemd bij de dagelijkse gang.

Vooral van belang zijn:

- De overheersende windrichting en -snelheid en;
- de gemiddelde bedekkingsgraad.



Figuur 15.5  
Gemiddelde luchtstroming op de aarde in januari (a) en in juli (b)



Figuur 15.6  
Isothermen in januari (a), in juli (b) en de gemiddelde jaarlijkse gang van de temperatuur (c)

# Vragen over hoofdstuk 8 t/m 15

- vraag 1**
- Leg uit waarom het nevelinterval afhankelijk is van de temperatuur.
  - Spelen adiabatische processen een rol bij de vorming van mist? Licht het antwoord toe.
  - Hoe ontstaat mengingsmist?
  - Welke processen kunnen leiden tot de vorming van neerslag?
  - Hoe ontstaat turbulentiestratus?
- vraag 2**
- Geef een indeling van de wolken in de atmosfeer naar:
    - de wijze van ontstaan;
    - naar de hoogte waarop ze op de gematigde breedten voorkomen.
  - Hoe ontstaat stralingsmist?
  - In welke luchtsoort bevond ons land zich bij de volgende weertypen:
    - regen-, hagel- en sneeuwbuien afgewisseld met opklaringen, een matige tot vrij krachtige noordwestelijke wind, een temperatuur van 4° C en een relatieve vochtigheid van 68% (maand april).
    - zonnig en droog, een zwakke tot matige oostnoordoostelijke wind, een temperatuur van 28° C en een relatieve vochtigheid van 43% (maand juli).
  - Fronten zijn scheidingslijnen. Wat scheiden ze?
  - Noem tenminste twee kenmerkende weersverschijnselen bij een koufront passage.
- vraag 3**
- Waardoor ontstaat de knik in de isobaren bij een front?
  - Waar vindt men schijnfronten?
  - Hoe heet het gebied tussen het warmtefrontvlak en het koufrontvlak van een frontale golf?
  - Neemt in het verticale vlak de breedte van een warme sector toe of af?
  - Waar in de atmosfeer treedt sterke verticale windschering op en waar sterke horizontale windschering?
- vraag 4**
- Onweersbuien komen vooral voor in een luchtsoort die warme/koude massa is.
  - Welke soorten van windschering komen voor in een onweersbui?
  - Hoe kan een onweersbui elektrisch worden opgevat?
  - De bliksem voert in het algemeen negatieve/positieve lading naar de aarde.
  - De windstoten in het windstotenfront (gustfront) van een onweersbui zijn gericht van de bui af/naar de bui toe.
- vraag 5**
- Geef in een eenvoudig schema aan waar in de hogere luchtlagen convergentie en divergentie van een luchtstroom kan optreden.
  - Welke gevolgen hebben de zojuist genoemde processen voor de luchtdruk aan het aardoppervlak?
  - Welke soorten depressies kent de aardse atmosfeer en met welke daarvan hebben we in Nederland het meest te maken?
  - Waar vinden we permanente warme hogedrukgebieden?
  - Het polaire front vormt de scheidingslijn tussen .....

- vraag 6**
- Waar ontstaan er bij voorkeur golven in het polaire front?
  - Waarom beweegt het koufront sneller dan het warmtefront?
  - De Genuadepressie ontstaat bij voorkeur in het winter/zomer halfjaar.
  - Wat is kenmerkend voor het weer aan het aardoppervlak bij een koude put in de bovenlucht?
  - Kunnen tropische cyclonen ontstaan boven de evenaar?
- vraag 7**
- Een trekhoog is een warm/koud hogedrukgebied.
  - Een blokkerend hogedrukgebied ontstaat bij voorkeur in de zomer/winter/voorjaar/herfst.
  - Een subsidentie-inversie is kenmerkend voor een "polar low"/warm hogedrukgebied.
  - Welke lagedrukgebieden bevatten slechts één luchtsoort?
  - Boven koude hogedrukgebieden bevindt zich in de bovenlucht een lage/hogedrukgebied.
- vraag 8**
- Een land- en zeewindcirculatie ontstaat door.....
  - In een kustgebied met een warme zee waait in de nacht de land/zeewind.
  - Noem tenminste drie bekende lokale winden, die in Europa voorkomen.
  - De meeste lokale winden ontstaan door temperatuurverschillen. Geldt dit ook voor de Mistral?
  - Bijgevoegd is een thermodynamisch diagram (A) waarop een bergketen is getekend, die tot 4000 m hoogte reikt. Laat door een constructie in het diagram zien met welke temperatuur de lucht, die over de bergketen stroomt het achterliggende dal bereikt, indien hij begint te stijgen met een temperatuur van 14° C en een relatieve vochtigheid van 80 %, en bij de overtocht over de bergketen 4 gram waterdamp per kg droge lucht verliest door neerslagvorming. Let op: de constructie moet niet over de bergketen worden getekend maar langs de betreffende lijnen in het diagram.
- vraag 9**
- In een ander diagram (B) is een toestandskromme met bijbehorende dauwpuntskromme getekend. Bepaal daarop de hoogte van het OCN voor een direct aan het aardoppervlak grenzende laag, het CCN en de temperatuur aan het aardoppervlak die voor het bereiken ervan nodig is, de maximale hoogte van de wolketoppen en de hoogte van de tropauze.
  - In het bijgevoegde diagram (C) staan nog twee toestandskrommen. Welke bewolking verwacht u daarbij?
  - Welke weerselementen vertonen een dagelijkse gang?
  - Op welke beweging van de aarde berust:
    - de dagelijkse gang;
    - de jaarlijkse gang.
  - In welke luchtsoort(en) is de dagelijkse gang van de temperatuur in Nederland het grootst?
- vraag 10**
- De dagelijkse gang van de temperatuur is het grootst boven een zee/land-oppervlak.
  - Waarvoor wordt de dagelijkse gang belemmerd?
  - De jaarlijkse gang is het grootst aan de west/oostzijde van de continenten. Wat is daarvan de oorzaak?
  - De dagelijkse gang van de weerselementen is boven Nederland het grootst in de winter/zomer.
  - Vertoont de neerslag een dagelijkse gang?



# A

KON. NED. MET. INSTITUUT  
 $\theta_{SP}$  DIAGRAM

II/iii

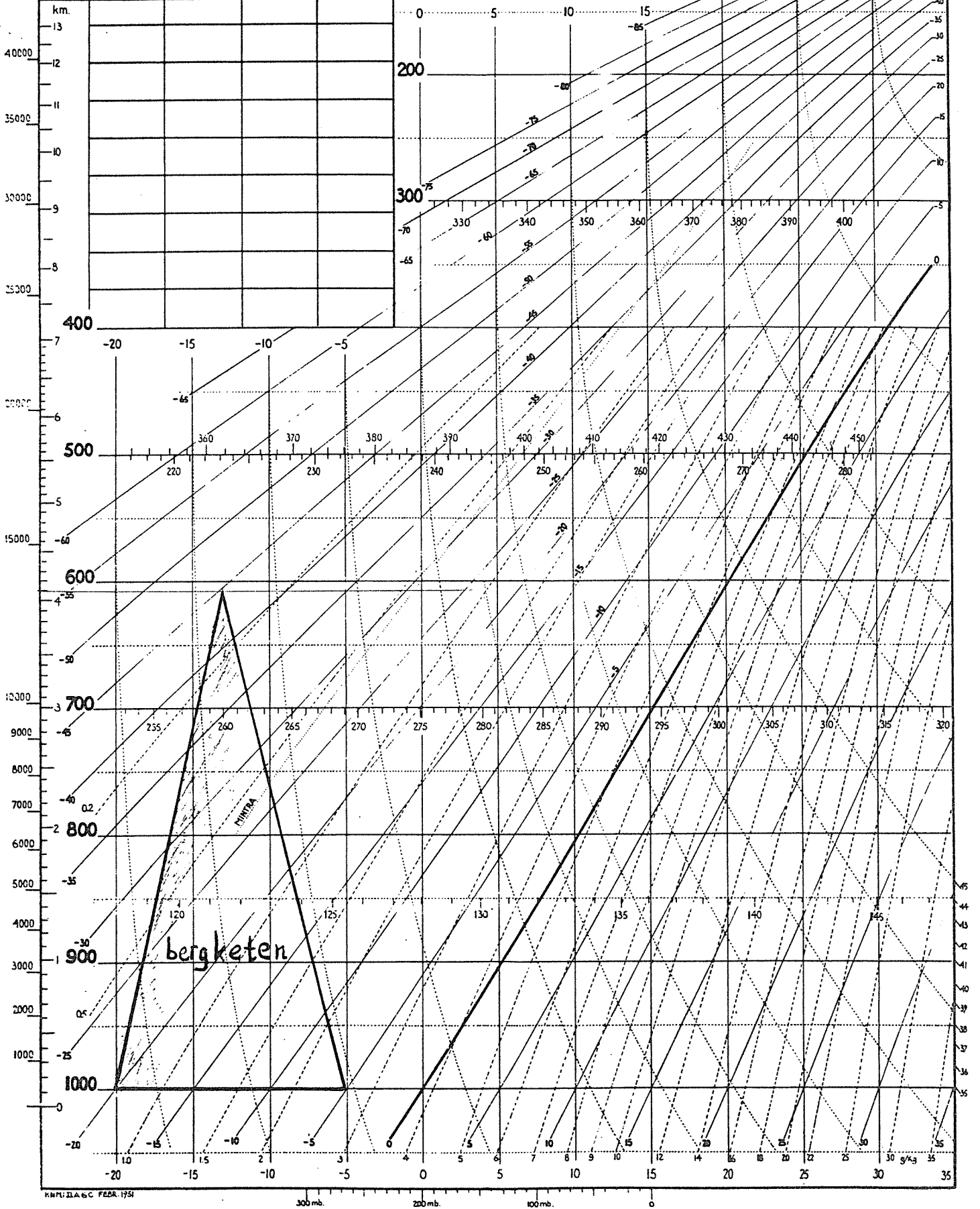
Datum

TgTg

GGgg

Z

Par:





# B

KON. NED. MET. INSTITUUT  
 Θ<sub>S</sub>P DIAGRAM

II/iii 06/ 260

Datum 04/04/90

TgTg 10 °C

GGgg 00.00 Z

bew 10930

Par: BM

200	143
300	873
500	529
700	285
850	136
1000	7

200 11428

300 8725

500 5289

600 2854

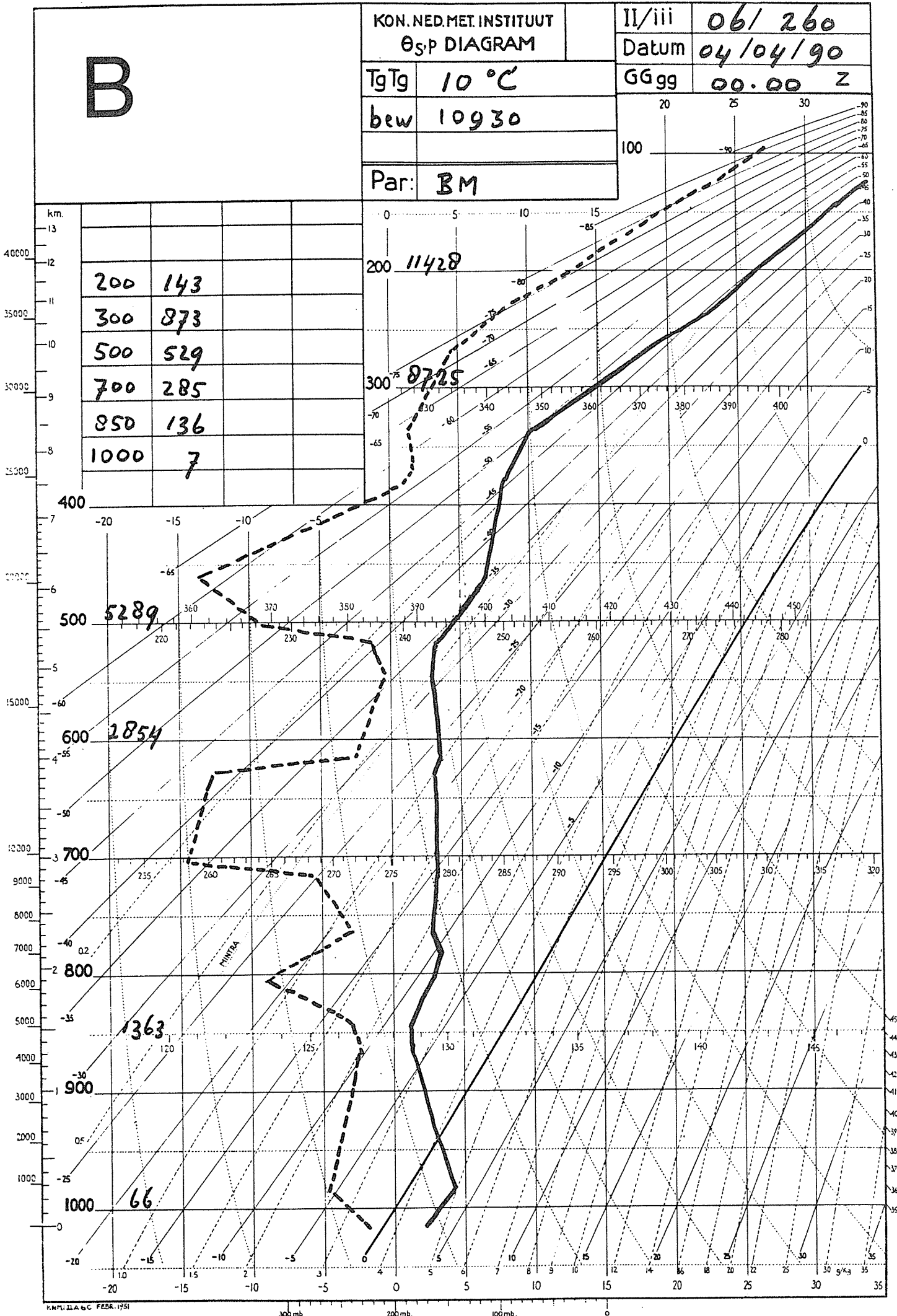
700

800

1363

900

66





# C

KON. NED. MET. INSTITUUT  
θ<sub>s</sub>p DIAGRAM

06/260

17/10/77

00.00 Z

Par:

KON. NED. MET. INSTITUUT  
θ<sub>s</sub>p DIAGRAM

06/260

21/03/91

00.00 Z

II/iii

Datum

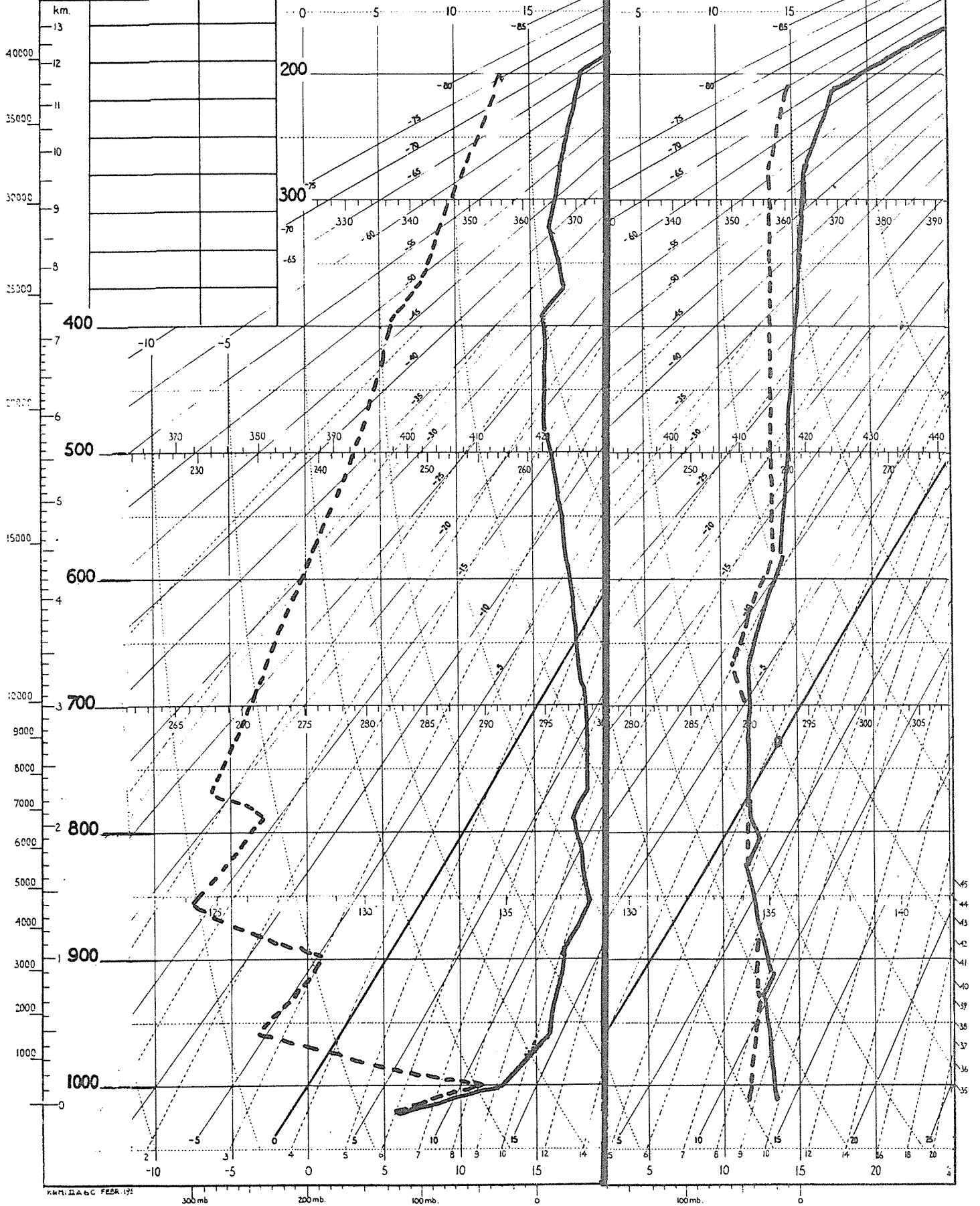
GGgg

20

2

100

-50





# Antwoorden hoofdstuk 8 t/m 15

- antwoord 1**
- De noodzakelijke geringe oververzadiging wordt bij een hoge temperatuur eerder bereikt dan bij een lage temperatuur.
  - Nee, mistvorming is een isobarisch proces.
  - Door turbulente menging van warme met waterdamp verzadigde lucht en koude onverzadigde lucht.
  - Het Findeisen-Wegener-Bergeron proces en het coalescentieproces.
  - Bij een door turbulente menging verzadigd g eraakte lucht aan de basis van een inversie.
- antwoord 2**
- Door uitstraling (mist), door langzame opstijging (cirrostratus, altostratus, nimbostratus), door turbulente menging (mist, stratus), door convection (stratocumulus, cumulus, cumulonimbus). Lage wolken, 0-2 km (stratocumulus, stratus, cumulus), middelbare wolken, 2-7 km (altostratus, altocumulus), hoge wolken, 5-13 km (cirrus, cirrostratus, cirrocumulus).
  - Doordat de lucht door uitstraling afkoelt tot onder de dauwpunt temperatuur.
  - Maritiem arctische lucht, continentaal polaire lucht.
  - Fronten scheiden luchtsoorten.
  - Windruiming, temperatuurdaling, lagere dauwpunten, opklaringen.
- antwoord 3**
- Door een ongelijke dichtheid en een daardoor ongelijkmatig drukverloop in de luchtsoorten voor en achter het front.
  - Langs een kustlijn, in een convergentiegebied, bijvoorbeeld een trog.
  - De warme sector.
  - De breedte van de warme sector neemt naar boven toe.
  - Sterke verticale windschering: aan het aardoppervlak, bij een inversie. Sterke horizontale windschering: aan de flanken van een straalstroom, aan weerszijden van een front.
- antwoord 4**
- Koude massa.
  - Verticale en horizontale windschering, maar bovenal schering van de verticale wind.
  - Als een condensator.
  - Negatieve lading.
  - Van de bui af gericht.
- antwoord 5**
- Het schema van figuur 13.1.
  - De vorming van lage- en hogedrukgebieden.
  - Frontale depressies, polar lows, thermische lagedrukgebieden, orografische lagedrukgebieden, tropische cyclonen en (eventueel) windhozen en tornado's. Nederland heeft in hoofdzaak te maken met frontale depressies.

- d. In de subtropische hogedruk gordel.
- e. Het polaire front vormt de scheiding tussen polaire en tropische lucht.

- antwoord 6**
- a. Onder gebieden met divergentie in de bovenlucht.
  - b. Het koufront heeft de isalobarische wind mee, het warmtefront tegen.
  - c. In het winterhalfjaar.
  - d. Bewolking en neerslag.
  - e. Nee, de Corioliskracht werkt daar niet.

- antwoord 7**
- a. Een koud hogedruk gebied.
  - b. In het voorjaar.
  - c. Een warm hogedruk gebied.
  - d. Slechts één luchtsoort bevatten: tropische cyclonen, polar lows, thermische lagedruk gebieden.
  - e. Een lagedruk gebied.

- antwoord 8**
- a. Door het verschil in verwarming tussen land en zee.
  - b. Gedurende de nacht waait de landwind.
  - c. De Mistral, de Bora, de Föhn en de Sirocco.
  - d. De Mistral is in de eerste plaats het gevolg van het Venturi-effect.
  - e. 25° C.

- antwoord 9**
- a. Het OCN op 500 m, het CCN op 1200 m bij verwarming van het aardoppervlak tot tenminste 7° C, de top van de bewolking op 1700 m, tropopauze I op 5100 m, tropopauze II op 8000 m.
  - b. Linker diagram mist, rechter diagram Cumulonimbus.
  - c. De temperatuur, de relatieve vochtigheid, de wind, bewolking van het cumuli-forme type en buiige neerslag, de luchtdruk. Bij de luchtdruk wordt de dagelijkse gang in onze streken meestal gemaskeerd door het voorbijtrekken van depressies.
  - d. 1. de rotatie en 2. de revolutie (= draaiing rond de zon).
  - e. In luchtsoorten van continentale oorsprong.

- antwoord 10**
- a. Boven een landoppervlak.
  - b. Door bewolking en harde wind. In het eerste geval worden in- en uitgaande straling tegengehouden, in het laatste geval vindt er menging plaats over een dikke(re) luchtlaag.
  - c. Aan de oostzijde van de continenten is de dagelijkse gang het grootst.
  - d. In de zomer.
  - e. In onze omgeving vertoont buiige neerslag vooral in het zomerhalfjaar een duidelijke dagelijkse gang.



# 16. De algemene circulatie

## 16.1 Overzicht

Om de algemene circulatie te kunnen begrijpen, beschouwen we een sterk vereenvoudigd model van de aarde en haar atmosfeer. Stel de aarde heeft een homogeen oppervlak, en dat de aardas loodrecht staat op het vlak van haar omloopbaan rond de zon. Om het eenvoudig te houden nemen we aan dat de aarde niet roteert, maar dat de zon in 24 uur rond de aarde draait.

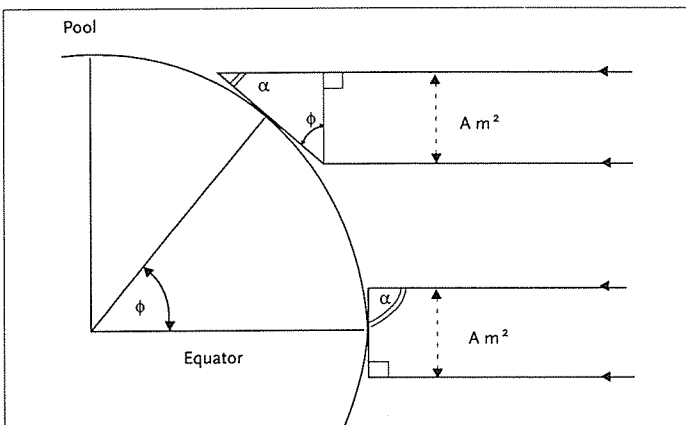
Daar waar de zonnestraling loodrecht op de aarde valt, wordt de aarde het meest verwarmd, die zone heet de equator of evenaar.

In het gebied, dat tussen  $30^\circ$  ten noorden en ten zuiden van de evenaar ligt, is de instraling groter dan het verlies van energie door de nachtelijke uitstraling, die zone zal dus steeds warmer worden.

Ook de luchttemperatuur in dat gebied zal steeds hoger worden, aangezien de langgolvlige uitstraling van de aarde de atmosfeer blijft opwarmen.

Gaan we verder in de richting van de polen dan wordt de invalshoek van de zonnestralen op de aarde steeds kleiner en moet een stralenbundel met een doorsnede van  $A \text{ m}^2$  een steeds groter stuk van het aardoppervlak verwarmen.

In figuur 16.1 zien we, dat op de breedte  $\phi = 0^\circ$ , de evenaar dus, de invalshoek  $\alpha$  van de bundel zonnestralen  $90^\circ$  is. Het stuk aardoppervlak, dat daar bestraald



Figuur 16.1. De hoeveelheid straling, die de aarde per oppervlakte-eenheid ontvangt, is een functie van de geografische breedte  $\phi$

wordt, heeft een oppervlakte van  $A \text{ m}^2$ , even groot dus als de doorsnede van de stralenbundel: de instraling is daar maximaal.

Op de geografische breedte  $\phi$  zal een bundel zonnestralen met dezelfde doorsnede een oppervlak van

$\frac{A \text{ m}^2}{\cos \phi}$  verwarmen. Tussen  $0^\circ$  en  $90^\circ$  is  $\cos \phi$  kleiner

dan 1, dus het te verwarmen oppervlak groter dan  $A \text{ m}^2$ .

Naarmate de breedte  $\phi$  toeneemt, wordt  $\cos \phi$  kleiner en het te verwarmen oppervlak groter.

Aan de polen is de instraling nihil, omdat de invalshoek daar  $0^\circ$  is. In het gebied, ruwweg ten noorden van  $60^\circ \text{ NB}$  en ten zuiden van  $60^\circ \text{ ZB}$ , overtreft de dagelijkse uitstraling de instraling, zodat in die gebieden (de poolgebieden) de aarde en de lucht erboven voortdurend verder afkoelen.

Ergens tussen de tropen en de poolgebieden, ongeveer halverwege de gematigde breedten, is er een evenwicht tussen de ingestraalde en de door uitstraling verloren gegane energie, echter niet in de tropen en aan de polen.

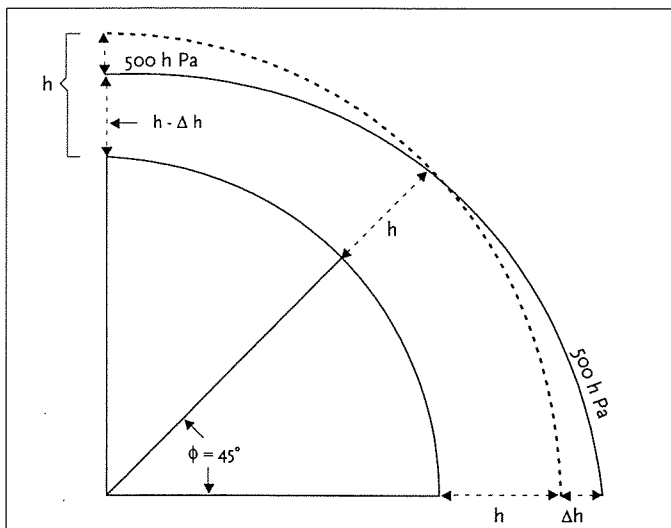
De verwarming in de tropen en de afkoeling aan de polen gaan echter niet ongelimiteerd door. Er ontstaat een transportsysteem dat warmte naar de poolgebieden en kou naar de tropen voert, waardoor er in de tropen niet een ongelimiteerde warmte-toename en aan de polen geen ongelimiteerde afkoeling plaats vindt.

Er is op onze denkbeeldige planeet een evenwichtstoestand ontstaan met een vaste temperatuurgradiënt van de tropen naar de polen, waarbij de isothermen evenwijdig aan de breedtecirkels lopen.

Hoe ontstaat nu de circulatie, die voor het evenwicht zorg draagt?

De lucht boven de evenaar zet uit door sterke verwarming; de luchtmassa boven de polen krimpt in door afkoeling. Bekijken we het 500 hPa-vlak, dan zien we dat dit drukvlak boven de evenaar hoger komt te liggen dan boven de poolgebieden.

In figuur 16.2. is deze situatie voor het 500 hPa-vlak getekend.



Figuur 16.2.  
De hoogte van de dampkring is een functie van gemiddelde temperatuur

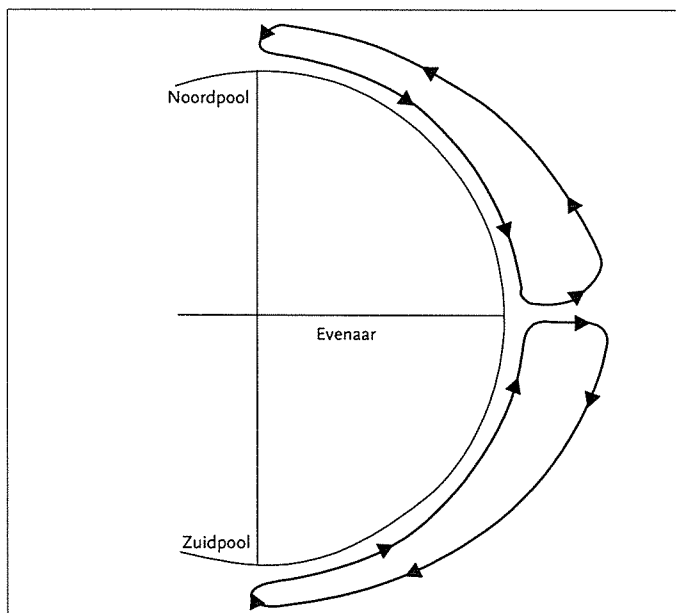
Op deze kunstmatige aarde ligt het 500 hPa-vlak boven de equator op een hoogte  $(h + \Delta h)$  km, boven  $45^\circ$  breedte op  $h$  km, en boven de polen op  $(h - \Delta h)$  km hoogte. Dat betekent, dat op de hoogte  $h$  boven de equator de luchtdruk groter is dan 500 hPa, op dezelfde hoogte op  $45^\circ$  breedte gelijk aan 500 hPa en boven de polen kleiner dan 500 hPa.

Er is dus een luchtdrukgradiënt op de hoogte  $h$ , lopend van evenaar naar de polen.

Ook op nog grotere hoogten in de troposfeer vinden we een luchtdrukgradiënt in dezelfde richting. De warme lucht boven de equator stijgt door de verwarming op en begint daarna in de richting van de polen te stromen en wel op die hoogten, waar een duidelijke gradiënt aanwezig is.

Dan begint boven de tropen de luchtdruk aan de grond te dalen door het wegstromen van de lucht hoog in de troposfeer; aan de polen daarentegen zal de luchtdruk aan de grond stijgen door het toestromen van lucht.

Aan het aardoppervlak ontstaat een tegengestelde luchtdrukgradiënt, gericht van de polen naar de equator. Er stroomt koude lucht uit de poolstreken in de richting van de tropen. Ten noorden en ten zuiden van de evenaar is nu een gesloten circulatiecel ontstaan (figuur 16.3).



Figuur 16.3.  
Één circulatiecel (Hadley-cel) per halfrond

De stroming is zuiver meridionaal, dat wil zeggen evenwijdig aan de lengtecirkels.

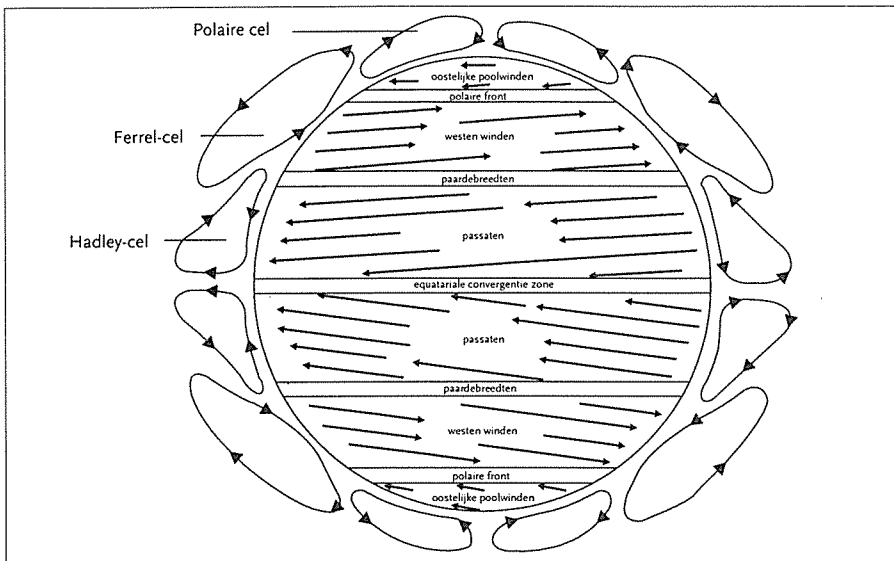
In werkelijkheid zijn er allerlei factoren, die het bovengeschetste patroon verstoren:

- 1 De aarde heeft geen homogeen oppervlak, maar oppervlakken die zeer glad (oceanen) tot zeer ruw (berggebieden) kunnen zijn.
- 2 De aarde staat niet stil, maar draait om haar as. Het gevolg van de draaiing is het ontstaan van de Corioliskracht. Deze kracht veroorzaakt op het noordelijk halfrond een afbuigen van de meridionale stroming naar rechts en op het zuidelijk halfrond naar links. Op z'n minst wordt de stromingscel daardoor getordeerd, dus spiraalvormig.
- 3 De soortelijke warmte van water is groter dan die van grond; de zonne-

stralen kunnen veel dieper in water doordringen dan in de aarde en de weerkaatsings- en absorptie-eigenschappen zijn anders. Bovendien gaat in water, dat verwarmd wordt een circulatie optreden, die het warmere met minder verwarmd water mengt; in de grond is dat onmogelijk.

Deze verschillen in eigenschappen hebben tot gevolg, dat het land onderhevig is aan snellere en grotere temperatuurwisselingen dan de oceanen.

Die verschillen in verwarming oefenen een belangrijke invloed uit op de algemene circulatie: op kleine schaal gezien, wordt daardoor het land- en zeewindregiem veroorzaakt; op grote schaal in tijd en ruimte, de moessons.

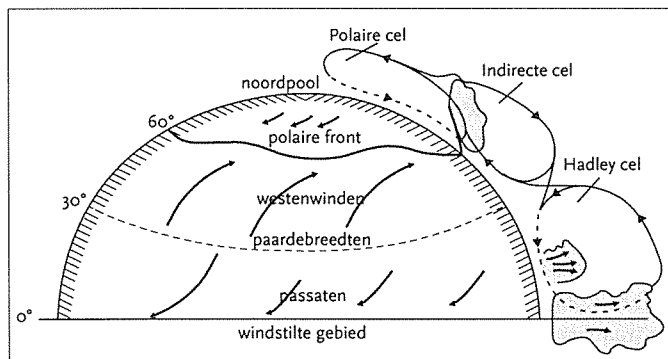


Figuur 16.4. Ferrelmodel van de algemene circulatie volgens Bergeron

4 De aardas staat scheef, het equatorvlak van de aarde maakt een hoek van  $23,5^\circ$  met het vlak van draaiing rond de zon, het *ecliptica-vlak*. Hierdoor ontstaan de seizoenen, waarbij beurtelings het noordelijk en zuidelijk halfrond meer wordt verwarmd, hetgeen van zeer grote invloed is op de algemene circulatie. Naarmate er in de loop der eeuwen meer waarnemingen over de wind ter beschikking kwamen, werd duidelijk dat een circulatie, zoals die in het begin van dit verhaal werd geschetst, niet bestond.

In 1856 publiceerde William Ferrel een circulatiemodel met aan beide zijden van de equator drie meridionale cellen rond een draaiende aarde.

De in ons eerste model beschreven enkele cel komt volgens zijn model alleen in het gebied tussen ca.  $35^\circ$  noorder- en zuiderbreedte voor en wordt naar de eerste beschrijver ervan de *Hadley-cel* genoemd. Boven de poolgebieden komt net zo'n cel voor als in de tropen. Hij strekt zich in het model uit van de polen tot ongeveer  $60^\circ$  noorder- en zuiderbreedte, maar is boven de Noordpool veel zwakker ontwikkeld dan de Hadley-cel



Figuur 16.5 Ferrelmodel van de algemene circulatie volgens Rossby

in de tropen. Tussen deze beide min of meer duidelijk ontwikkelde cellen met een grote meridionale component komt een windsysteem voor, dat vooral sterke zonale componenten heeft, dat wil zeggen evenwijdig aan de breedtecirkels. Het is een breed gebied van (zuid-)westelijke winden, waarvan het stromingspatroon een variërend aantal golven vertoont. Vooral bovenin de troposfeer is de wind voornamelijk westelijk. Rond de aarde kan deze cel op gematigde

breedten, gemiddeld tussen  $35^\circ$  en  $60^\circ$ , niet als een gesloten meridionale circulatie worden beschouwd. Daarvoor is, over lange tijd gezien, de meridionale component te klein. Omdat deze cel, naar de beschrijver, de *Ferrelcel* geheten, van tijd tot tijd afwisselend sterke zonale, dan wel meridionale componenten heeft (de zonale overheersen) wordt ze *indirect* genoemd.

Op basis van nieuwere gegevens, vooral uit de bovenlucht, konden Bergeron in 1928 en Rossby in 1941 het Ferrelmodel verbeteren (figuur 16.4 en 16.5).

## 16.2 De circulatie in de tropen

Als men, gezien over lange tijd, de luchtstromingen in de tropen optelt en uit deze som de gemiddelde stroming bepaalt, ontstaat een gesloten meridionale stromingscel, de Hadley-cel. In dit patroon, dat door middelen verkregen is, komen alle tijdelijke secundaire stromingen en grote en kleine storingen niet tot uitdrukking. Deze secundaire stromingen en storingen zijn echter van wezenlijk belang om de energiehuishouding van de aarde te verklaren.

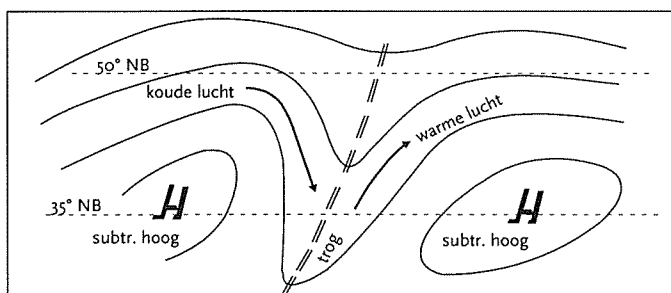
### 16.2.1 De Hadley-cel

Tijdens de reis naar het noorden ondergaat de lucht in het bovenste deel van de Hadleycel een dalende beweging, deels door afkoeling en deels door ophoping ten gevolge van behoud van impulsmoment.

De aangevoerde luchtmassa doet in bovengenoemde zone, de subtropen, de luchtdruk aan de grond stijgen. Er ontstaat in dit gebied zo een gordel van hoge luchtdruk. De gordel is geen gesloten band van hoge druk rond de aarde, maar een serie gescheiden hogedrukgebieden, *dynamische hogen* genoemd. Het zijn warme hogedrukgebieden. De droge, dalende lucht wordt namelijk adiabatisch verwarmd.

Het uiteenvallen van de gordel van hoge druk in afzonderlijke cellen wordt veroorzaakt door het binnendringen van troggen, die zich in de stroming op middelbare breedten manifesteren en soms ver naar het zuiden uitzakken (figuur 16.6).

Een andere oorzaak is, dat boven de continenten 's zomers dikwijls thermische lage-drukgebieden ontstaan.



Figuur 16.6. Sterk zuidwaarts ontwikkelde hoogtetrog

### 16.2.2 De subtropische straalstroom

Op het noordelijk halfrond staat zoals we hebben gezien boven in de Hadley-cel een stroming van zuid naar noord. Een luchthoeveelheid, die op enige hoogte boven de evenaar stil ligt ten opzichte van de aarde, beschrijft in 24 uur een volledige cirkelbaan en heeft daardoor een bepaald impulsmoment. De subtropische straalstroom dankt zijn bestaan aan de neiging, die de atmosfe-

rische stroming heeft om haar *impulsmoment* te behouden.

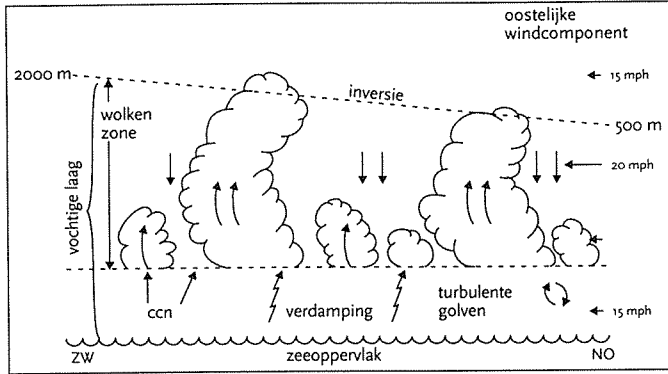
Door het behoud van impulsmoment kan de noordwaarts bewegende lucht hoog in de troposfeer (ook wel de *antipassaat* genoemd) boven 30° breedte tot een krachtige westenwind worden. Men kan uitrekenen, dat de wind daar theoretisch een snelheid van bijna 500 km/uur kan bereiken.

Interne wrijving, remming door convergentie met reeds aanwezige luchtmassa's en energieverlies ten gevolge van uitstraling doen natuurlijk een deel van de bewegingsenergie verloren gaan op de reis van de thermische equator naar het noorden. Er blijft echter voldoende snelheid over om een krachtige stroming te veroorzaken op 10 km hoogte boven 30° NB. Op deze wijze wordt het ontstaan van de subtropische straalstroom verklaard.

### 16.2.3 Passaten

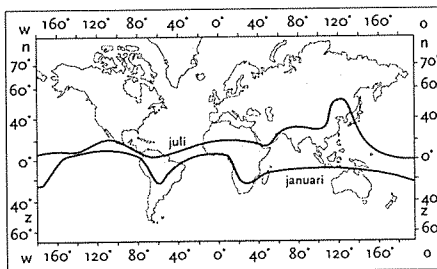
Vanuit de subtropische hogedrukgebieden stroomt de lucht aan het aardoppervlak weer terug naar de equator, het gebied van maximale verhitting van de aarde, waar de opwaartse stromingen het sterkst zijn. Deze winden, die zeer persistent zijn en op het noordelijk halfrond uit het *noordoosten* en op het zuidelijk halfrond uit het *zuidoosten* waaien, respectievelijk de *noordoost-* en *zuidoostpassaat*, zorgen voor compensatie van de opstijgende lucht. Ze waaien tot een hoogte van 500 tot 2000 m, de hoogte waar zich een subsidentie-inversie, de zogenaamde *passaatinversie*, bevindt.

De gemiddelde snelheid van de passaatwinden is aan het aardoppervlak bij de noordoostpassaat 20 tot 40 km/h, bij de zuidoostpassaat iets hoger. Onderweg naar de evenaar ondergaat de passaatlucht een geleidelijke verandering. De door subsidentie zeer droog geworden lucht stroomt van het brongebied (de subtropische hogedrukcellen) over een steeds warmer wordend oceaanoppervlak, waaruit door verdamping een gigantische hoeveelheid water wordt opgenomen.



Figuur 16.7. Passaatcumuli onder de passaatinversie

De lucht gaat door de voortgaande verwarming aan de onderzijde spoedig koude massa-eigenschappen vertonen. De opbouw wordt onstabiel en er ontstaan Cumuli met een beperkte verticale ontwikkeling, die *passaatcumuli* genoemd worden (figuur 16.7.). Ze zijn dikwijls gerangschikt in regelmatige patronen, die langgerekte gebieden met een breedte van 10 tot 50 km bedekken. Deze wolkengebieden worden gescheiden door nog bredere opklaringsgebieden, waarin een zwakke subsidentie voorkomt.

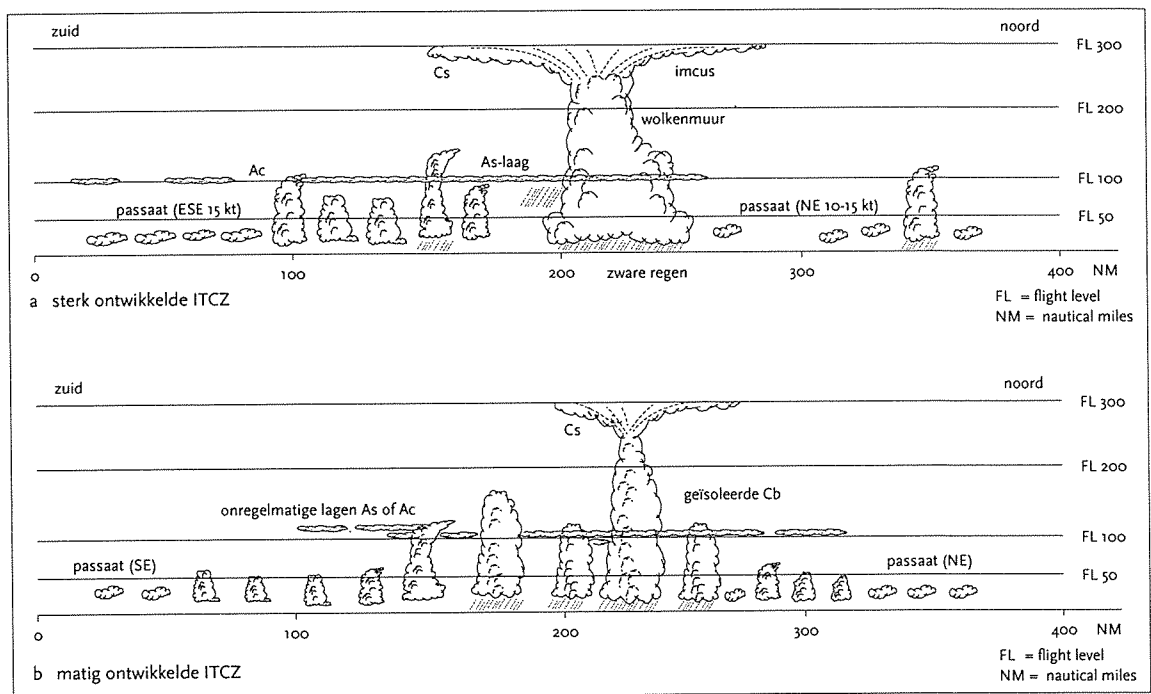


Figuur 16.8 Ligging van de intertropische convergentiezone (ITCZ) in januari en in juli

#### 16.2.4 De Inter Tropische Convergentie Zone (ITCZ)

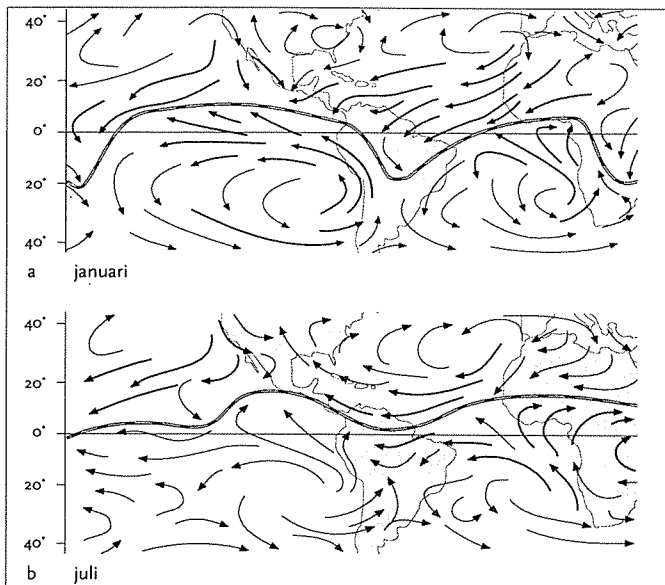
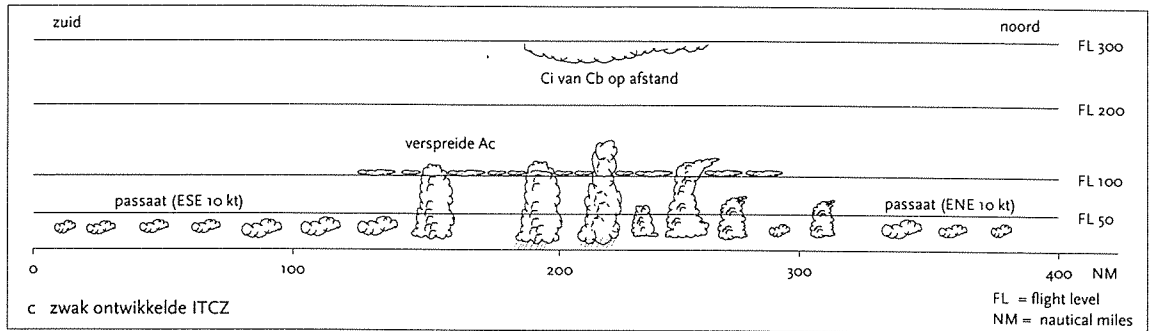
De gordel van de tropische lagedrukcellen, waar de noordoost- en zuidoostpassaat convergeren, wordt de *Inter Tropische Convergentie Zone (ITCZ)* genoemd. Andere namen voor deze zone zijn: het Inter Tropisch Front (ITF) of de thermische equator. De zone volgt in de loop van het jaar, zij het met enige traagheid, de hoogste stand van de zon. Figuur 16.8. toont de gemiddelde positie van de ITCZ in januari en juli.

De mate van wolken- en neerslagvorming in de ITCZ hangt af van de hoeveelheid lucht, die over een zekere periode in een bepaald gebied convergeert, de temperatuur van het aardoppervlak, het vochtgehalte en de opbouw van de atmosfeer. In figuur 16.9. zijn drie situaties, waarin de ITCZ telkens een andere intensiteit heeft, schematisch weergegeven.



Figuur 16.9 Bewolking bij sterk (a) en matig (b) ontwikkelde ITCZ

Figuur 16.9  
Bewolking bij zwak (c)  
ontwikkelde ITCZ



Figuur 16.10 Overheersende windrichtingen in januari (a) en juli (b)

De figuren 16.10.a en 16.10.b tonen de winden in de passaatgordel boven de Atlantische Oceaan en het oostelijk deel van de Stille Oceaan, ten noorden en ten zuiden van de ITCZ, respectievelijk in januari en in juli.

### 16.3 Verstoringen van de passaatwinden

In de persistente passaatwinden komen grote en kleine verstoringen voor. De relatief kleine storingen zijn de zogeheten easterly waves, de grotere zijn de tropische cyclonen.

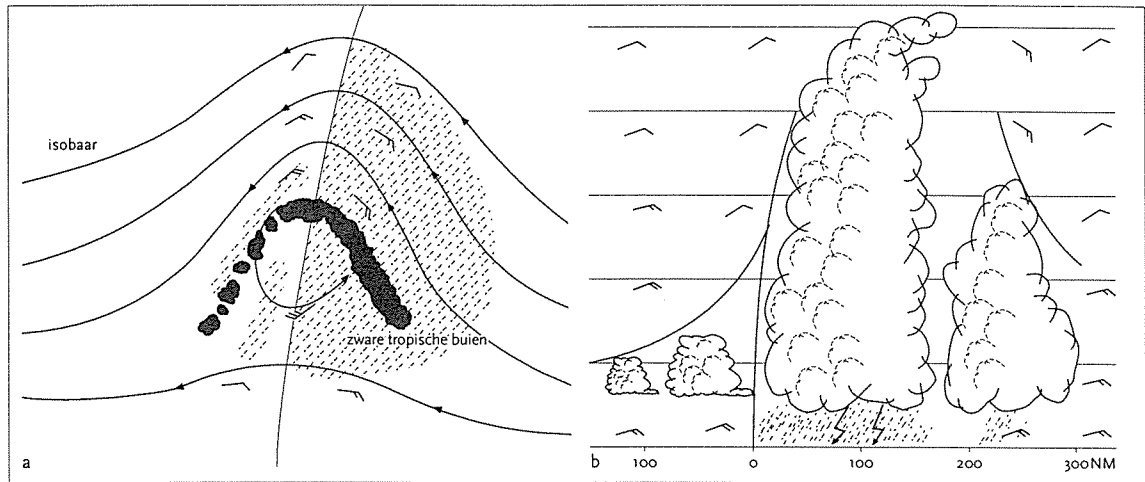
#### 16.3.1 De easterly waves

Een easterly wave is een golf of trog in de isobaren, waarvan de golflengte ongeveer 15 lengtegraden bedraagt; de gemiddelde snelheid in westelijke richting is 20 tot 25 km/h.

De easterly waves ontwikkelen zich alleen als de oostelijke stroming ten minste tot het 400 hPa-niveau is ontwikkeld en dat is alleen het geval in de zomer in de westelijke oceaangebieden. Daarom is het easterly waves-seizoen voor de Noordelijke Atlantische Oceaan de periode van eind mei tot eind november.

De storingen komen dan frequent voor; in het Caraïbische gebied bijvoorbeeld 1x per dag in de maanden juni tot en met september.

De figuren 16.11.a en 16.11.b geven respectievelijk de isobarenstructuur en een verticale dwarsdoorsnede van een easterly wave. Het gearceerde gebied is bewolkt met buien.



Figuur 16.11 "Easterly wave", stromingspatroon (a) en verticale doorsnede (b)

Vooral aan de achterzijde van de "waves" komen flinke buien voor met een maximale intensiteit op ongeveer 350 km achter de as van de grondtrog.

Een deel van de easterly waves ontstaat boven Afrika (het Sahelgebied) een ander deel uit golfvormige storingen in de ITCZ boven de Atlantische Oceaan. De hier beschreven easterly waves betreffen voornamelijk storingen die boven de Atlantische Oceaan ten noorden van de equator voorkomen. Boven andere oceanen zijn de verschijnselen in dit storingstype lang niet zo duidelijk.

Aan de vorm van het isobarenpatroon is dikwijls nauwelijks iets te merken. Dat kan komen, omdat de luchtdrukgradiënt in de tropen van nature klein is en omdat het waarnemingsnetwerk grofmazig is. Maar men kan op satellietfoto's wolkenclusters, die op een dergelijke storing wijzen, ontdekken en volgen.

### 16.3.2 Tropische cyclonen

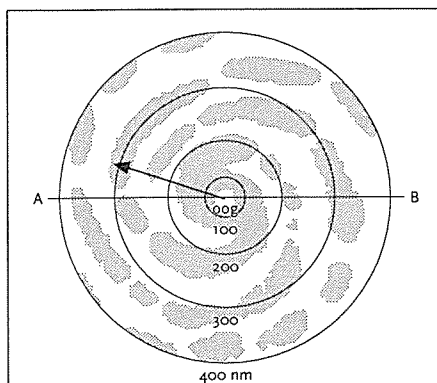
#### Definities en structuur

In de tropen kunnen zeer diepe depressies ontstaan, waarvan de horizontale afmetingen, vergeleken met depressies op de gematigde breedten, betrekkelijk klein zijn. De gemiddelde doorsnede van tropische depressies is zo'n 500 km met variaties tussen 100 en 1000 km. De laagste luchtdruk variëren tussen 877 hPa (laagste drukwaarde ooit gemeten op zeeniveau) en 920 hPa.

Men spreekt van een *tropische cycloon* als de maximale wind in het systeem groter is dan 63 kt (117 km/h) (windkracht 12). Indien er maximale winden voorkomen tussen de 34 en 63 kts (62 en 117 km/h) spreekt men van een *tropische storm*.

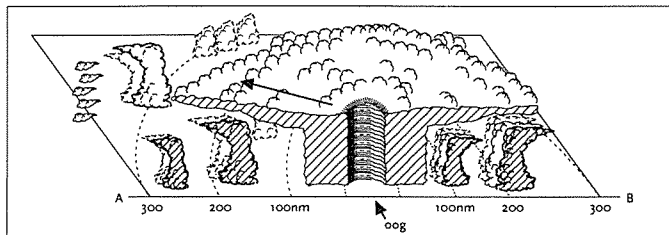
Men spreekt van een *tropische depressie* als de maximale winden nog zwakker zijn en variëren tussen 21 en 33 kts (38 en 61 km/h). Er moeten één of meer gesloten isobaren aanwezig zijn. Bij een *tropische storing* is de windsnelheid kleiner dan 21 kt (38 km/h) en vertoont het isobarenpatroon slechts uitbochtungen.

Er zijn voor tropische cyclonen verscheidene namen in gebruik. Aan de noordkust van Australië spreekt men van *Willy-Willies*, in de Noord- en Zuid-Pacific van *Typhoons*, op de Filipijnen van *Baguio's*, in de Indische Oceaan van *Cyclonen* en in het gebied van de Noord-Atlantische Oceaan, de Caraïbische Zee en de golf van Mexico van *Hurricanes* (orkanen).



Figuur 16.12 Spiraalvormige wolkenstructuur en gemiddelde trekrichting van een tropische cycloon op het noordelijk halfrond (radarbeeld). De pijl geeft de bewegingsrichting aan.

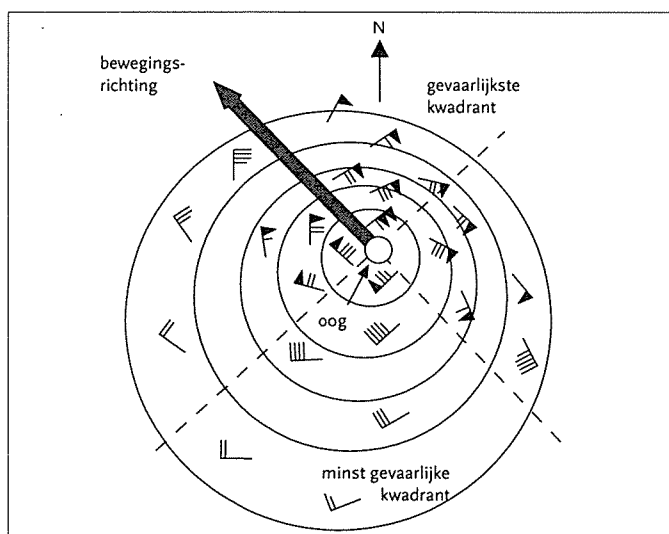
De bewolking erin vertoont een spiraalvormige structuur, die naar een wolkenloos middelpunt is gericht (figuur 16.12). Dit wolkenloze gebied, dat omgeven is door één of twee massieve ringen ("muren") van buienwolken en dat een doorsnede heeft van 15 tot 50 km, wordt het oog genoemd.



Figuur 16.13 Wolkenstelsel van een tropische cycloon. De lange pijl geeft de bewegingsrichting aan

Figuur 16.13 geeft een indruk van een verticale dwarsdoorsnede door het oog van een cycloon. De muur van wolken rond het oog bestaat uit enorme buien, die dikwijls tot boven 12 km hoogte reiken. Ook in de spiraalvormige wolkenbanden komen grote buiencomplexen voor. Figuur 16.14 geeft de windverdeling rond een tropische cycloon op zee-niveau.

In het oog is de windsnelheid gering, 10 à 15 kt (20 tot 30 km/h). Aan de grond is een zone van winden met orkaankracht direct rond het oog. De orkaan heeft een diameter van 150 tot 600 km. De wind in dat gebied is over het algemeen erg buigig doordat de opbouw van de lucht onstabiel is en er krachtige convectie optreedt. De windvlagen kunnen waarden bereiken van 130 tot 150 procent van de gemiddelde wind: men schat, dat de maximale wind de 350 km/h overschrijden kan.



Figuur 16.14. Windrichting en windsterkte rond een tropische cycloon

In figuur 16.14 is duidelijk te zien, dat de windsnelheid asymmetrisch rond het oog is verdeeld. Vooral in het gebied rechts ten opzichte van de bewegingsrichting kan men uiterste krachtige winden verwachten. Dit komt voor een deel door de deformatie van het isobarenpatroon, (de gradiënt is daar groter) maar ook omdat in die sector bij de heersende wind de algemene stroming in dat gebied opgeteld moet worden. De sector links achter is de meest veilige met relatief de zwakste winden. Een tropische cycloon beweegt relatief langzaam, de verplaatsingssnelheid bedraagt 20 tot 30 km/h.

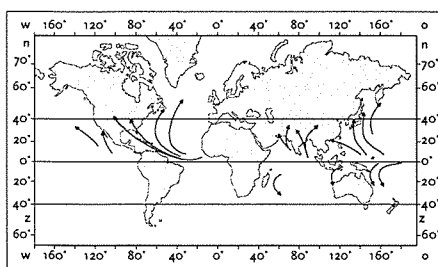
*Geografische gebieden en seizoenen met tropische cyclonen*

De voornaamste gebieden waar tropische cyclonen voorkomen, zijn in volgorde van belangrijkheid:

- 1 het westelijk deel van de noordelijke Stille Oceaan en de Zuidchinese Zee
- 2 het oostelijk deel van de noordelijke Stille Oceaan
- 3 de Golf van Bengalen en de Arabische Zee
- 4 de noordelijke Atlantische Oceaan, de Caraïbische Zee
- 5 het westelijk deel van de zuidelijke Stille Oceaan
- 6 de zuidelijke Indische Oceaan nabij Madagascar en het zeegebied nabij Noordwest-Australië (Timorzee).

Op het kaartje in figuur 16.15 zijn die gebieden aangegeven, met pijlen de voornaamste trekrichtingen. Zodra een cycloon boven koud water of boven land in verval raakt, wordt de koers noord tot noordoost, althans op het noordelijk halfrond.

De gemiddelde maandelijkse frequenties van het voorkomen van tropische cyclonen in de verschillende gebieden tonen duidelijk één of twee piekperiodes, namelijk van juli tot en met oktober (Caraïbische Zee) of in mei en vervolgens in augustus tot en met oktober (Golf van Bengalen).



Figuur 16.15 Plaatsen van voorkomen en gemiddelde trekrichtingen van tropische cyclonen



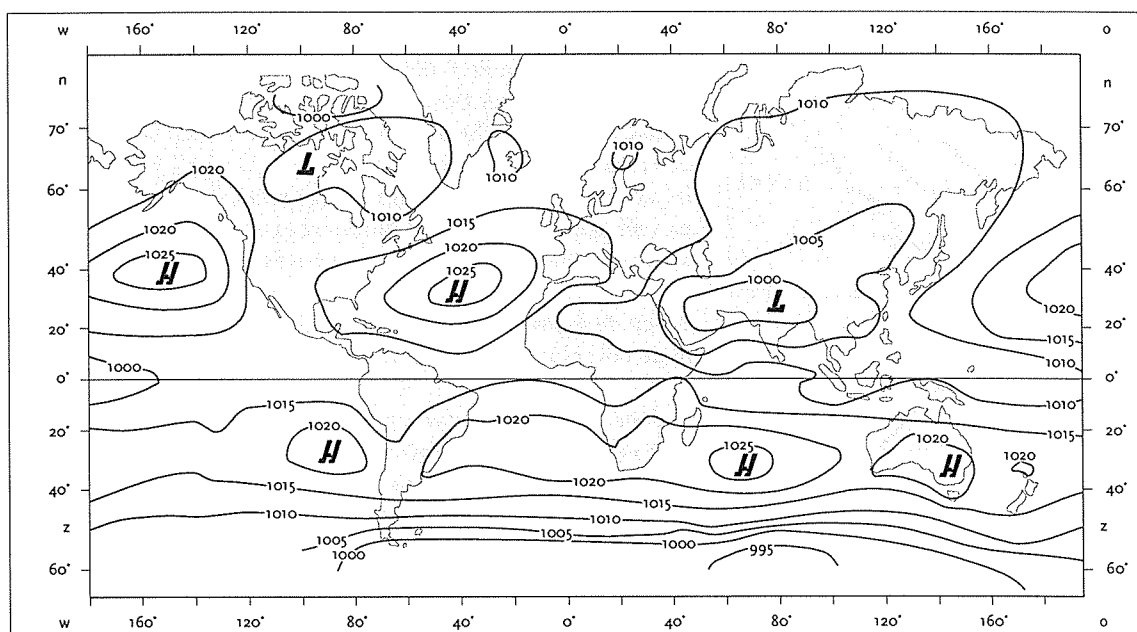
### 6.3.3 Moessons

Een geweldige verstoring in de passaten is het optreden van moessons. *Moessons* vormen een secundair circulatie systeem over een groot gebied, waarin gedurende het zomerseizoen en het winterseizoen een verandering van windrichting plaats vindt en waarin gedurende tenminste een deel van het seizoen een krachtige wind waait.

Door de Indiase meteoroloog Ramage zijn de volgende criteria voorgesteld waaraan een moesson moet voldoen:

- Het verschil van de overheersende windrichting moet tussen januari en juli tenminste  $120^\circ$  bedragen.
- De gemiddelde frequentie van de overheersende windrichting in januari en juli moet groter dan 40% zijn.
- De gemiddelde grootte van de windsnelheid moet zowel in juli als in januari meer dan 6 kt zijn.

De seizoensverandering van de moessonwinden is van thermische oorsprong. Op het noordelijk halfrond ontstaat *in de zomer*, in de onderste lagen van de troposfeer boven Azië en vlak *thermisch lagedrukgebied* door verwarming van het Aziatische continent. De laagste luchtdruk is dan te vinden boven Oost en Zuid China, Tibet, Afghanistan, Pakistan en Noord India (figuur 16.16).



Figuur 16.16 Gemiddelde luchtdrukverdeling op aarde in juli

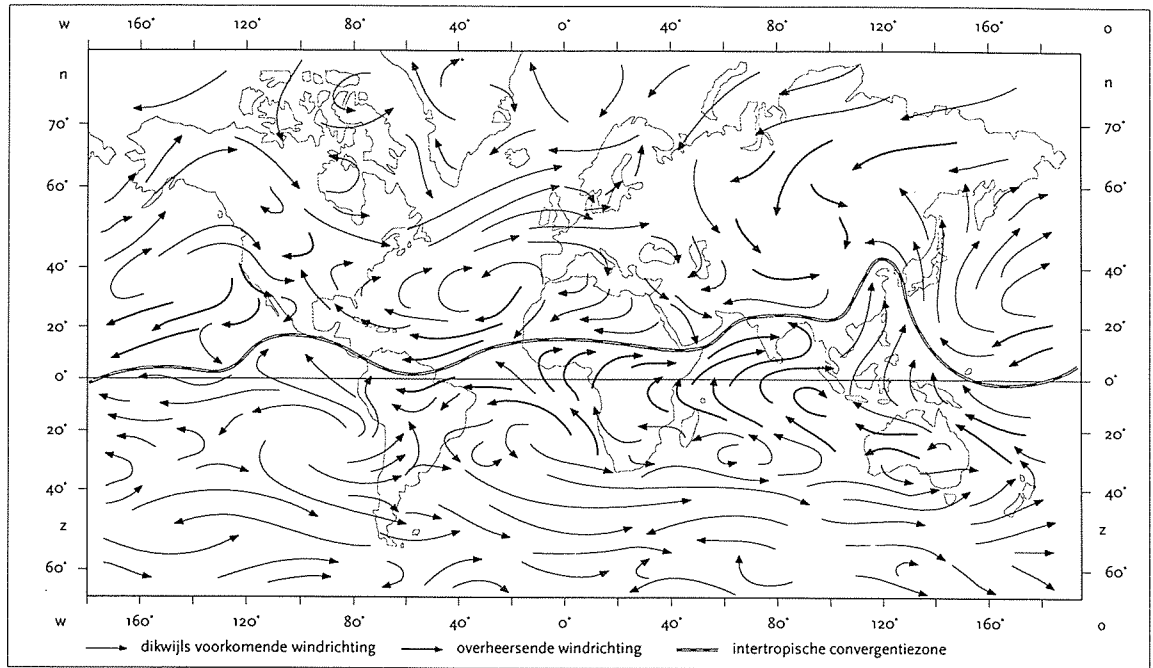
De diepste lagedrukkern ligt boven de Tharr-woestijn in Noordwest-India. Boven Australië daarentegen, waar het winter is, ontstaat een hogedrukgebied (een subsidentie-hoog).

Het bij de luchtdrukverdeling van figuur 16.16. behorende stromingspatroon is getekend in figuur 16.17.

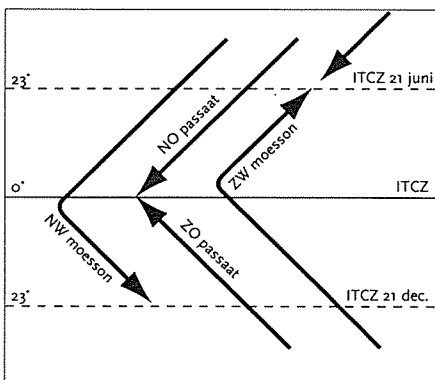
Het hoog dat in de winter op het zuidelijk halfrond boven Australië ontstaat, versterkt ten noorden en noordwesten van dit continent de zuidoostpassaat (de wind waait op het zuidelijk halfrond rond een hoog tegen de wijzers van de klok in).

In Indonesië wordt deze versterkte passaat de *oostmoesson* genoemd, gedurende de oostmoesson is het vooral in Oost Indonesië een droge tijd.

Ten noorden van de equator worden de naar het thermische lagedrukgebied waaiende zuidoostenwinden na het passeren van de evenaar onder invloed van de veran-



Figuur 16.17 Gemiddelde luchtstroming op aarde in juli



Figuur 16.18 Omgebogen passaat wordt moesson

derde richting van de Corioliskracht omgebogen tot zuidwesten-winden.

Daardoor waait over Oost Afrika, de Arabische Zee, India, de Golf van Bengalen, Indo-China, Zuid China, Noord Indonesië en de Filipijnen een zuidwestelijke wind, de *zuidwest-moesson*. (figuur 16.18).

De zuidwest-moesson is een vochtige wind, die vooral in Noord India en Indo-China veel neerslag brengt. De zuidwest-moesson waait boven Zuid China gemiddeld tot op een hoogte van 6 à 7 km en boven de Ganges-delta tot 4 à 6 km hoogte.

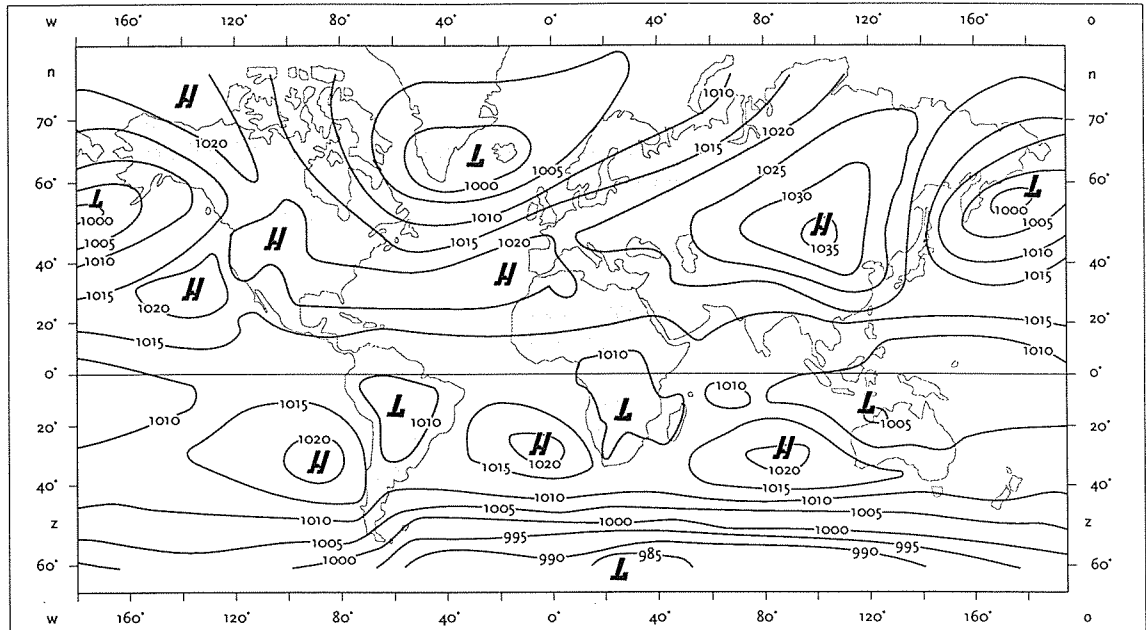
Boven de moesson waait een oostelijke wind, onder invloed van het hoog, dat zich in de bovenlucht boven het thermisch laag bevindt.

Tijdens de winter ontstaat op het noordelijk halfrond onder in de troposfeer boven Azië een *thermisch hogedrukgebied*, een koud hoog. De kern ervan ligt boven Mongolië (figuur 16.19). Boven Australië, waar het nu zomer is, ligt een thermisch laag-drukgebied, waarvan de kern ligt boven Noordwest Australië, de Arafura-Zee en de Timorzee.

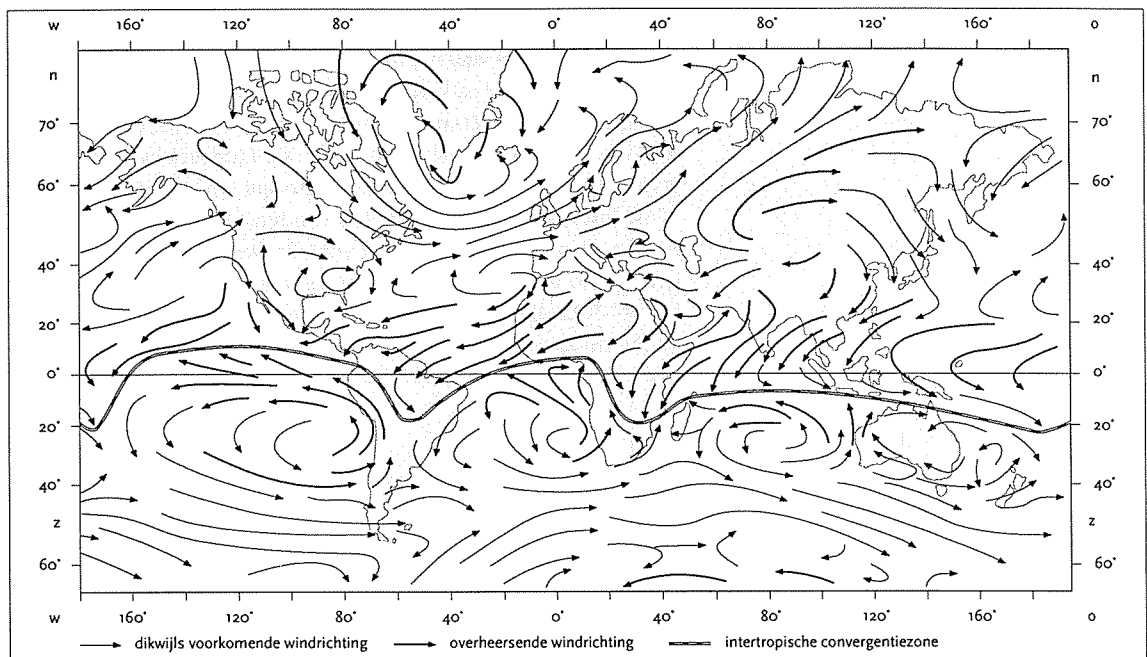
Doordat de wind op het zuidelijk halfrond om een laag-drukgebied met de wijzers van de klok meedraait, wordt ten noorden en westen van Australië de zuidoostpassaat in deze tijd verzwakt. Boven de grote en kleine Soenda-eilanden ontstaat er een naar het laag-drukgebied gerichte noordwestelijke tot westelijke stroming, de *west-moesson*, een vochtige wind die regen brengt en daardoor *natte moesson* heet (figuur 16.20.). De winden van de westmoesson zijn de door het hoog boven Azië versterkte noordoostpassaatwinden, die ten zuiden van de equator ombuigen naar noordwestelijke tot westelijke winden.

#### 16.4 De westcirculatie

Op gematigde breedten, ruwweg tussen 35° en 65° Noorder en Zuider breedte vinden we de (indirecte) Ferrel-cel. De stroming in deze cel heeft een hoge *zonale index*, dat wil zeggen dat er in deze cel een grote gemiddelde stromingscomponent is evenwijdig aan de breedtecirkels. Dit wordt de *westcirculatie* genoemd. Bij *lage zonaliteit* meandert het patroon sterk, de *meridionale* componenten zijn dan groot.



Figuur 16.19 Gemiddelde luchtdrukverdeling op aarde in januari



Figuur 16.20 Gemiddelde luchtstroming op aarde in januari

Er is dan sprake van een *meridionale* circulatie.

Het veranderen van een stroming met een hoge zonale index naar één met een lage, vindt 's winters gemiddeld plaats over een periode van vier weken, met variaties tussen twee en acht weken. 's Zomers zijn zowel de zonale als de meridionale stromingen gemiddeld minder uitgesproken.

De westelijke stroming is meestal geen strakke west-oost stroming. De stroomlijnen rond de aarde hebben een langzaam golvend verloop. De toppen en dalen van deze golven staan bekend als ruggen en troggen.

De horizontale golflengten van deze circum-planetaire (aardbol omvattende) golven

zijn 45 tot 90 lengtegraden; het golfpatroon kan zich in de gehele troposfeer voordoen.

Er zijn over een lange periode gemiddeld op het noordelijk halfrond 's zomers vier à vijf van deze planetaire golven (naar de beschrijver ervan de grote Rossby-golven genoemd) in de westelijke stroming aanwezig. Gedurende de noordelijke winter bedraagt het aantal grote *Rossby-golven* gemiddeld drie.

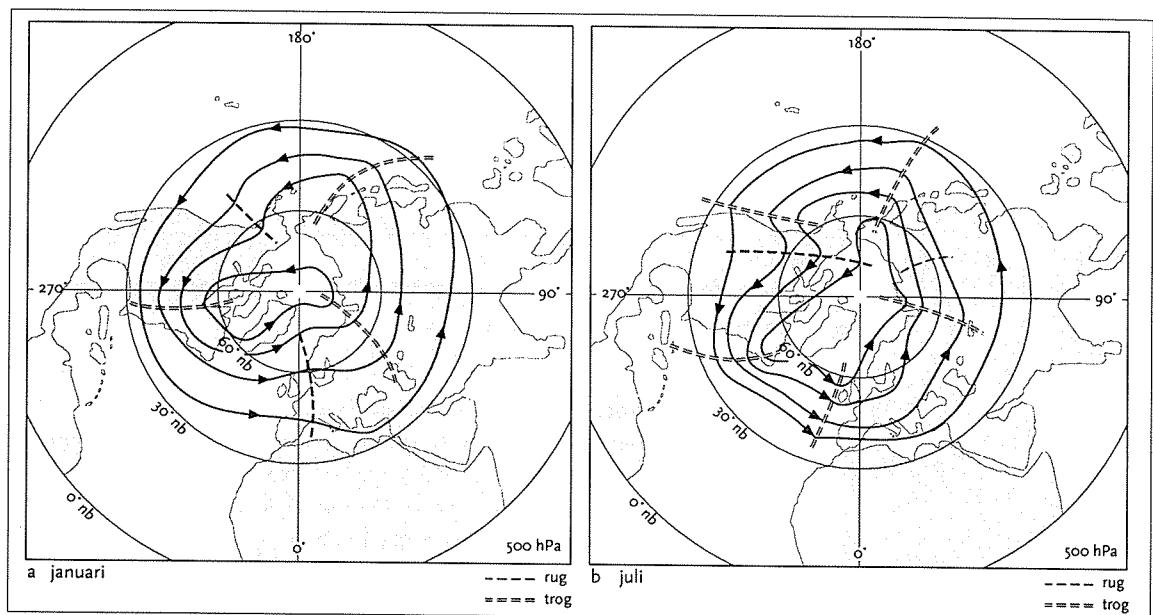
De verandering van het golfgetal vindt plaats in mei in oktober. 's Winters is de westcirculatie op het noordelijk halfrond krachtiger dan 's zomers, doordat 's winters de gemiddelde temperatuurgradiënt groter is. Ook op het zuidelijk halfrond is gedurende de zuidelijke winter de westcirculatie het krachtigst.

Aangezien gemiddeld genomen de meridionale temperatuurgradiënt op het zuidelijk halfrond groter is dan op het noordelijk halfrond en de gemiddelde wrijving en andere stromingsinvloeden door het ontbreken van grote landmassa's op het zuidelijk halfrond geringer is, is over het jaar gezien de westcirculatie op het zuidelijk halfrond veel krachtiger dan die op het noordelijk halfrond.

#### 16.4.1 Plaats van de planetaire ruggen en troggen

Het is opgevallen, dat er over een lange periode gemiddelde voorkeurs-posities bestaan voor de grote Rossby-golven, dus voor de ruggen en troggen. De plaatsen van de posities worden in hoge mate bepaald door de ligging van bergmassieven in de stroming, zoals de Rocky Mountains en het Scandinavisch hooggebergte en door de verdeling land-water; ook het seizoen is van invloed. In figuur 16.21.a en b zijn de voornaamste posities van de ruggen en troggen op het 500 hPa-niveau weergegeven gedurende de winter- en zomerperiode.

's Winters vinden we troggen boven de Hudsonbaai ( $80^{\circ}$  WL), boven Oost Azië ( $150^{\circ}$  OL) en een trog boven Oost Europa ( $10^{\circ}$ - $60^{\circ}$  OL). Er ligt dan een rug boven West Europa, rond  $5^{\circ}$  OL en een rug boven Alaska ( $140^{\circ}$ - $170^{\circ}$ ) en een trog voor de westkust van Noord Amerika. Zwakkere troggen liggen ten oosten van Japan rond  $150^{\circ}$  OL, boven de Oost Amerikaanse kust en bij  $20^{\circ}$  WL. Beneden de 500 hPa worden de patronen minder vloeiend door geografische invloeden.



Figuur 16.21 Ligging van de voornaamste troggen en ruggen in januari (a) en in juli (b)

Vooral de Amerikaanse en Oost Aziatische troggen zijn zeer standvastig; ze worden geïnduceerd door de Rocky Mountains, de Oeral en de Himalaya. Aan de lijkzijde van deze gebergten vormen zich troggen, aan de loefzijde ruggen. Koude en warme oceaanstromen en koude of warme continenten beïnvloeden het patroon eveneens. Warmtebronnen als de Golfstroom, de Kuro-Shio en de continenten in de zomer doen op middelbare niveaus een rug ontstaan.

Boven koude oceaanstromen en boven de continenten in de winter vormt zich dikwijls een trog in de bovenlucht. Aan de westzijde van deze troggen vindt advectie van koude lucht naar zuidelijker breedten plaats, terwijl aan de oostzijde warme lucht naar het noorden wordt getransporteerd.

#### **16.4.2 Depressies en fronten**

In de westcirculatie komen behalve planetaire golven ook storingen voor met een kleinere golflengte. Ze ontstaan in de planetaire golven en worden kleine Rossby-golven genoemd. Het zijn de ons bekende frontale golven, depressies, troggen en ruggen van de weerkaart.

##### *Ontstaan van depressies*

In een golvend stromingspatroon met golflengten tussen 500 en 3000 km kunnen, zoals we hebben gezien, cyclonale storingen ontstaan, de depressies (zie hoofdstuk 13). Bij golfpatronen van een langere of kortere golflengte komt dit minder vaak voor. Depressies vormen zich bij voorkeur aan de oostzijde van de grote troggen, in een gebied waar een min of meer sterke horizontale temperatuurgradiënt voorkomt. Dat is het gebied, waar zich in de bovenlucht de polaire straalstroom (zie hoofdstuk 17) bevindt, zodat men kan zeggen, dat een depressie bij een straalstroom behoort, maar niet elke straalstroom hoeft vergezeld te gaan van een depressie (zie hoofdstuk 13).

Doordat de horizontale temperatuurgradiënt boven de troposfeer 's winters groter is dan 's zomers (de polen zijn in de winter kouder) is de straalstroom gedurende de winter het sterkst ontwikkeld.

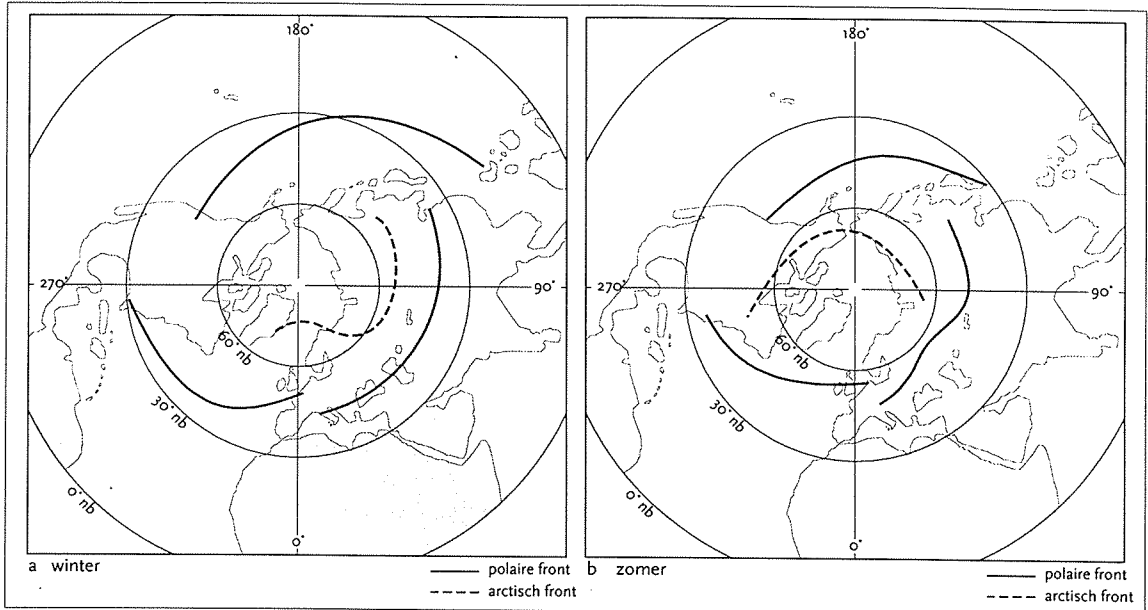
##### *Het polaire front*

Dikwijls wordt in het gebied met de grootste temperatuurgradiënt, waar koude polaire en warme tropische lucht convergeren, het polaire front verscherpt, waarna onder de invloed van het ontstaan van centra van lagedruk, onstabiele golven gevormd kunnen worden.

De polaire straalstroom golft met de fronten mee. Hij kan sterk meanderen en aan de bases van de troggen samenvloeien met de subtropische straalstroom, die de zuidelijke begrenzing vormt van de westcirculatie. De polaire straalstroom is vrijwel steeds gekoppeld aan het polaire front en omgekeerd.

Het polaire front vormt in principe een aaneengesloten wereldomspannende grens. In werkelijkheid is het echter enigszins verbrokken en valt het uiteen in een drietal hoofdfronten: één boven de Stille Oceaan, één boven de Atlantische Oceaan en één (minder sterk ontwikkeld) boven Eurazië. Boven de continenten is het dikwijls sterk verbrokken. In figuur 16.22.a en b zijn de gemiddelde winter- en zomerposities getekend.

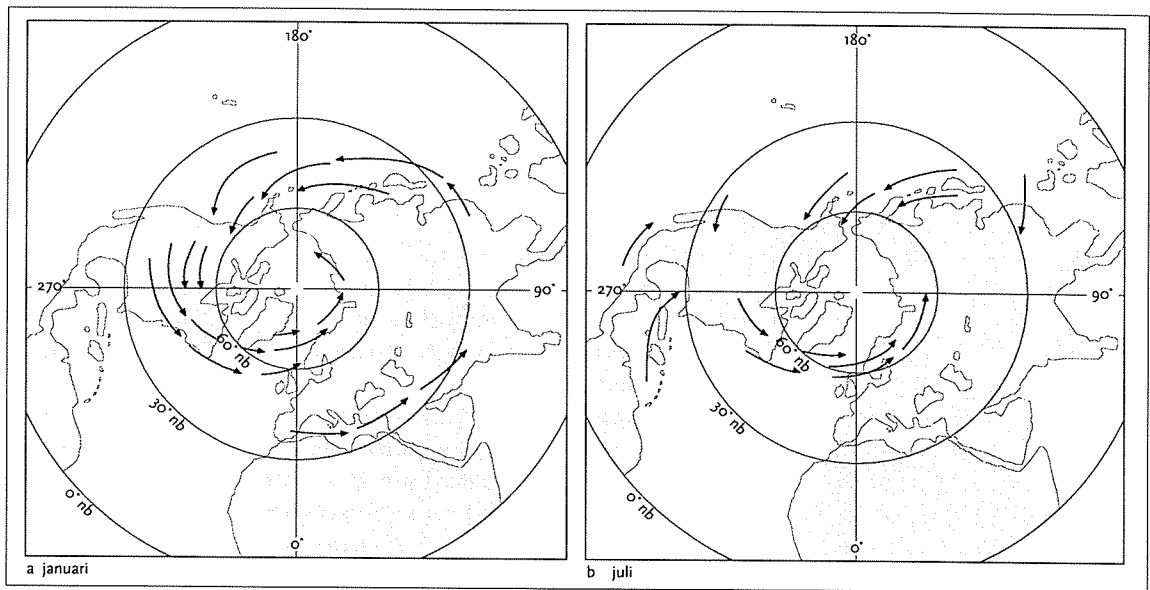
De fronten hebben in het algemeen een WZW-ONO oriëntatie, die vooral in de winter duidelijk is. De zomerpositie ligt 10 tot 20° noordelijker dan de winterpositie. Bovendien is op de kaart de gemiddelde positie van het arctische front getekend.



Figuur 16.22 Gemiddelde ligging van het polaire en het arctische front in de winter (a) en in de zomer (b)

### 16.4.3 Depressiebanen

De voornaamste banen, die depressies 's winters en 's zomers volgen, zijn in figuur 16.23.a en b getekend. De depressies, die in de Japanse Zee ontstaan, trekken naar de Golf van Alaska, waar ze door stagnatie tegen de bergen, opvullen. De zomer- en winterbanen zijn zijn ongeveer gelijk.



Figuur 16.23 Gemiddelde depressiebanen in januari (a) en in juli (b)

Gedurende de winter ligt er bovendien nog een baan van het oosten van de Stille Oceaan naar Vancouver-eiland. 's Winters convergeren in het gebied van de Grote Meren enkele banen van depressies, die in Canada en het noord- en middenwesten van de VS zijn ontstaan. De baan loopt door naar Groenland en IJsland. 's Zomers liggen de banen iets noordelijker. De depressiefrequentie is 's winters hoger dan 's zomers. Depressies, die aan de Amerikaanse oostkust ontstaan, lopen langs de kust noordoostwaarts en later naar het oosten. De banen boven de Atlantische Oceaan liggen 's winters noordelijker dan 's zomers.

De banen die de boven Amerika gevormde depressies boven Europa volgen, liggen 's winters deels ten noorden van Scandinavië en de Russische toendra's tengevolge van de aanwezigheid van een thermisch hoog; 's zomers ligt de baan gemiddeld zuidelijker: over Schotland, Zuid Scandinavië en Noordwest Rusland.

Op de winterkaart zijn verder nog enkele banen over de Middellandse Zee te zien (denk aan onder andere de Genua- en de Powlakte-depressie), die via het nabije Oosten naar Pakistan en Noord India lopen. De levensduur van een depressie is gemiddeld vier tot vijf dagen, van een trekhoog gemiddeld vijf tot zes dagen.

### **16.5 De circulatie boven het Noordpoolgebied**

Boven het Noordpoolgebied is geen permanent koud hogedrukgebied aanwezig. Het komt alleen min of meer duidelijk naar voren in het voorjaar en in de herfst. Gedurende het voorjaar blijft de temperatuur van het poolgebied sterk achter bij de snel hoger wordende temperatuur van de omliggende continenten, waardoor het Canadese koude winterhoog zich dan poolwaarts verplaatst. Het Aziatisch koude winterhoog zwakt in het voorjaar af en beweegt zich ook enigszins naar het noorden. Gedurende de herfst is de luchtdruk in het poolgebied gemiddeld ook hoog, maar dit hoog is minder standvastig dan het lente-hoog, aangezien in die periode binnendringende depressies het hoog tijdelijk verzwakken. Gedurende de zomer zijn de temperatuurverschillen tussen het poolgebied en de omringende gebieden klein. Dit heeft een zwakke luchtdrukverdeling tot gevolg. In die periode heersen beurtelings cyclonale en anticyclonale situaties.

Gemiddeld over een lange periode is er boven de Noordpool een zwak ontwikkelde directe meridionale cel met dalende lucht tussen 80 en 90° NB, een noordoostelijke stroming aan de grond tot 60° NB, opstijgende lucht rond 60° NB en in de bovenlucht een zuidwestelijke stroming terug naar de pool. Maar de arctische meridionale cel is niet zo uitgesproken als de Hadley-cel.

# 17. Meteorologie van de bovenlucht

## 17.1 De vrije atmosfeer

De *vrije atmosfeer* is het gebied boven de grenslaag waar de remmende invloed van het aardoppervlak niet meer merkbaar is. Er is daar geen dagelijkse gang in de windsnelheid en -richting.

De *grenslaag* is het gebied van de atmosfeer dat grenst aan het aardoppervlak. Daarin is de invloed van de wrijving op de wind merkbaar waardoor er mechanische turbulentie ontstaat. De *aërologie* is het onderdeel van de weerkunde, dat zich bezig houdt met de luchtstromingen in de vrije atmosfeer, dus van de atmosfeer boven de grenslaag.

## 17.2 Drukvlakken

In hoofdstuk 4.1 is reeds opgemerkt, dat op de grondkaart getekende isobaren patronen kunnen vormen, zoals lage- en hogedrukgebieden, troggen en ruggen.

Isobaren op de grondkaart zijn *snijlijnen van druvlakken* met het vlak van het gemiddelde zeeniveau of MSL (Mean Sea Level). Drukvlakken zijn vlakken, waarin de luchtdruk overal eenzelfde waarde heeft. Drukvlakken liggen zelden horizontaal. Vlakken met een lagere luchtdrukwaarde liggen altijd boven die met een hogere

luchtdrukwaarde, omdat de luchtdruk met de hoogte afneemt.

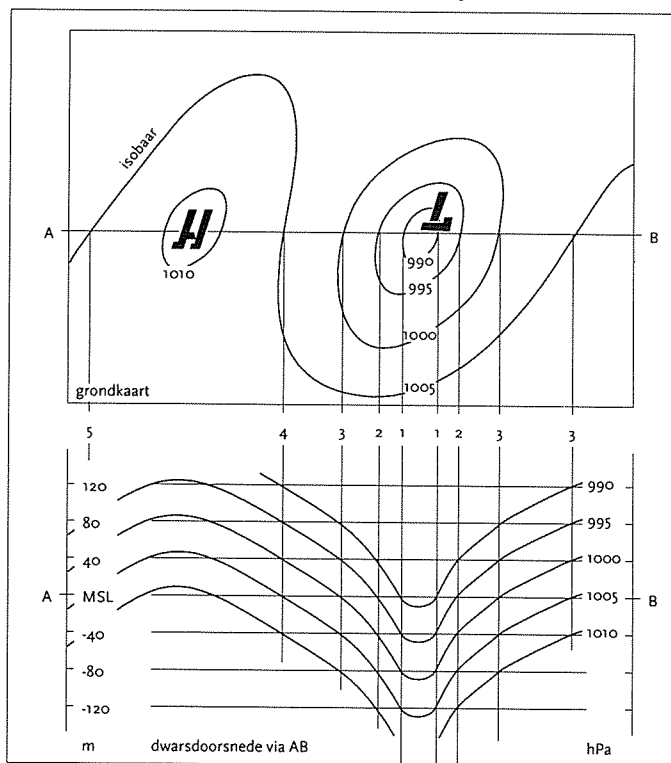
Drukvlakken zijn geen keurige horizontale vlakken, maar meer zacht glooiende heuvelslandschappen, zoals te zien in de figuren 17.1 tot en met 17.6.

Figuur 17.1 toont in het bovenste gedeelte een grondkaart met een isobarenpatroon met een lage- en hogedrukgebied. De isobaren zijn, zoals de gewoonte is, om de 5 hPa getekend.

In het onderste gedeelte van figuur 17.1 is via de lijn AB een dwarsdoorsnede getekend, waarop het verloop van de druvlakken te zien is.

Om aan te geven waar deze druvlakken het MSL moeten snijden zijn vanuit de snijpunten van de isobaren met de lijn AB loodlijnen getrokken. De snijpunten van deze loodlijnen met de lijn AB in het onderste deel van de figuur, geven de snijpunten met het MSL aan. Het 990 hPa-vlak snijdt het MSL waar de loodlijnen, gemerkt met het cijfer 1, het MSL raken. Tussen deze twee loodlijnen duikt het 990 hPa-vlak als het ware

onder het MSL-niveau. De luchtdrukwaarde op het MSL is daarom tussen deze twee loodlijnen lager dan 990 hPa. Het druvlak van 995 hPa snijdt het MSL daar, waar de loodlijnen, gemerkt met 2, het MSL raken, en zo verder.



Figuur 17.1 Ligging van de isobarische vlakken in een verticale doorsnede van de atmosfeer



De dwarsdoorsnede toont aan, dat de drukvlakken bij het lagedrukgebied een dal vormen en bij het hogedruk-gebied een heuvel. Het valt ook op, dat in deze tekening de drukvlakken in het lagedrukgebied dichter bij elkaar liggen dan in het hogedrukgebied. Dit komt overeen met de waarde van de luchtdrukgradiënt.

Figuur 17.1: ligging van de isobarische vlakken in een verticale doorsnede van de atmosfeer

Drukvlakken liggen dicht bij elkaar naarmate de gemiddelde temperatuur van de lucht lager is. De dichtheid van de lucht neemt dan toe. De luchtdrukafname met toenemende hoogte is in koude lucht dan ook groter dan in warme lucht, zoals in dit geval in het hogedrukgebied.

### 17.3 Hoogtewinden en aërologische kaarten

Tweemaal per dag wordt over de gehele wereld met radiosondes de hoogten van de drukvlakken boven het MSL bepaald, alsmede de temperatuur en de vochtigheid op die hoogten.

Ook worden windrichtingen en -snelheden gemeten. Dit laatste gebeurt op veel plaatsen zelfs viermaal per dag. Het zou mogelijk zijn om luchtdrukwaarden en winden op kaarten te plotten, die een vlak van constante hoogte ten opzichte van het MSL weergeven, zoals een kaart van het 1000 m- of 2000 m-vlak.

In zo'n kaart zouden dan ook isobaren getekend kunnen worden. In de praktijk maakt men echter kaarten die de hoogtewaarden aangeven van een zelfde druk, dus van drukvlakken. Dit zijn kaarten van de *absolute topografie*.

De WMO en ICAO hebben een aantal *standaarddrukvlakken* aangewezen waarvan kaarten vervaardigd moeten worden. De laagste drie standaarddrukvlakken zijn die van 850, 700 en 500 hPa.

Figuur 17.2 toont in het bovenste gedeelte een kaart van het 850 hPa-vlak.

In zo'n kaart worden de door de radiosondes gemeten hoogten van het drukvlak boven het MSL geplot (in deze kaart zijn de "plotjes" weggelaten) alsmede de winden, temperaturen en dauwpunttemperaturen.

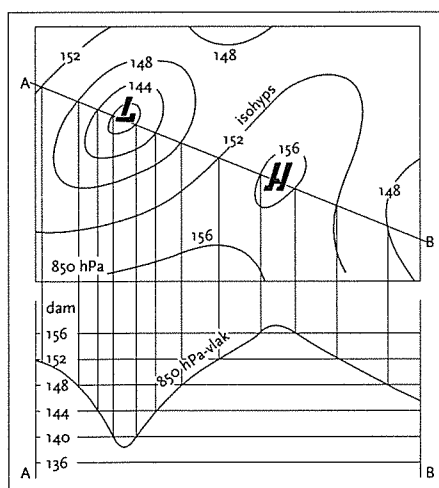
Punten van gelijke hoogte worden met elkaar verbonden door *hoogtelijnen* of *isohypsen*. De isohypsen vormen, net als op de grondkaart, patronen met lage en hoge hoogtewaarden, die eveneens lage- en hogedrukgebieden troggen, ruggen en zadelgebieden genoemd worden.

De hoogten worden in decameters aangegeven en de isohypsen om de 4 decameter getekend. Langs de lijn AB is in figuur 17.2 beneden een dwarsdoorsnede van het 850 hPa-vlak getekend. De hoogten boven het MSL zijn in dam aangegeven. Het heuvelachtige karakter is duidelijk te herkennen.

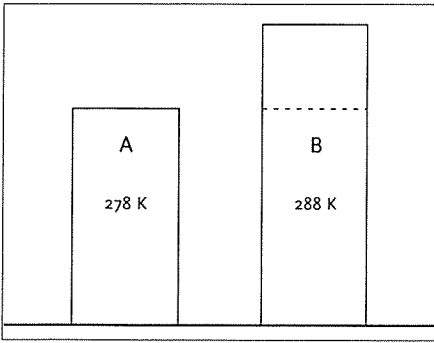
Met drukvlakken werken heeft het volgende voordeel. Als isohypsen om de 4 decameter getekend worden, is het verband tussen de windsnelheid en de afstand tussen de isohypsen gelijk aan die tussen de windsnelheid en de isobarenafstand op zeeniveau. Dat geldt voor iedere hoogte. In figuur 17.2 is duidelijk te zien, dat daar waar de isohypsen dicht opeen liggen (de hoogtegradiënt is dan groot) de helling steil is, en de wind dus krachtig.

Aangezien er op die hoogte bijna geen wrijving is, waait de wind er evenwijdig aan de isohypsen. Men heeft uitgerekend, dat op de geografische breedten, waarop Nederland ligt, een hoogteverval van 8 m per 111 km een geostrofische windsnelheid van 12 kt (6 m/s) oplevert.

Een tweede praktische reden om kaarten van drukvlakken te vervaardigen is het gebruik van de hoogtemeter in vliegtuigen. In hoofdstuk 18 wordt uitgelegd dat de hoogtemeter in feite een barometer is, die de gemeten luchtdrukwaarden vertaalt in hoogten. De piloten krijgen van de verkeersleiding boven een bepaald niveau de



Figuur 17.2 Ligging van het 850 hPa-vlak in een verticale doorsnede van de atmosfeer via AB



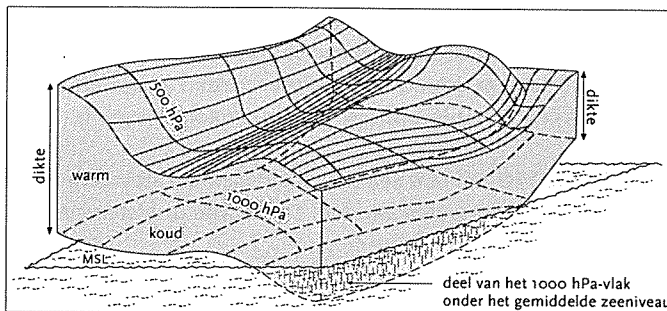
Figuur 17.3. De gemiddelde temperatuur bepaalt de dikte van een luchtlaag

opdracht de subscale van de hoogtemeter in te stellen op 1013.2 hPa, het 0 ft-niveau in de ICAO Standaard Atmosfeer en bijvoorbeeld op flight level (FL) 050 te gaan vliegen.

In zo'n geval gaat men dan in het 850 hPa-vlak vliegen, omdat het vlak in de ISA op 5000 ft (1500 m) ligt. Er is in figuur 17.2 duidelijk te zien, dat het vliegtuig dan niet op één constante hoogte blijft. In een lagedrukgebied en/of in een gemiddeld koude atmosfeer liggen de drukvlakken namelijk lager dan in de ISA en in een hogedrukgebied en/of een warme atmosfeer hoger. Van deze drukvlakkaarten, die door gaans hoogtewindkaarten of aerologische kaarten worden genoemd, worden ook verwachte kaarten berekend ten behoeve van het maken van een vliegplan.

#### 17.4 De diktekaart

De dikten van twee luchtkolommen verhouden zich tot elkaar als hun gemiddelde temperaturen in Kelvin. Heeft bijvoorbeeld een kolom A een gemiddelde temperatuur van 5° C of 278 K en kolom B een gemiddelde temperatuur van 15° C of 288 K, dan verhouden de dikten van de twee kolommen zich als 278: 288 (figuur 17.3). Men kan uit het bovenstaande afleiden dat de afstand tussen twee drukvlakken (=de dikte van de luchtlaag) afhankelijk is van de gemiddelde temperatuur van de luchtlaag tussen deze vlakken.

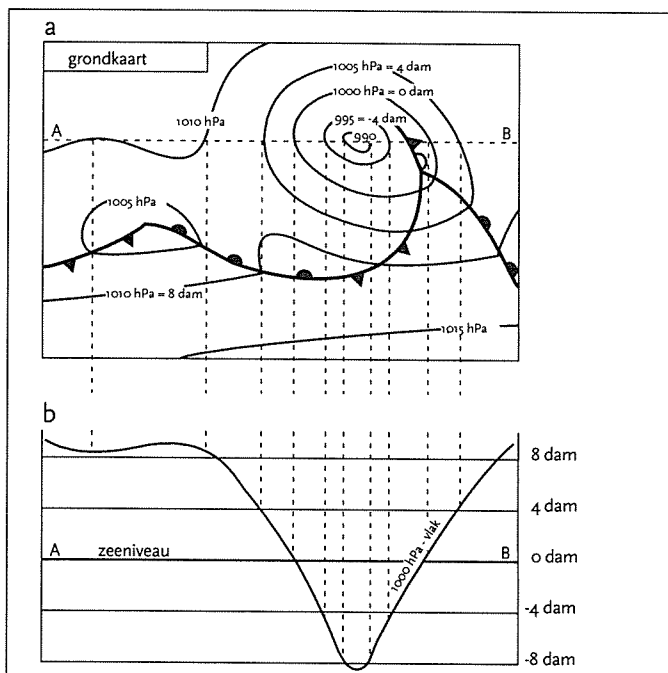


Figuur 17.4 Diktepatroon van een luchtlaag tussen 500 en 1000 hPa

Figuur 17.4 toont een stuk van de atmosfeer, waarbij de afstand tussen twee drukvlakken is bepaald. Het ziet eruit als een zeer onregelmatig gesneden boterham, waarvan de naar de kijker toegekeerde punt zich onder de zeespiegel (MSL) bevindt.

Daar, waar de dikte van de laag groot is, is de gemiddelde temperatuur van de lucht hoog; daar, waar de laag dun is, is de gemiddelde luchttemperatuur laag.

Men krijgt zo een drie-dimensionaal beeld van de temperatuurverdeling in het beschouwde deel van de atmosfeer.



Figuur 17.5. Hoogteligging van het 1000 hPa-vlak ten opzichte van het zeeniveau bij een verticale doorsnede van een depressie langs de lijn AB

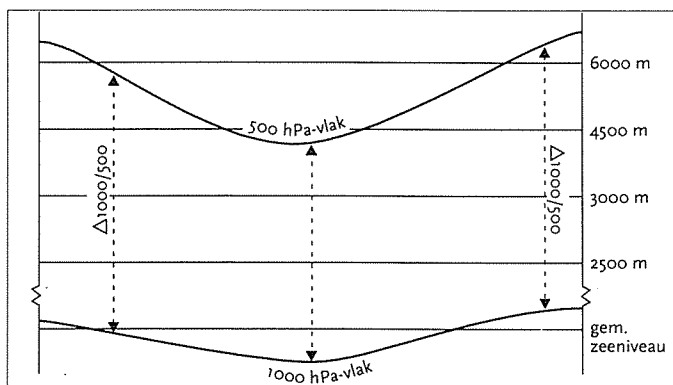
Bij de meteorologische diensten wordt dikwijls een kaart vervaardigd, waarin de afstanden tussen het 1000 hPa-vlak en het 500 hPa-vlak boven de waarnemingsstations zijn aangegeven. Deze afstanden geven de dikte van de laag tussen 1000 en 500 hPa weer. Punten van gelijke dikte worden door middel van diktelijnen of isobathen met elkaar verbonden. De diktekaart wordt de relatieve topografie van de laag tussen 1000 en 500 hPa genoemd.

Met behulp van radiosonde-gegevens wordt de absolute topografiekaart van het 500 hPa-vlak gemaakt. Daardoor is de hoogte boven het MSL van dit vlak bekend.

Van het 1000 hPa vlak wordt geen kaart vervaardigd. De kaart die het dichtst bij het 1000 hPa-vlak ligt, is de grondkaart.

Men kan de hoogte boven het MSL van het 1000 hPa-vlak bepalen door de isobaren van de grondkaart om te nummeren zodat het isohypsen van het 1000 hPa-vlak voorstellen. Daarbij wordt ervan uitgegaan, dat een luchtdrukafname van 5 hPa overeenkomt met een hoogtetoename van 40 m of 4 decameter (op zeeniveau komt 8 m hoogteverschil overeen met 1 hPa drukverschil).

De isobaar van 1000 hPa is dan de snijlijn van het 1000 hPa-vlak met het MSL, omdat alle drukwaarden in de grondkaart zijn herleid tot zeeniveau. De isobaar van 1000 hPa wordt in het 1000 hPa-vlak de isohyps van 0 dam. Een en ander is duidelijk te zien in figuur 17.5. De isobaar van 995 hPa ligt onder die van 1000 hPa, als het ware 4 decameter beneden de zeespiegel. De isobaar van 995 hPa wordt in het 1000 hPa-vlak de isohyps van -4 dam. Het 1005 hPa-vlak ligt 5 hPa of 4 dam boven de 1000 hPa-isobaar, zodat die de +4 decameter-isohyps in het 1000 hPa-vlak wordt.

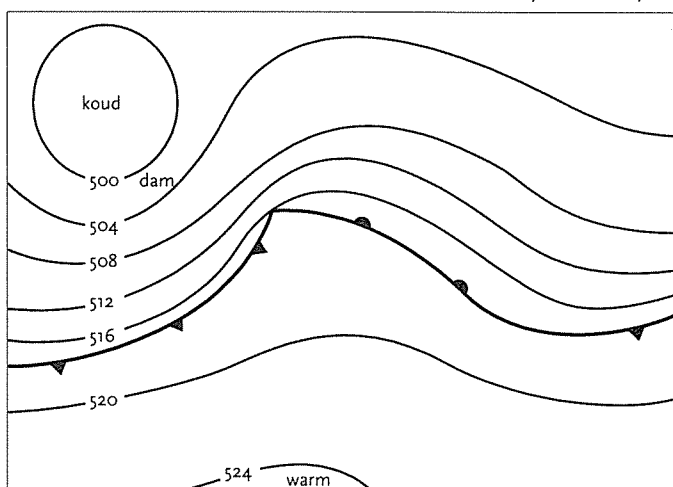


Figuur 17.6. Dikte van de luchtlaag tussen 1000 en 500 hPa bij een vertikal doorsnede van een depressie langs het polaire front

In figuur 17.6 is te zien, dat de afstand tussen het 1000 hPa-en 500 hPa-vlak nu berekend kan worden door de hoogten van het laagste vlak van die van het hogere af te trekken .

#### Het nut van de diktekaart

Figuur 17.7 is een voorbeeld van een diktekaart. Er is een golvend grondfront in de kaart getekend om daarmee de samenhang aan te geven. Daar, waar de laag 1000/500 hPa geheel uit één luchtsoort bestaat, zal de gemiddelde luchttemperatuur van die laag slechts een geringe gradiënt vertonen. De verandering van de dikte zal daar dan ook betrekkelijk klein zijn, hetgeen aan de grote afstand tussen de isobathen binnen één luchtsoort te zien is.



Figuur 17.7. Diktekaart met diktelijnen en de ligging van het polaire front

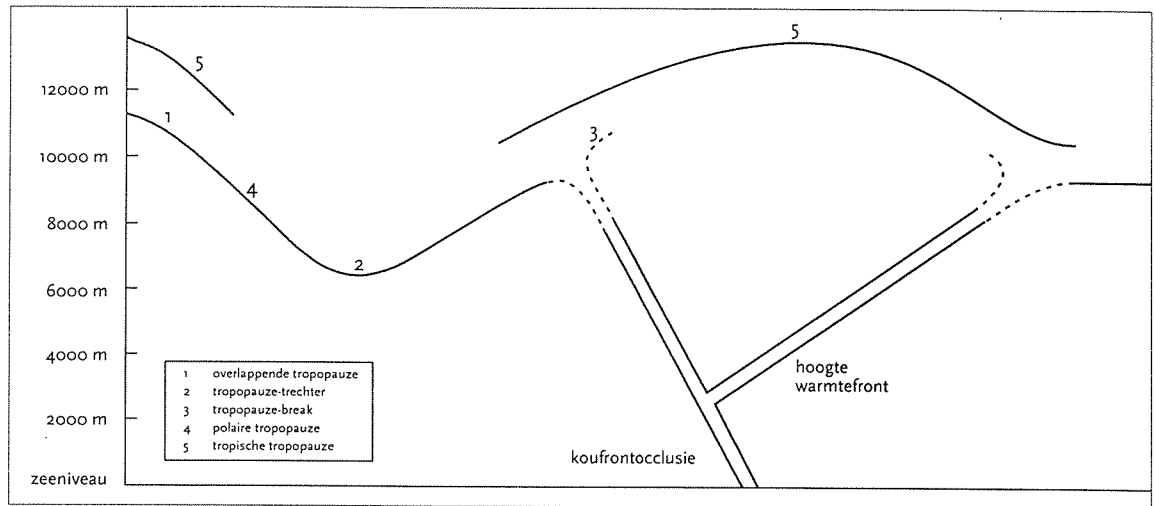
Er is een grote temperatuurgadiënt, dus een grote dikteverandering over een korte afstand bij de grens tussen twee luchtsoorten, zoals bij het polaire front. Dat is te zien aan de kleine afstand tussen de isobathen aan de koude zijde van het front. Via de diktekaart krijgt men snel een overzicht van de gemiddelde temperatuurverdeling in een bepaalde luchtlaag, waarbij zones met een grote dikte-gradiënt altijd wijzen op de aanwezigheid van een front.

Indien op de grondkaart een front moeilijk te vinden is, kan dat met behulp van de diktekaart gelokaliseerd worden.

### 17.5 De tropopauze

De tropopauze is de grens tussen de troposfeer en de stratosfeer; zij is gewoonlijk gekenmerkt door een abrupte verandering van de verticale temperatuurgadiënt. De toestandskromme wordt boven de tropopauze stabiel. De hoogte van de tropopauze varieert van 16 ( $\pm 3$ ) km in de tropen tot ongeveer 8 ( $\pm 3$ ) km in de poolgebieden. Op gematigde breedten loopt de hoogte van de tropopauze uiteen van

gemiddeld 12 km in de zomer tot gemiddeld 10 km in de winter. Gedurende de winter is het in de poolstreken dikwijls moeilijk of onmogelijk vast te stellen waar de tropopauze zich precies bevindt, omdat er soms op geen enkele hoogte een abrupte verandering in de verticale temperatuurgradient optreedt.



Figuur 17.8. Ligging van het tropopauze-vlak bij het polaire front

Mondiaal gezien bestaat de tropopauze uit verscheidene, elkaar overlappende bladen. In het algemeen dalen de bladen trapsgewijs van de equator naar de polen (figuur 17.8). Boven de continenten ligt de tropopauze 's zomers gemiddeld hoger dan boven oceanen en boven depressies gemiddeld lager dan boven een hogedrukgebied. Is een depressie aan de grond zover ontwikkeld, dat hoog in de troposfeer een trog en nog later een gesloten lage-drukgebied is ontstaan, dan zien we, dat boven deze depressie de tropopauze een lage ligging heeft.

Immers het lagedrukgebied is gevuld met koude lucht, dus de drukvlakken liggen er dicht op elkaar. Daardoor neemt de luchtdruk snel af met groter wordende hoogte. Zo'n laag gelegen tropopauze boven een betrekkelijk klein gebied heet een *tropopauze-trechter*.

Op middelbare breedten zorgt een depressie ervoor, dat aan de achterzijde (doorgaans de westelijke of linker zijde van de depressie) de polaire tropopauze naar het zuiden schuift wegens het transport van de koude lucht, hij schuift onder de tropische tropopauze. Aan de voorzijde van de depressie wordt warme lucht vanuit zuidelijker breedten aangevoerd, waarin de tropopauze hoger ligt dan de polaire. Daar ligt het tropische blad boven het polaire blad.

Aan de top van het polaire front bevindt zich een discontinuïteit in de tropopauze, die *tropopauze-breuk* genoemd wordt. Daar bevindt zich de straalstroom.

### 17.6 Straalstromen (jetstreams)

Een *straalstroom* is een smalle, sterke luchtstroming, geconcentreerd langs een kwasi-horizontale as, gekarakteriseerd door een sterke verticale en laterale (zijdelingse) windschering en met één of meer snelheidsmaxima. Een straalstroom is gemiddeld enkele duizenden kilometers lang, enkele honderden kilometers breed en een paar kilometers dik. Met spreekt van een straalstroom zodra de windsnelheid groter is dan 60 kt (110 km/h).

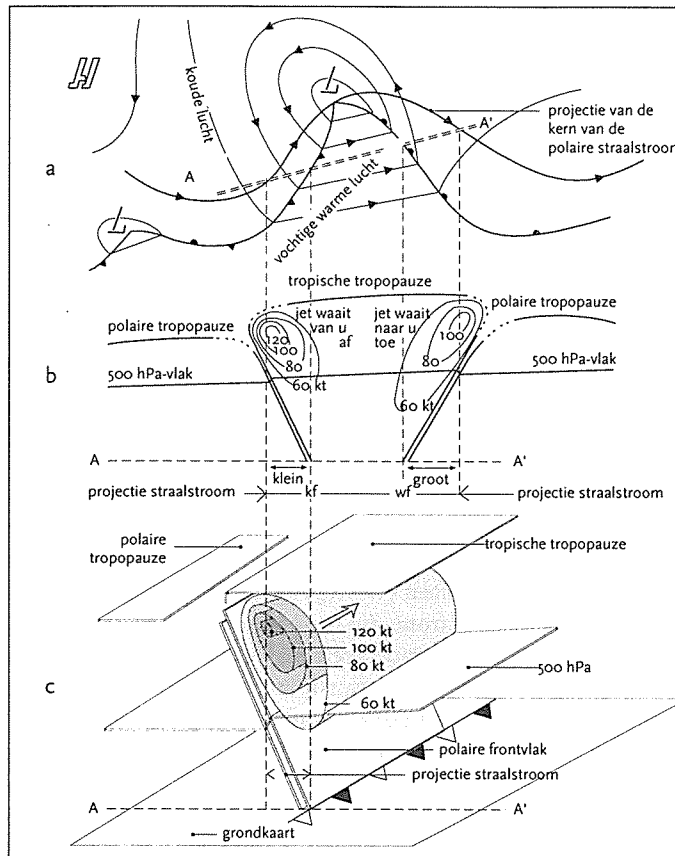
#### 17.6. Soorten straalstromen en hun ontstaanswijzen

##### De polaire straalstroom

De *polaire straalstroom* (*polar jet*) dankt zijn ontstaan aan de grote thermische gradiënt, die er heerst nabij het polaire front.

De *polaire straalstroom* komt, omdat hij aan het polaire front gekoppeld is, alleen voor op gematigde breedten, tussen de drukvlakken van 400 en 200 hPa. De maximale wind bedraagt gemiddeld 150 kt (270 km/h), maar waarden van meer dan 200 kt (360 km/h) zijn gemeten. Meestal is de stroming niet regelrecht van west naar oost, maar doorgaans sterk golvend (meanderend).

Figuur 17.9 toont de ligging van de straalstroom ten opzichte van het polaire front. Uit het richtingsverschil tussen grondisobaren en de straalstroom is duidelijk, dat er voor het warmtefront advectie van warme lucht plaatsvindt (de wind ruimt met de hoogte) en achter het koufront advectie van koude lucht (de wind krimpt met de hoogte).



Figuur 17.9 Ligging van de polaire straalstroom: (a) ten opzichte van het polaire front aan het aardoppervlak (b) ten opzichte van de tropopauze en het 500 hPa vlak en (c) ten opzichte van het frontvlak

In figuur 17.9.a is te zien, dat de projectie van de zone met de maximale winden op de grondkaart vlak achter het koufront ligt, vervolgens over de golftop (of het occlusie-punt) loopt en dan op grotere afstand voor het warmtefront uit; de projectie ligt dus in de koude lucht. Het zou de indruk kunnen geven, dat de straalstroom zich in de koude lucht bevindt. Dat is echter niet het geval. (zie figuur 17.9.c).

In figuur 17.9 b, een dwarsdoorsnede door de fronten langs de lijn AA in figuur 17.9.a, is duidelijk te zien dat de straalstroom zich in de warme lucht bevindt. De *projectie van de kern van de straalstroom*, het gebied van maximale wind in de ruimtelijke straalstroom, doorsnijdt het frontvlak ongeveer op de hoogte, waarop het 500 hPa-vlak het frontvlak snijdt.

Aangezien deze vuistregel zowel voor koufront als warmtefront geldt, wordt duidelijk waarom de projectie van de kern verder voor het warmtefrontvlak ligt: de helling van het warmtefrontvlak is geringer dan die van het koufrontvlak. In de figuur is goed te zien, dat de gradiënt in de isotachen van de straalstroom het grootst is aan de zijde van de koude lucht.

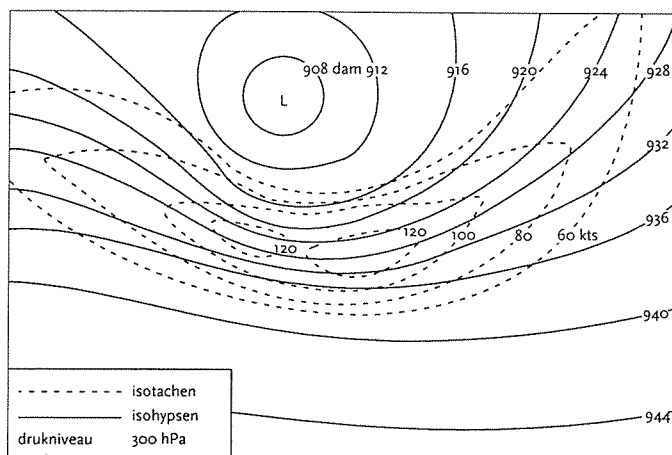
Figuur 17.9.c geeft een drie-dimensionaal beeld van de straalstroom bij het koufront. Het gebied van maximale wind in *één drukvlak*, bijvoorbeeld het 500 hPa-vlak, is de *as van de straalstroom* (*jet axis*).

's Winters is het polaire front het sterkst ontwikkeld, doordat dan de temperatuurtegenstellingen tussen de polaire en tropische lucht het grootst zijn. De polaire straalstroom is dan het krachtigst en de gemiddelde ligging zuidelijker en op lagere hoogte dan 's zomers.

#### Structuur van de polaire straalstroom

In figuur 17.9.c is de hoogte sterk uitgerekt ten opzicht van de horizontale as. Daardoor wordt de indruk gewekt, dat de straalstroom het uiterlijk van een worst heeft. In werkelijkheid ziet hij eruit als een *lange platte, kronkelende slang*, zoals men ook uit de definitie kan afleiden.

Als in een hoogtestromingskaart, bijvoorbeeld van het 300 hPa-vlak, de isotachen in een straalstroom getekend worden, is de structuur van de wind te zien en komt de *straalstroomas* tot uiting (figuur 17.10.).



Figuur 17.10. Straalstroom met ligging van de hoogste windsnelheden (in de as van de straalstroom)

Binnen een straalstroom kunnen één of meerdere maxima voorkomen, die *jet-streaks* genoemd worden. Ze kunnen dagenlang op de kaarten worden gevolgd en bewegen zich binnen de straalstroom stroomafwaarts met een relatieve snelheid van ongeveer 20 kt (35 km/h).

Het *wolkenbeeld* van de polaire straalstroom heeft vaak een karakteristiek patroon. Dat is te zien op satellietfoto's (figuur 13.6).

Aan de rechter zijde van de as (de warme zijde) hangt een uitgestrekte massa van hoge bewolking, die met het polaire

front samenhangt en die een vrij scherpe rand vertoont op de plaats waar de as van de straalstroom zich bevindt. Aan de linker zijde (koude kant) is weinig hoge bewolking aanwezig, er is daar Cu, Cb en Sc zichtbaar. Op de satellietfoto's is bij laagstaande zon soms op de lagere bewolking aan de linker zijde van de as de schaduwband te zien die er door het Cirrusdek van de rechter zijde op geworpen wordt.

#### De arctische straalstroom

Soms ontwikkelt zich tussen convergerende luchtsoorten van arctische en polaire oorsprong een duidelijk front, dat het *arctisch front* genoemd wordt. Meestal zijn deze fronten niet zo sterk ontwikkeld als het polaire front, maar bij enkele, die goed ontwikkeld zijn, ontstaat een straalstroom, die de *arctische straalstroom* wordt genoemd. Deze straalstroom ontstaat precies zoals de polaire, dus door een grote, thermische gradiënt. Hij is minder krachtig en niet steeds aanwezig.

#### De subtropische straalstroom

Boven de subtropen, rond 30° NB en ZB, vinden we op een hoogte van ca. 200 hPa (12 km) een krachtige straalstroom. De *subtropische straalstroom* is gemiddeld van alle straalstromen de meest persistente.

's Winters is zijn ligging (op het noordelijk halfrond) het meest zuidelijk en dan is deze straalstroom ook het krachtigst, de windsnelheden zijn 's winters gemiddeld 150 kt (270 km/h) en 's zomers gemiddeld 70 kt (125 km/h).

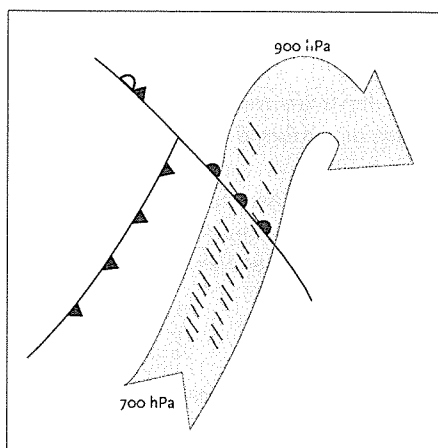
De subtropische straalstroom gaat in het algemeen niet vergezeld van veel bewolking. Vaak ziet men enkele zeer langgerekte wolkenbanden van het type Altopcumulus en/of Cirrus, die zich in de lengte-richting van de straalstroom uitstrekken.

#### De warm conveyor belt

De "warm conveyor belt", is een straalstroom op lage hoogte.

Voor vrij veel koufronten uit komt in de warme sector tussen 900 en 700 hPa een krachtige luchtstroom voor, die een enkele maal de snelheid van 60 kt (110 km/h) overschrijdt. Hij begint op 900 hPa, maar glijdt tegen het warmtefrontvlak op naar 700 hPa (figuur 17.11).

Aangezien deze stroming vochtige en warme lucht aanvoert, wordt hij wel "warm



Figuur 17.11 De "warm conveyor belt"

*conveyor belt*” (warmte-transportband) genoemd. Hij is vooral heel karakteristiek bij zich ontwikkelende depressies boven de Verenigde Staten.  
De “warm conveyor belt” gaat gepaard met een uitgebreid neerslaggebied.

# 18. Het weer en de luchtvaart

## 18.1 Inleiding

De luchtvaart beschikt over een aparte, op deze vervoerstaking toegespitste meteorologische dienst. Bij de luchtvaart kan het bij ongelukken namelijk om een groot aantal mensenlevens gaan. Zodra een luchtvaartuig zich van het aardoppervlak losmaakt, is het aan alle kanten omgeven door het weer.

Het zal daarom duidelijk zijn, dat het weer een bijzonder grote rol speelt, vanaf de planning tot het einde van een vlucht.

In de voorbereidingsfase (planning) van een vlucht is de vlieger verplicht te informeren naar de weercondities tijdens de start, de weersontwikkeling op de vliegroute en het te verwachten weer op de plaats van bestemming en eventuele uitwijkhavens. Dit gebeurt via een "briefing". Afhankelijk van de door de meteoroloog gegeven informatie wordt dan bepaald hoe groot de nuttige lading kan zijn en hoeveel brandstof er meegenomen moet worden.

Bij de nu volgende bespreking over de invloed van de verschillende weerselementen zal de volgorde worden aangehouden, die deze elementen in een actueel weerrapport voorkomen (METAR).

## 18.2 Wind

Vliegtuigen blijven in de lucht dankzij de snelheid waarmee de lucht rond de in een bepaalde stand gezette aerodynamisch gevormde vleugels van het vliegtuig stroomt, waardoor er een opwaartse kracht ontstaat. Tijdens de start moet het vliegtuig op de startbaan snelheid maken tot de lucht rond de vleugels de vereiste snelheid krijgt, waardoor er draagkracht kan worden geleverd.

De "aanloop"-afstand op de baan hangt af van het type vliegtuig en het gewicht. Aangezien bij tegenwind de vereiste luchtsnelheid eerder wordt bereikt en dus een kleinere afstand rijdend over de baan behoeft te worden afgelegd, zal een vliegtuig zovaak als mogelijk tegen de wind in starten. Het is duidelijk dat de snelheid van het vliegtuig wordt gemeten ten opzichte van de omringende lucht.

Dat betekent, dat tijdens een landing tegen de wind in de snelheid van het vliegtuig ten opzichte van de grond kleiner wordt naarmate de tegenwind groter is. Tegenwind verkleint daarom de uitloopafstand op de landingsbaan. Dit is de reden, dat vliegtuigen ook tegen de wind in landen.

### 18.2.1. Windstoten

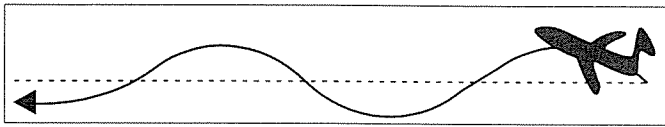
Tijdens een onstabiel weertype en vooral in de buurt van buien kunnen windstoten voorkomen. Naast tijdelijke toenames van de windsnelheid kunnen in zo'n situatie ook flauwttes, afnames in de windsnelheid optreden.

Een tijdelijke toename van de tegenwind (headwind) vergroot het draagvermogen, waardoor het vliegtuig spontaan hoogte wint. Door een tijdelijke afname van de tegenwind verliest het vliegtuig draagkracht en daardoor hoogte.

Een veranderende wind in de vliegrichting (tailwind of staartwind) heeft een dergelijke invloed: een afname van de staartwind vergroot de stijgkracht; een toename verkleint die, omdat de luchtsnelheid van het toestel daardoor respectievelijk toeneemt en afneemt.



Samenvattend kan men zeggen, dat een variabele windsnelheid in de vliegrichting het vliegtuig een golvende beweging laat maken (zie fig. 18.1).

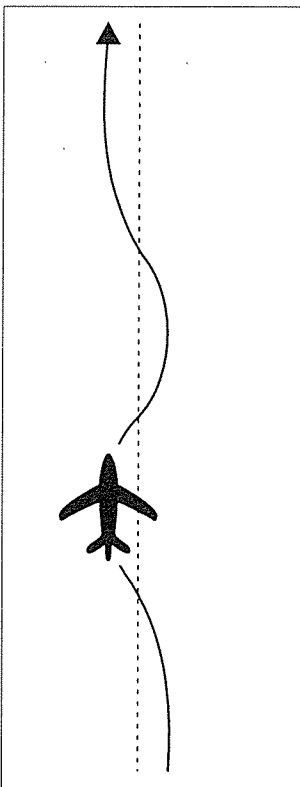


Figuur 18.1. Golvende beweging van het vliegtuig (overdreven voorstelling)

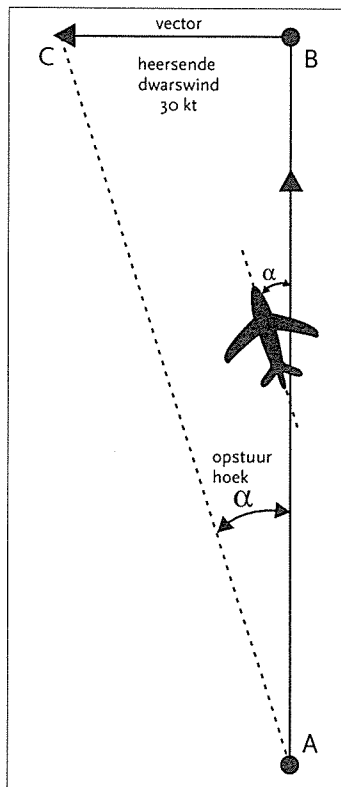
In veel gevallen worden windstoten opgewekt door wervels in de lucht. Het deel van de wervel, dat in de richting van de heersende wind beweegt, vergroot de windsnelheid en het deel dat ertegenin draait, verkleint die. De naar beneden gerichte component van de wervel drukt het vliegtuig naar beneden en het opwaarts gerichte deel naar boven. De daardoor opgewekte schokkerige verticale variaties van het vliegtuig worden turbulentie genoemd.

### 18.2.2. Dwarswind

In het algemeen zal in de wrijvingslaag de wind tijdens een windstoot ongeveer 30 graden ruimen en tijdens een flauwte ongeveer 20 graden krimpen. Dit verandert de dwarswindcomponent op een vliegtuig.



Figuur 18.2. Slingerende beweging van het vliegtuig



Figuur 18.3. Krabligging bij constante dwarswind

Een dwarswind duwt het vliegtuig zijdelings weg van de voorgenomen route met de snelheid van de heersende dwarswindcomponent. Het vliegtuig drijft met de luchtstroming mee. Een wisselende dwarswind veroorzaakt een golvende beweging in het horizontale vlak rond de voorgenomen route (zie fig. 18.2).

Een dwarswind duwt het vliegtuig zijdelings weg van de voorgenomen route met de snelheid van de heersende dwarswindcomponent. Het vliegtuig drijft met de luchtstroming mee. Een wisselende dwarswind veroorzaakt een golvende beweging in het horizontale vlak rond de voorgenomen route (zie fig. 18.2).

#### Opstuurhoek

Als een vliegtuig in één uur tijd de afstand van A naar B kan afleggen is AB de vliegsnelheid in knopen, indien de afstand tussen A en B in nautische mijlen wordt uitgedrukt.

Als er een heersende dwarswind op het vliegniveau van 30 kt van links is, zal het vliegtuig met die snelheid naar rechts van zijn koers afwijken en nooit in B aankomen, maar naar rechts afwijken. Het vliegtuig kan echter op de voorgenomen koers blijven door de neus iets naar links te draaien in de richting van de wind.

Het krijgt daardoor een snelheidscomponent naar links. De grootte van de vereiste hoek die de neus van het vliegtuig

naar de wind moet maken, de opstuurhoek, kan men berekenen met de zogeheten winddriehoek, zie fig. 18.3 waarbij BC gelijk is en tegengesteld aan de dwarswindvector. De hoek tussen AB en AC is de opstuurhoek. Het vliegtuig vliegt zo, afhankelijk van de heersende dwarswind en de eigen snelheid, met de neus min of meer scheef op de route, zoals een voortbewegende krab.

Een te grote dwarswind tijdens de landing maakt de opstuurhoek zo groot, dat bij het neerkomen op de baan de torsiekrachten op het landingsgestel te groot worden. Ook bij het taxiën en starten kunnen dwarswinden gevaarlijk zijn. Elk type vliegtuig heeft dan ook dwarswindlimieten, waarboven het niet meer mag worden ingezet.

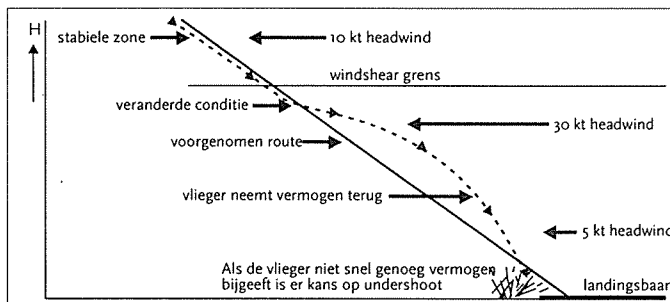
### 18.2.3 Windschering (windshear)

Voor begrip en de soorten windschering zie hoofdstuk 11. In de bovenlucht zal windschering turbulente wervels opwekken, die een vlucht zeer onaangenaam maken, maar op een enkele uitzondering na, weinig gevaar opleveren (zie 18.2.4 *Turbulentie*). Bij de start en de landing kan windschering echter buitengewoon gevaarlijke situaties opleveren.

#### V W S, toename van de headwind

Als tijdens de start de headwind-component toeneemt en dit zal meestal het geval zijn doordat de wind toeneemt met de hoogte, zal de stijgsnelheid groter worden dan verwacht.

Als gedurende de landing de headwind-component groter wordt, bijvoorbeeld door een nachtelijke windmaximum, zal door toename van de lift het vliegtuig boven het "glidepath" komen. Het "glidepath" is de weg, die het vliegtuig tijdens de landing moet afleggen om aan het begin van de landingsbaan aan de grond te komen.



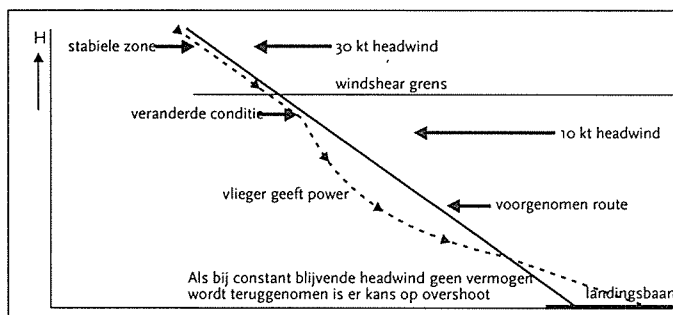
Figuur 18.4. "undershoot"

De vlieger zal reageren met terugnemen van vermogen om weer op het glidepath terug te komen. Vlak voordat hij het glidepath dan bereikt, moet hij wat vermogen geven om te voorkomen, dat de machine onder het "glidepath" zakt. Vooral als in de onderste 200 ft de wind sterk blijft afnemen zal op tijd vermogen opvoeren een noodzaak zijn om te voorkomen, dat de machine voor de baan de grond raakt (risk of undershoot, figuur 18.4).

#### V W S, afname van de headwind

Indien tijdens de start de headwind-component afneemt, zal het vliegtuig lift verliezen en daardoor moeilijk hoogte winnen. Bij obstakels in de startrichting kan dit gevaarlijk zijn.

Tijdens de landing zal een vliegtuig, bij afname van de headwindcomponent, wat



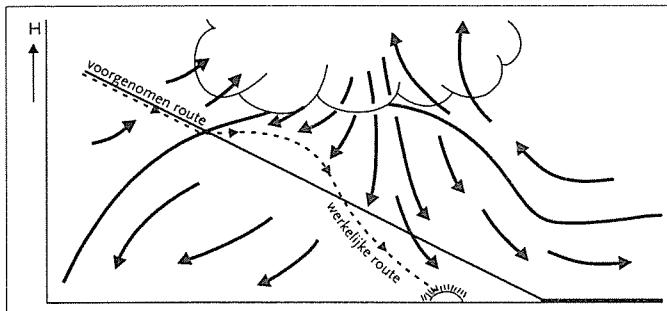
Figuur 18.5. "overshoot"

overigens de meest voorkomende situatie is, ten gevolge van liftverlies onder het glide-path raken. De vlieger geeft vermogen bij om hoogte te winnen, daar hij weer op het glidepath wil komen. Aangezien de wind veelal tot aan de grond blijft afnemen, zal de vlieger moeten doorgaan met corrigeren. Als hij te sterk corrigeert komt hij te hoog boven de baan aan en moet hij een "overshoot" maken (figuur 18.5).

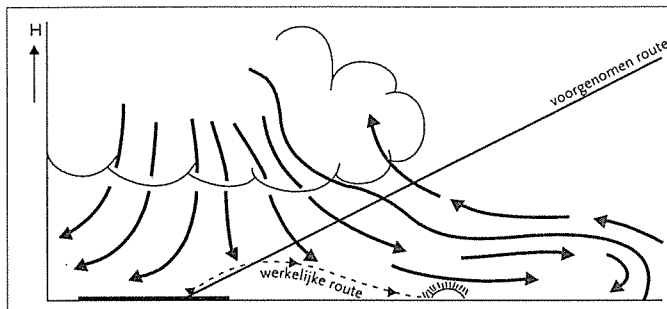
#### Schering van de verticale windsnelheid

Dit komt voor in en onder zware buien- en onweerscomplexen .

Deze schering veroorzaakt krachtige tot zware turbulentie. In het gebied van de "downburst" (zie hoofdstuk 12) wordt een machine tijdens de landing of de start tegen de grond gedrukt (figuur 18.6 en figuur 18.7). In het gebied waar deze neerwaartse stroming door het aardoppervlak gedwongen wordt horizontaal uit te vloeien, kan dat een sterke toe- of afname van de headwind-component tot gevolg hebben, dus een toe- of afname van de stijg- of daalsnelheid.



Figuur 18.6. Downburst bij landing



Figuur 18.7. Downburst bij start

#### 18.2.4 Turbulentie

Onder turbulentie verstaat men in de luchtvaart de onverwachte en ongewenste al dan niet hevige bewegingsveranderingen, die een vliegtuig ondergaat.

De positieve en negatieve versnellingen kunnen zowel in de lengte-as van het vliegtuig voorkomen als dwars daarop, in het horizontale en verticale vlak.

Bij een voortdurende *lichte turbulentie* heeft men het gevoel of het vliegtuig over een met ruwe keien geplaveide weg rijdt (cobblestone-effect). Dat is hinderlijk, maar niet gevaarlijk.

Naarmate de turbulentie toeneemt, wordt de besturing moeilijker en zijn instrumenten lastiger af te lezen. Het verstrekken van voedsel en drank aan passagiers moet bij matige turbulentie worden gestaakt. Losse voorwerpen en trollies moeten worden opgeborgen en gezekerd. De bemanning en passagiers moeten in de riemen. *Matige turbulentie* is onaangenaam maar niet gevaarlijk.

*Zware turbulentie* is echter wel gevaarlijk. Alles wat los is, vliegt door de cockpit of door de cabine. Alles kreunt en kraakt. Besturing wordt moeilijk tot onmogelijk en er kan structurele schade aan het toestel worden veroorzaakt.

Daar waar grote gradiënten in windsnelheid en/of richting en/of temperatuur bestaan, worden dikwijls al of niet geordende wervels in de luchtstroming opgewekt. Deze wervels kunnen turbulentie veroorzaken. De grootte en de kracht van deze wervels ten opzichte van het gewicht van het vliegtuig en de vliesnelheid bepalen de hevigheid van de turbulentie. De turbulentie, die veroorzaakt wordt bij het doorvliegen van een shearzone, ontstaan gedurende een stralingsnacht (nachtelijke low level jet), is meestal licht.

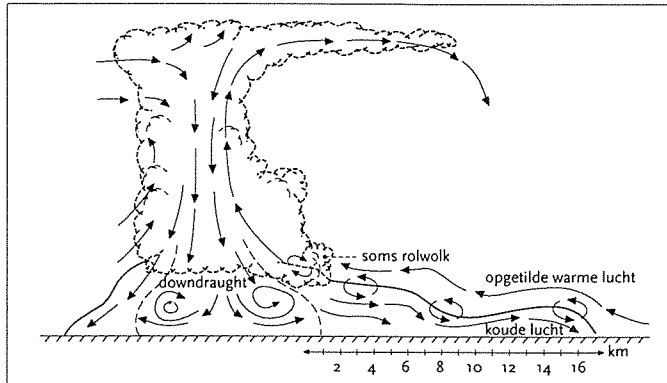
Turbulentie, ontstaan door frontale windschering, kan soms vrij krachtig zijn, maar leidt zelden tot gevaarlijke situaties tijdens de start en de landing. Een enkele maal moeten in deze vluchtfase behoorlijke stuurcorrecties toegepast worden.

Dat kan het geval zijn bij zeer snel lopende fronten en/of fronten met grote temperatuurverschillen tussen beide zijden van het front. Turbulentie, ontstaan ten gevolge van windschering door verandering in bodemruwheid en aanwezigheid van gebouwen, kan hinderlijk zijn en is soms gevaarlijk bij hoge wind-snelheden. Veruit het meest gevaarlijk is de turbulentie in en rond een onweerscomplex of buienlijn. *Deze kan zo zwaar zijn, dat startende en landende machines in acuut gevaar komen.* De turbulentie vlak onder een bui of in de basis ervan kan zeer zwaar zijn, evenals de turbulentie rond het windstotenfront (gustfront).

Potentieel gevaarlijke turbulentie is aanwezig in en nabij alle onweersbuien. Een zware bui kan een machine vernielen. De krachtigste turbulentie treedt op in de wolk in het gebied, waar opgaande en neerwaartse stromingen aan elkaar grenzen (de shearzone), en daar, waar de mogelijkheid bestaat van de ontwikkeling van windhozen, waarin de wind-snelheid in een uiterst klein gebied kan oplopen tot 200 kts. Dit gebied bevindt zich in de regel buiten het neerslaggebied.

Buiten de wolk kan shear-turbulentie optreden tot enkele duizenden ft boven de Cb

en tot 20 nm opzij ervan. Dichtbij het aardoppervlak komt turbulentie voor in de shearzone nabij het mini-koufront.



Figuur 18.8  
Voor de luchtvaart gevaarlijke windsituaties in en rond een onweersbui

Bij zware onweders kan er een rolwolk ontstaan aan de basis van de wolk op de grens van de neerwaartse en opwaartse stroming. De turbulentie daarin is zeer zwaar (figuur 18.8).

Het mini-koufront of windstotenfront kan soms tot meer dan 20 km voor de bui voorkomen. De passage van dit mini-koufront kan een opvallende windrichtings- en snelheidsverandering inluiden. De wind wordt buiig. Onder en in de bui kunnen in actieve neerslagcellen krachtige neerwaartse stromingen (downdraughts) voorkomen.

Het is zo goed als onmogelijk konstante hoogte te handhaven in een onweersbui. Als men de hoogte tracht te handhaven veroorzaakt dit grote stress op het vliegtuig. Men moet in een bui snelheid terugnemen en het vliegtuig laten "meegolven".

### 18.2.5 Clear Air Turbulence (CAT)

Clear Air Turbulence is turbulentie die buiten bewolking wordt ondervonden. Vooral boven de flightlevel 150 tot flightlevel 200 kan CAT worden ondervonden. Deze CAT wordt niet veroorzaakt door convectie. CAT is veelal gekoppeld aan straalstromen. De turbulentie ontstaat ten gevolge van interne wrijving in zones met sterke windsnelheids- en/of richtingsveranderingen (sterke windschering). CAT kan ook voorkomen in een gebied met berggolven (lijggolven), die een korte golflengte hebben en waarin flinke verticale bewegingen voorkomen.

CAT is het meest waarschijnlijk:

- bij sterke straalstromen, speciaal als ze enigszins gekromd zijn
- bij scherpe troggen en diepe gesloten lagedrukgebieden
- aan de lijzijde van de bergketens, vooral indien de straalstroom een grote hoek met de keten maakt. Er kunnen dan bij een stabiele opbouw van de atmosfeer berggolven ontstaan.

Turbulentiegebieden kunnen een dikte hebben van 200 tot 600 m (soms tot 3000 m), met een lengte van 15 tot 17 km en een breedte van enkele kilometers. Overigens is dit een ruwe kwantificering, aangezien er erg veel variaties in de grootte van de gebieden zijn. Windscheringen van 10 m/s over 111 km horizontaal en/of 3 m/s over 300 m verticaal worden gesuggereerd als minimumwaarden voor matige of zware CAT.

Ook een horizontaal temperatuurverloop van 3° C/111 km kan een aanwijzing zijn.

#### Kwalificatie van CAT of turbulentie

- |                    |  |
|--------------------|--|
| 1 licht (light)    | : juist merkbaar   |
| 2 matig (moderate) | : lopen in vliegtuig wordt moeilijk  |
| 3 zwaar (severe)   | : losse voorwerpen worden rondgeslingerd, lopen onmogelijk, besturing zeer moeilijk, structurele schade mogelijk |

#### Gemeten versnellingen:

- |         |               |
|---------|---------------|
| 1 licht | : < 0.2 g     |
| 2 matig | : 0.2 - 0.5 g |
| 3 zwaar | : > 0.5       |

### 18.3 Het zicht

De waarnemer bepaalt het zicht aan de hand van geschikte kenmerkende objecten, zoals gebouwen en boomgroepen. De afstanden van deze zichtkenmerken in het terrein ten opzichte van de waarnemer worden bepaald met behulp van stafkaarten. Over de gehele horizon van 360 graden wordt het zicht geschat.

Het slechtste zicht wordt in het bericht opgenomen. De definitie voor normaal zicht luidt: Normaal zicht is de grootste afstand, waarop een waarnemer met normale ogen een voorwerp kan onderscheiden en identificeren tijdens normaal daglicht. De objecten moeten een donkere kleur hebben en tegen een lichte achtergrond te zien zijn. Zij mogen een hoek beslaan van niet meer dan 5 graden in breedte en niet minder dan een halve graad in breedte en hoogte.

Als het zicht minder dan een vooraf afgesproken waarde wordt, bijvoorbeeld 5000 m, wordt de bepaling van de zichtwaarde overgelaten aan een *transmissometer* of een moderne *back-scatterometer*.

#### 18.3.1 RVR en SVR

Wanneer het zicht 1500 m of minder wordt, wordt een alleen op luchthavens gebruikt soort zicht gepubliceerd, de zichtbare baanlengte (de Runway Visual Range of RVR). Een vlieger, die zich in de lucht bevindt, kijkt schuin naar beneden door de mist naar de naderende baan. Doordat zijn blik een langere weg door de mistlaag moet afleggen, dan wanneer hij horizontaal over de baan zou kijken, is dit schuine zicht, de Slant Visual Range (SVR) slechter dan de heersende RVR. Dat is één van de redenen, dat vliegers wel eens klagen, dat de opgegeven RVR nogal afwijkt van het door hen waargenomen zicht. Maar SVR's kunnen door de meteo-diensten niet gemeten worden.

#### 18.3.2 Zicht in mist

Mist en slecht zicht maken een visuele oriëntatie vanuit de cockpit moeilijk of onmogelijk. Er zal tijdens mist dan ook met behulp van navigatiemiddelen moeten worden gestart en geland. 's Winters kunnen onderkoelde mistdruppeltjes ijsafzetting op vliegtuigen veroorzaken.

#### 18.3.3 Mistbestrijding

Bij windstil weer is het mogelijk de mist tijdelijk te verdrijven of minder dicht te laten worden, zodat er één of meerdere landingen plaats kunnen vinden. De bestrijdingskosten, die de luchtvaartmaatschappij(en) moet(en) betalen, zijn meestal lager dan de kosten die het gevolg zijn van een uitwijkprocedure naar een andere luchthaven.

De volgende methoden zijn mogelijk:

- De mist vanuit een laagvliegend vliegtuig bezaaien met condensatiekernen; of vrieskernen, bij temperaturen beneden 0° C. De mist regent dan uit of de vele fijne druppeltjes vloeien samen tot minder en grotere druppels, die eveneens naar de grond zakken.
- Een helicopter kan een dunne mistlaag bestrijden door er met zijn rotor droge en dikwijls warmere lucht uit de hogere luchtlagen in te blazen.
- Een straalmotor, gemonteerd op een over de baan heen en weer rijdende vrachtauto blaast gloeiend hete lucht naar buiten, waardoor de mist tijdelijk oplost. Turbulente menging met droge lucht boven een niet al te dikke mistlaag speelt daarbij ook een rol.

Mistbestrijding wordt in de burgerluchtvaart weinig toegepast. In de militaire luchtvaart wordt de bestrijding wel toegepast als het operationele belang heel groot is.

## 18.4 Gevaren van het weer bij een onweersbui

*Turbulentie (zie wind)*

### *Ijsafzetting*

De opwaartse stromingen in een Cb voeren veel waterdruppels omhoog. Vanaf het 0° C-niveau tot het -15° C-gebied blijft het grootste deel van het water vloeibaar en raakt dus onderkoeld. Boven het -15° C-niveau neemt de hoeveelheid onderkoeld water weer af, en komen we weer ijsdeeltjes tegen. In het gebied waar veel onderkoeld water voorkomt, kan matige tot zware ijsafzetting op vliegtuigen optreden. Als er een grote hoeveelheid onderkoeld water aanwezig is kan de ijsafzetting snel groeien: een uiterst gevaarlijke situatie.

### *Hagel*

De in Cb's gevormde hagel kan aanzienlijke schade veroorzaken. Soms kunnen hagelstenen aaneen klonteren tot grote ijsbrokken, die zeer gevaarlijk zijn. Hagel-schade neemt toe met hogere vliegsnelheid. Hagel en turbulentie zijn de twee gevaarlijkste fenomenen van een onweersbui. In Cb's met zwaar onweer is praktisch altijd hagel aanwezig, ook al valt er geen hagel op de grond.

### *Lage wolkenbasis en slecht zicht*

Veelal kan onder een Cb lage bewolking voorkomen in de vorm van Stratus fractus en Cumulus fractus. Het zicht wordt onder de Cb slechter door neerslag en opgewaarde stof- en zanddeeltjes. In de Cb zelf is het zicht uiteraard nihil.

### *Effekt op de hoogtemeter*

De snelle luchtdrukveranderingen in en rond een onweersbui kunnen niet worden "bijgehouden" door de hoogtemeter. Daardoor kan een foutaanwijzing ontstaan van meer dan 100 ft.

### *Bliksem*

Ernstige ongevallen ten gevolge van blikseminslag in vliegtuigen zijn zeldzaam. Toch is blikseminslag wel gevaarlijk:

- Het kan gaatjes branden in de vliegtuighuid.
- Het kan communicatie- en navigatie- en computerapparatuur beschadigen.
- Nabije ontladingen kunnen permanente storing aan het magnetisch kompas veroorzaken.
- Een nabije ontlading kan vliegers verblinden, waardoor ze tijdelijk de instrumenten niet kunnen aflezen.
- Radiokommunikatie wordt vooral op de lange en middenfrequenties sterk gestoord.
- In het ergste geval kan de bliksem brandstofdampen tot ontbranding brengen, hetgeen gelukkig hoogst zelden voorkomt.

Als ruwe vuistregel is te hanteren dat de ontladingsfrequentie toeneemt met de grootte van de bui.

### *Zware regen*

Zware regenval beperkt het zicht aanzienlijk en gaat dikwijls gepaard met matige tot zware turbulentie, omdat zware regen altijd uit een Cb valt.

Bepaalde straalmotortypen kunnen in een gebied met zware regenval zoveel water inzuigen, dat de motoren "geblust" worden en afslaan (flame out). Daarna zijn ze moeilijk of in het geheel niet meer te starten.

Zware regen veroorzaakt een natte vliegtuighuid. De weerstand en het gewicht van het vliegtuig nemen daardoor toe. Deze twee factoren beïnvloeden de vliegeigenschappen in nadelige zin. Natte banen leveren meer weerstand, zodat voor de start een langere weg afgelegd moet worden. Landende vliegers moeten er op verdacht

zijn, dat tijdens zware regen aqua-planing op de baan mogelijk is. Er kan dan alleen met de motoren worden geremd tot een bepaalde kritische snelheid; daaronder pas met de wielremmen.

#### *Sneeuw*

Matige tot zware sneeuwval veroorzaakt een sterke zichtverslechtering, hetgeen visuele navigatie onmogelijk maakt. Sneeuw, vooral vastgereden sneeuw, maakt de banen glad, waardoor tijdens de landing de remwerking van de wielen slecht wordt. Als er een mengsel van sneeuw en water (sneeuwblubber of slush) op de banen ligt, is de baanweerstand voor startende vliegtuigen groot. Het vergroot de loopafstand aanzienlijk. Landende vliegtuigen worden geconfronteerd met een onbetrouwbare remwerking.

### **18.5 Ijsafzetting**

Ijsafzetting op luchtvaartuigen is nà onweer en slecht zicht het gevaarlijkste meteorologische fenomeen en oorzaak van fatale ongevallen.

Ijsafzetting of de vorming van rijp en ruige rijp kan zowel op de grond als tijdens de vlucht plaatsvinden. Er zijn verschillende meteorologische en aerodynamische factoren, die bepalen welk soort ijsafzetting ontstaan zal en hoe zwaar die zal zijn. Belangrijkste meteorologische factoren zijn:

- de temperatuur
- de waterinhoud van de verschillende wol kentypen
- de druppelgrootte
- de tijdsduur van het verblijf in ijsafzetting veroorzakende omgeving.

Aerodynamische factoren zijn de vorm en mate van kromming van de draagvlakken, het stabilo en de telemetrische voelers, de snelheid van voortbewegen, de temperatuur van de vliegtuighuid alsmede de ligging in de luchtstroming.

#### **18.5.1 Meteorologische factoren bij de ijsafzetting**

De meest belangrijke factor, die bepaalt of er al dan niet flinke ijsafzetting in bewolking zal plaatsvinden, is de *hoeveelheid onderkoelde waterdruppels* en de grootte van die druppels. De concentratie van actieve vrieskernen varieert met de temperatuur. In het temperatuurgebied tussen 0° C en -12° C zijn weinig vrieskernen actief, zodat er weinig waterdruppels kunnen bevriezen. In het algemeen zijn daarom in dat temperatuurgebied voornamelijk onderkoelde waterdruppels in de bewolking aanwezig.

Bij temperaturen lager dan -12° C neemt het aantal vrieskernen snel toe. Statistisch hebben grote waterdruppels een grotere kans een vrieskern te bevatten dan kleine. Veel druppels met een doorsnelde van 1 mm of meer bevriezen in het temperatuurgebied van -12° C tot -20° C en de kleinere druppels pas tussen -20° C en -30° C; de allerkleinste druppels kunnen zelfs tot -40° C onderkoeld blijven!

Als er ijskristallen naast onderkoelde waterdruppels voorkomen spreekt men van *gemengde wolken*. Zoals we reeds hebben geleerd is de dampspanning rond ijskristallen lager dan rond waterdruppels van dezelfde temperatuur. Er zal een transport van waterdamp plaatsvinden van de druppels naar de ijskristallen.

Als er weinig kristallen zijn, zullen ze snel aangroeien en zwaarder worden, waardoor ze in de wolk gaan vallen. Daarbij botsen ze tegen onderkoelde druppeltjes, die op het ijs bevriezen. Van de snelgroeïende kristallen breken splinters los, waardoor de wolk met veel nieuwe vrieskernen geïnjecteerd wordt, zodat de hoeveelheid onderkoelde druppels snel afneemt. De onderkoelde druppels die overblijven zijn doorgaans de kleine.

Het hierboven beschreven proces voltrekt zich in langzaam *stijgende* wolken, dus in

*frontale* bewolking, met name in warmtefronten. De inhoud aan vloeibaar onderkoeld water zal daarin relatief gering zijn en de gemiddelde druppelgrootte klein.

In bewolking, die in snel stijgende lucht ontstaat, zoals langs zeer actieve koufronten, boven berghellingen of in cumuliforme bewolking, overtreft de condensatie van waterdamp tot nieuwe druppels de verdamping en bevroering van reeds aanwezige druppels. Ze kunnen zelfs nog aangroeien. Daardoor zullen zowel de onderkoelde waterinhoud in deze wolken als de gemiddelde druppeldiameter groter zijn dan in laagvormige bewolking, die in langzaam stijgende lucht ontstaan is.

### **18.5.2 Soorten ijsafzetting**

We onderscheiden 3 hoofdtypen ijsafzetting:

- Rijk (hoar frost)

*Rijk* is een dunne witte aanslag op meestal horizontale oppervlakken met soms fraaie waaivormige structuren. Ze ontstaat door sublimatie van waterdamp bij een temperatuur onder  $0^{\circ}\text{C}$ , in "droge" lucht, buiten bewolking en/of neerslag. Lichte rijk-"aanslag" op gras (weiland) en autodaken wordt ook wel ruige vorst genoemd.

- Ruige rijk

*Ruige rijk* is een dikkere afzetting dan rijk en heeft een ruw en wit oppervlak. Ook ruige rijk noemt men wel ruige vorst. Ze ontstaat in mist of bewolking met kleine druppels, die tegen de voorzijde van het vliegtuig botsen.

Een deel van het druppeltje befrist: de rest wordt door vrijkomende stollingswarmte verwarmd tot  $0^{\circ}\text{C}$  en verdampt. De voor de verdamping nodige warmte wordt onttrokken aan het water zelf en het berijpte oppervlak. Er treedt zo een snelle bevroering op, waarbij veel lucht tussen de druppeltjes geen kans krijgt te ontsnappen. De ruige vorst krijgt daardoor een wit en ondoorzichtig uiterlijk (opaque rime); het aanzien is ook veelal "harig".

- IJzel (clear ice, glaze ice)

*IJzel* ontstaat, als grote onderkoelde waterdruppels tegen voorwerpen, bijvoorbeeld vliegtuigen botsen. Er kan slechts een deel van de druppel bevroeren;  $1/80$  deel doet die druppel al ca.  $1^{\circ}\text{C}$  in temperatuur stijgen door de vrijkomende stollingswarmte. Als het onderkoelde water bijvoorbeeld een temperatuur van  $-8^{\circ}\text{C}$  heeft, kan slechts  $1/10$  deel van de druppel bevroeren; er is dan zoveel warmte vrijgekomen, dat de druppel een temperatuur van  $0^{\circ}\text{C}$  krijgt. De rest,  $9/10$  van de druppel, vloeit uit over de meer naar achter gelegen delen van de vliegtuighuid.

Daarbij verliest het water weer warmte door verdamping, en befrist alsnog.

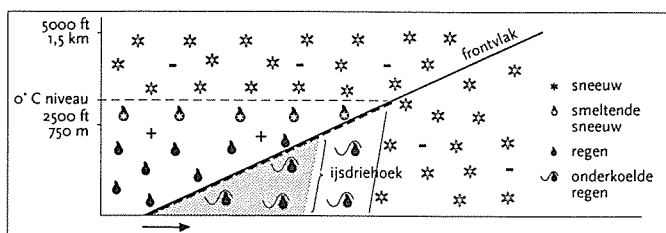
In tegenstelling tot het bevroeringsproces bij ruige rijk (of ruige vorst), dat zich snel voltrekt, gebeurt het hier vrij langzaam, doordat meer vrijgekomen stollingswarmte afgevoerd moet worden. Daardoor wordt er bijna geen lucht vastgehouden en het uiterlijk van de afzetting wordt die van doorzichtig glas. Het is een taaie en harde afzetting, die moeilijk loslaat. Ze is niet broos zoals rijk en ruige rijk.

Een zeer zware vorm van ijzel kan ontstaan als een vliegtuig door een lucht- of wolkenlaag vliegt, waarin onderkoelde regendruppels voorkomen.

### **18.5.3 De ijsdriehoek**

Wanneer er in de winter na een vorstperiode een warmtefront nadert, zal de lucht op enige hoogte boven het vliegveld een temperatuur boven  $0^{\circ}\text{C}$  krijgen, terwijl het aan de grond nog vriest. (figuur 18.9). Het warmtefront helt namelijk sterk naar voren. Neerslag, die boven het front door het gebied valt waar de temperatuur boven het vriespunt is, zal smelten tot regendruppels. Onder het front, in de laag met een temperatuur beneden  $0^{\circ}\text{C}$ , raken de druppels onderkoeld en bevroeren tot ijzel bijvoorbeeld op geparkeerde vliegtuigen.





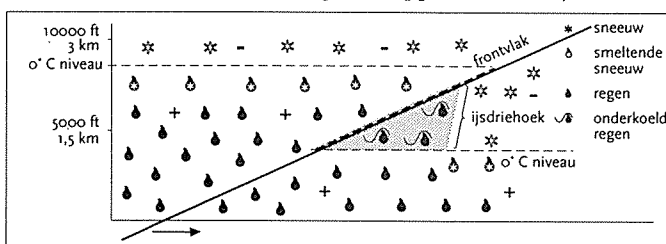
Figuur 18.9 Gevaarlijke situatie voor ijsafzetting nabij het aardoppervlak

Het gevaarlijke gebied onder de warme lucht wordt *ijsdriehoek* genoemd. Daarboven bevindt zich de *frontale inversie*. De ijsdriehoek kan ook op enige hoogte boven de grond voorkomen, als het 0° C-niveau in de koude lucht niet met het aardoppervlak samenvalt, maar erboven ligt (figuur 18.10). Aan het aardoppervlak valt dan overal regen.

#### 18.5.4 Gevolgen van ijsafzetting voor een vliegtuig

IJzel, soms gemengd met ingevangen sneeuw- en/of hagelkorrels, is een taaie massa, die bewegende delen vastzet en moeilijk te verwijderen is. Het gewicht van het vliegtuig neemt door ijzellast aanzienlijk toe.

Ook sneeuw veroorzaakt een flinke gewichtstoename en verandert de aerodynamische eigenschappen aanzienlijk. Bovendien kunnen telemetrische uitsteeksels en voorwerpen geblokkeerd raken.



Figuur 18.10 Gevaarlijke situatie voor ijsafzetting op enige hoogte

Ijsafzetting op propellers en motoren zullen het vermogen van die krachtbronnen doen afnemen. Van propellers en rotors neemt de trekkracht af, bij vleugels de lift. Bovendien kunnen er hevige trillingen ontstaan tengevolge van onbalans, als tijdens het draaien het ijs of de rijp ongelijkmatig van de bladen breekt. Dit kan tot beschadigingen

van bijvoorbeeld de lageringen leiden of de motoren kunnen ontzet raken. Motorluchtinlaten kunnen vervormd worden door ijsafzetting, waardoor de zuiger- of turbinemotoren niet meer voldoende lucht krijgen. Turbinebladen kunnen beschadigd worden als stukken ijs worden aangezogen. Zelfs bij temperaturen tot ongeveer 5° C boven het vriespunt kan in voldoende vochtige lucht *carbureteur-icing* ontstaan doordat door verdamping de temperatuur sterk daalt.

### 18.6 Wolken- en neerslagecho's

#### 18.6.1 Wolken

Wanneer de bewolking laagvormig is, er geen turbulentie en/of ijsafzetting in voorkomt, en de basis voldoende hoog ligt, is ze van geen betekenis voor de luchtvaart. De bewolking kan de vluchtuitvoering dan niet nadelig beïnvloeden en wordt daarom als niet significant beschouwd.

Laaghangende bewolking met een basis die lager dan 200 voet is, is wel van betekenis, omdat het landen dan moeilijker wordt. Men krijgt dan vrij laat of te laat visuele informatie over de ligging van de baan. Voor vliegers, die nietmet behulp van instrumenten vliegen en navigeren, maar zich geheel visueel moeten oriënteren is alle bewolking van betekenis.

Bij de kleine- en sportluchtvaart wordt bijna geheel onder visuele weercondities (Visual Meteorological Conditions, VMC) gevlogen. Ze zijn dan onderworpen aan Visual Flight Rules (VFR-regels), die onder andere voorschrijven dat men horizontaal en vertikaal op een bepaalde afstand van bewolking moet blijven. De zin van deze maatregel is, dat vliegers elkaar altijd moeten kunnen blijven zien, zodat het botsingsgevaar wordt verkleind. Wolken kunnen daardoor een belemmering voor de vlucht worden. Kleine of middelgrote Cumuli zijn niet gevaarlijk. Lichtere vliegtuig-

typen ondervinden lichte tot matige turbulentie bij Cumuli, die tot middelbare hoogten doorgroeien. Soms is de lucht zo droog, dat er geen Cumuli gevormd kunnen worden.

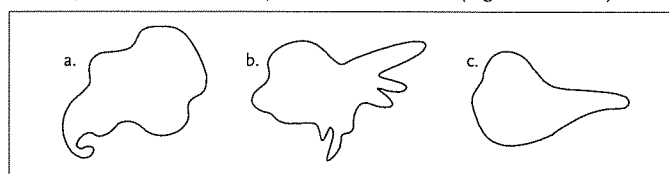
De opstijgende luchtbellens veroorzaken ook lichte turbulentie. Als er geen wolken in een onstabiele atmosfeer ontstaan, noemen de zweefvliegers dat *droge thermiek*. Bij *natte thermiek* ontstaan er wel wolken. Zweefvliegers geven de voorkeur aan natte thermiek, omdat ze zich dan via de wolken kunnen oriënteren op stijgende luchtbellens. Natte thermiek reikt dikwijls hoger, omdat de lucht boven het convectieve condensatie niveau verzadigd-adiabatisch opstijgt en dus minder snel afkoelt.

Onweersbuien zijn voor alle luchtverendens gevaarlijk en dus significante bewolking, waarvan men, als dat maar enigszins kan, uit de buurt moet blijven.

### 18.6.2 Neerslagecho's op radarschermen

De grotere vliegtuigen, die voor commerciële doeleinden worden gebruikt, hebben meestal een weerradar aan boord. Daarmee kan niet alleen neerslag uit laagvormige wolken worden opgespoord en op het scherm worden getoond, maar ook de sterkere echo's van de neerslaggebieden, die bij Cb's horen.

De vorm van de echo-beelden verraadt soms ook iets over de activiteit van buien. Zo zijn kleine "haken" (figuur 18.11.a) aan het beeld een zekere aanwijzing voor de aanwezigheid van hozen, vingerachtige uitstulpingen (figuur 18.11.b) voor hagel.



Figuur 18.11. Vorm van de echo duidt op bijzondere weersverschijnselen

Een speerpuntvormige echo (figuur 18.11.c) duidt erop, dat er een zware downdraught te vrezens is. Opgemerkt moet worden dat deze specifieke vormen alleen bij analoge beelden goed tot hun recht komen.

### 18.7 Temperatuur, dauwpunt, luchtdruk, luchtdichtheid en inversies

Uit de formule voor de luchtdichtheid (zie paragraaf 6.1.3) blijkt, dat de dichtheid geringer wordt als de luchtdruk afneemt en de temperatuur en het vochtgehalte toenemen. Vliegtuigen ondervinden tijdens de start en landing hinder van een afnemende luchtdichtheid, omdat het draagvermogen van de lucht dan afneemt.

Het vliegtuig kan dan pas bij een hogere snelheid dan normaal de lucht in. Dit betekent een langere aanloop op de baan. Als er niet voldoende baanlengte beschikbaar is, moet er minder lading, passagiers en/of brandstof worden meegenomen, omdat een minder zwaar geladen vliegtuig sneller op de baan accelereert. Landende vliegtuigen zullen met een hogere snelheid binnen moeten komen. Hooggelegen velden in de tropen of subtropen hebben erg lange banen nodig. De ruimte daarvoor is veelal niet beschikbaar. Startende vliegtuigen ondervinden hinder van goed ontwikkelde inversies nabij het aardoppervlak. De naar omhoog toenemende temperatuur bemoeilijkt het klimmen. Als in de onderste 1000 ft van de atmosfeer de temperatuurtoename naar omhoog 10° C of meer is, geeft de meteo een officiële waarschuwing uit, zodat vliegers er bij hun planning rekening mee kunnen houden.

# 19. Het klimaat

(door H.J. Krijnen en D. Heijboer)

## 19.1 Definitie en indeling

Onder het weer op een bepaalde plaats verstaat men de som van alle meteorologische grootheden, zoals temperatuur, wind, vochtigheid, neerslag en bewolking op een bepaald moment. Het is het terrein van de synoptische meteorologie.

Onder het klimaat van een bepaald gebied verstaat men het gemiddelde weer, dus het gemiddelde van de meteorologische grootheden over lange tijd. Klimatologie omvat de studie van dit gemiddelde weer en zijn extremen. Het weer kan in sommige streken zelfs binnen een dag vele variaties vertonen, maar het klimaat kenmerkt zich door een zekere mate van standvastigheid. Over grote tijdvakken kan het echter wel veranderingen ondergaan. In de klimatologie is vooral de eenheid van plaats van belang, in de synoptische meteorologie de eenheid van tijd.

Men onderscheidt naar het doel wat men beoogt, de volgende onderdelen bij de klimaatbeschrijving:

### *Klassieke klimatologie*

Deze beschrijft het klimaat met behulp van de statistiek, door het weergeven van de gemiddelde waarden van de meteorologische grootheden en de spreiding van deze gemiddelden.

### *Fysische klimatologie*

De fysische klimatologie tracht te verklaren waarom een bepaald klimaat op een bepaalde plaats optreedt.

### *Dynamische klimatologie*

Het onderdeel van de klimatologie, dat bij de klimaatbeschrijving uitgaat van de eigenschappen van de luchtsoorten en hun mate van voorkomen in de verschillende seizoenen, is nauw verwant met de synoptische meteorologie. Deze tak van de klimatologie heet dynamische klimatologie of luchtsoorten-klimatologie.

### *Klimaatmodellering*

Het klimaat van een zeker gebied wordt bepaald door de algemene circulatie en de aard van het oppervlak. Van de algemene circulatie in de aardse atmosfeer kunnen computermodellen worden gemaakt. De wetenschap, die met behulp van computermodellen iets tracht te weten te komen van het klimaat van nu en in de toekomst, heet klimaatmodellering.

### *Specialisaties*

Men kent in de klimatologie ook een aantal specialisaties zoals:

- **Microklimatologie**

Deze bestudeert het gedrag van de meteorologische grootheden in de onderste anderhalve meter van de atmosfeer. De microklimatologie vindt zijn toepassingen vooral in de agrarische sector.

- **Bioklimatologie**

Deze zoekt het verband tussen levensvoorwaarden en het klimaat en bestudeert de invloed van bepaalde klimatologische verschijnselen op de gezondheid en het gedrag mens en dier.

## 19.2 Toepassingen

De klimatologie kent vele toepassingen; de klimatologische gegevens worden in de praktijk voor de meest uiteenlopende doeleinden gebruikt. Voorbeelden zijn:

### *De landbouw*

Hierbij kan men beschouwen welke gewassen in welk jaargetijde en op welke plaats kunnen worden verbouwd.

### *Scheepvaart, luchtvaart, en wegverkeer*

Voor de scheepvaart is de maritieme klimatologie van belang, voor het vliegverkeer de luchtvaartklimatologie. De laatste beschrijft de meteorologische grootheden die het vliegverkeer kunnen beïnvloeden zoals zicht, wolkenbasis en bovenwinden. Voor het wegverkeer zijn vooral grootheden als zicht (mist) en gladheid (sneeuw, ijzel) belangrijk.

### *De gezondheidszorg*

Bepaling van de meest geschikte plaats voor sanatoria op grond van het klimaat en onderzoek naar de gevoeligheid van personen voor luchtverontreiniging (allergie).

### *De waterstaat*

Bepaling van de hoogte van dijken in verband met stormvloeden en, buiten Nederland, van de sterkte van stuwdammen in verband met de hoeveelheid neerslag.

### *De stedenplanning*

Vaststelling van de meest geschikte plaats voor woonwijken, scholen en sportterreinen ten opzichte van de ligging van industrieterreinen.

## 19.3 Klimatologische elementen

### 19.3.1 Gemiddelden

Men kan het klimaat van een bepaalde plaats niet beschrijven aan de hand van één klimatologisch element. De plaatsen Boston en Edinburg hebben vrijwel dezelfde gemiddelde jaartemperatuur namelijk resp.  $9^{\circ}\text{C}$  en  $8,5^{\circ}\text{C}$ . De hoogste gemiddelde maandtemperatuur in Boston is echter  $22^{\circ}\text{C}$  en in Edinburg  $14,5^{\circ}\text{C}$ ; de laagste gemiddelde maandtemperaturen zijn respectievelijk  $-2,5^{\circ}\text{C}$  en  $+4^{\circ}\text{C}$ . De jaarlijkse schommeling van de temperatuur is dus in Boston veel groter dan in Edinburg; Boston heeft blijkbaar een veel continenter klimaat. Een ander voorbeeld geeft tabel 19.1 waarin Caïro en Galveston worden vergeleken.

Tabel 19.1

	Gem. temperatuur in $^{\circ}\text{C}$					Gemiddelde jaarlijkse neerslag in mm
	Jan.	Apr.	Juli.	Okt.	Jaar	
Caïro (Egypte)	11,5	19,8	27,1	22,1	20,1	33
Galveston (Texas)	12,0	20,3	28,2	22,4	20,8	1168

In Caïro en Galveston zijn niet alleen de gemiddelde jaartemperatuur maar ook de gemiddelde temperaturen van de overeenkomstige maanden vrijwel gelijk. Toch is het klimaat van beide plaatsen zeer verschillend: in Galveston valt meer dan 35 maal zoveel neerslag als in Caïro. Hieruit blijkt nogmaals dat men, teneinde het klimaat van twee plaatsen met elkaar te kunnen vergelijken, van alle daarvoor in aanmerking komende meteorologische grootheden de gemiddelden, frequenties, uitersten en variaties per dag, seizoen of jaar in beschouwing moet nemen.

### 19.3.2 Lengte van het tijdvak waarover wordt gemiddeld

De W.M.O. heeft als lengte van het tijdvak, waarover de verschillende elementen van het weer moeten worden gemiddeld, vastgesteld op 30 jaar. Deze gemiddelden noemt men "normalen". De tijdvakken van de standaardnormalen zijn voor de twintigste eeuw 1901-1930, 1931-1960, 1961-1990. Men kent verder dag-(etmaal), maand-, seizoen- en jaargemiddelden. De seizoengemiddelden hebben geen betrekking op de kalenderseizoenen (astronomische indeling), maar zijn om praktische redenen bij de klimaatbeschrijving als volgt ingedeeld: lente (maart, april, mei), zomer (juni, juli, augustus), herfst (september, oktober, november), en winter (december, januari, februari). Het klimatologische jaar begint met de winter, dus op 1 december.

### 19.3.3 Temperatuurgemiddelden

Gebruikt wordt de temperatuur gemeten op 1,50 meter hoogte in de thermometerhut. Daarvan zijn afgeleid:

- Het *etmaalgemiddelde*  
Dit kan worden bepaald uit (1) het gemiddelde van 24 uurlijkse metingen, (2) een continue registratie (thermogram) en (3) de middeling van de minimum- en de maximumtemperatuur, dus uit

$$\frac{t_{\min} + t_{\max}}{2}$$

Alleen de methoden (1) en (2) geven betrouwbare uitkomsten.

- Het *maandgemiddelde*  
Dit bepaalt men uit de 30 of 31 etmaalgemiddelden.
- Het *jaargemiddelde*  
Dit wordt bepaald uit de 12 maandgemiddelden van het betreffende jaar.
- De *gemiddelde maandtemperatuur* (= de normaal)  
De gemiddelde maandtemperatuur is het gemiddelde van 30 maandgemiddelden van dezelfde maand.
- De *gemiddelde jaartemperatuur* (= de normaal) wordt berekend uit 30 jaargemiddelden.
- Verder berekent men de *gemiddelde dagelijkse* en de *maandelijkse maximum- en minimumtemperatuur*.
- Per maand bepaalt men, althans in Nederland, het aantal *zomerse dagen* ( $t_{\max} \geq 25^{\circ} \text{C}$ ), het aantal *tropische dagen* ( $t_{\max} \geq 30^{\circ} \text{C}$ ), het aantal *vorstdagen* ( $t_{\min} \leq 0^{\circ} \text{C}$ ) en het aantal *ijsdagen* ( $t_{\max} \leq 0^{\circ} \text{C}$ ).
- Van belang zijn ook de *gemiddelde dagelijkse* en de *gemiddelde jaarlijkse gang* van de temperatuur. De dagelijkse gang wordt gedefinieerd als het verschil tussen de is het verschil tussen het maandgemiddelde van de warmste maand en het maandgemiddelde van de koudste maand.

Naast de bovengenoemde grootheden geeft men ook het *absolute maximum* en het *absolute minimum* van de temperatuur. Dit zijn de extremen in het tijdvak waarover het klimaat is bepaald.

In tabel 19.2 zijn voor De Bilt enkele temperatuurnormalen vermeld voor de verschillende jaargetijden en het gehele jaar (tijdvak 1961-1990).

Tabel 19.2

De Bilt, 1961-1990	W	L	Z	H	JAAR
Gem. etm. temp.	2,6	8,4	16,2	10,2	9,4
Gem. dag. max.	5,3	12,8	21,0	14,0	13,3
Gem. dag. min.	-0,2	3,9	11,2	6,3	5,3
Hoogste max. temp. met jaar (na 1900)	17,3 1959	33,6 1922	36,8 1947	34,2 1949	36,8 1947
Laagste min. temp. met jaar (na 1900)	-24,8 1942	-13,9 1971	0,2 1975	-14,4 1921	-24,8 1942
Vorst dagen	42	16	—	8	66
Ijsdagen	10	0	—	0	11
Zom. dagen	—	2	16	1	19
Trop. dagen	—	--	2	--	2

#### 19.3.4 Neerslagsommen

De belangrijkste elementen bij de neerslag zijn de gemiddelde maand- en jaarsommen. Voor stations, die zijn uitgerust met een pluviograaf bepaalt men bovendien de duur van de neerslag.

Voor De Bilt zijn over het tijdvak 1961-1990 in tabel 19.3 de neerslagnormalen gegeven voor de verschillende seizoenen en het gehele jaar. In figuur 19.1 staat de verdeling van de hoeveelheid neerslag per jaar over Nederland.

Tabel 19.3

De Bilt, 1961-1990	W	L	Z	H	JAAR
Hoeveelheid neerslag (mm)	193	176	214	220	803
Neerslag duur (uren)	181	151	113	158	604
Aantal dagen met:					
≥ 0,1 mm	54	49	44	53	200
≥ 1,0 mm	35	33	31	34	131
≥ 10,0 mm	5	4	7	6	21

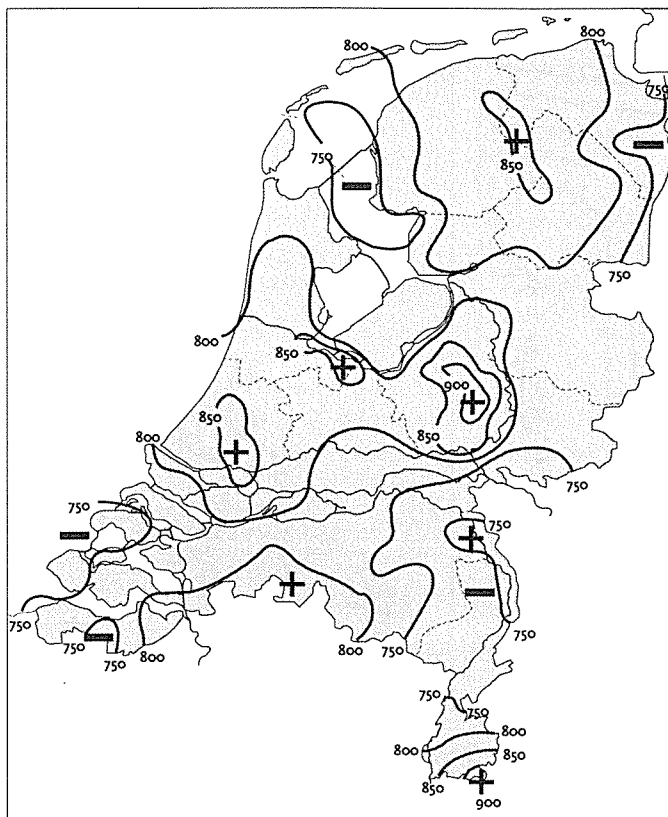
#### 19.3.5 Windrichting

Klimatologische elementen samenhangend met wind worden in de dagelijkse praktijk voor vele doeleinden gebruikt. In de dynamische klimatologie wordt vooral de windrichting in beschouwing genomen, omdat hier een bepaald weertype voor een belangrijk deel mee samenhangt. Bepaald worden de frequenties waarmee de verschillende windrichtingsklassen voorkomen en de overheersende windrichting, dit is de windrichting die procentueel het meest voorkomt.

#### 19.3.6 Windsnelheidsgemiddelden

Windsnelheidsgegevens zijn vooral van belang voor lucht- en scheepvaart, maar ook voor de bouwnijverheid en het verzekeringswezen. Bij stormschade wordt veelvuldig gebruik gemaakt van klimatologische windgegevens.

In de praktijk bepaalt men de frequentie van de windsnelheden per windrichtingsklasse. Klimatologische windgegevens worden dikwijls gepresenteerd in de vorm



Figuur 19.1  
Hoeveelheid neerslag op Nederland (mm). Jaargemiddelde 1961-1990.

van een windroos. (zie figuur 19.2). Het jaargemiddelde van de windsnelheid over Nederland staat in figuur 19.3.

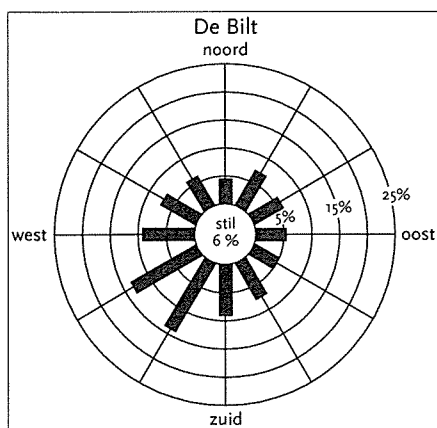
### 19.3.7 Zonneschijn

De dagregistraties van de zonneschijn-autograaf vormen de basis voor het berekenen van de zonneschijngegevens. Men bepaalt het aantal uren zonneschijn per dag, per maand, per seizoen en per jaar.

Omdat de op deze wijze berekende zonneschijngegevens niet alleen afhangen van de aanwezige bewolking, maar ook van de daglengte heeft men het begrip "zonneschijnpercentage" ingevoerd. Daaronderstaatmen het quotiënt van het aantal uren waargenomen zonneschijn en het aantal astronomisch mogelijke uren zonneschijn maal honderd. In tabel 19.4 zijn de zonneschijngegevens van De Bilt, gemiddeld per seizoen gegeven (normalen 1961-1990) en in figuur 19.4 de verdeling van het aantal uren zonneschijn over Nederland.

Tabel 19.4

De Bilt, 1961-1990	W	L	Z	H	JAAR
Zonneschijn duur (uren)	164	457	565	292	1477
Relatieve duur (%)	21	36	39	30	33
Aantal dagen met:					
≥ 80%	5	9	9	6	28
≥ 20%	58	36	30	44	168



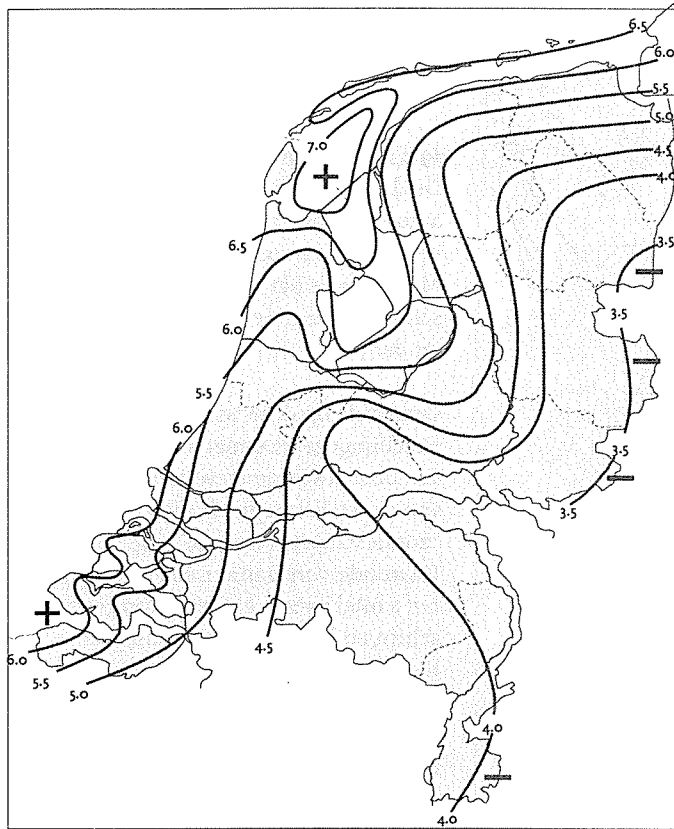
Figuur 19.2 Windroos voor De Bilt.  
Jaarnormalen van frequenties en richtingen.  
Tijdvak 1961-1990.

### 19.3.8 Vochtigheid

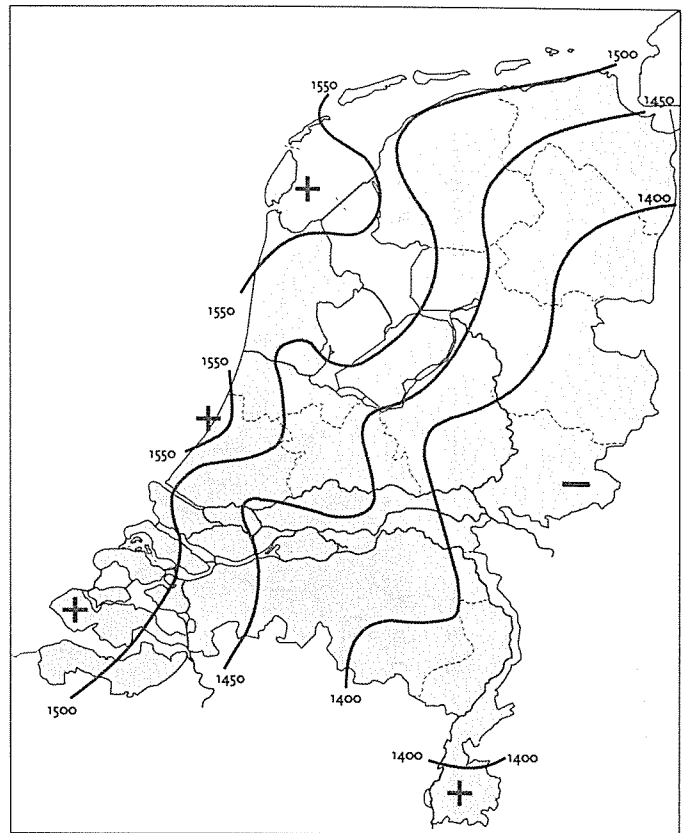
Van de verschillende grootheden waarmee het waterdampgehalte van de lucht wordt aangegeven, gebruikt men in de klimatologie hoofdzakelijk de dampdruk en de relatieve vochtigheid. In tabel 19.5 zijn de normalen van deze grootheden weergegeven:

Tabel 19.5

De Bilt, 1961-1990	W	L	Z	H	JAAR
Dampdruk (hPa)	6,7	8,8	14,3	11,0	10,2
Relatieve vochtigheid (%)	87	78	77	85	82



Figuur 19.3  
Windsnelheid over Nederland (m/s). Jaargemiddelde 1961-1990.



Figuur 19.4 Aantal uren zonneshijn in Nederland.  
Jaargemiddelde 1961-1990.

## 19.4 Klimaatindeling

Zoals we hebben gezien wordt het klimaat van een gebied bepaald door de verschillende meteorologische variabelen, zoals temperatuur, neerslaghoeveelheid, wind, enz. Het is niet mogelijk verschillende klimaten scherp te scheiden. In het algemeen bestaat er een geleidelijke overgang van het ene naar het andere klimaat. Op grond van bepaalde criteria komt men toch tot een klimaatindeling.

Veel van de bestaande classificaties gaan daarbij niet uit van de fysische eigenschappen van de atmosfeer, maar van ecologische elementen, bijv. de plantengroei of de boomgrens. Ook kunnen eigenschappen van het aardoppervlak (sneeuwdek, gletsjers) bij de klimaat-classificatie in aanmerking worden genomen. Het vaststellen van criteria is afhankelijk van het doel, waarvoor de indeling wordt gemaakt. Men kan bijvoorbeeld het klimaat classificeren op grond van geschiktheid voor bepaalde gewassen, bewoonbaarheid, toerisme, aanleg van luchthavens, enz.

### 19.4.1 Geografische indeling

Het klimaat wordt dikwijls ingedeeld op grond van de geografie, waarbij men bijv. de volgende typen kan onderscheiden:

#### Zeeklimaat

Het zeeklimaat wordt gekenmerkt door in het algemeen zachte winters en koele zomers en regen gedurende het gehele jaar, een geringe dagelijkse en jaarlijkse gang van de temperatuur, een grote luchtvochtigheid en een gemiddeld grote bedekingsgraad.

#### Landklimaat

Bij het landklimaat valt de grootste hoeveelheid neerslag in de zomer. De dagelijkse en jaarlijkse gang van de temperatuur is vrij groot.



### Moessonklimaat

Het moessonklimaat wordt bepaald door het overheersen van maritieme luchtsoorten met veel neerslag in het ene halfjaar en droog, zonnig weer met continentale luchtsoorten in het andere.

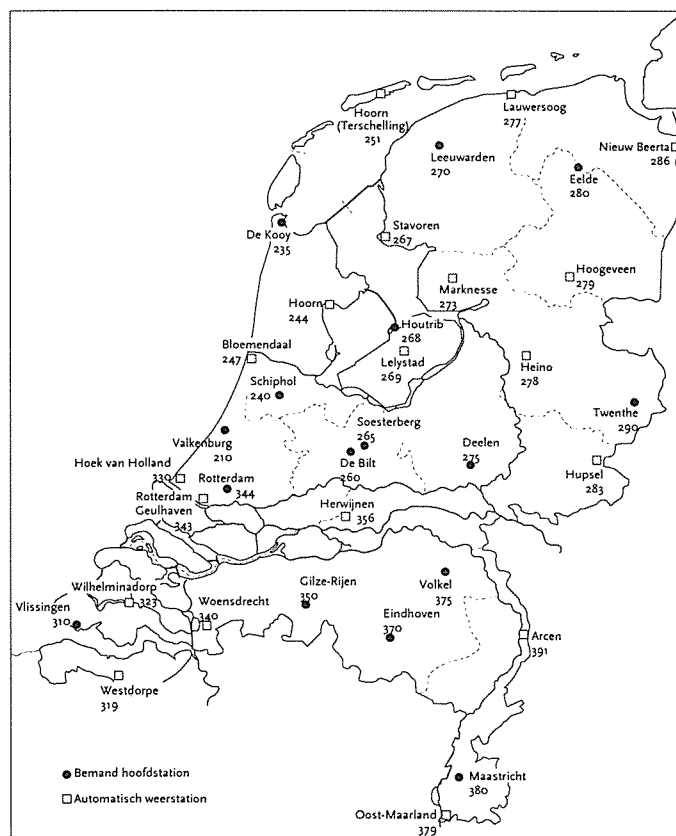
### 19.4.2 Andere klimaatindelingen

Andere klimaatindelingen houden verband met de plantengroei. Dit is begrijpelijk, aangezien het klimaat de mogelijkheden voor de plantengroei bepaalt; hierdoor kunnen een aantal karakteristieke plantengemeenschappen als kenmerk dienen voor het klimaat. Op dergelijke kenmerken heeft de Duitse klimatoloog Köppen voortgebouwd bij het samenstellen van een vrij algemeen toegepaste klimaatclassificatie. Hij koos de temperatuur en de neerslag als de twee principiële elementen voor de classificatie, omdat deze in belangrijke mate bepalend zijn voor de plantengroei, en verder omdat de waarnemingen van deze elementen over een lange periode vrij volledig zijn. Weliswaar zijn bijvoorbeeld verdamping en straling ook belangrijk, maar de meting van deze grootheden is minder eenvoudig en derhalve nog niet over lange tijd beschikbaar.

### Klimaatindeling volgens Köppen

Köppen gaat uit van een zonale verdeling gebaseerd op de gemiddelde jaartemperatuur. Hij onderscheidt een tropische-, een gematigde- en een arctische zone. Aan deze drie gordels heeft hij nog toegevoegd een zone, die gekenmerkt wordt door een geringe hoeveelheid neerslag en een zone met extreem koude winters, waar echter dankzij de warme zomers nog boomgroei voorkomt. Men verkrijgt op deze wijze vijf klimaten, die door Köppen met hoofdletters worden aangeduid:

- a. Tropisch regenklimaat (A)
  - b. Droge klimaat (B)
  - c. Gematigd maritieme klimaat (C)
  - d. Continentale klimaat (D)
  - e. Poolklimaat (E)
- uitsl. op het N-halfrond



Figuur 19.5 Klimatologische stations in Nederland (januari 1995)

De genoemde klimaten zijn door Köppen nog onderverdeeld, voornamelijk op grond van de neerslagverdeling over het jaar. Voor de vegetatie is het optreden van een droge periode van groot belang. Deze droge periode kan optreden in de winter (w), in de zomer (s) of ze ontbreekt geheel (f). Daarmee worden klimaten bij de indeling volgens Köppen gekarakteriseerd door twee letters: Af (het tropisch regenwoudklimaat), Bw (het woestijnklimaat), Cs (het Middellandse Zeeklimaat), Cf (het vochtige gematigde klimaat = het Nederlandse klimaat), Dw (het extreme continentale klimaat), ET (het toendra klimaat), EF (het vegetatieloze klimaat, waarin de gemiddelde temperatuur van de warmste maand beneden 0° C blijft).

## 19.5 Het klimaat van Nederland

### 19.5.1 Het waarnemingsnet

Het waarnemingsnet voor de klimaatbeschrijving van Nederland bestaat uit hoofdstations en automatische weerstations (AWS) en verder uitneerslagstations, zonneshijnstations en windstations. De meeste hoofdstations verrichten de aanvullende klimatologischewaarnemingen naast de synoptische waarnemingen. Voor het meten van neerslaghoeveelheden zijn in een groot aantal plaatsen vrijwilligers ingeschakeld. Een overzicht van de klimatologische stations is weergegeven in tabel 19.6 en in figuur 19.6 (regenstations) en 19.5 (klimatologische stations).

Tabel 19.6

Benaming	aantal
Klimatologische hoofdstations	15
Automatische weerstations	18
Neerslagstations	ruim 300
Windstations (meetpalen in zee)	3

### 19.5.2 Kenmerken van het Nederlandse klimaat

De klimatologische omstandigheden van Nederland worden voor een belangrijk deel bepaald door de geografische ligging. Door de overheersende zuidwesten wind heeft het klimaat van ons land een duidelijk maritiem karakter met koele zomers en in het algemeen zachte winters; daarbij is de neerslag vrij regelmatig over het jaar verdeeld.



Figuur 19.6 Regenstations in Nederland

Blokkerende hogedrukgebieden, die boven het Europese continent post vatten, kunnen de gemiddelde situatie echter belangrijk verstoren. Tijdens die blokkades vindt aanvoer van droge, continentale lucht plaats met extreme eigenschappen. Warme, droge zomers en strenge winters treden op wanneer blokkerende hogedrukgebieden langdurig voorkomen. Blokkerende hogedrukgebieden komen het vaakst voor in de vroege lente. Daardoor wordt dit jaargetijde meestal gekenmerkt door weinig neerslag.

Gemiddeld zijn in de zomer de provincies Noord-Brabant en Limburg het warmst, terwijl de laagste maximumtemperaturen dan langs de Noordzeekust (Waddengebied) voorkomen. In de wintermaanden zijn de koudste provincies Groningen en Drenthe, terwijl Zeeland dan het zachtste klimaat bezit. Terwijl er in de temperatuur nog vrij grote verschillen voorkomen, is de neerslag vrij gelijkmatig over het land verdeeld. Er zijn neerslagmaxima boven de Veluwe en bij Vaals, die aan stuw toegeschreven kunnen worden. De jaarsommen bedragen daar gemiddeld meer dan 850 mm. In een strook, evenwijdig aan de kust, ongeveer 20 km landinwaarts, worden eveneens relatief hoge jaarsommen van de neerslag aangetroffen, een gevolg van convergentie die optreedt langs de kustlijn.

Maxima in deze strook liggen ten noorden van Rotterdam en bij Amsterdam en het Gooi, hoogstwaarschijnlijk een gevolg van stedelijke invloed (extra convectie). Relatief droge gebieden vinden we rond het IJsselmeer, in de Betuwe en in Zeeland.

Wat het aantal uren zonneshijn betreft behoren Den Helder en Texel tot de zonnigste en de Achterhoek en Twente tot de somberste streken van Nederland.

# 20. Luchtverontreiniging, aantasting ozonlaag en broeikaseffect

## 20.1 Definitie van luchtverontreiniging

Onder luchtverontreiniging verstaat men de aanwezigheid van vaste, vloeibare of gasvormige bestanddelen in de atmosfeer, die daarin van nature niet of slechts in beperkte hoeveelheden voorkomen.

## 20.2 Algemene inleiding

De verontreiniging van de atmosfeer kan een natuurlijke of kunstmatige (anthropogene = door de mens teweeg gebrachte) oorzaak hebben. Natuurlijke luchtverontreiniging wordt bijvoorbeeld veroorzaakt door grote bosbranden en hevige vulkaanuitbarstingen.

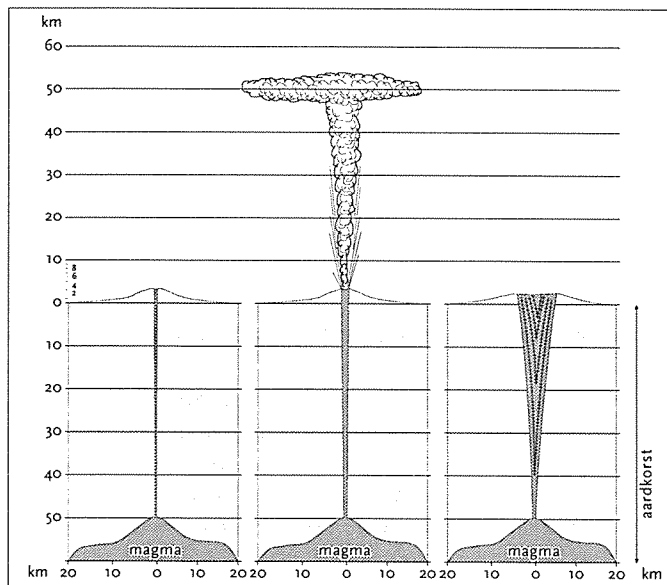
### 20.2.1 Bosbranden

Bosbranden brengen vooral veel fijne asdeeltjes in de atmosfeer en grote hoeveelheden koolstofdioxide ( $\text{CO}_2$ ). De fijne asdeeltjes komen meestal niet hoger dan enkele kilometers. Zij worden vrij spoedig door het neerslagvormend mechanisme (condensatiekern en vrieskernen) weer uit de atmosfeer verwijderd. In hogedrukgebieden kunnen de asdeeltjes langdurig in de atmosfeer blijven zweven. Zij veroorzaken dan bijzondere optische verschijnselen (intensieve schemeringsgloed).

### 20.2.2 Vulkaanuitbarstingen

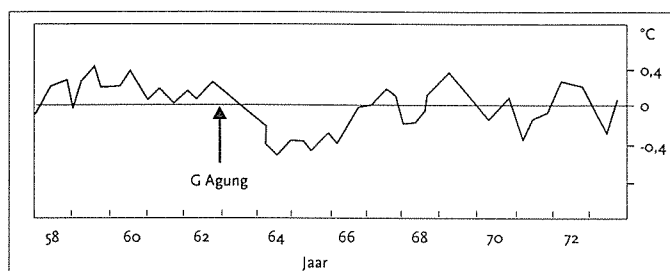
Bij gewone vulkaanuitbarstingen komen de uitgeworpen gassen en deeltjes niet veel hoger dan enkele kilometers, zodat ook hier de luchtverontreiniging beperkt blijft tot de onmiddellijke omgeving van de vulkaan. Naast vulkanische as komt er vooral zwaveldioxide ( $\text{SO}_2$ ) in de atmosfeer. Van groter belang zijn de zogeheten *explosieve vulkaanuitbarstingen*.

Hierbij worden de gassen en deeltjes met een zodanige kracht uitgeworpen, dat ze in de stratosfeer terecht komen (figuur 20.1). In de stratosfeer ontbreekt een neerslagvormend mechanisme, zodat het materiaal lange tijd in deze luchtlaag kan blijven zweven en daarbij de gehele aardbol omcirkelen. Zo'n stratosferische stoflaag beïnvloedt het klimaat omdat het jaren duurt voor de deeltjes in de troposfeer terechtkomen en daar door het neerslagvormend mechanisme worden verwijderd. De beïnvloeding van het klimaat door de stratosferische stoflaag is in hoofdzaak het gevolg van de vorming van kleine druppeltjes sterk zwavelzuur uit de vulkanische gassen  $\text{SO}_2$  en  $\text{H}_2\text{O}$ , na oxydatie van het  $\text{SO}_2$  tot  $\text{SO}_3$ . Druppeltjes zwavelzuur hebben een hoog terugkaatsend vermogen (albedo), zodat het aardoppervlak tijdens de aanwezigheid van zo'n laag druppeltjes enigszins afkoelt. Explosieve vulkaanuitbarstingen, die in de laatste twee eeuwen dit effect hebben veroorzaakt, zijn die van de



Figuur 20.1 Explosieve vulkaanuitbarstingen brengen gassen ( $\text{SO}_2$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ) en uiterst fijne deeltjes tot diep in de stratosfeer

Tambora (1816), Krakatau (1883), Katmai (1911), Gunung Agung (1964), El Chichon (1982) en Pinatubo (1991) (figuur 20.2).



Figuur 20.2. Na de explosieve uitbarsting van de Gunung Agung (Bali, 17 maart 1963) lag de gemiddelde temperatuur in Darwin (Australië) gedurende vier jaar significant lager dan het gemiddelde in de tropen

### 20.2.3 Stuifmeel

Een periodieke natuurlijke luchtverontreiniging treedt op in het voorjaar wanneer bepaalde bomen (elzen, wilgen, populieren, berken, coniferen) en kruiden (voornamelijk grassen) onvoorstelbaar grote hoeveelheden stuifmeel in de lucht brengen.

Bij hiervoor gevoelige mensen ontstaat bij inademing van dit stuifmeel een vervelende vorm van allergie, de zogeheten hooikoorts.

### 20.2.4 Zand en stof

De atmosfeer kan verder verontreinigd worden door opgewaaid stof, gronddeeltjes of zeer fijn zand. In woestijngebieden of uitgestrekte kale akkerbouwgebieden (Cornbelt, VS) kan dit stof kilometers hoog in de atmosfeer worden geblazen en ter plaatse de zon verduisteren. Daarna kan het met de hoogtestroming over zeer grote afstanden (duizenden kilometers) worden meegevoerd om ten slotte met de neerslag op het aardoppervlak terecht te komen. In Nederland kennen we dit verschijnsel als de Sahara"zand"-regen. Het verschijnsel is zeer bekend in de landen rond de Middellandse Zee, maar komt ook in onze streken regelmatig voor.

### 20.2.5 Zoutdeeltjes

Ten slotte kunnen zeezoutdeeltjes de atmosfeer in belangrijke mate verontreinigen, vooral tijdens zware stormen. Door hun hygroscopische eigenschappen vormen zij met kleine waterdruppeltjes een geconcentreerde zoutoplossing. De kleverige deeltjes plakken overal op vast en veroorzaken vooral in de kuststreken schade aan metalen voorwerpen (corrosie) en aan bomen (afsterven van blad en naalden). Na zware stormen kunnen de ramen tot ver landinwaarts eruit zien als matglas door de kleverige zoutdruppeltjes, die er op zijn vastgeplakt. Zoutdeeltjes in de atmosfeer komen ook voor in gebieden met zoutwoestijnen.

## 20.3 Chemische luchtverontreiniging

### Zwavedioxyde en stikstofoxyden

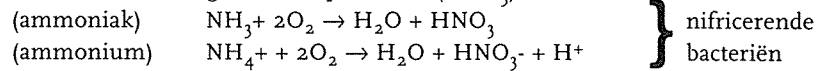
De belangrijkste vorm van chemische luchtverontreiniging was tot omstreeks 1980 die met zwavedioxyde ( $\text{SO}_2$ ). Zwavedioxyde komt vooral vrij bij de verbranding van steenkool en olie. Tot dat jaar was zwavedioxyde dan ook de belangrijkste oorzaak van de toenemende zuurgraad van de neerslag. Bij mistsituaties zorgde het hoge  $\text{SO}_2$  gehalte van de atmosfeer in sommige streken voor een uiterst agressief mengsel, de zogeheten Londense mist, een reducerende smog.

Tijdens dergelijke mistsituaties zijn soms duizenden mensen door ademhalingsmoeilijkheden of hartklachten omgekomen. Dergelijke situaties kwamen voor in Londen in december 1952 (4000 slachtoffers) en in Luik in 1930 (60 doden en duizenden zieken). Karakteristiek voor de Londense mist zijn een lage temperatuur (rond het vriespunt), een hoge relatieve vochtigheid (dichte mist), een chemisch reducerend vermogen ( $\text{SO}_2$ ) en een hoog gehalte aan roetdeeltjes. De Londense mist beperkte zich de laatste 10 jaar tot de Oost-Europese landen. Na 1980 is de verontreiniging van de atmosfeer met  $\text{SO}_2$  in West-Europa belangrijk afgenomen. De totale uitwerp van  $\text{SO}_2$  bedroeg in Nederland in 1979 meer dan 500 miljoen kg. Zij was in 1989 gedaald tot minder dan 300 miljoen kg. Dit was in hoofdzaak het gevolg van de overschakeling bij elektrische centrales van kolen en olie op aardgas en het

plaatsen van ontzwavelingsinstallaties wanneer kolen of olie als brandstof bleef. Ook in de industrie werden in ruime mate ontzwavelingsinstallaties geïnstalleerd. Dit alles heeft echter niet geleid tot een vermindering van de zuurgraad van de neerslag omdat de uitworp van stikstofoxyden ( $\text{NO}_x$ , een aanduiding voor de verbindingen  $\text{NO}$  en  $\text{NO}_2$ ), in 1979 op hetzelfde niveau als die van  $\text{SO}_2$ , in dezelfde periode iets toenam, tot bijna 600 miljoen kg in 1989. Voor de uitworp van stikstofoxyden zijn industrie en elektrische centrales thans in veel mindere mate verantwoordelijk: het grootste deel, ongeveer 60 procent, komt voor rekening van het verkeer (auto's, vaartuigen en vliegtuigen).

#### Ammoniak

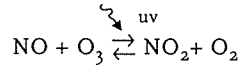
Een in Nederland belangrijke veroorzaker van de verzuring van neerslag en bodem is de bioindustrie. De uit dierlijke mest afkomstige ammoniak ( $\text{NH}_3$ ) wordt in de atmosfeer na oxydatie omgezet in stikstofoxyde ( $\text{NO}$ ) of na depositie op de grond door bacteriën omgezet in salpeterzuur ( $\text{HNO}_3$ ):



De totale uitworp van ammoniak uit dierlijke mest bedraagt jaarlijks in Nederland ongeveer 200 miljoen kg.

#### Stikstofoxyden

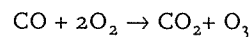
De verschillende stikstofoxyden ( $\text{NO}_x$ ) spelen een sleutelrol bij de scheikundige reacties in de troposfeer. Van deze gasen is de uitstoot van  $\text{NO}$  in de atmosfeer het belangrijkste. Samen met ozon wordt  $\text{NO}_2$  gevormd:



welke reactie in zonlicht (UV-straling) in omgekeerde richting verloopt. Na verloop van tijd ontstaat een evenwicht, dat afhangt van de hoeveelheid ultraviolette straling in het zonlicht.

#### Ozon

Ozon ( $\text{O}_3$ ) hoort niet thuis in de onderste laag van de atmosfeer. Ozon is een giftig gas, dat prikkelend werkt op de slijmvliezen van de ademhalingsorganen. De hoofdschuldige voor de productie van ozon in de troposfeer is het verkeer. Het ozon wordt namelijk gevormd door oxydatie van koolmonoxyde ( $\text{CO}$ ) bij aanwezigheid van  $\text{NO}$ , gasen die vrijkomen bij de verbranding van koolwaterstoffen (alkanen):



Deze reactie is het eindresultaat van een aantal chemische reacties, waarbij een OH-radicaal, een  $\text{NO}$ -molecuul en UV-straling van een bepaalde golflengte ( $\lambda < 420\text{nm}$ ) een cruciale rol spelen. Door de grote productie van stikstofmonoxyde op het noordelijk halfrond neemt de gemiddelde ozonconcentratie in de troposfeer daar per jaar met één procent toe.

#### Fotochemische smog of Los Angeles-smog

Aan zee gelegen steden met een zonnig en rustig klimaat en veel (traag) autoverkeer kregen in de twintigste eeuw de een na de ander te maken met een ijle, vuile en prikkelende nevel, de fotochemische smog, ook wel oxyderende smog geheten naar het relatief hoge gehalte aan ozon, of Los Angeles-smog naar de stad die er het eerst mee te maken kreeg. De ligging aan de kust zorgt voor een niet al te laag gehalte aan waterdamp in de lucht, het intensieve autoverkeer voor de productie van veel  $\text{NO}$  en  $\text{CO}$ , en de verschillende golflengten van de ultraviolette straling van de

zon voor de vorming van een OH-radicaal door ontleding van  $H_2O$  en voor reacties voor de productie van  $NO_2$  en  $O_3$ . Het weinig giftige NO wordt nu op grote schaal omgezet in het sterk prikkelende  $NO_2$  (oogirritaties), dat in hoge concentraties samen met het eveneens sterk prikkelende  $O_3$  en het giftige CO schadelijk is voor de gezondheid. Karakteristiek voor de Los Angeles-smog zijn relatief hoge temperaturen (zomersweer), veel zon, een betrekkelijke lage relatieve vochtigheid (heiïge atmosfeer) en een chemisch oxyderend vermogen ( $O_3$ ).

De combinatie van giftige en prikkelende gassen is niet alleen zeer schadelijk voor mens en dier, maar ook voor planten; vooral naaldbomen zijn zeer gevoelig voor deze vorm van luchtverontreiniging, wat duidelijk is te constateren langs drukke snelwegen. In recente tijd kregen ook steden in het Middellandse Zeegebied met fotochemische smog te maken, met name Athene, Rome en Napels. In de warme en zonnige zomer van 1989 werd ook ons land verscheidene keren met deze vorm van luchtverontreiniging geconfronteerd.

#### *Smogkansen in Nederland, menglaag en AVA-index*

In industriële en stedelijke gebieden komen grote hoeveelheden luchtverontreinigende gassen in de atmosfeer. Daaruit verdwijnen ze weer door rechtstreekse depositie (droge depositie) of met de neerslag (natte depositie) op het aardoppervlak. Voor het zover komt kunnen de luchtverontreinigende stoffen door verticale en horizontale luchtbewegingen over grote afstanden worden vervoerd en over grote gebieden verspreid. Er bestaat een export aan luchtverontreinigende stoffen maar er is evenzo een import.

Boven Nederland is de situatie zodanig dat er sprake is van een netto import. De weerssituatie kan zodanig zijn, dat er nauwelijks verspreiding optreedt en er zodoende hoge concentraties aan luchtverontreinigende stoffen rond de bron optreden. Dit geeft dan aanleiding tot overlast: stankklachten, irritatie van ogen en slijmvliezen van de ademhalingsorganen of zelfs algehele aantasting van de gezondheid.

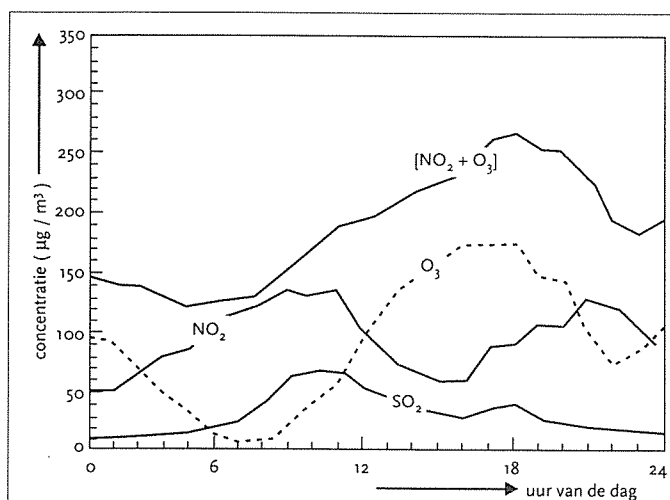
De weersfactoren die de mate van accumulatie van luchtverontreinigende stoffen bepalen, zijn de *windsnelheid* en de *vertikale temperatuuropbouw* van de atmosfeer. Ook de *windrichting* speelt een rol als de bron ten opzicht van een woongebied duidelijk is gelocaliseerd.

Van direct belang is de dikte van de luchtlaag waarmee de luchtverontreinigende gassen worden gemengd. Die dikte wordt bepaald door de verticale temperatuuropbouw van de atmosfeer: stabiel, indifferent of onstabiel. Alleen in het laatste geval vindt menging plaats over een behoorlijk dikke laag van de atmosfeer. Belangrijk is de aanwezigheid van een temperatuurinversie, waaronder de uitgestoten gassen, voorzover de bronnen beneden de inversie liggen, zich kunnen ophopen. Afgezien van frontale inversies en turbulentie-inversies zullen de meeste inversies als stralingsinversie ontstaan, die overdag weer zullen worden opgeruimd. Na zonsopgang zullen de in de inversielaag opgehoopte stoffen met een geleidelijk dikkere luchtlaag worden gemengd. Als ten slotte de inversie is opgeruimd, bepaalt het verdere temperatuurverloop met de hoogte hoe ver de verontreinigende gassen zullen opstijgen. De hoogte, tot waartoe dit gebeurt, heet de *maximale menghoogte*, en de luchtlaag tussen het aardoppervlak en de maximale menghoogte, de *menglaag*. Bij gevaarlijke situaties voor de accumulatie van luchtverontreiniging (hogedruksituaties) is het van groot belang te weten hoe dik de menglaag zal zijn. is de menglaag dun en lopen de concentraties aan luchtverontreinigende stoffen te hoog op, dan moeten aan industrie en verkeer beperkende maatregelen worden opgelegd. Een maat voor het Accumulerende Vermogen van de Atmosfeer is de zogeheten *AVA-index*, die op het KNMI dagelijks voor de volgende dag wordt bepaald en aan de provincie Zuid-Holland en aan Centraal Milieubeheer Rijnmond wordt doorgegeven.

De AVA-index wordt bepaald uit de gemiddelde windsnelheid, de maximale meng-

hoogte en de sterkte van de inversie. Een hoge AVA-index, overeenkomend met een hoog accumulerend vermogen, komt vrijwel steeds voor bij situaties met een hoge-drukgebied boven het Europese continent.

Tijdens die luchtdruksituatie kan in herfst en winter mogelijk reducerende smog



Figuur 20.3. In de zomermaanden levert het verkeer (productie van  $\text{NO}_2$ ) de belangrijkste bijdrage aan de voorwaarden voor het ontstaan van ozon. Meting in Rotterdam Centrum, 1987

ontstaan. De kans hierop is echter door het gestaag afnemen van het  $\text{SO}_2$ -gehalte van de lucht in ons land aanzienlijk afgenomen. In het voorjaar en de zomer zijn deze circulatietypen gunstig voor het ontstaan van fotochemische (oxyderende) smog door accumulatie van stikstofoxyde ( $\text{NO}$ ). De ultraviolette straling van de zon draagt dan bij tot de productie van ozon ( $\text{O}_3$ ) en stikstofoxyde ( $\text{NO}_2$ ). Aan het ontstaan van fotochemische smog (een ijle nevel, meer een sterke heiligheid) levert een intensief verkeer de belangrijkste bijdrage (figuur 20.3). Dit is ook in ons land tijdens de mooie zomer van 1989 duidelijk gebleken.

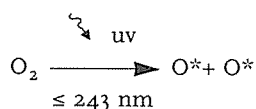
Op grond van metingen van het RIVM (Rijksinstituut voor Volksgezondheid en

Milieuhygiëne) kondigt Centraal Milieu Beheer Rijnmond of de lokale overheid (Commissaris van de Koningin) de voor industrie en particulieren te nemen maatregelen af in de vorm (voor)waarschuwings- en alarmfasen.

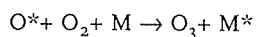
#### 20.4 Aantasting van de ozonlaag

In de stratosfeer komt een luchtlag voor, die relatief rijk is aan ozon, drie-atomige zuurstof ( $\text{O}_3$ ). De meeste ozonmoleculen worden gevormd op een hoogte van 22 km, maar ten opzichte van de overige gassen van het mengsel lucht vinden we de meeste ozon rond 35 km hoogte (maximale mengverhouding).

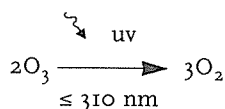
De vorming van ozon vindt plaats onder invloed van ultraviolette straling van de zon met een golflengte kleiner of gelijk aan 243 nm:



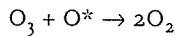
Er ontstaan twee zuurstofatomen in een energierijke toestand, aangegeven met een sterretje. Men zegt dat deze atomen zich in een "aangeslagen" toestand bevinden. Er vormt zich nu ozon doordat een aangeslagen atoom zich verbindt met een zuurstofmolecuul, waarbij de extra energie wordt overgedragen aan een willekeurig derde neutraal molecuul. Dit raakt daardoor in de aangeslagen toestand:



Er vindt echter ook weer ontleding plaats, o.a. door ultraviolette straling met een golflengte kleiner of gelijk aan 310 nm:



Ook kan directe ontleding van ozon plaats vinden door een reactie met een aangeslagen zuurstofatoom:

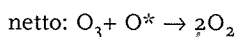
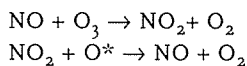


De hoeveelheid ozon op een bepaalde hoogte in de atmosfeer is het resultaat van een evenwicht tussen vorming en afbraak. Voor de vorming zijn de omstandigheden het gunstigst tussen 20 en 25 km hoogte, de zogeheten ozonlaag.

Op grotere hoogte neemt de vorming af doordat de atmosfeer ijler wordt, op lagere hoogte wordt de ultraviolette straling zwakker. Boven de tropen is de ozonproductie het grootst, transport naar de polen zorgt voor aanvulling boven streken op hogere breedten. Daar hoopt het ozon zich op zodat er een eindtoestand ontstaat met veel ozon boven hogere breedten en weinig ozon boven de tropen.

De warmte, die vrijkomt bij de ontleding van ozon door absorptie van UV-straling met een golflengte  $\leq 310\text{nm}$  geeft aanleiding tot een temperatuurmaximum in de atmosfeer op een hoogte van ongeveer 50 km, de stratopauze. UV-straling met een golflengte van 243 nm is schadelijk voor levende organismen. De ozonlaag vormt een natuurlijk filter voor deze straling.

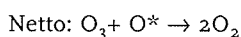
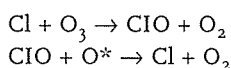
Behalve op de zojuist genoemde wijze kan het ozon ook op andere (natuurlijke) manieren worden afgebroken. Het belangrijkste gas hierbij is stikstofmonoxyde (NO). Het NO komt op uiteenlopende wijzen in de atmosfeer, door bodembacteriën, door de ioniserende werking van kosmische straling op stikstofmolekulen, door vulkaanuitbarstingen en door onweer. De afbraak van  $\text{O}_3$  door NO gaat via een katalytische reactie, dat is een reactie waarbij het reagerende katalytische (hier ozonafbrekende) molecuul telkens weer vrij komt en opnieuw kan reageren.



Bij de laatste reactie is dus de invloed van UV-straling met een golflengte  $\leq 310\text{ nm}$  niet nodig. Tot zover is er niets aan de hand, maar door toedoen van de mens neemt het NO-gehalte van de atmosfeer toe en wel voornamelijk via verbrandingsmotoren en gasketels.

Een belangrijke bijdrage levert het sub- en supersonisch straalverkeer. Ook door een toenemende mestproductie en het toenemend gebruik van kunstmest neemt het gehalte aan NO in de atmosfeer toe. Helaas is gebleken dat er ook andere stoffen door de mens in de atmosfeer worden gebracht, die eveneens een katalytische afbraak van  $\text{O}_3$  kunnen veroorzaken, namelijk Cl en HO. Hiervan is die via Cl het gevaarlijkst, omdat het chlooratoom in toenemende mate door de mens in de atmosfeer wordt gebracht en de reactie met Cl sneller gaat dan die met NO. Het chlooratoom is afkomstig van zogeheten freonen, een handelsnaam voor een groep chloorfluorkoolwaterstoffen (cfk's), in gebruik als drijfgas in spuitbussen (in vele landen thans verboden), als koelvloeistof en spuitgas voor het verkrijgen van "piepschuim". De cfk's zijn in het geheel niet reactief en zodoende uitstekend geschikt voor bovenstaande toepassingen. In de stratosfeer worden zij echter door UV-straling ontleed, waarbij chlooratomen vrij komen.

De volgende reacties vinden dan plaats:



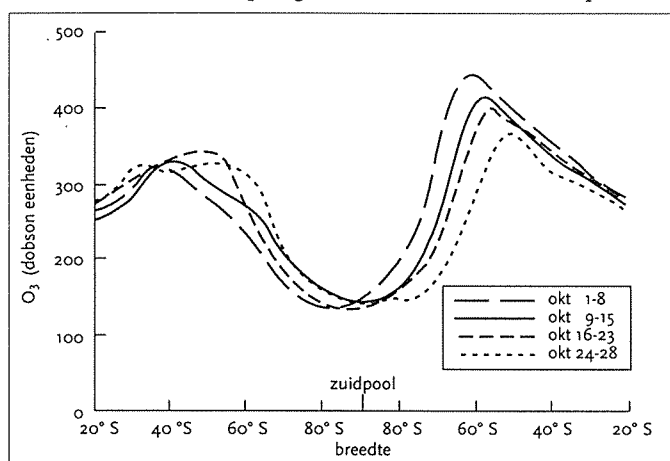


Naast de reactie met NO vindt bovenstaand reactieschema dus plaats. Bovendien gaat deze reactie zes keer sneller dan die met NO. De plaats van het chlooratoom kan ook worden ingenomen door het broomatoom.

Thans (1995) neemt men aan dat de ozonconcentratie boven de gematigde breedten voor 2 tot 6 procent is afgenomen sinds de jaren zeventig, maar vreemd genoeg is niet bekend of dit het gevolg is van menselijke activiteiten. De ozonconcentratie in de ozonlaag vertoont namelijk grote schommelingen onder invloed van de zonneactiviteit (stralingsintensiteit in het ultraviolet). Er is dan ook een duidelijk verband van de ozonconcentraties met de zonnevlekkencyclus. Vooralsnog neemt men echter aan dat bovenbeschreven reacties in de stratosfeer wel degelijk plaats vinden en dat de intensiteit van de harde, dus schadelijke, UV-straling is toegenomen, waardoor een toename van het aantal gevallen van huidkanker het meest in het oog lopende gevolg zou zijn.

## 20.5 Het ozongat

Het "gat" in de ozonlaag is een plaatselijk en tijdelijk verschijnsel boven het Zuidpoolgebied, dat zich uit in een spectaculaire afname van het ozongehalte in de

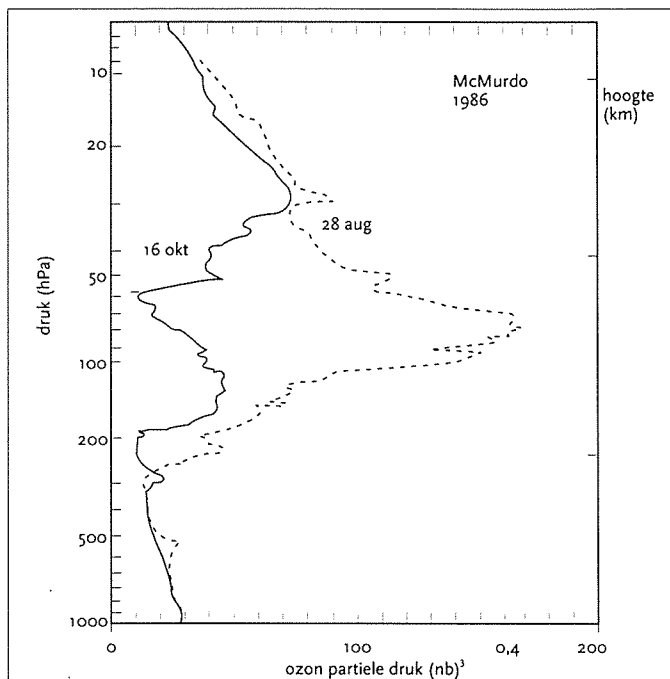


Figuur 20.4. Het ozongat in de ozonsfeer boven de Zuidpool, oktober 1987. Meting langs de 70° W en 110° O metimediaan

ozonlaag (figuur 20.4). Het seizoensmatige gat werd ontdekt door Britse onderzoekers op de Zuidpoolbasis Halley Bay. Zij berichtten hierover in een artikel in Nature in 1985. Tot dat tijdstip hadden de Amerikanen al vanaf 1978 continu-metingen verricht aan de dikte van de ozonlaag met de weersatelliet Nimbus 7, maar de eerste aanwijzingen, die zij vonden voor de aanwezigheid van een gat werden beschouwd als een meetfout. Na het artikel van de Britse onderzoeker J.C. Farman en zijn collega's in Nature gingen de Amerikanen de oorspronkelijke meetgegevens van Nimbus 7 nog eens na en toen bleek dat er eind jaren zeventig nog nauwelijks sprake was van een gat. Pas in de loop van de

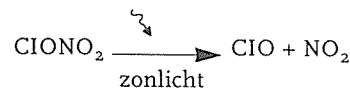
jaren tachtig begon het gat te groeien om in 1987 reeds de grootte van de Verenigde Staten te bereiken. Het gat is karakteristiek voor het Zuidpoolgebied, maar aan het eind van de jaren tachtig werden ook aanwijzingen gevonden voor het bestaan van zo'n gat boven het Noordpoolgebied, zij het van een veel geringere omvang en met een geringere afname van de ozonconcentratie.

Het gat in de ozonlaag boven de Zuidpool ontstaat er tijdens het begin van de lente, dus eind september, begin oktober (figuur 20.5), wanneer de zon het zuidpoolgebied weer continu gaat beschijnen. In de daaraan voorafgaande winter zijn de temperaturen in de Zuidpoolstratosfeer tot min 100° C en lager gedaald. De polaire vortex vormt in de zuid-poolwinter een gesloten circulatiesysteem, waarin warmere lucht van lagere breedten niet kan doordringen. Gedurende de poolnacht kan de temperatuur binnen die gesloten wervel dus onbelemmerd dalen. Bij die lage temperatuur is de verzadigingsdampspanning voor waterdamp en alle andere in de atmosfeer opgeloste gassen uiterst laag: een aantal zal bevroren, anderen zullen condenseren. Zo ontstaan er in de arctische stratosfeer tijdens de poolwinter zogeheten stratosferische wolken, die in hoofdzaak bestaan uit chemisch zwaar verontreinigende ijskristallen. Ze bevatten bijvoorbeeld chloorstikstofverbindingen, onder andere ClONO<sub>2</sub>. Deze verbindingen zijn gevormd uit chloorfluoralkanen en salpeterzuur (HNO<sub>3</sub>), afkomstig van lagere breedten. Wolken, die zuiver uit chemische



Figuur 20.5. Het ozongat is een jaarlijks terugkerend verschijnsel. Het ontstaat boven de Zuidpool aan het begin van de herfst. Weergegeven zijn ozonprofielen boven Mc Murdo, 1986.

stoffen zijn opgebouwd, kristallijn of vloeibaar, komen waarschijnlijk ook voor. Zolang deze chloorstikstofverbindingen zijn vastgevroren aan de ijskristallen is er niets aan de hand, maar zodra de zon de stratosfeer boven het zuidpoolgebied continu gaat beschijnen, wordt daaruit chloor (ClO) en stikstof (NO<sub>2</sub>) vrijgemaakt:



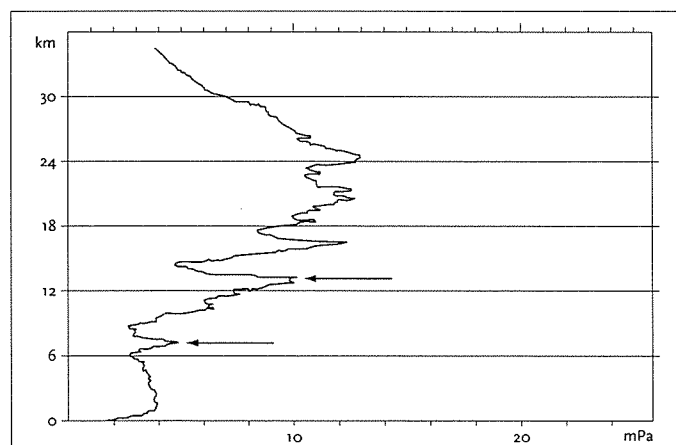
Hierna kan via de reeds eerder beschreven reacties de afbraak van het ozon beginnen. Het ziet er dus naar uit dat de mens door zijn handelen volledig verantwoordelijk is voor het ontstaan van het ozongat boven de Zuidpool. Dat het gat boven de Noordpool minder duidelijk is, wordt verklaard door het minder uitgesproken zijn van de polaire vortex boven dit gebied, waardoor de temperaturen in de stratosfeer minder laag zijn en er dientengevolge ook minder ijskristallen kunnen worden gevormd.

## 20.6 Ozonmetingen door het KNMI

Soms wordt er in de pers alarmerend geschreven over een gat in de ozonlaag dat zich boven de gematigde streken zou hebben gevormd. Dit gat zou zich in februari 1992 gevestigd hebben boven Europa. De berichten verschenen na een publicatie van NASA op 3 februari 1992, waarin werd gemeld dat zich een gat had gevormd, waarin de ozonconcentratie tenminste 40% lager was dan gemiddeld. Het alarm was ten onrechte want we hadden hier te maken met een normaal verschijnsel, namelijk dat de ozonlaag boven de gematigde streken lang niet overal even veel

ozon bevat. Er zijn relatief ozonrijke en ozonarme plekken. Dit grillige patroon komt tot stand onder invloed van verticale bewegingen. Het verticale transport van ozon is gebonden aan de weersystemen in de troposfeer. Neerwaarts transport vindt plaats door dalende luchtbewegingen aan de achterzijde van depressies. Er lekt dan ozon weg uit de stratosfeer naar de troposfeer. We hebben dan te maken met een natuurlijke verdunning van de ozonlaag (figuur 20.6).

Het beeld, dat we door metingen met een satelliet vanuit de ruimte van de ozonlaag krijgen, is als dat van het wolkenpatroon: we zien als het ware een patroon van depressies en hogedrukgebieden. Aan de voorkant van de depressies wordt ozonarme lucht uit de



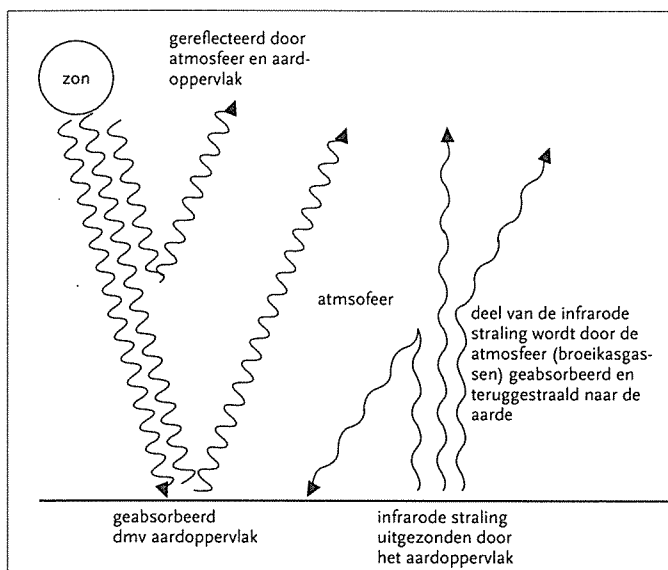
Figuur 20.6 Voorbeeld van een ozonsondeoplating. Langs de x-as is de partiële druk van het ozon uitgezet. 90% van het ozon bevindt zich in de stratosfeer (boven 12 km). Relatief ozonrijke lagen op 8 en 13 km hoogte zijn ontstaan door neerwaarts transport.

sub-tropen naar het noorden getransporteerd, aan de achterzijde lekt ozonrijke lucht vanuit de poolstreken naar het zuiden.

Sedert december 1992 verricht het KNMI metingen aan de ozonlaag en wel in het bijzonder aan het hiervoor beschreven verschijnsel. De ozonsondes worden dan ook niet dagelijks opgelaten, maar voor en direct na het passeren van depressies. Men laat de ozonsonde op tegelijk met een radiosonde. De meting van het ozon vindt plaats langs chemische weg door lucht te laten borrelen door een kalium jodide-oplossing.

## 20.7 Het broeikas-effect

Onder het *broeikas-effect* verstaan we de eigenschap van een planeet-atmosfeer om de gemiddelde temperatuur aan het oppervlak van die planeet op een hoger niveau te



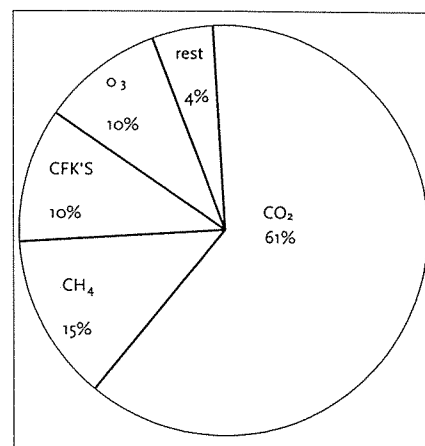
Figuur 20.7. Schema van het broeikas-effect. De infrarode straling van het aardoppervlak wordt door de atmosfeer geabsorbeerd en grotendeels teruggestraald

brenge dan bij afwezigheid van die atmosfeer. De atmosfeer is hiertoe in staat doordat hij gassen bevat, die kortgolvlige straling (zonlicht en warmtestraling van de zon) onverzwakt doorlaten maar de langgolvlige warmtestraling, uitgezonden door het planeetoppervlak, absorberen. Hierdoor worden de gassen in de atmosfeer extra verwarmd, waarbij een deel van de door deze gassen uitgezonden warmtestraling weer aan het planeetoppervlak ten goede komt. Het stralingsevenwicht aan het planeetoppervlak komt hierdoor op een hoger niveau te liggen (figuur 20.7). De hiervoor verantwoordelijke gassen noemt men broeikasgassen. In de aardse atmosfeer zijn dit waterdamp ( $H_2O$ ), koolstofdioxide ( $CO_2$ ), methaan ( $CH_4$ ), ozon ( $O_3$ ), lachgas ( $N_2O$ ) en chloorfluorkool-

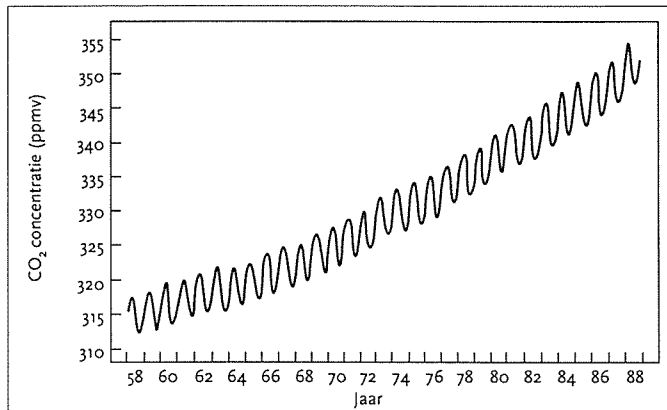
waterstoffen (CFK's).

In figuur 20.8 is aangegeven voor welk percentage van het totale broeikas-effect ieder gas verantwoordelijk is. "Broeikas-effect" is een oneigenlijke benaming. De aardse atmosfeer werkt niet als een broeikas, waaruit de door de bodem verwarmde lucht niet kan ontsnappen door het ontbreken van convectie. De warmtestraling kan het glas vrijwel ongehinderd passeren. Beter is het bij planeten te spreken van een *atmosfeereffect*. De laatste benaming heeft echter geen ingang gevonden.

Door het broeikas-effect ligt de gemiddelde temperatuur aan het aardoppervlak  $33^\circ C$  hoger dan zonder de aanwezigheid van broeikasgassen. In het laatste geval zou hij  $-18^\circ C$  bedragen. Het bestaan van het broeikas-effect is dus heel gunstig voor het leven op aarde, zonder dat

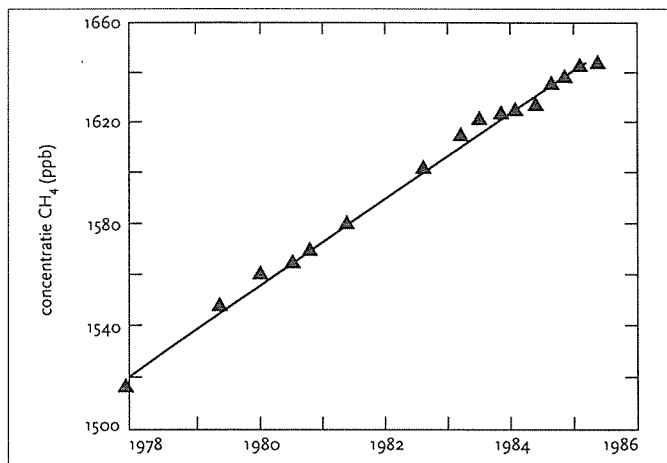


Figuur 20.8 Het voor de komende eeuw verwachte relatieve aandeel van de verschillende broeikasgassen aan het broeikas-effect. Ofschoon de CFK'S enkele duizenden malen sterker absorberen dan  $CO_2$ , is de verwachte uitstoot van  $CO_2$  zo groot, dat dit gas toch het grootste aandeel heeft



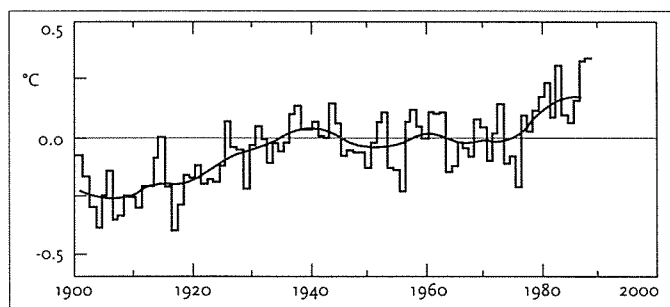
Figuur 20.9 Toename van het CO<sub>2</sub>-gehalte in de aardse atmosfeer sinds 1958. Metingen op de Mauna Loa, Hawaii.

overbemesting, ontbossing en de verontreiniging met industriële gassen (CFK's) en de daaruit volgende stijging van de gemiddelde temperatuur op aarde.



Figuur 20.10. Toename van het CH<sub>4</sub>-gehalte van de aardse atmosfeer sinds 1978

de toename van de gemiddelde temperatuur aan het aardoppervlak in deze eeuw (0,6° C vanaf 1900) (figuur 20.11) te wijten is aan de daaraan parallel verlopende



Figuur 20.11 Afwijking van de gemiddelde temperatuur op aarde sinds 1900. De getrokken lijn stelt het voortschijdend gemiddelde voor. De o-lijn is het gemiddelde van 1940-1980

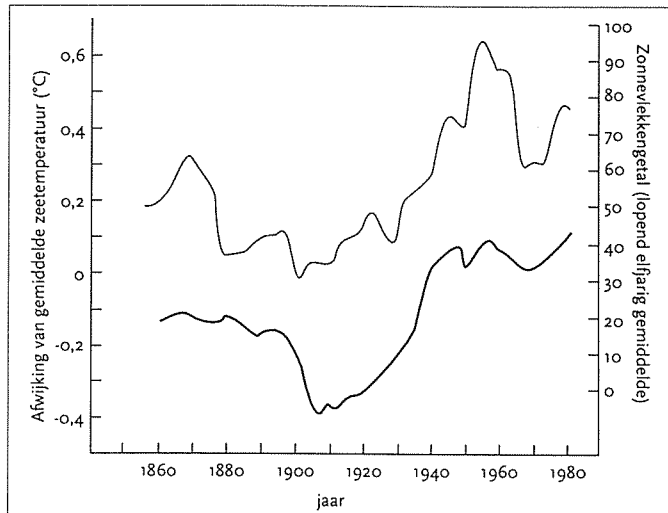
broeikaseffect. Een stijging van de gemiddelde temperatuur doet zich namelijk ook voor in relatie met de zonneactiviteit (zie figuur 20.12.)

broeikaseffect zou er geen of slechts een uiterst primitief leven mogelijk zijn. Bovendien leeft de plantenwereld in een toestand van "koolzuurhonger". Bij een hoger percentage van CO<sub>2</sub> in de atmosfeer zou de groei sneller gaan en de totale biomassa toenemen.

Waarom wordt er dan zo'n ophef gemaakt van dat zogeheten broeikaseffect en waarom wordt het gezien als een bedreiging voor het leven op aarde? De hierachter liggende reden is een toename van het gehalte aan broeikasgassen in de aardse atmosfeer door menselijk handelen: verbranding van fossiele brandstoffen (steenkool, olie, aardgas),

Sinds het einde van de vorige eeuw neemt het gehalte aan CO<sub>2</sub> in de atmosfeer gestaag toe (figuur 20.9). De toename van het CH<sub>4</sub>-gehalte is nog slechts van de laatste tientallen jaren, maar het gaat wel vele malen sneller dan dat van CO<sub>2</sub> (figuur 20.10). Daardoor krijgen we te maken met een versterkt broeikaseffect, wat zal leiden tot een belangrijke stijging van de gemiddelde temperatuur. Modelberekeningen geven aan dat de gemiddelde temperatuur over de gehele aarde 2 tot 4° C zal stijgen bij verdubbeling van het CO<sub>2</sub>-gehalte van de aardse atmosfeer. Dit zou bij de huidige trend van toeneming van het CO<sub>2</sub> ongeveer in het midden van de volgende eeuw generaliseerd zijn. Een brandende vraag is of

toename van het CO<sub>2</sub>-gehalte. Dat de gemiddelde temperatuur in De Bilt sinds 1987 significant hoger is dan in de dertig jaren daarvoor heeft hoogstwaarschijnlijk niets te maken met een versterkt broeikaseffect. Het kan zijn dat er sprake is van een klimaatfluctuatie of een klimaatschommeling. Zou het klimaat in de toekomst significant warmer blijven, dan heeft er na 1987 een klimaatsprong plaatsgevonden. Maar ook hiervan is niet uit te maken of die een natuurlijke oorzaak heeft of dat het een gevolg is van een versterkt



Figuur 20.12. Afwijking van de gemiddelde zeewater temperatuur (oppervlaktewater, 15°C) en het lopend 11-jarig gemiddelde van het relatieve zonnevlekkengetal: een opvallend parallel verloop

Een stijging van de gemiddelde temperatuur op aarde heeft grote gevolgen. Het wordt dan niet gewoon maar enkele graden warmer, maar de warmte zal ook onevenredig over het aardoppervlak en over het jaar zijn verdeeld.

Vooraf aan de polen zal de temperatuurstijging aanzienlijk zijn. Ook de neerslag zal anders over het aardoppervlak worden verdeeld, waardoor natte in droge en droge in natte gebieden zullen veranderen. Het water in de oceanen zal door de hogere gemiddelde temperatuur uitzetten wat (versterkt door het afsmelten van poolijs en gletsjers) zal leiden tot een verhoging van het zeeniveau met zo'n 60 centimeter.

Het is duidelijk dat deze zaken voor de meteorologische wetenschap belangrijk genoeg zijn om voortdurend de vinger aan de pols van de aardse atmosfeer te houden.

# Vragen over hoofdstuk 16 t/m 20

- vraag 1**
- Strekt de dampkring zich boven het aardoppervlak overal tot dezelfde hoogte uit? Zo nee, waar hangen die verschillen dan mee samen?
  - Een eenvoudige oplossing voor het transport van warmte over het aardoppervlak is die van één circulatiecel per halfrond. Waarom voldoet die oplossing niet?
  - Hoe kan de Ferrelcel worden opgevat?
  - Wat zijn de meest persistente winden op de aarde?
  - Valt de thermische evenaar samen met de equator? Zo nee, wat is dan de oorzaak van die afwijking?
- vraag 2**
- De noordoostmoesson, die in India waait gedurende het winterhalfjaar van het noordelijk halfrond, past precies in het beeld van de passaten; de zuidwestmoesson, die in het zomer halfjaar waait, echter niet. Hoe komt dat en hoe kan deze versterkte zuidwestelijke wind worden opgevat?
  - Noem tenminste twee verstoringen die in de passaten kunnen optreden.
  - Noem tenminste vijf zeegebieden waarboven tropische cyclonen zich kunnen ontwikkelen. De zeegebieden ten westen van Europa en Afrika behoren er niet toe. Waarom komen tropische cyclonen hier niet tot ontwikkeling?
  - In welk jaargetijde heeft de westcirculatie zijn grootste zonale index?
  - Hoe komt het dat de westcirculatie op het zuidelijk halfrond gemiddeld krachtiger is dan op het noordelijk halfrond?
- vraag 3**
- Behalve lijnen van gelijke luchtdruk stellen de isobaren op een weerkaart van het aardoppervlak ook nog een ander soort lijnen voor. Welke?
  - Op weerkaarten van de bovenlucht worden geen isobaren getekend maar isohypsen (hoogtelijnen van een bepaald drukvlak). Wat is daarvan het voordeel voor de praktijk?
  - Wat is het belang van het maken van een diktekaart van een luchtlaag?
  - Wat is een tropopauzetrechter?
  - Geef de definitie van een straalstroom.
- vraag 4**
- Noem drie soorten straalstromen. Welke is de belangrijkste?
  - De lange vaste golven in de polaire straalstroom heten.....  
Waardoor wordt hun positie bepaald?
  - Wat is de overeenkomst tussen de straalstroom en het polaire front?
  - Bestaan er ook "straalstromen" op lagere hoogte dan vlak onder de tropopauze? Noem er tenminste één.
  - Polaire frontdepressies worden in het begin van hun ontwikkeling gestuurd door de straalstroom. Geldt dit ook voor tropische cyclonen?
- vraag 5**
- De luchtvaart heeft met vrijwel alle weersverschijnselen te maken. Welke zijn volgens u de gevaarlijkste voor dit bedrijf?
  - Welk verschijnsel is het gevaarlijkst bij het opstijgen en bij de landing?
  - Wat is CAT en waar komt het voor?
  - Vliegen in een onweersbui kan te allen tijde beter worden vermeden. Welke zijn de belangrijkste gevaren?
  - Welke soorten van ijsafzetting kunnen er optreden op en aan een vliegtuig? De gevaarlijkste vorm van ijsafzetting vindt plaats bij een bepaalde weersituatie. Beschrijf die situatie.

- vraag 6**
- Wat verstaat men onder het klimaat van een bepaald gebied?
  - Over welk tijdvak worden de gemiddelden (de "normalen") vastgesteld?
  - Het etmaalgemiddelde van de temperatuur kan op drie manieren worden bepaald. Wat is volgens u de eenvoudigste methode? Is die ook betrouwbaar?
  - Wat verstaat men onder: een zomerse dag, een tropische dag, een vorstdag, een ijsdag?
  - Waar valt in Nederland jaarlijks gemiddeld de grootste hoeveelheid neerslag? Kunt u dat verklaren?
- vraag 7**
- Waar in Nederland is het aantal uren zonneshijjn jaarlijks het grootst en waar het kleinst? Kunt u dat verklaren?
  - Welke klimaten kent de aarde?
  - Welk klimaat heeft Nederland en waardoor wordt dit klimaat gekenmerkt?
  - Hoeveel regenstations zijn er in Nederland? Lijkt u dat voldoende?
  - Wat is gemiddeld de hoofdwindrichting in De Bilt?
- vraag 8**
- Noem enkele voorbeelden van natuurlijke luchtverontreiniging.
  - Welke soort "smog" is thans belangrijker dan de vroeger voorkomende vorm van verontreinigde mist?
  - Wat is het belangrijkste gevolg van een explosieve vulkaanuitbarsting, afgezien van het verlies aan mensenlevens en de materiële en agrarische schade?
  - Door welke chemische verbindingen wordt de ozonlaag aangetast? Waar is dit het duidelijkst merkbaar?
  - Welke gassen in de atmosfeer zorgen voor een versterking van het natuurlijke broeikas-effect? Is dat effect volgens u ook al aan te tonen?

# Antwoorden hoofdstuk 16 t/m 20

- antwoord 1**
- Nee. Met de dichtheid van de dampkring en dus met de gemiddelde temperatuur.
  - De windrichting aan het aardoppervlak is hier niet mee in overeenstemming.
  - De Ferrelcel kan worden opgevat als een indirecte circulatiecel. Hij wordt ook wel aangeduid als een "gesleepte cel".
  - De passaten.
  - De gemiddelde ligging van de thermische evenaar valt niet samen met de equator. Zeestromingen en de ongelijke verdeling van landmassa's zorgen voor een afwijkende ligging. Bovendien is de ligging afhankelijk van het seizoen.
- antwoord 2**
- Door de meer noordelijke ligging van de thermische equator in het zomerseizoen passeert de zuidoostmoesson de geografische evenaar en wordt dan door de 180 graden veranderde richting van de Corioliskracht naar rechts omgebogen tot een zuidwestelijke wind. Deze zuidwestelijke wind (moesson) wordt versterkt door het land-zeewindeffect.
  - Easterly waves en tropische cyclonen.
  - Golf van Mexico, Caraïbische Zee, zeegebied ten westen van Mexico en Californië, Golf van Bengalen, zeegebied ten oosten van Madagascar, zeegebied rond de Filippijnen en de Chinese Zee, zeegebied ten oosten van Australië, noordkust van Australië en de Zee van Timor. De temperatuur van de zeegebieden ten westen van Europa is hiervoor veel te laag.
  - In de winter.
  - De gemiddelde temperatuurgradiënt is er groter en de wrijving is er geringer door het ontbreken van uitgestrekte landmassa's.
- antwoord 3**
- Hoogtelijnen van het 1000 hPa-vlak ten opzichte van het zeeniveau.
  - Het voordeel is dat, indien de isohypsen om de 4 dam worden getekend, het verband tussen de isohypsenafstand en de windsnelheid hetzelfde is als dat tussen de isobarenafstand en de wind op zeeniveau.
  - Een diktekaart is belangrijk voor de bepaling van de ligging van het polaire front op de weerkaart van het aardoppervlak.
  - Een tropopauzetrechter is een laag gelegen gebied van de tropopauze door de aanwezigheid van een hoeveelheid koude lucht boven het centrum van een depressie.
  - Een straalstroom is een smalle, sterke, kwasi-horizontale luchtstroming met een sterke verticale en laterale windschering. Er bevinden zich meestal één of meer snelheidsmaxima in.
- antwoord 4**
- De polaire straalstroom, de arctische straalstroom en de subtropische straalstroom. De polaire straalstroom is verreweg de belangrijkste.
  - Rossby-golven. Hun ligging wordt bepaald door de ligging van bergmassieven loodrecht op de stroming, de verdeling van land en water en door het seizoen.
  - Ze liggen beide in het gebied met de grootste temperatuurgradiënt.
  - Ja, de "warm surveyor belt", het nachtelijk windmaximum boven een inversie en eventueel, een door het Venturi-effect versnelde wind aan het aardoppervlak.
  - Dit geldt niet voor tropische cyclonen. In de gebieden waar zij ontstaan, is er geen straalstroom in de bovenlucht. Tropische cyclonen drijven mee in de stroming van de passaten.



- antwoord 5**
- Downbursts, ijsafzetting, mist.
  - Alle drie onder a) genoemde verschijnselen, waarbij als verradelijkste de downbursts.
  - CAT betekent Clear Air Turbulence, dus turbulentieverschijnselen in een heldere (wolkenloze) lucht. Het komt onder andere voor aan de flanken van krachtige straalstromen, maar ook boven hooggebergten als daar in de bovenlucht sprake is van een krachtige stroming of van de ligging van een frontale zone..
  - Ijsafzetting, hagel en de grote schering van de verticale wind. In sommige onweersbuien bevinden zich zogeheten "schoorstenen", sterke opstijgende lucht stromingen, verbonden met een windhoos of een tornado aan het aardoppervlak.
  - Rijp, ruige rijp en ijzel. De gevaarlijkst weersituatie is die waarbij er sprake is van een zogeheten ijsdriehoek, een gebied met temperaturen onder nul, waardoorheen vloeibare neerslag valt met een temperatuur, die iets boven nul is. In het gebied van de ijsdriehoek raakt deze neerslag onderkoeld.
- antwoord 6**
- Onder het klimaat van een bepaald gebied verstaat men het gemiddelde weer dat in dat gebied voorkomt.
  - Over een tijdvak van 30 jaar.
  - (Min. temp + max. temp):2 . Deze methode geeft slechts een benadering van de gemiddelde etmaaltemperatuur.
  - Een zomerse dag: Tmax 25° C of hoger, een tropische dag: Tmax 30 °C of hoger, een vorstdag: Tmin lager dan 0° C, een ijsdag: Tmax lager dan 0° C.
  - In Vaals (bijna 900 mm). Door stuw (opstijgende lucht) tegen Eifel en Ardennen bij uit het westen komende neerslagsystemen. Een ander regenmaximum door stuw vinden we boven de Veluwe. Het neerslagmaximum boven Amsterdam kan verklaard worden door bevordering van convectie. Een verklaring voor het neerslagmaximum bij Dokkum kan niet worden gegeven.
- antwoord 7**
- Het grootste aantal uren zonneshijn heeft het eiland Texel, het kleinste aantal de omgeving van Winterswijk. Aangezien de zon in de zomer het langst boven de horizon staat, wordt het grote verschil veroorzaakt door het verschil in de aanwezigheid van convectieve bewolking: die is boven de relatief koude Noordzee het kleinst en boven het relatief warme binnenland het grootst.
  - Geografische indeling: zeeklimaat, landklimaat, moessonklimaat. Indeling op de gemiddelde temperatuur volgens Köppen: Tropisch regenklimaat, droog klimaat, gematigd maritiem klimaat, continentaal klimaat en poolklimaat.
  - Nederland heeft een zeeklimaat of gematigd maritiem klimaat. Het wordt gekenmerkt door zachte winters, koele zomers en neerslag, die regelmatig over het jaar is verdeeld. De windrichting is overwegend zuidwest. Enkele strenge winters of enkele warme zomers duiden niet op een klimaatverandering.
  - Op ongeveer 300 plaatsen in Nederland wordt de neerslag gemeten. Voor een globale bepaling van de hoeveelheid neerslag over Nederland is dat voldoende. Uit onderzoek is echter gebleken dat ook bij een dergelijk dicht neerslagnet bij buisituaties belangrijke maxima en minima gemist kunnen worden.
  - De hoofdwindrichting in De Bilt is zuidwest (225 graden).

- antwoord 8**
- a. Natuurlijke luchtverontreiniging: rookdeeltjes van bosbranden, asdeeltjes en zwaveldioxide van vulkaanuitbarstingen, stuifmeel van zogeheten windbestuivers (vele bomen, alle grassen), zand en stof afkomstig van woestijnen en kale akkers, zoutdeeltjes uit de zee of van zoutwoestijnen.
  - b. De fotochemische smog, die wordt veroorzaakt door hoge concentratie uitlaatgasen van het verkeer bij zonnig weer en een relatief hoge luchtvochtigheid.
  - c. Een tijdelijke geringe daling van de gemiddelde temperatuur aan het aardoppervlak.
  - d. Door stikstofmonoxide (NO) en chloor (Cl). Dit is het duidelijkst merkbaar boven het Zuidpoolcontinent.
  - e. De volgende gasen zorgen voor een versterking van het zogeheten broeikas-effect: koolstofdioxide (CO<sub>2</sub>), methaan (CH<sub>4</sub>), ozon (O<sub>3</sub>), lachgas (N<sub>2</sub>O) en de chloorfluorkoolwaterstoffen (CFK's). Dit is nog niet met zekerheid aan te tonen.



Postadres: Postbus 201, 3730 AE De Bilt



Bezoekadres: Wilhelminalaan 10

Telefoon 030 220 69 11, telefax 030 221 04 07

## Auteurs

B. Zwart

A. Steenhuisen

m.m.v. H.J. Krijnen en D. Heijboer

## deel 1

Fysische en dynamische processen  
in de atmosfeer

## deel 2

Weersystemen

## deel 3

Algemene circulatie

Luchtvaartmeteorologie

Klimatologie

Luchtverontreiniging

