



**De invloed van de grondwaterstand,
wind, temperatuur en dauwpunt
op de vorming van stralingsmist:
een kwantitatieve benadering**

Jan Terpstra

Technisch rapport = Technical report; TR-219

De Bilt, 1999

Postbus 201
3730 AE De Bilt
Wilhelminalaan 10
Telefoon 030-220 69 11
Telefax 030-221 04 07

Auteur: Jan Terpstra

UDC: 551.575.1
551.588

ISSN: 0169-1708

ISBN: 90-369-2159-7



De invloed van de grondwaterstand, wind, temperatuur en dauwpunt op de vorming van stralingsmist: een kwantitatieve benadering

Jan Terpstra

Inhoud

Kort overzicht

- | | |
|---|---|
| <p>I Inleiding</p> <p>II Lang citaat uit artikel van Taylor over het ontstaan van stralingsmist</p> <p>III Lang citaat over bodemvocht
 Grond en bodem
 Bestanddelen van de grond
 Vrij en gebonden water
 Grootte van de zuiging
 Beschikbaar water
 Vocht karakteristiek
 Gebruik van een vocht karakteristiek
 Bewortelingsdiepte
 Gang van zaken bij wateropname
 De waterbalans
 Aanvoer van water
 <i>Aanvoer vanuit de grondwaterzone</i>
 <i>Berekening hoeveelheid beschikbaar water</i>
 Gewenste hoeveelheid water in een hangwaterprofiel
 <i>Kunstmatige berekening</i>
 <i>Aanvoer vanuit de grondwaterzone</i>
 <i>Aanvoer vanuit de hangwaterzone en de grondwaterzone</i>
 <i>Wateraanvoer van elders</i>
 Gewenste grondwaterstand tijdens het groeiseizoen
 Grondwatertrappen</p> <p>IV Verdampingswarmte en bodemvocht</p> <p>V Het gedrag van de latente warmtestroom <i>LE</i> aan het einde van de middag</p> <p>VI De kans op stralingsmist in afhankelijkheid van de luchttemperatuur en het dauwpunt</p> <p>VII De toename van het dauwpunt (en daarmee de kans op mist) aan het einde van de middag in afhankelijkheid van bodemvocht, wind, ruwheid en breedtegraad
 1. Hoogte nachtelijke menglaag
 2. De toename van het waterdampgehalte in de menglaag</p> | <p>3. De toename van het dauwpunt aan het einde van de middag in afhankelijkheid van bodemvocht, wind, ruwheid en de breedtegraad op aarde.</p> <p>VIII De verhoging van het dauwpunt aan het einde van de middag bij afnemende wind
 Het bepalen van het bodemvochtgehalte uit meteorologische metingen</p> <p>IX Mistkansen in de vroege ochtend</p> <p>X Stand grondwater en hoeveelheid water om te verdampen</p> <p>XI De maximale wind waarbij stralingsmist (=niet advectieve mist) optreedt</p> <p>XII Luchttemperatuur en de kans op mist</p> <p>XIII Discussie en conclusies
 Discussie
 Conclusies
 Enkele praktische gevolgtrekkingen</p> <p>Appendix 1</p> <p>Appendix 2</p> <p>Dankbetuiging</p> <p>Literatuur</p> |
|---|---|

Kort overzicht

Uitvoerig wordt een artikel uit het begin van deze eeuw van de hand van de Engelsman Taylor geciteerd, omdat daarin nu juist wel op een duidelijke en gedegen wijze het ontstaan van stralingsmist wordt beschreven. Tevens ontwierp Taylor een methode voor het verwachten van stralingsmist. Door deze methode verder uit te werken is het mogelijk gebleken om, gegeven de luchttemperatuur en het verschil tussen luchttemperatuur en dauwpunt ten tijde van zonsondergang, de kans op stralingsmist te bepalen. Uit dit onderzoek komt naar voren, dat de kans op stralingsmist bij het toenemen van de luchttemperatuur afneemt. Dit is dan ook de oorzaak, dat in het warmere zomerhalfjaar minder gemakkelijk stralingsmist ontstaat dan in het koudere winterhalfjaar. Dat het in het winterhalfjaar door de lange nachten zo zou afkoelen is niet de ware reden.

Aangetoond wordt, dat de kans op stralingsmist boven gebieden met hoge grondwaterstanden groter is dan boven die met lage. Voor dit bewijs is inzicht in het gedrag van water in de bodem nodig. Lange citaten uit boeken over bodemkunde voorzien hierin. Ook wordt bewezen, dat stralingsmist het gemakkelijkst op onze, gematigde breedten ontstaat. Het windsnelheidsinterval, waarbinnen stralingsmist zich vormt, is maar klein 1- 2 m/s. Boven zeer vlak vochtig terrein lukt het nog tot 4 m/s. In het voorjaar doet gemiddeld genomen

stralingsmist, omdat de bodem overal met water verzadigd is, zich op grote schaal voor. In het najaar is de stralingsmist na een droge periode meer gebonden aan de gebieden met de hoge grondwaterstanden, die een lokaal karakter hebben. In het najaar is het optreden van stralingsmist dan ook verraderlijker. Ook wordt gewezen op het plotseling kunnen ontstaan van stralingsmist ongeveer één à anderhalf uur na zonsopkomst.

Er wordt een methode ontwikkeld, die het mogelijk maakt om de hoeveelheid bodemvocht te bepalen met behulp van windmetingen gedurende de twee uur voor zonsondergang en de verandering van het dauwpunt bij zonsondergang vergeleken met die van twee uur eerder.

Om te verklaren waarom zich vormende stralingsmist niet van plaats verandert, terwijl voor het ontstaan van die mist door middel van turbulente juist wel enige wind nodig (zie nauwe windsnelheidsinterval van hierboven) is, wordt het idee geopperd, dat in dit geval sprake is van kleine zwaartekrachtsgolven en dat de turbulentie bij vlagen optreedt. Door deze kleine golven wordt geen luchtmaterie voortbewogen, maar meet de windmeter een zich voortplantende bewegingsvorm.

1. Inleiding

Aanleiding tot het schrijven van dit rapport is het onderzoek geweest naar de zogenaamde mistgevoelige plaatsen langs een aantal snelwegen in Nederland. Plaatsen of gebieden worden mistgevoelig genoemd, als door locale effecten, zoals de aanwezigheid van een groot wateroppervlak, de kans op het ontstaan van mist daar hoger is dan elders. Om het wegverkeer voor de dichte mist te waarschuwen is het zinvol om op die mistgevoelige plaatsen zichtsensoren te plaatsen, zodat het verkeer bijtijds via waarschuwingen boven de weg op het slechte zicht geattendeerd kan worden. Onderzoek van Wessels (ref. 1), gedaan met behulp van zichtmeters langs de A16 nabij de stad Breda heeft een statistische relatie opgeleverd, die een verband legt tussen de kans op mist en de bodemsoort. Boven droog zand zal de mistkans bijvoorbeeld lager zijn dan boven vochtig veen. In dit rapport wordt de relatie die Wessels legt tussen de kans op mist en het gedrag van de bodem empirisch en theoretisch verder uitgewerkt.

Daartoe beginnen wij eerst met een lang citaat uit een artikel van Taylor, die begin van deze eeuw al onderzoek naar mist heeft gedaan. De reden voor dit lange citaat is, dat het op een zeer duidelijke en leerzame wijze beschrijft hoe stralingsmist ontstaat. En om datgene, wat op een zeer toereikende wijze is neergeschreven nog eens met veel moeite in eigen bewoordingen weer te geven, leek ons niet zinvol. Niet alleen wij citeren overigens uit dit artikel, ook Pettersen (ref. 2) heeft dat in 1939 gedaan en in 1978 gebeurde dat nog in een Engels artikel (ref. 3). Wij vermoeden, dat in beide gevallen om dezelfde redenen, als waarom wij het hebben gedaan, Taylor wordt aangehaald. Dit lange citaat, vrijwel geheel Hoofdstuk II behelzende, biedt ook een aantal aanknopingspunten, die wij verder hebben uitgewerkt. Zo ontwikkelt Taylor een belangrijke stelling over het wel of niet ontstaan van stralingsmist aan de hand waarvan wij een methode hebben ontwikkeld, die het mogelijk maakt een kwantitatieve uitspraak te doen over de (relatieve) kans op stralingsmist.

Ook Hoofdstuk III bevat lange citaten uit een tweetal boeken over bodemkunde. Kennis daarvan nemen en dan vooral met het oog op het gedrag van het water in de bodem is gelet op bovengenoemde relatie van Wessels volgens ons noodzakelijk. Waar nog bijkomt, dat bij de berekeningen in de huidige computermodellen voor weer en klimaat de koppeling verdamping en bodemvocht steeds belangrijker wordt zie onder andere Mahfouf (ref. 4) en Beljaars (ref. 5).

In Hoofdstuk IV wordt aan de hand van een Slowaaks artikel het verband tussen de latente warmtestroom en bodemvocht

uitgewerkt. In Hoofdstuk V wordt nader ingegaan op het gedrag van de latente warmtestroom aan het einde van de middag en de invloed, die de latente warmtestroom heeft op de dauwpuntstemperatuur die, naarmate hij hoger wordt, de kans op mist doet toenemen. Om de verhoging van het dauwpunt aan het einde van de middag te berekenen is het noodzakelijk gebruik te maken van het atmosferische verschijnsel de nachtelijke menglaag. Aan deze laag, die zich bij helder en rustig weer aan het einde van de middag instelt en die tientallen meters hoog is, is veel onderzoek verricht en wel, omdat verontreinigde lucht zich in deze dunne laag ophoopt. In dit rapport wordt er op gewezen, dat hetzelfde gebeurt met waterdamp, waardoor aan het einde van de middag de concentratie van waterdamp in de menglaag dus ook kan toenemen. Duynkerke, die in 1991 een uitgebreid onderzoek naar het ontstaan van stralingsmist bij de meetmast Cabauw heeft verricht, had deze fysische oorzaak voor de verhoging van het dauwpunt vermoedelijk niet op het oog, toen hij schreef: "...the relative humidity increases very rapidly with time. This is due to the fact that the evaporation from the grass still continues, which gives a moisture convergence in the lower meters of the atmosphere..." (ref. 6). Ook Geiger schrijft in zijn bekende boek "The Climate Near The Ground" de verhoging van het dauwpunt aan het einde van de middag niet toe aan een toename van de concentratie waterdamp in de menglaag, maar hij zegt: "In the late afternoon, a second maximum occurs due to the relatively large amounts of evaporation and the reduction of convective mixing." (ref. 7).

In Hoofdstuk VI wordt de al eerder genoemde (relatieve) kans op stralingsmist in afhankelijkheid van de luchttemperatuur en het dauwpunt berekend. In het nu volgende voorbeeld wordt een belangrijke conclusie duidelijk. Als tijdens zonsondergang de lucht een temperatuur heeft van 5 respectievelijk 15 °C en de dauwpuntstemperatuur is gelijk aan 3 respectievelijk 13 °C dan is, hoewel voor beide situaties de relatieve vochtigheid gelijk is aan 87 %, de kans dat in de koude situatie in de nacht stralingsmist ontstaat 2 keer zo groot als in het warme geval. Wij menen dus bewezen te hebben, dat de kans op stralingsmist bij eenzelfde luchtvochtigheidsgraad afhangt van de temperatuur van de lucht en dat dit de reden is, waarom in de zomer, hoewel in de avond de lucht door een pas gevallen onweersbui erg vochtig is, zich meestal in de nacht geen stralingsmist vormt. De reden, die van der Hage en Wessels opgeven, namelijk dat stralingsmist in de zomer moeilijk kan ontstaan, doordat de tijd van afkoeling gedurende de korte nacht niet lang genoeg is (ref. 8), menen wij dan ook in twijfel te mogen trekken.

Hoofdstuk VII laat zien, hoe de toename van het dauwpunt - en daarmee de kans op stralingsmist - afhangt van de hoeveelheid bodemvocht, de windsnelheid, de terreinruwheid en de breedtegraad op aarde. De laatste drie parameters bepalen de hoogte van de menglaag, die aan het einde van de dag zich instelt en waarin zoals wij hierboven al hebben aangeduid door het verdampende gras de concentratie van de waterdamp verder toeneemt.

In Hoofdstuk VIII wordt dit nog eens uitgewerkt voor windsnelheden, die aansluiten bij wat meestal wordt waargenomen - namelijk afnemend van de grotere windsnelheid in de middag horend bij de onstabiele opbouw van de atmosfeer tot gering in de avond, wanneer de opbouw stabiel is - om op die manier te onderzoeken of onze methode, waarmee de verhoging van het dauwpunt wordt berekend, aansluit bij de werkelijkheid. Tevens wordt in dit hoofdstuk aangetoond, dat het met behulp van meteorologische standaard-waarnemingen mogelijk is om het voor weer- en klimaatmodellen zo belangrijke bodemvochtgehalte te bepalen. De voorgaande hoofdstukken hadden betrekking op het ontstaan van stralingsmist in de nacht.

In Hoofdstuk IX wordt er op gewezen, dat, terwijl zich de hele nacht nog geen stralingsmist heeft gevormd, dit ongeveer een uur na zonsopkomst plotseling opeens wel het geval kan zijn. Het optreden van dit verschijnsel wordt nader uitgelegd. In Hoofdstuk X wordt het verband tussen de grondwaterstand en de mate, waarin gras water kan verdampen, behandeld. Wij stellen in dit hoofdstuk voor om in de formule van Wessels, die zoals in het begin al vermeld de relatie beschrijft tussen de kans op stralingsmist en bodemsoort, in plaats van de verschillende bodemsoorten de verschillende typen grondwaterstanden, die zijn te onderscheiden, te gebruiken.

In Hoofdstuk XI hebben wij geprobeerd de vraag te beantwoorden, die al veel eerder gesteld en beantwoord had moeten worden, namelijk waarom de zich vormende mist niet met de wind wordt verplaatst, terwijl iedereen er van overtuigd is dat voor de vorming van stralingsmist op een bepaalde plaats er enige wind moet staan. Want als wij in dit hoofdstuk aantonen, dat alleen in het windsnelheidsinterval van 1 - 2 m/s in de nacht stralingsmist kan ontstaan, dan zou dat betekenen dat stralingsmist op 10 m hoog zich bij een windsnelheid van 2 m/s in een uur over ongeveer een afstand van 7 km zou moeten verplaatsen. Mist op lagere hoogten zou zich dan, omdat de wind meestal met de hoogte toeneemt, over een geringere afstand voortbewegen. Kortom, van de vorming van een samenhangend mistveld zou in het geheel geen sprake kunnen zijn.

In Hoofdstuk XII wordt duidelijk gemaakt, dat de mistkansen in het voorjaar en najaar alleen zo groot zijn, omdat het dan eenvoudigweg koud is, en dat deze grotere kansen niet worden veroorzaakt, zoals vaak wordt beweerd, door de lange nachten, waarin de afkoeling zo groot zou zijn. Zou het in een zomernacht even koud zijn als in een nacht in het voorjaar dan is de kans op mist even groot als in het voorjaar. Sterker nog, in de zomer is de temperatuuurdaling groter dan in het voor- en najaar en voor snelheid waarmee die temperatuuurdaling plaatsvindt geldt hetzelfde. Hoofdstuk XIII bevat een discussie over de aannamen, die zijn gemaakt, de conclusies en welke praktische gevolgtrekkingen er zijn te maken.

2 Lang citaat uit artikel van Taylor over het ontstaan van stralingsmist

Wat nu volgt is een lang citaat uit een artikel uit 1917 door Taylor (ref. 9) geschreven, waarin hij op een duidelijke, fysische wijze beschrijft hoe stralingsmist tot stand komt. Meestal denk je al te weten - uiteraard spreekt de auteur van dit rapport alleen uit eigen ervaring - hoe een dergelijk ogenschijnlijk eenvoudig verschijnsel ontstaat. Het is immers enkel een kwestie van afkoelen en vocht en daarmee zou dit verschijnsel grotendeels wel zijn te verklaren. Maar het verslag van Taylor laat zien, dat het allemaal meer gedegen kan en moet. Inderdaad moet, want als dit verschijnsel zo makkelijk te verklaren was, waarom is een juiste verwachting dan vaak zo moeilijk te maken?

De wijze waarop Taylor dit onderwerp zo uitvoerig behandelde en van alle kanten belichtte gaf ons een flink aantal aanknopingspunten voor verder onderzoek. Niet zozeer voor dit onderzoek belangrijk, maar in één van de volgende hoofdstukken maken wij wel gebruik van het feit dat bij de turbulente werking in de atmosfeer luchtpakketjes een rol spelen.

Taylor toont in het onderhavige artikel aan, dat de mate waarin warmere lucht naar een koudere omgeving diffundeert vrijwel even groot is als de snelheid waarmee waterdamp dat doet. Ofwel, wanneer in de turbulenteleer wordt gesproken over een voelbare en een latente warmte-stroom die bestaan uit bewegende luchtpakketjes en die op gang worden gehouden door een verschil in temperatuur of hoeveelheid waterdamp, ofwel, als naar analogie met de electriciteitsleer wordt gerept over spanningsverschil, een daardoor opgewekte stroom en een weerstand en die weerstand wordt voor de voelbare en latente warmtestroom gelijk genomen, dan is dat geoorloofd omdat Taylor heeft bewezen dat een luchtpakketje onderweg niet sneller warmte verliest dan waterdamp.

Alvorens tot het citaat over te gaan, Taylor leidt in een appendix ook een verband af voor het mengsel, dat ontstaat door menging van twee hoeveelheden lucht van verschillende temperatuur en vochtigheid. Deze afleiding kan veel korter door gebruik te maken van het thermodynamische begrip enthalpie, maar dat het ook recht toe recht aan kan zonder introductie van dit begrip, wat op zich zelf weer de nodige thermodynamische basiskennis vereist, lijkt ons het vermelden en citeren waard.

Begin citaat:

“Wij keren nu terug naar de meest gecompliceerde en tegelijkertijd, de meest voorkomende ontstaanswijze van mist, de condensatie van waterdamp in lucht. De condensatie wordt veroorzaakt door afkoeling of door het mengen van twee

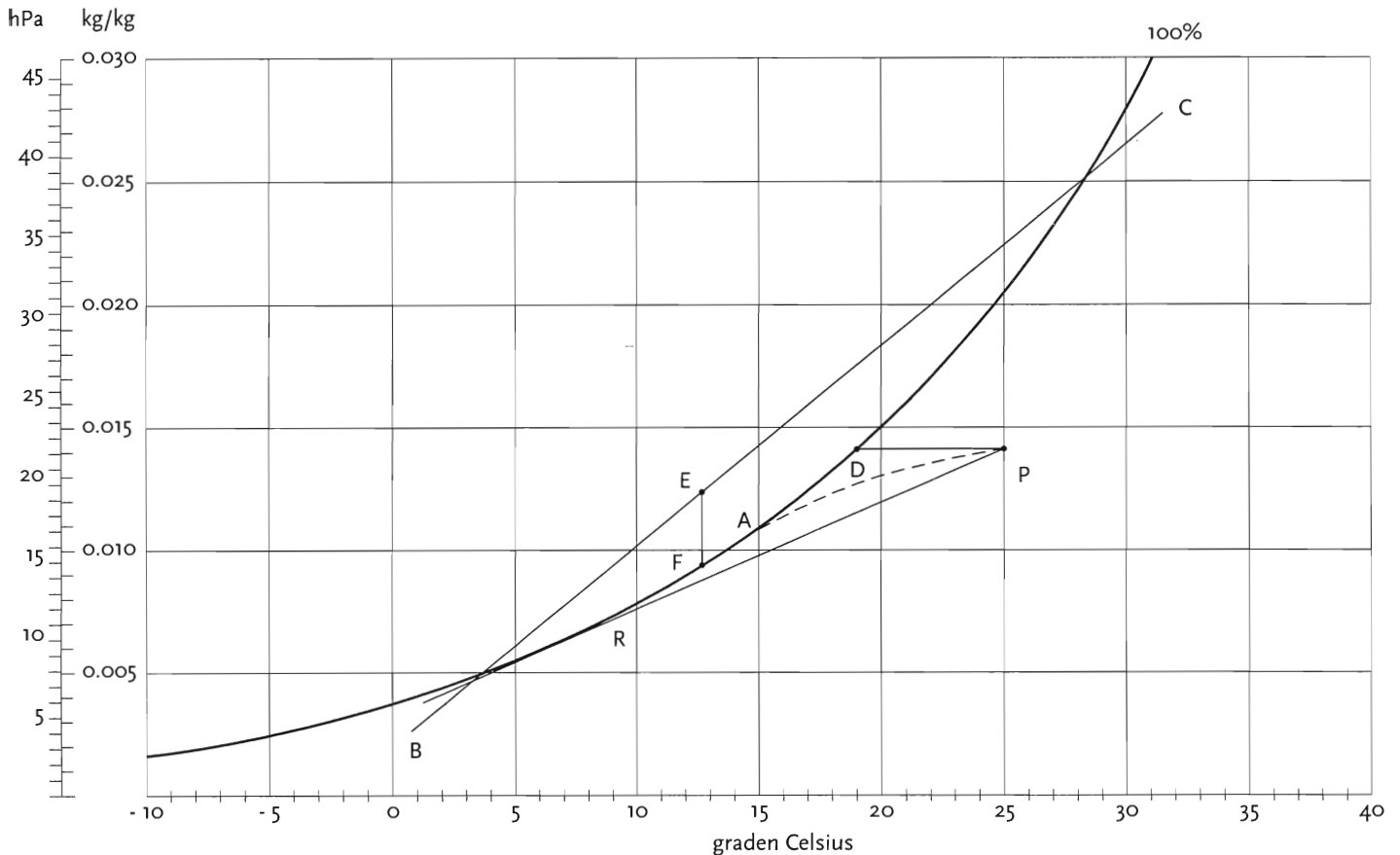
luchtmassa's met verschillende temperatuur, die verschillende hoeveelheden waterdamp bevatten.

Alvorens de verschillende oorzaken die tot het afkoelen van lucht die waterdamp bevat leiden te bespreken, lijkt het goed om uit te leggen waarom afkoeling en menging tot de vorming van mist aanleiding geven. Voor dit doel is het diagram, zoals getekend in Figuur 1, nuttig. In dit diagram wordt de toestand van de lucht op elk moment gepresenteerd door een punt. De abscis, dat is de horizontale afstand van het punt in kwestie vanaf de linkerkant van het diagram, geeft de temperatuur van de lucht aan. De ordinaat, dat is de afstand vanaf de onderkant van het diagram, geeft de dampdruk van de waterdamp die de lucht bevat aan. De dampdruk is evenredig met de hoeveelheid waterdamp in de lucht. Elke verandering in de lucht van de ene toestand naar de andere wordt beschreven door een lijn (niet noodzakelijk een rechte lijn), die de twee punten die de begin- en eindtoestand aangeven verbindt. Alle toestanden van de lucht liggend tussen de begin- en eindtoestand worden door punten op deze lijn gekarakteriseerd.

De bruikbaarheid van het diagram bij de beschouwing over de condensatie van waterdamp komt allereerst tot uitdrukking doordat de directe afkoeling van een luchtmassa wordt aangegeven door een horizontale rechte lijn. Immers, tijdens de afkoeling verandert noch de dampdruk noch de hoeveelheid waterdamp, die de lucht bevat. Ten tweede, vanwege het feit dat als twee luchtmassa's aangegeven door twee punten, zeg B en C, op een zodanige manier worden gemengd dat geen warmte verloren gaat, het punt dat het mengsel kenschetst op de rechte lijn ligt die de punten B en C verbindt.¹ Als er een grotere hoeveelheid lucht aangegeven door B in het mengsel zit, dan ligt het punt op de rechte lijn BC dat het mengsel presenteert dichter bij B dan C.

Bij elke temperatuur kan lucht slechts een zekere, maximale hoeveelheid waterdamp bevatten. Wanneer de lucht met deze hoeveelheid vermengd is, wordt gesproken over verzadigde lucht. De hoeveelheid waterdamp die de lucht kan bevatten hangt af van de temperatuur; hoe hoger de temperatuur des te groter de hoeveelheid waterdamp. Alle punten, die in het diagram verzadigde lucht representeren, liggen op een kromme, genaamd de verzadigingskromme, die in Figuur 1 wordt getoond. Elk punt dat beneden deze kromme ligt hoort bij onverzadigde lucht, terwijl elk punt dat er boven ligt mistige lucht aangeeft.

¹ De geldigheid van deze stelling is niet duidelijk. Een bewijs wordt gegeven in de APPENDIX 1 aan het einde van dit rapport.



Figuur 1. De verzadigingskromme getekend in het temperatuur(°C)- dampdruk(hPa)/specifieke vochtigheids (kg/kg) diagram. Lucht met een temperatuur van 25 °C en een dauwpuntstemperatuur van 19 °C (punt D) wordt weergegeven door punt P. Het resultaat van de menging van lucht gekarakteriseerd door de punten B en C ligt op het lijnstuk BC bijvoorbeeld punt E in het oververzadigde gebied. EF is de hoeveelheid water die bij de menging ontstaat. In R raakt de raaklijn uit P de verzadigingskromme. De gestreepte lijn PA is een kromme die het verloop van de toestanden van de lucht gedurende de nachtelijke afkoeling beschrijft.

Strikt gesproken, de punten die de dampdruk van mistige lucht aangeven zijn punten op de verzadigingskromme, maar omdat de dampdruk evenredig is met de hoeveelheid water in de lucht totdat verzadiging optreedt, kunnen wij de ordinaten zo opvatten dat zij òf de dampdruk representeren òf de hoeveelheid aanwezig water. Twee schalen zijn voor de ordinaten in Figuur 1 getekend zodat het diagram op beiderlei wijze kan worden gebruikt.² Als de laatste opvatting wordt aangenomen dan vertegenwoordigen punten boven de verzadigingskromme mistige lucht. Als punt E, dat de hoeveelheid water in het mengsel van twee onverzadigde luchtmassa's B en C aangeeft, in het deel van het diagram boven de verzadigingskromme (zoals het geval is in Figuur 1) ligt, dan wordt de werkelijke dampdruk van het mengsel weergegeven door punt F alwaar de ordinaat E de

² Er moet worden opgemerkt dat het diagram voor lucht bij elke druk kan worden gebruikt als de ordinaten dampdruk aangeven, maar dat het diagram slechts kan worden gebruikt bij (gemiddelde vert.) atmosferische druk als de ordinaat de hoeveelheid aanwezig water aangeeft. Voor andere drukken moet de schaal van de ordinaat worden aangepast in overeenstemming met de verandering in druk.

verzadigingskromme snijdt. De lijn EF geeft het deel van de mengsel, dat uit waterdruppeltjes bestaat. Veronderstel dat de toestand van de lucht door punt P in het diagram wordt aangegeven. Als de lucht wordt afgekoeld zonder van samenstelling te veranderen, kunnen de achtereenvolgende toestanden worden gerepresenteerd door punten langs de lijn PD. Het punt D op de verzadigingskromme wordt het dauwpunt van de lucht voorgesteld door P genoemd. Het resultaat van afkoeling beneden dat punt zal afhangen van de wijze waarop de koeling wordt veroorzaakt. Als de lucht zou afkoelen door straling of door welk ander proces dat warmte direct aan het gehele pakket lucht onttrekt, dan zou de toestand van de lucht worden weergegeven door punten die op het verlengde van de naar binnen gerichte lijn PD liggen, en mist zou worden gevormd; echter als de afkoeling van de lucht zou worden veroorzaakt door afkoeling van de grond, zou zich dauw kunnen vormen. De hoeveelheid waterdamp in de lucht zou dan afnemen, de punten die de toestand van de lucht aangeven zouden langs de verzadigingskromme liggen en er zou niet noodzakelijkerwijs mist hoeven te ontstaan.

Het is daarom belangrijk om het proces waardoor afkoeling

plaatsvindt in ogenschouw te nemen. In de eerst plaats is er de mogelijkheid dat de lucht zijn warmte naar de hemel uitstraalt. In werkelijkheid echter straalt lucht zo slecht warmte uit dat straling duidelijk weinig van doen heeft met de vorming van mist; hoewel het mogelijk is, dat afkoeling veroorzaakt door straling van mistdruppeltjes, nadat de mist ontstaan is, als effect heeft dat de mist dikker wordt. Een veel meer optredende bron van condensatie is de afkoeling die plaatsvindt in een opstijgende beweging van lucht als gevolg van uitzetting. Dit is de meest frequente oorzaak voor wolkenvorming.

Mist in hoog gelegen gebieden kan zijn veroorzaakt door het omhoog dringen van lucht van lager gelegen gebieden door de contouren van de grond, maar mist van dit soort komt praktisch gesproken overeen met het lagere oppervlak van een wolk waarin het hooggelegen gebied is binnengedrongen, en er wordt voorgesteld om dit type mist in dit huidige artikel niet aan een discussie te onderwerpen.

De belangrijkste factor, die de temperatuur van de lucht nabij het aardoppervlak bepaalt, is de temperatuur van de aarde; en de vorming van bijna alle mist, zowel op land als op zee, wordt veroorzaakt door veranderingen in de temperatuur van het aardoppervlak onder de lucht nabij het oppervlak. Maar er is een groot verschil tussen het land en de zee met betrekking tot de wijze waarop deze verandering kan plaatshebben. De temperatuur van de lucht boven zee verschilt zelden meer dan één of twee graden met die van de zee. De zeewatertemperatuur verandert maar erg langzaam door warmteafgifte aan of van de atmosfeer en er is praktisch geen dagelijkse variatie in de temperatuur van het zeeoppervlak. De enige manier waarop de temperatuur van de zee, gelegen onder een gegeven luchtmasse, kan veranderen is door de aanvoer van lucht van een plaats waar de zee heet is naar een plaats waar het koud is, of vice versa. In geval van het land kan de temperatuur van het oppervlak erg snel variëren over een groot gebied. Veranderingen in de temperatuur van een gegeven luchtmasse nabij het aardoppervlak zijn veel meer toe te schrijven aan de temperaturen van de grond op een bepaalde plek dan aan de aanvoer over de grond, waarvan de temperatuur van plaats tot plaats verschilt.¹ De temperatuur van de grond hangt van een grote verscheidenheid van verschillende oorzaken af, zoals de bedekkingsgraad (want wolken voorkomen de afkoeling van de grond gedurende de nacht of verwarming overdag), de windsnelheid en de temperatuur van de grond gedurende de laatste twee dagen.

¹Noot vertaler. Niet duidelijk is wat de auteur met deze zin bedoelt. Mogelijk dat Taylor wil aangeven dat wanneer lucht door de wind gedurende niet al te lange tijd dan weer over een warme plek op aarde trekt en vervolgens over een koudere een gemiddelde temperatuur krijgt. En dat niet telkens boven een warme plek de lucht opeens ook warm wordt en na vervolgens boven een koudere plek te zijn aangekomen direct weer kouder wordt.

Mist boven land

Wij keren nu terug naar de laatste, de meest gecompliceerde en ongelukkigerwijs de meest frequente oorzaak van mistvorming, de afkoeling van de grond door uitstraling naar de hemel tijdens de nacht.

Het is een zaak van simpel waarnemen dat mistvelden bij weinig of geen wind optreden en gewoonlijk verschijnen wanneer er aan de hemel geen wolken zijn. Dit suggereert dat zij gedurende de nacht op de plaats worden gevormd alwaar zij in de morgen worden geobserveerd.

Om uit te vinden in hoeverre dit waar is en welke windsnelheid de vorming van mist bevoordert, onderzocht ik alle gevallen van mist die in de nacht waren ontstaan en in de morgen werden waargenomen te Kew in de jaren 1900-1905. Dit leidt ertoe dat veel mistgevallen onopgemerkt blijven, omdat de meteorologen hun waarnemingen rond 7 uur 's morgens maken en in de zomer veel mist op dat tijdstip al is verdwenen. De wind te Kew wordt geregistreerd door zelf optekende instrumenten en is voor elke twee uur in een tabel gezet. Voor het gemak heb ik de windsnelheden in vier klassen verdeeld. De eerste klasse bevat al die gevallen waarin de windsnelheid tussen 0 en 3,3 mijl per uur lag. De tweede klasse bevat winden van 3,3 tot 5,5 mijl per uur; de derde winden van 5,5 tot 9,2 mijl per uur, en de vierde, winden van 9,2 tot 13,6 mijl per uur. Om 16.00 uur in de middagen van de zeventig nachten, waarin mist werd gerapporteerd gedurende de periode 1900-1905, waren er voorbeelden van wind vallend in één van de vier klassen. Het werkelijke aantal gevallen in ieder van de vier klassen wordt getoond in de eerste kolom van TABEL 1.

Tabel 1
Frequenties van wind met verschillende sterkten om 16.00, 18.00, 20.00, 22.00 uur en middernacht gedurende de zeventig gevallen dat in de nacht mist werd gerapporteerd in de jaren 1900 - 1905.

Tijd		16	18	20	22	00
Windsnelheid (mijl per uur)						
0 - 3.3		24	35	50	58	62
3.3 - 5.5		23	20	18	10	5
5.5 - 9.2		16	13	1	2	3
9.2 - 13.6		7	2	1	0	0

Om 18.00 uur begint de rust van de avond in te treden, en zoals de tweede kolom laat zien waren er maar twee gevallen in de vijf jaar waarin een wind van 9,2 mijl per uur of meer werd gevolgd door mist gedurende de nacht. Om 20.00 uur ging de wind nog meer liggen tijdens de nachten met mist, zodat er maar twee gevallen in de vijf jaar waren waarbij een wind van meer dan 5,5 mijl per uur werd gevolgd door mist gedurende de nacht. Om 22.00 uur waren er nog twee gevallen in de derde klasse, terwijl er tien gevallen in de tweede klasse zaten.

Het is duidelijk dat TABEL 1 voor het maken van een verwachting kan worden gebruikt, omdat als “geen mist” was verwacht te Kew elke keer de wind om 20.00 uur groter was dan 5,5 mijl per uur, er maar twee missers waren geweest in vijf jaar. Wij zouden ook “geen mist” hebben verwacht elke keer als de wind om 18.00 uur sterker was dan 9,2 mijl per uur, en opnieuw zouden wij in vijf jaar tweemaal abuis zijn geweest. Maar omdat er meer gelegenheden waren, waarbij de wind op 20.00 uur sterker was dan 5,5 mijl per uur dan er gelegenheden waren dat hij sterker was dan 9,2 mijl per uur om 18.00 uur, is het voor de hand liggend dat wij meer correcte verwachtingen zouden hebben door de wind van 20.00 uur te gebruiken dan die van 18.00 uur. Dat wil zeggen, het 20.00 criterium dat de wind zwakker moet zijn dan 5,5 mijl per uur geeft tot minder “vals alarm” (wanneer de mogelijkheid van mist wordt verwacht en vervolgens komt er geen mist) aanleiding, dan het 18.00 criterium dat de wind zwakker moest zijn dan 9,2 mijl per uur.

Deze redenering volgend, vond ik bij het onderzoeken van de Kew-registraties, dat de wind van 20.00 een beter criterium was dan de wind om 22.00 uur. Het lijkt er daarom op, dat een meteoroloog, die een mistverwachting wil maken, dat beter kan doen door de wind om 20.00 in de gaten te houden dan de winden voor of na dat uur in zijn beschouwingen te betrekken.

Na alle nachten verworpen te hebben, waarin de wind om 20.00 uur sterker was dan 5,5 mijl per uur, blijven er een groot aantal nachten over, waarin zich geen mist vormt. In veel van deze gevallen is de hemel bedekt met wolken. De aarde koelt onder deze omstandigheden niet door uitstraling af en dientengevolge koelt de lucht nabij het aardoppervlak ook niet af, zodat geen mist wordt verwacht. Als echter alle nachten, waarin de hemel om 20.00 uur met bewolking is bedekt of elk later moment in de nacht, wordt verworpen, blijven er nog steeds vele gevallen van heldere nachten met weinig wind over, waarin zich geen mist vormde. *De vraag, die onder ogen moet worden gezien is daarom, waarom mist zich tijdens heldere nachten met weinig wind soms vormt en dan weer niet. Hoe komt het dat in twee nachten, die er precies hetzelfde uitzien, mist zich in het ene geval wel vormt, maar in het andere niet?* (Dit gedeelte is door de opsteller van dit rapport cursief gemaakt.)

Twee mogelijke verklaringen dringen zich tegelijkertijd op: of de grond is zo warm dat de temperatuur niet ver genoeg naar beneden kan gaan om, wanneer de lucht de normale hoeveelheid vocht bevat, mist te vormen, of de lucht is zo droog dat zich alleen mist zou kunnen vormen als de temperatuur gedurende de nacht veel verder zakt dan gebruikelijk is op heldere nachten met weinig wind. Met de eerste van deze mogelijke verklaringen is erg moeilijk om te gaan, omdat hij afhangt van zulk een gecompliceerde serie van oorzaken.

De tweede echter schijnt des te belangrijker, hetgeen een geluk is, omdat het (zoveel is zeker) voor een meteoroloog gemakkelijker is om rekening te houden met de droogte van

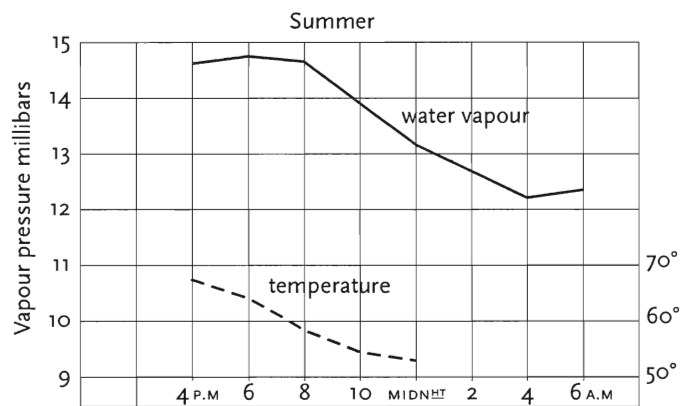
de lucht dan met de condities die de temperatuur van de grond bepalen.

Ten einde te voorspellen of het waarschijnlijk is dat mist op heldere nachten met weinig wind verschijnt, is het eerst noodzakelijk om de waarde te voorspellen waarmee de temperatuur in de nacht terugloopt, en dan moet men de hoeveelheid waterdamp in de lucht meten en uit zien te vinden of de voorspelde temperatuurdaling groot genoeg is om mist te vormen.

Op het eerste gezicht lijkt de tweede vraag door puur fysisch te redeneren op te lossen. De extreme zwakheid van de wind tijdens mist doet vermoeden dat het optreden van mist op elke plaats te danken is aan de afkoeling van de naburige grond en niet aan een mistveld dat ergens anders vandaan is gekomen. Wanneer stilstaande lucht wordt afgekoeld, mag men verwachten dat de hoeveelheid waterdamp die de lucht bevat constant blijft totdat de mist begint, waarna hij af zal nemen wegens het feit dat iets van de damp als druppels naar beneden is gevallen.

Bij het bestuderen van de Kew-registraties vond ik dat op nachten met mist de dampdruk een tijdlang constant bleef en dan begon af te nemen. In Figuur 2.1. is een kromme te zien die de gemiddelde dampdruk op nachten met mist in de

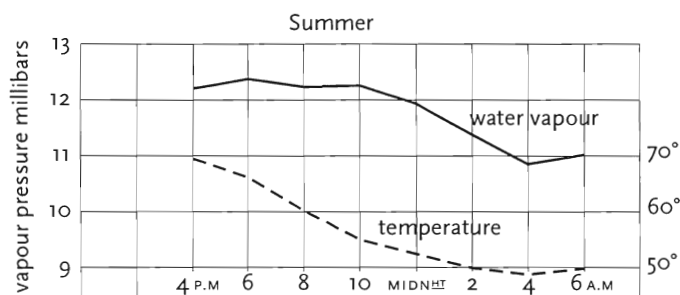
Figuur 2.1. Het gemiddelde verloop van de dampdruk en temperatuur in graden Fahrenheit gedurende heldere nachten in de zomer, waarin mist ontstaat. (ref. 9)



zomer weergeeft. Duidelijk is dat deze kromme de eigenschap vertoont waarop hiervoor is gewezen. Dit als bewijs nemend dat de dampdruk constant blijft tot de mist zich vormt, ging ik er vervolgens toe over om uit te rekenen hoever de temperatuur moest dalen na 20.00 uur, alvorens de lucht verzadigd raakte. Vervolgens vergeleek ik die met de werkelijk opgetreden waarden waarmee de temperaturen te Kew waren gedaald na 20.00 uur op heldere nachten met weinig wind. Tot mijn verrassing vond ik, dat de temperatuur van de lucht nabij de grond bijna elke nacht, wanneer deze voorwaarden gelden, tot beneden het dauwpunt van 20.00 uur daalt. Het is daarom vanzelfsprekend, dat de dampdruk zowel op nachten met mist al tijdens nachten met geen mist af moet nemen. Ik onderzocht de heldere nachten met weinig wind, wanneer

zich geen mist te Kew vormde, en vond evenals hiervoor dat de dampdruk van de lucht nabij de grond constant blijft gedurende de middag en avond en rond 22.00 uur begint af te nemen. In Figuur 2.2. wordt de kromme getoond die de gemiddelde dampdruk op nachten met geen mist in de zomer aangeeft.

Figuur 2.2. Het gemiddelde verloop van de dampdruk en temperatuur in graden Fahrenheit gedurende heldere nachten in de zomer, waarin geen mist ontstaat. (ref. 9)



De afname van de dampdruk wordt zonder twijfel veroorzaakt door de vorming van dauw op de grond. De waterdamp en warmte kunnen naar de grond worden overgebracht of door op- en neerwaartse stromen, of door diffusie en geleiding. Het is vanzelfsprekend dat als de droogte, veroorzaakt door de dauwvorming op de grond, met een grotere snelheid naar boven diffundeert dan de kou omhoog wordt geleid, dat het dan minder waarschijnlijk is dat zich mist vormt dan in het omgekeerde geval. Het is daarom belangrijk om een schatting te maken van het onderlinge belang van stromen naar boven en beneden en van diffusie en geleiding bij het overbrengen van warmte en waterdamp van de atmosfeer naar de grond. Theoretisch gesproken breiden de effecten van veranderingen in temperatuur nabij de grond zich onmiddellijk naar boven uit door geleiding naar alle hoogten, maar boven een zekere hoogte zijn de effecten erg klein. Veronderstel bijvoorbeeld dat er geen verticale stromen zijn, en dat de grond op tijdstip $t = 0$ begint af te koelen, en dat de afkoeling gelijkmatig is, dan is op tijdstip t de hoogte z , waarop de temperatuur tot $1/10$ deel van de terugval bij de grond is teruggelopen gelijk aan (ref. 10):

$$z = 0.8 \sqrt{\frac{4\chi}{\rho\sigma}} \sqrt{t}.$$

Gebruikmakend van de algemeen aanvaarde waarden voor χ de geleidbaarheid, ρ de dichtheid, en σ de soortelijke warmte van lucht, $\chi/\rho\sigma = 0.186$ en de formule wordt $z = 0.69\sqrt{t}$.

De hoogte z mag zonder problemen worden opgevat als zijnde de hoogte waarboven het afkoelingseffect op het tijdstip t niet is doorgedrongen. Door $t = 1$ uur, 4 uur, en 8 uur in de formule te substitueren, wordt voor z respectievelijk gevonden $z = 1$ ft. 4 ins., 2 ft. 9 ins. en 3 ft. 10 ins. (zijnde

respectievelijk ongeveer 0.4, 0.8 en 1.2 m). Het is daarom voor de hand liggend dat zonder de hulp van verticale stromen het afkoelingseffect van de grond zich, enkel onder de werking van geleiding, maar tot een hoogte van ongeveer 4 ft in de nacht zou uitbreiden. Omdat bekend is dat de koeling zich tot veel grotere hoogten uitbreidt dan deze, moeten wij wel concluderen dat de verticale stromen belangrijker zijn dan geleiding.

De diffusie vergelijkingen zijn precies dezelfde als die van de geleiding behalve dat in de formule voor diffusiecoëfficiënt D de grootte $\chi/\rho\sigma$ in de plaats komt. De gemeten waarde van D voor de diffusie van waterdamp in lucht is 0.20. Opgemerkt mag worden dat dit vrijwel gelijk is aan $\chi/\rho\sigma = 0.186$; het is daarom duidelijk, dat de hoogte waarbij de verandering in dampdruk gelijk is aan $1/10$ van de verandering nabij de grond praktisch gelijk is aan z . Dat wil zeggen, de afkoeling en het uitdrogen breiden zich onder de werking van geleiding en diffusie vrijwel met dezelfde snelheid naar boven toe uit. Als D precies gelijk was aan $\chi/\rho\sigma$ zou het effect van diffusie en geleiding op de verdeling van vochtigheid en temperatuur dezelfde zijn als die van een zekere verdeling van op- en neerwaartse stromen in een niet-geleidende en niet-diffunderende atmosfeer, omdat de warmte in het laatste geval door dezelfde luchtstromen met dezelfde snelheid als de waterdamp opwaarts wordt gevoerd.

Deze laatste conclusie is een erg nuttige, omdat het ons toont dat wij bij het redeneren over veranderingen in de dampdruk en luchttemperatuur nabij de grond het diagram van Figuur 1 kunnen gebruiken zonder er rekening mee te hoeven houden of de veranderingen tot stand worden gebracht door verticale stromen dan wel door geleiding en diffusie.

Om met behulp van het vochtigheidsdiagram van Figuur 1 te bepalen tot hoever beneden het dauwpunt de lucht om 20.00 uur moet worden afgekoeld, voordat er mist ontstaat, zou het noodzakelijk zijn om alles te weten over de op- en neerwaartse stromen, die de warmte en waterdamp naar de grond overbrengen. Het is daarom onmogelijk om het diagram toe te passen bij de vaststelling of zich wel of geen mist zal vormen bij een bepaalde gelegenheid zonder verdere aannamen te maken met betrekking tot deze op- en neerwaartse stromen. Ik ben echter in staat om tenminste één theoretisch resultaat uit het diagram af te leiden, dat onafhankelijk van deze stromen is. Het zal blijken dat dit resultaat in overeenstemming is met de Kew-waarnemingen. Veronderstel dat, voordat de grond door uitstraling naar de hemel begint af te koelen, alle lucht in de onderste lagen van de atmosfeer (diegene die door de afkoeling worden beïnvloed) in de toestand verkeert weergegeven door punt P in het vochtigheidsdiagram van Figuur 1. Veronderstel eveneens, in de eerste plaats, dat de aarde plotseling afkoelt tot een temperatuur beneden het dauwpunt en die temperatuur vasthoudt. Op de grond wordt dan dauw gevormd en de lucht, die van het oppervlak omhoog stijgt na de dauwvorming, zal verzadigd zijn en de temperatuur van de grond hebben. Hij zal daarom worden

weergegeven door een punt A op de verzadigingskromme. Alle mogelijke mengsels van lucht gekenschetst door A en lucht weergegeven door P worden door punten op een rechte lijn verbindende AP 'gepresenteerd' en bovendien elk mengsel van ieder van de mengsels wordt evenzo gerepresenteerd door een punt op de rechte lijn AP. De achtereenvolgende toestanden van de lucht vanaf de grond tot aan de grootste hoogte beïnvloed door afkoeling wordt daarom gepresenteerd door alle punten op AP vanaf A tot P. Deze bewering is waar, wat ook het mechanisme van verticale stromen die de kou naar boven overbrengen mag zijn.

De vraag of mist zich zal vormen onder de veronderstelde voorwaarden zal daarom ervan afhangen of iets van de rechte lijn AP aan de bovenkant van de verzadigingskromme ligt. Dit is een puur geometrische kwestie.

Trek vanuit P een raaklijn aan de verzadigingskromme rakend in het punt R. Als A lager op de verzadigingskromme ligt dan R, dan bevindt een deel van AP zich aan de bovenkant van de verzadigingskromme, terwijl, als A boven R op de verzadigingskromme ligt, de hele lijn AP zich in het onverzadigde gedeelte komt te liggen.

Het blijkt daarom, dat voor elke toestand van de lucht er een zekere temperatuur is (gedefinieerd door het punt alwaar de raaklijn van punt P die deze toestand aangeeft tot de verzadigingslijn de kromme raakt) waartoe de grond moet worden gekoeld, als hij plotseling wordt afgekoeld opdat mist kan worden gevormd.

De aanname dat de afkoeling onmiddellijk plaatsvindt, en dat de temperatuur aan de grond laag blijft, terwijl de koude in de lucht diffundeert, is de meest ongunstige toestand voor mistvorming.

Als de lucht geleidelijk afkoelt van de temperatuur aangegeven door de abscis van punt P (Figuur 1) tot de temperatuur weergegeven door de abscis van punt A, dan ligt de kromme, die de toestanden van de lucht vanaf het grondoppervlak tot aan het gebied waar de koude nog niet is doorgedrongen, noodzakelijkerwijs in de driehoek PRD, waarin D het dauwpunt corresponderend met P is. Want de lucht moet geheel bestaan uit mengsels van lucht waarvan de toestanden door de rechte lijn PD worden gerepresenteerd en het deel van de verzadigingskromme, dat ligt tussen A en D. De werkelijke vorm van een mogelijke kromme wordt in Figuur 1 getoond als een gestreepte lijn. Te zien is dat, als A langs de kromme naar beneden naar R beweegt, deze kromme de verzadigingskromme zal snijden voor RA een raaklijn aan de kromme wordt. Wij hebben daarom de volgende algemene stelling: Als de temperatuur van het aardoppervlak beneden een zeker niveau, gedefinieerd door punt R, daalt, zal noodzakelijkerwijs mist worden gevormd. Als de temperatuur tot beneden het dauwpunt daalt, maar niet zo laag als die gedefinieerd door punt R, dan kan wel of geen mist worden gevormd al naar gelang de

omstandigheden, waarmee het proces, waardoor de koeling wordt voortgebracht, gepaard gaat.

Ik heb deze stelling geverifieerd aan de hand van de Kew-waarnemingen, en ook met behulp van enige Farnborough-waarnemingen. Ik nam elk geval gedurende een periode van vijf jaar te Kew, wanneer de windsnelheid om 20.00 uur minder was dan 5,5 mijl per uur. Ik markeerde in het vocht-diagram het punt P corresponderende met de hygrometrische toestand van de lucht om 20.00 uur en vond de temperatuur overeenkomende met het punt R, waar de raaklijn van P de verzadigingskromme in ieder geval raakt. Ik vond dat op nachten, wanneer de mist zich voordeed, de grasminimumtemperatuur soms een lagere waarde registreerde dan deze en soms hogere. Gedurende nachten wanneer echter geen mist verscheen, daalde de grasminimumtemperatuur nooit beneden dit punt."

Einde citaat.

¹ Zie APPENDIX 1

3 Lang citaat over bodemvocht

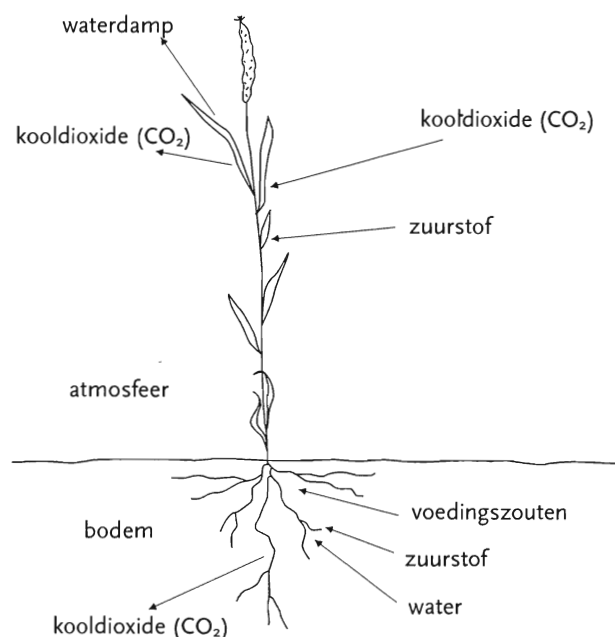
Zoals in de Inleiding al vermeld, veel van het hieronder geschrevene is letterlijk overgenomen uit de boeken KENNIS VAN GROND EN BODEM van H. van der Heij en Dr. P.K. Peerlkamp (ref. 11) en BODEMKUNDE van Dr. Ir. S.F. Kuipers (ref. 12). Dit lange citaat menen wij ons eveneens te mogen veroorloven, omdat wij het begrip, dat in dit citaat wordt gekweekt voor de werking van het water in de bodem en dan vooral met het oog van de vochtopname door planten, later nodig zullen hebben om het verband te kunnen leggen tussen gebieden met hoge grondwaterstanden en de grotere kans op mist. Verder blijkt momenteel, dat voor het ontwerpen van goede computermodellen voor weer en klimaat kennis van bodemvocht onontbeerlijk is. Als introductie tot dit nieuwe aspect voor de meteorologie biedt dit rapport met dit hoofdstuk daartoe, naar wij hopen, zijn bijdrage. Wij hadden ons kunnen beperken tot de vocht karakteristieken (zie verderop) maar het leek ons voor onszelf en de lezer van belang om ook de achtergrond, die daarbij behoort, te presenteren plus nog meer, zoals de uitleg over de manier waarop de bodem vocht vasthoudt, hoe die vocht karakteristiek wordt gemeten, het verloop van de grondwaterstand gedurende een jaar enz. Tenslotte boden deze boeken ons, geboren en getogen op het platteland van Noordwest-Friesland, waar wij het gewas hebben zien opgroeien en waar wij ons als klein kind bijvoorbeeld hebben afgevraagd, hoe in droge tijden planten toch nog aan hun water kunnen komen, zodat niet alles verdort, inzicht - zij het nu pas - in dit soort gewichtige zaken betreffende de voedselvoorziening. Wij beginnen met een lang citaat uit het boek KENNIS VAN GROND EN BODEM.

Begin citaat:

“Grond en bodem

De buitenste laag van onze aardbol noemt men de aardkorst. Volgens de aardkundigen (geologen) zou deze aardkorst eenmaal geheel uit harde rots hebben bestaan. Door verschillende oorzaken werd (en wordt nog steeds) dit harde gesteente veranderd in kleine deeltjes. Omdat bij deze verdeling het weer een grote rol speelt, spreekt men van verwerking. Het fijne materiaal dat bij deze verwerking ontstond, is soms op de plaats van het ontstaan blijven liggen, maar meestal is het door de wind, stromend water (beken, rivieren en de zee) of stromend ijs (gletsjers en landijs) naar andere plaatsen vervoerd en daar weer afgezet. Het gevolg van dit alles is, dat de buitenkant van de aardkorst nu over grote

delen van de aarde bestaat uit los materiaal dat wij aanduiden met de naam grond. In bergachtige streken komt echter op vele plaatsen de harde rots nog aan de oppervlakte. De bovenste losse laag van de aardkorst, voor zover zij voor plantengroei geschikt is, is voor de landbouw zeer belangrijk. Zij vormt de bodem, waarin de wortels van de planten groeien, ‘ademen’ en ‘drinken’ en waaruit zij voedingszouten halen (Figuur 3).

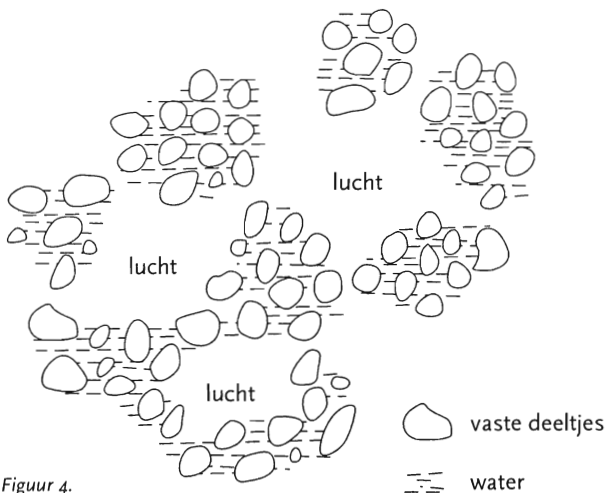


Figuur 3. In de bodem groeien, ‘ademen’ en ‘drinken’ de plantewortels en halen hieruit hun voedingszouten.

In het bovenstaande zijn de woorden grond en bodem gebruikt. Grond is het materiaal, waaruit de bodem is opgebouwd. Men kan spreken van een hoeveelheid grond, van een grondmonster enz., maar wanneer we het woord bodem gebruiken, bedoelen wij de toestand ter plaatse, dus zoals de grond in het veld ligt. Het materiaal grond verandert met de tijd betrekkelijk weinig; de bodem is echter veel sterker aan veranderingen onderhevig o.a. door ingrijpen van de mens (b.v. door diepploegen).

Bestanddelen van de grond

De grond bestaat uit verschillende bestanddelen. Wij onderscheiden vaste, vloeibare en gasvormige bestanddelen. Zie Figuur 4. Tussen de vaste delen van de grond bevinden zich poriën, die soms zeer nauw zijn (capillaire ruimten) en



Figuur 4. Grond sterk vergroot getekend. Grond bestaat uit vaste delen, water en lucht.

soms wijder (gangen en holten). De grens ligt bij een poriëndiameter van 3 mm. In deze poriën bevindt zich water of lucht of beide. Er wordt gesproken over capillaire ruimten, omdat het water door capillaire kracht wordt vastgehouden. Water is in verschillende opzichten nodig.

- a. De planten hebben water nodig voor de C-assimilatie ($6 \text{ CO}_2 + 6 \text{ H}_2\text{O} \rightarrow \text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_6 + 6 \text{ O}_2$).
- b. De planten voedende stoffen moeten eerst worden opgelost voor ze door de plant kunnen worden opgenomen en hierin worden vervoerd; water is dus een oplos- en transportmiddel.
- c. De planten hebben water nodig voor de celspanning

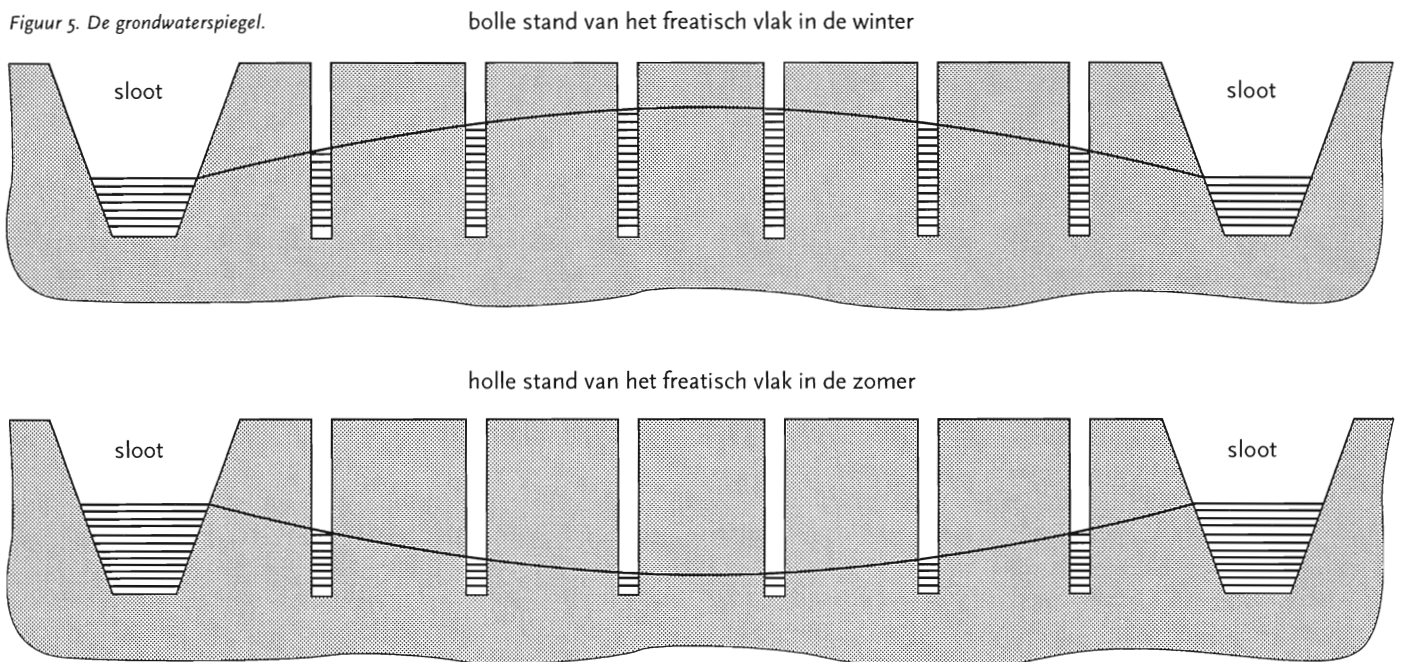
(turgor), waaraan zij een groot deel van hun stevigheid danken.

- d. Water dient via de verdamping als afkoelingsmiddel, dus om de temperatuur van de planten niet te hoog te doen oplopen door bestraling van de zon.
- e. Ook micro-organismen hebben voor hun leven water nodig.
- f. Voor chemische omzettingen is water nodig.
- g. Verplaatsing van vaste stoffen (b.v. kunstmest) in de bodem kan veelal ook eerst plaatsvinden na oplossing.

Vrijwel alle water, dat de plant uit de bodem opneemt, wordt door de bovengrondse delen weer verdampt. De plant 'verbruikt' water voor de vorming van droge stof. Voor veel gewassen is er globaal gesproken een rechtlijnig positief verband tussen het waterverbruik en de totale droge stofproductie. Hieruit blijkt hoe belangrijk het is, dat planten ruimschoots water uit de bodem kunnen opnemen. Water komt op verschillende wijzen in de bodem voor.

- a. Als grondwater. Wanneer wij op diverse plaatsen op een perceel voldoende diepe gaten graven, dan zal hierin water komen te staan. In gedachten kunnen wij door al deze waterspiegeltjes een vlak leggen, dat wij het freatisch vlak of grondwaterspiegel noemen. Alle water in de bodem beneden dit vlak en voor zover het niet behoort tot het hierna te noemen zwel- en adhesiewater, heet grondwater. Zie Figuur 5.

Figuur 5. De grondwaterspiegel.

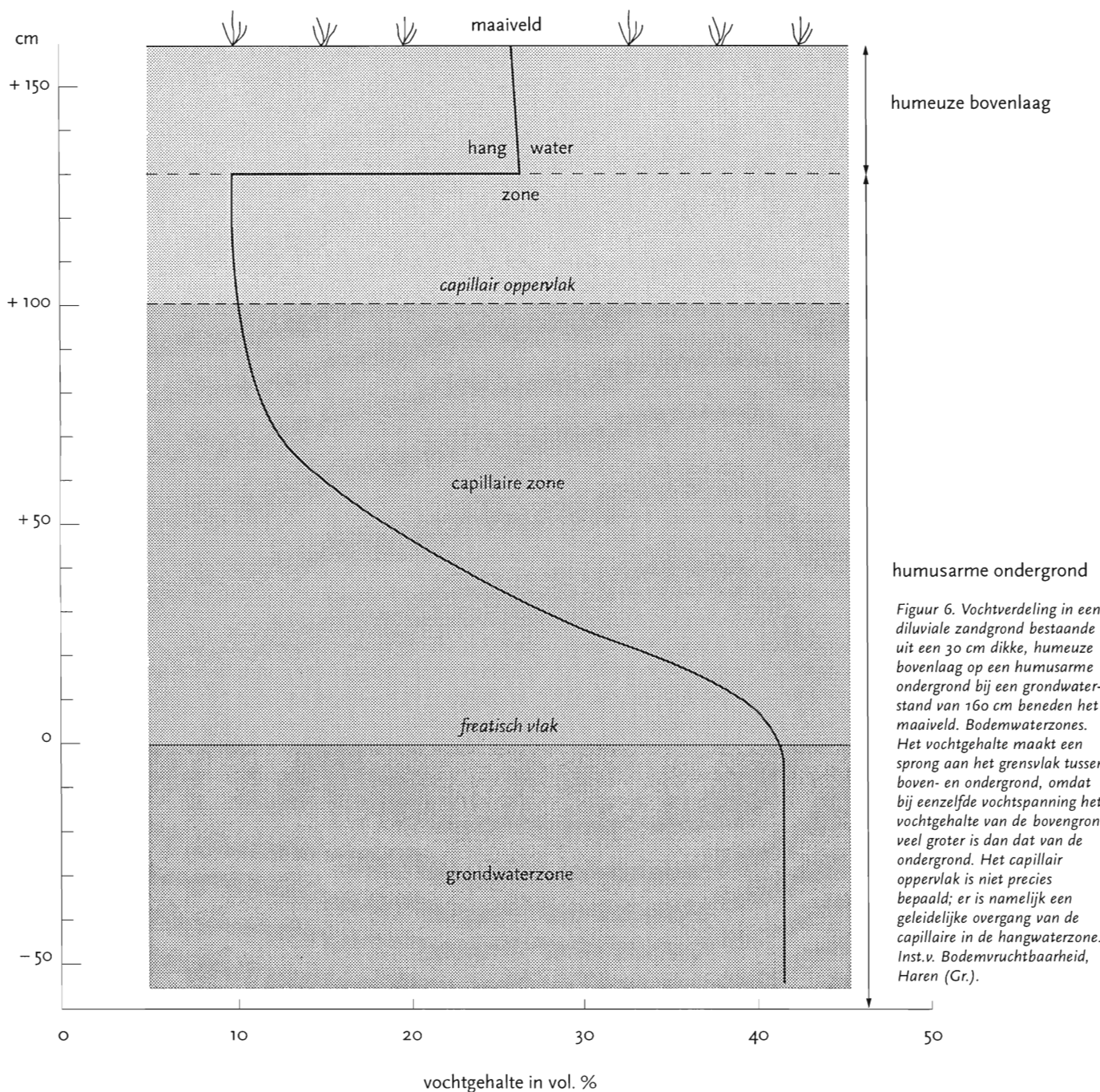


Boven de grondwaterspiegel komt het water (bodemvocht) voor als:

- b. zwelwater; dit zit in de vaste bodemdeeltjes met zwellen- en krimpvermogen (humus en kleimineralen).
- c. adhesiewater; als een dun laagje bevindt het zich om vaste deeltjes.
- d. capillairwater; de nauwe bodemporiën houden dit water vast.

Ten opzichte van het voorkomen van water in het bodemprofiel kunnen wij drie zones onderscheiden van beneden naar boven (zie Figuur 6).

- a. de grondwater zone. Deze bevindt zich beneden het freatisch vlak. De planten kunnen dit grondwater niet rechtstreeks opnemen, omdat in deze zone vrijwel alle poriën gevuld zijn met water en dus lucht (zuurstof) ontbreekt. De wortels van onze cultuurplanten kunnen niet leven in een milieu zonder zuurstof en dringen doorgaans niet in de grondwaterzone door.



Figuur 6. Vochtverdeling in een diluviale zandgrond bestaande uit een 30 cm dikke, humeuze bovenlaag op een humusarme ondergrond bij een grondwaterstand van 160 cm beneden het maaiveld. Bodemwaterzones. Het vochtgehalte maakt een sprong aan het grensvlak tussen boven- en ondergrond, omdat bij eenzelfde vochtspanning het vochtgehalte van de bovengrond veel groter is dan dat van de ondergrond. Het capillair oppervlak is niet precies bepaald; er is namelijk een geleidelijke overgang van de capillaire in de hangwaterzone. Inst.v. Bodemvruchtbaarheid, Haren (Gr.).

- b. de capillaire zone. Vanuit het grondwater stijgt het water in de nauwe gangetjes van de bodem tot een bepaalde hoogte naar boven. Hoe nauwer de poriën zijn, des te groter is de stijghoogte en daar de wijfde van de capillaire poriën nauw samenhangt met de grootte van de vaste gronddeeltjes, ligt het voor de hand, dat het water in zwaardere gronden hoger stijgt dan op de lichtere. Dit kan ook blijken uit onderstaande TABEL 2, waarin de theoretische stijghoogte wordt gegeven.

Tabel 2

Grondsoort	capillaire stijghoogte
grof zand	± 20 cm
matig grof zand	± 40 - 60 cm
fijn zand	± 70 - 100 cm
zavel*	± 100 - 200 cm
klei	vele meters

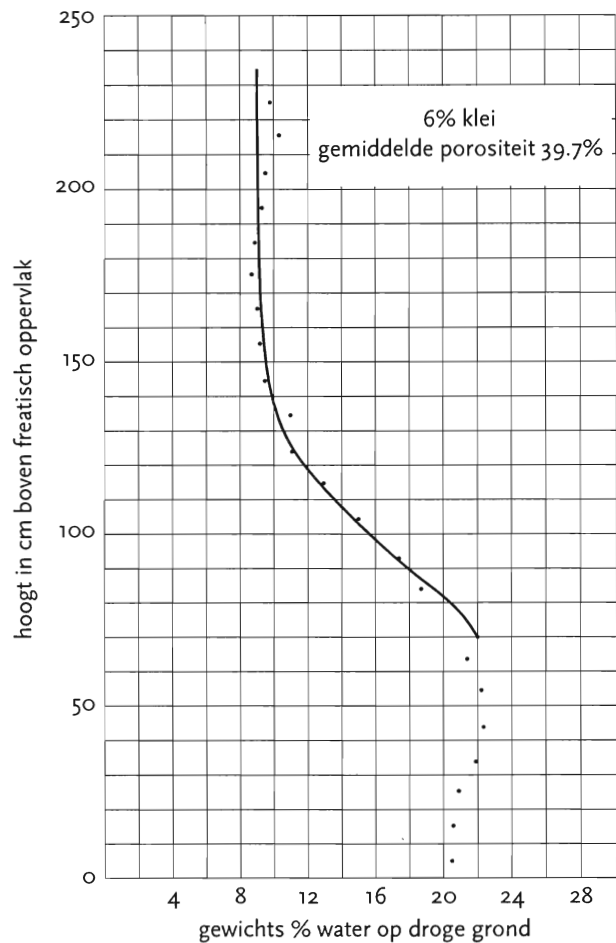
* Zavel = grond waarvan de grootte van de korreldeeltjes ligt tussen die van zand en klei

Theoretisch zou het water op zwaardere gronden dus vele meters kunnen opstijgen. Daar staat echter weer tegenover, dat de stijging in nauwe capillaire ruimten minder snel gaat. Deze bieden bij zwaardere gronden vaak zoveel weerstand aan het watertransport, dat de theoretische stijghoogte daar nooit wordt bereikt en de eigenlijke capillaire zone in werkelijkheid vaak slechts enkele dm bedraagt. Een stijghoogte boven 5 m kan, in verband met het geringe capillaire geleidingsvermogen, praktisch niet voorkomen. Onder in de capillaire zone is nog weinig of geen lucht (zuurstof), omdat alle of bijna alle kanaaltjes gevuld zijn met water. Dit deel heet de vol-capillaire zone. Ook hierin kunnen de wortels dus meestal niet doordringen. Verder naar boven zijn alleen de nauwere poriën nog gevuld met water, terwijl in de wijdere lucht voorkomt. Dit is de open- of gedeeltelijk capillaire zone of geaëreerde zone. Wanneer de wortels dit deel kunnen bereiken, is wateropname hieruit mogelijk. Zie Figuur 7.

- c. De hangwaterzone. Dit is het deel van de bodem tussen de bovengrens van de capillaire zone en het maaiveld. Het water in deze zone vormt geen samenhangend geheel met het grondwater. In de nauwere poriën zal zich in het algemeen water bevinden, dat daarin wordt opgezogen, wanneer het regenwater door de bodem naar beneden zakt. Het is daar dus blijven hangen. Van een gedeelte van dit water kunnen de plantenwortels gebruik maken.

Vrij en gebonden water.

Al het water in de bodem kunnen wij verdelen in vrij water en gebonden water. Tot het gebonden water behoort het zwel-



Figuur 7. Vochtverdeling boven het freatisch vlak in een slibhoudende zandgrond uit de Noordoostpolder. De hoeveelheid vocht blijft tot ca 75 cm boven het freatisch vlak vrijwel gelijk, daarna neemt het vochtgehalte af tot ca 150 cm. De grens tussen de vol- en de open-capillaire zone ligt hier dus bij 75 cm. De bovengrens van de capillaire zone valt hier blijkbaar bij ca 150 cm boven de grondwaterspiegel. Daarboven begint de hangwaterzone.

adhesie- en capillair-water. De grond houdt dit water vast door een zuigkracht. Wij zeggen, dat de grond een zekere zuiging uitoefent op het water en verstaan dan onder zuiging de zuigkracht van de grond per oppervlakte eenheid (dus evenals wij bij een gas spreken van druk, d.i. de kracht, die het gas per oppervlakte eenheid uitoefent). De zuiging van de grond hangt af van het vochtgehalte en van de wijfde der poriën. In luchtdroge grond is de zuiging groot. Het dan nog aanwezige vocht (adhesie- en zwelwater) wordt sterk gebonden. Nauwe poriën oefenen een grotere zuiging uit dan wijdere. Het capillaire water in nauwere poriën wordt dus sterker door de grond vastgehouden dan dat in wijdere. Alleen in grotere holten en gangen kan de invloed van de zwaartekracht de zuiging overwinnen en het water als vrij water doen afzakken. Ook het grondwater behoort tot het vrij water. Het wordt niet door een zuigkracht vastgehouden. Indien de mogelijkheid bestond, zou het wegvloeiën. Uit het feit, dat het gebonden water door een zekere zuiging van grond wordt vastgehouden, volgt, dat de plantenwortels ook een zuiging moeten uitoefenen om dit water te bemachtigen. Wij zouden dus

kunnen zeggen, dat er door grond en plant een strijd wordt geleverd om het water.

Grootte van de zuiging.

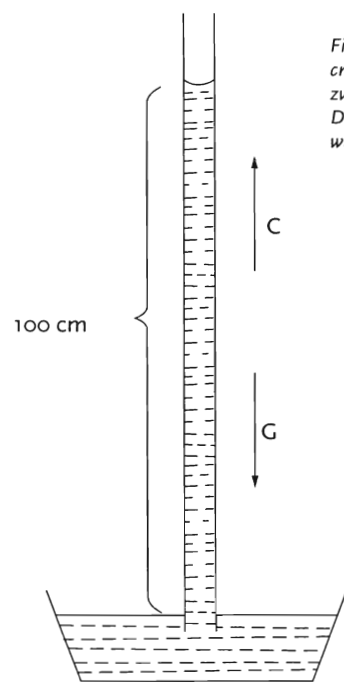
Over de zuiging die zowel de bodem als de plantenwortel op het water in de bodem uitoefenen, moeten wij nu nog nader spreken.

Wanneer wij een nauwe glazen buis in een bak met water plaatsen, zien wij, dat het water in de buis opstijgt. Wij noemen dit capillaire opstijging. De kracht waardoor dit plaatsvindt noemen wij capillaire zuigkracht.

Na verloop van tijd zal het water niet verder stijgen. Hoe komt dit? Bij dit proces zijn zeker twee krachten betrokken:

- de capillaire zuigkracht, die het water naar boven trekt;
- het gewicht van de waterkolom, dat het water naar beneden trekt en dat groter wordt naarmate het water stijgt (zwaartekracht).

Bij het ophouden van de stijging is er dus blijkbaar een evenwichtstoestand ingetreden: beide krachten zijn nu even groot (Figuur 8).



Figuur 8. De capillaire stijghoogte is 100 cm. Er is nu een evenwicht tussen de zwaartekracht (G) en de zuigkracht (C). De zuiging (kracht/cm²) is hier 100 cm waterkolom = 0.1 atm.

Stel, dat de waterkolom in de buis 100 cm is. De kracht, die naar beneden is gericht, is dan gelijk aan het gewicht van een kolom water van 100 cm. De kracht, die naar boven is gericht (de zuigkracht van de meniscus), is ook zo groot.

De grootte van zuigingen (o.a. van bodem en plantenwortels) kan dus worden uitgedrukt in meterwaterkolom (m H₂O) of centimeterwaterkolom (cm H₂O). Hiermee in verband staat het gebruik van de pF om de grootte van een zuiging aan te geven, bijv pF_2 , $pF_{4.2}$ enz. Het verband met cm H₂O blijkt uit het volgende:

Tabel 3

100 cm H ₂ O	= 10 ² cm H ₂ O = pF_2	>> 0.1 atm
1000 cm H ₂ O	= 10 ³ cm H ₂ O = pF_3	>> 1 atm
10000 cm H ₂ O	= 10 ⁴ cm H ₂ O = pF_4	>> 10 atm
15850 cm H ₂ O	= 10 ^{4.2} cm H ₂ O = $pF_{4.2}$	>> 15 atm

Men drukt dus het aantal cm H₂O, waarmee de grootte van de zuiging wordt aangegeven, uit in een macht van 10; de exponent is dan de pF -waarde (p van het Latijnse potentia = macht; F is het symbool voor kracht).

Wij kunnen ook zeggen: de pF is de logaritme van de grootte van de zuiging als deze wordt uitgedrukt in cm H₂O.

De grond oefent dus een zuiging uit op het water, dat hij bevat. Dit water staat daardoor onder spanning, even groot als de zuiging van de grond. Wij noemen deze de vochtspanning. De namen zuiging en vochtspanning worden vaak door elkaar gebruikt.

Beschikbaar water

Wanneer van een hoeveelheid grond alle poriën, grote en kleine, geheel gevuld zijn met water, noemen wij de grond verzadigd (met water). Deze toestand hebben wij praktisch beneden de grondwaterspiegel. Wanneer wij op deze verzadigde grond een zuiging uitoefenen van 0.1 atm, dus met pF_2 , zal al het water dat door de grond met een kleinere zuiging wordt vastgehouden uit de grond verdwijnen. De grond heeft nu een vochtspanning van pF_2 . Het vochtgehalte dat de grond dan heeft, komt in ons land vrijwel overeen met de zogenaamde veldcapaciteit. Deze toestand treedt in het veld op als na een zeer natte periode het overtollige water voldoende gelegenheid heeft gehad om uit te zakken; het is dus bij benadering het vochtgehalte aan het eind van de winter.

Een deel van het water dat in de bodem voorkomt als deze op veldcapaciteit is, kan door de planten worden opgenomen, maar omdat de zuiging van de grond stijgt naarmate er meer water wordt onttrokken, komt er een moment, waarop de plant niet voldoende water meer kan opnemen en verwelkt. Herstelt de plant zich niet meer in een donkere en vochtige omgeving, m.a.w. is ze blijvend verwelkt, dan heeft het vochtgehalte van de grond het zogenaamde verwelkingspunt bereikt. De zuiging van de grond is op dat moment ongeveer 15 atm = $pF_{4.2}$.

Wanneer het bovenstaande goed begrepen is, zal het duidelijk zijn, dat niet de hoeveelheid water, die de bodem bij de veldcapaciteit bevat, het belangrijkste is, maar wel hoeveel water de bodem in de hangwaterzone ter beschikking van de planten kan stellen, wanneer er geen aanvoer van water vanuit het grondwater of door regen plaatsvindt. Deze hoeveelheid noemen wij de beschikbare hoeveelheid water. Het is dus de hoeveelheid water, die de bodem bij veldcapaciteit kan vasthouden, verminderd met de hoeveelheid, die de bodem bij het verwelkingspunt nog bevat.

Vochtgehalten van de bodem, zoals veldcapaciteit en verwelkingspunt, worden, evenals hoeveelheden bodemvocht

(b.v. de beschikbare hoeveelheid water), dikwijls uitgedrukt in volume-procenten (cm³ water per 10 cm³ ongeroerde bodem). Wij drukken de hoeveelheid water ook uit in mm. Nu komt 1 volume % overeen met een schijf van 1 mm water per 10 cm bodemdikte. Als het beschikbare water b.v. 20 vol. % bedraagt en de bewortelingsdiepte is 80 cm, is er dus in de bewortelde bodemlaag 20 x 8 = 160 mm beschikbaar water. Als dit water als een horizontale schijf wordt gedacht, zou de hoogte 160 mm zijn.

De beschikbare hoeveelheid water is niet voor alle grondsoorten gelijk, zoals blijkt uit onderstaande TABEL 4:

Tabel 4

Grondsoort	veldcap. (vol%)	verw.punt (vol%)	beschikbare hoev. (vol%)
humusarm zand	7	2	5
esgrond	30	8	22
dalgrond	44	12	32
lichte zavelgrond	34	8	26
zware Dollard kleigrond	44	26	18
knikkleigrond	38	23	15
komkleigrond	53	32	21
stroomgrond	31	12	19
lössgrond	37	9	28
veengrond (bolster)	72	19	53
nat, slibrijk bosveen	60	28	32

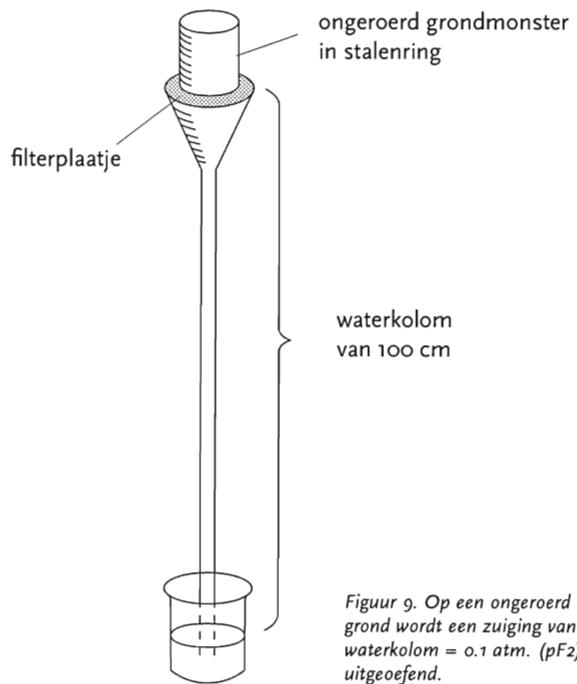
Inst.van Bodemvruchtbaarheid, Haren (Gr.)

Voor het omschrijven van de vochttoestand van de grond (nat, droog) kan men beter de vochtspanning (*pF* of cm H₂O) dan het vochtgehalte (gewichts = of volume-% water) gebruiken. Bij gelijke vochtspanning hebben verschillende gronden vrijwel dezelfde vochttoestand, terwijl toch de vochtgehalten sterk uitéén kunnen lopen (zie tabel). Neem bijvoorbeeld het verwelkingspunt waarbij de vochtspanning *pF*_{4.2} is. Als de grond die vochtspanning heeft kan de plant geen water meer opnemen en is de grond voor de plantengroei droog. Maar bovenstaande tabel leert dat er dan nog best veel water in de grond kan zitten. Zie bijvoorbeeld veengrond.

Vocht karakteristiek

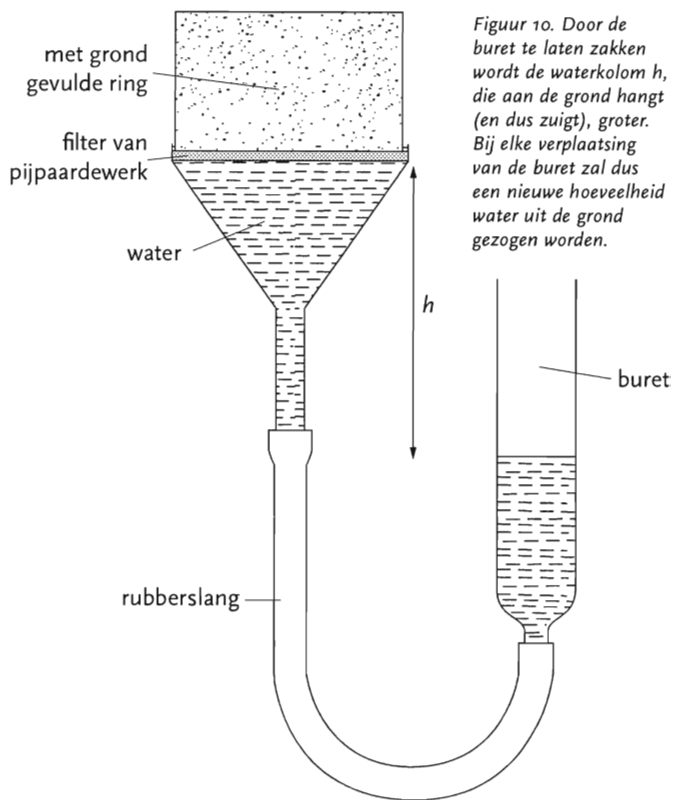
Aan een grond, die een zuiging uitoefent van 0.1 atm, dus met een *pF*₂, kan men een waterkolom van 100 cm hangen (Figuur 9). Wanneer de zuiging van de grond kleiner was geweest (*pF* < 2), zou er in dit geval net zo lang water aan de grond zijn onttrokken, tot de *pF* 2 was geworden. Door na het intreden van de evenwichtstoestand de grond te wegen en eveneens na droging, is nu te berekenen, hoe groot het vochtgehalte was bij *pF*₂.

In het laboratorium kunnen wij op deze wijze onderzoeken, hoeveel water de grond bij verschillende *pF*-waarden bevat. Wij nemen daartoe een ongeroerd monster grond d.i. een monster grond, waarbij de natuurlijke ligging der gronddeeltjes zo weinig mogelijk is verstoord. Dit monster wordt flink nat gemaakt. Nu laten wij er een bekende zuiging



Figuur 9. Op een ongeroerd monster grond wordt een zuiging van 100 cm waterkolom = 0.1 atm. (*pF*₂) uitgeoefend.

op werken, dus een zuiging met een bepaalde *pF* b.v. *pF*₁. Zie Figuur 10 waarin schematisch wordt weergegeven hoe de bepaling van het vochtgehalte is bij een bepaalde zuigspanning. Alle water, dat met een kleinere zuiging dan *pF*₁ wordt vastgehouden, wordt aan de grond onttrokken. Het water, dat sterker wordt vastgehouden, wordt hierbij niet aan de grond onttrokken.

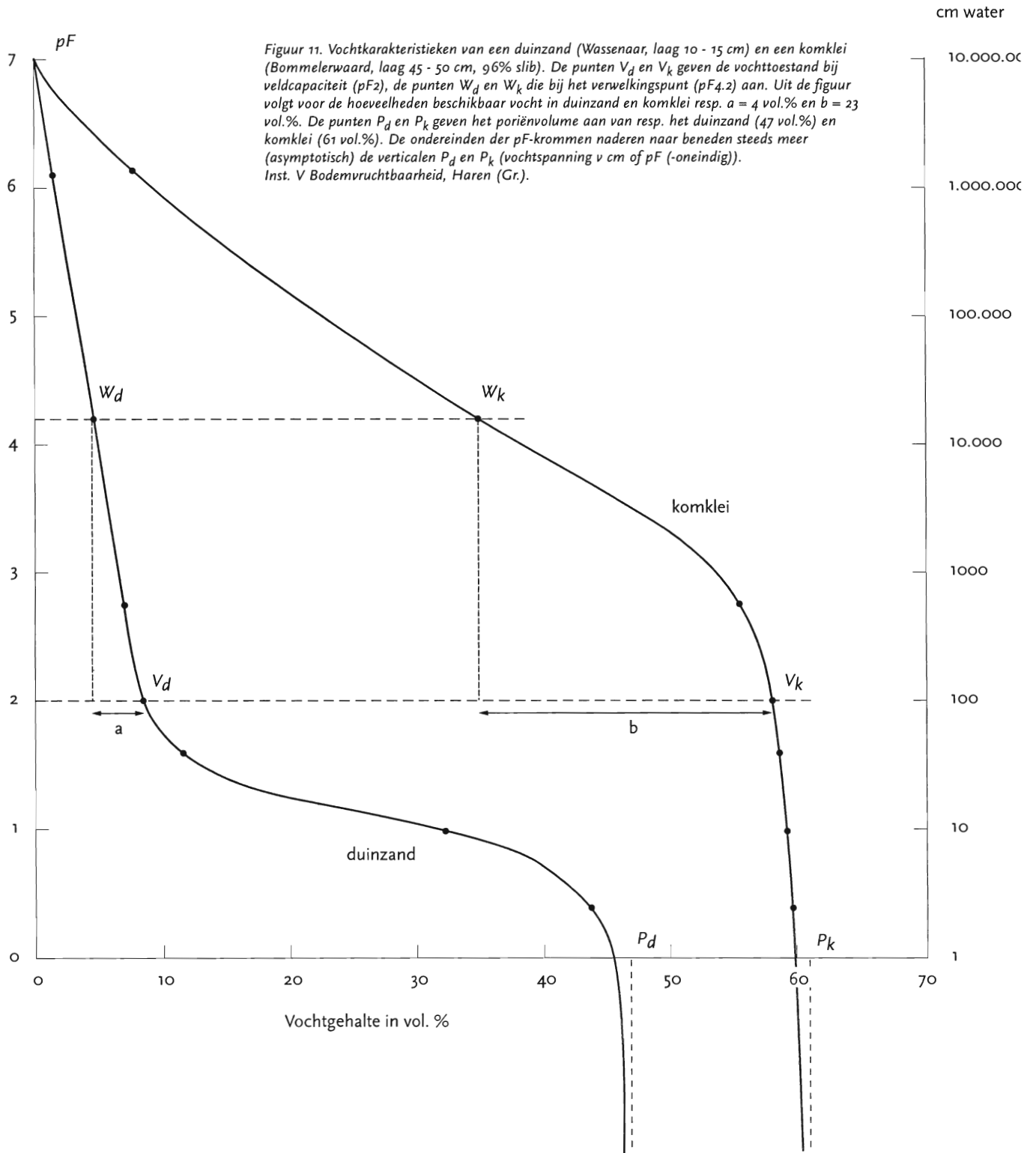


Figuur 10. Door de buret te laten zakken wordt de waterkolom *h*, die aan de grond hangt (en dus zuigt), groter. Bij elke verplaatsing van de buret zal dus een nieuwe hoeveelheid water uit de grond gezogen worden.

Vervolgens wordt het grondmonster gewogen. uit dit gewicht kunnen wij later het vochtgehalte berekenen. Daarna leggen wij een grotere zuiging (b.v. $pF_{1.5}$) aan, wegen weer nadat evenwicht is bereikt (= gewichtsafname nul is geworden), enz. Na de laatste weging wordt het monster gedroogd en weer gewogen, waarna de bij de verschillende pF -waarden

behorende vochtgehalten te berekenen zijn. Wij krijgen dus twee reeksen getallen, n.l. pF -waarden en de bijbehorende vochtgehalten. Van deze waarden maken wij een grafiek, die vocht karakteristiek of pF -kromme wordt genoemd (zie Figuur 11).

Een vocht karakteristiek is dus een grafiek, die het verband



aangeeft tussen de vochtspanning en het vochtgehalte van een bepaalde grond. Zie ook TABEL 5.

Tabel 5
duinzand

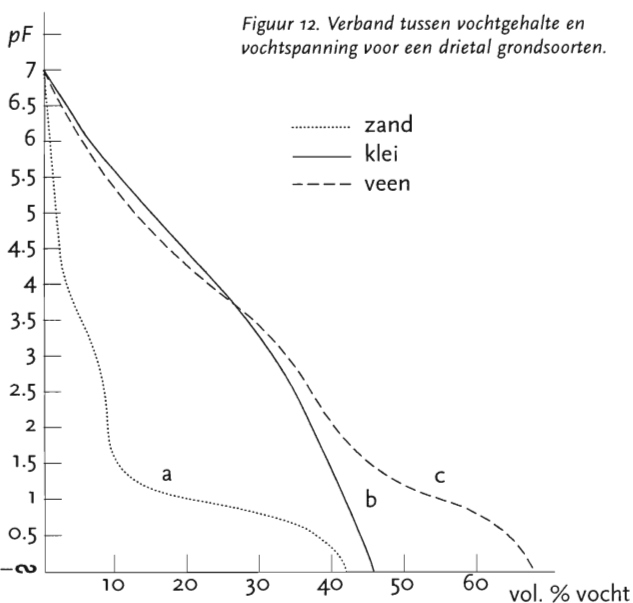
pF	gewicht van 100 cm ³ ongeroerde grond in g	vochtgehalte		
		in g	in cm ³	in vol%
0.4	185	45	45	45
1.0	173	33	33	33
1.5	153	13	13	13
2.0	149	9	9	9
2.7	148	8	8	8
4.2	145	5	5	5
6.1	142	2	2	2
7.0*	140	0	0	0

* = gedroogd

Met behulp van de getallen uit de eerste en laatste kolom is de linker pF-kromme van Figuur 11 gemaakt.

Gebruik van een vocht karakteristiek

Uit een vocht karakteristiek kan men de vochtgehalten bij veldcapaciteit en verwelkingspunt aflezen en dus de beschikbare hoeveelheid vocht van de hangwaterzone (zie ook Figuur 12).



Om te weten hoeveel beschikbaar vocht een profiel bevat worden de beschikbare hoeveelheden voor de verschillende onderzochte lagen tot een bepaalde diepte (bewortelingsdiepte) bij elkaar opgeteld. Wanneer er plannen moeten worden gemaakt om droge gronden een aanvullende watervoorziening te geven, vormt dit een belangrijk gegeven. In Figuur 12 is naast de pF-kromme van zand en klei ook die van veen getekend. Bij kunstmatige berekening bepaalt men

de vochtspanning (bijvoorbeeld door het meten van de elektrische weerstand die groter wordt naarmate de grond droger is) en leidt dan uit de vocht karakteristiek van de betreffende grond af, hoeveel water er nodig is om de vochtspanning van de grond weer op b.v. pF₂ te brengen.

De vochtspanning (in cm waterkolom) boven de grondwaterspiegel in de capillaire zone is ongeveer gelijk aan de hoogte boven het freatisch vlak. Dit geldt alleen voor de evenwichtstoestand als er geen verdamping plaats heeft en er geen afzakkend water is.

Bewortelingsdiepte

Een tekort aan vocht komt vooral voor op bodems met een ondiepe beworteling. Bij een onbeperkte beworteling worden de volgende globale waarden voor effectieve bewortelingsdiepte gevonden: grasland 20 à 30 cm, granen 60 à 70 cm, luzerne ca. 100 cm, aardappelen 40 à 50 cm.

Gang van zaken bij wateropname

Wij kunnen ons de gang van zaken als voorstellen. De planten beginnen bij het begin van het groeiseizoen de 'sparingpot' (het beschikbare water in de doorwortelde hangwaterzone) aan te spreken. Bij elke flinke regenbui wordt deze sparingpot weer meer of minder volledig aangevuld. Hoe groter de capaciteit van de 'sparingpot' is (hoeveelheid beschikbaar water, die vastgehouden kan worden; dikte doorwortelde laag), des te groter is de beginreserve en des te meer profiteert de plant ook van de neerslag (er wordt meer als beschikbaar hangwater vastgehouden).

Op percelen waar het grondwater diep ligt, zullen de planten zich dus steeds moeten redden met het hangwater. Ligt het grondwater ondieper, zodat de wortels de open capillaire zone kunnen bereiken, dan kan ook hieruit water worden opgenomen.

Wanneer water uit de capillaire zone wordt opgenomen, daalt de bovenkant van deze zone en daarmee ook het grondwater. De wortels moeten dus meegroeien, wat natuurlijk maar tot zekere diepte mogelijk is (zie voorgaande paragraaf) òf het grondwater moet op peil blijven, doordat de zijdelingse aanvoer vanuit sloten plaatsvindt. Op minder goed doorlatende gronden zal dit slechts mogelijk zijn door middel van infiltratiegangen (drains).

De drijvende kracht voor capillaire opstijging bij wateronttrekking aan de capillaire zone wordt geleverd door de toenemende zuigspanning. Voor de capillaire stijgsnelheid zijn dan belangrijk de diameter en het volume van de met water gevulde poriën, waardoor de opstijging kan plaatsvinden. Naarmate zij kleiner zijn neemt de weerstand toe (en wel in sterkere mate dan de toename van de zuigspanning) en dus de stijgsnelheid (mm/etmaal) af.

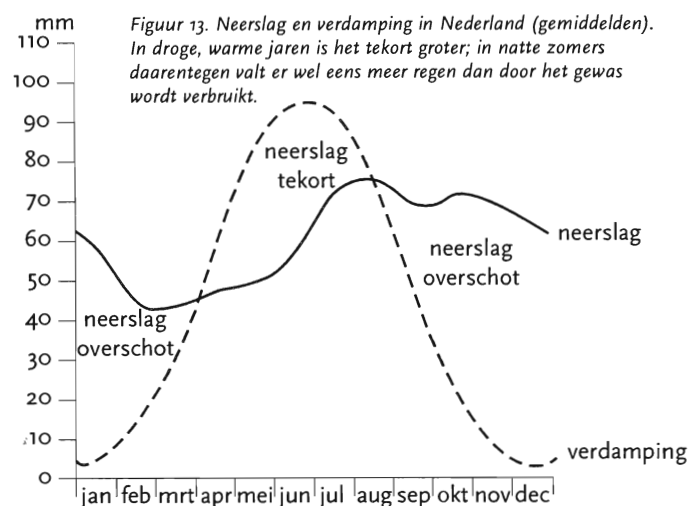
Hoe hoger boven de grondwaterspiegel, hoe hoger de pF en hoe kleiner de nog met water gevulde poriën, die voor de watertransport moeten zorgen, maar waarvan de grote weerstand dit transport tegenwerkt. Hieruit volgt, dat de

afstand van de grondwaterspiegel tot de effectieve wortelzone belangrijk is voor vochtlevering vanuit de ondergrond.

De waterbalans

De totale hoeveelheid neerslag bedraagt in ons land per jaar gemiddeld ongeveer 700 mm. Wanneer er geen afvoer was, zou na 1 jaar een laag van 70 cm op het land staan. Het totale waterverbruik, de verdamping, wordt in ons land geschat op 500 mm. De neerslag en het waterverbruik zijn echter niet regelmatig over het jaar verdeeld (zie Figuur 13). In de winter valt meer regen dan nodig is. Het overschot is bijna 400 mm. Dit moet dus worden afgevoerd. Op de hoge gronden verdwijnt het naar de diepere ondergrond. Op de laaggelegen gronden moet het worden weggemalen.

In de periode van april tot en met juli daarentegen valt er niet genoeg regen om de gewassen van voldoende vocht te voorzien. Het neerslagtekort is dan ongeveer 100 mm”.



Einde citaat.

In het nu volgende wordt uit het boek BODEMKUNDE van S.F. Kuipers (ref. 12) geciteerd.

Begin citaat:

“Aanvoer van water

Neerslagtekorten gedurende het groeiseizoen moeten worden aangevuld. Dit kan gebeuren :

- vanuit de hangwaterzone (hangwaterprofiel)
- vanuit de grondwaterzone (grondwaterprofiel)
- zowel vanuit de hangwaterzone als vanuit de grondwaterzone (contactprofiel)
- door watertoevoer van elders, b.v. berekening.

Aanvoer vanuit de grondwaterzone

Wij zagen reeds, dat in de hangwaterzone een zekere hoeveelheid vocht, afkomstig van winterregens, kan worden opgeslagen. Hiervan kan het gewas in droge perioden

profiteren. Dit is vooral van belang bij gronden die ver van het grondwater liggen., b.v. zandgronden en lössgronden. De profielen van dergelijke gronden worden daarom wel hangwaterprofielen genoemd.

De hoeveelheid vocht, die in de hangwaterzone voor het gewas beschikbaar is, hangt af

- van de dikte en de aard van het vochthoudend dek;
- de bewortelingsdiepte;
- de zuigkracht van het gewas.

Hoe dikker een humus, een leemhoudend of een kleihoudend dek is, hoe meer vocht de grond in de hangwaterzone kan vasthouden. Gronden met een hoog humus-, leem- of kleigehalte kunnen meer vocht vast houden dan gronden die lage gehalten aan deze bestanddelen hebben. Grond met een goede structuur kan ook meer vocht vasthouden en dit tevens beter afgeven. Dit laatste is evenzeer belangrijk, omdat het bij de vochtvoorziening van het gewas juist gaat om de hoeveelheid beschikbaar vocht. Door structuurverandering en geregelde organische bemestingen kan de hoeveelheid beschikbaar vocht iets worden verhoogd.

Hangwater dat zich op grotere diepte bevindt dan de bewortelingsdiepte van het gewas, is van geen nut voor de plant. De vaststelling van de hoeveelheid water mag dus alleen geschieden in die lagen welke doorworteld zijn. In het algemeen is een goed doorwortelde, flink humeuze, lemige of slijmhoudende laag ter dikte van circa 80 cm voldoende om, zonder toevoer van grondwater, een gewas tot normale opbrengst te brengen. Bij dunnere dekken zal men, vooral in droge jaren, lagere opbrengsten krijgen. bij sommige gronden kan door het verbreken van storende lagen of het mengen van zand met klei de doorwortelbare laag (wortelzone) worden vergroot.

Berekening hoeveelheid beschikbaar water

Stel dat een hangwaterprofiel van 0-40 cm beneden maaiveld bestaat uit homogene klei met de pF -curve van Figuur 12. Van 40-120 cm komt er zand met de pF -curve a. De beworteling gaat tot 50 cm diepte.

Uit de pF -curve lezen wij voor klei een vochtgehalte bij veldcapaciteit ($pF = 2$) van 38 vol.% en bij het verwelkingspunt ($pF = 4.2$) 22 vol.%. De hoeveelheid beschikbaar vocht is dus 16 vol.%. Voor een laag van 10 cm dikte betekent 1 vol.% vocht 1 mm water. De laag klei bevat dus na een normale regenrijke winter aan het begin van het groeiseizoen $4 \times 16 = 64$ mm water. Van het zand mogen wij maar 10 cm rekenen omdat de beworteling niet dieper gaat. De hoeveelheid beschikbaar water is volgens de pF -curve 7 vol.%, ofwel 7 mm water. In totaal is dus in het profiel beschikbaar 71 mm.

Gewenste hoeveelheid water in een hangwaterprofiel.

Zoals wij hiervoor zagen bedraagt het neerslagtekort in ons land gedurende het groeiseizoen ongeveer 100 mm. In het

profiel waarvoor bovenstaande berekening opging, is dus niet voldoende beschikbaar water aanwezig. Waar nog bijkomt dat wij hebben aangenomen dat de beworteling over het gehele profiel (tot 50 cm) even intensief is en dat het gewas al het beschikbare water, dus tot het verwelkingspunt, vlot opneemt. Nadat ongeveer de helft van de hoeveelheid beschikbaar water is opgenomen, gaat het gewas echter al trager groeien. Op dit profiel hebben wij dan ook in een droog jaar ernstige droogteschade. Om een goede groei zonder vochttekorten te waarborgen moet daarom wel ongeveer 150 à 220 mm water in het profiel aanwezig zijn.

Kunstmatige berekening

Bij toepassing van kunstmatige berekening wordt bovenstaande theorie toegepast. Men mag b.v. in één keer niet meer water geven dan de bewortelde zone bij veldcapaciteit kan bevatten. Zou men meer geven, dan zakt de overmaat weg, hetgeen waterverlies betekent. Gronden met een laag vochtgehalte bij veldcapaciteit of met een een dunne bewortelde zone zullen dus vaker, telkens met kleinere hoeveelheden, berekend moeten worden. Om een vlotte groei te waarborgen begint men reeds met het beregenen wanneer nog slechts de helft van de hoeveelheid beschikbaar water is verbruikt. Na enige oefening en controle kan men dit moment zelf schatten aan de vochtigheid van de grond. Bij gewassen met slechts een geringe zuigkracht, zoals erwten en bonen, zal men zelfs nog eerder beginnen. Gerst daarentegen is in staat praktisch de gehele hoeveelheid water vlot op te nemen. Bij gewassen die veel water verbruiken, zoals gras en bieten, zal in totaal meer water moeten worden gegeven dan bij gewassen die minder verbruiken, zoals rogge.

Aanvoer vanuit de grondwaterzone

Op sommige gronden zijn de gewassen vrijwel geheel aangewezen op het in de grondwaterzone aanwezige water - afgezien van het water dat tijdens regenbuien valt -, omdat die gronden praktisch geen water in de bewortelde laag van het profiel kunnen vasthouden. Men noemt ze grondwaterprofielen. Hiertoe behoren zeer humusarme zandgronden, indrogende veengronden en zandgronden met zeer dunne humus- of kleidekken.

De kwaliteit van een grondwaterprofiel hangt sterk af van de hoogte van het grondwater. Omdat de capillaire stijghoogte op de vermelde gronden meestal gering is, zal een vrij hoge grondwaterstand, b.v. 50-60 cm beneden maaiveld, nodig zijn voor het goed functioneren van een grondwaterprofiel. Sterk schommelende grondwaterstanden zijn nadelig, omdat dan in de zomer vochttekorten optreden en in de winter en in het voorjaar de grond vaak te nat is.

Aanvoer vanuit de hangwaterzone en de grondwaterzone

Op vele gronden kan het gewas zowel uit het hangwater als uit het grondwater water putten. Het grondwater maakt via de capillaire zone contact met de hangwaterzone. Deze profielen noemen wij contactprofielen. Zowel de bij de hangwater- als

de bij de grondwaterprofielen genoemde factoren spelen een rol bij de vocht voorziening van gewassen op gronden met een contactprofiel.

Wateraanvoer van elders

Wanneer bij een grondwaterprofiel of van een contactprofiel het gewas via de capillaire zone grondwater opneemt, zal de grondwaterstand dalen. Tegelijkertijd daalt dan ook het niveau van de capillaire zone zelf. De wortels zullen tot op zekere diepte het capillaire water nagroeien. Er komt echter een moment dat het grondwater te diep staat. In een polder zal doorgaans voldoende water vanuit de sloten het land binnenstromen, zodat daar het grondwaterniveau niet te diep zal dalen. Ook de slootwaterstand kan echter uiteindelijk te laag worden of er kan een situatie ontstaan waarin het water niet snel genoeg vanuit de sloten het land indringt. Dan is kunstmatige wateraanvoer nodig.

Ook bij hangwaterprofielen kan aanvoer van water van elders nodig zijn n.l. wanneer de hoeveelheid beschikbaar vocht in de hangwaterzone te gering is.

In ons land kennen wij drie vormen van irrigatie, nl kunstmatige berekening, infiltratie en bevoeiing.

- kunstmatige berekening, vooral toegepast om hangwaterprofielen van water te voorzien;
- infiltratie, waarbij de grondwaterstand wordt verhoogd door waterinlaat ;
- bevoeiing, waarbij water over het oppervlak van het land gebracht.

Gewenste grondwaterstand tijdens het groeiseizoen

De meest gewenste grondwaterstand tijdens het groeiseizoen hangt af van de volgende factoren:

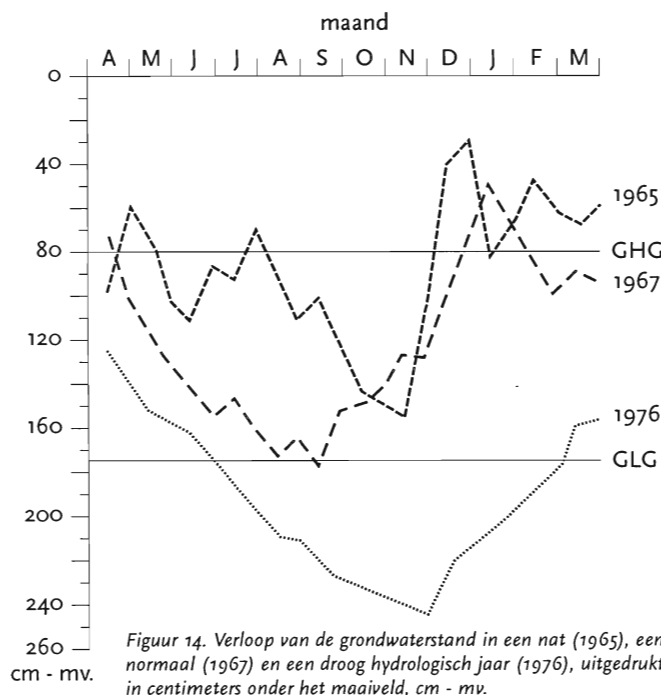
- de aard van het gewas;
- de capillaire stijghoogte van de grond;
- de capillaire stijgsnelheid.

Gewassen die vlak wortelen en veel vocht onttrekken, zoals gras en vele groentegewassen, hebben een hoge grondwaterstand nodig. Dieper wortelende gewassen, zoals de meeste akkerbouwgewassen en fruit, nemen met een lage grondwaterstand genoegen.

Hoe hoger de capillaire stijghoogte is, des te dieper mag het grondwater staan. Bij zavel met een gemiddelde stijghoogte van 100 cm mag het grondwater dus dieper staan dan bij zand met een gemiddelde stijghoogte van 80 cm. Bij zware kleigronden van slechte structuur is de capillaire stijgsnelheid echter zo gering dat het gewas toch vochttekort krijgt, ondanks het feit dat het water in klei wel tot een hoogte van 200 cm kan opstijgen. Voor een goede groei van het gewas is het nodig dat per etmaal 2 mm water wordt aangevoerd. Dergelijke gronden eisen dus weer een wat hogere grondwaterstand.

Grondwatertrappen

De grondwaterbeweging kan worden afgelezen met behulp van grondwaterstandsbuizen en profielkenmerken. Grondwaterstandsbuizen zijn meestal plastic buizen, 1.2 tot 2 m lang, waarvan de wand op een aantal plaatsen is geperforeerd. De gaten zijn met stof bekleed om te verhinderen dat met het water grond in de buis komt. Aan de diepte waarop een bamboestok of cm-band die men in de buis steekt, bevochtigd wordt, kan men aflezen op welke diepte het grondwater staat. Schijngrondwaterspiegels, die ontstaan op dichte lagen, kunnen worden gemeten door een grondwaterstandsbus te plaatsen die niet dieper dan de ondoordringbare laag gaat. Over ons land verspreid staat een groot aantal vaste grondwaterstandsbuizen. Deze worden regelmatig afgelezen en de resultaten in grafieken verwerkt (zie Figuur 14). Hieruit blijkt dat de grondwaterstand gedurende een jaar sterk wisselt als gevolg van de sterke schommelingen in de regenval. Er zijn grote verschillen per 14-daagse opname, doch over de loop van het jaar is een duidelijke beweging te herkennen, een lage grondwaterstand in de zomer en een hoge in de winter. Ook komt het feit dat een jaar droog (in hydrologische zin) is of nat in de grondwaterstand tot uitdrukking.



Bij de bodemkartering wordt, afzonderlijk van de eigenlijke bodemkaart, de grond ook ingedeeld naar de grondwaterstanden.

De grondwaterstanden worden ingedeeld naar grondwatertrappen (Gt), waarbij de gemiddelde hoogste grondwaterstand (GHG) en de gemiddelde laagste grondwaterstand (GLG) zijn verwerkt (zie Figuur 14).”

Einde citaat.

In de volgende tabel wordt de grondwatertrappenindeling afkomstig uit het naslagwerk Cultuur Technisch Vademecum (ref. 13) gepresenteerd.

Tabel 6
Grondwatertrappenindeling

Grondwatertrap	I	II	III	IV	V	VI	VII
GHG in cm	< 20	< 40	< 40	> 40	< 40	40-80	> 80
GLG in cm	< 20	50-80	80-120	80-120	>120	>120	> 160

Er is een methode ontwikkeld om uit de GHG en de GLG de overschrijdingsfrequentie van een bepaalde grondwaterstand te berekenen. Daaruit kan de overschrijdingsduur van een bepaalde grondwaterstand binnen de verschillende grondwatertrapklassen worden afgeleid. Deze overschrijdingsduur behoeft niet uit een aaneengesloten periode te bestaan. Zie TABEL 7.

Tabel 7
Omzetting van grondwatertrappen in tijdsduurklassen

Gt	GHG (cm)	GLG (cm)	Tijdsduur in maanden grondwaterstanden		
			< 40 cm	< 80 cm	< 120 cm
I	-	< 50	> 10	-	-
II	-	50 - 80	< 10	> 10	-
III	< 40	80 - 120	< 5	5 - 10	> 10
IV	> 40	80 - 120	< 1	1 - 10	> 10
V	< 40	> 120	< 5	-	5 - 10
VI	40 - 80	> 120	< 1	-	5 - 10
VII	> 80	> 120	-	< 1	1 - 5

Hiermee zijn wij aan het einde gekomen van die hoofdstukken met de lange citaten zowel uit het belangwekkende artikel van Taylor als uit de bodemkundige boeken, waarvan de hier gepresenteerde kennis ook noodzakelijk wordt geacht voor een goed begrip van het volgende.

4 Verdampingswarmte en bodemvocht

Men kan zich voorstellen, dat het waterdampgehalte van lucht van belang kan zijn voor het ontstaan van mist. De kans op mist zal in droge lucht lager zijn dan in vochtige. Evenzo is het aannemelijk, dat boven gras, dat flink water kan verdampen, de luchtvochtigheid ofwel de dauwpunten hoger zullen zijn dan boven gras, dat door de droogte maar weinig water kan verdampen. Ook lijkt het redelijk om aan te nemen, dat bij een natte bodem gras meer water verdampt dan bij een droge. In het nu volgende wordt een verband gelegd tussen de mate waarin gras water verdampt en de beschikbare hoeveelheid water waarover het gras in de bodem kan beschikken. Zoals al eerder gesteld: vrijwel alle water, dat de plant uit de bodem opneemt, wordt door de bovengrondse delen weer verdampt. Overdag, bij volop zon, komt boven begroeide grond - overigens ook boven water - een sterke opwaartse latente warmtestroom (flux) tot ontwikkeling. Of zoals een Slovaaks artikel stelt (ref. 14): "De vegetatie zorgt voor verdampende oppervlakken, die belangrijk zijn, omdat de meeste stralingsenergie die door met water verzadigde planten wordt geabsorbeerd als latente warmteflux aan de atmosfeer wordt overgedragen. Wanneer de bodem in de bewortelingszone droger wordt, neemt de mate waarin de plant water uit de bodem opneemt af, de weerstand neemt toe hetgeen leidt tot een afname van de verdampingswarmtestroom." In het Slovaakse onderzoek wordt een verband gelegd tussen de hoeveelheid bodemvocht in de wortelzone en de verdampingswarmtestroom LE , de hoeveelheid warmte die gebruikt wordt voor verdamping (latente warmte). Gebruik wordt gemaakt van de Priestley-Taylor formule

$$LE = \alpha \frac{s}{s + \gamma} (Q^* - G),$$

waarin Q^* de nettostraling is die het aardoppervlak overdag ontvangt of in de nacht uitzendt, G de hoeveelheid warmte die door het aardoppervlak wordt opgenomen (de bodemwarmtestroom), s de helling (richtingscoëfficiënt) van de kromme die de verzadigingsdampspanning in afhankelijkheid van de temperatuur beschrijft (zie Figuur 1), γ de psychrometerconstante, die op zeeniveau 0.65 hPa/K bedraagt en waarin α wordt verondersteld constant te zijn en voor water- en verzadigde landoppervlakten (open grasland) gelijk is aan 1.26.

Om de verdamping van niet verzadigde oppervlakken te schatten wordt in het Slovaakse artikel voor de α het volgende geschreven:

$$\alpha = \alpha_1(w) \alpha_2(LAI) .$$

Hierin wordt voor de verdamping zowel rekening gehouden met de hoeveelheid water in de bodem w waarover de plant kan beschikken $\alpha_1(w)$ als ook met het verdampende bladoppervlak $\alpha_2(LAI)$. LAI is de Leaf Area Index en is het bladoppervlak dat actief deelneemt aan de energieuitwisseling per eenheid bodemoppervlak.

Er bestaat een empirisch bepaalde verhouding tussen de werkelijke verdamping van een gewas $E(LAI)$ en de verdamping van hetzelfde gewas bij een gesloten bladerdek en een vochtige grond E_c (ref. 15):

$$E(LAI) = (1 - e^{-mLAI}) E_c .$$

Bovenstaande relatie geldt voor $LAI > 0.8$. Ook is bepaald dat voor maïs $m = 1$ en voor wintertarwe $m = 0.87$. De factor $\alpha_2(LAI)$ wordt nu als volgt gedefinieerd:

$$\alpha_2(LAI) = \frac{1 - e^{-mLAI}}{1 - e^{-m}}$$

ofwel als de verhouding tussen de verdamping van het gewas met een Leaf Area Index gelijk aan LAI en de verdamping van hetzelfde gewas met $LAI = 1$.

De Priestley-Taylor formule gaat dan over in:

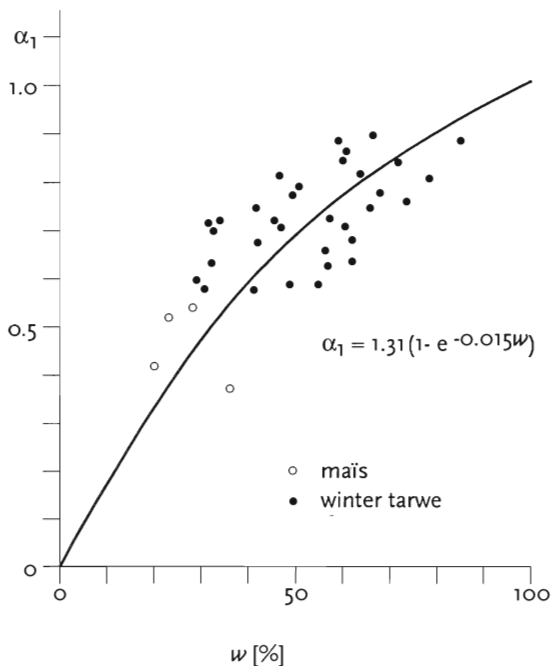
$$LE = \alpha_1(w) \frac{1 - e^{-mLAI}}{1 - e^{-m}} \frac{1}{1 + \frac{\gamma}{s}} (Q^* - G) .$$

Aan de hand van metingen kon de $\alpha_1(w)$ worden bepaald (zie Figuur 15) met $\alpha_1(w)$ gelijk aan:

$$\alpha_1 = 1.31(1 - e^{-0.015w}) ,$$

waarin w de verhouding (uitgedrukt in procenten) is tussen wat de plant echt aan water ter beschikking staat en waarover hij maximaal (= de veldcapaciteit minus hoeveelheid in verwelkingspunt) in de bewortelde zone - voor wintertarwe de laag 0-80 cm, voor maïs 0-100 cm - zou kunnen beschikken.

Nu gaan onze beschouwingen niet zozeer over snelwegen, die door velden met wintertarwe of maïs lopen, maar meestentijds zijn deze wegen, ingeval zij niet door bossen en heidevelden gaan, omgeven door gras. Om één en ander ook voor gras te testen is een computerprogramma voor de gewijzigde Priestley-Taylor formule geschreven. Onder andere is een berekening van de nettostraling Q^* nodig. Volgens Holtslag (ref. 16) kan daarvoor geschreven worden,



Figuur 15. De afhankelijkheid van de dimensieloze parameter α_1 van de hoeveelheid bodemvocht w , uitgedrukt in % van wat de bodem op moment aan vocht bevat en waar de plant maximaal over kan beschikken.

$$Q^* = \frac{(1-r)K^* + c_1 T^6 - \sigma T^4 + c_2 N}{1 + c_3}$$

waarin r het albedo van het reflecterende oppervlak (in ons geval gras) is, K^* de kortgolvlige inkomende zonnestraling, T de luchttemperatuur op huthoogte in graden Kelvin, N de bedekkingsgraad in tienden en c_1 en c_2 constanten ($c_1 = 5.31 \times 10^{-13} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^6$ en voor middelbare breedten geldt $c_2 = 60 \text{ W/m}^2$). Verder is daar nog c_3 waarvoor de volgende uitdrukking geldt:

$$c_3 = \frac{4\sigma T^3 R^*}{\rho C_p} (1 - c_G) \frac{1 - \alpha_1(w) + \gamma/s}{1 + \gamma/s}$$

waarin $s = 5.67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^4$ de constante van Stefan-Boltzmann is, ρ de dichtheid van lucht, $C_p = 1.01 \times 10^3 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ de specifieke warmte van lucht bij constante druk, de empirisch bepaalde constante $c_G = 0.1$ die de verhouding aangeeft tussen de nettostraling Q^* en de bodemwarmtestroom G en $R^* = 80 \text{ ms}^{-1}$, weer een empirisch bepaalde constante. De dichtheid van droge lucht ρ is:

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

waarin $R = 2.87 \times 10^2 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ de gasconstante (per kg) voor droge lucht is. Voor de kortgolvlige inkomende zonnestraling K^* kan worden geschreven:

$$K^* = (1014 \sin \varphi - 69)(1 - 0.75 N^{3.4})$$

waarin φ de hoogte van de zon is in radialen.

Een opmerking, in afhankelijkheid van vochtigheidsparameters α en β^* van het oppervlak, dus niet afhankelijk van het vocht in de bodem zoals wij doen, schrijft Holtslag voor de verdampingswarmtestroom LE :

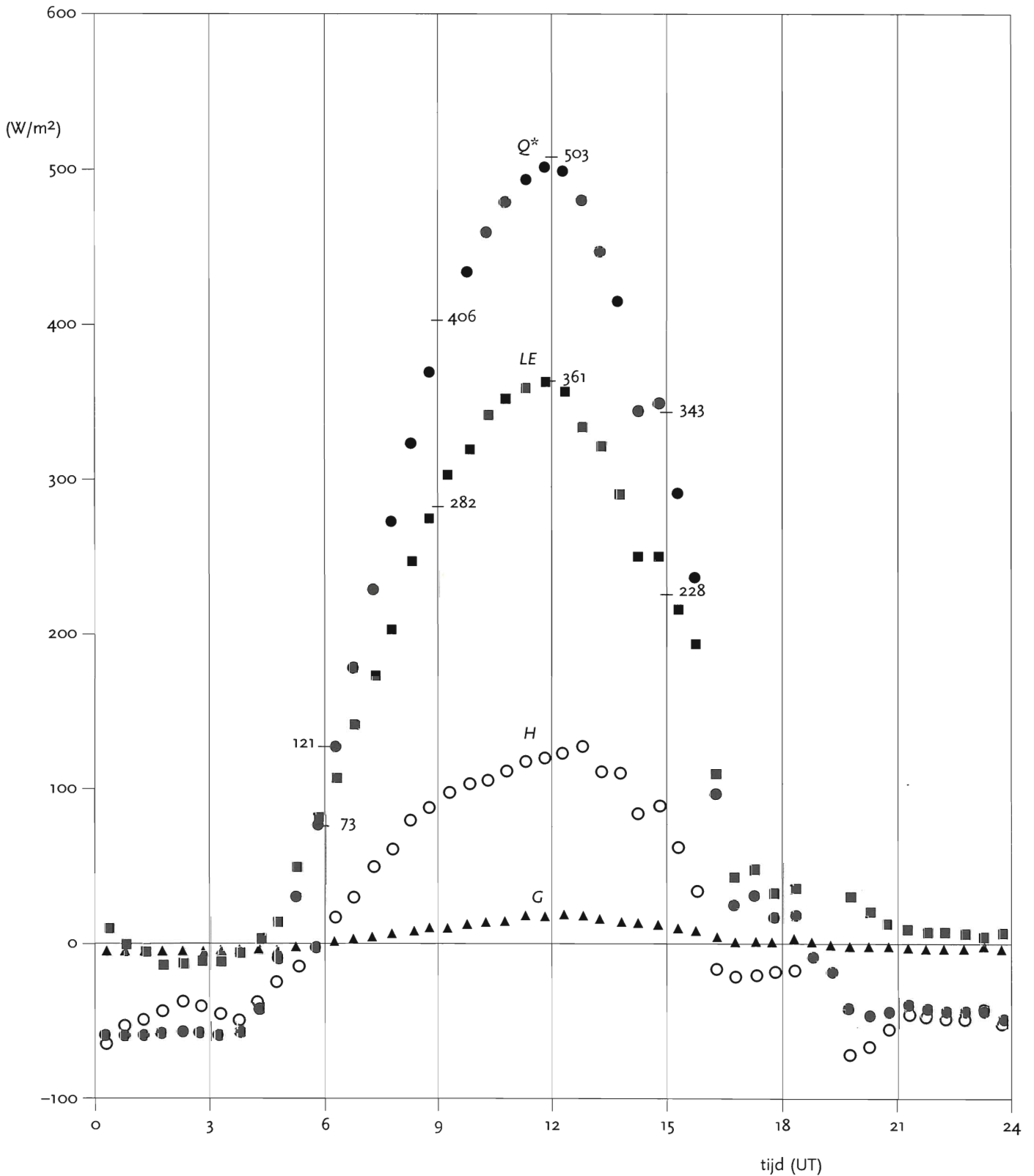
$$LE = \alpha \left[\frac{1}{1 + \frac{\gamma}{s}} (Q^* - G) + \beta^* \right]$$

Om ook het bodemvocht in rekening te brengen volgen wij het Slowaakse artikel en nemen wij de β^* niet mee. Bij de bepaling van c_3 volgens Holtslag hebben wij daarom ook niet de oppervlakte-vochtigheidsparameter α gesubstitueerd maar $\alpha(w)$.

Tenslotte schrijven wij in navolging van het dictaat van Wieringa (ref. 17) voor de thermodynamische functie γ/s :

$$\frac{\gamma}{s} = 1.44 - 0.145 T^{0.63} \quad (0^\circ < T < 25^\circ)$$

Om de gewijzigde Priestley-Taylor formule toe te kunnen passen hebben wij op een simpele wijze geprobeerd om de Cabauw-meting van 31 mei 1978 zoals in het proefschrift van Holtslag gepresenteerd (zie onze Figuur 16) te simuleren door de daarvoor geëigende parameters (albedo r , bodemvocht w , Leaf Area Index LAI en m die de soort plant karakteriseert) te variëren. Om het verloop van de luchttemperatuur op deze heldere dag te berekenen hebben wij gebruik gemaakt van een model, ontwikkeld door van Engelen en Geurts (ref. 18), dat gegeven de maximum- en minimumtemperaturen de temperaturen voor de overige uren van de dag kan berekenen. Bij een maximumtemperatuur van 27°C en een minimumtemperatuur van 11°C konden door voor het albedo $r = 0.255$, de bodemvochtigheid $w = 90\%$, $LAI = 1.1$ en $m = 0.8$ te nemen de gemeten waarden van de Q^* - en LE -kromme (zie de cijfers bij de hele uren in Figuur 16) redelijk worden benaderd. Let wel, dit is niet meer dan een vingeroefening, maar de waarden, zoals die van de LAI , w en r zijn van een redelijke grootte. Verder onderzoek voor een nauwkeuriger bepaling is ook niet nodig, omdat bovengenoemde grootheden toch in de loop van de tijd aan verandering onderhevig zullen zijn. Zo zullen met name de Leaf Area Index LAI en het albedo r van gras in de loop van het jaar niet constant zijn. Denk maar aan grazende koeien of maaiende boeren.

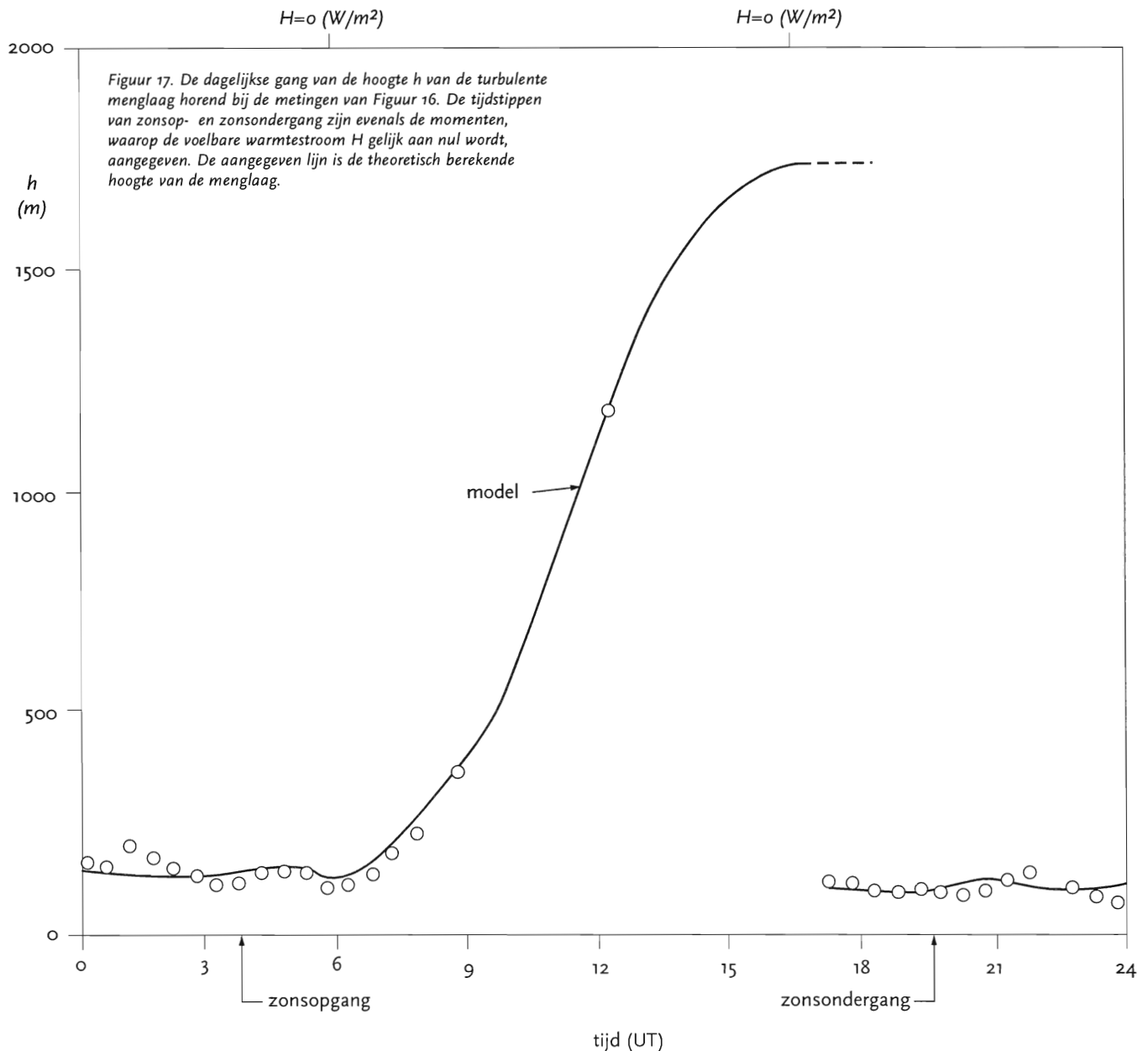


Figuur 16. Waarnemingen gemaakt op 31 mei 1978 bij de meetmast Cabauw op een wolkenloze dag. Q^* is de nettostraling, LE de latente warmtestroom (>0 bij verdamping, <0 tijdens condensatie), H de voelbare warmtestroom en G de bodemwarmtestroom, alle stromen bij het aardoppervlak. De getallen zijn de voor deze situatie berekende waarden horend bij de aan deze metingen aangepaste nettostraling en latente warmtestroom gebaseerd op de gewijzigde Priestley-Taylor formule.

5 Het gedrag van de latente warmtestroom LE aan het einde van de middag

In het voorgaande is al gesproken over de latente warmtestroom LE van het aardoppervlak en de netto straling Q^* , die het aardoppervlak uitzendt of ontvangt. Naast de latente warmtestroom is er ook nog de voelbare warmtestroom H , die groter dan nul is in geval de atmosfeer vanaf beneden wordt verwarmd en kleiner dan nul is, wanneer de atmosfeer nabij het aardoppervlak afkoelt. Zie Figuur 16, waarin metingen worden gepresenteerd, die gedurende een etmaal tijdens

helder weer zijn gemaakt. Figuur 17 geeft van dezelfde tijdsperiode het verloop weer van de hoogte van de turbulente grenslaag. Deze laag, die ook wel de menglaag wordt genoemd - en deze uitdrukking zullen wij in het vervolg gebruiken - is de laag, waarbinnen de wisselwerking tussen de atmosfeer en het aardoppervlak zich afspeelt. De metingen laten zien, dat deze wisselwerking, tot uitdrukking gebracht door de latente en voelbare warmtestroom, zich overdag,



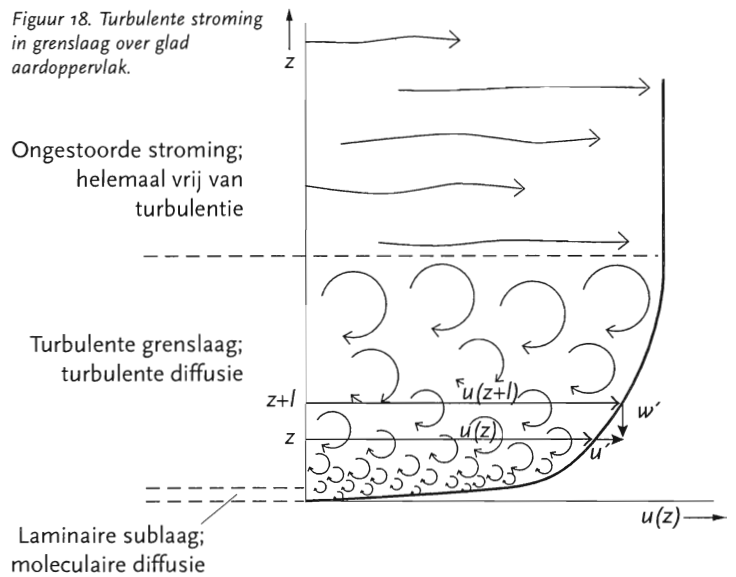
wanneer de situatie onstabiel is, tot grote hoogten uitstrekt. In de avond, nacht en vroege ochtend is de atmosfeer na een neutrale overgangsperiode aan het einde van de middag veelal stabiel van opbouw en is de wisselwerking tussen aardoppervlak en atmosfeer maar tot geringe hoogten merkbaar. Dat de atmosfeer in die overgangsperiode neutraal is, wordt in het begin van Hoofdstuk VII aangetoond.

Aan het einde van een heldere dag, wanneer de zon al lager bij de horizon staat, wordt de voelbare warmtestroom H in de atmosferische grenslaag, nabij het aardoppervlak gelijk aan nul (zie Figuur 16). Kort daarna neemt de hoogte van de turbulente grenslaag, zoals Figuur 17 aangeeft, drastisch af. Wat niet nul wordt op het moment, dat de voelbare warmtestroom H gelijk aan nul wordt, is de latente warmtestroom LE . Terwijl de opbouw van de atmosfeer stabiel wordt en de hoogte van de menglaag vrij abrupt terugloopt tot 100 meter, manifesteert zich nog gedurende een aantal uren een van beneden naar boven gerichte, latente warmtestroom LE . Wij stellen nu, dat nog gedurende een aantal uren waterdamp aan de menglaag (in dit voorbeeld 100 meter dik) wordt toegevoegd. En net zoals de concentratie van luchtverontreinigende gassen in de menglaag, door bijvoorbeeld fabrieken in de atmosfeer geloosd, steeds verder toeneemt, omdat er vrijwel geen uitwisseling met de lucht boven de menglaag plaatsvindt, zal dit ook het geval zijn met het gas waterdamp. Dit laatste is een belangrijke constatering.

In het onderstaande bewijzen wij, dat de waterdamp door turbulente menging over de hele menglaag verdeeld zal worden en zich niet zal beperken tot de alleronderste lagen van de atmosfeer. Daartoe gebruiken wij de turbulente theorie, zoals beschreven in het boek *Essentials of Meteorology* van McIntosh en Thom (ref. 19). Daarin wordt aangenomen, dat verticaal transport plaatsvindt door pakketjes lucht, die door turbulente werking over een bepaalde afstand, de mengweg l , worden verplaatst waarna zij opgaan in de omgevende lucht. Hoewel Wieringa (ref. 17, blz 24) dit een iets te beeldende hypothese vindt, zullen wij toch niet alleen in deze paragraaf, maar ook verderop bij het bepalen van de maximale wind, waarbij nog stralingsmist kan ontstaan, van deze beschrijving gebruik maken. Zie Figuur 18 met zijn cirkelvormige wervels, die van boven naar beneden gaand steeds kleiner worden. Stel, een pakketje lucht ter hoogte $z+l$ met een gemiddelde snelheid van $u(z+l)$ wordt onder invloed van de turbulente werking naar het niveau z verplaatst. Op dat moment heeft dat luchtpakketje een grotere snelheid dan de gemiddelde $u(z)$ ter hoogte van z en overschrijdt die met een u' gegeven door $u(z+l)-u(z)$. In de eerste orde benadering kan hiervoor geschreven worden:

$$u' = l \frac{\partial u}{\partial z}$$

In Figuur 18 is ook het verschil in verticale snelheid w' tussen hoogte $z+l$ en z getekend. De turbulentie, opgevat als in



cirkels ronddraaiende luchtpakketjes, zoals getekend in deze figuur, maakt aannemelijk dat u' gelijk is aan w' . De interpretatie van bovengenoemd boek verder volgend schrijven wij, dat de schijnbaar chaotische beweging van de lucht in de turbulente grenslaag kan worden voorgesteld als een vloeiende, gemiddelde stroming met daar bovenop grote aantallen wervels. Elke wervel beweegt met de gemiddelde stroomsnelheid $u(z)$ waarbij zijn eigen interne bewegingen, die met de componenten u' en w' kunnen worden geïdentificeerd, moeten worden opgeteld om de snelheid op elk moment in elk punt te verkrijgen. Met de schaalgrootte van deze individuele wervels kan de menglengte worden geïdentificeerd. Intuïtief verwachten wij, zoals ook aangegeven in Figuur 18, dat de grootte van deze menglengte in de grenslaag naar beneden gaand zal afnemen, totdat bij het aardoppervlak komend alle turbulente bewegingen onmogelijk zijn geworden en $l = 0$. Deze redenering volgend is de meest voor de hand liggende opvatting, dat l recht evenredig is met de afstand tot het aardoppervlak. En laat deze veronderstelling nu door het experiment voor een atmosfeer met een neutrale opbouw worden bevestigd, zodat:

$$l = \kappa z .$$

Eveneens is experimenteel gevonden, dat de evenredigheidsconstante κ onafhankelijk is van de aard van het onderliggende oppervlak. Om historische redenen staat κ bekend als de von Kármán constante, die de waarde 0.4 heeft. Uit de voorgaande benadering van u' volgt dat :

$$u(z) = \frac{u'}{\kappa} \ln z + B .$$

Deze vergelijking beschrijft de vorm van het windprofiel in de turbulente grenslaag in - het zij nogmaals gezegd - neutrale atmosfeer tot aan de laminaire laag (zie Figuur 18), vlak bij

het aardoppervlak. Op de vrije weglengte in het geval van een stabiele atmosfeer wordt later bij het onderzoek naar de maximale snelheid, waarbij zich nog stralingsmist kan vormen, teruggekomen. In de laminaire laag zijn de bewegingen geheel moleculair van karakter en schaal en kunnen niet met bovenstaande formule beschreven worden. Neem bijvoorbeeld de windsnelheid bij $z = 0$ alwaar $u(0) = -\infty$ wordt. Deze moeilijkheid wordt in de praktijk overwonnen door de zone waarboven de voorgaande vergelijking van $u(z)$ nog toepasbaar is te beperken tot het gebied boven z_0 , waarbij z_0 zo wordt gedefinieerd dat $u(z_0) = 0$. Voor u' kunnen wij dan schrijven:

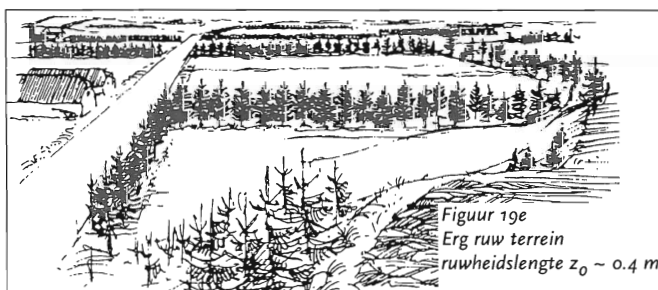
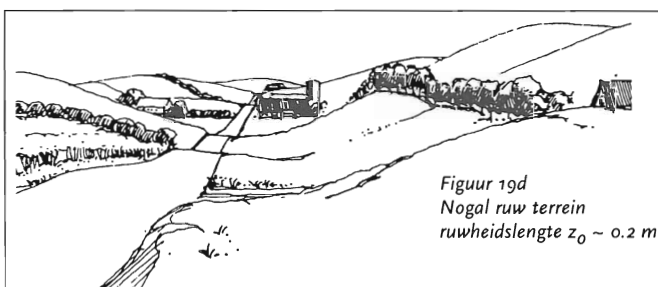
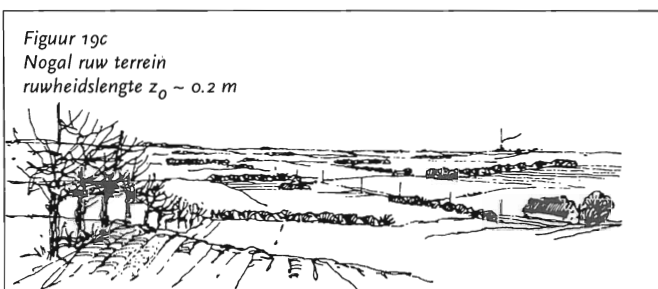
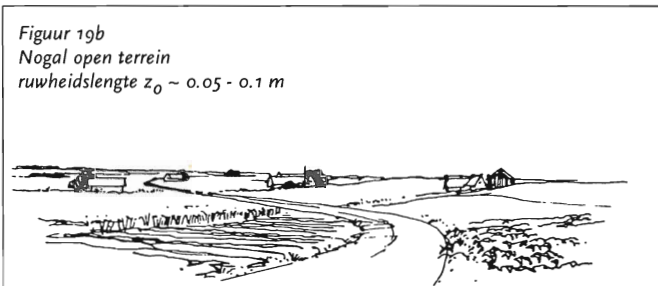
$$u' = \frac{\kappa u(z)}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)},$$

waarbij z_0 de rol vervult van de integratieconstante B . Uit experimenten blijkt, dat de grootte van z_0 afhangt van de ruwheid van het terrein. Hierbij moet worden opgemerkt, dat ruwheid in aërodynamische zin wordt bedoeld, die in meer of mindere mate kan afwijken van wat men met het oog of door te voelen zou schatten. Zie Figuur 19 voor welke ruwheidslengten bij verschillende terreingesteldheden horen (ref. 20). Voor de snelheid u' ($= w'$), die de grootte van de snelheid in de grenslaag karakteriseert, wordt overigens altijd u_* de zogenaamde wrijvingsnelheid genoteerd. In TABEL 1 heeft Taylor duidelijk gemaakt, dat pas bij lage windsnelheden kleiner dan 5,5 mijl/uur ofwel minder dan ongeveer 3 m/sec stralingsmist kan ontstaan.

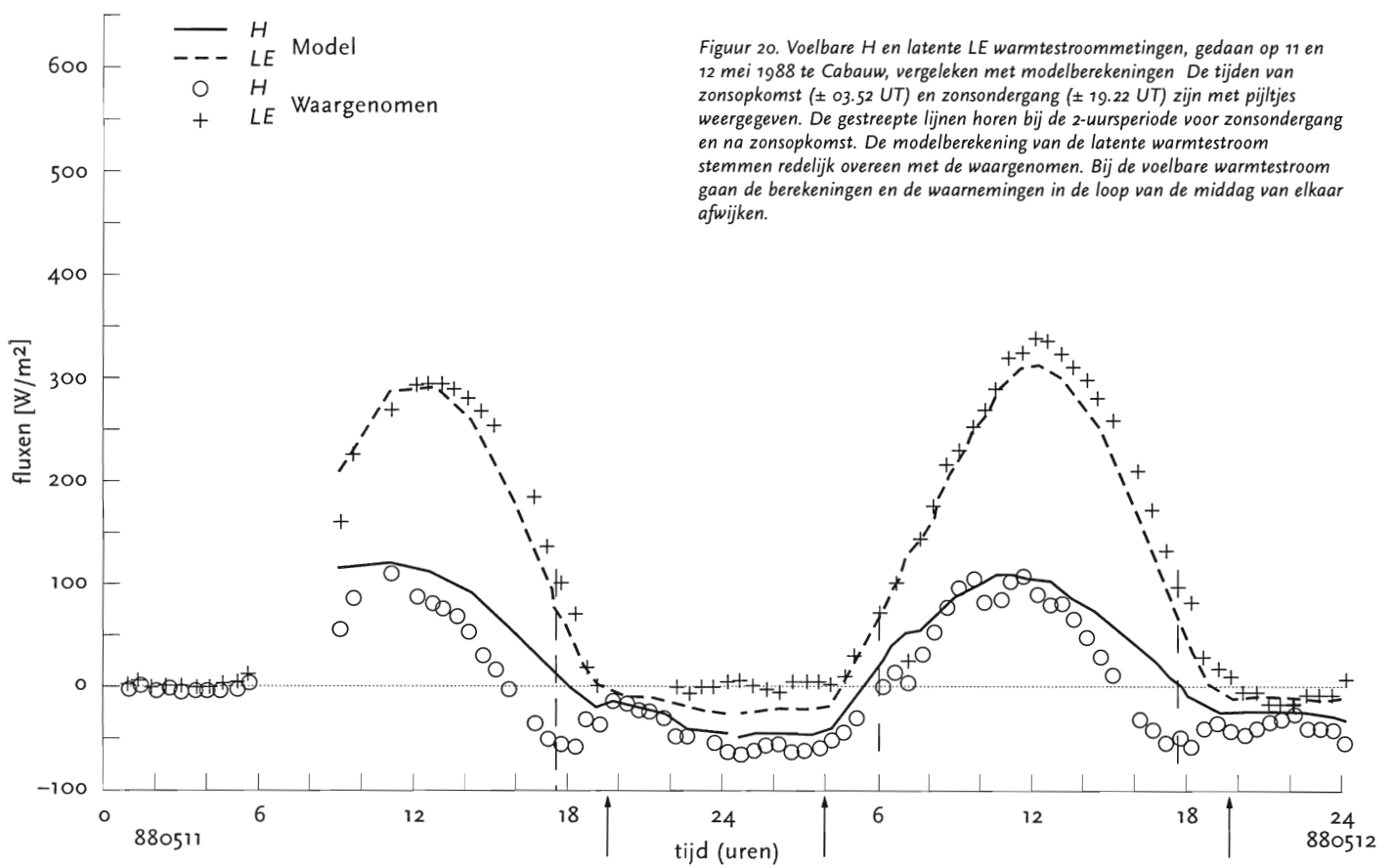
Stel, dat wij ons in een terrein bevinden met een ruwheidslengte $z_0 = 0.3$ m, dat is tussen nogal ruw terrein en erg ruw terrein in. Dan wordt bij een gemiddelde windsnelheid U_{10} op 10 meter hoog van bijvoorbeeld 1.5 m/s. De opwaartse snelheid w' ($= u'$), waarmee door mechanische turbulentie waterdamp in de atmosferische grenslaag van beneden naar boven wordt vervoerd, ongeveer gelijk aan 0.2 m/s. Dat wil zeggen dat na ongeveer 500 seconden de hoogte van 100 m, de top van de grenslaag in ons voorbeeld, wordt bereikt. Bewezen is dus, dat inderdaad de waterdamp de bovenste lagen van de grenslaag met een hoogte van 100 m kan bereiken.

Het verschijnsel, dat de latente warmtestroom nog positief is - en er dus nog steeds aan het aardoppervlak water wordt verdampt -, terwijl de voelbare warmtestroom al kleiner dan nul is geworden, komt later verder ter sprake en dan niet alleen met betrekking tot de periode van voor zonsondergang, maar ook tot die van na zonsopkomst.

Op het moment, dat de warmtestroom H gelijk aan nul wordt, heeft de latente warmtestroom LE nog een positieve waarde van ongeveer 200 W/m^2 . Zie Figuur 16 en 20. Men kan zich afvragen bij welke zonshoogte de voelbare warmtestroom H aan het einde van de middag gelijk aan nul wordt. De turbu-



lentie-theorie is daar niet nauwkeurig genoeg voor. Zie bijvoorbeeld Figuur 20, waarin Beljaars de verschillende experimenteel waargenomen fluxen met de theoretisch berekende vergelijkt. Hierboven hebben wij laten zien, dat wij wel de nettostraling Q^* en de latente warmtestroom LE



Figuur 20. Voelbare H en latente LE warmtestroommetingen, gedaan op 11 en 12 mei 1988 te Cabauw, vergeleken met modelberekeningen. De tijden van zonsopkomst (± 03.52 UT) en zonsondergang (± 19.22 UT) zijn met pijltjes weergegeven. De gestreepte lijnen horen bij de 2-uursperiode voor zonsondergang en na zonsopkomst. De modelberekening van de latente warmtestroom stemmen redelijk overeen met de waargenomen. Bij de voelbare warmtestroom gaan de berekeningen en de waarnemingen in de loop van de middag van elkaar afwijken.

redelijk kunnen nabootsen (zie nogmaals de getallen in Figuur 16) door de LAI en m in de gewijzigde Priestley-Taylor formule te variëren. Ook in onze berekening kunnen wij echter de voelbare warmtestroom niet laten aansluiten bij het experiment. De berekening van de zonshoogte op het moment, waarop de warmtestroom $H = 0$ wordt, leidt dus tot verkeerde resultaten. Daarom berekenen wij de zonshoogte op het moment waarop de $LE = 200$ W/m^2 wordt. (Nogmaals, experimenteel is immers bewezen, dat dan de voelbare warmtestroom H gelijk aan nul is.) In de tweede helft van de dag is dat bij ongeveer 25° boven de horizon. Uiteraard hadden wij die zonshoogte van 25° aan het einde van de middag op het moment dat de warmtestroom $H = 0$ W/m^2 ook simpelweg uit de experimenten, zoals beschreven door Holtslag en Beljaars, kunnen bepalen.

En dit doet ons het volgende opmerken. In zijn proefschrift berekent Holtslag (ref. 16, blz 131), dat de voelbare warmtestroom H bij een bedekkingsgraad $N < 0.75$ bij een zonshoogte van 13° gelijk aan nul wordt. Pas bij zwaarbewolkt weer komt hij op een zonshoogte van ongeveer 25° , om precies te zijn op 23° . Dat deze theoretische berekeningen echter tot de verkeerde resultaten leiden, laat zich, zoals wij al eerder hebben gezien, aflezen uit de metingen (zie Figuur 16 als ook uit Figuur 20) gemaakt te Cabauw.

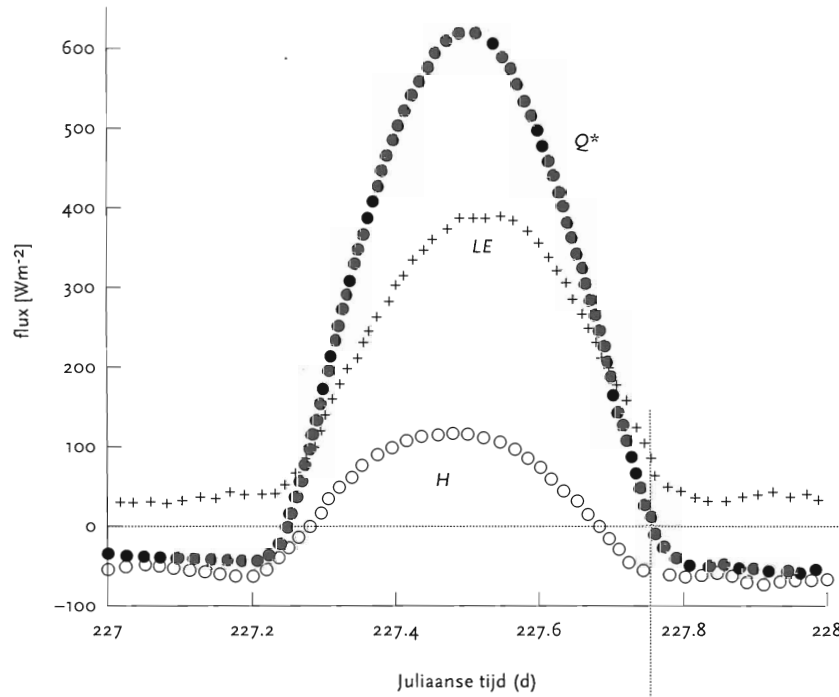
In het nu volgende stellen wij, dat, wanneer op een heldere

dag de zon in de tweede helft van de dag 25° boven de horizon staat, de latente warmteflux 200 W/m^2 bedraagt en dat deze stroom vanaf dat moment geleidelijk verder afneemt. Figuur 17 maakt duidelijk, dat ongeveer 1 uur, nadat de voelbare warmtestroom H gelijk aan nul is geworden, de menglaag zich pas instelt. De latente warmtestroom is dan teruggelopen tot 100 W/m^2 . Verder stellen wij, dat de latente warmtestroom, zoals zowel Figuur 16 als 20 suggereren, lineair in de tijd afneemt en ons baserend op de experimenten van Figuur 20 nemen wij aan, dat de latente warmtestroom LE 2 uur na de sterkte van 100 W/m^2 gelijk aan nul wordt. (Figuur 16 leert overigens dat toen in de nachtelijk uren nog steeds waterdamp ofwel vocht aan de menglaag werd toegevoerd.) Verder stellen wij, dat het verloop van de latente warmtestroom, zoals boven geschetst, gebaseerd is op een bodem, die volledig verzadigd is met water, dus het bodemvochtgehalte $w = 100\%$. Bij de bepaling van de m en de LAI van de gewijzigde Priestley-Taylor formule bleek, dat uitgaande van de metingen zoals weergegeven in Figuur 16 voor de hoeveelheid bodemvocht het beste een w van 90% genomen kon worden. Maar zoals bij de berekening van de m en de LAI in de gewijzigde Priestley-Taylor formule ook al is gesteld, namelijk dat de bepaling van deze grootheden schattenderwijs en dus met niet te grote nauwkeurigheid hoeft te geschieden, omdat toch niet zeker is wat het gedrag van de m en de LAI in de loop van het jaar precies zal zijn, zo

stellen wij nu dat één uur nadat de zonshoogte 25 graden is geweest de latente warmtestroom bij een volledig natte bodem (bodemvochtgehalte $w = 100\%$) 100 W/m^2 is. Door hiervan uit te gaan wordt de hoeveelheid waterdamp, die later op de dag nog aan de nachtelijke menglaag wordt toegevoegd, zeker niet overschat. De metingen van Figuur 20 duiden er ook op, dat de grootte van de latente warmtestroom LE twee 2 uur voor zonsondergang respectievelijk na zonsopgang ongeveer 100

W/m^2 is geweest. Op beide dagen was overigens de voelbare warmtestroom H wel veel eerder dan 3 uur voor zonsondergang gelijk aan nul.

Voor de volledigheid voegen wij nog een meting toe, verricht in het kader van het First International Satellite Land Surface Climatology Project Field Experiment (FIFE) en gemaakt te Manhattan ten westen van Kansas City (ref. 21). Uit deze

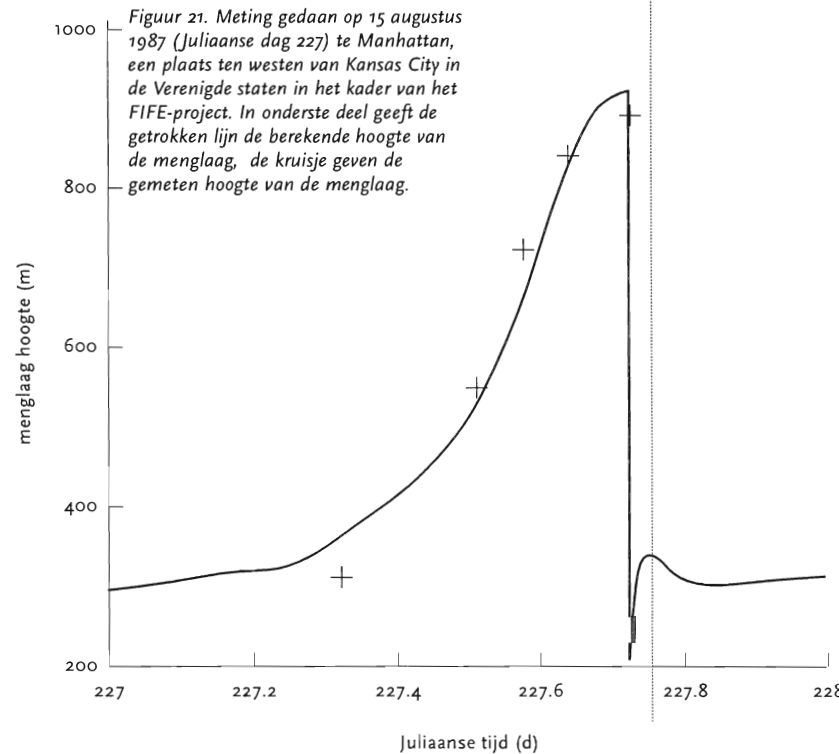


metingen, gedaan op 15 augustus 1987 en gepresenteerd in Figuur 21, volgt ook dat wat wij hierboven voor algemeen geldig hebben aangenomen, namelijk dat op het moment met de warmtestroom $H = 0 \text{ W/m}^2$ de latente warmtestroom $LE = 200 \text{ W/m}^2$ is en een uur later is gedaald naar $LE = 100 \text{ W/m}^2$. Belangrijk is het ook te wijzen op het feit, dat, op het moment de latente warmtestroom $LE = 100 \text{ W/m}^2$ wordt, zich ook de nachtelijk menglaag (zij het in dit geval een berekende) instelt.

In TABEL 8 wordt uitgaande van de gewijzigde Priestley-Taylor formule het verband aangegeven tussen het bodemvochtgehalte w en de latente warmtestroom LE van één uur na het tijdstip waarop de zonshoogte 25° is geweest of wat op ongeveer hetzelfde neerkomt, de latente warmtestroom twee uur voor zonsondergang.

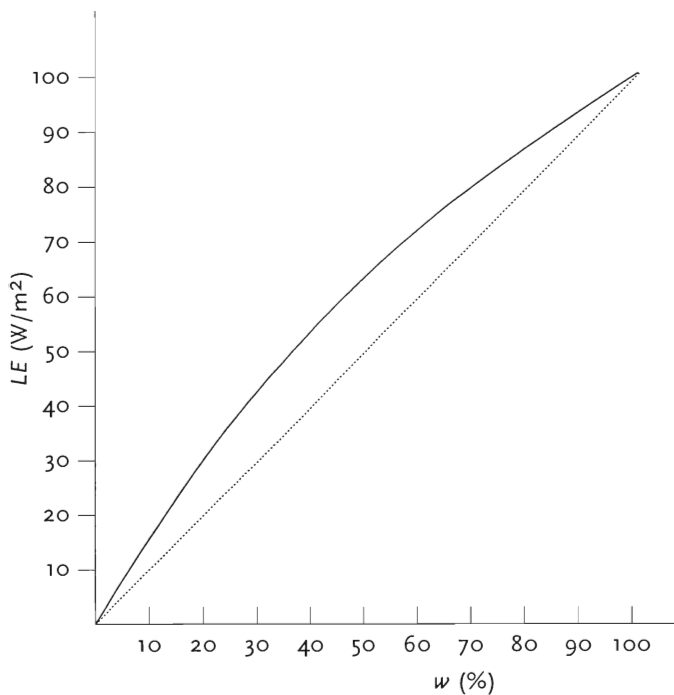
Tabel 8
Bodemvocht w en de latente warmtestroom LE

w (%)	LE (W/m^2)
10	16
20	30
30	43
40	54
50	64
60	73
70	81
80	88
90	94
100	100



Figuur 21. Meting gedaan op 15 augustus 1987 (Juliaanse dag 227) te Manhattan, een plaats ten westen van Kansas City in de Verenigde staten in het kader van het FIFE-project. In onderste deel geeft de getrokken lijn de berekende hoogte van de menglaag, de kruisjes geven de gemeten hoogte van de menglaag.

In Figuur 22 is het verband tussen bodemvocht en latente warmtestroom nog eens getekend. Omdat $LE \sim \alpha_t$ (zie de gewijzigde Priestley-Taylor formule in Hoofdstuk IV, zoals beschreven in het Slowaakse artikel) is de vorm van de kromme in Figuur 22 gelijk aan die in Figuur 15, waarin de factor α_t in afhankelijkheid van het bodemvochtgehalte w is weergegeven. Figuur 22 in ogenschouw nemend kan grofweg gesproken worden gesteld, dat de grootte van de latente warmtestroom redelijk evenredig is



Figuur 22. Het verband tussen de hoeveelheid water waarover de plant kan beschikken w (%) en de daarbij behorende latente warmtestroom LE (W/m^2). Er bestaat een vrijwel evenredig verband tussen deze twee grootheden. Zie rechte lijn.

met het bodemvochtgehalte. En dit geldt uiteraard niet alleen voor de latente warmtestroom van twee uur voor zonsopgang maar ook voor de overige uren overdag.

In één van de volgende hoofdstukken zal worden aangetoond, hoe aan het einde van de middag in afhankelijkheid van de beschikbare hoeveelheid vocht, die de bodem bevat, de waarde van de dauwpuntstemperatuur kan veranderen. Ofwel de kans op mist, omdat de vorming van mist als de overige weerslelementen ook gunstig zijn (weinig wind, weinig bewolking en daling van temperatuur) makkelijker op gang komt bij dauwpunten die hoger zijn geworden dan wanneer zij in waarde zijn gedaald.

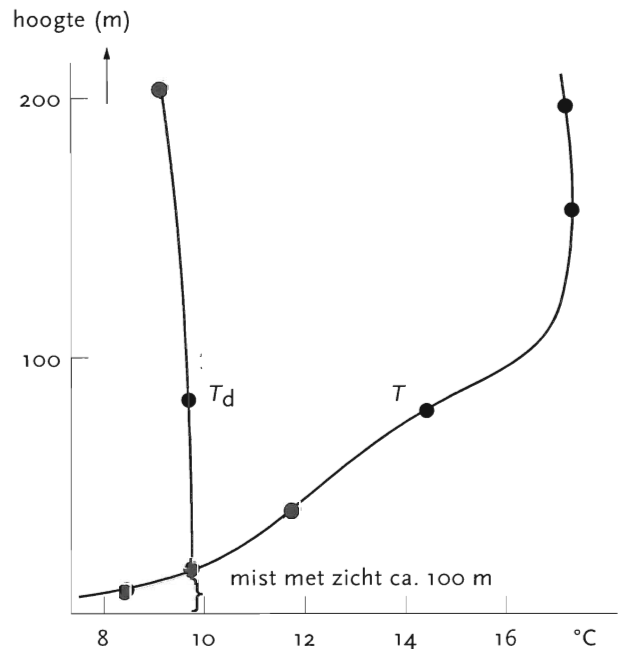
Een voorbeeld, waarbij wordt uitgegaan van een bodemvochtgehalte w van 100%. De hoeveelheid verdampingswarmte die gedurende die twee uur ($= 2 \times 3600$ s) per m^2 nog gebruikt is om water te verdampen is gelijk aan $1/2 \times 100 \times 2 \times 3600 = 360000$ J. Per kg water is, afhankelijk van de temperatuur, de verdampingswarmte L gelijk aan (zie ref. 22, blz 19):

$$L \approx 25010000 - 2500T \text{ J/kg}$$

met T in graden Celsius.

De afhankelijkheid van de temperatuur nu even verwaarlozend, maar hij wordt wel in computerberekeningen meegenomen, betekent dit dat gedurende twee uur $360000/2501000$ kilogram water per $m^2 \approx 0.144$ kg/m^2 is verdampt en door de mechanische turbulentie over de

nachtelijke menglaag wordt verdeeld. Om te berekenen in hoeverre door deze toegevoegde hoeveelheid waterdamp de concentratie waterdamp per kubieke meter lucht toeneemt - en daarmee het dauwpunt - is het nodig om te weten hoe hoog de nachtelijke menglaag is waarover de waterdamp moet worden verdeeld. Dit wordt in Hoofdstuk 7 verder uitgewerkt. Nogmaals, bij dit alles wordt verondersteld, dat geen waterdamp, dus ook niet de toegevoegde, de nachtelijke menglaag verlaat, indien de concentratie boven de nachtelijke menglaag lager zou worden dan die van de menglaag. Als wij veronderstellen, dat bij zonsondergang de latente warmtestroom gelijk aan nul is geworden, betekent dit, dat er dan geen verschillen in de concentratie waterdamp in de menglaag meer bestaan ofwel dat de dauwpunten gelijk zijn. Figuur 23 onderschrijft deze veronderstelling voor een groot deel (ref. 8).



Figuur 23. Verloop van temperatuur en dauwpunt in de onderste 200 meter, gemeten door de meetmast Cabauw in een nacht (om 03.00 UT 5 oktober 1973), waarin zich stralingsmist vormde. Op moment van meting was de windsnelheid 1.1 m/s.

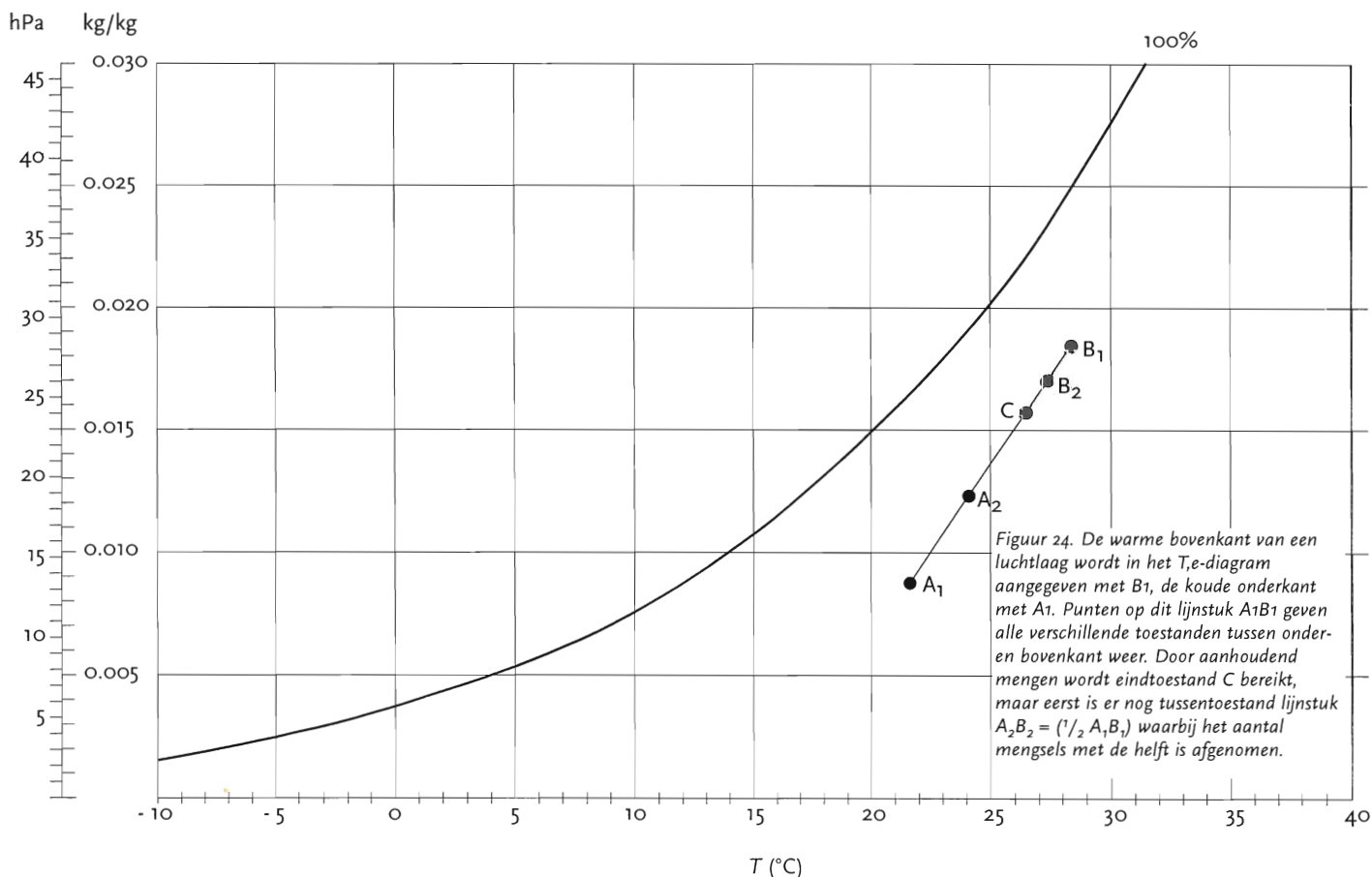
6 De kans op (stralings)mist in afhankelijkheid van de luchttemperatuur en het dauwpunt

In het bovenstaande voorbeeld is aangetoond - en later wordt hier nog uitgebreid op in gegaan - dat bij zonsondergang door de toename van de concentratie waterdamp de dauwpuntstemperatuur gestegen zal zijn en daarmee de kans op mist. Maar nog niet duidelijk is in hoeverre de kans op stralingsmist toeneemt, in geval bij een luchttemperatuur van bijvoorbeeld 10 graden het dauwpunt van 5 naar 5.5 graden toeneemt of naar 6.5. Kortom, wij willen de uitwerking van de toename van het dauwpunt, die boven vochtige grond groter zal zijn dan boven droge, op de kans dat stralingsmist ontstaat kwantificeren.

Om deze kans op mist te berekenen maken wij gebruik van de stelling zoals geformuleerd in het laatste deel van het artikel van Taylor. Daarin stelt hij (zie Figuur 1), dat, wanneer de temperatuur van het aardoppervlak beneden het raakpunt R van de raaklijn aan de verzadigingskromme getrokken vanuit het punt P komt, zich mist vormt. Punt P geeft de toestand van de lucht aan zowel wat de temperatuur betreft als het dauwpunt. Verder stelt Taylor, dat bij temperaturen van het aardoppervlak boven R wel of geen mist kan ontstaan,

al naar gelang het gedrag van de kromme AB die de toestand van de afkoelende lucht met zijn veranderende temperatuur en waterdampinhoud beschrijft. Wat ook het verloop van deze toestandskromme moge bepalen, hetzij de afkoeling van het aardoppervlak, hetzij de wijze van menging van de verschillende luchtlagen of, zoals later onderzoek laat zien (zie ref. 23 en ref. 6), hetzij de afkoeling wegens uitstraling van de luchtlag dichtbij het aardoppervlak naar dat onderliggende koudere oppervlak (het zogenaamde CAR = Clear Air Radiation effect), Taylor maakt duidelijk dat deze kromme in ieder geval in het gebied RP, RD en het stuk beschreven door de verzadigingskromme tussen D en R moet liggen.

Wij gaan nu een stap verder en zeggen, dat hoe kleiner dit gebied is des te groter de kans is dat de lucht door menging en afkoeling buiten dit gebied kan komen, in het verzadigde gedeelte links van het lijnstuk RD van de verzadigingskromme ofwel des te groter de kans op stralingsmist mist. Aan de hand van Figuur 24 zullen wij dit verband, dat wij leggen tussen de grootte van het gebied ΔRDP in het



temperatuur-dampdruk, het T, e -diagram, en de kans op stralingsmist, verduidelijken. Stel, dat het lijnstuk A_1B_1 de toestand van een luchtlaag in de atmosfeer beschrijft, waarbij, zo stellen wij, met A_1 de koude onderkant wordt aangegeven en met B_1 de warme bovenkant. Alle verschillende toestanden tussen de onder- en bovenkant worden aangegeven met de punten op dit lijnstuk A_1B_1 . Wanneer deze laag wordt gemengd, zullen de verschillen tussen de mengsels steeds kleiner worden, maar nog steeds, zoals Taylor aantoonde, worden gekarakteriseerd door punten op het lijnstuk A_1B_1 . Als de menging maar lang genoeg doorgaat, is er geen verschil meer en wordt de toestand van de hele luchtlaag gekarakteriseerd door punt C. Maar dit betekent, dat er een tussentoestand is geweest, waarbij het aantal verschillende mengsels bijvoorbeeld tot de helft is afgenomen. Deze tussentoestand wordt in ons voorbeeld beschreven met het lijnstuk A_2B_2 zijnde de helft van lijnstuk A_1B_1 .

Maar nu volgen wij de omgekeerde weg en zeggen, dat, wanneer er tussen de punten A_1 en B_1 gemengd gaat worden, dat dan het aantal mogelijke verschillende mengsels twee keer zo groot is als tussen de punten A_2 en B_2 . Ofwel het aantal mogelijke mengsels is in het geval A_1B_1 twee keer zo groot als in het geval A_2B_2 .

Voor alle rechte lijnen in een vlak geldt hetzelfde ofwel voor het vlak zelf, dus hoe kleiner het vlak des te kleiner het aantal mogelijke mengsels. Vandaar dat wij stellen, dat, wanneer een vlak in het T, e -diagram 2 keer zo groot is als een ander vlak, het aantal mogelijke mengsels ook twee keer zo hoog is. Kortom, wanneer Taylor bewijst, dat in geval bij de afkoeling, die tot de vorming van stralingsmist moet leiden, de mogelijke mengsels zich moeten beperken tot het oppervlak ΔRDP dan houdt dat in, dat hoe kleiner dit aantal mogelijke mengsels in dit gebied in het onverzadigde deel van het temperatuur-dampdruk diagram des te groter de kans is dat door verdere menging mengsels in het verzadigde deel van dit diagram, ter linkerzijde van de verzadigingskromme, zijnde het gebied waar zich stralingsmist vormt, terecht komen. Ofwel hoe groter dit oppervlak des te meer mogelijkheden om te mengen in dit onverzadigde deel met oppervlak ΔRDP en des te kleiner bij verdere menging het aantal mogelijke mengsels in het gebied ter linkerzijde van de verzadigingskromme. Ofwel hoe groter het oppervlak ΔRDP des te kleiner de kans op stralingsmist.

Bij deze redenering moet nog een kanttekening worden geplaatst. Stilzwijgend is aangenomen, dat het aantal mengingen in stralingsnachten, veroorzaakt door de wind, voor alle luchttemperaturen en dauwpunten gelijk is. Maar neem nu eens het geval, dat bij zonsondergang - en dat is het moment waarop de redenering met betrekking tot het oppervlak het oppervlak ΔRDP begint - de luchttemperatuur 30°C is en het dauwpunt 10°C . Deze toestand zal zich bijvoorbeeld in Nederland lang niet zo vaak voordoen als die horend bij een luchttemperatuur van 10°C en een dauwpunt van 5°C . Ofwel, de kans op stralingsmist zal niet alleen al door het veel grotere aantal mogelijke mengsels in het

onverzadigde deel van het T, e -diagram in het geval van luchttemperatuur 30°C , dauwpunt 10°C vergeleken met het geval van luchttemperatuur 10°C en dauwpunt 5°C kleiner zijn, maar ook nog eens kleiner worden door het feit dat stralingsnachten uitgaande van deze begincondities in Nederland niet vaak zullen voorkomen.

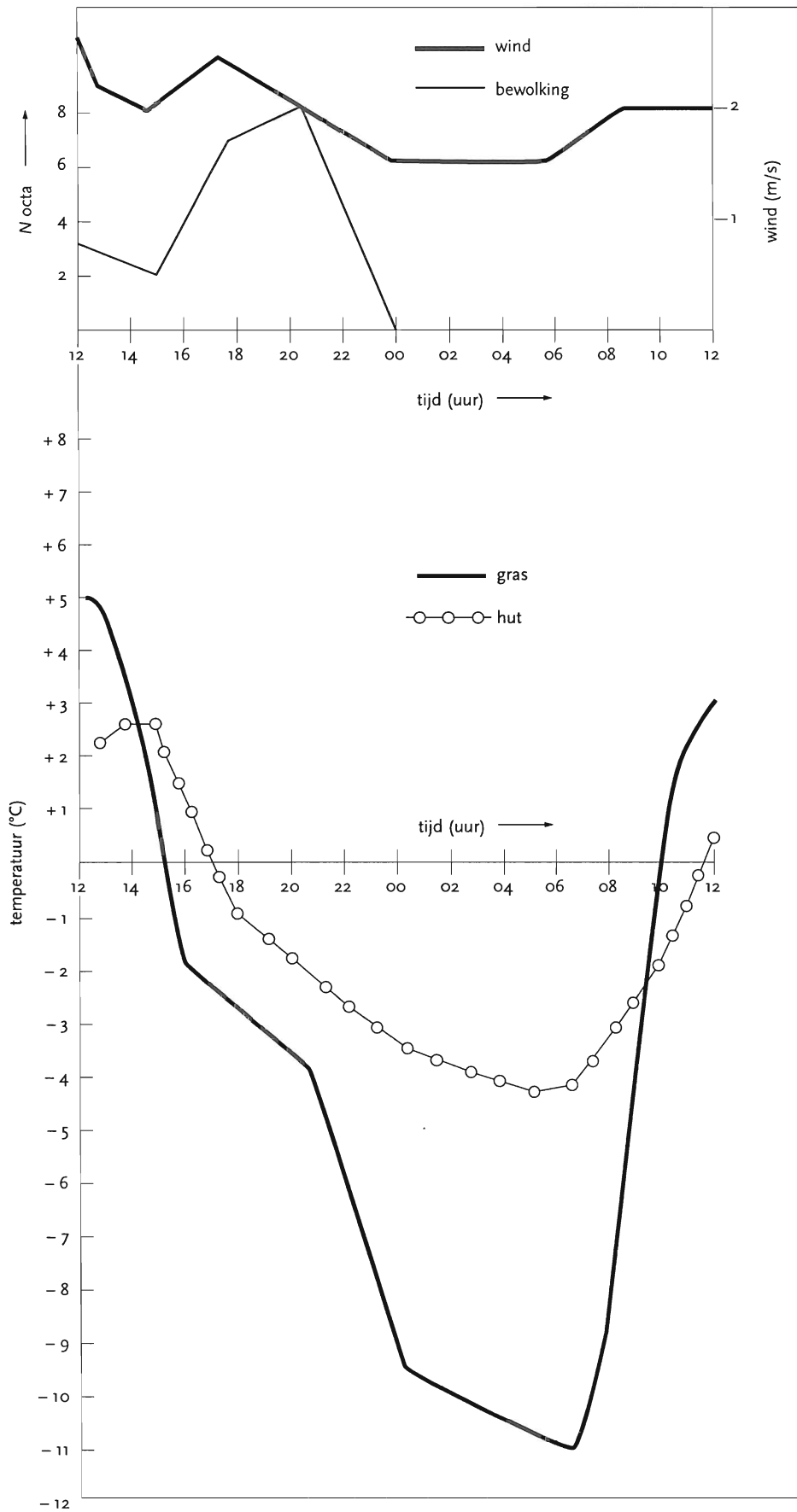
Voor de kans op stralingsmist in afhankelijkheid van de luchttemperatuur en het dauwpunt maakt deze verdere verfijning niet zoveel uit. Direct zal blijken, dat de berekende kans - enkel gebaseerd het vergelijken van oppervlakten in het T, e -diagram - in het geval van luchttemperatuur 30°C en dauwpunt 10°C al heel klein is. Dus het nog iets kleiner worden van die kans door het weinig voorkomen van een bovengenoemde situatie in Nederland doet er niet zoveel meer toe.

Alvorens met de kansberekening te beginnen nog één opmerking. Hierboven is gesproken over een stralingsnacht, dat is een nacht met weinig wind en weinig bewolking. Verderop zal blijken, dat wil zich stralingsmist vormen de windsnelheid in het zeer nauwe interval van $1-2$ m/s moet liggen. Bij de bedekkingsgraad zijn de grenzen minder kritisch, hoewel wel eens het tegendeel wordt beweerd. Het verwachten van mist zou zo moeilijk zijn, omdat het verwachten van de bedekkingsgraad N dat is. Zie bijvoorbeeld de inleiding van het artikel van Duynkerke waarin hij schrijft: "The ability to forecast the formation or dispersal of fog has improved very little during the last decades mainly for two reasons. On the synoptic scale there is a great uncertainty in forecasting cloud cover, especially low boundary layer clouds such as stratocumulus..." (ref. 6). Maar in het rapport (ref. 24), waaruit Figuur 25 afkomstig is, hebben wij al aangetoond, dat voor de verandering van de temperatuur van het aardoppervlak ΔT_s te schrijven is:

$$\Delta T_s \propto N \Delta N$$

waarin N de bedekkingsgraad uitgedrukt in tienden is en ΔN de verandering van de bedekkingsgraad. Hieruit volgt, dat het in een lichtbewolkte toestand niet zoveel voor de verandering van temperatuur van het aardoppervlak uitmaakt of er wat meer of minder bewolking komt. Onbewolkt of lichtbewolkt weer met weinig wind en een geringe variatie in de bedekkingsgraad is vaak niet moeilijk te verwachten, het zijn namelijk veelal de grote hogedrukgebieden waarin dit gebeurt. Wel moet worden gemeld, dat ook Duynkerke er op wijst dat naast straling, turbulentie en de aard van het aardoppervlak eveneens de wind en de vochtigheid van het aardoppervlak van groot belang zijn. In dit rapport proberen wij dat inderdaad duidelijk te maken. Terzijde, ook Duynkerke vestigt de aandacht op de sterke afkoeling van het bladoppervlak. Zie nogmaals Figuur 25 van dit rapport.

Uitgaande van bovenstaande veronderstelling, dat de eerder genoemde oppervlakte in het T, e -diagram de kans op



Figuur 25. Voorbeeld van de wijze waarop de luchttemperatuur en de oppervlaktetemperatuur van gras veranderen bij afnemende wind en bedekkingsgraad. Deze figuur is gebaseerd op een berekening, gemaakt voor een plaats op middelbare breedten voor 31 januari. Zie ref. 18.

stralingsmist bepaalt, is een computerprogramma geschreven. Dit programma berekent eerst de temperatuur T_{raak} horend bij het raakpunt van de raaklijn door P aan de verzadigingskromme, zoals beschreven met onderstaande formule afkomstig uit ref. 25,

$$e_s(T) = 6.1365 \times \exp\left(\frac{17.502 \times T}{240.97 + T}\right) \text{ Pa}$$

met T in graden Celsius.

Vervolgens wordt de grootte van het oppervlak in afhankelijkheid van de temperatuur van de lucht en het dauwpunt, bepaald door de plaats van punt P in het diagram, berekend. TABEL 9 geeft de resultaten. T is de luchttemperatuur, T_d het dauwpunt en T_{raak} en e_{raak} de coördinaten van het raakpunt op de verzadigingskromme. Tenslotte wordt in TABEL 9 ook de kans, dat zich mist kan gaan vormen, gepresenteerd. De kans is een relatieve kans, daar er genormeerd wordt met het oppervlak horend bij het punt (2,1) ofwel luchttemperatuur $T = 2 \text{ }^\circ\text{C}$ en een dauwpunt $T_d = 1 \text{ }^\circ\text{C}$ en wel op de volgende manier:

$$\frac{\frac{1}{opp\ PDR(T, T_d)}}{\frac{1}{opp\ PDR(T=2, T_d=1)}} \times 100\% = \frac{opp\ PDR(T=2, T_d=1)}{opp\ PDR(T, T_d)} \times 100\%$$

Het omgekeerde van de oppervlakken is genomen omdat uit het voorgaande duidelijk is geworden, dat hoe groter het oppervlak is des te groter de kans is dat er *geen* mist ontstaat ofwel in het omgekeerde geval dat hoe groter $1/opp\ PDR$ is des te groter de kans op mist.

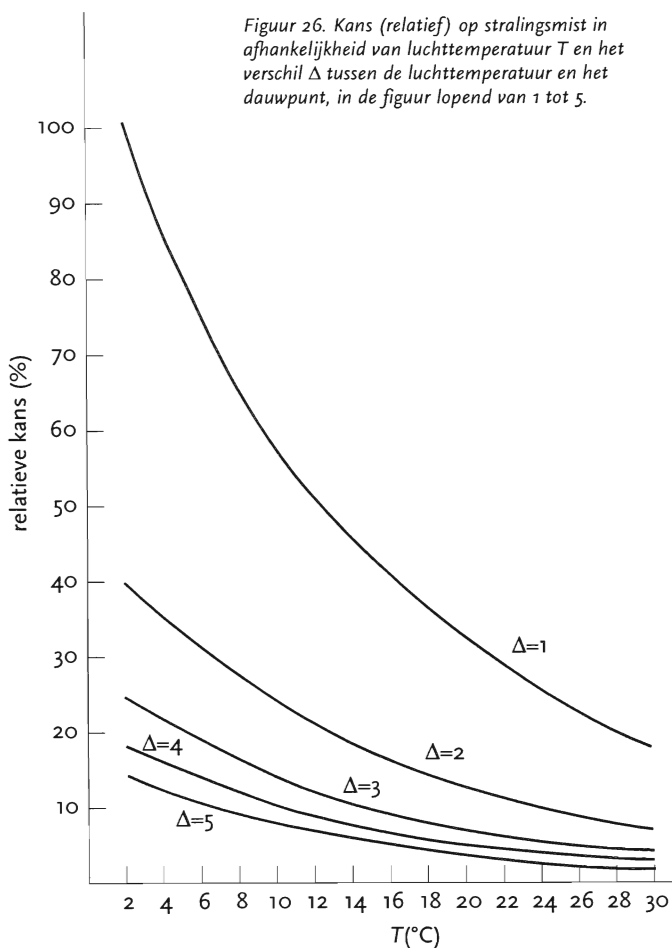
Duidelijk mag zijn, dat de keuze van het oppervlak (2,1), waarmee wordt genormeerd, een willekeurige is. Wel is het zo, dat door deze keuze van een klein oppervlak andere oppervlakken al gauw groter zullen zijn. Ofwel de (relatieve) kans op stralingsmist zal in de andere gevallen, wanneer wij het verschil tussen luchttemperatuur en dauwpunt maar groter dan wel gelijk $1 \text{ }^\circ\text{C}$ nemen, beneden de 100% komen te liggen: zie TABEL 9. Alvorens verder te gaan nog het volgende. Naaststaande kansberekening geldt vanaf het moment, dat de afkoeling van het aardoppervlak zover is voortgeschreden, dat de temperatuur van het aardoppervlak dezelfde waarde heeft als de dauwpuntstemperatuur van de lucht ofwel de condensatie van waterdamp aan het aardoppervlak neemt een aanvang. En omdat, zoals wij al eerder hebben gezien, dit het moment van zonsondergang is, geldt de kansberekening vanaf dat moment.

Delen van Tabel 9 zijn nog eens weergegeven in Figuur 26. Uit de tabel volgt ook, zoals wij hiervoor al eerder hebben opgemerkt en zoals wij ook verwachtten, dat de kans op stralingsmist, wanneer de verschillen tussen de luchttemperatuur en het dauwpunt groot zijn, klein is. Opmerkelijker aan deze tabel is, dat de kans op mist afneemt bij het stijgen van de luchttemperatuur, terwijl het verschil met het dauwpunt gelijk blijft. Neem bijvoorbeeld lucht met een temperatuur van $5 \text{ }^\circ\text{C}$ en een dauwpunt van $4 \text{ }^\circ\text{C}$, de (relatieve) kans op mist is dan 82%. Bij een luchttemperatuur van $20 \text{ }^\circ\text{C}$ en een dauwpunt van $19 \text{ }^\circ\text{C}$ is die kans afgenomen

Tabel 9

T ($^\circ\text{C}$)	T_d ($^\circ\text{C}$)	T_{raak} ($^\circ\text{C}$)	e_{raak} (hPa)	kans (%)
5	0	-10.7	2.7	12
	1	-8.7	3.2	15
	2	-6.6	3.7	20
	3	-4.3	4.5	33
10	4	-1.3	5.6	82
	3	-9.4	3.0	6
	4	-7.7	3.4	7
	5	-5.9	3.9	8
15	6	-4.0	4.6	10
	7	-1.8	5.4	14
	8	0.6	6.4	23
	9	3.6	7.9	57
	5	-9.5	3.0	3
	6	-8.0	3.4	4
	7	-6.4	3.8	4
20	8	-4.7	4.3	4
	9	-3.0	4.9	5
	10	-1.2	5.6	6
	11	0.8	6.5	7
	12	3.0	7.6	10
	13	5.4	9.0	17
	14	8.5	11.1	43
	7	-9.3	3.0	2
	8	-7.8	3.4	2
	9	-6.4	3.8	2
10	-4.9	4.3	2	
11	-3.3	4.8	3	
12	-1.7	5.4	3	
13	0.0	6.1	3	
14	1.7	6.9	4	
15	3.6	7.9	4	
16	5.6	9.1	5	
17	7.8	10.6	8	
18	10.3	12.5	12	
19	13.3	15.4	31	
25	9	-8.8	3.2	1
	10	-7.5	3.5	1
	11	-6.1	3.9	1
	12	-4.7	4.3	1
	13	-3.2	4.8	2
	14	-1.8	5.4	2
	15	-0.2	6.0	2
	16	1.3	6.8	2
	17	3.0	7.6	2
	18	4.6	8.5	2
	19	6.4	9.7	3
20	8.3	11.0	3	
21	10.3	12.6	4	
22	12.6	14.6	6	
23	15.1	17.2	9	
24	18.2	21.0	24	
30	10	-9.5	3.0	1
	11	-8.2	3.3	1
	12	-6.9	3.7	1
	13	-5.6	4.0	1
	14	-4.2	4.5	1
	15	-2.9	5.0	1
	16	-1.5	5.5	1
	17	-0.1	6.1	1
	18	1.4	6.8	1
	19	2.9	7.5	1
	20	4.4	8.4	1
	21	6.0	9.4	1
	22	7.6	10.5	2
	23	9.3	11.8	2
	24	11.1	13.3	2
25	13.1	15.1	2	
26	15.1	17.2	3	
27	17.4	19.9	4	
28	19.9	23.4	7	
29	23.1	28.4	18	

Figuur 26. Kans (relatief) op stralingsmist in afhankelijkheid van luchttemperatuur T en het verschil Δ tussen de luchttemperatuur en het dauwpunt, in de figuur lopend van 1 tot 5.



tot 31%. Ook bij grotere verschillen tussen luchttemperatuur en dauwpunt dan 1 °C is van dit gedrag sprake, zij het minder opvallend. Wil stralingsmist ontstaan dan is het wenselijk, dat de luchttemperatuur en het dauwpunt niet te veel van elkaar verschillen. Het is daarom vooral van belang te letten op het gedrag van de mistkans in die gevallen, waarbij dit verschil klein is.

TABEL 9 en Figuur 26 in ogenschouw nemend leidt dit tot de belangrijke conclusie namelijk dat onder vrijwel dezelfde omstandigheden - het verschil tussen luchttemperatuur en dauwpunt wordt telkens gelijk genomen - de vorming van mist eerder bij lagere dan bij hogere temperaturen plaatsvindt. Hierboven wordt gesproken van vrijwel gelijke omstandigheden, want bij hetzelfde verschil tussen luchttemperatuur en dauwpunt is het wel zo, dat de relatieve vochtigheid bij hogere temperaturen zelfs nog een fractie hoger is dan bij lage, zoals volgend voorbeeld laat zien. De definitie van relatieve vochtigheid is

$$U = 100 \times \frac{e_s(T_d)}{e_s(T)} \quad ,$$

waarin met $e_s(T)$ weer de verzadigingskromme wordt beschreven. De berekening leert, dat bijvoorbeeld bij een luchttemperatuur van 5 °C en een dauwpuntstemperatuur van

4 °C de relatieve vochtigheid 93% bedraagt. Bij een temperatuur van 30 °C en een dauwpuntstemperatuur van 29 °C is dat 94 %.

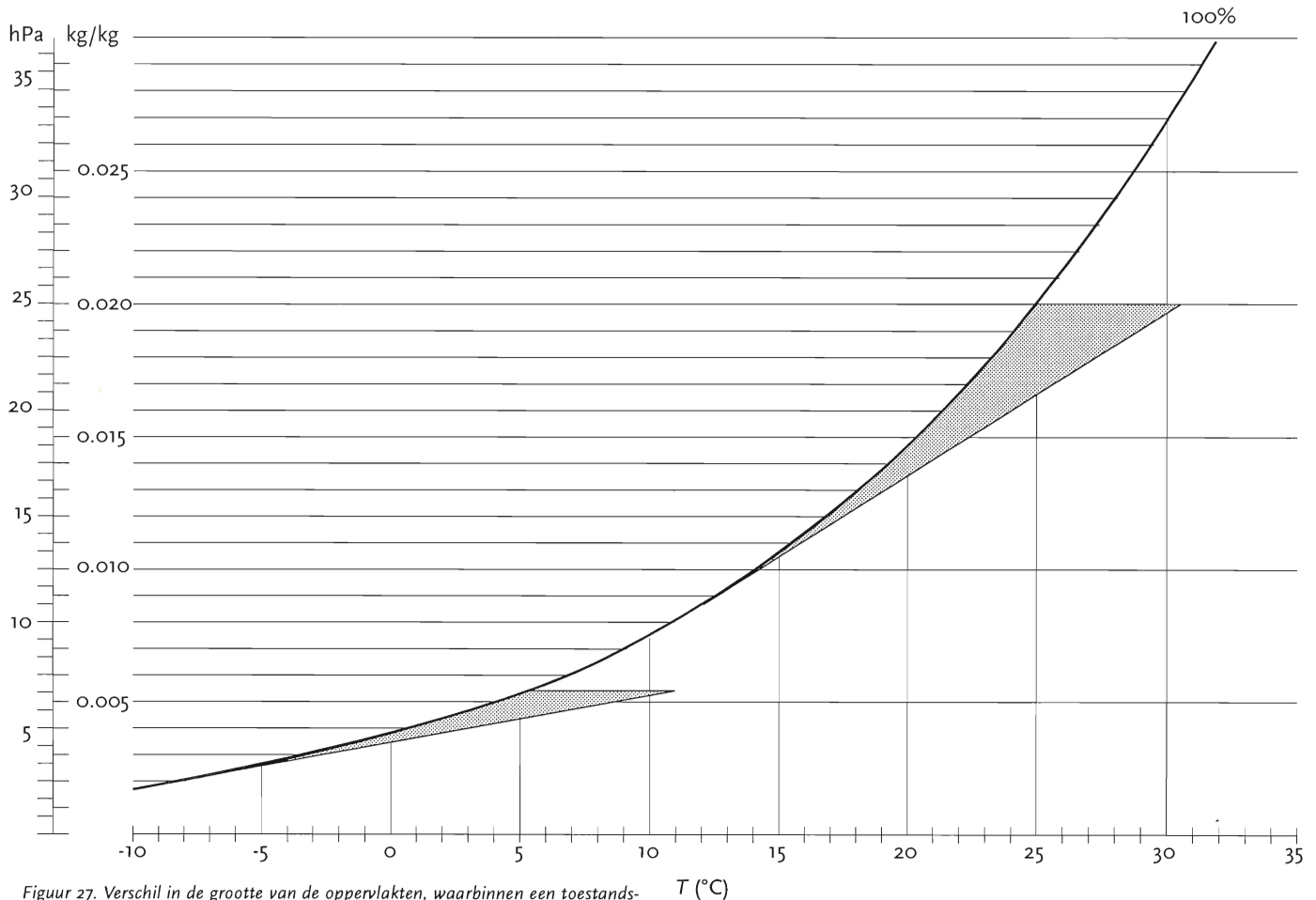
Wij stellen daarom - en in de Inleiding is dit ook al ter sprake gekomen - dat het weinig voorkomen van mist in het zomerseizoen niet, zoals dikwijls wordt beweerd (zie bijvoorbeeld ook het Teleac boek "De wereld van het weer" blz. 90 ref. 26), samenhangt met de korte nachten, waardoor het in tegenstelling tot de andere seizoenen weinig zou afkoelen, maar door de hogere nachtelijke temperaturen. In een apart hoofdstuk wordt nog eens uitgebreid op deze misvatting teruggekomen.

Rest nog te verklaren, waarom bij lagere temperaturen de kans op mist groter is. Uit Figuur 1 blijkt al duidelijk, dat enkel schattend met het oog de vorm van de verzadigingskromme bepalend is voor de grootte van het oppervlak dat al die mengtoestanden bevat die (nog) geen aanleiding geven tot het vormen van mist. Gaande naar de lage temperaturen gaat de raaklijn PR steeds meer horizontaal samenlopen met de lijn PD. Figuur 27 licht dit alles nog eens verder toe. Echter, dit steeds minder ver van de horizontaal afwijken van de raaklijn PR bij lagere temperaturen betekent dat verschillende luchtmengsels, ook al is de één warmer dan de ander, wel ongeveer dezelfde hoeveelheid waterdamp bevatten. Bij lagere temperaturen zal bij menging van lucht met verschillende temperaturen de specifieke vochtigheid niet meer zoveel veranderen. Er hoeft als het ware alleen maar op de het lager worden van de temperatuur, de afkoeling, te worden gelet, terwijl bij hoge temperaturen zowel de temperaturen van de te mengen luchthoeveelheden als de vochtigheid een rol spelen.

Anders gezegd, bij lage luchttemperaturen zal menging van koudere, al door het aardoppervlak afgekoelde lucht, met warmere lucht van hogere lagen - zijnde het afkoelingsproces nodig voor de vorming van mist - niet meer tot een mengsel leiden met erg onverzadigde lucht. Bij de hoge luchttemperaturen is dit wel het geval. Een kleine verandering van de temperatuur betekent door het steil oplopen van de verzadigingskromme een flinke verandering in de maximale hoeveelheid waterdamp, die de lucht van die temperatuur kan bevatten. Dus menging van vrijwel verzadigde lucht - wij kijken immers naar de vorming van mist vandaar het bijvoeglijk naamwoord verzadigd - met lucht van een iets hogere temperatuur die niet verzadigd is zal al gauw weer tot een mengsel leiden dat onverzadigd is, dus de vorming van mist tegenwerken.

Samengevat, voor het vormen van stralingsmist bij lage temperaturen is grofweg gesproken alleen de daling van de temperatuur van belang, terwijl bij hoge temperaturen zowel de afkoeling als ook de vochtigheid van de lucht een rol spelen.

Om dit allemaal nog eens beter te illustreren wordt nu berekend, hoe de maximale hoeveelheid waterdamp in een



Figuur 27. Verschil in de grootte van de oppervlakten, waarbinnen een toestandskromme van lucht moet liggen, wil het tot mistvorming kunnen komen. Maar zolang deze toestandskromme zich in dit gebied bevindt, is er van mistvorming nog geen sprake. De luchttemperaturen zijn voor deze twee gevallen verschillend; het verschil tussen luchttemperatuur en dauwpunt is gelijk genomen.

$$r = \frac{18}{29} \frac{e_s}{p} \text{ kg/kg.}$$

kubieke meter lucht met de luchttemperatuur verandert. Daartoe berekenen wij de afgeleide van de mengverhouding r horend bij de maximale verzadigingsdampspanning $e_s(T)$. De mengverhouding wordt, zoals bekend, als volgt gedefinieerd:

$$r = \frac{\rho_v}{\rho_d} ,$$

met ρ_v de dichtheid van waterdamp en ρ_d de dichtheid van droge lucht beide uitgedrukt in kg/m^3 . Volgens de algemene gaswet is de dichtheid ρ_d , dat is dus de hoeveelheid kg droge lucht die in 1 m^3 zit, gelijk aan:

$$\rho_d = \frac{p}{R(T+273.15)} \text{ kg/m}^3 ,$$

waarin T de luchttemperatuur uitgedrukt in graden Celsius is en p de luchtdruk in Pa. R is de gasconstante voor droge lucht. Bovenstaande formule even anders gesteld geeft, dat 1 kg lucht in $R(T+273.15)/p$ kubieke meter zit.

Voor de mengverhouding in het geval van de verzadigingsdampspanning kan worden geschreven (ref. 19):

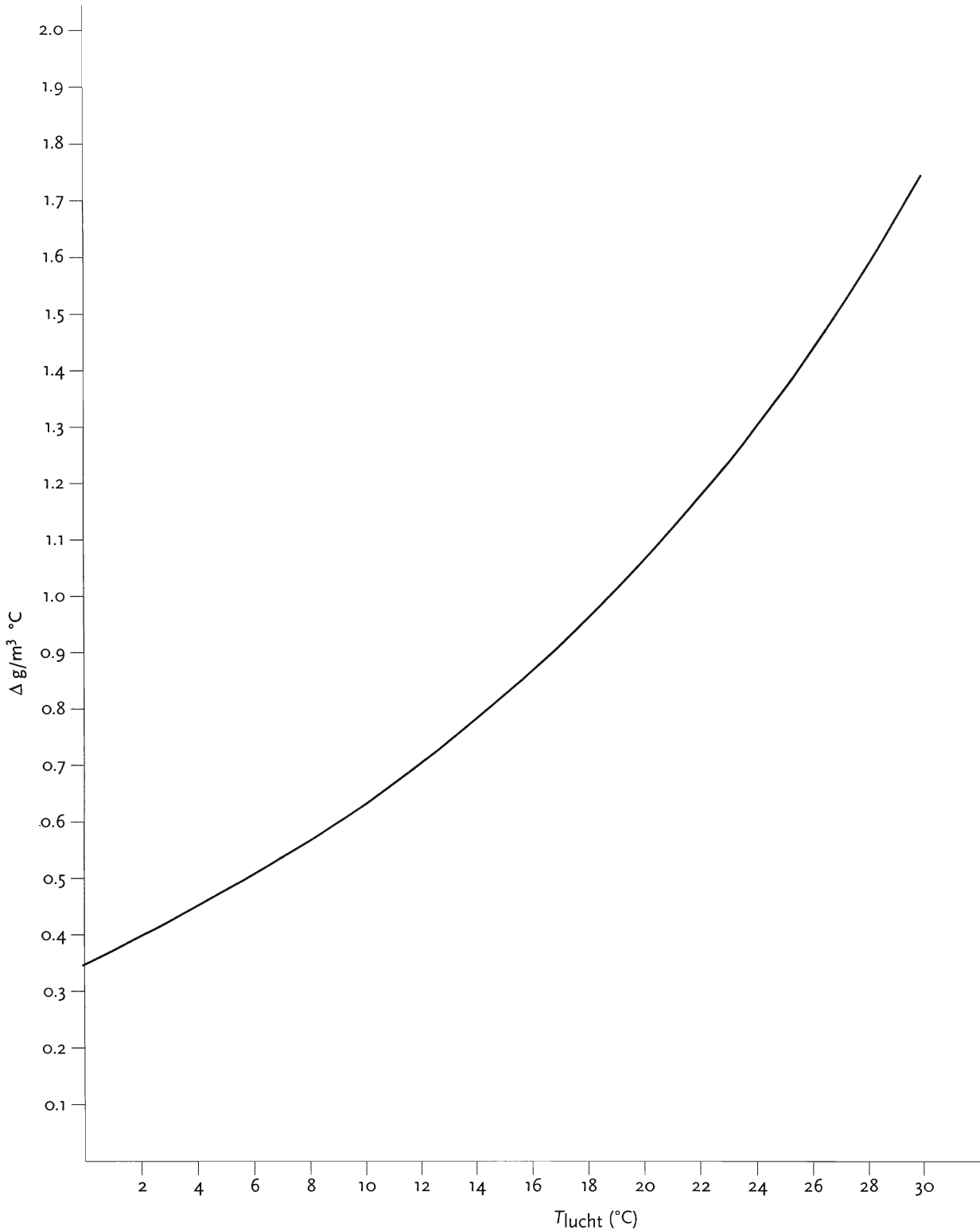
De afgeleide naar de temperatuur wordt dan:

$$\frac{dr}{dT} = \frac{18}{29p} \frac{de_s}{dT} \text{ kg/(kg}^\circ\text{C)} .$$

Omdat de waterinhoud van mist wordt uitgedrukt in g/m^3 , willen wij bovenstaande vergelijking daarin ook overbrengen. Gebruikmakend van de dichtheid van lucht, zoals berekend met de gaswet, kan ook worden afgeleid hoeveel m^3 lucht nodig is om 1 kg droge lucht te krijgen. Met deze kennis kan het volgende worden geschreven:

$$\frac{d(\text{hoeveelheid waterdamp g / m}^3)}{dT} = \frac{18 \times 1000 \times 100}{29R(T+273.15)} \frac{de_s}{dT} \text{ g/(m}^3 \text{ }^\circ\text{C)}$$

waarbij de factoren 1000 en 100 nodig zijn om van kg op g (1000) te komen en van hPa van e_s op Pa (100). En hieruit is de verandering van de maximale hoeveelheid waterdamp per kubieke meter lucht Δ (hoeveelheid waterdamp g/m^3) in afhankelijkheid van de luchttemperatuur T te bepalen. Figuur 28 bevat de uitwerking van deze berekening. De grafiek maakt



Figuur 28. Aangegeven wordt de verandering van de maximale hoeveelheid waterdamp, die een luchtmengsel kan bevatten, in afhankelijkheid van de luchttemperatuur.

duidelijk, dat, wanneer bij lage temperaturen bijvoorbeeld bij 5 °C de temperatuur met één graad verandert, de verandering van de maximale hoeveelheid waterdamp ongeveer gelijk is aan 0.5 g/m³, terwijl dit bij een luchttemperatuur van 15 °C al

iets meer is dan 0.8 g/m³ is. Als wij dan bedenken, dat de waterinhoud van mist tussen 0.1 en 0.3 g/m³ (ref. 22) ligt, is duidelijk, dat, wanneer tijdens de vorming van mist bij lage temperaturen enige menging tussen koudere en wat warmere

lucht plaatsvindt, de misschien net ontstane mist niet direct zal verdampen. Iets wat bij een luchttemperatuur van 15 °C eerder het geval zal zijn, omdat in wat warmere lucht al gauw de waterinhoud van mist kan verdampen voordat deze warmere lucht zelf verzadigd raakt.

Kortom, uit het steilere verloop van de verzadigingskromme bij hogere temperaturen valt te verklaren, dat mist zich bij die temperaturen uitgaande van dezelfde luchtvochtigheidsgraad minder snel zal vormen dan bij lagere. Wij hebben al gezien, dat dit specifieke verloop ertoe leidt, dat het oppervlak, waarbinnen de mogelijke krommen, die de toestand van de lucht tijdens het afkoelingsproces op weg naar de mistvorming in de loop van de tijd beschrijven, moeten liggen, bij hogere luchttemperaturen groter zal zijn dan bij lagere. Met als gevolg de afnemende kans op de vorming van stralingsmist bij hogere luchttemperaturen.

7 De toename van het dauwpunt (en daarmee de kans op mist) aan het einde van de middag in afhankelijkheid van bodemvocht, wind, ruwheid en breedtegraad

Hoogte nachtelijke menglaag

In de volgende paragrafen willen wij uitrekenen hoe de concentratie van waterdamp ofwel het dauwpunt aan het einde van de middag verandert ofwel wat de kans op stralingsmist gerekend vanaf zonsondergang is. En dat onder andere in afhankelijkheid van de hoeveelheid bodemvocht. In het voorbeeld van Hoofdstuk V hebben wij al gezien, dat voor de berekening van de waterdampconcentratie de hoogte van de menglaag bekend moet zijn. Uit het proefschrift van Nieuwstadt (ref. 27) blijkt, dat de hoogte h van de nachtelijke grenslaag als volgt berekend kan worden:

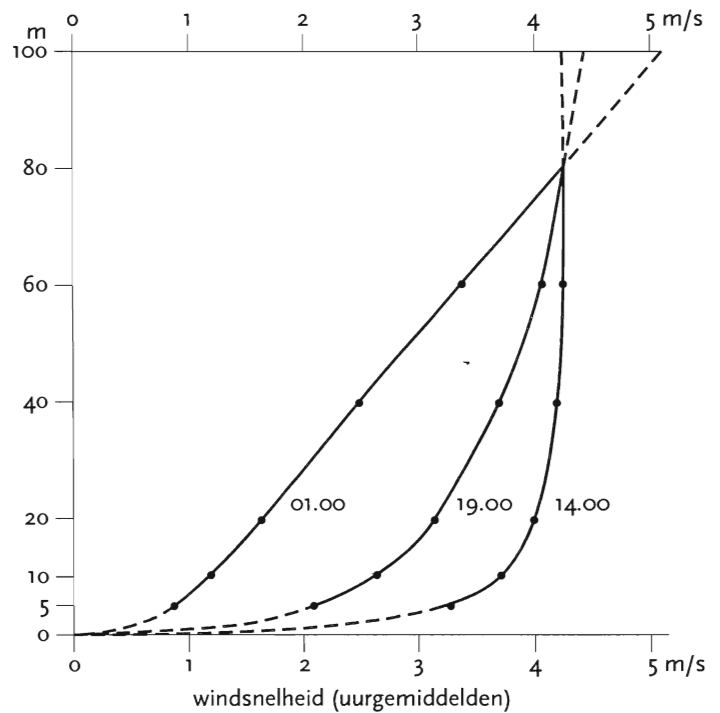
$$h \approx \frac{u_*^2}{f G \sin \alpha} ,$$

waarin G de grootte van geostrofische wind is, α de hoek tussen de richting van de grondwind en de geostrofische wind en f de Coriolisfactor:

$$f = 2\Omega \sin \phi ,$$

met Ω de hoeksnelheid van de aarde (7.29×10^{-5} rad/s) en ϕ de breedte van de plaats op aarde.

Duidelijk is, dat de hoogte van de menglaag in de loop van de tijd bijvoorbeeld door verandering van de windsnelheid (onder andere tot uitdrukking komend in de u_*) zich kan wijzigen. Voor de berekening van de wrijvingsnelheid u_* gaan wij bij het ontstaan van de nachtelijke menglaag de eerste paar uren uit van een neutrale opbouw van de atmosfeer. Daardoor kan de uitdrukking van u_* , zoals beschreven in het begin van Hoofdstuk V, worden gebruikt. Dat bij het begin van het ontstaan van die menglaag de opbouw van de atmosfeer neutraal is, lijkt een redelijke aanname. Immers, overdag is bij helder weer de opbouw onstabiel. In de avond wordt hij stabiel van opbouw. Het lijkt dus redelijk te veronderstellen, dat er een overgangperiode tussen die onstabiele en stabiele opbouw is, waarin de atmosfeer tijdelijk neutraal van opbouw is. Metingen geven aan, dat gedurende de twee uursperiode voor zonsondergang, waarop wij telkens zo de nadruk leggen, de opbouw van de atmosfeer inderdaad neutraal is. Zie Figuur 29 (ref. 28) waarin in de oorspronkelijke tekst expliciet wordt vermeld dat van 17.00 tot 19.00 UT - en dit is het moment van zonsondergang - de atmosfeer neutraal van opbouw is. Wat betreft de geostrofische windsnelheid G , bij windsnelheden U_{10} (metingen op 10 meter hoog) rond 2 m/s volgt uit de metingen van Nieuwstadt dat $G \approx 4xU_{10}$ is. De windsnelheden rond 2 m/s zijn onderzocht, omdat, zoals wij later zullen zien, stralingsmist vrijwel altijd bij windsnelheden lager dan 2 m/s ontstaat. Duidelijk is, dat de hoogte



Figuur 29. Windmeting gedaan op 1 en 2 mei 1972 met behulp van 80-meter hoge meetmast te Vlaardingen. Van 17.00 tot 19.00 UT (zonsondergang) neutrale opbouw atmosfeer. Om 14.00 UT onstabiele atmosfeer en om 01.00 UT stabiele.

van de menglaag evenredig is met de windsnelheid U_{10} . Immers, de wrijvingsnelheid u_* is evenredig met de windsnelheid U_{10} en van de geostrofische windsnelheid G hebben wij dat aangenomen.

De toename van het waterdampgehalte in de menglaag

Om te berekenen hoe de concentratie van de waterdamp in de menglaag stijgt, is het nodig te weten hoe de concentratie op de verschillende hoogten in die laag is op het moment, dat hij ontstaat. Daartoe gebruiken wij de beschrijving van de latente warmtestroom LE , zoals gegeven in het al eerder genoemde boek Essentials of Meteorology (ref. 19) :

$$LE = \frac{L\rho}{\left(\frac{29}{18}p\right)} \frac{\{e(z_1) - e(z_2)\}}{r_v(z_1, z_2)} ,$$

waarin naast de bekende verdampingswarmtestroom LE , de verdampingswarmte L , de dichtheid van lucht ρ en de luchtdruk p , $e(z_1)$ en $e(z_2)$ de dampdrukken op de twee

verschillende hoogten z_1 en z_2 (met z_1 het dichtste bij het aardoppervlak) zijn en r_v de weerstand is die overwonnen moet worden om waterdamp door middel van turbulente uitwisseling van het ene niveau naar het andere niveau te transporteren. Voor de weerstand r_v wordt geschreven:

$$r_v = \frac{u(z_2) - u(z_1)}{u_*^2}$$

Door de uitdrukking van de windsnelheid $u(z)$ op verschillende hoogten in een neutrale atmosfeer

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right)$$

in de weerstand r_v in te vullen krijgen wij:

$$r_v = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{\kappa u_*}$$

Verdergaand met de dichtheid ρ , voor vochtige lucht is deze gelijk aan:

$$\rho = \frac{p}{RT} \left(1 - \frac{3}{5}r\right)$$

ofwel met de bekende uitdrukking voor de mengverhouding r ($= 18e/29p$):

$$\rho = \frac{p}{RT} - 0.372 \frac{e}{RT}$$

Om de vraag te beantwoorden hoe gevoelig ρ voor de dampdruk e is maken wij een schatting en wel voor de verhouding tussen de eerste en de tweede term bij flinke hoge dampdrukken, bijvoorbeeld bij die van bij 30 °C. Ofwel voor de verhouding:

$$\frac{0.372 \frac{e}{RT}}{\frac{p}{RT}} = 0.372 \frac{e}{p}$$

Bij een temperatuur van 30 °C is de verzadigingsdampdruk e_s ongeveer 4200 Pa en uitgaande van een luchtdruk p van 100000 Pa wordt bovenstaande verhouding ongeveer gelijk aan 0.016. Dat wil zeggen, dat wij maar een kleine fout maken bij de berekening van de dichtheid van de lucht door de waterdamp daarbij niet te betrekken, dus door voor de dichtheid ρ eenvoudigweg:

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

in de formule voor de latente warmtestroom LE in te vullen:

$$LE = \frac{18}{29} \frac{L}{RT} \frac{e(z_1) - e(z_2)}{r_v(z_1, z_2)}$$

De positieve (dat wil zeggen de stroom is van het aardoppervlak naar boven gericht), latente warmtestroom wordt op gang gehouden door het verschil tussen de hoge dampdruk op het lage niveau z_1 en de lage dampdruk op het hogere niveau z_2 . Wil de dampdruk in de hele laag stijgen en daarmee het dauwpunt gemeten in de meethut, dan zal het tekort in de hogere niveaus moeten worden aangevuld. Als aan het einde van de middag twee uur na het ontstaan van de nachtelijke menglaag, zoals wij gesteld hebben, de latente warmtestroom gelijk aan nul wordt, is de concentratie waterdamp in de menglaag op alle niveaus gelijk ofwel de dauwpuntstemperaturen zijn overal gelijk. Dus het met waterdamp verzadigde aardoppervlak is afgekoeld tot de dauwpuntstemperatuur, zoals gemeten op 1.5 meter hoogte. En dit is het moment waarop het door Taylor geschetste proces om tot de vorming van mist te komen een aanvang neemt.

Het dampdrukverschil $\Delta e_{1,2} = e(z_1) - e(z_2)$ tussen het lage niveau z_1 en het hoge niveau z_2 is gelijk aan:

$$\Delta e_{1,2} = \frac{29}{18} \frac{LE \times RT}{L} r_v(z_1, z_2)$$

ofwel

$$\Delta e_{1,2} = \frac{29}{18} \frac{LE \times RT}{L} \times \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{\kappa u_*}$$

Het verschil in mengverhouding $\Delta r_{1,2}$ tussen het lage en hoge niveau is:

$$\begin{aligned} \Delta r_{1,2} &= \frac{18}{29} \frac{\Delta e}{p} \\ &= \frac{LE \times RT}{Lp} \times \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{\kappa u_*} \end{aligned}$$

$$= \frac{LE}{Lp} \times \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{\kappa u_*} \quad \text{kg/kg.}$$

Uit de definitie van de dichtheid ρ (kg/m³) volgt, dat 1/ρ m³ lucht 1 kg lucht bevat en hieruit volgt:

$$\Delta r_{1,2} = \frac{LE}{L} \times \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{\kappa u_*} \quad \text{kg/m}^3$$

en dit is het verschil in de hoeveelheid waterdamp dat tussen de niveaus z_2 en z_1 moet bestaan om de latente warmtestroom LE voort te brengen.

Het tekort, dat op niveau z_2 ten opzichte van niveau z_1 bestaat, moet eerst door een deel van de nog twee uur durende latente warmtestroom worden aangevuld, alvorens de concentratie van de waterdamp in de hele menglaag kan toenemen. Maar dit geldt voor alle niveaus tussen z_2 en z_1 en voor het totale tekort tussen de niveaus z_2 en z_1 moet de volgende integraal worden uitgerekend:

$$\int_{z_1}^{z_2} \frac{LE(t_{\text{ondergang}} - 2 \text{ uur})}{L} \frac{\ln(z/z_1)}{\kappa u_{\star}} dz$$

waarvan een verdere uitwerking levert:

$$\frac{LE(t_{\text{ondergang}} - 2 \text{ uur})}{L \kappa u_{\star}} \left[z_2 \ln \frac{z_2}{z_1} - (z_2 - z_1) \right] \text{ kg/m}^2.$$

Met $LE(t_{\text{ondergang}} - 2 \text{ uur})$ geven wij aan, dat het tekort wordt berekend dat hoort bij deze latente warmtestroom, die 2 uur voor zonsopgang $t_{\text{ondergang}}$ nog aanwezig is, dus juist op het moment dat de menglaag zich instelt. Niveau z_2 komt overeen met de hoogte h van de menglaag en voor z_1 nemen wij de hoogte van de waarnemingshut. Immers, boven dit niveau z_1 is de hoeveelheid waterdamp per kubieke meter wanneer de latente warmtestroom nog positief is aan het einde van de middag lager dan beneden z_1 . Dat tekort wordt van beneden opgevuld. Pas wanneer de latente warmtestroom nul is geworden, is de concentratie waterdamp in de gehele menglaag gelijk.

Nu wordt aan het einde van de middag in twee uur tijds om de latente warmtestroom op gang te houden $2 \times 3600 \text{ (sec)} \times LE(t_{\text{ondergang}} - 2 \text{ uur})/2 \text{ J}$ aan energie geleverd en dat betekent, dat er

$$\frac{3600 \times LE(t_{\text{ondergang}} - 2 \text{ uur})}{L} \text{ kg/m}^2$$

waterdamp is verdampt en toegevoegd aan de grenslaag. Wanneer het hierboven berekende tekort van deze hoeveelheid waterdamp wordt afgetrokken, blijft de hoeveelheid waterdamp over die aan de hele menglaag wordt toegevoegd. Daarmee wordt de concentratie van de waterdamp verhoogd ofwel het dauwpunt. Wanneer deze resterende hoeveelheid wordt gedeeld door de hoogte h van de menglaag, is de concentratie van waterdamp per kubieke meter lucht aan het einde van de periode van twee uur bekend. Wij krijgen dan:

$$\frac{LE(t_{\text{ondergang}} - 2 \text{ uur})}{L} \left[\frac{3600}{h} - \frac{1}{\kappa u_{\star}} \ln \left(\frac{h}{1.5} \right) + \frac{1}{\kappa u_{\star}} \frac{h-1.5}{h} \right] \text{ kg/m}^3.$$

Weer gebruikmakend van de definitie van dichtheid $\rho \text{ kg/m}^3$ van lucht is voor de toegevoegde hoeveelheid waterdamp uitgedrukt in de mengverhouding r_{surplus} te schrijven:

$$r_{\text{surplus}} = \frac{LE(t_{\text{ondergang}} - 2 \text{ uur})}{L \rho} \left[\frac{3600}{h} - \frac{1}{\kappa u_{\star}} \ln \left(\frac{h}{1.5} \right) + \frac{1}{\kappa u_{\star}} \frac{h-1.5}{h} \right] \text{ kg/kg}.$$

De totale mengverhouding $r_{\text{totaal}} = r + r_{\text{surplus}}$ en met het verband, dat er tussen de dampdruk e en de mengverhouding r bestaat, is voor de nieuwe dampdruk e_{nieuw} te schrijven:

$$e_{\text{nieuw}} = \frac{29}{18} \times p \times (r + r_{\text{surplus}}).$$

Voor de berekening van de nieuwe dauwpuntstemperatuur Td_{nieuw} die bij deze dampdruk e_{nieuw} hoort maken wij gebruik van het volgende verband dat tussen dampdruk en dauwpuntstemperatuur bestaat (zie ref. 25):

$$Td_{\text{nieuw}} = \frac{240.97 \times \ln(e_{\text{nieuw}}/6.1365)}{17.502 - \ln(e_{\text{nieuw}}/6.1365)}.$$

Met behulp van bovenstaande formules is het mogelijk te onderzoeken, hoe de latente warmtestroom, die nog gedurende twee uur aan het einde van de middag aanwezig is, de vochtigheid in de zich al ontwikkelende nachtelijke menglaag doet toenemen en daarmee het dauwpunt.

De toename van het dauwpunt (en daarmee de kans op mist) aan het einde van de middag in afhankelijkheid van bodemvocht, wind, ruwheid en de breedtegraad op aarde.

In het nu volgende zullen wij aan de hand van een aantal tabellen en figuren de gevoeligheid van de kans op mist in afhankelijkheid van de hoeveelheid vocht die het verdampende gras ter beschikking stelt, de windsnelheid en richting, de ruwheid van het terrein en de plaats op aarde, gekenschetst door zijn breedtegraad, onderzoeken. Voor twee temperaturen met bijbehorende dauwpunten is dit gedaan, namelijk voor als het aan de einde van de middag koud is ($T = 10 \text{ }^\circ\text{C}$ en $Td = 5 \text{ }^\circ\text{C}$) en een meer warme dag ($T = 20 \text{ }^\circ\text{C}$ en $Td = 15 \text{ }^\circ\text{C}$). Wij doen dit voor bodemvochtgehalten die lopen van $w = 10, 50$ en 100% ofwel latente warmtestromen $LE(t_{\text{ondergang}} - 2 \text{ uur})$ van respectievelijk 16, 64 en 100 W/m^2 (zie TABEL 8). Voor de breedtegraad is 52° , die van Nederland, genomen.

Dat aan het einde van TABEL 10 bij windsnelheden van 2.4 en 2.5 m/s het nieuwe dauwpunt lager wordt dan het oorspronkelijke, heeft te maken met de toenemende hoogte van de menglaag. In het deel, waarin de afhankelijkheid van het nieuwe dauwpunt van de breedte op aarde wordt onderzocht, zal hierop worden teruggekomen.

In Figuur 30 is de toename van het dauwpunt met de afname van de windsnelheid voor de uitgangssituatie $T = 10 \text{ }^\circ\text{C}$ en $Td = 5 \text{ }^\circ\text{C}$ getekend. In de Figuren 31 en 32 is met behulp van TABEL 12 het nieuwe dauwpunt Td_{nieuw} voor de koudere en warmere begintoestand omgezet in de relatieve kans op stralingsmist.

Tabel 10

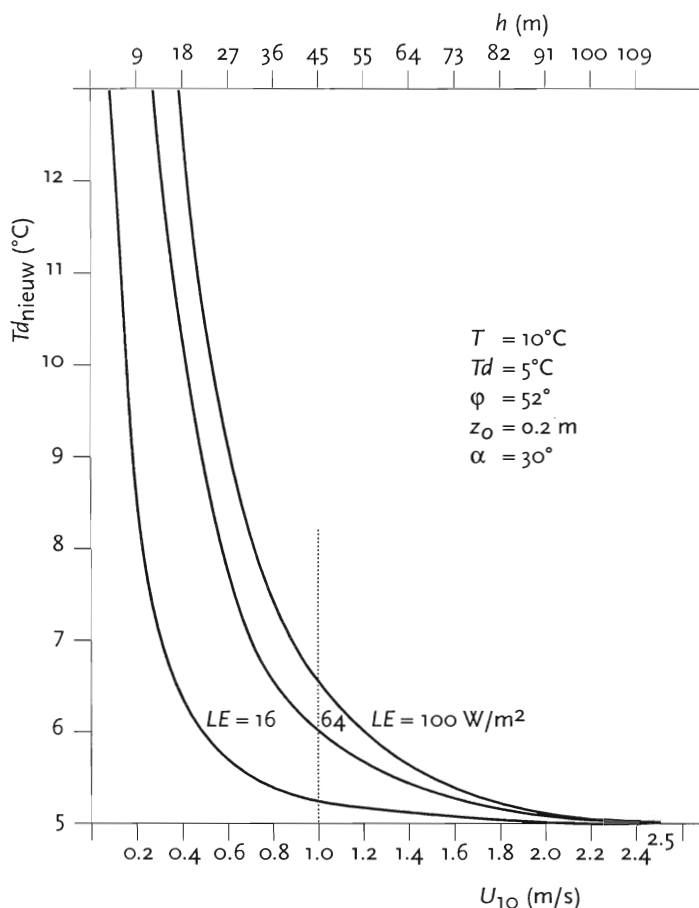
$T_{\text{begin}} = 10^{\circ}\text{C}$ $Td_{\text{begin}} = 10^{\circ}\text{C}$
 breedtegraad 52° $\alpha = 30^{\circ}$ $z_0 = 0.2\text{m}$

U_{10} (m/s)	u_* (m/s)	h (m/s)	G (m/s)	$Td_{\text{nieuw}} (^{\circ}\text{C})$		
				$LE(t_{\text{ondergang}} - 2 \text{ uur})$		
				16 (W/m ²)	64 (W/m ²)	100 (W/m ²)
0.1	0.01	5	0.4	12.5	25.1	30.9
0.2	0.02	9	0.8	8.5	15.9	20.0
0.3	0.03	14	1.2	7.0	12.0	14.9
0.4	0.04	18	1.6	6.3	9.8	12.0
0.5	0.05	23	2.0	5.7	8.5	10.2
0.6	0.06	27	2.4	5.5	7.7	9.0
0.7	0.07	32	2.8	5.4	7.1	8.1
0.8	0.08	36	3.2	5.3	6.6	7.5
0.9	0.09	41	3.6	5.3	6.3	7.0
1.0	0.10	46	4.0	5.2	6.0	6.6
1.1	0.11	50	4.4	5.2	5.8	6.3
1.2	0.12	55	4.8	5.1	5.7	6.0
1.3	0.13	59	5.2	5.1	5.5	5.9
1.4	0.14	64	5.6	5.1	5.4	5.7
1.5	0.15	68	6.0	5.1	5.4	5.5
1.6	0.16	73	6.4	5.1	5.3	5.4
1.7	0.17	77	6.8	5.1	5.2	5.3
1.8	0.18	82	7.2	5.0	5.2	5.3
1.9	0.19	87	7.6	5.0	5.1	5.2
2.0	0.20	91	8.0	5.0	5.1	5.1
2.1	0.21	96	8.4	5.0	5.0	5.1
2.2	0.22	100	8.8	5.0	5.0	5.0
2.3	0.24	105	9.2	5.0	5.0	5.0
2.4	0.25	109	9.6	5.0	5.0	4.9
2.5	0.26	114	10.0	5.0	4.9	4.9

Tabel 11

$T_{\text{begin}} = 20^{\circ}\text{C}$ $Td_{\text{begin}} = 15^{\circ}\text{C}$
 breedtegraad 52° $\alpha = 30^{\circ}$ $z_0 = 0.2\text{m}$

U_{10} (m/s)	u_* (m/s)	h (m/s)	G (m/s)	$Td_{\text{nieuw}} (^{\circ}\text{C})$		
				$LE(t_{\text{ondergang}} - 2 \text{ uur})$		
				16 (W/m ²)	64 (W/m ²)	100 (W/m ²)
0.1	0.01	5	0.4	19.8	29.5	34.5
0.2	0.02	9	0.8	17.1	22.2	25.3
0.3	0.03	14	1.2	16.2	19.4	21.5
0.4	0.04	18	1.6	15.8	18.0	19.5
0.5	0.05	23	2.0	15.6	17.1	18.2
0.6	0.06	27	2.4	15.4	16.6	17.4
0.7	0.07	32	2.8	15.3	16.2	16.9
0.8	0.08	36	3.2	15.2	16.0	16.5
0.9	0.09	41	3.6	15.2	15.8	16.2
1.0	0.10	46	4.0	15.2	15.6	15.9
1.1	0.11	50	4.4	15.1	15.5	15.8
1.2	0.12	55	4.8	15.1	15.4	15.6
1.3	0.13	59	5.2	15.1	15.3	15.5
1.4	0.14	64	5.6	15.1	15.3	15.4
1.5	0.15	68	6.0	15.1	15.2	15.3
1.6	0.16	73	6.4	15.0	15.2	15.3
1.7	0.17	77	6.8	15.0	15.1	15.2
1.8	0.18	82	7.2	15.0	15.1	15.1
1.9	0.19	87	7.6	15.0	15.1	15.1
2.0	0.20	91	8.0	15.0	15.0	15.1
2.1	0.21	96	8.4	15.0	15.0	15.0
2.2	0.22	100	8.8	15.0	15.0	15.0
2.3	0.24	105	9.2	15.0	15.0	15.0
2.4	0.25	109	9.6	15.0	15.0	15.0
2.5	0.26	114	10.0	15.0	15.0	15.0



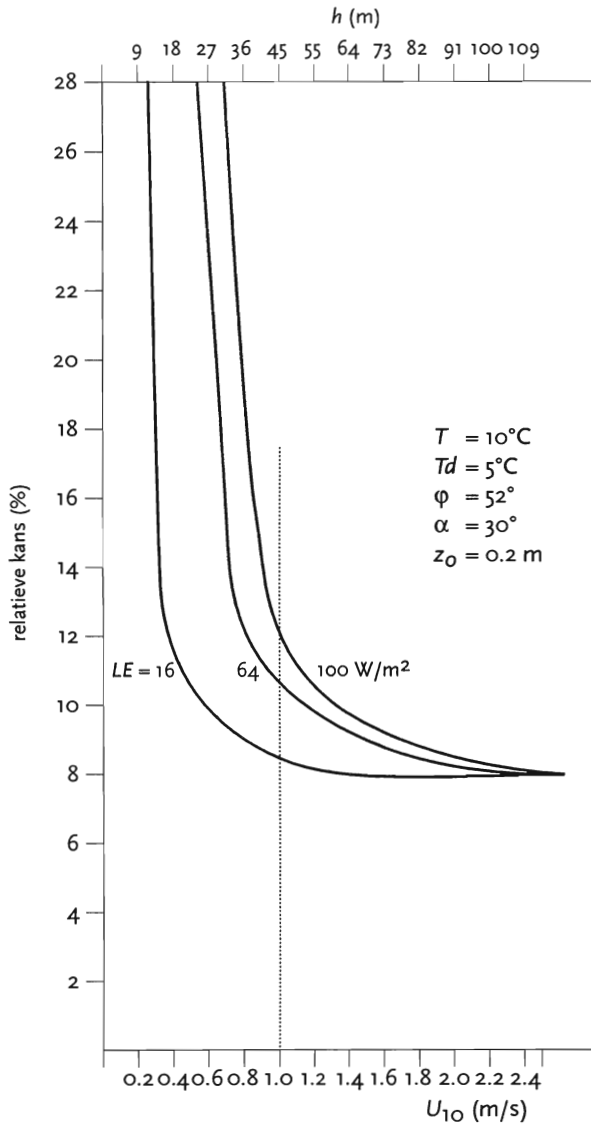
Figuur 30. Het nieuwe dauwpunt Td_{nieuw} ontstaan door verdamping in de menglaag in afhankelijkheid van de windsnelheid U_{10} en de latente warmtestroom LE . $LE = 16 \text{ W/m}^2$ komt overeen met $w = 10\%$, $LE = 64 \text{ W/m}^2$ met $w = 50\%$ en $LE = 100 \text{ W/m}^2$ met $w = 100\%$. Berekend voor breedtegraad $\varphi = 52^\circ$, hoek tussen geostrofische en grondwind $\alpha = 30^\circ$ en wrijvingslengte $z_0 = 0.2 \text{ m}$. Uitgangssituatie temperatuur lucht $T = 10^\circ \text{C}$ en dauwpuntstemperatuur $Td = 5^\circ \text{C}$. De berekende hoogte van de menglaag h in meters, onder andere afhankelijk van de windsnelheid, is ook aangegeven. De uitkomsten zijn geldig voor menghoogten (zie gestreepte lijn) groter dan 45 m ofwel U_{10} groter dan 1 m/s.

Zowel uit de TABELLEN 10 en 11 als ook uit de bijbehorende figuren blijkt, dat bij zeer lage windsnelheden de Td_{nieuw} extreem hoge, onrealistische waarden aanneemt. Nu heeft Holtslag (ref. 16) de kritische windsnelheid berekend, waar beneden geen turbulente menging meer plaatsvindt. Hij berekent, dat deze grens bij ongeveer 0.5 m/s ligt. Bij windsnelheden lager dan 0.6 m/s is sprake van de zeer slechte menging door middel van moleculaire diffusie die zich maar tot een geringe hoogte boven het aardoppervlak uitstrekt. Zie ook Hoofdstuk II van dit rapport, waarin Taylor deze diffusie uitvoerig beschrijft. Dat de nieuwe dauwpunten bij zulke lage windsnelheden in onze berekening zulke hoge waarden aannemen, komt omdat de berekende menghoogte waarin de waterdamp wordt geconcentreerd zo gering is. De laagste hoogten van de nachtelijke grenslaag die Nieuwstadt met de sodar meet zijn rond 50 meter. Maar dat is overigens ook de laagste hoogte tot waartoe sodar-metingen geldig zijn.

Tabel 12

$T = 10^\circ \text{C}$		$T = 20^\circ \text{C}$	
Td_{nieuw} ($^\circ \text{C}$)	kans (%)	Td_{nieuw} ($^\circ \text{C}$)	kans (%)
4.0	7	14.0	4
4.1	7	14.1	4
4.2	7	14.2	4
4.3	7	14.3	4
4.4	7	14.4	4
4.5	7	14.5	4
4.6	8	14.6	4
4.7	8	14.7	4
4.8	8	14.8	4
4.9	8	14.9	4
5.0	8	15.0	4
5.1	8	15.1	4
5.2	8	15.2	4
5.3	9	15.3	5
5.4	9	15.4	5
5.5	9	15.5	5
5.6	9	15.6	5
5.7	10	15.7	5
5.8	10	15.8	5
5.9	10	15.9	5
6.0	10	16.0	5
6.1	11	16.1	6
6.2	11	16.2	6
6.3	11	16.3	6
6.4	12	16.4	6
6.5	12	16.5	6
6.6	12	16.6	7
6.7	13	16.7	7
6.8	13	16.8	7
6.9	14	16.9	7
7.0	14	17.0	8
7.1	15	17.1	8
7.2	15	17.2	8
7.3	16	17.3	9
7.4	17	17.4	9
7.5	18	17.5	9
7.6	19	17.6	10
7.7	20	17.7	10
7.8	21	17.8	11
7.9	22	17.9	12
8.0	23	18.0	12
8.1	25	18.1	13
8.2	27	18.2	14
8.3	29	18.3	15
8.4	31	18.4	17
8.5	34	18.5	18
8.6	37	18.6	20
8.7	40	18.7	22
8.8	45	18.8	24
8.9	50	18.9	27
9.0	57	19.0	31
9.1	66	19.1	35
9.2	77	19.2	41
9.3	92	19.3	50
9.4	113	19.4	61
9.5	144	19.5	78
9.6	194	19.6	104
9.7	282	19.7	151
9.8	465	19.8	246
9.9	950	19.9	488

Zie artikel van Beyrich getiteld "A mixing height estimation from sodar data - a critical discussion" (ref. 29). Literatuur aangaande de minimale hoogte van de menglaag hebben wij niet kunnen vinden. Wel kan gesteld worden - en dit is meer een indirect bewijs -, dat wanneer de menglaag veel lager dan 50 meter zou kunnen zijn, er zeker gezien het belang van de ophoping van verontreinigde lucht in een zo dunne laag instrumenten waren ontwikkeld die in tegenstelling tot de sodar-metingen deze dunne laag wel zouden kunnen meten.

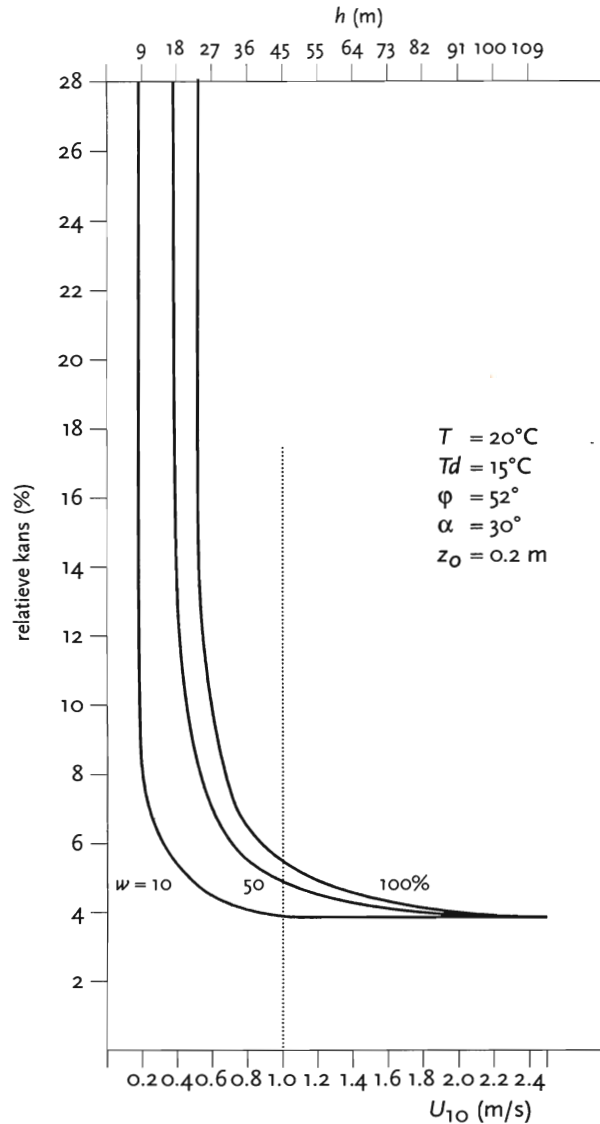


Figuur 31. Hetzelfde als Figuur 30 maar in plaats van Td_{nieuw} nu de relatieve kans op stralingsmist.

Gebruik makend van TABEL 10 stellen wij, dat bij een windsnelheid van 1 m/s - en dus een hoogte van de menglaag van 45 m - nog turbulente menging en dus de vorming van stralingsmist mogelijk is.

Hierbij is wel uitgegaan van een wrijvingslengte van $z_0 = 0.2 \text{ m}$. TABEL 13 geeft aan, bij welke minimale windsnelheden gegeven de wrijvingslengte z_0 de hoogte van 45 m nog wordt bereikt en tevens wordt aangegeven welk nieuw dauwpunt Td_{nieuw} in die situatie wordt bereikt.

In deze tabel zijn wij niet verder gegaan dan de wrijvingslengte $z_0 = 0.4 \text{ m}$, omdat daarmee al zeer ruw terrein bijvoorbeeld bestaande uit gebieden met boomgaarden wordt gekarakteriseerd. Vorming van stralingsmist gaat in dit soort gebieden al niet meer zo gemakkelijk. Immers, het grasoppervlak van ingesloten weilanden kan, zeker meer naar de rand toe gaand, al niet meer naar alle kanten uitstralen zodat



Figuur 32. Zie Figuur 31 maar nu met warmere uitgangssituatie temperatuur lucht $T = 20^\circ\text{C}$ en dauwpuntstemperatuur $Td = 15^\circ\text{C}$.

de afkoeling beperkt is. Waar nog bijkomt, dat de windsnelheid in dit soort min of meer afgeschermd gebied gering zal zijn; van turbulente menging zal niet meer zo gauw sprake zijn.

Duidelijk is, dat, als wij in het vervolg voor de ondergrens van de windsnelheid en de hoogte van de menglaag, waarbij zich nog stralingsmist kan vormen, 1 m/s respectievelijk 45 m aanhouden, dat een redelijke schatting is. Bij windsnelheden lager dan 1 m/s zou zich dan alleen nog maar de lage grondmist kunnen vormen.

Dat in zeer vlak terrein de windsnelheid hoog moet zijn om nog een wrijvingslaag van 45 m hoog te bereiken en, wat nog belangrijker is, dat de stijging van het nieuwe dauwpunt in datzelfde terrein veel hoger is dan in ruw terrein, daarop wordt kort hierna bij het verdere onderzoek naar de invloed van de ruwheid van het terrein op de stijging van het dauwpunt teruggekomen.

Tabel 13

z_0 (m)	U_{10} (m/s)	Td_{nieuw} (°C)
0.005	3.7	8.8
0.010	3.1	8.6
0.020	2.5	8.3
0.040	2.0	8.0
0.060	1.7	7.7
0.080	1.5	7.5
0.100	1.4	7.3
0.120	1.3	7.2
0.140	1.2	7.0
0.160	1.1	6.9
0.180	1.0	6.8
0.200	1.0	6.6
0.220	0.9	6.5
0.240	0.9	6.4
0.260	0.9	6.3
0.280	0.8	6.2
0.300	0.8	6.1
0.320	0.8	6.0
0.340	0.7	5.9
0.360	0.7	5.8
0.380	0.7	5.7
0.400	0.7	5.6

Hoewel in onze voorbeelden van TABEL 10 en 11 bij een windsnelheid van 1.0 m/s die situatie niet wordt bereikt, kan men zich wel voorstellen, dat, wanneer aan het einde van de middag de verdamping bij een windsnelheid nabij 1 m/s doorzet en het verschil tussen luchttemperatuur en dauwpunt kleiner dan 1 graad is, in ons voorbeeld het nieuwe dauwpunt boven de luchttemperatuur kan uitkomen, zodat de lucht verzadigd raakt. Er kan zich dan al vroeg aan het einde van de middag mist vormen die niet enkel wordt veroorzaakt door afkoeling.

Figuren 30 en 31 geven aan, dat de kans op de vorming van stralingsmist toeneemt, wanneer de windsnelheid afneemt en steeds dichter bij de 1 m/s komt. En dat deze kans groter wordt bij een toenemend bodemvochtgehalte. Bij hogere windsnelheden doen de verschillen in bodemvocht er niet veel meer toe. Hogere bodemvochtgehalten, die, zoals wij hierna nog zullen aantonen, plaatselijk samenhangen met hogere grondwaterstanden, worden bij de vorming van stralingsmist pas van belang als de windsnelheid gering is. Verder nemen de mistkansen, zoals wij al eerder hebben laten zien, bij hogere temperaturen en dauwpunten af, zie Figuur 32. Maar nog steeds geldt bovenstaande conclusie, zij het in afgezwakte vorm, met betrekking tot de windsnelheid en de kans op stralingsmist.

Stel, dat aan het einde van de middag de concentratie waterdamp onder de ideale omstandigheden, zoals hierboven geschetst - namelijk dat de windsnelheid gedurende de twee uur aan het einde van de middag gelijk blijft -, hoger is geworden. Maar neem vervolgens aan, dat in de nacht door een geringe toename van de wind de menglaag op een hoger

niveau komt te liggen. Dan bestaat de mogelijkheid dat door een herverdeling van de waterdamp onder invloed van de turbulente menging de concentratie kleiner wordt en daarmee het dauwpunt. Dus het lager worden van het dauwpunt hoeft niet altijd veroorzaakt te worden door dauwvorming aan de grond.

Ook het volgende kan zich voordoen, namelijk dat door dauwvorming aan de grond de concentratie waterdamp in de menglaag zover is teruggelopen, dat de concentratie boven de menglaag, gekenschetst door het dauwpunt van de beginsituatie, hoger is geworden. In dat geval zal bij een stijging van de top van de menglaag door een toename van de wind waterdamp aan de menglaag kunnen worden toegevoerd, van boven naar beneden, daarmee het dauwpunt verhogend. Zo zijn er nog meer combinaties te bedenken bij een op en neergaande top van de menglaag. Maar al dit soort veranderingen samen met bijvoorbeeld de al eerder genoemde Clear Air Radiation CAR zijn te vatten in de "driehoek DPR" van Figuur 1. In deze "driehoek" bevattende al die toestanden, die niet tot de vorming van stralingsmist leiden, wordt hun uitwerking terug gebracht tot mengingen van verschillende delen lucht met verschillende temperaturen en met verschillende hoeveelheden waterdamp. De beginvoorwaarden, waaronder in het begin van zijn ontstaan waterdamp aan de menglaag wordt toegevoegd, lijkt dus medebeslissend voor de kans op vorming van stralingsmist. En de windsnelheid speelt hierbij samen met het bodemvochtgehalte een rol, in bepaalde omstandigheden, zoals verderop zal blijken, zelfs een grote rol

Wij herhalen het daarom nog een keer, namelijk dat dan ook niet zozeer de bedekkingsgraad allesoverheersend is bij het ontstaan van stralingsmist maar dat de zwakke wind ook een grote rol speelt.

Zoals bij de titel van dit hoofdstuk al vermeld, moet ook de gesteldheid van het terrein uitgedrukt in de ruwheid, die op zijn manier weer is gekoppeld aan de wrijvingslengte z_0 , in de beschouwingen worden betrokken. De wrijvingslengte bepaalt de wrijvingsnelheid en die op zijn beurt de hoogte van de menglaag. Tot nu toe hebben wij voor de wrijvingslengte $z_0 = 0.2$ m genomen omdat de terreingesteldheid horende bij deze wrijvingslengte aardig overeenkomt met delen van het land waardoor wegen lopen. Zie nogmaals Figuur 19. De volgende tabellen zijn gemaakt voor de windsnelheden 1 m/s en 4 m/s. De ondergrens van 1 m/s is hiervoor al ter sprake gekomen. De windsnelheid van 4 m/s volgt uit de naar boven afgeronde 3.7 m/s windsnelheid, die in TABEL 13 hoort bij de gebieden met een zeer geringe wrijvingslengte z_0 . In Hoofdstuk XI zal worden aangetoond dat dit tevens ongeveer maximale windsnelheid is die er in de 2-uursperiode voor zonsondergang mag staan wil de kans op stralingsmist nog worden beïnvloed door de hoeveelheid bodemvocht. Op het windsnelheidsinterval waarbinnen zich in de nachtelijke uren stralingsmist kan vormen wordt in datzelfde Hoofdstuk XI overigens ook ingegaan.

Tabel 14

$$T_{\text{begin}} = 10^{\circ}\text{C} \quad Td_{\text{begin}} = 5^{\circ}\text{C} \\ \text{breedtegraad } 52^{\circ} \quad \alpha = 30^{\circ} \quad U_{10} = 1.0 \text{ m/s}$$

z_0 (m)	u_* (m/s)	h (m)	$Td_{\text{nieuw}} (^{\circ}\text{C})$		
			$LE(t_{\text{ondergang}} - 2 \text{ uur})$		
			16 (W/m ²)	64 (W/m ²)	100 (W/m ²)
0.025	0.07	19	6.6	10.8	13.3
0.050	0.08	25	6.1	9.1	11.0
0.075	0.08	29	5.8	8.1	9.7
0.100	0.09	33	5.7	7.5	8.7
0.125	0.09	36	5.5	7.0	8.0
0.150	0.10	40	5.4	6.6	7.5
0.175	0.10	43	5.3	6.3	7.0
0.200	0.10	46	5.3	6.0	6.6
0.225	0.11	48	5.2	5.8	6.3
0.250	0.11	51	5.2	5.6	6.0
0.275	0.11	54	5.1	5.4	5.7
0.300	0.11	57	5.1	5.3	5.5
0.325	0.12	59	5.0	5.2	5.2
0.350	0.12	62	5.0	5.0	5.1
0.375	0.12	65	5.0	4.9	4.9
0.400	0.12	67	5.0	4.8	4.7

$$T_{\text{begin}} = 20^{\circ}\text{C} \quad Td_{\text{begin}} = 15^{\circ}\text{C} \\ \text{breedtegraad } 52^{\circ} \quad \alpha = 30^{\circ} \quad U_{10} = 1.0 \text{ m/s}$$

z_0 (m)	u_* (m/s)	h (m)	$Td_{\text{nieuw}} (^{\circ}\text{C})$		
			$LE(t_{\text{ondergang}} - 2 \text{ uur})$		
			16 (W/m ²)	64 (W/m ²)	100 (W/m ²)
0.025	0.07	19	16.0	18.6	20.4
0.050	0.08	25	15.7	17.5	18.8
0.075	0.08	29	15.5	16.9	17.9
0.100	0.09	33	15.4	16.5	17.3
0.125	0.10	36	15.2	16.2	16.8
0.150	0.10	40	15.2	16.0	16.5
0.175	0.10	43	15.2	15.8	16.2
0.200	0.10	46	15.2	15.6	15.9
0.225	0.11	48	15.1	15.5	15.7
0.250	0.11	51	15.1	15.4	15.6
0.275	0.11	54	15.1	15.3	15.4
0.300	0.11	57	15.0	15.2	15.3
0.325	0.12	59	15.0	15.1	15.1
0.350	0.12	62	15.0	15.0	15.0
0.375	0.12	65	15.0	15.0	14.9
0.400	0.12	67	15.0	14.9	14.8

Zie Tabellen 14 en 15. Voor de verklaring, dat ook nu weer nieuw berekende dauw-punten lager zijn dan de oorspronkelijke, wordt andermaal verwezen naar de volgende paragraaf, waarin het verband tussen het nieuw berekende dauwpunt en de breedtegraad van de plaats op aarde wordt onderzocht.

Met behulp van bovenstaande tabellen en TABEL 12 zijn weer de relatieve kansen op stralingsmist bepaald. Deze zijn getekend in de Figuren 33 tot en met 36 voor de twee verschillende windsnelheden (de ondergrens van 1 m/s en de bovengrens van 4 m/s), de drie verschillende bodemvochtgehalten en voor de koudere en warmere situatie .

Beginnend met de opmerking dat wij alleen maar menglagen

boven de 45 m in ogenschouw nemen, Figuur 33 leert ons dan, dat uitgaande van de koudere begintoestand en van de lage windsnelheid van 1.0 m/s het bodemvochtgehalte voor het doen toenemen van de kans op stralingsmist pas een rol gaat spelen, als het landschap tamelijk ruw is (zie weer Figuur 19). Wanneer het terrein droog is doet de ruwheid van het terrein er nauwelijks meer toe. Ook volgt uit deze figuur, dat uitgaande van deze lage windsnelheid boven terreinen met wrijvingslengten z_0 lager dan 0.2 m door turbulente menging geen stralingsmist meer kan ontstaan. Dus bij weinig wind zal zich boven tamelijk open tot zeer open terrein geen stralingsmist kunnen vormen, wel de lage grondmist. Figuur 34, getekend voor de warmere begintoestand,

Tabel 15

$T_{\text{begin}} = 10^{\circ}\text{C}$ $Td_{\text{begin}} = 5^{\circ}\text{C}$
 breedtegraad 52° $\alpha = 30^{\circ}$ $U_{10} = 4.0 \text{ m/s}$

z_0 (m)	u_* (m/s)	h (m)	$Td_{\text{nieuw}} (^{\circ}\text{C})$		
			$LE(t_{\text{ondergang}} - 2 \text{ uur})$		
			16 (W/m ²)	64 (W/m ²)	100 (W/m ²)
0.005	0.21	48	5.6	7.3	8.5
0.010	0.23	58	5.4	6.7	7.6
0.015	0.25	66	5.4	6.4	7.1
0.020	0.26	72	5.3	6.2	6.8
0.025	0.27	78	5.3	6.0	6.5
0.050	0.30	99	5.1	5.5	5.8
0.075	0.33	116	5.1	5.3	5.4
0.100	0.35	131	5.0	5.1	5.2
0.125	0.37	145	5.0	5.0	5.0
0.150	0.38	158	5.0	4.9	4.9
0.175	0.40	170	5.0	4.9	4.8
0.200	0.41	182	5.0	4.8	4.7
0.225	0.42	194	4.9	4.8	4.6
0.250	0.43	205	4.9	4.7	4.6
0.275	0.45	216	4.9	4.7	4.5
0.300	0.46	227	4.9	4.7	4.5
0.325	0.47	237	4.9	4.6	4.4
0.350	0.48	248	4.9	4.6	4.4
0.375	0.49	258	4.9	4.6	4.3
0.400	0.50	269	4.9	4.6	4.3

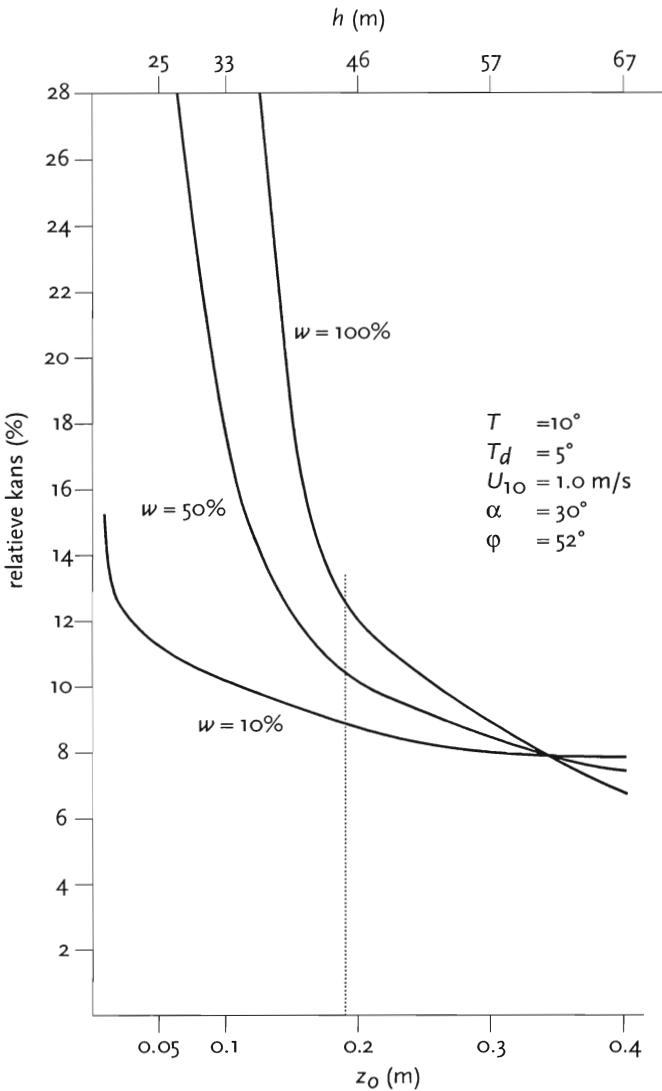
$T_{\text{begin}} = 20^{\circ}\text{C}$ $Td_{\text{begin}} = 15^{\circ}\text{C}$
 breedtegraad 52° $\alpha = 30^{\circ}$ $U_{10} = 4.0 \text{ m/s}$

z_0 (m)	u_* (m/s)	h (m)	$Td_{\text{nieuw}} (^{\circ}\text{C})$		
			$LE(t_{\text{ondergang}} - 2 \text{ uur})$		
			16 (W/m ²)	64 (W/m ²)	100 (W/m ²)
0.005	0.21	48	15.4	16.4	17.1
0.010	0.23	58	15.3	16.0	16.6
0.015	0.25	66	15.2	15.8	16.3
0.020	0.26	72	15.2	15.7	16.1
0.025	0.27	78	15.1	15.6	15.9
0.050	0.30	99	15.1	15.3	15.5
0.075	0.33	116	15.0	15.2	15.3
0.100	0.35	131	15.0	15.1	15.1
0.125	0.37	145	15.0	15.0	15.0
0.150	0.38	158	15.0	15.0	14.9
0.175	0.40	170	15.0	14.9	14.9
0.200	0.41	182	15.0	14.9	14.8
0.225	0.42	194	15.0	14.9	14.8
0.250	0.43	205	15.0	14.8	14.7
0.275	0.45	216	15.0	14.8	14.7
0.300	0.46	227	15.0	14.8	14.7
0.325	0.47	237	14.9	14.8	14.7
0.350	0.48	248	14.9	14.8	14.6
0.375	0.49	258	14.9	14.8	14.6
0.400	0.50	269	14.9	14.8	14.6

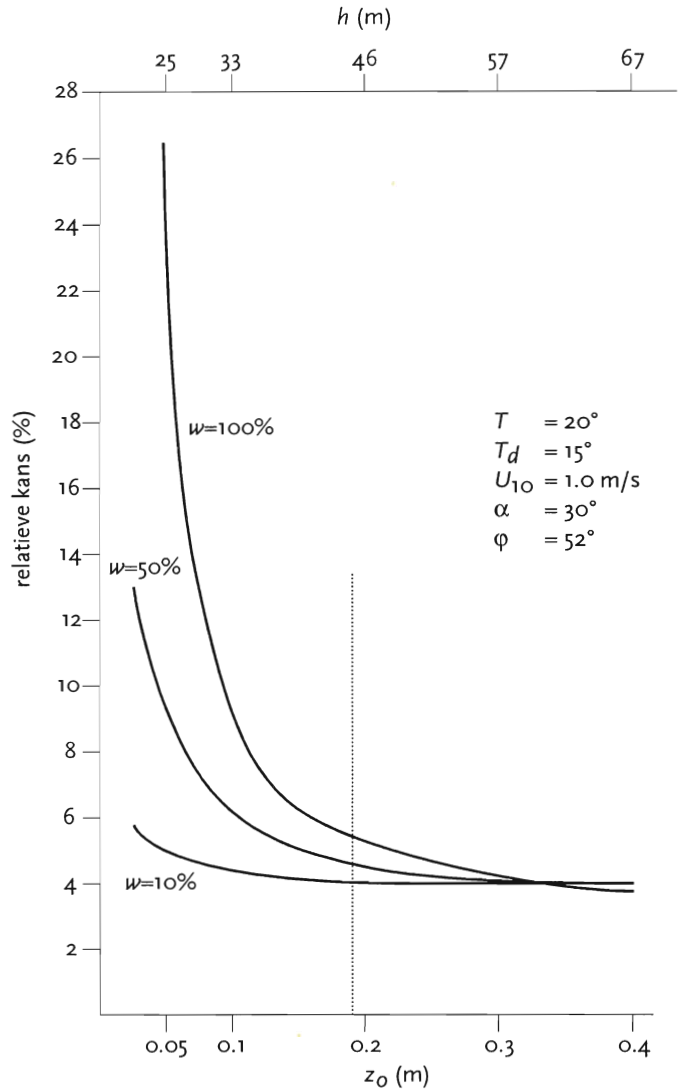
geeft aan, dat in dit geval bij deze lage windsnelheid de kans op stralingsmist maar weinig meer afhangt van de ruwheid van het terrein en het bodemvochtgehalte.

Figuren 35 en 36 zijn getekend voor de hogere windsnelheid 4.0 m/s. De kans op stralingsmist neemt uitgaande van de koude uitgangssituatie bij deze windsnelheid alleen maar toe

- en doet dat dan ook sterk - in een zeer open landschap met een hoog bodemvochtgehalte. Verder valt op te merken, dat in tegenstelling tot het geval van de lage 1 m/s windsnelheid er nu geen beperking voor de terreingesteldheid is waarboven geen stralingsmist meer zou kunnen ontstaan. Wat betreft de warmere uitgangssituatie, nu neemt de kans op stralingsmist



Figuur 33. Relatieve kans op stralingsmist in afhankelijkheid van wrijvingslengte z_0 en voor windsnelheid $U_{10} = 1.0$ m/s. Koude uitgangssituatie temperatuur lucht $T = 10^\circ\text{C}$ en dauwpuntstemperatuur $T_d = 5^\circ\text{C}$. Geldig voor $h \geq 45$ m. Zie voor verdere legenda Figuur 30.

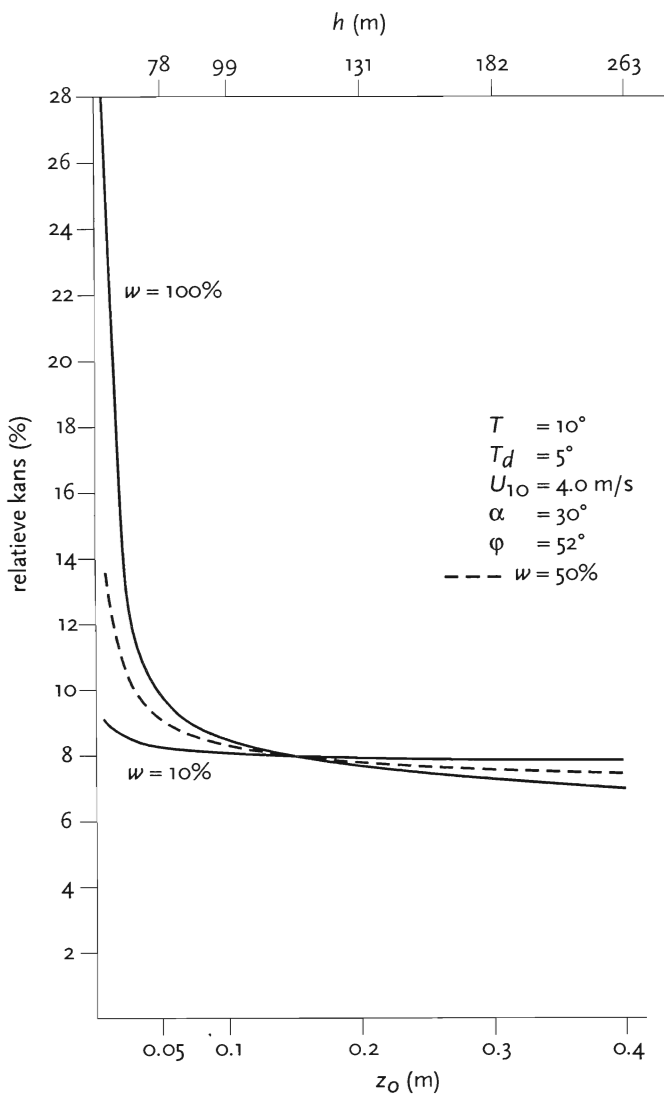


Figuur 34. Relatieve kans op stralingsmist in afhankelijkheid van wrijvingslengte z_0 en voor windsnelheid $U_{10} = 1.0$ m/s. Warme uitgangssituatie temperatuur lucht $T = 20^\circ\text{C}$ en dauwpuntstemperatuur $T_d = 15^\circ$. Geldig voor $h \geq 45$ m. Zie voor verdere legenda Figuur 30.

zelfs in zeer open gebieden met een hoog bodemvochtgehalte nauwelijks meer toe. Uit de TABELLEN 13, 14 en 15 volgt, dat de stijgingen van het dauwpunt en daarmee de veranderingen in de kans op stralingsmist bij verschillende terreingesteldheden onder andere zijn toe te schrijven aan het verband dat er bestaat tussen de ruwheid en de hoogte van de menglaag. Hoe ruwer het terrein des te groter bij gelijkblijvende windsnelheid de wervels die worden opgewekt (zie ook Hoofdstuk XI) en des te hoger de (meng)laag waarbinnen die wervels hun invloed doen gelden. Bij een toename van de windsnelheid zal dit alles verder worden versterkt. Al dit soort zaken zit verwerkt in de formule waarmee de hoogte van de menglaag wordt berekend. Rest nog te verklaren, zoals bij de toelichting van TABEL 13 al is aangekondigd, waarom boven terreinen met verschillende ruwheden bij dezelfde menghoogte toch de dauwpuntstijgingen verschillend zijn. In het begin van dit hoofdstuk is voor de latente warmtestroom LE geschreven:

$$LE = \frac{L\rho}{(29p/18)} \frac{\{e(z_1) - e(z_2)\}}{r_v(z_1, z_2)},$$

waarin $e(z_1)$ en $e(z_2)$ de dampdrukken op de twee verschillende hoogten z_1 en z_2 (met z_1 het dichtste bij het aardoppervlak) zijn en r_v de weerstand is die overwonnen moet worden om waterdamp door middel van turbulente uitwisseling van het ene niveau naar het andere niveau te transporteren. Hoe groter de weerstand des te groter moet het verschil in dampdruk tussen z_1 en z_2 zijn om toch dezelfde latente warmtestroom LE te bewerkstelligen. Maar dat betekent, dat aan het einde van de middag bij een grote weerstand een groter tekort aan waterdamp bovenin de menglaag moet worden aangevuld alvorens in de hele menglaag de hoeveelheid waterdamp kan stijgen dan wanneer de weerstand klein is. Nu is z_1 gelijk aan 1.5 m, de hoogte van de waarnemingshut, en z_2 de hoogte van de menglaag, h . Voor



Figuur 35. Relatieve kans op stralingsmist in afhankelijkheid van wrijvingslengte z_0 en voor windsnelheid $U_{10} = 4.0$ m/s. Koude uitgangssituatie temperatuur lucht $T = 10$ °C en dauwpunttemperatuur $T_d = 5$ °C. Zie voor verdere legenda Figuur 30.

de weerstand r_v kan dan, zoals wij in het begin van dit hoofdstuk al hebben laten zien, geschreven worden:

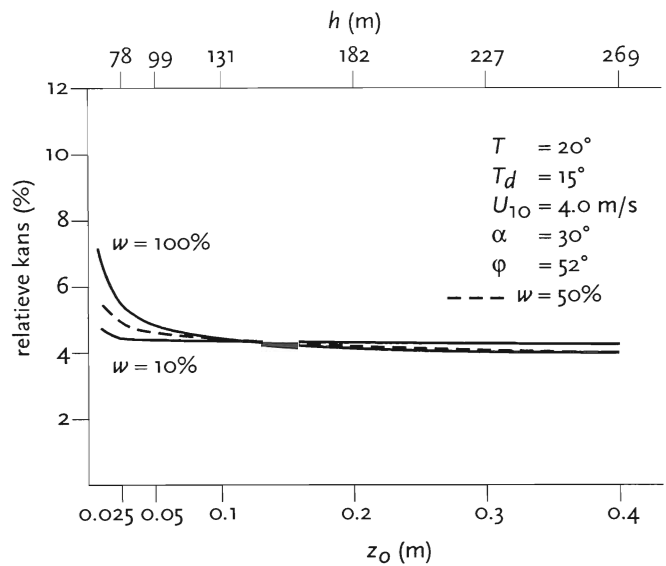
$$r_v = \frac{\ln(h/1.5)}{\kappa u_*}$$

Gebruikmakend van de uitdrukking voor de hoogte van de menglaag h :

$$h \approx \frac{u_*^2}{f G \sin \alpha}$$

kan samen met de al eerdere aanname voor de geostrofische wind $G \approx 4 \times U_{10}$ voor de weerstand r_v geschreven worden:

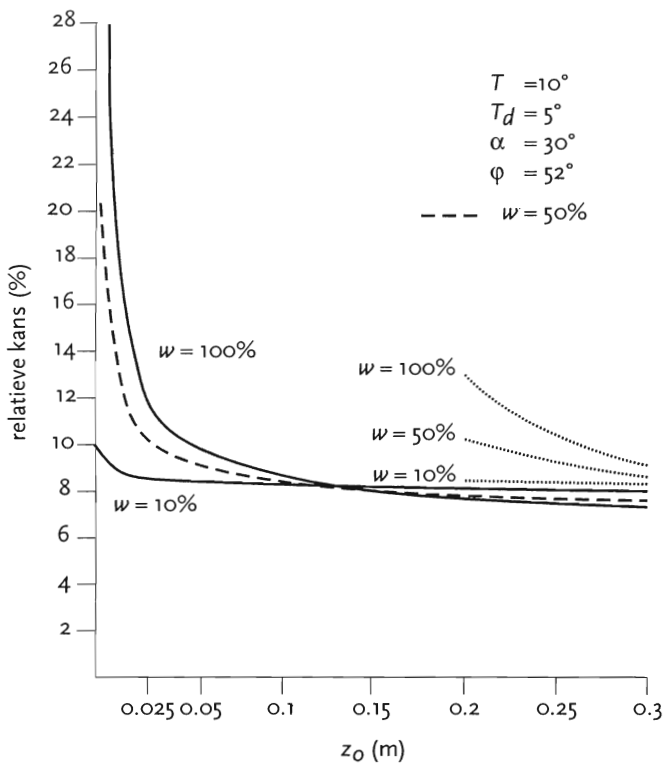
$$r_v = \frac{\ln(h/1.5)}{2\kappa\sqrt{f} \sin \alpha h U_{10}}$$



Figuur 36. Relatieve kans op stralingsmist in afhankelijkheid van wrijvingslengte z_0 en voor windsnelheid $U_{10} = 4.0$ m/s. Warme uitgangssituatie temperatuur lucht $T = 20$ °C en dauwpunttemperatuur $T_d = 15$ °C. Zie voor verdere legenda Figuur 30.

Hieruit volgt, dat de weerstand r_v uitgaande van een vaste hoogte h bij het toenemen van de windsnelheid U_{10} juist afneemt. Wij hebben al gezien, dat bij weinig wind (1 m/s) de minimale menglaag van $h = 45$ m, waarin immers de concentratie van de waterdamp na de 2-uursperiode het hoogst zal zijn, alleen nog maar kan worden bereikt als het terrein ruw tot tamelijk ruw is, $z_0 \geq 0.2$ m. In vlakker terrein zal bij zo weinig wind helemaal niet meer sprake zijn van een menglaag. Bij de hoge windsnelheid van 4 m/s wordt deze minimale menglaag alleen bereikt in een zeer open landschap met $z_0 = 0.005$ m. In ruwer terrein neemt de hoogte van de menglaag bij deze windsnelheid sterk toe, zie TABEL 15. Maar bij deze hoge windsnelheid wordt de weerstand r_v juist kleiner en dus zal boven zeer open terrein aan het einde van de middag het tekort aan waterdamp, dat nog moet worden aangevuld, voordat het waterdampgehalte in de hele menglaag kan stijgen, klein zijn. Door dit kleine tekort in het begin kan het waterdampgehalte daarna in de hele menglaag flink toenemen ofwel het dauwpunt ofwel de kans op stralingsmist.

Samenvattend kan worden gesteld, dat uitgaande van de koude situatie in tamelijk ruw terrein met een hoog bodemvochtgehalte de mistkansen bij weinig wind hoger zijn dan bij veel wind, waarbij onder veel wind wordt verstaan windsnelheden die naar de 4 m/s gaan. In meer open terrein neemt bij toenemende wind en een hoog bodemvochtgehalte de mistkansen verder toe en wel verrassend snel boven vochtig en zeer open terrein bij windsnelheden die de 4 m/s bereiken. Zie Figuur 37 waar één en ander nog eens wordt verduidelijkt. Bij windsnelheden gaand van 1 naar 4 m/s zal in steeds opener terrein met een toenemende kans stralingsmist kunnen ontstaan. Hoe opener het terrein des te meer wind er moet staan om het hoge bodemvochtgehalte bepalend te doen zijn voor de kans op stralingsmist.



Figuur 37. De toenemende kans op stralingsmist bij toenemende wind in steeds vlakker terrein bij een menglaaghoogte van 45 m. De gestreepte lijnen horen bij $U_{10} = 1 \text{ m/s}$, de gestrokken bij 4 m/s.

In de formule, waarmee de hoogte van de menglaag wordt beschreven, zit in de noemer ook de Coriolisfactor ofwel de hoogte van deze laag is afhankelijk van de breedte op aarde. En zoals wij tot nu telkens hebben gezien is deze hoogte mede bepalend voor de waarde die het dauwpunt aan het einde van de middag aanneemt. Uitgaande van een terrein-ruwheid $z_0 = 0.2 \text{ m}$ hebben wij in onderstaande tabellen voor de koude en warme uitgangssituatie de stijging van het dauwpunt berekend in afhankelijkheid van de breedtegraad. Wij hebben dat gedaan voor de laagst mogelijke windsnelheid van 1 m/s waarbij zich in dit geval nog stralingsmist kan vormen en een windsnelheid van 2 m/s. Dus niet de hoge 4 m/s windsnelheid die alleen maar verrassend uitpakt in zeer open terreinen.

Het mag duidelijk zijn, dat de koude situaties in de tabellen niet zo waarschijnlijk zullen zijn voor de lage breedten nabij de evenaar. Wat ook niet met de werkelijkheid overeen zal komen, is het veel kleiner worden van de nieuw berekende dauwpunten voor breedten dicht bij de evenaar en dan vooral wanneer het bodemvochtgehalte hoog is. Dit heeft alles te maken met de zeer grote hoogte van de berekende menglaag en de grote verschillen in dampdruk tussen het lage en hoge niveau om een grote latente warmtestroom in stand te houden. Dit grote verschil leidt, zoals wij hiervoor ook al hebben gezien, tot een groot tekort in waterdamp in de menglaag dat eerst moet worden aangevuld alvorens de waterdamp in de hele laag kan stijgen. Daar komt nog bij dat een te grote laag met waterdamp aan het einde van de middag door het

Tabel 16

T_{begin}	= 10°C	$T_{d,\text{begin}}$	= 5°C	$U_{10} = 1.0 \text{ m/s}$
z_0	= 0.2m	α	= 30°	
$T_{d,\text{nieuw}} \text{ (°C)}$				
$LE(t_{\text{ondergang}} - 2 \text{ uur})$				
$\varphi \text{ (°)}$	$h \text{ (m)}$	16 (W/m ²)	64 (W/m ²)	100 (W/m ²)
5	411	3.5	-2.2	-8.4
10	207	3.9	-0.1	-3.9
20	105	4.4	2.3	0.5
30	72	4.7	3.8	3.1
40	56	5.0	5.0	5.0
50	47	5.2	5.9	6.4
60	41	5.4	6.6	7.4
70	38	5.5	7.0	8.1
80	36	5.6	7.3	8.5
90	36	5.6	7.4	8.6

T_{begin}	= 20°C	$T_{d,\text{begin}}$	= 15°C	$U_{10} = 1.0 \text{ m/s}$
z_0	= 0.2m	α	= 30°	
$T_{d,\text{nieuw}} \text{ (°C)}$				
$LE(t_{\text{ondergang}} - 2 \text{ uur})$				
$\varphi \text{ (°)}$	$h \text{ (m)}$	16 (W/m ²)	64 (W/m ²)	100 (W/m ²)
5	411	14.1	11.3	8.8
10	207	14.4	12.3	10.5
20	105	14.6	13.5	12.6
30	72	14.8	14.3	13.9
40	56	15.0	15.0	15.0
50	47	15.1	15.5	15.8
60	41	15.2	15.9	16.4
70	38	15.3	16.2	16.8
80	36	15.4	16.4	17.1
90	36	15.4	16.4	17.2

nog gedurende twee uur verdampende aardoppervlak ook nog moet worden aangevuld. Daarom daalt bij de herverdeling onder invloed van de turbulente menging het dauwpunt alleen maar.

Kortom, de berekening voor de dauwpuntsverhoging voor breedten nabij de evenaar lijkt niet geoorloofd. Dat het nieuw berekende dauwpunt in geval van weinig bodemvocht niet zoveel van de oorspronkelijke afwijkt, is ook iets dat verwacht mocht worden. Immers, bij weinig bodemvocht is de verdamping maar gering en wordt er ook maar weinig vocht aan de menglaag toegevoegd. De nieuwe situatie zal daarom weinig afwijken van de oorspronkelijke.

Hiervoor is aannemelijk gemaakt, dat turbulente menging alleen maar plaatsvindt bij menglagen hoger dan 45 m. Uit TABEL 16 zou dan volgen, dat voor plaatsen op breedten hoger dan 54 graden bij een windsnelheid van 1 m/s geen verhoging van het dauwpunt gedurende de 2-uursperiode voor zonsondergang mogelijk zou zijn. Wanneer het terrein echter ruwer wordt, neemt de menghoogte toe (zie TABEL 14) en zou er wel van een dauwpuntsverhoging sprake kunnen zijn. Evenzo zal dit gebeuren bij hogere windsnelheden. Maar dit alles duidt er wel op, dat de verhoging van het

Tabel 17

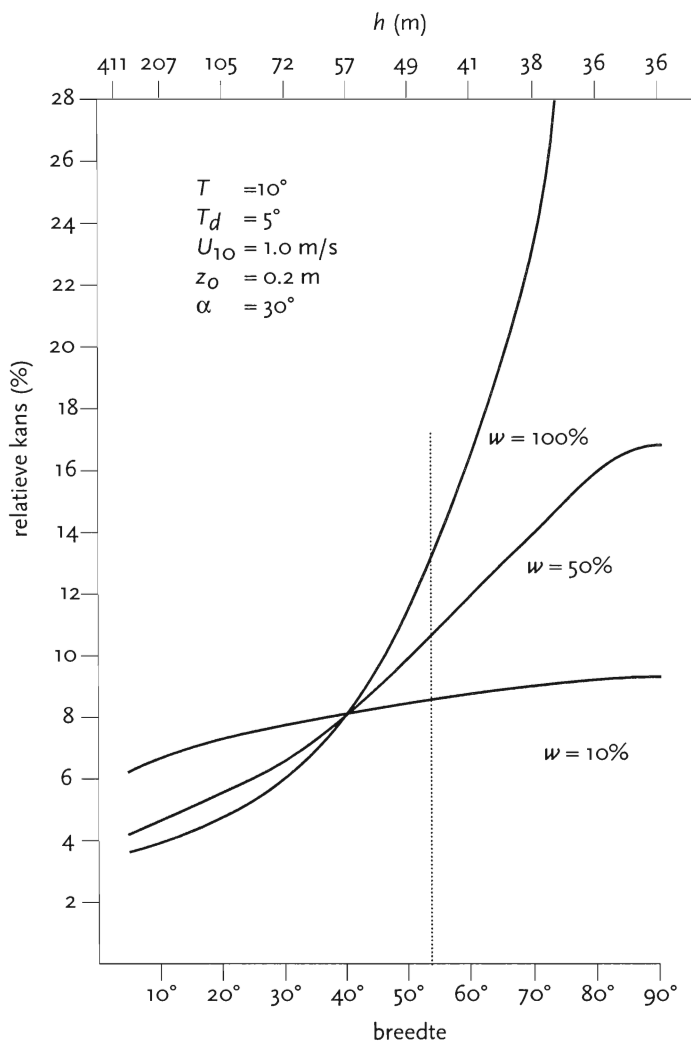
T_{begin}	= 10°C	Td_{begin}	= 5°C	$U_{10} = 2.0 \text{ m/s}$
z_0	= 0.2m	α	= 30°	
$Td_{\text{nieuw}} \text{ (°C)}$				
$LE(t_{\text{ondergang}} \cdot 2 \text{ uur})$				
$\varphi \text{ (°)}$	$h \text{ (m)}$	16 (W/m ²)	64 (W/m ²)	100 (W/m ²)
5	822	4.1	1.2	-1.4
10	413	4.3	2.1	0.2
20	210	4.6	3.2	2.1
30	143	4.7	3.9	3.3
40	112	4.9	4.5	4.3
50	94	5.0	5.0	5.0
60	83	5.1	5.4	5.5
70	76	5.2	5.6	5.9
80	73	5.2	5.8	6.2
90	72	5.2	5.8	6.2

T_{begin}	= 20°C	Td_{begin}	= 15°C	$U_{10} = 1.0 \text{ m/s}$
z_0	= 0.2m	α	= 30°	
$Td_{\text{nieuw}} \text{ (°C)}$				
$LE(t_{\text{ondergang}} \cdot 2 \text{ uur})$				
$\varphi \text{ (°)}$	$h \text{ (m)}$	16 (W/m ²)	64 (W/m ²)	100 (W/m ²)
5	823	14.5	12.9	11.7
10	413	14.6	13.4	12.4
20	210	14.7	14.0	13.4
30	143	14.9	14.4	14.0
40	112	15.0	14.7	14.6
50	94	15.1	15.0	15.0
60	83	15.1	15.2	15.3
70	76	15.1	15.4	15.5
80	73	15.1	15.4	15.7
90	72	15.1	15.5	15.7

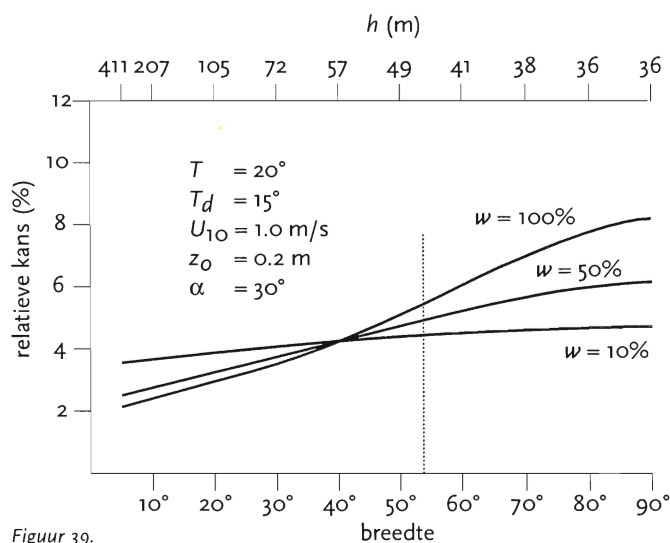
dauwpunt aan het einde van de middag - zijnde bevorderlijk voor de vorming van stralingsmist in de nacht - op hogere breedten aan meer voorwaarden gebonden is dan op gematigde breedten het geval is.

Ook op lagere breedten is het ontstaan van stralingsmist aan meer voorwaarden gebonden. Richting evenaar gaand neemt de hoogte van de menglaag, als er verder niets gebeurde, alleen maar toe. Maar nu wordt juist bij weinig wind en boven steeds opener terrein dit anders snel hoger worden van de menglaag afgezwakt.

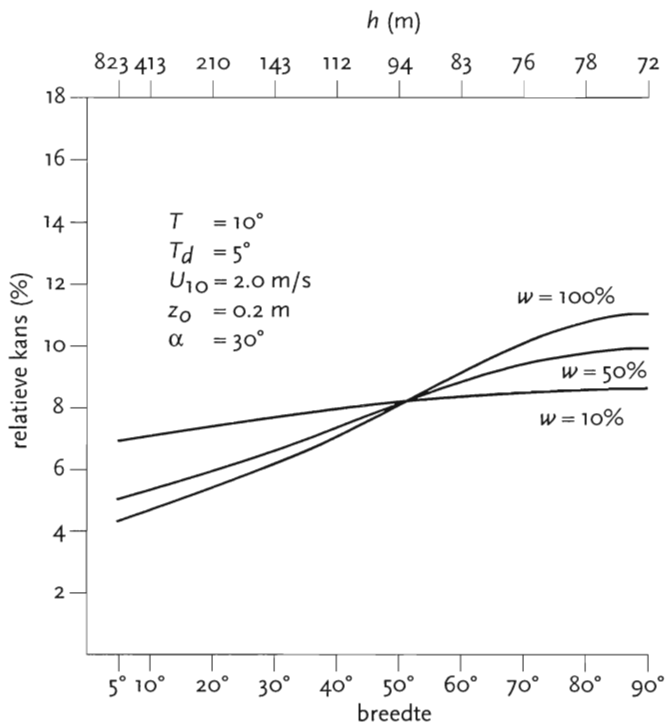
Wat de vorming van stralingsmist op hogere breedten wel bevordert zijn de lagere temperaturen aldaar. Waar dan weer tegenover staat, dat de hoeveelheden waterdamp in de lucht, toch nodig om mist te vormen, wel eens te gering zou kunnen zijn. De lucht boven de zuidelijker breedten met hun veelal vochtige gebieden bevat wel een grote hoeveelheid waterdamp, maar daar neemt, zoals wij hiervoor telkens hebben gezien, bij hogere temperaturen de kans op de vorming van stralingsmist weer snel af. De Figuren 38 tot en met 41, die de relatieve kans op stralingsmist geven in afhankelijkheid van de breedtegraad, begintoestand (koud en warm) en windsnel-



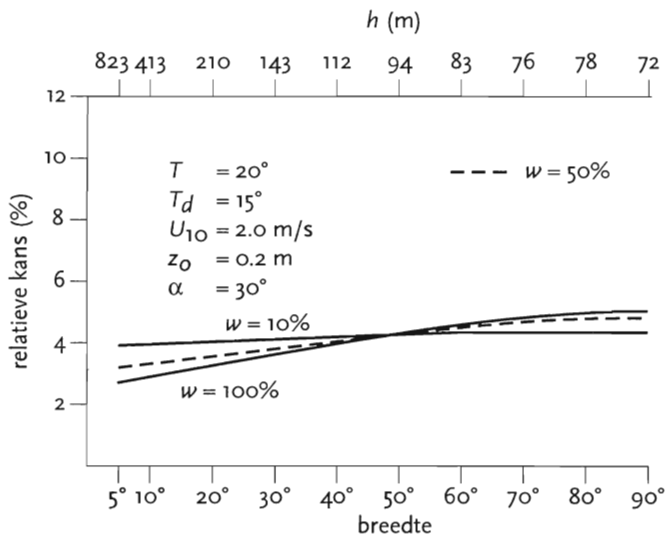
Figuur 38. Relatieve kans op stralingsmist in afhankelijkheid van breedte op aarde φ en voor windsnelheid $U_{10} = 1.0 \text{ m/s}$. Koude uitgangssituatie temperatuur lucht $T = 10 \text{ °C}$ en dauwpuntstemperatuur $Td = 5 \text{ °C}$. Zie voor verdere legenda Figuur 30.



Figuur 39. Relatieve kans op stralingsmist in afhankelijkheid van breedte op aarde φ en voor windsnelheid $U_{10} = 1.0 \text{ m/s}$. Warme uitgangssituatie temperatuur lucht $T = 20 \text{ °C}$ en dauwpuntstemperatuur $Td = 15 \text{ °C}$. Zie voor verdere legenda Figuur 30.



Figuur 40. Relatieve kans op stralingsmist in afhankelijkheid van breedte op aarde φ en voor windsnelheid $U_{10} = 2.0 \text{ m/s}$. Koude uitgangssituatie temperatuur lucht $T = 10^\circ \text{C}$ en dauwpuntstemperatuur $T_d = 5^\circ \text{C}$. Zie voor verdere legenda Figuur 30.



Figuur 41. Relatieve kans op stralingsmist in afhankelijkheid van breedte op aarde φ en voor windsnelheid $U_{10} = 2.0 \text{ m/s}$. Warme uitgangssituatie temperatuur lucht $T = 20^\circ \text{C}$ en dauwpuntstemperatuur $T_d = 15^\circ \text{C}$. Zie voor verdere legenda Figuur 30.

heid maken dit duidelijk. Er zijn dus twee redenen, waarom er op lagere breedten, ondanks dat die gebieden vaak vochtig zijn, toch niet makkelijk mist ontstaat. Ten eerste omdat de luchttemperaturen hoog zijn en ten tweede omdat de hoogte van de menglaag h ($\sim 1/\sin\varphi$) bij lagere breedten steeds hogere waarden aanneemt, waardoor van een verhoging van het dauwpunt gedurende de 2-uursperiode voor zonsopgang geen sprake zal zijn.

Samenvattend kan worden gesteld, dat de gematigde breedten de gebieden zijn waar de stralingsmist het gemakkelijkst kan ontstaan. De voorwaarden van meer wind en ruwer terrein van de hogere breedten zijn er niet en ook niet die van de lagere breedten zijnde de geringe windsnelheid en het zeer open terrein. De figuren maken ook duidelijk, dat op onze breedten in het windsnelheidsinterval 1-2 m/s de invloed van de hoeveelheid bodemvocht op de kans op stralingsmist het grootst is, ja dat naar zuidelijker breedten gaand de kans op stralingsmist zelfs kleiner wordt bij een toenemende hoeveelheid bodemvocht.

Tot slot moet ook nog gewezen worden op de afhankelijkheid van de hoogte van de menglaag (en daarmee van het nieuwe dauwpunt) van de hoek α tussen de geostrofische wind en de grondwind. Al te veel aandacht willen wij hier niet aan besteden. Ten eerste, omdat dezelfde afhankelijkheid in algebraïsche zin al is beschreven met de breedte van de plaats φ van hiervoor. Immers, in de noemer van de berekening voor de hoogte van de nachtelijke menglaag zitten zowel $\sin\alpha$ als $\sin\varphi$. Ten tweede, er is een andere veel gebruikte uitdrukking voor het berekenen van de hoogte van de menglaag, waarin eveneens de windsnelheid (via de wrijvingsnelheid) en de Coriolisfactor f een rol spelen, maar niet de hoek tussen de geostrofische wind en de grondwind. Deze uitdrukking ziet er als volgt uit (zie ref. 27):

$$h = 0.4 \sqrt{\frac{u_* L}{f}}$$

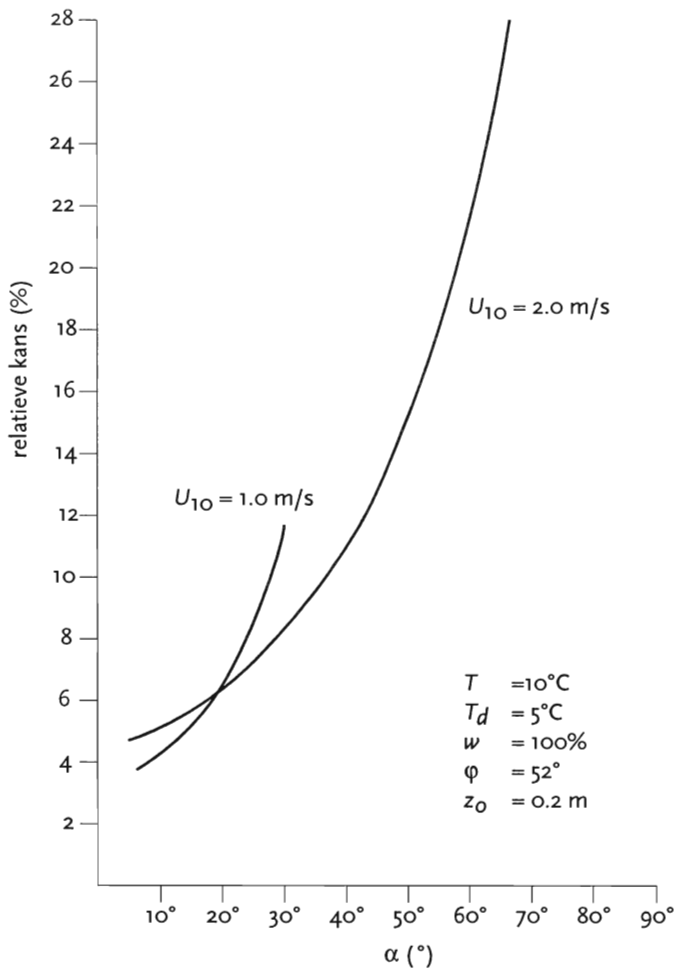
waarin L de Obukhov-lengte is:

$$L = \frac{\rho C_p T u_*^3}{\kappa g H}$$

met C_p de soortelijke warmte bij constante druk, H de voelbare warmtestroom en g de versnelling van de zwaartekracht.

In TABEL 18 presenteren wij daarom maar enkele berekeningen horend bij het maximale bodemvochtgehalte $w = 100\%$ ofwel met een (begin) LE van 100 W/m^2 .

Figuur 42 geeft opnieuw de relatieve kans op stralingsmist in afhankelijkheid van de hoek tussen de geostrofische wind en de grondwind. Zowel uit de tabel als uit de figuur blijkt, dat de waarde van het nieuwe dauwpunt $T_{d_{\text{nieuw}}}$ en daarmee de kans op stralingsmist erg toeneemt, wanneer de hoek (groter wordt). Maar als wij er weer vanuit gaan, dat turbulente menging alleen mogelijk is in een menglaag met een hoogte van 45 m of meer, volgt uit de kolom van de minimale windsnelheid van 1 m/s dat de hoek (in een tamelijk ruw landschap - dit landschap hebben wij immers als gemiddelde voor Nederland genomen - in ieder geval niet groter dan 30°) kan worden. De voornaamste reden, waarom wij in voorgaande tabellen telkens een hoek $\alpha = 30^\circ$ hebben



Tabel 18

$T_{\text{begin}} = 10^\circ\text{C}$ $T_{d,\text{begin}} = 5^\circ\text{C}$ $LE = 100 \text{ W/m}^2$
 $z_0 = 0.2 \text{ m}$ $\varphi = 52^\circ$

α (°)	$U_{10} = 1.0 \text{ m/s}$		$U_{10} = 2.0 \text{ m/s}$	
	h (m)	$T_{d,\text{nieuw}}$ (°C)	h (m)	$T_{d,\text{nieuw}}$ (°C)
10	131	-1.0	262	1.4
15	88	1.7	176	2.6
20	67	3.7	133	3.6
25	54	5.3	108	4.4
30	46	6.6	91	5.1
40	32	9.7	71	6.3
50	30	10.3	59	7.2
60	26	11.4	53	7.9
70	24	12.2	48	8.4
80	23	12.6	46	8.7
90	22	12.8	45	8.8

Figuur 42. Relatieve kans op stralingsmist in afhankelijkheid van hoek α tussen geostrofische en grondwind voor de windsnelheden $U_{10} = 1.0$ en 2.0 m/s . Koude uitgangssituatie temperatuur lucht $T = 10^\circ\text{C}$ en dauwpuntstemperatuur $T_d = 5^\circ\text{C}$. Zie voor verdere legenda Figuur 30.

genomen, is dat uit waarnemingen blijkt, dat gemiddeld genomen dit de hoek is tussen de richting van de geostrofische wind en de grondwind (= U_{10} wind). Zie bijvoorbeeld Handbook of Weather Forecasting Hoofdstuk 16 TABEL 16.6 (ref. 30).

8 De verhoging van het dauwpunt aan het einde van de middag bij afnemende wind

De laatste twee uur voor zonsondergang zal de windsnelheid, zoals wij hierboven wel hebben ondersteld, niet altijd een constante waarde hebben maar veelal geleidelijk in kracht afnemen. Bij helder weer zal in het algemeen gesproken de wind overdag door de grotere onstabielheid wat sterker zijn dan in de avond en nacht (stabielere opbouw atmosfeer).

Gedurende de twee uur voor zonsondergang zal de wind dan ook dikwijls afnemen. Voor dit verloop van de windsnelheid hebben wij berekeningen uitgevoerd, niet voor het geval de windsnelheid aan het begin van de 2-uursperiode laag is en daarna geleidelijk toeneemt. De afname van de windsnelheid leidt bij gebruikmaking van de formule waarmee de hoogte van de menglaag wordt beschreven ook tot een afname van de hoogte van de menglaag en daarmee verandert de concentratie van de hoeveelheid waterdamp ofwel het dauwpunt. Immers $h(t) \propto u_* \propto U_{10}(t)$ waarin t de tijd is. Wij hebben al gezien, dat om de concentratie van de waterdamp in de menglaag te verhogen eerst het tekort aan waterdamp in de bovenste lagen - dat nodig is om de latente warmstroom op gang te houden - moet worden aangevuld. Bij het begin van de 2-uursperiode is dit tekort uitgedrukt in de specifieke vochtigheid:

$$\frac{LE(t_{\text{ondergang}} - 2)}{L\kappa u_* \rho} \left[\ln \left(\frac{h(t_{\text{ondergang}} - 2)}{1.5} \right) - \frac{h(t_{\text{ondergang}} - 2) - 1.5}{h(t_{\text{ondergang}} - 2)} \right] \quad \text{kg/kg.}$$

Dit tekort moet, door wat de komende twee uur nog door het grasoppervlak in de in hoogte afnemende menglaag aan water wordt verdampt, worden aangevuld, wil de vochtigheid in de hele menglaag en daarmee het dauwpunt stijgen. Op een tijdstip t binnen de 2-uursperiode is de verandering van de concentratie waterdamp in de menglaag met op dat tijdstip de hoogte $h(t)$ gelijk aan $LE(t)/[L \times h(t)]$ kg/m³. De aanname om de hoeveelheid waterdamp op tijdstip t direct te verdelen over de hele menglaag met hoogte $h(t)$ is geoorloofd. Stel de windsnelheid U_{10} is 4 m/s en de wrijvingslengte van het terrein z_0 is 0.2 m, dan geeft TABEL 15 voor de menglaag een hoogte van 182 m en voor de wrijvingslengte $u_* = 0.41$ m/s. Wij hebben al gezien dat de wrijvingslengte u_* overeenkomt met de verticale snelheid van de latente warmtestroom (zie Hoofdstuk 5). Ofwel uit dit voorbeeld blijkt dat in ongeveer 7 minuten waterdamp afkomstig van het aardoppervlak de top van de menglaag bereikt. Voor andere wrijvingslengten en lagere windsnelheden (zie TABEL 14) geldt vrijwel hetzelfde. Kortom de toevoeging van de waterdamp aan de menglaag is een vrij snel proces. Als wij

deze verandering weer delen door de dichtheid ρ om van m³ in kg droge lucht te komen, krijgen wij voor de verandering van de concentratie:

$$\frac{LE(t)}{\rho L h(t)} \quad \text{kg/kg.}$$

De totale verandering van de mengverhouding r_{surplus} op het tijdstip van zonsondergang $t_{\text{ondergang}}$ is dan gelijk aan:

$$r_{\text{surplus}} = \int_{t_{\text{ondergang}} - 2}^{t_{\text{ondergang}}} \frac{LE(x)}{\rho L h(x)} dx - \frac{LE}{L\kappa u_* \rho} \left[\ln \left(\frac{h(t_{\text{ondergang}} - 2)}{1.5} \right) - \frac{h(t_{\text{ondergang}} - 2) - 1.5}{h(t_{\text{ondergang}} - 2)} \right]$$

en via de nieuwe dampdruk e_{nieuw} :

$$e_{\text{nieuw}} = \frac{29}{18} \times p \times (r + r_{\text{surplus}})$$

kunnen wij weer net zoals hiervoor Td_{nieuw} berekenen. In TABEL 19 worden de nieuw berekende dauwpunten Td_{nieuw} gepresenteerd in afhankelijkheid van de beginsnelheid 2 uur voor zonsondergang, aangegeven in de linker kolom van de tabel en de eindsnelheid (m/s) op tijdstip van zonsondergang aangegeven in de bovenste rij. Wij laten de windsnelheid lineair in de tijd afnemen. De berekeningen zijn weer gemaakt voor verschillende hoeveelheden bodemvocht $w = 10, 50$ en 100% en voor de warme en koude situatie. De snelheid, waarmee wij in de tabel de 2-uursperiode laten beginnen, is 4.5 m/s. In Hoofdstuk 10 zullen wij nog aantonen, dat in een neutrale atmosfeer dit ongeveer de maximumsnelheid is waarbij iets, dat bij het aardoppervlak ontstaat of van daaruit in de atmosfeer wordt geïnjecteerd, niet of maar nauwelijks meer door de wind wordt meegevoerd. Willen immers mistvelden plaatselijk boven vochtige gebieden ontstaan - en dat is bij stalingsmist het geval - dan zal ook het proces dat voor de toename van de concentratie van de waterdamp in de menglaag zorgdraagt plaatselijk moeten zijn. De wind mag het surplus aan waterdamp boven die vochtige gebieden aan het einde van de middag niet wegvoeren, net zoals de nachtelijke wind, die nodig is voor de turbulente menging, toch niet het mistveld zelf dat zich ondertussen vormt mag verplaatsen.

Voor twee terreinen zijn deze berekeningen uitgevoerd, namelijk voor open terrein met een wrijvingslengte van $z_0 = 0.03$ m (zie TABEL 19) en voor tamelijk ruw terrein $z_0 = 0.2$ m (TABEL 20). Volgens WMO richtlijnen moeten de

Tabel 19

$T = 10^{\circ}\text{C}$ $\alpha = 30^{\circ}\text{C}$							$T = 20^{\circ}\text{C}$ $\alpha = 30^{\circ}\text{C}$						
$T_d = 5^{\circ}\text{C}$ $z_o = 0.03 \text{ m}$							$T_d = 15^{\circ}\text{C}$ $z_o = 0.03 \text{ m}$						
$\varphi = 52^{\circ}$							$\varphi = 52^{\circ}$						
$w = 10\%$							$w = 10\%$						
$T_{d_{\text{nieuw}}} (^{\circ}\text{C})$							$T_{d_{\text{nieuw}}} (^{\circ}\text{C})$						
	4.5	4	3	2.5	2.3	2.2 m/s		4.5	4	3	2.5	2.3	2.2 m/s
4.5	5.2	5.2	5.3	5.3	5.3	5.3	4.5	15.1	15.1	15.1	15.2	15.2	15.2
4		5.2	5.3	5.3	5.3	5.3	4		15.1	15.2	15.2	15.2	15.2
3			5.3	5.4	5.4	5.4	3			15.2	15.2	15.2	15.2
2.5				5.4	5.5	5.5	2.5				15.3	15.3	15.3
2.3					5.5	5.5	2.3					15.3	15.3
2.2						5.5	2.2						15.3
$w = 50\%$							$w = 50\%$						
$T_{d_{\text{nieuw}}} (^{\circ}\text{C})$							$T_{d_{\text{nieuw}}} (^{\circ}\text{C})$						
	4.5	4	3	2.5	2.3	2.2 m/s		4.5	4	3	2.5	2.3	2.2 m/s
4.5	5.7	5.8	6.0	6.1	6.2	6.2	4.5	15.4	15.5	15.6	15.7	15.7	15.7
4		5.9	6.1	6.2	6.3	6.3	4		15.5	15.6	15.7	15.8	15.8
3			6.3	6.5	6.6	6.6	3			15.8	15.9	15.9	16.0
2.5				6.7	6.8	6.9	2.5				16.0	16.1	16.1
2.3					6.9	7.0	2.3					16.1	16.2
2.2						7.0	2.2						16.2
$w = 100\%$							$w = 100\%$						
$T_{d_{\text{nieuw}}} (^{\circ}\text{C})$							$T_{d_{\text{nieuw}}} (^{\circ}\text{C})$						
	4.5	4	3	2.5	2.3	2.2 m/s		4.5	4	3	2.5	2.3	2.2 m/s
4.5	6.1	6.2	6.5	6.7	6.8	6.8	4.5	15.7	15.7	15.9	16.0	16.1	16.1
4		6.3	6.7	6.9	7.0	7.0	4		15.8	16.0	16.1	16.2	16.2
3			7.0	7.3	7.4	7.5	3			16.2	16.4	16.4	16.5
2.5				7.6	7.7	7.8	2.5				16.6	16.7	16.7
2.3					7.9	8.0	2.3					16.7	16.8
2.2						8.1	2.2						16.9

windmetingen gedaan op 10 m hoog in dit soort terreinen met $z_o = 0.03 \text{ m}$ geschieden. Ter vergelijking en ook omdat windmetingen in ruwer terrein worden gedaan is TABEL 20 toegevoegd.

In beide gevallen zijn de begin- en eindsnelheid van de wind zo gekozen, dat gedurende de 2-uursperiode, waarin wij de wind laten afnemen, de hoogte van de nachtelijke menglaag niet beneden de 45 m komt. Gedurende deze periode is er dus turbulente menging en is er geen sprake van een diffusieproces dichtbij het aardoppervlak. Dit is de reden, dat de eindsnelheden 2.2 en 2.3 m/s en geen lagere in TABEL 19 worden gepresenteerd, wel in TABEL 20.

De dauwpunten worden hoger zowel bij enkel lage windsnelheden als ook in het geval, dat de wind gedurende de 2-uursperiode van hoog naar laag afneemt, en des te meer naarmate de hoeveelheid bodemvocht toeneemt. En net zoals wij in het voorgaande al hebben gezien en verklaard, namelijk dat bij warmere uitgangssituaties waterdamp aan de lucht toegevoegd het dauwpunt minder snel doet stijgen dan in het koude geval, neemt ook nu weer het dauwpunt bij hogere

temperaturen minder snel toe dan bij lagere.

Interessant is het om er op te wijzen - en dit is in het voorgaande ook al eerder gebeurd namelijk bij het onderzoek naar de verandering van het dauwpunt in afhankelijkheid van de breedte op aarde - dat in geval van ruw terrein, wanneer de begin- en eindsnelheid aan de hoge kant zijn en daardoor de menglaag, het dauwpunt zelfs iets in waarde afneemt. De reden is weer het grote verschil in dampspanning, dat er tussen de onderste en hoogste niveaus bestaat en dat eerst met waterdamp moet worden aangevuld alvorens de concentratie waterdamp in de hele menglaag kan toenemen. Daling van het dauwpunt aan het einde van de middag is dus niet altijd een uiting van het opgang komen van de dauwvorming, maar kan ook te maken hebben met de hogere windsnelheden, waarbij de menglaag zich instelt. TABEL 19 laat zien, dat, wanneer de omstandigheden boven gebieden waar volgens de regels van de WMO metingen worden verricht gedurende de 2-uursperiode voor zonsondergang gunstig zijn - gedurende die tijd is er dus weinig wind -, het dauwpunt bij een hoog bodemvochtgehalte tot flinke waarden kan stijgen. Maar ook als de wind van

Tabel 20

$T = 10^{\circ}\text{C}$ $\alpha = 30^{\circ}\text{C}$								$T = 20^{\circ}\text{C}$ $\alpha = 30^{\circ}\text{C}$							
$T_d = 5^{\circ}\text{C}$ $z_o = 0.2 \text{ m}$								$T_d = 15^{\circ}\text{C}$ $z_o = 0.2 \text{ m}$							
$\varphi = 52^{\circ}$								$\varphi = 52^{\circ}$							
$w = 10\%$								$w = 10\%$							
$Td_{\text{nieuw}} (^{\circ}\text{C})$								$Td_{\text{nieuw}} (^{\circ}\text{C})$							
	4.5	4	3	2	1.5	1	m/s		4.5	4	3	2	1.5	1	m/s
4.5	4.9	5.0	5.0	5.0	5.0	5.1		4.5	15.0	15.0	15.0	15.0	15.0	15.0	
4		5.0	5.0	5.0	5.0	5.1		4		15.0	15.0	15.0	15.0	15.0	
3			5.0	5.0	5.1	5.1		3			15.0	15.0	15.0	15.1	
2				5.0	5.1	5.1		2				15.0	15.0	15.1	
1.5					5.1	5.2		1.5					15.1	15.1	
1						5.3		1						15.1	15.2
$w = 50\%$								$w = 50\%$							
$Td_{\text{nieuw}} (^{\circ}\text{C})$								$Td_{\text{nieuw}} (^{\circ}\text{C})$							
	4.5	4	3	2	1.5	1	m/s		4.5	4	3	2	1.5	1	m/s
4.5	4.8	4.8	4.9	5.1	5.1	5.2		4.5	14.9	14.9	15.0	15.0	15.1	15.1	
4		4.8	4.9	5.1	5.1	5.3		4		14.9	14.9	15.0	15.1	15.2	
3			4.9	5.1	5.2	5.4		3			14.9	15.0	15.1	15.2	
2				5.0	5.3	5.6		2				15.0	15.2	15.3	
1.5					5.4	5.7		1.5					15.2	15.4	
1						6.0		1						15.2	15.6
$w = 100\%$								$w = 100\%$							
$Td_{\text{nieuw}} (^{\circ}\text{C})$								$Td_{\text{nieuw}} (^{\circ}\text{C})$							
	4.5	4	3	2	1.5	1	m/s		4.5	4	3	2	1.5	1	m/s
4.5	4.7	4.7	4.9	5.1	5.2	5.4		4.5	14.8	14.8	14.9	15.0	15.1	15.2	
4		4.7	4.9	5.1	5.2	5.4		4		14.8	14.9	15.0	15.1	15.3	
3			4.8	5.1	5.3	5.6		3			14.9	15.1	15.2	15.3	
2				5.1	5.4	5.9		2				15.1	15.3	15.5	
1.5					5.6	6.1		1.5					15.3	15.7	
1						6.6		1						15.3	15.9

hogere naar lage waarden afneemt, hetgeen meestal meer met de werkelijkheid overeen zal komen, is de verhoging van het dauwpunt, zeker in een dergelijk terrein dat aan de WMO voorschriften voldoet, te meten. Dit geldt zowel voor de koude als warme situatie.

Beide voorgaande tabellen laten voor de twee verschillende terreinen ook zien, dat de nieuwe dauwpunten niet meer zulke extreem hoge waarden aannemen, behalve nogmaals als er gedurende de hele 2-uursperiode maar weinig wind staat. Ook deze lage constante snelheden, waardoor de mistkansen erg toenemen, zijn uiteraard niet uit te sluiten.

gehalte is noodzakelijk bij verwachtingsmodellen voor de zeer korte termijn en het klimaat (zie bijvoorbeeld ref. 4 en 5). Wanneer bijvoorbeeld in open terrein de windsnelheid van 4 naar ongeveer 2 m/s afneemt, dan neemt het dauwpunt bij een bodemvochtgehalte van $w = 10\%$ van 5°C iets toe tot 5.3°C , terwijl bij een bodemvochtgehalte van $w = 100\%$ het nieuwe dauwpunt 7.0°C wordt.

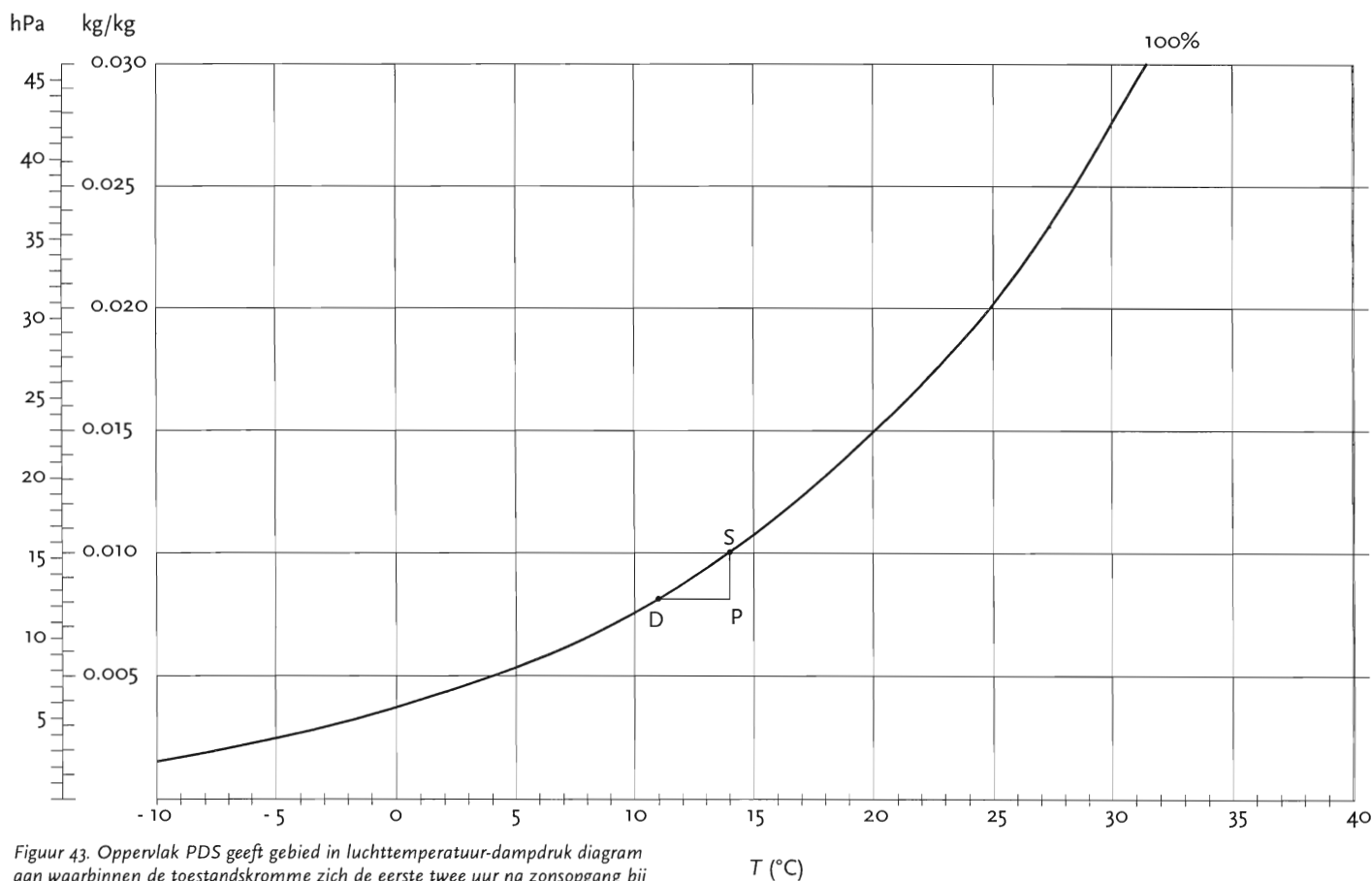
Het bepalen van het bodemvochtgehalte uit meteorologische metingen

Alvorens dit hoofdstuk af te sluiten, is het van belang om er op te wijzen, dat uitgaande van bovenstaande beschouwingen het mogelijk is om met behulp van de windmetingen gemaakt gedurende de 2-uursperiode en het verschil in dauwpunt, zoals gemeten aan het einde en het begin van die periode, het bodemvochtgehalte te bepalen. Kennis van het bodemvocht-

9 Mistkansen in de vroege ochtend

Tot nu toe is alleen nog maar gesproken over het later op de dag wel of niet oplopen van het dauwpunt boven al of niet vochtige grond. Dit met het oog op de te verwachten mistkansen voor de komende nacht, waarin door afkoeling en condensatie zowel de luchttemperatuur als ook het dauwpunt afnemen. Zie nogmaals “driehoek” PDR in Figuur 1. Nemen wij echter Figuur 16 met zijn fluxen nog eens in ogenschouw en kijken wij dan nu naar de eerste paar uren na zonsopkomst dan zien wij, dat uit de metingen blijkt dat pas twee uur na zonsopkomst de warmtestroom positief wordt. Daarvoor wordt nog steeds warmere lucht naar het onderliggende, koudere aardoppervlak getransporteerd. De temperatuur op huthoogte daalt verder, terwijl de metingen ook leren dat gedurende deze twee uur wel een naar boven gerichte, latente warmtestroom op gang komt. Deze bereikt twee uur later, als de voelbare warmtestroom pas positief wordt, weer de waarde van 100 W/m^2 . Uit Figuur 17 volgt, dat de menghoogte vanaf het moment, dat de afkoeling aan het

einde van de dag begint, tot de vroege ochtend ongeveer gelijk blijft aan 100 m. Kortom, uitgaande van dit soort gegevens kan weer dezelfde redenering over de toename van het dauwpunt gehouden worden. Ook nu zal, doordat de bodem minder vocht bevat, de verdamping minder dan 100 W/m^2 kunnen zijn, waarbij echter wel moet worden aangetekend, dat naast verdampende planten ook de in de nacht ontstane dauw kan verdampen. Zie in Figuur 16 de paar uren voor zonsopkomst, als de latente warmtestroom negatief is. Ook in dit geval zal de waterdamp, die door verdamping ontstaat, in een laag van 100 meter worden opgeslagen, de waterdamp-concentratie zal toenemen en daarmee het dauwpunt. Mocht dit dauwpunt hoger worden dan de nog steeds lager wordende luchttemperatuur dan ontstaat er mist. Ook nu zouden wij weer een kansberekening kunnen maken, maar dan door oppervlakken PDS te vergelijken zoals getekend in Figuur 43. Dat dit oppervlak in ogenschouw moet worden genomen, is duidelijk te maken door opnieuw de



Figuur 43. Oppervlak PDS geeft gebied in luchttemperatuur-dampdruk diagram aan waarbinnen de toestandskromme zich de eerste twee uur na zonsopgang bij helder weer kan bevinden.

wijze van redeneren van Taylor toe te passen, nu niet uitgaande van de afkoeling van het aardoppervlak en condensatie van waterdamp, maar van het omgekeerde proces. Door de opkomende zon wordt warmte aan het aardoppervlak toegevoegd en komt er waterdamp vrij. Bij zonsopkomst zijn de dauwpunten van lucht en aardoppervlak gelijk, de latente warmtestroom is immers gelijk aan nul. Dit deel van de redenering over de lijn PD komt al overeen met die van Taylor voor het afkoelingsproces. Taylor laat dit proces beginnen als het aardoppervlak de toestand D heeft bereikt. Punt S is het punt, waar de lucht gekarakteriseerd door punt P zou komen te liggen als hij volledig verzadigd zou zijn en dit is tevens het punt waarop de temperaturen van het aardoppervlak en de lucht gelijk zijn, dat wil zeggen het moment waarop de voelbare warmtestroom H gelijk aan nul wordt, ongeveer 2 uur na zonsopkomst. En dit is ook het moment, waarop wij onderstellen dat mistvorming niet meer mogelijk is omdat het aardoppervlak warmer dan de lucht wordt. Langzaam komt het convectieve proces op gang en wordt door het toenemen van de hoogte van de menglaag (zie Figuur 17) de waterdamp, die bij het aardoppervlak ontstaat, over een groter volume van de atmosfeer verdeeld, zodat de concentratie afneemt. In het geval van verwarming (zie positieve nettostraling Q^* in Figuur 16) is dus geen sprake van een raaklijn, maar een rechte, verticale lijn door het punt P die de verzadigingskromme snijdt. Oppervlak PDS bevat weer alle toestanden, die tijdens menging kunnen ontstaan maar waarbij geen mist wordt gevormd. Op het oog is uit Figuur 43 ook nu weer duidelijk, dat deze oppervlakken PDS onder dezelfde omstandigheden bij hogere temperaturen groter zijn dan bij lage en dat daarom omgekeerd de kans op stralingsmist veroorzaakt door het verzadigd raken van de lucht door het water verdampende aardoppervlak bij lage temperaturen hoger zal zijn dan bij hogere temperaturen. Toch gaan wij deze kansberekening niet verder uitwerken, omdat aan het einde van de nacht, wanneer zich nog geen mist heeft gevormd, de verschillen in de luchttemperatuur en het dauwpunt door de nachtelijke afkoeling en condensatie vrijwel altijd gelijk zullen zijn, namelijk klein, en niet de variatie zullen vertonen waarvan aan het einde van de middag sprake is. In de volgende tabel, waarin wordt berekend hoe de waarde van het dauwpunt stijgt als gedurende nog twee uur na zonsopkomst waterdamp aan de menglaag wordt toegevoerd, wordt bijvoorbeeld uitgegaan van een verschil van 1 °C tussen de luchttemperatuur en het dauwpunt. Bij de berekening van de toename van het dauwpunt nemen wij in dit geval ook aan, dat de hoogte van de menglaag al vastligt, en laten wij de invloed van de windsnelheid op de hoogte van de menglaag buiten beschouwing. Bij de berekening van het nieuwe dauwpunt gedurende de 2-uursperiode voor zonsondergang hebben wij dat wel gedaan. Maar Nieuwstadt heeft aangetoond dat de hoogte van de menglaag gedurende de nacht min of meer een eigen dynamiek gaat vertonen, in zekere zin onafhankelijk van de heersende windsnelheid (ref. 27). Op de windsnelheid komen

wij echter later nog wel terug. Verder zijn wij er opnieuw van uitgegaan, dat gedurende de periode van zonsopkomst tot het moment, waarop de voelbare warmtestroom H gelijk aan nul wordt, de latente warmtestroom LE lineair - zoals opnieuw de metingen van de Figuren 16, 20 en 21 suggereren - in de tijd toeneemt en wel van 0 tot 100 W/m². Bij de berekening van onderstaande TABEL 21 laten wij de waterdamp volledig toekomen aan de menglaag en brengen wij geen correctie aan voor het feit, dat nodig voor het instandhouden van de latente warmtestroom er een verschil in dampspanning moet bestaan tussen het aardoppervlak en de top van de menglaag. Voor het gemak van de berekening nemen wij aan, dat de waterdamp direct over de hele menglaag wordt verdeeld. Dat dit in tegenstelling tot de 2 uurs-periode voor zonsondergang niet waar is, volgt onmiddellijk uit de zeer lage wrijvingsnelheden (dat is snelheid waarmee bij turbulente menging waterdamp wordt uitgewisseld, in dit geval van beneden naar boven) die horen bij de windsnelheden in de nachtelijk grenslaag, waarbij zich mist kan vormen. Zo bepaalde Nieuwstadt, dat in de nachtelijk grenslaag bij weinig wind wrijvingsnelheden van 0.07 m/s voorkomen. Stel dat de menglaag 80 meter hoog is, dan duurt het ongeveer 80/0.07 ≈ 1150 seconden, voordat door turbulente menging waterdamp van het aardoppervlak de top van de grenslaag bereikt. De hoeveelheid waterdamp zal nabij het verdampende aardoppervlak dus altijd hoger zijn bovenin de menglaag,

Tabel 21

$T = 6^{\circ}\text{C}$		$T_d = 5^{\circ}\text{C}$			
		$T_{d_{\text{nieuw}}} (^{\circ}\text{C}) / \Delta c_0 (\text{g}/\text{m}^3)$			
LE		25 B+30'	50 B+60'	75 B+90'	100 B+120' (W/m ²) (min.)
$h(\text{m})$					
20		6.0 / -0.0	8.4 / 1.3	11.9 / 3.7	15.9 / 6.9
30		5.6 / -0.2	7.4 / 0.7	10.0 / 2.2	13.0 / 4.4
40		5.5 / -0.3	6.8 / 0.4	8.9 / 1.6	11.3 / 3.2
50		5.4 / -0.3	6.5 / 0.2	8.2 / 1.1	10.2 / 2.5
60		5.4 / -0.3	6.2 / 0.1	7.7 / 0.9	9.4 / 2.0
80		5.3 / -0.4	5.9 / 0.0	7.1 / 0.6	8.4 / 1.3
100		5.2 / -0.4	5.7 / -0.1	6.7 / 0.3	7.8 / 1.0
150		5.1 / -0.4	5.5 / -0.3	6.2 / 0.1	6.9 / 0.5
200		5.1 / -0.4	5.4 / -0.3	5.9 / 0.0	6.5 / 0.2

$T = 16^{\circ}\text{C}$		$T_d = 15^{\circ}\text{C}$			
		$T_{d_{\text{nieuw}}} (^{\circ}\text{C}) / \Delta c_0 (\text{g}/\text{m}^3)$			
LE		25 B+30'	50 B+60'	75 B+90'	100 B+120' (W/m ²) (min.)
$h(\text{m})$					
20		15.6 / -0.4	17.1 / 1.0	19.5 / 3.3	22.2 / 6.8
30		15.4 / -0.5	16.4 / 0.4	18.0 / 2.0	20.1 / 4.2
40		15.3 / -0.6	16.1 / 0.1	17.4 / 1.2	19.0 / 2.9
50		15.2 / -0.7	15.9 / -0.1	16.9 / 0.8	18.2 / 2.1
60		15.2 / -0.7	15.7 / -0.2	16.6 / 0.5	17.7 / 1.7
80		15.2 / -0.7	15.5 / -0.4	16.3 / 0.2	17.1 / 1.0
100		15.1 / -0.8	15.4 / -0.5	16.0 / 0.0	16.7 / 0.6
150		15.1 / -0.8	15.3 / -0.6	15.6 / -0.4	16.1 / 0.1
200		15.1 / -0.8	15.2 / -0.7	15.5 / -0.4	15.9 / -0.1

maar zich bij het aardoppervlak wegens de afvoer naar de hoger gelegen niveaus niet kunnen ophopen. Ook bovenin de menglaag neemt de concentratie van de waterdamp immers toe en wordt op een gegeven moment even groot als die aan het aardoppervlak van een tijdje eerder. Het ziet er dan ook naar uit, dat door bij de berekening van de nieuwe concentratie waterdamp telkens direct de vrijgekomen hoeveelheid waterdamp over de hele menglaag te verdelen geen grote fouten worden gemaakt. Dit zal zeker in het begin na zonsopkomst het geval zijn. Immers, dan zijn de verschillen in concentratie waterdamp, doordat de latente warmtestroom nog klein is, ook gering en dus zal de concentratie waterdamp nabij het aardoppervlak niet zoveel meer bedragen dan bovenin.

Misschien een veel beter argument - en dat komt in een volgend hoofdstuk over de maximale windsnelheid waarbij zich stralingsmist kan vormen nog uitgebreid ter sprake - is dat turbulentie (en daarmee samenhangend de latente en voelbare warmtestromen) niet continu optreedt maar in vlagen, geconcentreerd in de tijd. Gedurende 15 minuten is er volop turbulentie en wordt wat beneden in de menglaag aanwezig is snel naar boven getransporteerd en omgekeerd. Daarna is er een tijdlang geen turbulentie. Kortom nog een ondersteuning van onze aanname dat de menging zich snel over de hele laag uitbreidt. De verticale snelheid van 0.07 m/s zoals door Nieuwstadt gemeten is een gemiddelde over een half uur, bij vlagen is de uitwisseling veel sneller. In onze berekening houden wij overigens geen rekening met deze geconcentreerde uitwisseling, maar laten die continu plaatsvinden.

De berekening van het nieuwe dauwpunt $T_{d_{nieuw}}$ wordt op dezelfde manier gedaan als die gemaakt aan het einde van de middag, maar dus zonder de dan één keer gemakkelijk te berekenen correctie voor het tekort aan waterdamp bij de top van de menglaag. De toename van de concentratie waterdamp c per kg lucht in de menglaag is gelijk aan:

$$c(t) = \int_B^{B+t} \frac{LE(x)}{h \times L \times \rho} dx \quad \text{kg/kg}$$

Met B wordt het tijdstip van zonsopkomst aangegeven; t loopt niet verder dan twee uur.

Voor de nieuwe dampdruk e_{nieuw} is dan te schrijven:

$$e_{nieuw}(t) \approx e_s(T_d) + \frac{29}{18} c(t) \times p,$$

waarbij wij voor het gemak bij de berekening telkens omdat $e \ll p$ voor $p-e$ alleen de luchtdruk p hebben genomen. Met de omrekenformule zoals vermeld in Hoofdstuk VII (ref. 25) is $T_{d_{nieuw}}(t)$ te bepalen.

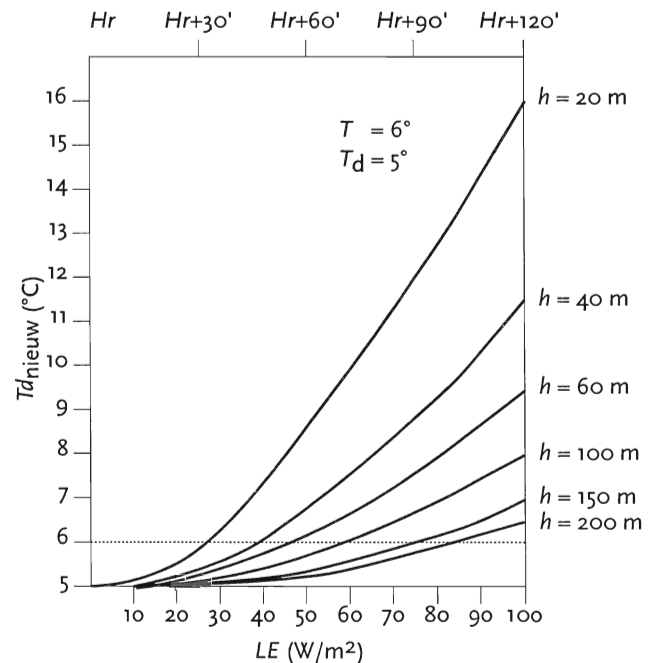
Naast het verhoogde nieuwe dauwpunt is ook telkens bij de toenemende latente warmtestroom het verschil in concentratie water Δco uitgedrukt in g/m^3 tussen eind- en begintoestand uitgerekend. Immers, als de concentratie waterdamp boven de maximaal mogelijke horend bij de als

voorbeeld gebruikte luchttemperaturen $T = 6$ of $16^\circ C$ komt, treedt condensatie op en vormen zich waterdruppels. Waarnemingen hebben uitgewezen, dat in mist één kubieke meter lucht ongeveer 0.3 gram water(druppels) bevat. Belangrijk is het dus om het verschil uit te rekenen tussen de hoeveelheid water(damp), die gedurende twee uur in toenemende mate vanuit het verdampende aardoppervlak aan de menglaag wordt toegevoerd, en welke hoeveelheid water(druppels) per kubieke meter maximaal mogelijk is, als de lucht met een temperatuur van 6 of $16^\circ C$ verzadigd zou zijn. Dit verschil Δco (g/m^3) wordt als volgt berekend:

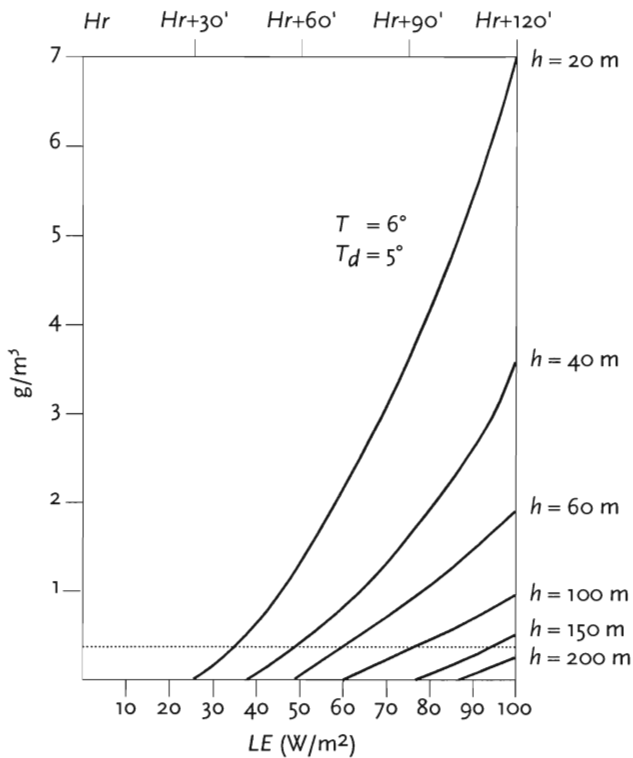
$$\Delta co(t) = \frac{18}{29} \times 1000 \times \frac{\rho}{p} \{e_{nieuw}(t) - e_s(T_d)\} \quad g/m^3.$$

Berekeningen leveren de tabel 21 op.

Figuren 44 tot en met 47 bevatten de grafische uitwerkingen van de toename van het dauwpunt en het verschil in concentratie water gedurende de twee uur na zonsopkomst. Als wij aannemen, dat bij menghoogten boven de 40 meter inderdaad nog mechanische menging mogelijk is en dat lagere menglagen niet bestaan, omdat de processen zich dan op het moleculaire niveau en dus noodzakelijkerwijs dichtbij het aardoppervlak afspelen, volgt uit Figuur 45 dat ongeveer een uur na zonsopkomst rekening moet worden gehouden met het ontstaan van stralingsmist. Bij menglagen tussen 110 en 150 meter hoog zou er aan het einde van de twee-



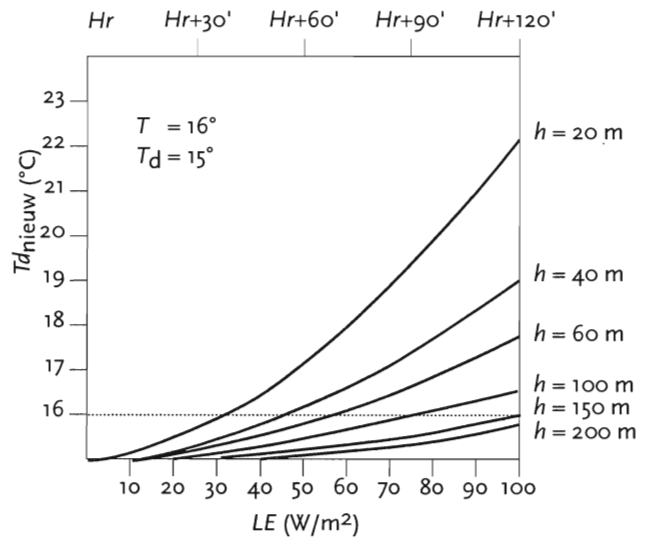
Figuur 44. Het verloop van het nieuwe dauwpunt $T_{d_{nieuw}}$ gedurende de twee uur na zonsopgang in afhankelijkheid van de hoogte van de menglaag bij de koude uitgangssituatie temperatuur lucht $T = 6^\circ C$ en dauwpuntstemperatuur $T_d = 5^\circ C$. Hr is moment van zonsopkomst. Het snijpunt van de gestreepte lijn met de met de menglaaghoogte h verbonden krommen geeft het moment aan waarop zich stralingsmist zou kunnen vormen.



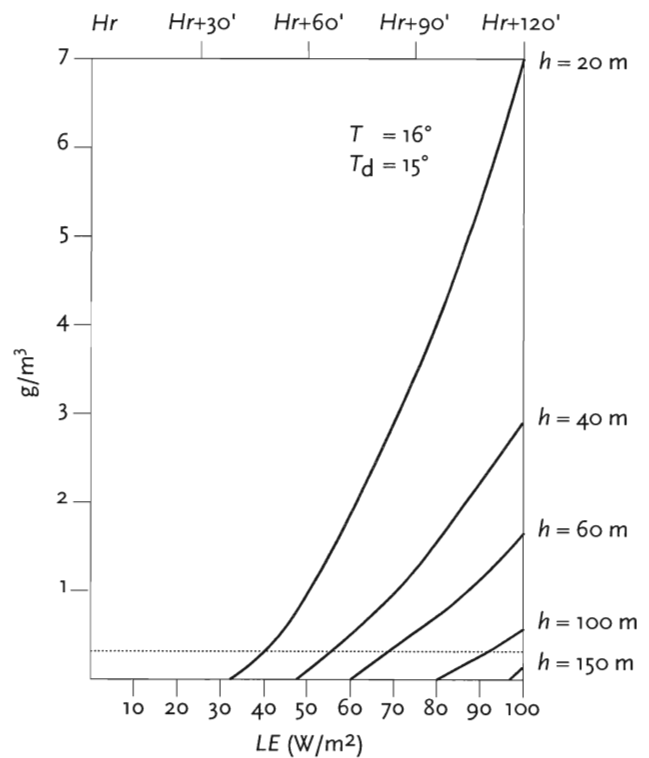
Figuur 45. Het verloop van de toename van de hoeveelheid waterdamp g/m^3 bovenop de hoeveelheid, die de verzadiging geeft bij een luchttemperatuur van $T = 6^\circ C$ gedurende de twee uur na zonsopkomst. In afhankelijkheid van de hoogte van de menglaag bij de koude uitgangssituatie temperatuur lucht $T = 6^\circ C$ en dauwpuntstemperatuur $T_d = 5^\circ C$. Hr is moment van zonsopkomst. Omdat stralingsmist $0.3 g/m^3$ aan waterdruppeltjes bevat, zijn de snijpunten van de gestreepte lijn de momenten, waarop afhankelijk van de menglaaghoogte h deze grens van $0.3 g/m^3$ wordt bereikt en stralingsmist kan ontstaan

uursperiode nog steeds zeer dichte mist kunnen ontstaan, maar metingen leren wel, dat het altijd nog ongeveer 15 - 20 minuten duurt (zie Figuur 48) voor dit gebeurt. Op deze tijdsperiode nodig voor het ontstaan van stralingsmist wordt overigens in Hoofdstuk XI nader ingegaan. Wij nemen dus aan, dat bij menglagen met hoogten tussen de 40 en 110 m in het begin van de ochtend stralingsmist kan ontstaan. Wanneer de hoogte van de menglaag hoger dan 110 m is, wordt het steeds onwaarschijnlijker, dat zich binnen twee uur na zonsopkomst nog mist vormt.

Opgemerkt dient te worden, dat er bij bovenstaande redenering vanuit is gegaan, dat de luchttemperatuur T gelijk blijft aan $6^\circ C$ in plaats van door de afkoeling, die nog gedurende twee na zonsopkomst doorgaat, te dalen. Dit soort overwegingen nemen wij echter in onze beschouwingen niet mee, omdat immers de keuze voor het verschil tussen de luchttemperatuur en het dauwpunt al enigszins willekeurig is. Het kan best iets meer zijn, maar ook minder. Omdat de luchttemperatuur in de berekening van het nieuwe dauwpunt alleen in de niet eens zo temperatuur afhankelijk verdampingswarmte L voorkomt, nemen wij aan, dat Figuur 44 ook geldt voor luchttemperaturen iets hoger dan $T = 6^\circ C$, bijvoorbeeld voor een luchttemperatuur van $8^\circ C$. Bij deze temperatuur zal de menglaag al niet meer hoger mogen zijn

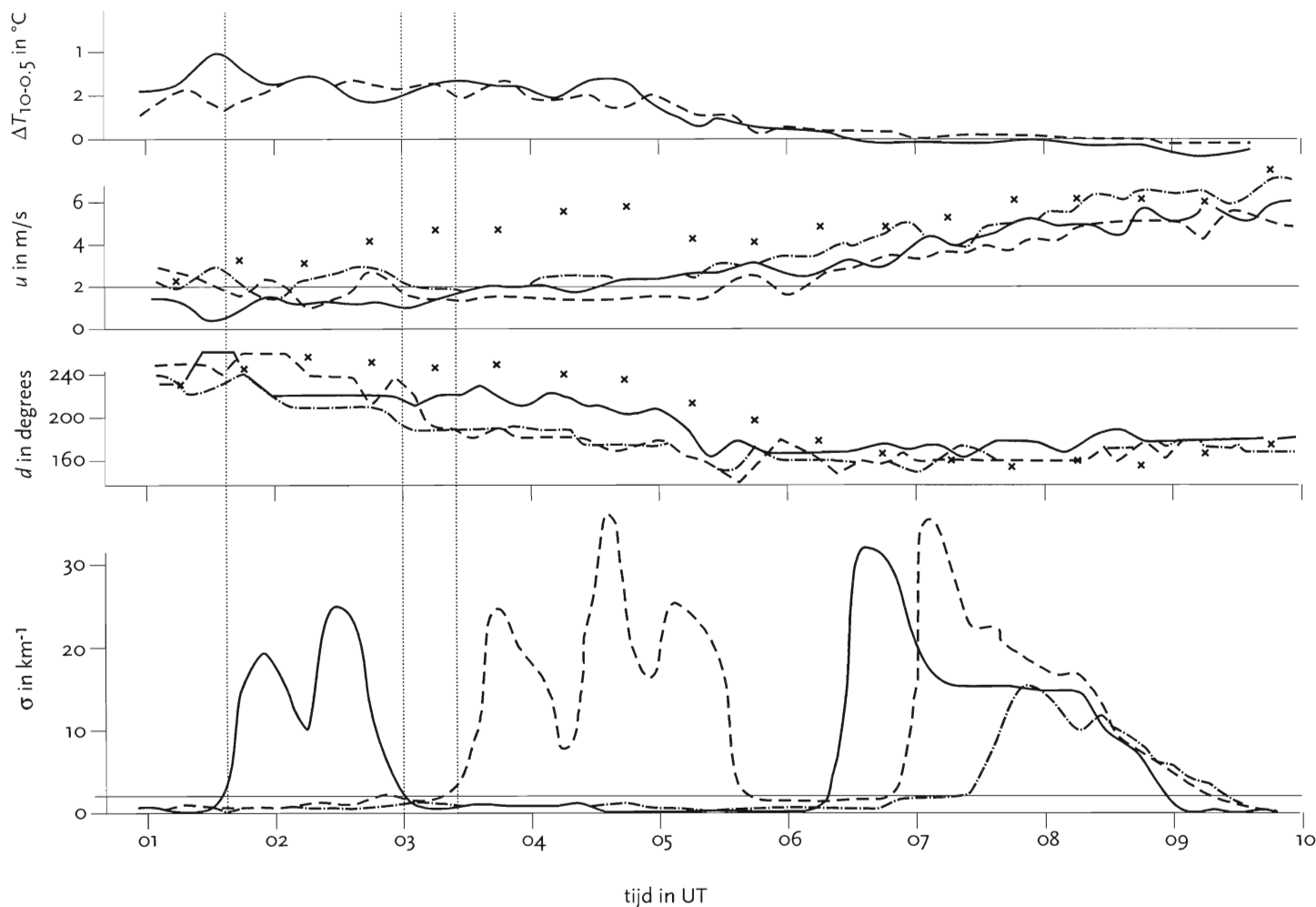


Figuur 46. Zie Figuur 44, maar nu voor de warme uitgangssituatie temperatuur lucht $T = 16^\circ C$ en dauwpuntstemperatuur $T_d = 15^\circ C$.



Figuur 47. Zie Figuur 45, maar nu voor de warme uitgangssituatie temperatuur lucht $T = 16^\circ C$ en dauwpuntstemperatuur $T_d = 15^\circ C$.

dan 60 meter wil er het op het einde van de 2-uursperiode nog net stralingsmist kunnen ontstaan. Waarbij wij nog wel moeten aantekenen, dat het nieuwe dauwpunt $T_{d_{nieuw}}$ nog niet alles zegt over de vorming van dichte stralingsmist. Immers, zoals wij al eerder hebben gezien, is het beter om er op te letten of de toename van de concentratie waterdamp ongeveer $0.3 g/m^3$ bedraagt. Maar dit terzijde. Als daarentegen bij zonsopkomst door de nachtelijk afkoeling de

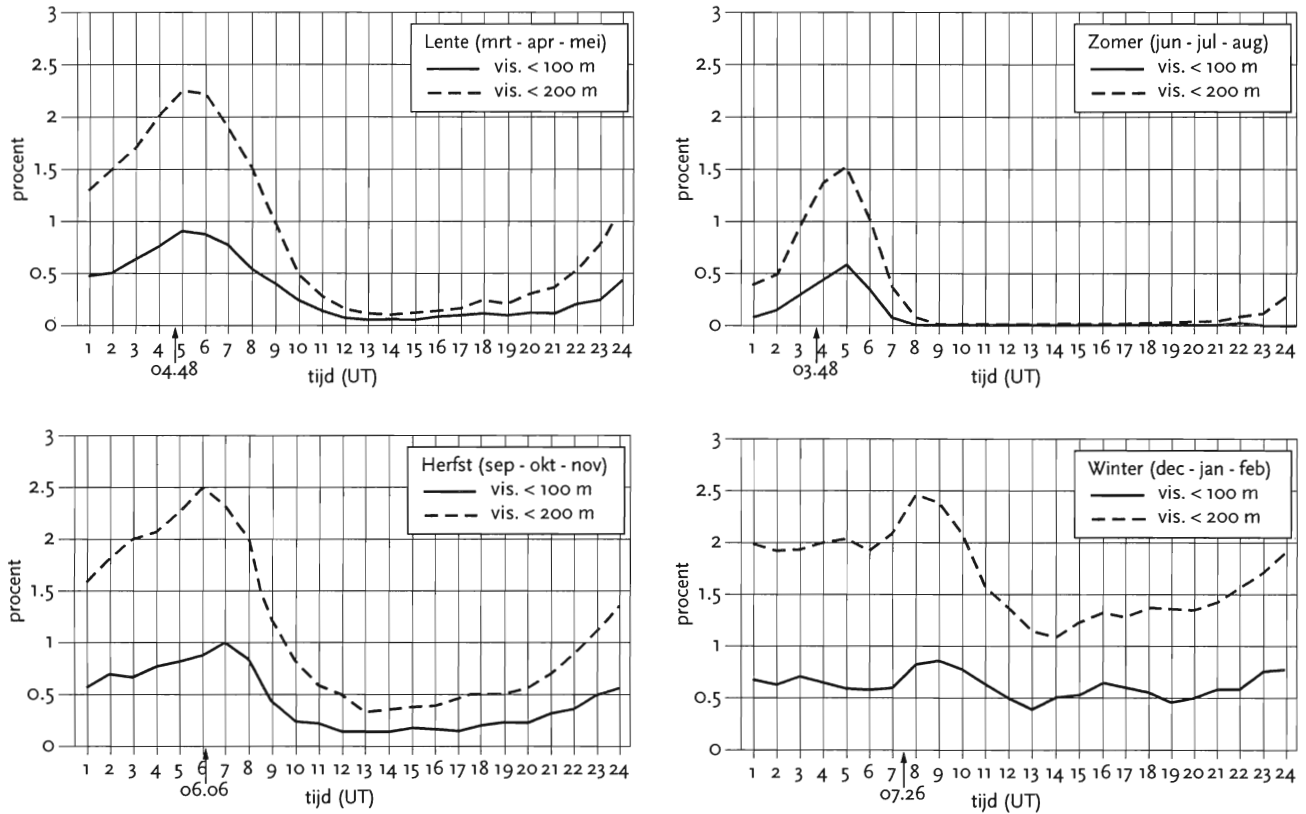


Figuur 48. Extinctiecoëfficiënt σ , windrichting, windsnelheid en het verticale temperatuurverschil $\Delta T_{10-0.5}$ tussen 10 en 0.5 m hoog als functies van de tijd (UT) voor de stations Nieuwkoop (—), Waveramstel (----) en Schiphol (-.-.-) op 13 april 1974. x is de windsnelheid en richting op 80 m hoog te Cabauw. De horizontale getrokken lijnen geven de windsnelheid van 2 m/s respectievelijk het zicht van 1000 m aan. De verticale puntlijnen de momenten waarop de wind boven de 1 m/s (Nieuwkoop) respectievelijk onder de 2 m/s (Waveramstel) komt; daardoor wordt een begin (zicht < 1000 m) gemaakt met de vorming van stralingsmist. De relatie tussen extinctie coëfficiënt σ en zicht V is: $V = 3000/\sigma$ meter.

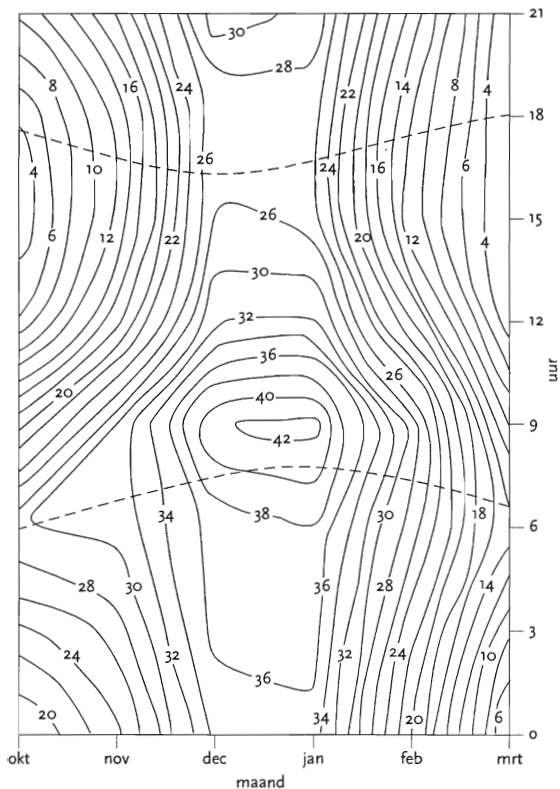
luchttemperatuur van 5.5 °C nog maar een halve graad van het dauwpunt verschilt, kan stralingsmist zich veel eerder vormen en zelfs bij menghoogten tot 200 meter. In geval de beginsituatie aan de warme kant ($T = 16$ °C, $T_d = 15$ °C) is, volgt uit TABEL 21 en Figuren 46 en 47, dat vergeleken met de voorgaande, koude situatie zich wat later stralingsmist zal vormen en dat dit alleen nog zal lukken - en wel aan het einde van de 2-uursperiode - bij menglaaghoogten tot ongeveer 80 meter. Dus bij menglagen met hoogten binnen een kleiner, meer beperkt interval, tussen de 40 en 80 meter, kan zich zomers vroeg nog mist vormen, dit in tegenstelling met het koude seizoen, waarbij de hoogte van de menglaag tussen 40 en 110 meter mag liggen.

Anders gezegd, in de zomer verwachten wij, dat gemiddeld genomen dichte stralingsmist zich meer aan het einde van 2-uursperiode zal vormen en dat de frequentie van optreden minder zal zijn dan in het voorjaar en herfst, wanneer het kouder is. Door de steeds sterker wordende zonnestraling zal deze mist in de ochtend in de zomer snel weer verdwijnen.

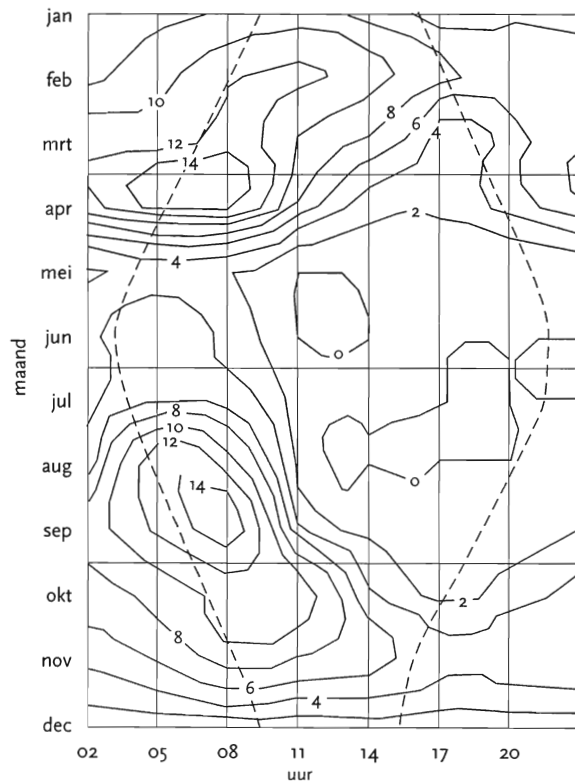
Zie Figuren 49 (ref. 31), 50 (ref. 32) en 51 (ref. 33) waarin de mistkansen voor Nederland en twee plaatsen in Europa zijn weergegeven. Al deze metingen bevestigen bovenstaande bewering, dat na zonsopgang gedurende een periode van twee uur er rekening mee moet worden gehouden dat dan opeens mist kan ontstaan. De Nederlandse metingen geven dat nog eens duidelijk aan voor dichte mist, die gevaarlijk kan zijn voor het verkeer. Daarom is het van groot belang om erop te wijzen, dat ook al is er in de loop van de nacht, hoewel de voorwaarden daarvoor wel aanwezig waren, nog geen dichte mist (zicht < 1000 m) ontstaan, dit alsnog in de vroege ochtend - gemiddeld genomen ongeveer één uur na zonsopgang, zoals de Nederlandse metingen leren - plotseling kan gebeuren. De Nederlandse metingen, die zijn gedaan op vliegvelden, tonen ook aan, zeker als wij letten op mist met een zicht van minder dan 200 m, dat het optreden daarvan in de zomer geringer is dan in voor- en najaar. Voor zichten minder dan 1000 meter is dat allemaal nog veel duidelijker in de Italiaanse en Finse metingen.



Figuur 49. De frequentieverdeling (in % tijd van de totale hoeveelheid tijd) van het zicht beneden 200 respectievelijk 100 m voor de verschillende uren van de dag en voor de vier seizoenen. De metingen zijn het gemiddelde van 16 Nederlandse meteorologische waarnemstations en beslaan de periode 1981 - 1989. Met de pijltjes wordt de tijd van de gemiddelde zonsopkomst voor een seizoen aangegeven.



Figuur 50. Frequentieverdeling in procenten van aantal uren met zicht minder dan 1000 m vergeleken met totaal aantal uren bij Milaan voor de maanden oktober tot en met maart voor de verschillende uren van de dag. De gestreepte lijnen geven de tijden van zonsopkomst en zonsondergang.

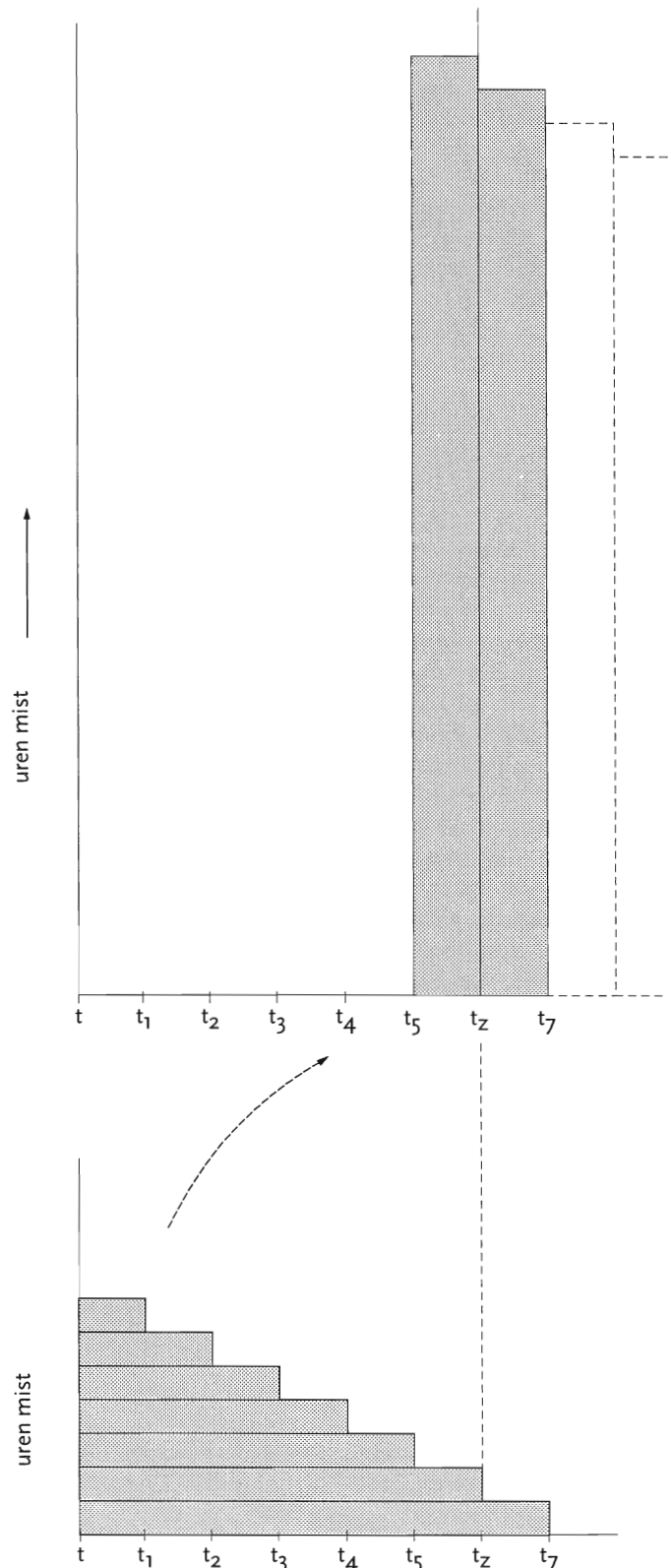


Figuur 51. Frequentieverdeling in procenten van aantal uren met zicht minder dan 1000 m vergeleken met totaal aantal uren bij Helsinki voor de maanden januari tot en met december voor de verschillende uren van de dag. De gestreepte lijnen geven de tijden van zonsopkomst en zonsondergang.

Men kan zich overigens afvragen, waarom stralingsmist in begin van de ochtend niet veel vaker ontstaat. Immers, in tegenstelling tot het proces van afkoeling in de avond en de nacht liggen de luchttemperatuur en het dauwpunt bij zonsopgang juist door deze afkoeling al dicht bij elkaar. Waar nog bijkomt dat, terwijl de temperatuur nog verder daalt, er onder invloed van de zon waterdamp aan de atmosfeer wordt toegevoegd. In de avond en nacht wordt er juist waterdamp door condensatie op het aardoppervlak aan de atmosfeer onttrokken.

Het antwoord op deze vraag is volgens ons, dat voor het ontstaan van een latente warmtestroom samenhangend met turbulente menging zoals getekend in Figuur 16 er wel wind moet staan met een snelheid die hoger ligt dan de al eerder genoemde kritische windsnelheid van ongeveer 1.0 m/s. En dit zal veelal niet het geval zijn. Aan het einde van een heldere nacht is door de grote afkoeling de opbouw van de atmosfeer steeds stabiel geworden en daarmee is de windsnelheid steeds verder in kracht afgenomen. In veel gevallen is het bij zonsopgang windstil weer en kan derhalve het hierboven geschetste verdampingsproces met de toenemende latente warmtestroom niet op gang komen. Als deze veronderstelling juist is - iets wat door klimatologisch onderzoek verder onderzocht zou moeten worden, maar daarvoor ontbreekt ons nu de tijd -, zou dit opnieuw een bewijs zijn dat ook nu de wind weer een belangrijke factor is bij het ontstaan van stralingsmist. Wel moge duidelijk zijn, dat, wanneer de wind beneden de kritische snelheid van 1.0 m/s blijft, de mist in de vroege ochtend (net als in de avond en nacht) wegens het ontbreken van de turbulente menging nooit tot grote hoogten kan uitgroeien. De mist zal niet hoger worden dan wat met moleculaire diffusie mogelijk is en dat is zoals Taylor (zie Hoofdstuk II) laat zien ongeveer 1.20 cm, er vormt zich de lage grondmist.

Eigenlijk wordt het hierboven geschetste antwoord op de vraag waarom er in de vroege ochtend niet veel vaker stralingsmist ontstaat, terwijl de voorwaarden gedurende de korte tijd na zonsopkomst alleen maar gunstiger worden, nog belangrijker, als wij bedenken, dat de toename van de kans op stralingsmist met als hoogste punt ongeveer een uur na zonsopkomst, zoals getekend in de Figuren 49 tot en met 51, ook op een andere simpele manier - daarbij dus afziend van het plotseling ontstaan van stralingsmist in de vroege ochtend - kan worden verklaard. Immers, stralingsmist, die in de nacht ontstaat, zal zich gedurende kortere of langere tijd kunnen handhaven. Korter, in geval na het ontstaan van stralingsmist de wind opsteekt of de bewolking toeneemt, waardoor de stralingsmist wordt verdreven of verdwijnt; langer, als pas na zonsopkomst door de sterker wordende zonnestraling de stralingsmist oplost. Verder hebben wij al bewezen, dat stralingsmist makkelijker ontstaat bij lagere luchttemperaturen. En die temperaturen worden gemiddeld genomen aan het einde van nacht of kort na zonsopkomst bereikt. Dus gedurende die tijd is er een toenemende kans op stralingsmist. Deze twee zaken combinerend levert Figuur 52,

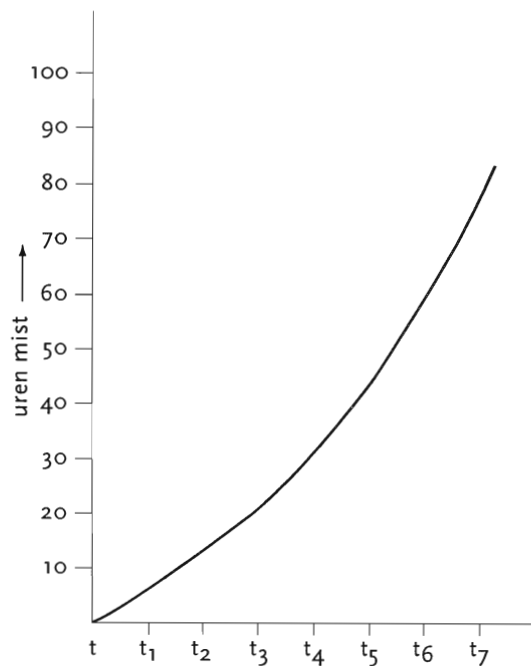


Figuur 52. De stralingsmist vormt zich op moment t en kan zich dan in afhankelijkheid van uitwendige omstandigheden (wind en bewolking) nog 1, 2 enz uur handhaven tot één uur (+7 in dit voorbeeld) na zonsopkomst t_z . In dit voorbeeld is de kans, dat zich in het uur voor zonsopkomst t_z stralingsmist vormt, 4 x hoger genomen dan op tijdstip t .

waarin voor het gemak is aangenomen, dat, wanneer stralingsmist is ontstaan, de kans, dat het na bijvoorbeeld een uur verdwijnt, even groot is als na twee uur enz. Neem bijvoorbeeld stralingsmist, die op het uur t is ontstaan, dan kan het zich nog een uur handhaven, zie bovenste deel van trap, nog 2 uur enz tot zoals in dit voorbeeld 1 uur na zonsopkomst. Ofwel in het laatste geval heeft de stralingsmist zich, voordat het door de zon werd opgelost, 7 uur gehandhaafd. De kans om de stralingsmist, die op tijdstip t is ontstaan, waar te nemen is van 7 uren met mist gedurende het eerste uur na tijdstip t gedaald naar 1 uur in het uur na zonsopkomst. Neem nu het geval een uur voor zonsopkomst. Door de al lagere temperatuur, die steeds dichterbij het dauwpunt komt te liggen, is naar wij nu even aannemen de kans op stralingsmist nu 4 x zo groot. Dus het laatste uur voor zonsopgang is het aantal uren met stralingsmist 28 (= 4 x 7). Een uur later na zonsopkomst is om wat voor reden dan ook, hetzij wind hetzij bewolking, net zoals op het tijdstip t het aantal uren met mist met 1 uur afgenomen. Twee uur na zonsopgang zal eveneens net zoals in het eerdere geval onder invloed van de zon de stralingsmist meestentijds wel helemaal verdwenen zijn. Figuur 53 geeft de tabel met de uren met stralingsmist vanaf het tijdstip t , waarop de eerste

stralingsmist ontstaat, tot een uur na zonsopkomst als ook de bijbehorende frequentieverdeling in grafiekvorm. Op deze simpele manier, gebaseerd op een aantal reële aannamen, is ook gemakkelijk de frequentie verdeling zelfs met de enigszins naar beneden gerichte kromming, zoals gepresenteerd in Figuur 49, te construeren. Ofwel, het is nog maar de vraag of de sterke toename van de kans op stralingsmist na zonsopkomst enkel is te danken, zoals hierboven wel is aangenomen, aan de voortgaande afkoeling, de toenemende luchtvochtigheid en genoeg wind. Nogmaals, de toenemende kans op stralingsmist na zonsopkomst zoals gepresenteerd in de grafieken laat zich ook gemakkelijk verklaren als een optelsom van het aantal uren van stralingsmist die in de nacht is ontstaan en die zich voor een deel nog heeft gehandhaafd tot de korte tijdsperiode na zonsopkomst. Anders gesteld, hoewel de voorwaarden kort na zonsopkomst alleen maar gunstiger worden wat betreft temperatuur en vochtgehalte, ontstaat er dikwijls dan toch geen stralingsmist, omdat er te weinig wind staat. Dit is te meer een bewijs hoe gevoelig de vorming van stralingsmist is voor de windsnelheid.

	7	14	22	32	45	62	84	
								+
↑							28	
uren mist						22	21	
				17	16	15		
			13	12	11	10		
		10	9	8	7	6		
		8	7	6	5	4	3	
	7	6	5	4	3	2	1	
	t	t_1	t_2	t_3	t_4	t_5	t_6	t_7



Figuur 53. In de matrix zijn de uren met mist voor de tussenliggende uren ook gegeven plus de somming ter verkrijging van de frequentietabel, die in grafiekvorm in het rechter deel van deze figuur wordt geschetst.

10 Stand grondwater en hoeveelheid water om te verdampen

Blijft nog over de vraag te beantwoorden, hoe de stand van het grondwater de hoeveelheid water, die gras kan verdampen, bepaalt. Anders gesteld, hoe snel kan vanuit het grondwater de door het gras verdampte hoeveelheid water weer worden aangevuld, zodat het gras niet verdort? Wij nemen als voorbeeld de zogenaamde woudeerdgronden, waarover de snelweg A7 nabij Purmerend is aangelegd. De nabije omgeving van deze snelweg is onderzocht op mistgevoelige plaatsen. Dat wil zeggen, geprobeerd is die plaatsen op te sporen, waar de kans op stralingsmist groter is dan elders. Door op die mistgevoelige plekken mistsensoren aan te brengen zou het wegverkeer juist daar voor zeer slecht zicht kunnen worden gewaarschuwd. Deze woudeerdgronden bezitten een sterk humeuze bovengrond van meermolm ofwel kleiig veen ter dikte van 30-50 cm. Voor de dikte van die bovengrond nemen wij 40 cm. De ondergrond bestaat uit grijze, matig zware klei. Deze woudeerdgronden komen voor in West-Friesland bij plaatsnamen die eindigen op 'woud' en in de Droogmakerijen (zie ref. 12). De Beemster polders en de polders nabij het al eerder genoemde Purmerend zijn hiervan voorbeelden.

In Hoofdstuk III is de drukhoogte-kromme al uitgebreid ter sprake gekomen. Voor verschillende grondsoorten bevat het boek Cultuur Technisch Vademecum (ref. 13) tabellen die de drukkrommen beschrijven. Zo ook voor de gronden nabij Purmerend. Voor de volumefractie q (%) in relatie tot de drukhoogte h (cm) respectievelijk pF is het volgende gemeten:

Tabel 22

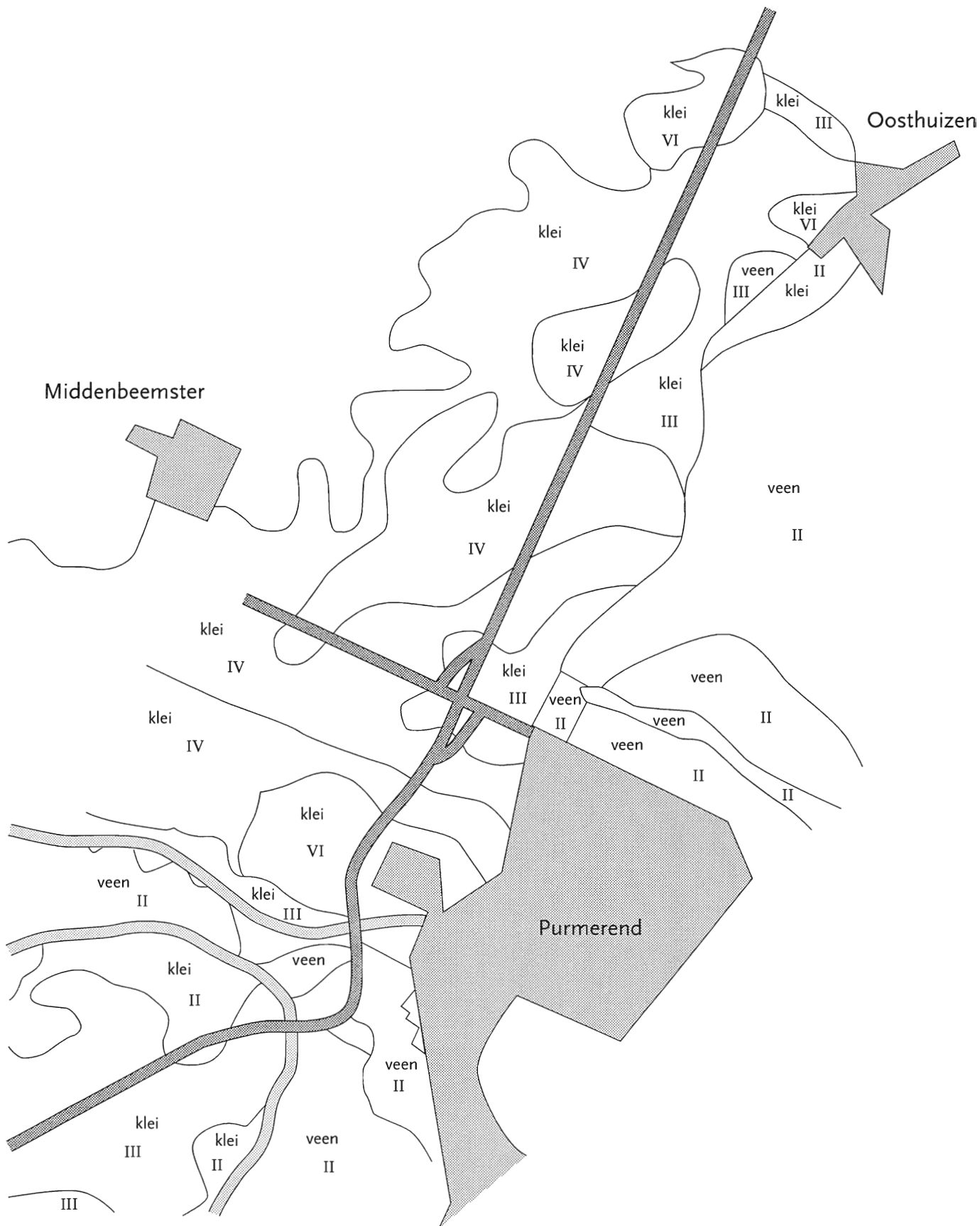
h (cm)	pF	kleiig veen q (%)	klei q (%)
1	0.0	71.7	49.2
10	1.0	69.8	47.8
20	1.3	68.5	47.3
31	1.5	67.1	47.0
50	1.7	65.2	46.4
100	2.0	60.9	45.2
250	2.4	53.9	41.1
500	2.7	48.6	36.7
1000	3.0	44.0	31.3
2500	3.4	38.6	26.2
5000	3.7	34.6	23.1
10000	4.0	30.6	20.2
16000	4.2	27.9	18.4

In bodemkaarten worden ook de grondwatertrappen aangegeven. Zie Figuur 54 voor de omgeving van Purmerend. In TABEL 6 en 7 zijn de eigenschappen van de verschillende

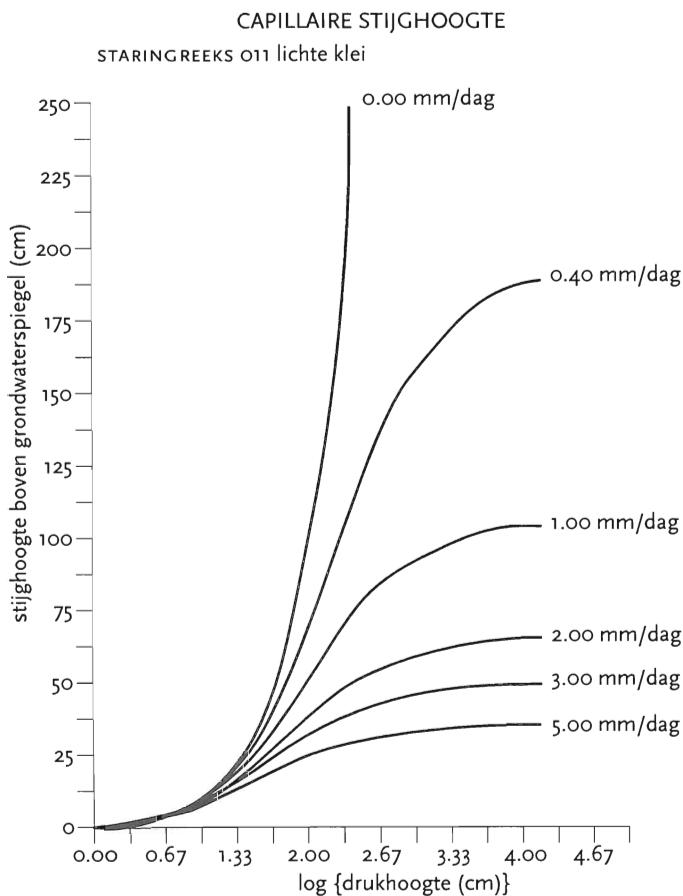
grondwatertrappen opgegeven. Uit deze tabellen blijkt, dat in de profielen met grondwatertrappen III en V de gemiddeld hoogste grondwaterstanden ongeveer gelijk zijn, maar dat bij Gt (= Grondwatertrap) V het water in de zomer veel dieper wegzakt; de schommeling van het grondwater gedurende een jaar is hier groter.

Wij stellen, dat in de lente de GHG (= Gemiddelde Hoogste Grondwaterstand) van Gt II rond 30 cm ligt en in de herfst GLG (= Gemiddelde Laagste Grondwaterstand) van Gt II bij 70 cm. Voor Gt IV nemen wij in het voorjaar een GHG van 70 cm en een GLG van 100 cm in het najaar. De worteldiepte van gras in veen is ongeveer 20 cm. Verder moeten wij wijzen op de Figuren 55 en 56 (ref. 13), die aangeven hoe de aanvoersnelheid (mm/dag) van water middels de capillaire werking afhangt van de mate, waarin door de capillaire zuigspanning het water omhoog wordt gezogen, en de hoogte boven de grondwaterspiegel, waarop dit gebeurt. De grafieken in deze figuren zijn met computermodellen berekend en wel voor de grondsoorten lichte klei en oligotroof veen. Deze soorten stemmen weliswaar niet precies overeen met de grondsoorten van dit onderzoek zijnde venige klei en matig zware klei, maar deze berekeningen zijn de enige die ons ter beschikking staan. De berekeningen leren, zoals verwacht mag worden, dat bij een gegeven zuigspanning (vaste pF) de aanvoer snelheid zal teruglopen bij toenemende hoogte.

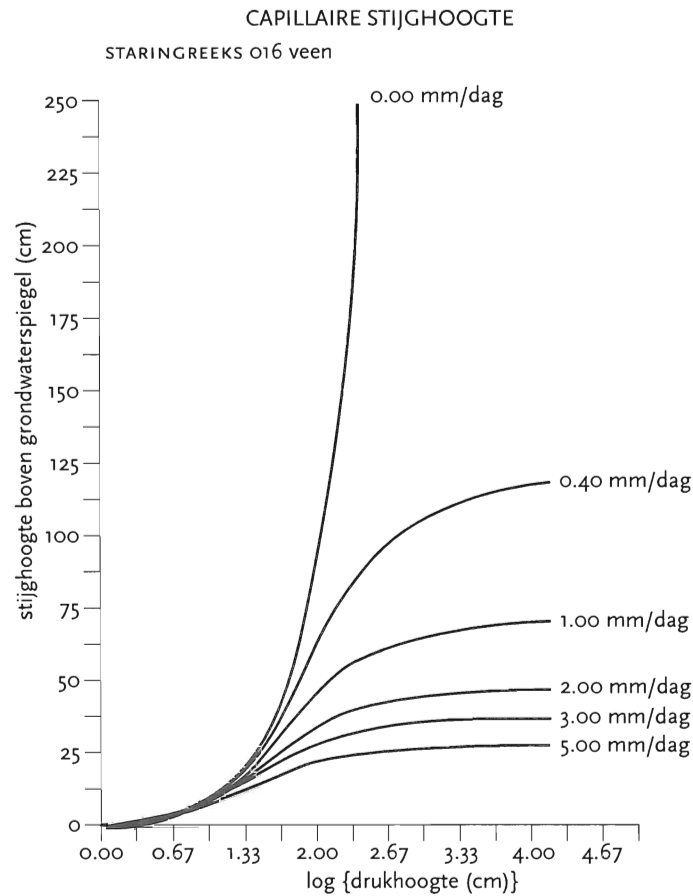
Met behulp van al deze gegevens zijn de Figuren 57 en 58 getekend. Te beginnen bij de toestand in het voorjaar bij Gt II met een GHG van 30 cm. Zie Figuur 57. Wat betreft de vochtverdeling, nabij het grondwater is volgens TABEL 22 de fractie water van het kleiige veen ongeveer gelijk aan 0.72. Naar boven gaand, naar het grasoppervlak, is de stijghoogte 30 cm overeenkomend met een pF van ongeveer 1.5. Dit komt overeen met een fractie water van 0.67. Om voor het verdampende gras de aanvoersnelheid van vers water te bepalen doen wij dat voor punt D halverwege de wortelhoogte. Voor het bovenste deel van de wortels van de grasplant zal de aanvoersnelheid kleiner zijn dan voor het onderste deel, maar wij gaan ervan uit, dat de plant bij de verdamping middelt, vandaar een stijghoogte van 20 cm. De zuigspanning is, omdat wij ervan uitgaan, dat de wortelzone met water verzadigd is, gelijk aan pF 1.3 (= $\log 20$). De aanvoersnelheid is dan op een hoogte van 20 cm boven de grondwaterspiegel volgens Figuur 56 gelijk aan nul. Er wordt helemaal nog geen water geleverd, want er is in het begin als de verdamping op gang komt nog genoeg. Maar bij een voortgaande verdamping neemt de hoeveelheid water af en wordt de zuigspanning groter. Bij een zuigspanning van pF 1.6 is de aanvoersnelheid



Figuur 54. De grondsoorten, meest venig klei, en grondwaterstanden lopend van II tot VI rond de snelweg A7 gaand langs Purmerend. De gebieden met grondwaterstand II zijn nat, III matig nat en IV matig droog. De gebieden met VI droog.



Figuur 55. Berekende grafieken, die de vochtleverantie door klei aan gras beschrijven middels capillaire nalevering uit de onderlagen, uitgedrukt in mm/dag in afhankelijkheid van zuigspanning en de hoogte, waarover het water boven de grondwaterspiegel moet stijgen.



Figuur 56. Berekende grafieken die de vochtleverantie uit de onderlagen van veen aan gras beschrijven.

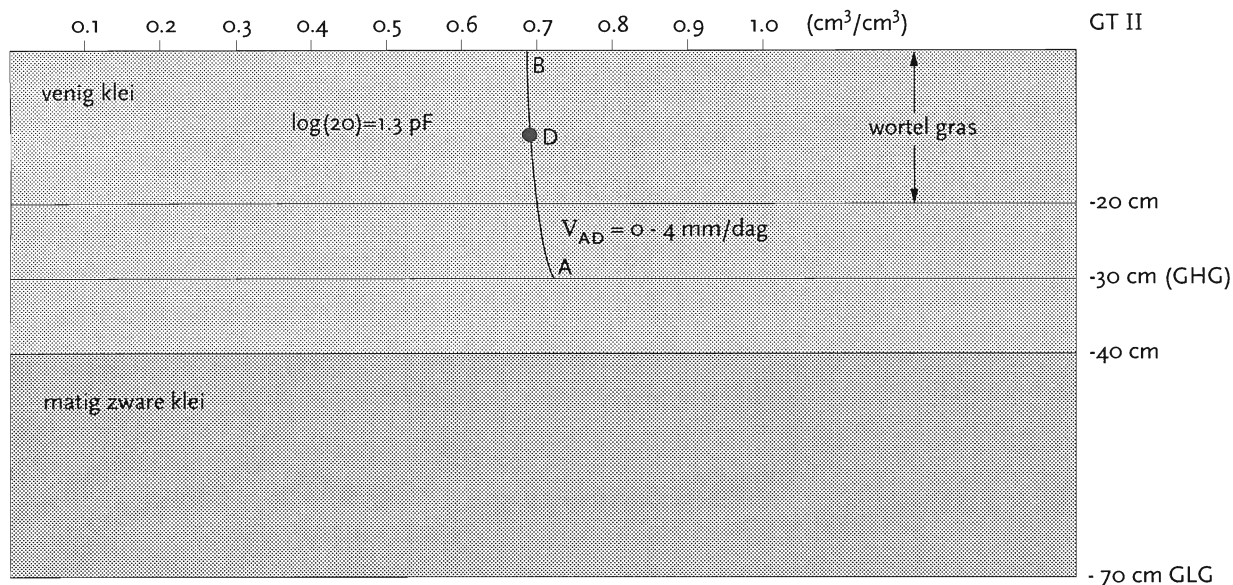
al opgelopen tot 4 mm/dag. Dus kunnen wij stellen, dat, als door het verdampende gras water aan de veenlaag wordt onttrokken, de zuigspanning even toeneemt om op die manier de waterhoeveelheid in de wortellaag weer aan te vullen. TABEL 23 geeft de verdamping in mm/dag voor de verschillende tijdstippen van het jaar. De tabel is opgesteld voor omstandigheden, dat de zon volop kan schijnen en de nachten helder zijn. Dit zal meestal het geval zijn als zich een hogedrukgebied boven ons land bevindt. De maximumtemperaturen zijn voor deze droge omstandigheden hoger dan normaal genomen. De temperaturen voor de opeenvolgende uren zijn door gebruik te maken van de maximum- en minimumtemperatuur weer bepaald met de van Engelen-Geurts methode. TABEL 23 geeft de verdamping die berekend is met de gewijzigde Priestley Taylor methode zoals beschreven in Hoofdstuk IV voor verschillende hoeveelheden bodemvocht w (%). Voor het albedo, LAI en m zijn, zoals al eerder is afgesproken, de waarden 0.255, 1.1 en 0.8 genomen.

Uit TABEL 23 blijkt, dat in het voorjaar de verdamping van 1 tot 4 mm per dag oploopt. De aanvoer vanuit het grondwater is dus genoeg om een grasgebied met Gt II in het voorjaar voor de volle 100% te kunnen laten verdampen.

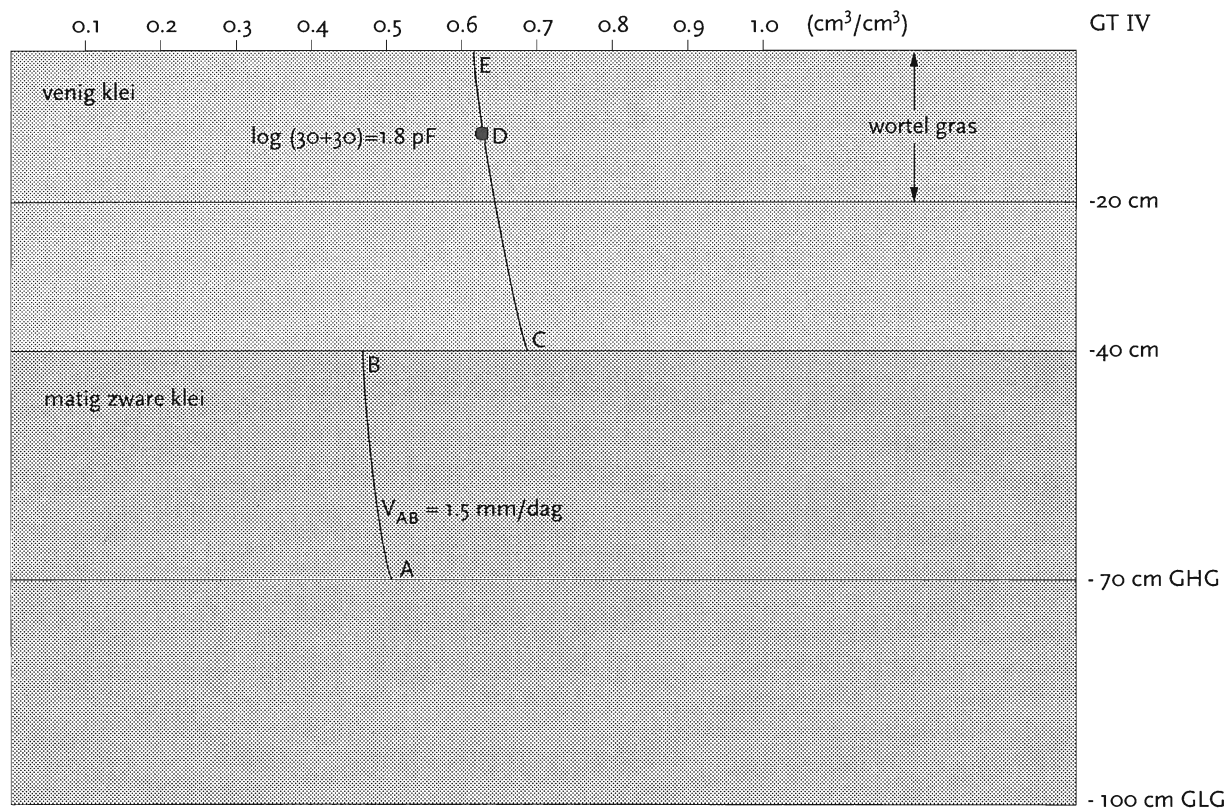
Tabel 23

dag	maand	T_x (°C)	T_n (°C)	verdamping mm/dag			
				$w = 10\%$	30%	50%	100%
1	1	7	0	0.0	0.0	0.1	0.1
1	2	7	0	0.1	0.1	0.2	0.3
1	3	10	0	0.2	0.4	0.6	0.9
15	3	13	1	0.2	0.6	0.9	1.4
1	4	15	3	0.3	0.9	1.4	2.1
15	4	17	5	0.4	1.2	1.7	2.7
1	5	19	7	0.5	1.4	2.2	3.4
15	5	21	8	0.6	1.7	2.5	3.9
1	6	23	10	0.7	1.9	2.8	4.5
15	6	24	11	0.7	2.0	3.0	4.7
1	7	25	12	0.7	2.0	3.1	4.8
15	7	26	14	0.7	2.0	3.1	4.8
1	8	26	14	0.7	1.9	2.8	4.5
15	8	26	14	0.6	1.7	2.5	4.0
1	9	24	13	0.5	1.3	2.0	3.2
15	9	22	11	0.4	1.0	1.6	2.4
1	10	19	10	0.3	0.7	1.1	1.7
15	10	17	8	0.2	0.5	0.7	1.1
1	11	13	6	0.1	0.3	0.4	0.6
15	11	11	4	0.1	0.1	0.2	0.3
1	12	9	2	0.0	0.1	0.1	0.2

Wat de vochtverdeling van Gt IV (GHG = 70 cm en GLG = 100 cm) in het voorjaar - de hele bodem is dan meestal met



Figuur 57. Grafische toelichting voor de berekening van watervoorziening aan gras vanuit grondwaterstand Gt II in het voorjaar. De lijn AB geeft het bodemvochtgehalte uitgedrukt in waterhoeveelheid uitgedrukt in cm³ per cm³ grond voor de verschillende diepten onder het maaiveld.



Figuur 58. Grafische toelichting voor de berekening van watervoorziening aan gras vanuit grondwaterstand Gt IV in het voorjaar. Zie voor de beschrijving van de kromme lijnen AB en CE Figuur 57.

water verzadigd - betreft, vlak boven de grondwaterspiegel in punt A is de fractie water van de kleigrond gelijk aan 0.49. Zie Figuur 58. Omhooggaand naar de scheiding tussen deze kleigrond en het kleiig veen daalt die fractie over deze stijghoogte van 30 cm (= 1.5 pF) in punt B naar 0.47. Bij deze zuigspanning van 1.5 pF heeft het kleiig veen in punt C overigens een waterfractie van 0.67. De aanvoersnelheid in de klei is daar ongeveer 1.5 mm/dag. Van dit punt C 30 cm omhooggaande komen wij in punt D. De zuigspanning in C werd gekenmerkt door 30 cm water. In punt D komt daar nog eens 30 cm bij, dus is de zuigspanning $\log(30+30) = 1.8$ pF. Uit gaande van deze zuigspanning, die over een hoogte van 30 cm nog eens water bij het punt C vandaan moet aantrekken, geeft Figuur 55 voor veen een aanvoersnelheid van ongeveer 2.0 mm/dag. Maar gezien de snelheid, waarmee de ondergrond in staat is water te leveren, kan het verdampende gras niet meer dan 1.5 mm per dag beschikken.

Omdat door de verdamping water aan de bodem wordt onttrokken, neemt de zuigspanning, zoals wij hierboven ook hebben gezien, toe en daardoor wordt, zoals Figuur 55 leert, de aanvoersnelheid op een hoogte van 30 cm boven de grondwaterspiegel ook groter.

Dit zou gunstig voor de watervoorziening zijn, ware het niet dat bij een aanvoersnelheid van bijvoorbeeld 4 mm/dag op een stijghoogte van 30 cm in klei wel een zuigspanning van ongeveer pF 3 hoort. Uit TABEL 22 volgt dan, dat de hoeveelheid bodemvocht op dat punt in klei van 49% is teruggelopen naar 31 %. Stel voor het gemak even, dat voor de veenlaag dezelfde zuigspanning van pF 3 geldt. De hoeveelheid bodemvocht is daar dan teruggelopen van 71% naar 44 % ofwel de hoeveelheid water die in deze 20 cm veen het gras nog ter beschikking staat is $(44-27) \times 2 = 34$ mm.

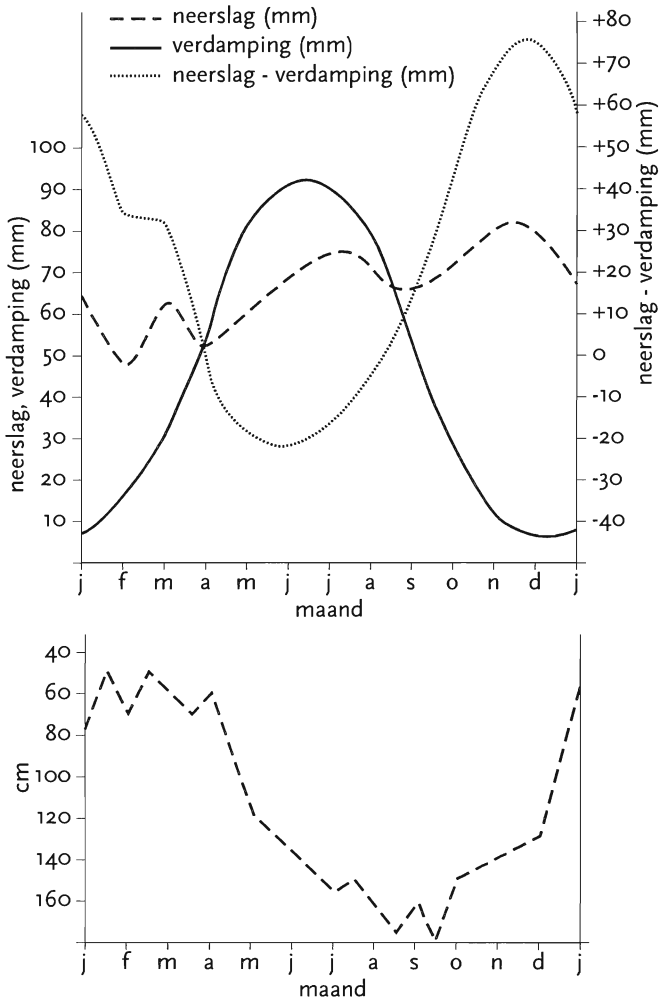
Dus de aanvoer-snelheid is wel hoog, maar dankzij een groot tekort. De totale beschikbare hoeveelheid water die een veenlaag van 20 cm in verzadigde toestand aan een gewas kan leveren is namelijk $(71-27) \times 2 = 88$ mm. Kortom, lage aanvoersnelheden horen bij vochtige grond, hoge aanvoersnelheden bij droge. Maar dit geldt wel voor de kleinere stijghoogten. Bij grote stijg-hoogten blijft de aanvoersnelheid, ook al is de zuigspanning aanzien-lijk, klein. De vraag is dus in hoeverre een Gt IV bodem met een aanvoersnelheid van 1.5 mm/dag in het voorjaar kan volstaan om de verdampte hoeveelheid water aan te vullen.

Zoals al eerder opgemerkt, in het voorjaar is de bodem meestal doordrenkt met water. In de 20 cm dikke laag waarin het gras wortelt zit in kleiig veen begin van de lente ongeveer 88 mm aan water, dat het gras kan verdampen. Neem bijvoorbeeld nu eens aan, dat het gedurende 30 dagen van midden maart tot midden april vrijwel droog is geweest en dat de verdamping per dag ongeveer 2 mm is. Zie TABEL 23. Stel nu, dat de aanvoersnelheid gedurende alle dagen van deze droge periode 1.5 mm/dag is geweest. Wijzend op bovenstaande stelling, namelijk dat kleine aanvoersnelheden bij een vochtige bodem horen, betekent dit, dat gedurende al

deze dagen de bodem wel redelijk vochtig moet blijven. Aan het einde van deze droge periode is van de hoeveelheid hangwater in Gt IV grasland nog $88-(2.0-1.5) \times 30 = 73$ mm over, hetgeen niet zoveel afwijkt van de totale beschikbare hoeveelheid van 88 mm. Ofwel met een aanvoersnelheid van 1.5 mm/dag droogt de bodem niet snel uit en blijft het bodemvochtgehalte w rond 83 % (= $100 \times 73/88$) liggen. Dat wil zeggen, de grootte van de latente warmtestroom aan het einde van de middag, die bepalend is voor de mistkansen, zal in het voorjaar voor gras met Gt IV niet zo veel verschillen met die van grasland met Gt II.

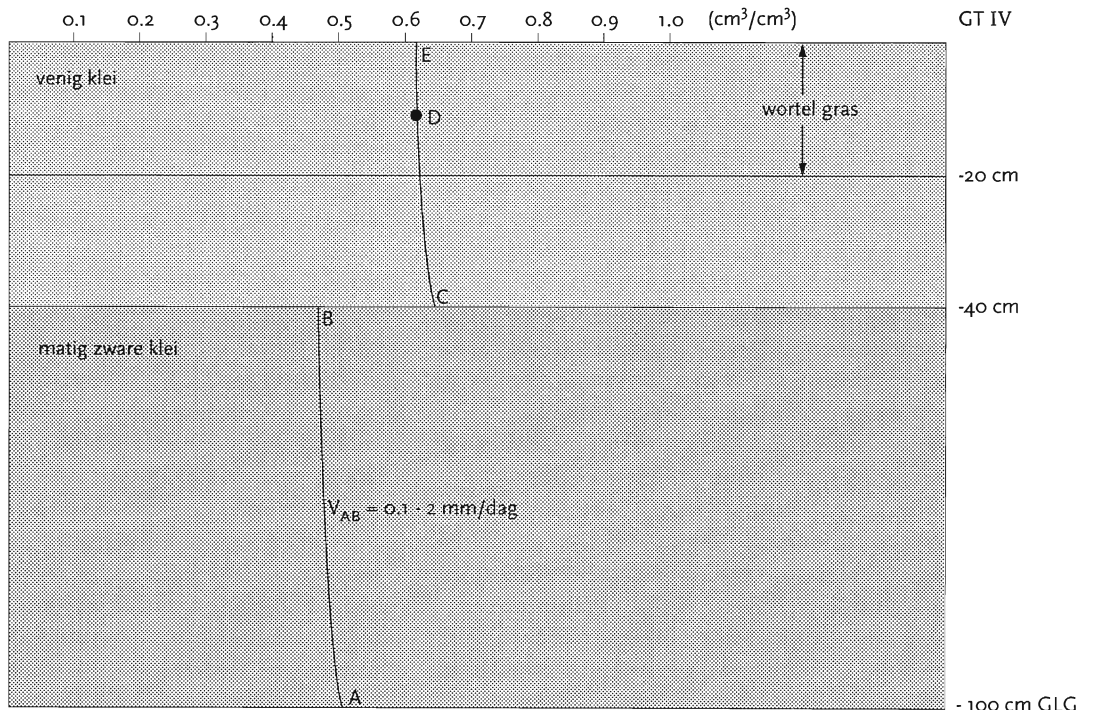
Een voorbeeld van een jaar, waarin het gedurende het eerste deel van het voorjaar erg droog was, is 1946 (Zie ref. 34) In Hoofddorp viel toen in februari 141 mm regen, in maart 26 mm en april 19 mm. Wat van de grote hoeveelheid van februari niet als hangwater in de bovenste laag is blijven hangen is naar beneden, naar het grondwater afgevoerd. Gegeven de weersomstandigheden zou er uitgaande van de Penman-methode in maart 34 mm en in april 92 mm water hebben kunnen verdampen. Vooral april was dus droog met een gemiddelde verdamping van 3 mm/dag. De verdamping in maart en april bedraagt bij volop zon volgens TABEL 23, zoals overigens verwacht mag worden, ook ongeveer 1 respectievelijk 3 mm/dag. Dit is trouwens een voorbeeld waarbij de bodem met Gt IV aan het eind van de maand april droger is dan een gebied met Gt II, ofwel kleinere mistkansen. Als wij namelijk voor de aanvoersnelheid weer 1.5 mm/dag nemen, betekent dit, dat er in maart met zijn verdamping van 1 mm/dag geen tekort ontstaat, alles wat verdampt wordt weer even snel aangevuld. Echter, de hoeveelheid water aan het einde van de maand april nog beschikbaar voor het gras is - nog steeds uitgaande van dezelfde aanvoersnelheid van 1.5 mm/dag - gelijk aan $88-92+30 \times 1.5 = 41$ mm ofwel een bodemvochtgehalte w van 47%. Wel moeten wij bedenken, dat juist, omdat water aan de wortelzone wordt onttrokken, de aanvoersnelheid ook stijgt en wij dus niet op die 47% zullen uitkomen maar hoger. Hoe het ook zij, hoewel wij verwachten, dat het bodemvochtgehalte w hoger zal uitpakken dan deze 47%, mag toch worden aangenomen, dat in dit geval van voorjaar 1946 de bodem van grasland met Gt II vochtiger zal zijn dan die met Gt IV ofwel aldaar hogere mistkansen.

Nu het najaar met bij Gt II en Gt IV een gemiddelde laagste grondwaterstand GLG van 70 respectievelijk 100 cm. Wij zouden voor de beschouwing van Gt II-najaar die van Gt IV-voorjaar over kunnen nemen, ware het niet, dat aan het einde van de zomer de hangwaterzone en ook de lagen daaronder niet meer zo vanzelfsprekend doordrenkt zijn met water, maar dat er eerder sprake is van het tegendeel. Figuur 59 maakt duidelijk, dat er in het zomerseizoen meer water verdampt dan er neerslag valt. Dit tekort aan water wordt door de planten, zoveel als mogelijk is, weer gecompenseerd met grondwater, waarvan de hoogte dus afneemt. Zie dezelfde Figuur 59.



Figuur 59. Het bovenste deel van deze figuur geeft het tekort aan water dat er vanaf april en zo verder de zomer in ontstaat door de verdamping van het gewas, dat dit voor een deel kan compenseren door grondwater op te nemen. Hierdoor daalt, zoals onderste deel van de figuur aangeeft, eveneens vanaf april de stand van de grondwaterspiegel.

Figuur 60. Grafische toelichting voor de berekening van watervoorziening aan gras vanuit grondwaterstand Gt IV in het najaar. Zie voor de beschrijving van de krommen lijnen AB en CE Figuur 57.



Gt II-grasland in de droogmakerijen kan in het najaar 1.5 mm (hele bodem nog steeds aardig verzadigd) tot 5 mm (steeds droger wordende bodem) water per dag leveren om de verdampte hoeveelheid water voor een groot deel te compenseren. Gt IV-grasland kan dat al minder. Zie Figuur 60. In punt B, dat is 60 cm boven de GLG van 100 cm, loopt de aanvoersnelheid in de klei van 0.1 mm/dag - als de zuigspanning gering is doordat de bodem toch al met water verzadigd is - tot 2 mm/dag als de bodem steeds droger wordt. Maar die 2 mm/dag wordt op die stijghoogte van 60 cm alleen gehaald bij een pF_3 en, zoals wij hierboven hebben laten zien, komt dit in de wortelzone overeen met een bodemvochtgehalte $w (= 100 \times 34 / 88) = 39 \%$. Dus wel een toegenomen aanvoersnelheid van 2 mm/dag - maar niet eens zo sterke wegens de grotere stijghoogte - naar een droge wortelzone, die toch nog steeds maar weinig water kan verdampen.

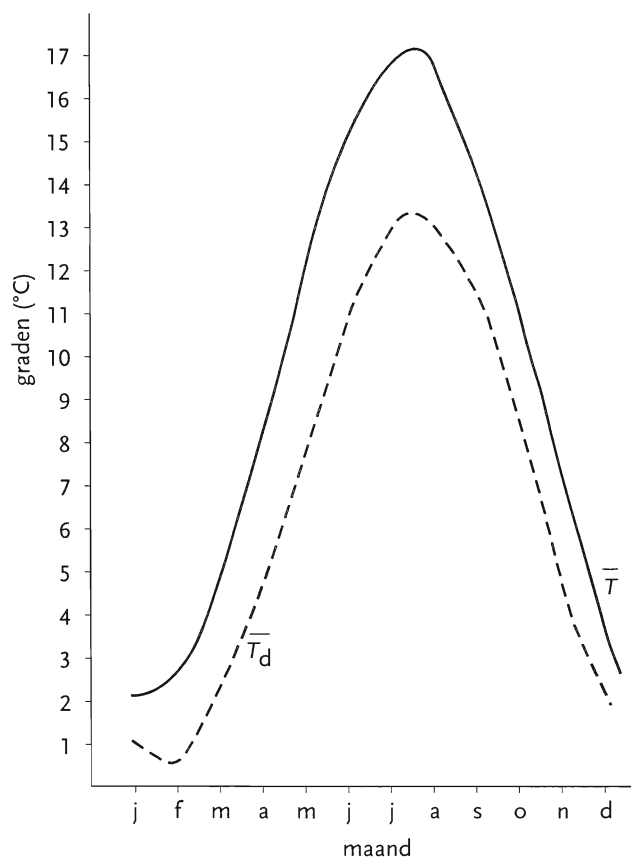
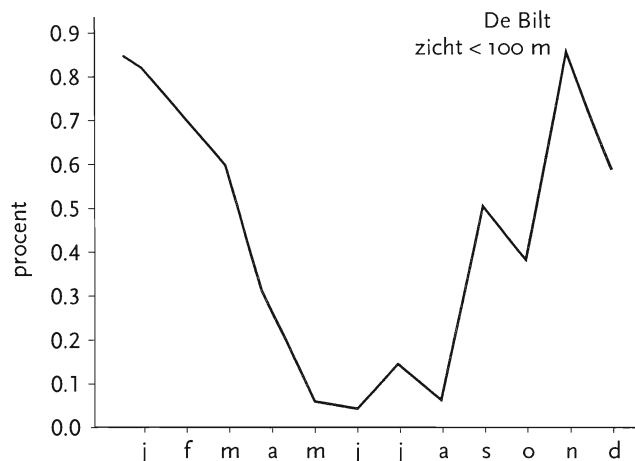
Aan de hand van een voorbeeld zullen wij aantonen dat in het najaar de kans op mist in geval van Gt II-grasland hoger is dan bij Gt IV-grasland. Zie Figuur 60. Veronderstel, dat midden september de hangwaterzone door regenval van de afgelopen tijd voor 100% met water gevuld is ofwel gedurende korte tijd is er ongeveer 88 mm of meer regen gevallen. En stel vervolgens, dat het daarna 25 dagen droog blijft. Het jaar 1975 zou als voorbeeld kunnen dienen. Zie weer ref. 34. In september viel in Hoofddorp 107 mm neerslag, terwijl in oktober maar 23 mm viel. Uitgaande van TABEL 23 is de verdamping dan ongeveer gelijk aan 2 mm/dag. In de hangwaterzone van Gt II-grasland staat aan het einde van de droge periode nog $88 - (2.0 - 1.5) \times 25 \approx 76 \text{ mm}$ water voor de verdamping ter beschikking ofwel in procenten bodemvocht

$w \approx 86\%$. Er van uitgaande, dat aan het begin van de droge periode door de voorafgaande regenval de bodem verzadigd is met water, zou op de stijghoogte van 60 cm in de kleilaag de aanvoersnelheid dan 0.1 mm/dag zijn. Even aannemende, dat deze aanvoersnelheid gedurende de 25 dagen gelijk blijft, betekent dit, dat aan het einde van die periode in het najaar bij grasland met een Gt IV de hoeveelheid bodemvocht terugloopt tot $88 - (2.0 - 0.1) \times 25 \approx 41$ mm ofwel $w \approx 47\%$. Maar, net zoals wij in het voorbeeld van het voorjaar ook al hebben opgemerkt, de hoeveelheid bodemvocht zal na deze 25 dagen wel iets hoger zijn dan deze 47%, omdat door het droger worden van de grond de zuigspanning toeneemt en daarmee de aanvoersnelheid, een positieve terugkoppeling dus. Toch maakt dit voorbeeld duidelijk, dat in het najaar het bodemvochtgehalte in grasland met een grondwatertrap Gt II hoger zal zijn dan die met Gt IV. En zoals wij in Hoofdstuk VII hebben laten zien, leidt dit verschil in beschikbaar water tot verschillen in mistkansen.

In het najaar zal stralingsmist dus plaatselijk zijn en meer gebonden aan Gt II plekken. Dit maakt het optreden van stralingsmist daarom in dat seizoen verraderlijker. In het voorjaar zal, omdat de bodem meestal overal verzadigd is met water, op grote schaal dichte stralingsmist kunnen ontstaan, de weggebruiker wordt er als het ware, zodra hij zijn huis uitstapt, al mee geconfronteerd. In het najaar kunnen tijdens een stralingsnacht grote gebieden vrij van stralingsmist zijn, maar lokaal kan plotseling in de meer vochtige gebieden de dichte stralingsmist wel ontstaan.

Het meer grillig optreden van stralingsmist in het najaar komt ook tot uitdrukking in de mistkansen. Zie Figuur 61 (ref. 35), waarin naast de kans op mist met een zicht van minder dan 100 m in De Bilt ook de gemiddelde temperatuur en dauwpunt van elke maand wordt gepresenteerd als ook Figuur 62 (ref. 35) met de waarnemingen van de vliegbases Eindhoven, Gilze-Rijen, Soesterberg en Deelen. In het voorjaar is het verloop vrij regelmatig. Er is nog genoeg water (hangwater plus hoge stand grondwater) voor een optimale verdamping voor alle stations. Het mag langere tijd regenen en daarna weer een tijdlang droog zijn, de bodem blijft vochtig en mochten de omstandigheden gunstig zijn, dan kan er genoeg worden verdampt voor de vorming van mist. Hetzelfde geldt voor alle andere plaatsen in het land, zeker voor die gebieden met hoge grondwaterstanden.

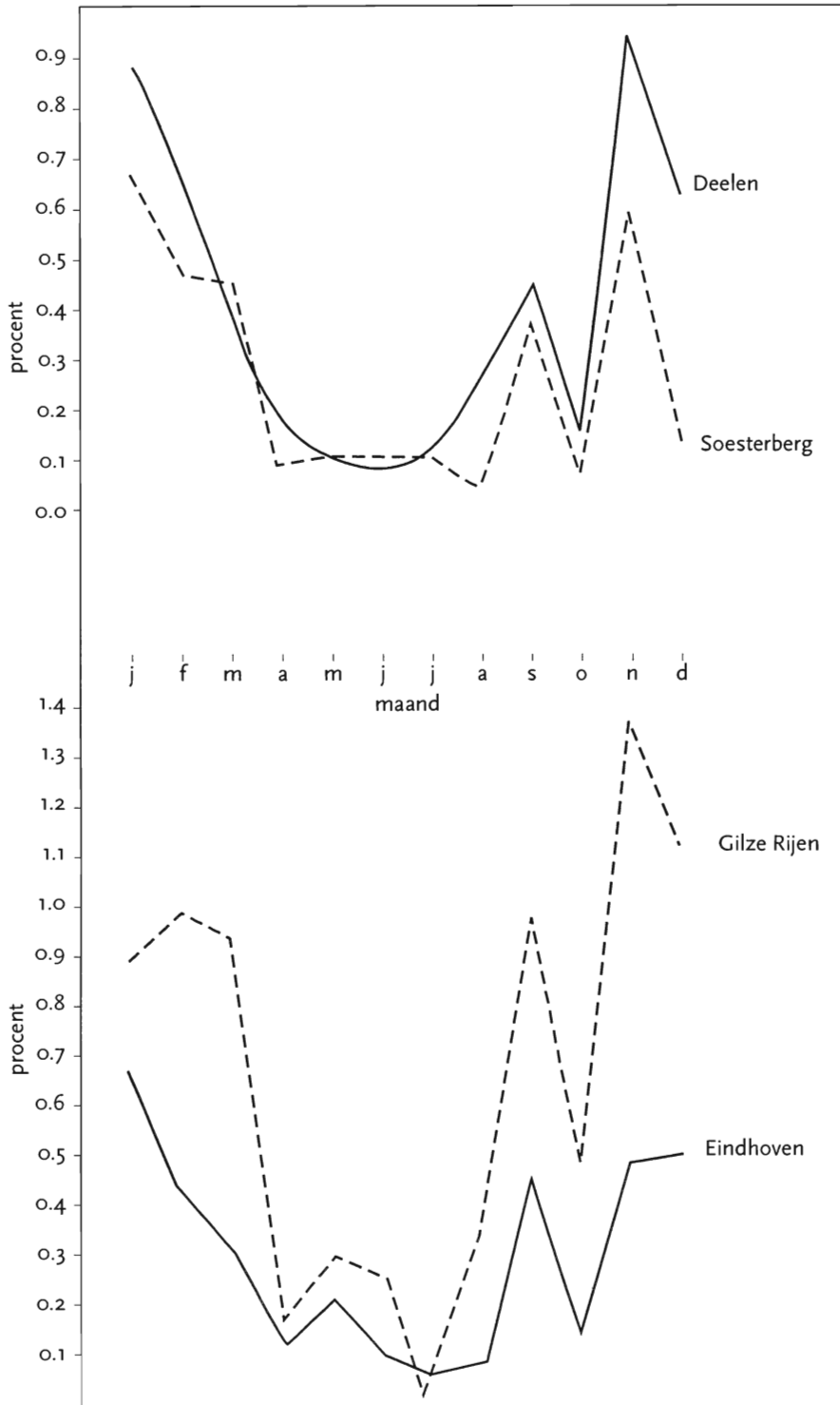
In het najaar begint de droogte van de bodem van belang te worden, hangwater is niet meer zo vanzelfsprekend aanwezig en ook kan de toevoer vanuit het grondwater, wanneer zich dit ver beneden het maaiveld bevindt, in het geheel niet meer toereikend zijn. In het geval van de goed gedraineerde vliegvelden zal de grilligheid worden veroorzaakt door de afwisseling van natte en droge perioden. Voor gebieden met lage grondwaterstanden, die als het ware ook goed gedraineerd zijn, geldt hetzelfde. Ook die worden alleen vochtig na regenval. De bodem van gebieden met hoge grondwaterstanden blijft vochtig en daar zal dan ook, zodra de



Figuur 61. Bovenste deel geeft frequentieverdeling in procenten van het totaal aantal uurlijkse waarnemingen met een horizontaal zicht van mist minder dan 100 m in de Bilt voor de verschillende maanden voor de jaren 1981 - 1989. Het onderste deel presenteert de gemiddelde temperatuur T en dauwpunt T_d gedurende het jaar bepaald over de jaren 1961 - 1990. Let op de afname van de mistkansen bij de hoge luchttemperaturen in de zomer.

meteorologische omstandigheden er gunstig voor zijn, zich stralingsmist kunnen vormen.

Ten tweede valt aan de Figuren 61 en 62 op te merken, dat bij



Figuur 62. Frequentieverdeling in procenten van het totaal aantal uurlijkse waarnemingen met een horizontaal zicht van minder dan 100 m voor de vliegvelden Deelen, Soesterberg, Gilze Rijen en Eindhoven. Het verloop is in het najaar grilliger dan in het voorjaar.

het toenemen van de temperaturen de kans op mist, zoals eveneens in Hoofdstuk VII al is aangetoond, afneemt. Ten derde moet er de aandacht op worden gevestigd, dat bij dezelfde gemiddelde temperatuur de mistkansen in het voorjaar kleiner zijn dan in het najaar. Echter, lettend op het verloop van de gemiddelde dauwpuntstemperatuur blijkt duidelijk, dat die juist in het najaar hoger zijn. Dus mogen wij stellen, dat, wanneer de mistkansen in het najaar bij

dezelfde temperaturen groter zijn dan in het voorjaar, dit komt, doordat de dauwpunten hogere waarden hebben. Deze hogere waarden hangen dan samen met de aanvoer van vochtiger lucht, niet met de verdamping van grasland. Een vierde opmerking betreft de maximale windsnelheid waarbij nog stralingsmist kan optreden. Verwacht mag worden, dat in het voorjaar, wanneer de bodem overal met water is verzadigd, bij de maximale wind van 2 m/s eerder

stralingsmist zal ontstaan dan in het najaar. In het najaar ligt het allemaal gevoeliger en kan bij een lichte toename van de wind de vochtige lucht, die boven een beperkt gebied met een hoger bodemvochtgehalte dan de omgeving is ontstaan, al over een droger gebied worden verstrooid, zodat zich geen stralingsmist meer kan vormen. In het voorjaar ligt het allemaal niet zo gevoelig, een verplaatsing van de ene vochtige plek naar de nabij gelegen andere maakt geen verschil.

In de Inleiding is er al op gewezen, dat Wessels aan de hand van zichtmetingen langs de snelweg A16 nabij Breda op statistische wijze een relatie heeft afgeleid, waarbij de kans op mist afhangt van de bodemsoort en wel in relatie tot het vermogen vocht vast te houden. De relatie ziet er als volgt uit:

$$\text{kans op mist in promille} = 7.0 + 3.0d$$

met $d = 0$ voor droog zand of stedelijke bebouwing tot 3 voor klei of veen en 4 voor een gebied met open water vlak in de buurt. Wessels noemt een gebied met $d = 0$ droog, $d = 1$ matig droog, $d = 2$ matig vochtig, $d = 3$ vochtig en $d = 4$ zou hij zeer vochtig noemen.

Deze mistkans geeft aan het promillage van de totale tijd, dat het zich minder dan 200 m bedraagt. Dit is meestal het geval bij stralingsmist.

Bij onderzoek naar mistgevoelige plaatsen langs andere snelwegen hebben wij dezelfde relatie als hierboven gebruikt, maar karakteriseren wij de mate, waarin de bodem nat kan zijn, niet met de soort bodem (zand, klei, veen enz. zoals Wessels doet), maar met de grondwaterstand. Wij gebruiken de volgende indeling voor d:

- 0 voor stedelijke bebouwing of $G_t > V$ = droog
- 1 voor zand, veen of klei met een grondwaterstand van meer dan 40 cm onder het maaiveld G_t IV = matig droog
- 2 voor zand, veen of klei met een grondwaterstand iets minder dan 40 cm beneden het maaiveld G_t III = matig nat
- 3 voor zand, veen en klei met grondwaterstand dicht bij het maaiveld G_t II = nat
- 4 voor water bij oppervlak G_t I of open water = zeer nat

Wij hebben voor deze indeling gekozen, omdat in dit rapport duidelijk is gemaakt, hoe de verdamping van gras in de loop van het jaar inderdaad afhangt van de grondwaterstand. Dit verband lijkt ons daarom zinvoller dan één, die gebaseerd is op de bodemsoort. Wessels noemt bijvoorbeeld klei of veengronden vochtig, terwijl TABEL 4 duidelijk maakt dat klei vaak veel minder vocht bevat dan veen. Waar dan wel weer tegenover staat, dat klei door de sterke capillaire werking lang vocht vanuit het grondwater aan de verdampende planten kan blijven geven, iets wat veen door zijn grote hoeveelheid hangwater ook lang kan doen. Wat betreft zand, deze grondsoort kan inderdaad weinig water bevatten, maar bij een

hoge grondwaterstand is dat gebied met zand toch ook vochtig en kan gras langdurig water blijven verdampen. Echter, Wessels (ref. 36) zal beweren, dat juist de zandgebieden in heuvelachtige gebieden liggen met lage grondwaterstanden zoals op de Veluwe. Verder kan veen dan wel worden gekenmerkt als vochtig, maar, als de grondwaterstand laag is, zal ook het veen na een periode zonder regen snel uitdrogen. Maar ook hier leert bijvoorbeeld de kaart met de omgeving van Purmerend, zoals geschetst in Figuur 54, dat bij veen de grondwaterstand hoog is. Kortom er lijkt een zekere relatie - die overigens nog wel bewezen zou moeten worden - te bestaan tussen de bodemsoort en grondwaterstand en daarom hebben ook wij de relatie van Wessels gebruikt bij het onderzoek naar mistgevoelige plaatsen.

10 De maximale wind waarbij stralingsmist (= niet advectieve mist) optreedt

Ook nu geeft het artikel van Taylor stof tot overdenking, wanneer hij opmerkt (citaat): “Het is een zaak van simpel waarnemen dat mistvelden bij weinig of geen wind optreden en gewoonlijk verschijnen, wanneer er aan de hemel geen wolken zijn. Dit suggereert dat zij gedurende de nacht op de plaats worden gevormd, alwaar zij in de morgen worden geobserveerd”. En even verder: “De extreme zwakheid van de wind tijdens mist doet vermoeden, dat het optreden van mist op elke plaats te danken is aan de afkoeling van de naburige grond en niet aan een mistveld, dat ergens anders vandaan is gekomen. Wanneer stilstaande lucht wordt afgekoeld...”. De vraag moet immers gesteld worden, waarom stralingsmist zich niet verplaatst, terwijl, zoals Taylor zelf ook bewijst, er voor de vorming van die mist juist wel enige wind moet staan. Immers, stel dat de windsnelheid op 10 meter hoog 1.5 m/sec is, dat betekent dan in een uur tijds een verplaatsing van 5.4 km. Tegengeworpen kan worden, dat op hoogten lager dan 10 m de windsnelheid geringer zal zijn. Maar dan doet zich het probleem voor, dat verklaard moet worden waarom het zich vormende mistveld niet uit elkaar wordt gerukt, omdat op lagere hoogten de mist zich over minder grote afstanden dan 5.4 km voortbeweegt. Hetzelfde geldt voor mist op hoogten groter dan 10 m, aangezien stralingsmist hoogten bereikt tussen 10 en 150 meter. Ook dan moet het zich niet verplaatsen van de stralingsmist worden verklaard. Taylor bewijst dus, dat alleen bij enige wind met de daarbij behorende turbulente menging stralingsmist van enige omvang kan ontstaan. Dit wetende stellen wij, dat, ingeval de wind de mist niet kan meevoeren, de horizontale wind over moet kunnen gaan in een verticale en wel door middel van wervels; enkel verticaal ronddraaiend in een cirkelboog is er geen voorwaartse verplaatsing meer.

Uit experimenten (Deacon ref. 37) blijkt dat voor de vrije weglengte l van de wervelende luchtpakketjes in de verticaal (zie Figuur 18) te schrijven is:

$$l = \kappa z_0 \left(\frac{z}{z_0} \right)^m ,$$

waarin κ de constante van Karman is met als waarde 0.4, z_0 de wrijvingslengte en m een grootte die de opbouw van de atmosfeer karakteriseert. Deze m loopt in de experimenten van Deacon van 0.70 voor een stabiele atmosfeer tot 1.20 in het geval van een onstabiele atmosfeer. Deze beschrijving van de vrije weglengte sluit aan bij wat verwacht mag worden, namelijk dat bij een stabiele opbouw wervelingen onderdrukt zullen worden (een kleine vrije weglengte), maar dat de grootte van de wervels toeneemt in ruw terrein ofwel bij grotere wrijvingslengten.

Als eerste voorbeeld wordt genomen een terrein met een ruwheid van $z_0 = 0.05$ m. Dat is in de beschrijving van ref. 20 een tamelijk open landschap. Aanstands, als het mistonderzoek van Cannemeijer en Stalenhoef rond Schiphol ter sprake zal komen, zal blijken dat deze keuze niet willekeurig is. Zie Figuur 19.b.

De vrije weglengte l op de 10 m-hoogte van de windmeting is dan in een stabiele atmosfeer met $m = 0.7$ gelijk aan $l = 0.8$ m. In geval van ruw terrein kan voor de wrijvingslengte $z_0 = 0.3$ m genomen worden. Ruw terrein is bouwland met afwisselend hoge en lage gewassen. Daarnaast zijn er grote obstakels (rijen bebladerde bomen, lage boomgaarden enz.) met onderlinge afstanden van ongeveer 15 x hun hoogte. Ook kan een dergelijk landschap wijngaarden bevatten en maisvelden. Zie Figuur 19.e. Bij stabiel weer wordt de vrije weglengte op 10 m hoog dan ongeveer 1.4 m.

Wij nemen het geval van tamelijk open terrein met op 10 meter hoogte een vrije weglengte in de verticaal van 0.8 m. Als de werveling begint en het deeltje een cirkelvormige baan gaat beschrijven, is dat langs een boog met een straal $r (=l/2)$ van 0.4 m. Als het luchtpakketje op 10 meter hoog een door de windmast gemeten horizontale snelheid van U_{10} m/s heeft en wij er van uitgaan, dat de beweging langs de wervel een eenparige cirkelvormige beweging is, dan kan op de bekende wijze voor de middelpuntzoekende versnelling a (of uitgaande van een waarnemer in het luchtpakketje voor de centrifugale versnelling) geschreven worden:

$$a = \frac{U_{10}^2}{r} .$$

Stel dus, dat het luchtpakketje om wat voor mechanische reden van zijn horizontale beweging overgaat in de kromlijnige beweging van een wervel, in een naar beneden gerichte beweging in het verticale vlak. Dan zal uitgaande van een waarnemer in het pakketje deze al bij het begin, bij het inzetten van de wervel, besluiten, dat een centrifugale kracht op het luchtpakketje werkzaam is. De versnelling van deze kracht is even groot als die van de centripetale maar tegengesteld gericht, dus vlak bij het begin van de wervel omhoog. Om het luchtpakketje toch in zijn kromlijnige baan naar beneden te houden moet de zwaartekracht met versnelling g (≈ 10 m/s²), die volgens een waarnemer in het pakketje naast de centrifugale kracht ook op het pakketje werkt, groter of in het uiterste geval gelijk zijn aan deze centrifugale kracht ofwel:

$$\frac{U_{10}^2}{r} \leq 10 \text{ m/s}^2$$

Als de versnelling van de zwaartekracht gelijk is aan die van de centrifugale, kan het luchtpakketje aan de naar beneden gerichte wervel beginnen. Dit geldt bij een horizontale snelheid U_{10} van ongeveer 2.0 m/s. In geval de centrifugale versnelling in het begin van de werveling al kleiner is dan die van de zwaartekracht, zal het luchtpakketje onder invloed van de zwaartekracht dalen, de wervel wordt niet afgemaakt en er is dan ook geen voorwaartse beweging meer.

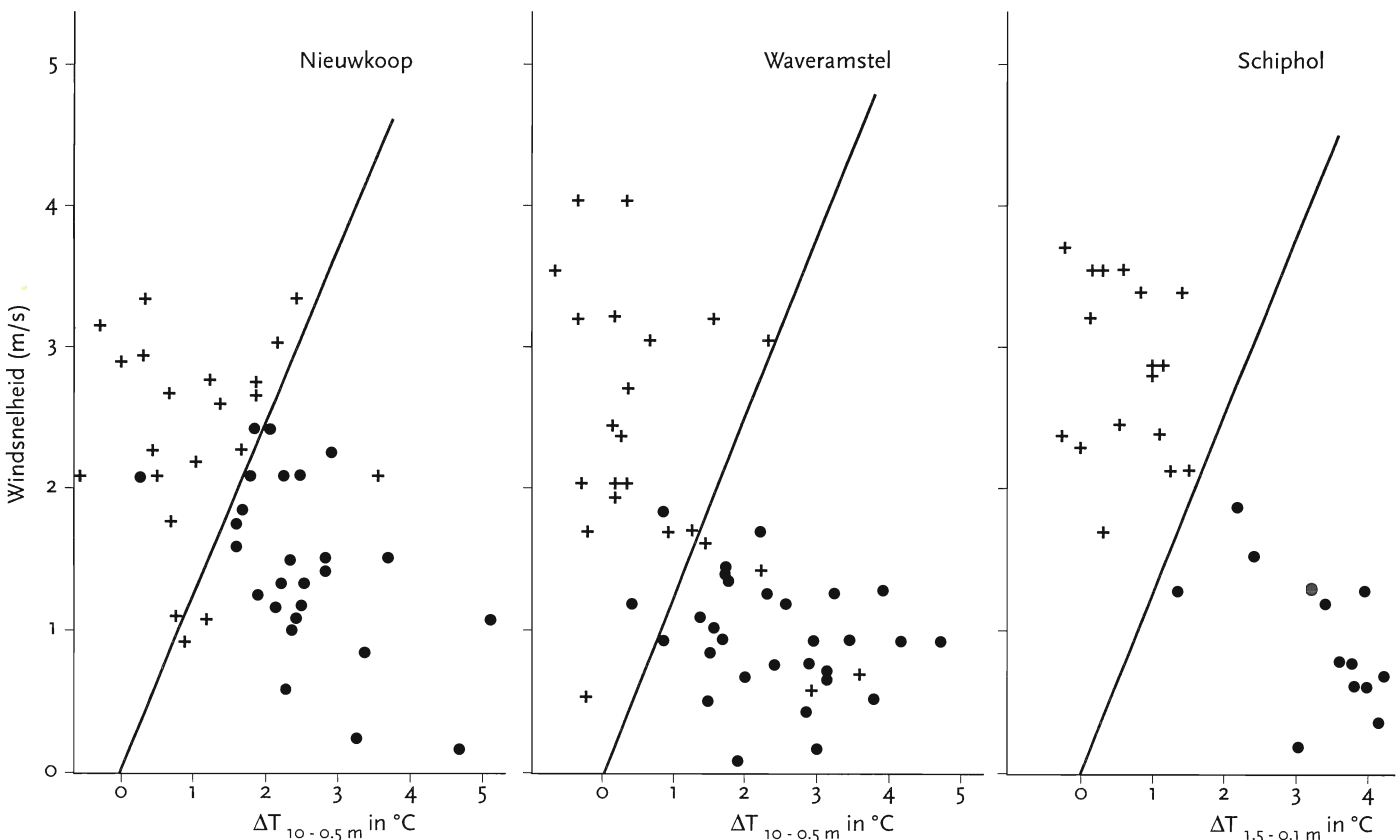
Die voorwaartse beweging is er wel, ingeval de horizontale snelheid U_{10} boven tamelijk open terrein groter is dan 2 m/s. Wij hebben dan als het ware te maken met de beschrijving van de baan van het ventiel (=luchtpakketje) van een fietsband van een voortbewegende fiets (= windveld).

Voor ruw terrein is de straal van de wervel $1.4/2 = 0.7$ meter en uitgaande van bovenstaande ongelijkheid wordt dan voor de maximale horizontale snelheid, waarbij de horizontale beweging kan overgaan in een vrijwel volledige verticale beweging van de wervel, gevonden dat $U_{10} \approx 2.6$ m/s moet zijn. Hoewel de vrije weglengten boven open en ruw terrein flink van elkaar verschillen, is dat bij de maximale snelheden, waarbij nog stralingsmist kan ontstaan, minder het geval. Bovenstaande beschouwing over de maximale wind wordt

door Figuur 63 afkomstig uit rapport van Cannemeijer en Stalenhoef (ref. 38), waarin hun mistonderzoek rond de luchthaven Schiphol wordt beschreven, ondersteund. De eerlijkheid gebiedt overigens om te zeggen, dat dit onderzoek naar de maximale wind juist is aangevat vanwege deze metingen, waarbij de 2m/s grens zo in het oog springt, dus de omgekeerde gang van zaken. De schuine lijn geeft telkens de scheiding aan tussen stralingsmist en advectione mist. In bijna alle gevallen ontstaat stralingsmist bij windsnelheden kleiner dan 2 m/s.

Deze figuur maakt verder duidelijk, dat bij eenzelfde temperatuurgradiënt er een maximale wind is, waarbij nog stralingsmist kan ontstaan, maar dat dat bij dezelfde opbouw van de atmosfeer ook bij lagere windsnelheden kan. Voorts ondersteunen deze metingen de veronderstelling, dat bij toenemende stabiliteit van de atmosfeer (= grotere temperatuurgradiënt, zie x-as), de wervel ofwel de straal van de door het luchtpakketje beschreven boog steeds kleiner wordt en daarmee ook de maximale wind U_{10} , waar beneden zich nog stralingsmist kan vormen. Er dient te worden opgemerkt, dat juist, omdat de windsnelheid zo gering is, de opbouw van de atmosfeer erg stabiel kan worden. De zwakke wind is de werkelijke oorzaak van de stabiele opbouw van de atmosfeer en als bijkomend verschijnsel kan zich stralingsmist vormen.

Nu worden in Figuur 63 wel hele kleine windsnelheden



Figuur 63. Het optreden van advectione en stralingsmist in afhankelijkheid van de windsnelheid en het temperatuurverschil $\Delta T_{10-0.5 \text{ m}}$ tussen de hoogten 10 en 0.5 m voor de stations Nieuwkoop, Waveramstel en Schiphol gemeten voor het begin van de mistperiode. Advectione mist wordt aangegeven met een +, stralingsmist met •. De schuine lijn geeft de scheiding aan tussen advectione en stralingsmist.

gepresenteerd, terwijl windmeters pas betrouwbare resultaten leveren bij snelheden groter dan 1 m/s. Zie het boek *Windklimaat van Nederland* (ref. 39). Deze hele kleine windsnelheden zijn verkregen door gewoonweg het gemiddelde te nemen van de windmetingen die gedurende 5 minuten zijn gedaan. Dus al had het maar gedurende een minuut 1 m/s gewaaid en de rest van de tijd was het volgens de windmeter windstil geweest dan was voor de U_{10} 0.2 m/s genomen. Maar de middeling gaat nog verder. De wind- en temperatuurmetingen in Figuur 63 zijn het gemiddelde van het halve uur voordat de stralingsmist ontstaat. En wel het gemiddelde van de 5-minuten waarnemingen h-h+5, h+15-h+20 en h+25-h+30. Deze uitleg verklaart ook het feit, dat, hoewel wij hiervoor aannemelijk hebben gemaakt, dat bij windsnelheden kleiner dan 1 m/s er geen stralingsmist optreedt, dat bij deze metingen wel is gebeurd.

De omgeving van meetstation Nieuwkoop, dat omgeven is door vlak grasland (zie beschrijving door Cannemeijer en Stalenhoef), kan met de wrijvingslengte $z_0 = 0.05$ m - hiervan is overigens al gebruik gemaakt bij de berekening van de vrije weglengte - worden gekarakteriseerd. Als dan in geval van een zeer stabiele opbouw van de atmosfeer ($\Delta T_{10-0.5}$ m langs de x-as ≈ 5 °C) in de uitdrukking van Deacon voor de verticale vrije weglengte voor $m = 0.5$ wordt genomen, wordt de maximale snelheid U_{10} , waarbij nog stralingsmist kan ontstaan, 1.2 m/s. Ook dit sluit aan bij de metingen met daarbij nogmaals de hierboven gemaakte kanttekening, namelijk dat eerst al de wind heel zwak moet zijn, wil het tot een erg stabiele opbouw van de atmosfeer met een $m = 0.5$ komen. Als zich dan ook nog stralingsmist vormt, is dat een bijkomend verschijnsel. Opgemerkt dient te worden, dat, hoewel de omgeving van Waveramstel ("the station Waveramstel is situated near a lot of obstructions such as houses, trees and a dyke") ruwer is dan die van Nieuwkoop, het ontstaan van stralingsmist bij lagere windsnelheden optreedt. De reden is, dat de metingen van Figuur 63 coïncidentmetingen zijn. Omdat de ruwheid op station Nieuwkoop geringer is dan bij Waveramstel, zal daarom, wanneer stralingsmist op Waveramstel en Nieuwkoop tegelijkertijd wordt waargenomen, de windsnelheid op station Waveramstel kleiner zijn dan die te Nieuwkoop. In Figuur 48 (ook afkomstig uit het mistonderzoek rond Schiphol) wordt een waarneming, die op 14 maart 1974 is gedaan, beschreven. Voor zonsopkomst (zie pijl) is op de stations Nieuwkoop en Waveramstel sprake van stralingsmist, na zonsopkomst is de zichtverslechtering, ook op Schiphol, te danken aan advectieve mist. Deze observaties bevestigen, dat voor het ontstaan van stralingsmist windsnelheden kleiner dan 2 m/s een vereiste zijn. Zie het ontstaan van stralingsmist op station Waveramstel vanaf het moment, dat de windsnelheid om ongeveer 03.00 UT beneden de 2 m/s komt, en let op het wegtrekken - tot uitdrukking komend in de zichtverbetering - van de stralingsmist, als de windsnelheid meer dan 2 m/s bedraagt. Op het station Nieuwkoop vormt

zich ook stralingsmist bij een windsnelheid minder dan 2 m/s. De mist verdwijnt overigens al van dit station (03.00 UT), terwijl de windsnelheid nog kleiner is dan 2 m/s. In Figuur 48 zijn eveneens windmetingen van de meetmast Cabauw opgenomen. Volgens de auteurs was daar tussen 01.00 en 03.00 UT ook stralingsmist ontstaan met een hoogte tussen 5 en 20 meter. De wind waaide daar op 80 meter uit richtingen tussen 230 - 240°. Volgens Driedonks is de wrijvingslengte z_0 van het gebied in die richtingen gelijk aan 0.06 m (ref. 40). Uitgaande van dezelfde berekening van de horizontale wind, die moet overgaan in verticale wervels, kan weer de maximale wind, waar beneden zich nog stralingsmist kan vormen, worden afgeleid. In dit geval wordt voor die windsnelheid $U_{80} = 4.3$ m/s. En ook nu liggen bij de vorming van stralingsmist de waargenomen windsnelheden van Cabauw (gedaan op een veel grotere hoogte dan tot waar de stralingsmist kwam) beneden de theoretisch berekende maximale wind. Overigens moet wel worden bedacht, dat wij er bij dit alles vanuit zijn gegaan, dat de menglaag bij Cabauw hoger is geweest dan deze 80 meter. Maar omdat de stralingsmist op Cabauw na 03.00 UT, zoals Figuur 48 aangeeft, inderdaad bij een windsnelheid groter dan 4.3 m/s is verdwenen, lijkt het erop dat de menglaag hoger zal zijn geweest dan 80 m. De wind op 80 meter hoog koppelt in dit geval immers op dezelfde wijze met de stralingsmist nabij het aardoppervlak als een wind op 10 meter hoog dat zou doen. En dit zou er weer op duiden, dat, wanneer in de menglaag voor de wind op 10 meter hoog de mogelijkheid bestaat om beneden een bepaalde grens van een horizontale beweging volledig over te gaan in een zich niet meer verplaatsende verticale wervel, dit ook voor de windsnelheden op grotere hoogten geldt. Ofwel zonder van plaats te veranderen kan stralingsmist tot waargenomen hoogten boven de 100 meter - zijnde dezelfde hoogten tot waartoe de menglaag in dit soort situaties kan reiken - uitgroeien.

Tot nu toe is onderzocht wat de maximale windsnelheid kan zijn, waarbij zich nog stralingsmist kan vormen in geval de atmosfeer stabiel van opbouw is. Stabiel, want de stralingsmist vormt zich in heldere nachten met weinig wind en bij die situatie hoort deze opbouw. Maar wij hebben gezien, dat twee uur voor zonsopgang, als de menglaag zich gaat instellen, de atmosfeer neutraal van opbouw is. Vochtige gebieden verdampen meer en zullen de concentratie van de waterdamp in de menglaag boven zich doen toenemen, zoals wij eerder hebben gezien, mits de wind de vochtiger lucht niet wegvoert. Ook in het neutrale geval zal de horizontale verplaatsing er niet zijn, als de horizontale beweging overgaat in enkel een verticale wervel. In het neutrale geval wordt in de formule van Deacon, waarmee de vrije weglengte l wordt beschreven, $m = 1$ ofwel $l = 0.4 z$. Op 10 meter hoogte is de vrije weglengte in het neutrale geval gelijk aan 4 m en weer dezelfde berekening volgend als bij de stabiele opbouw levert dit een maximumsnelheid van $U_{10, \max}$ (neutraal) = 4.5 m/s. Bij een onstabiele opbouw, die bij

zonnig weer overdag optreedt, wordt een maximale snelheid van 6.6 m/s berekend.

Terzijde, indien deze redenering juist is, zullen niet alleen gebieden met vochtige lucht bij windsnelheden lager dan een bepaald maximum (afhankelijk of de atmosfeer neutraal dan wel stabiel van opbouw is) zich nauwelijks meer verplaatsen, maar bijvoorbeeld ook die met luchtverontreiniging.

In TABEL 24 geven wij nog eens de maximale windsnelheid, waarbij stralingsmist kan ontstaan in afhankelijkheid van de wrijvingslengte van het terrein. Wij berekenen deze 10-meter wind voor zeer stabiel ($m = 0.5$) en stabiel ($m = 0.7$) weer. Tevens wordt de vrije weglengte l voor beide gevallen gepresenteerd.

Tabel 24

 $z = 10 \text{ m}$

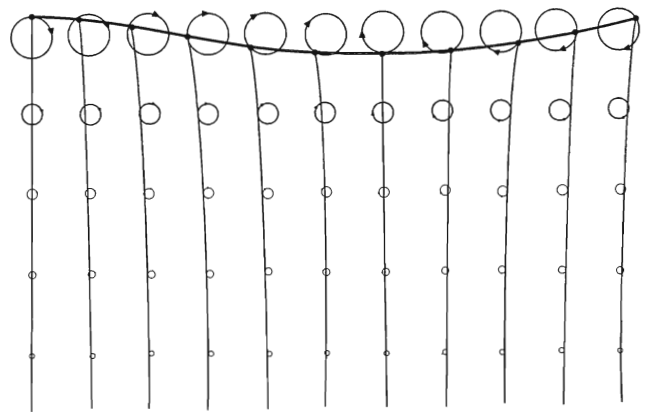
z_0 (m)	stabiliteit			
	$m = 0.5$		$m = 0.7$	
	l (m)	v_{\max} (m/s)	l (m)	v_{\max} (m/s)
0.01	0.1	0.8	0.5	1.6
0.02	0.2	0.9	0.6	1.8
0.03	0.2	1.0	0.7	1.9
0.04	0.3	1.1	0.8	2.0
0.05	0.3	1.2	0.8	2.0
0.10	0.4	1.4	1.0	2.2
0.15	0.5	1.6	1.1	2.4
0.20	0.6	1.7	1.2	2.5
0.30	0.7	1.9	1.4	2.6
0.40	0.8	2.0	1.5	2.8

Wanneer wij voor de ondergrens, waarbij zich nog stralingsmist kan vormen de 1 m/s aanhouden, volgt uit de tabel, dat in zeer open gebieden ($z_0 = 0.01 \text{ m}$) bij zeer stabiel weer ($m = 0.5$) wel eens niet stralingsmist zou kunnen ontstaan. Immers, de maximale wind waar beneden zich alleen maar stralingsmist kan vormen is dan kleiner dan deze ondergrens. Ja, zelfs in een nog tamelijk open landschap ($z_0 = 0.05 - 0.1 \text{ m}$) is het windsnelheidsinterval (1-rond 1.3 m/s) nog erg beperkt. Dus ook boven dit soort gebieden zal bij zeer stabiel weer in de nacht niet zo gemakkelijk stralingsmist kunnen ontstaan. De tabel geeft aan, dat het in een ruw tot zeer ruw landschap ($z_0 = 0.3 - 0.4 \text{ m}$) makkelijker gaat. Maar juist in dit soort gebieden is, zoals wij al eerder hebben duidelijk gemaakt, de nachtelijke uitstraling boven weilandjes omzoomd door bomenrijen niet zo groot meer en daardoor de afkoeling. Dat in zeer open gebieden tijdens zeer stabiel weer de vrije weglengte gering is en daarmee de turbulente uitwisseling - die echter juist wel weer nodig is voor het doen ontstaan van stralingsmist - daarover willen wij het nu verder niet meer hebben. In het geval van een stabiele opbouw van de atmosfeer ($m = 0.7$) zijn bovengenoemde beschouwingen met betrekking tot het soort terrein en de daarbij behorende vrije weglengte - afgezien dus weer van het zeer ruwe terrein met zijn beschermende bomenrijen - niet meer zo van toepassing en kan zich wel stralingsmist vormen.

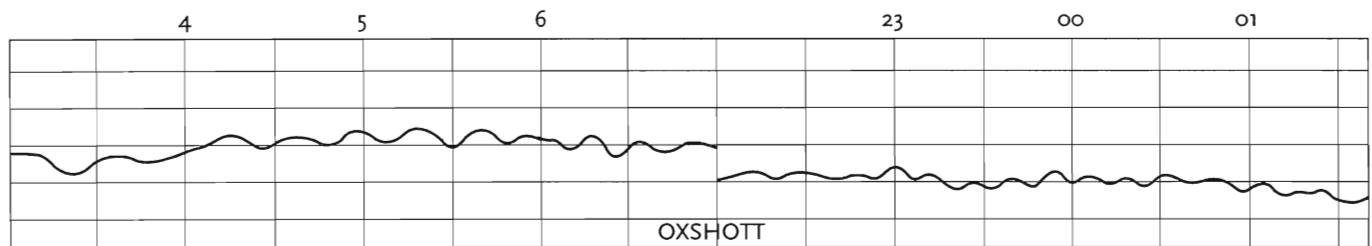
Samenvattend kunnen wij daarom stellen dat de kans op het ontstaan van stralingsmist bij zeer stabiel weer, wat ook de andere omstandigheden mogen zijn, klein zal zijn.

Tot zover gekomen zijnde moeten wij erkennen, dat er toch nog enig gevoel van onbehagen blijft bestaan met betrekking tot de afleiding van die maximale wind waarbij zich nog stralingsmist zou kunnen vormen. Dat voor het op dezelfde plek blijven van een mistveld de horizontale wind in een verticale wervel moet overgaan, daar lijkt weinig op aan te merken. Maar het is wel nodig dat deze overgang van horizontaal naar verticaal minstens een kwartier - deze tijd is volgens metingen ongeveer nodig om dichte stralingsmist te vormen - op dezelfde plaats aanhoudt en dat in een turbulente omgeving, waarin alles juist op een grillige wijze in tijd en ruimte verandert.

Daarom neigen wij er toe om de volgende, misschien gewaagde veronderstelling, die overigens wel, zij het voor een deel, aansluit bij de huidige inzichten over hetgeen zich in de stabiele nachtelijke grenslaag afspeelt, uit te spreken. Hierboven is de straal van de turbulente wervels berekend, die na hun ontstaan alras weer uiteenvallen in kleinere en zo voort. Maar stel nu eens, dat wij van deze wervels het bijvoeglijk naamwoord turbulent weglaten en dat wij ze gaan opvatten als echte wervels, die zich gedurende langere tijd handhaven. Dan dringt de analogie met watergolven, die ontstaan door ronddraaiende waterdeeltjes zich vanzelf op. Zie Figuur 64. Er is dan net zoals bij watergolven geen sprake meer van zich voortbewegende luchtmaterie, maar, zoals men dat dan noemt, een zich voortplantende bewegingsvorm. Een windmeter meet dan de luchtbeweging horende bij deze lopende golven. Net zoals bij watergolven worden de stralen van de wervels volgens de door Deacon bepaalde relatie richting aardoppervlak gaand steeds kleiner en daarmee de amplitude van de golf of, zoals wij bij de Cabauw-meting van het voorbeeld hiervoor hebben berekend, naar boven, richting top menglaag gaand, steeds groter. Als deze veronderstelling juist zou zijn, betekent dit, dat de zich vormende stralingsmist zoals een plank op golvend water zachtjes heen en weer



Figuur 64. Banen van de waterdeeltjes op verschillende diepten bij een enkelvoudige golf in diep water. De middelpunten van de cirkeltjes verschillen telkens ongeveer $1/9$ van de golflengte in hoogte.



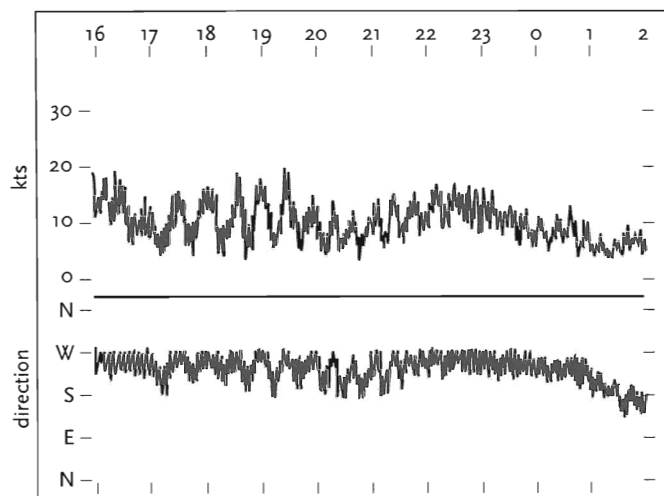
Figuur 65. Aanhoudende oscillaties, zoals waargenomen in een microbarogram te Oxshott, Surrey op 22-23 februari 1904. Oscillaties van twintig minuten treden in de periode van 3 tot 7 uur op, van tien minuten gedurende de periode 22 tot 2 uur.

wordt gewiegd. Dit zou aan de rand van het mistveld zichtbaar moeten zijn. In de mist zelf is het zicht beperkt en daarmee het waarnemen van de bewegingen. Met behulp van de formule van Deacon is te berekenen, dat in tamelijk ruw terrein op een hoogte van 2 meter (zijnde ongeveer de hoogte van een volwassen persoon) een heen en weer gaande beweging van maximaal 0.4 meter zou zijn waar te nemen, maar het kan dus best minder zijn. In een zeer open terrein is deze maximale beweging nog 0.2 meter. Ook zouden de lopende golven zichtbaar moeten zijn aan het scherp gedefinieerde oppervlak van de top van de mistlaag net zoals dat bij watergolven het geval is.

In het groot - want bij hem gaat het om trillingstijden van 10-minuten of meer, terwijl het bij ons om seconden gaat - heeft Napier Shaw in 1930 (ref. 41) oscillaties, gemeten door microbarografen en windmeters (zie Figuur 65 en 66), met deze zwaartekrachtsgolven ontstaan door echte, dus niet turbulente luchtwervels willen verklaren.

Registratieapparatuur, die luchtbewegingen met een veel kleinere tijdsresolutie (ongeveer 1/10 sec) aftast, zou, wanneer onze veronderstelling juist is, in geval van weinig wind met kans op stralingsmist dan eenzelfde patroon als getekend in Figuur 66 moeten waarnemen.

Bij het begin van dit hoofdstuk is aangenomen, dat alleen bij windsnelheden van 2 m/s een volledige wervel door een pakketje lucht kan worden beschreven. Wij hebben toen opgemerkt, dat, wanneer de wervel bij lagere windsnelheden



Figuur 66. Oscillaties in windsnelheid en - richting geregistreerd te Fleetwood op 4-5 februari 1927.

inzet, de wervel wordt afgebroken en het pakketje onder invloed van de zwaartekracht een verticale beweging uitvoert. Gezien bovenstaande redenering over zwaartekrachtsgolven zijn wij nu echter geneigd om te zeggen, dat bij lagere windsnelheden de luchtpakketjes ook blijven ronddraaien alleen in wervels met kleinere stralen dan de 0.4 m, die bij een windsnelheid van 2 m/s boven tamelijk open terrein hoort.

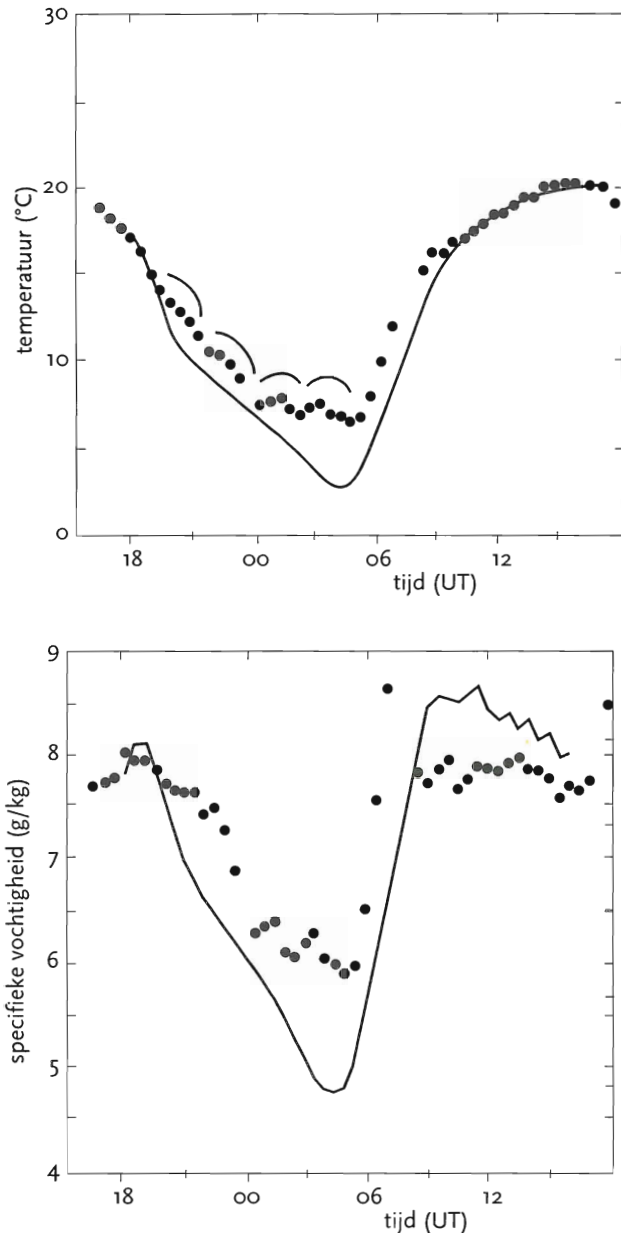
Blijft nog de vraag te beantwoorden, hoe stralingsmist kan ontstaan, als wij het bijvoegelijk naamwoord turbulent weglaten. Immers turbulentie zorgde voor de voelbare en latente warmtestromen, die nodig zijn om de stralingsmist tot grotere hoogten te doen uitgroeien, maar bij deze zwaartekrachtsgolven is die turbulentie afwezig.

Ook hierop is recentelijk een antwoord gekomen in bijvoorbeeld een artikel met de veelzeggende titel: "Gravity-wave-generated turbulence and diffusion in the stable planetary boundary layer." (ref. 42). Volgens dit artikel hebben metingen aangetoond, dat in een stabiele grenslaag er helemaal niet zo vaak turbulentie aanwezig is, maar dat die zo nu en dan bij vlagen geconcentreerd optreedt. Als verklaring wordt hiervoor gegeven, dat die zwaartekrachtsgolven opeens breken en dat de grenslaag daardoor gedurende korte tijd onstabiel wordt. Dit betekent bijvoorbeeld, dat verontreinigde lucht boven in de grenslaag opeens naar het aardoppervlak wordt overgebracht of omgekeerd. In het laatste geval wordt de lucht dicht bij de aarde plotseling schoner.

Iets dergelijks zou ook kunnen gebeuren bij de vorming van stralingsmist. De veronderstelde golven van lucht hierboven beschreven en horend bij de verticale wervels zouden gedurende korte tijd opeens breken met als gevolg voelbare en latente warmtestromen (samenhangend met turbulentie) die nodig zijn voor de vorming van stralingsmist. Metingen leren, dat de duur van deze periode van turbulentie na het breken van de luchtgolven zich min of meer rond de 15 minuten concentreren (ref. 43). Dit zou weer overeenkomen met de al eerder genoemde tijd van 15 minuten, die nodig is voor de vorming van stralingsmist. Zie nogmaals Figuur 48. Verder moeten wij dus concluderen, dat, omdat de turbulente menging met tussenpozen plaatsvindt, ook naar de vorming van stralingsmist in stappen wordt toegewerkt. Het volgende kan gebeuren. Omdat er geen turbulente uitwisseling is, zal alleen door moleculaire diffusie in de onderste anderhalve meter, ongeveer op hoogte van de waarnemingshut zowel

door de nachtelijke afkoeling als door de vorming van dauw de luchttemperatuur en dauwpunt regelmatig verder kunnen dalen dus niet met sprongen. Dan opeens breken de zwaartekrachtsgolven, de voelbare en latente warmtestroom komen in de nachtelijke menglaag opgang en alles wat in de voorgaande hoofdstukken over de bijdragen van deze stromen tot de vorming van stralingsmist is gezegd wordt, zij het dus bij tussenpozen - en niet continu, zoals bij alle computersimulaties tot nu ook nog steeds gebeurt - ten uitvoer gebracht. Omdat de turbulente menging echter van tijd tot tijd optreedt,

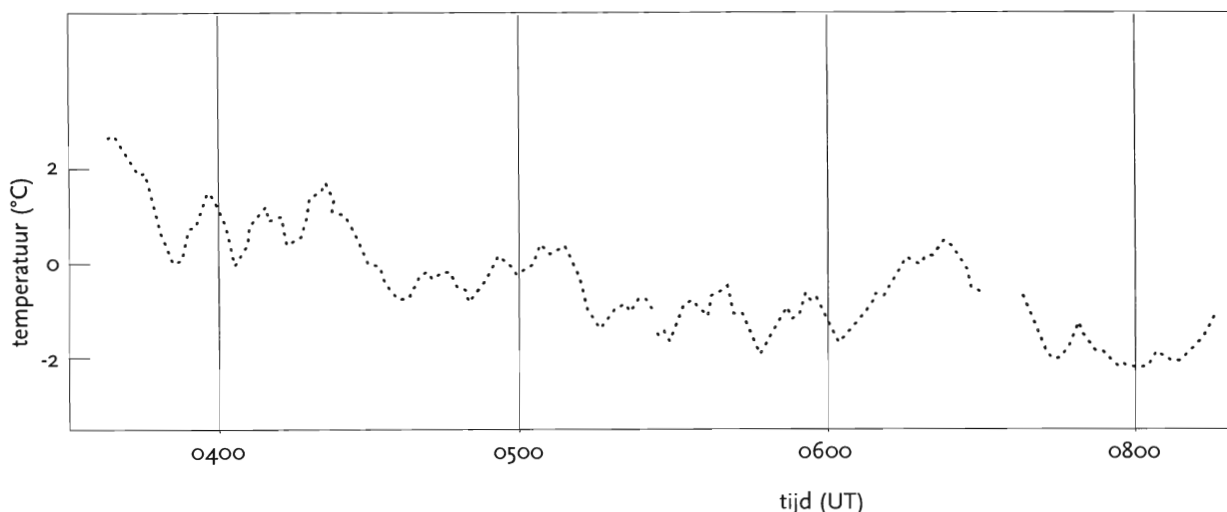
verwacht je wel, dat, wanneer het op de verschillende hoogten in de menglaag dus tot een herverdeling van de temperaturen en dauwpunten komt, dit ook vrij abrupt en met een sprong zal geschieden. Nadat de luchttemperatuur en het dauwpunt (of specifieke vochtigheid) op waarnemingshoogte gedurende een tijd zijn gedaald, komt opeens de turbulente opgang en wordt warmere en vochtiger lucht van grotere hoogten gemengd met de koudere en droge lucht nabij het aardoppervlak. Ofwel een stijging van de temperatuur en de specifieke vochtigheid op waarnemingshoogte. Zie Figuur 67, waarin Duynkerke naast metingen van de temperatuur en specifieke vochtigheid ook computerberekeningen presenteert (ref. 6). In deze figuur is het hierboven geschetste verloop van het eerst dalen en dan toenemen van temperatuur en tegelijkertijd van de specifieke vochtigheid duidelijk te herkennen. Uit metingen (ref. 43) volgt, dat de duur van de tijd tussen het breken van de zwaartekrachtsgolven zich rond 10 minuten concentreert, maar deze intervallen kunnen ook veel langer zijn evenals trouwens de duur van turbulentie. Beiden kunnen, hoewel die kans niet zo groot is, een uur duren. Hiermee zou in dit geval de duur van ongeveer twee uur, die tussen het breken van de zwaartekrachtsgolven in Figuur 67 is te onderkennen, te verklaren zijn. Een ander voorbeeld is te vinden in Figuur 68 (ref. 44). Ook hier is in de temperatuur een oscillatie in dit geval van 10-15 minuten waar te nemen. Hoewel de auteur van dit artikel de gravitatiegolven wel ter sprake brengt, kiest hij voor de verklaring van dit fenomeen een andere oplossing. In hun beschrijving van de vorming van stralingsmist in de nacht van 18 op 19 januari 1973 noteren Roach en de zijnen (ref. 3) het volgende:



Figuur 67. Waarnemingen te Cabauw gedaan op 16 - 17 augustus 1988. Bovenste deel geeft het temperatuurverloop samen met modelberekeningen (getrokken lijn) weer, in de onderste grafiek wordt dit gedaan voor de specifieke vochtigheid. De waarnemingshoogte is 2 m. Let op de suggestieve kromme lijntjes, die door de auteur van dit rapport in de bovenste figuur zijn aangebracht om de oscillaties in het temperatuurverloop en - verticaal naar benedengaand - in het verloop van de specifieke vochtigheid aan te duiden.

Period (UT)	Remarks
17.00 - 20.00	A period of fluctuating, shallow fog under clear skies.
20.00 - 22.00	Onset of period marked by an abrupt fall of temperature and return of thick fog, both spreading up from ground to 30-40 m by 2020h.

Hier is sprake van een ondiepe mistlaag (= grondmist) die er eerst is en dan weer verdwijnt. Aanvankelijk hebben wij uitgaande van de hierboven geschetste veronderstelling te maken met de periode van de zwaartekrachtsgolven en daarom dicht aan het aardoppervlak met moleculaire diffusie. Als vervolgens deze ondiepe mistlaag weer verdwijnt, is de periode met turbulentie aangebroken. In het laatste geval zorgt de menging met warmere lucht van hoger gelegen lagen ondanks de toenemende vochtigheid nog steeds voor het oplossen van de grondmist. Tot opeens na 20.00 UT bij het volgende breken van de zwaartekrachtsgolven door menging middels de dan ontstane voelbare en latente warmtestroom de stralingsmist opeens wel ontstaat.



Figuur 68. Oscillaties van 10 - 15 minuten in de temperatuur van het aardoppervlak waargenomen op 7 december 1971 te Cardington.

Tot nu toe hebben wij stilzwijgend aangenomen, dat de zwaartekrachtsgolven, zoals beschreven in de recente artikelen van hierboven, dezelfde zijn als welke Napier Shaw en wij op het oog hebben namelijk van synchroon ronddraaiende luchtwerveltjes met de nadruk op synchroon. Zie nogmaals Figuur 64, waarin de waterdeeltjes in het niet samendrukbare medium water op geringere diepten, hoewel de wervels kleiner zijn, wel dezelfde omlooptijd hebben. Wij veronderstellen hetzelfde voor luchtdeeltjes in het wel samendrukbare medium lucht. Maar de auteurs van bovenstaande artikelen hebben ongetwijfeld niet de door ons veronderstelde kleine zwaartekrachtsgolven - waarvan het bestaan inderdaad eerst nog door de waarnemingen, zoals eerder geschetst, bewezen moet worden - op het oog. Uitgaande van onze hypothese over het bestaan van deze kleine zwaartekrachtsgolven volgt, dat deze naast de grote bestaan en in turbulente wervels - met in het begin overigens wel dezelfde straal - overgaan, wanneer die grote zwaartekrachtsgolven breken. Verder willen wij niet op deze kleine zwaartekrachtsgolven ingaan, waarneming en theorie zullen uitsluitsel moeten geven.

Als laatste opmerking nog het volgende. Als wij hierboven spreken over het zachtjes heen en weer bewegen van zich vormende stralingsmist, denkt iedereen aan een beperkt mistveld boven bijvoorbeeld een klein gebied met hoge grondwaterstanden. Echter, wij hebben al laten zien, dat in het voorjaar juist grote gebieden bedekt kunnen zijn met stralingsmist. Dit zou echter kunnen betekenen, dat deze gravitatiegolven van lucht, waarvan je gevoelsmatig het idee hebt dat het subtiele verschijnselen zijn, die zich toevallig ergens op kleine schaal manifesteren, ook boven uitgestrekte vlakten aanwezig zouden moeten zijn. Een vergelijkbare gedachtegang over het wel of niet op grote schaal kunnen optreden van een verschijnsel, dat zelf klein wordt geacht, doet zich voor bij een ander fenomeen, dat samenhangt met de nachtelijke menglaag, namelijk het nachtelijk wind-

maximum net boven die laag. Driedonks (ref. 45) heeft aangetoond, dat dit nachtelijk windmaximum, hoewel het met zijn "inertial-oscillation" ook alle trekken heeft van een kleinschalige gebeurtenis, toch een grote horizontale uitgestrektheid kan hebben. In eenzelfde nacht, gunstig voor dit verschijnsel, werd het nachtelijk windmaximum zowel op Cabauw als te Hamburg waargenomen. Het lijkt daarom niet gewaagd om te veronderstellen, dat ook deze kleine, de amplitudo betreffende, gravitatiegolven zich wel eens over een veel groter gebied zouden kunnen uitstrekken dan je eerst zou vermoeden.

Een verdere onderbouwing van deze veronderstelling is het volgende. Omdat in het voorjaar de bodem meestal met water verzadigd is, lijkt het voor de vorming van stralingsmist niet van belang te zijn, dat het wat harder waait dan de hierboven voor algemene omstandigheden vastgestelde maximale 2 m/s. Deze snelheid was nodig om de stralingsmist op een vaste plaats met een vochtige bodem te laten ontstaan. Het mag nu best iets harder waaien - niet zo hard natuurlijk dat van afkoeling van het aardoppervlak geen sprake meer is - want bij een overal even natte bodem is voor het op een vaste plaats moeten ontstaan van stralingsmist geen sprake meer. Uit de metingen van Cannemeijer en Stalenhoef (zie Figuur 63), die in de periode december 1972 tot augustus 1973, dus juist met insluiting van het voorjaar, zijn gedaan, komen evenwel geen hogere windsnelheden dan 2 m/s voor. Ook uit hier niet gepresenteerde, door Cannemeijer en Stalenhoef gedane waarnemingen, die de gehele periode van december 1972 tot december 1974 met voor- en najaar bestrijken, komen geen hogere windsnelheden dan 2 m/s voor. Dit alles duidt er op, dat zelfs in het voorjaar, waarbij ogenschijnlijk voor het ontstaan van stralingsmist niet aan de maximumsnelheid van 2 m/s hoeft te worden voldaan, dit toch wel het geval is. Het lijkt er op, dat ook dan bij stralingsmist op grote schaal er sprake moet zijn van kleine zwaartekrachtsgolven. Mocht iemand nog tegen willen werpen, dat in bovengenoemde periode van december 1972 - december 1974 de bodem in het

winterhalfjaar wel eens helemaal niet overal met water verzadigd zou kunnen zijn geweest, neerslagmetingen op station Hoofddorp maar ook elders (ref. 34), gedurende het winterhalfjaar gemaakt, tezamen bekeken met de berekende verdamping geven aan, dat zeker in het voorjaar van 1973 en 1974 deze veronderstelling niet juist is.

Men kan zich afvragen, hoe vaak gedurende de nachtelijke uren de wind tussen de ogenschijnlijk nauwe marge van 1 - 2 m/s ligt. Juist met het oog op deze geringe windsnelheden is daar in Engeland recentelijk onderzoek naar verricht (ref. 46). Er wordt gebruik gemaakt van de stabiliteitsindeling van Pasquill. Die definieert voor de nacht onder andere de klassen F en G. Situaties gekenschetst met F voldoen aan de volgende criteria: de windsnelheid is groter dan 0.5 m/s en kleiner dan wel gelijk aan 2.5 m/s en de bedekkingsgraad loopt van 0-7 octa. Voor de situatie G geldt: de windsnelheid is kleiner dan 0.5 m/s en de bedekkingsgraad is 0 of 1 octa. Voor een meetstation genaamd Ringway vinden zij, dat in 2 % van de tijd in de nacht kan worden gekenschetst met de stabiliteitsklasse G en dat ongeveer 9 % van de tijd aan de stabiliteitsklasse F wordt voldaan. Als wij eenvoudigweg aannemen, dat de waarschijnlijkheid om de windsnelheid in het interval 0.5-2.5 m/s aan te treffen gelijk verdeeld is, dan vinden wij, dat die voor het interval 1-2 m/s gelijk is aan $0.5 \times 9 = 4.5$ %. Als wij vervolgens ook nog aannemen, dat in de F-klasse de bedekkingsgraad, die van 0-7 octa loopt, over dat interval gelijk verdeeld is en als wij tenslotte nog gebruik maken van de kennis, dat stralingsmist zich kan vormen bij een bedekkingsgraad die tussen 0 en 4 octa ligt, dan is in nog ongeveer $0.5 \times 4.5 \approx 2$ % van de tijd de situatie in de nacht gunstig voor het vormen en het zich handhaven van stralingsmist boven een vaste plaats. Dit stemt, zoals verwacht mag worden, aardig overeen met de tijdsduur berekend met

de relatie van Wessels, die het verband legt tussen de duur van stralingsmist en de bodemsoort of, naar wij stellen, de grondwaterstand.

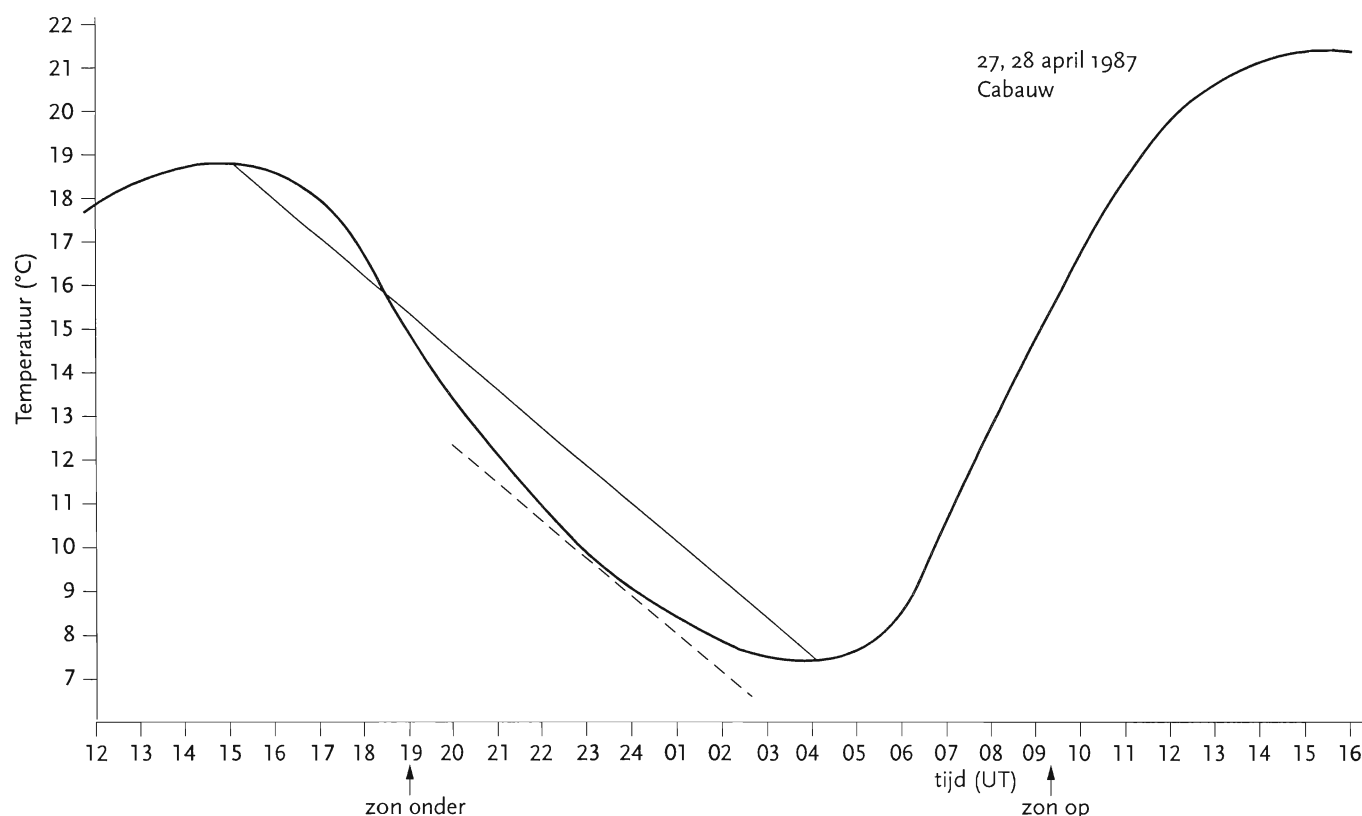
Tot slot nog het volgende. Duidelijk mag zijn, dat, ook al zijn gedurende de 2-uursperiode voor zonsondergang de omstandigheden voor een toename van het dauwpunt boven gebieden met hoge grondwaterstanden door de geringe windsnelheden gunstig geweest, deze vochtige lucht alsnog kan worden weggevoerd en losgemaakt van zijn brongebied, als de wind in de nacht tijdelijk tot meer dan 2 m/s toeneemt. In het voorjaar zal dit, omdat de bodem in dit jaargetijde overal meestal met water verzadigd is, niet zoveel uitmaken, alles is een vochtig brongebied. In het najaar met zijn grilliger verdeling van natte en droge gebieden betekent deze tijdelijke toename van de wind tot meer dan 2 m/s, dat het effect van het toegenomen dauwpunt op de vorming van stralingsmist teniet wordt gedaan en dat er niet meer van voorkeursplaatsen gesproken kan worden. Met andere woorden, wil zich boven gebieden met hoge grondwaterstanden in het najaar plaatselijk stralingsmist vormen dan zal vanaf zonsondergang tot het moment, waarop zich de mist boven dat vochtige brongebied vormt, de windsnelheid kleiner dan 2 m/s moeten zijn geweest.

12 Luchttemperatuur en de kans op mist

Dat voor de vorming van mist afkoeling nodig is moge duidelijk zijn. Zie de beschrijving van Taylor van het fysische proces dat tot de vorming van mist leidt. Daarin speelt het afkoelende aardoppervlak een grote rol. Maar voor die grote afkoeling zijn geen lange nachten in het voor- en najaar nodig, zoals wel eens ten onrechte wordt beweerd. Wij hebben op deze verkeerde veronderstelling al eerder gewezen. In dit hoofdstuk gaan wij nog eens dieper op deze kwestie in. Onderstaande TABEL 25 leert, dat de temperatuurdaling in het zomerseizoen juist groot is, als ook de mate, de snelheid waarmee deze daling plaatsvindt. TABEL 25 is als volgt tot stand gekomen. Wij hebben al gezien, dat twee uur na zonsopkomst de voelbare warmtestroom positief wordt ofwel vanaf dat moment wordt de lucht verwarmd. Evenzo is bekend, dat tussen 14 en 15 UT in ons land de lucht begint af te koelen. Voor de afkoeling tot 00 UT nemen wij 9 uur. Tel daarbij de uren tot zonsopkomst plus nog eens de eerder genoemde twee uur en wij krijgen het totaal aantal uren dat de atmosfeer gedurende een etmaal afkoelt. Voor de tijd van zonsopkomst is die van de middelste dag van de maand genomen. Vervolgens is uit de klimatologische tabellen het

verschil tussen de maximum- en minimumtemperatuur per maand bepaald. Dit verschil gedeeld door het aantal uren, dat de temperatuur daalt, geeft de mate van temperatuurdaling voor de verschillende maanden uitgedrukt in °C/uur. Bij deze deling wordt er dus van uitgegaan, dat de temperatuurdaling lineair in de tijd is, een redelijke aanname zoals Figuur 69, die op waarnemingen is gebaseerd, leert. Vergeleken met de rechte lijn getrokken tussen de maximum- en minimumtemperatuur daalt de luchttemperatuur nadat de maximumtemperatuur is bereikt eerst langzamer, vervolgens een tijdlang sneller, om in de loop van de nacht weer minder snel te dalen. Figuur 70, getekend met behulp van TABEL 25, onderstreept nog eens, dat zomer's in de avond en nacht de luchttemperatuur veel sneller daalt dan in de andere seizoenen.

Het argument, dat het in het voor- en najaar mist ontstaat door de grote temperatuurdaling, die weer zou samenhangen met de lange nachten, is niet juist. De daling van temperatuur is niet groot en niet sterk, het is in die nachten alleen kouder. Van een grote en snelle temperatuurdaling is veeleer sprake



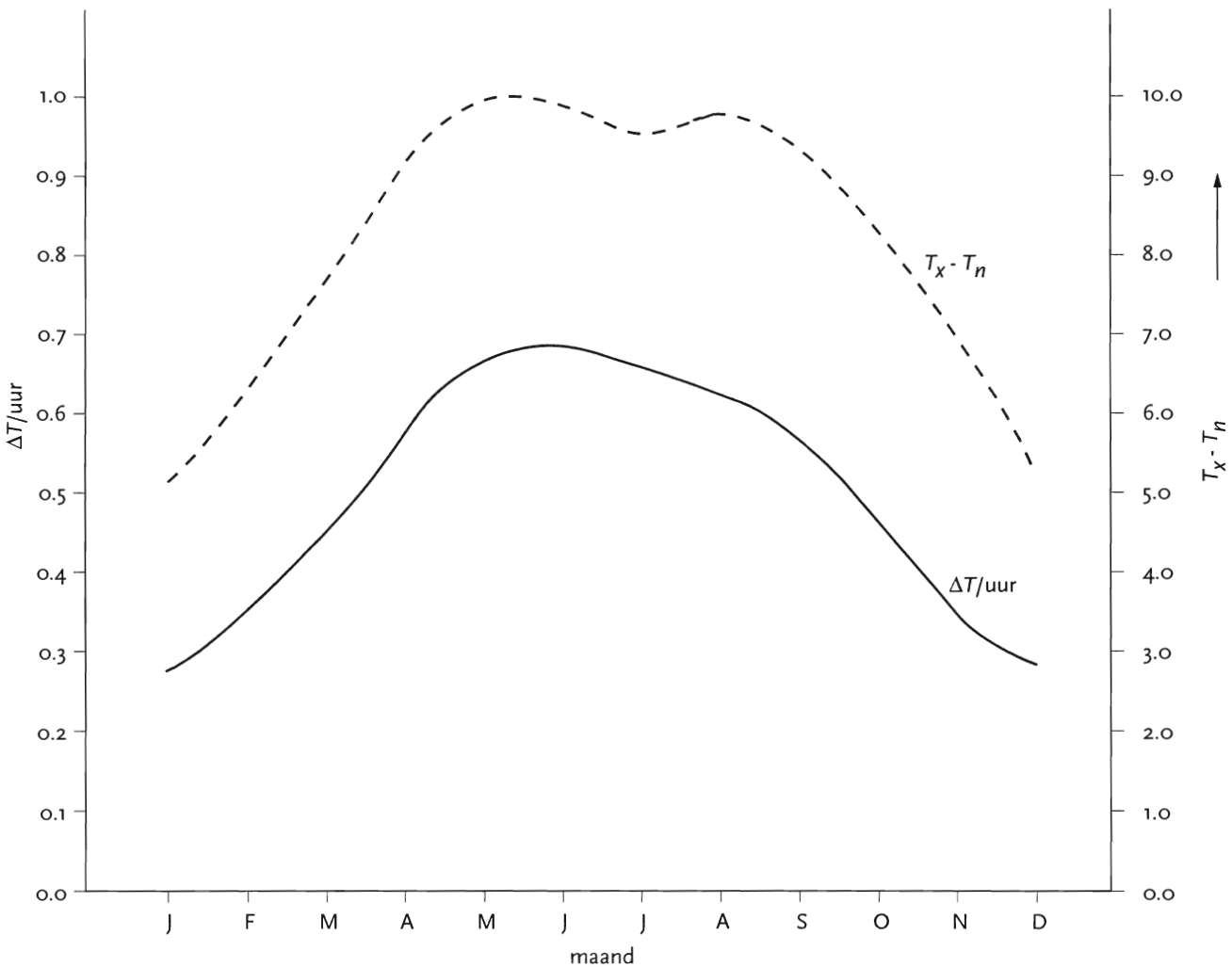
Figuur 69. Temperatuurverloop gedurende twee heldere dagen, zoals gemeten te Cabauw op 27 en 28 april 1987. Als de temperatuur lineair in de tijd zou afnemen, gebeurde dat volgens de getrokken lijn. Een paar uur nadat de maximumtemperatuur is bereikt neemt de temperatuur minder snel af dan volgens de rechte lijn, daarna sneller. Om vervolgens weer minder snel af te nemen. Zie tijden voorbij aanrakingspunt gestreepte lijn. De pijltjes geven de tijden van zonsondergang en zonsopkomst aan.

Tabel 25

$T_{\text{begin}} = 10^{\circ}\text{C}$ $T_{d_{\text{begin}}} = 10^{\circ}\text{C}$
 breedtegraad 52° $\alpha = 30^{\circ}$ $z_0 = 0.2\text{m}$

maand	zonsopkomst (UT)	duur afkoeling (zonopk.+11)	$T_{\text{max}} - T_{\text{min}}$ ($^{\circ}\text{C}$)	$^{\circ}\text{C}/\text{uur}$
januari	07.41	18.41	5.2	0.28
februari	06.55	17.55	6.2	0.35
maart	05.54	16.54	7.6	0.45
april	04.44	15.44	9.2	0.58
mei	03.46	14.46	9.9	0.67
juni	03.19	14.19	9.9	0.69
juli	03.38	14.38	9.6	0.66
augustus	04.24	15.24	9.8	0.64
september	05.15	16.15	9.3	0.57
oktober	06.05	17.05	8.1	0.47
november	07.00	18.00	6.0	0.33
december	07.42	18.42	5.2	0.28

in de zomermaanden, maar dan zijn de nachten warmer. Zie ook de tweede stelling bij het proefschrift van Nieuwstadt (ref. 27), die luidt: "De temperatuurdaling tijdens een heldere nacht is over het algemeen 's zomers groter dan 's winters, ondanks het feit dat in het laatste geval de nacht langer duurt". Een vraag die in dit verband direct kan worden gesteld is, waarom er na een onweersbui in een zomeravond of nacht, die de vochtigheid flink doet toenemen, toch vaak niet op uitgebreide schaal stralingsmist ontstaat. Of waarom dit ook niet gebeurt in de tropische landen met hun hoge luchtvochtigheidsgraad. Het antwoord is hiervoor al gegeven namelijk dat de kans op mist juist snel toeneemt bij een afname van de luchttemperatuur. Dat die lage luchttemperaturen in ons land pas optreden in het voor- en najaar is als het ware een toevaligheid. Er zijn vast wel plaatsen op aarde aan te wijzen, waar de nachten ook lang zijn en waar de lucht ook afkoelt, maar waar de minimumtemperaturen op een veel hoger niveau blijven liggen dan bij ons met als gevolg ondanks de lange afkoelende nacht een kleine kans op mist.



Figuur 70. De grootte van de afkoeling in $^{\circ}\text{C}$ (de gestreepte lijn) en de snelheid, waarmee dat gebeurt $\Delta T/\text{uur}$ (de getrokken lijn), voor de verschillende maanden van het jaar.

In de vorige hoofdstukken hebben wij ons tot nu toe hoofdzakelijk bezig gehouden met de invloed van de windsnelheid op de vorming van stralingsmist. Dat de bedekkingsgraad eveneens van groot belang is, willen wij daarmee overigens niet ontkennen. Vandaar de volgende bijdrage. De temperatuurkromme, zoals getekend in Figuur 69, maakt duidelijk, dat, wanneer het in de loop van de nacht plotseling opklaart, de temperatuur opeens flink kan dalen. En stel, dat zoiets gebeurt na de passage van een koufront met de daarbij horende regenval, zodat de aarde en atmosfeer flink vochtig zijn geworden, dan kan zich bij weinig wind gemakkelijk mist vormen. De sterke daling van de temperatuur aan het grasoppervlak, waarmee die van de luchttemperatuur nauw samenhangt, is al eerder ter sprake gekomen (zie Figuur 25). Nu bespreken wij het gedrag van de luchttemperatuur op waarnemingshoogte. De hierboven getekende temperatuurkromme horend bij helder weer (Figuur 69) kan worden beschreven met de al eerder genoemde formules van Van Engelen en Geurts (ref. 18) en is samen te stellen, wanneer de maximum- en minimumtemperatuur bekend zijn. Voor het deel overdag wordt het verloop van de luchttemperatuur beschreven met een sinusfunctie, terwijl voor de tijd tussen zonsondergang en het tijdstip van de minimumtemperatuur, het nachtelijke deel van de dag, waarin zoals Figuur 69 laat zien de meeste afkoeling plaatsvindt, een exponentiële functie van de volgende vorm wordt gebruikt:

$$T_i = (T_z - T_n) \exp\left(-\frac{2.3 Li}{Z}\right) + T_n$$

met T_i de temperatuur op uur i na zonsondergang, T_z de temperatuur bij zonsondergang, T_n de minimumtemperatuur, Li het aantal uren verstreken tussen zonsondergang en uur i en Z het aantal nachtelijke uren tussen zonsondergang en zonsopkomst.

De temperatuuurdaling van T_z richting T_n in de loop van de nacht zit in de eerste term van het rechterlid. Hoe groter het verschil tussen T_z en T_n des te groter de nachtelijke afkoeling. Duidelijk mag zijn, zoals Ivens (ref. 47) terecht opmerkt, dat op het uur $Li = Z$ de kromme niet geheel bij T_n aansluit. Immers, wij houden een restterm van $(T_z - T_n) \exp(-2.3) \approx 0.1(T_z - T_n)$ over. De oplossing, die Ivens aandraagt om hiervoor te corrigeren, laten wij in APPENDIX 2 zien. Eerst willen wij wijzen op het feit, dat voor T_v liggend in het interval $T_z - T_n > T_v > 0.1(T_z - T_n)$ geldt:

$$T_v = (T_z - T_n) \exp\left(-\frac{2.3t}{Z}\right)$$

Let wel, T_v is dus niet de werkelijke luchttemperatuur, maar is telkens de temperatuur die bij T_n moet worden opgeteld om de werkelijke luchttemperatuur T_i te krijgen. Op te merken valt dat, met eenzelfde uitdrukking bijvoorbeeld ook het verval van radioactief materiaal in de tijd wordt beschreven. En net

zoals bij sterk radioactieve stoffen het verval alleen in het begin zeer groot is om vrij kort daarna geheel te verdwijnen, zo geldt ook voor de temperatuuurdaling in de nacht, dat, wanneer het verschil $T_z - T_n$ groot is, de luchttemperatuur vlak na zonsondergang sterk kan dalen om het daarna veel geleidelijker te doen. Differentiëren naar de tijd geeft het verval van de temperatuur, de mate van afkoeling in de nacht:

$$\frac{dT_v}{dt} = -\frac{2.3}{Z} T_v \quad ,$$

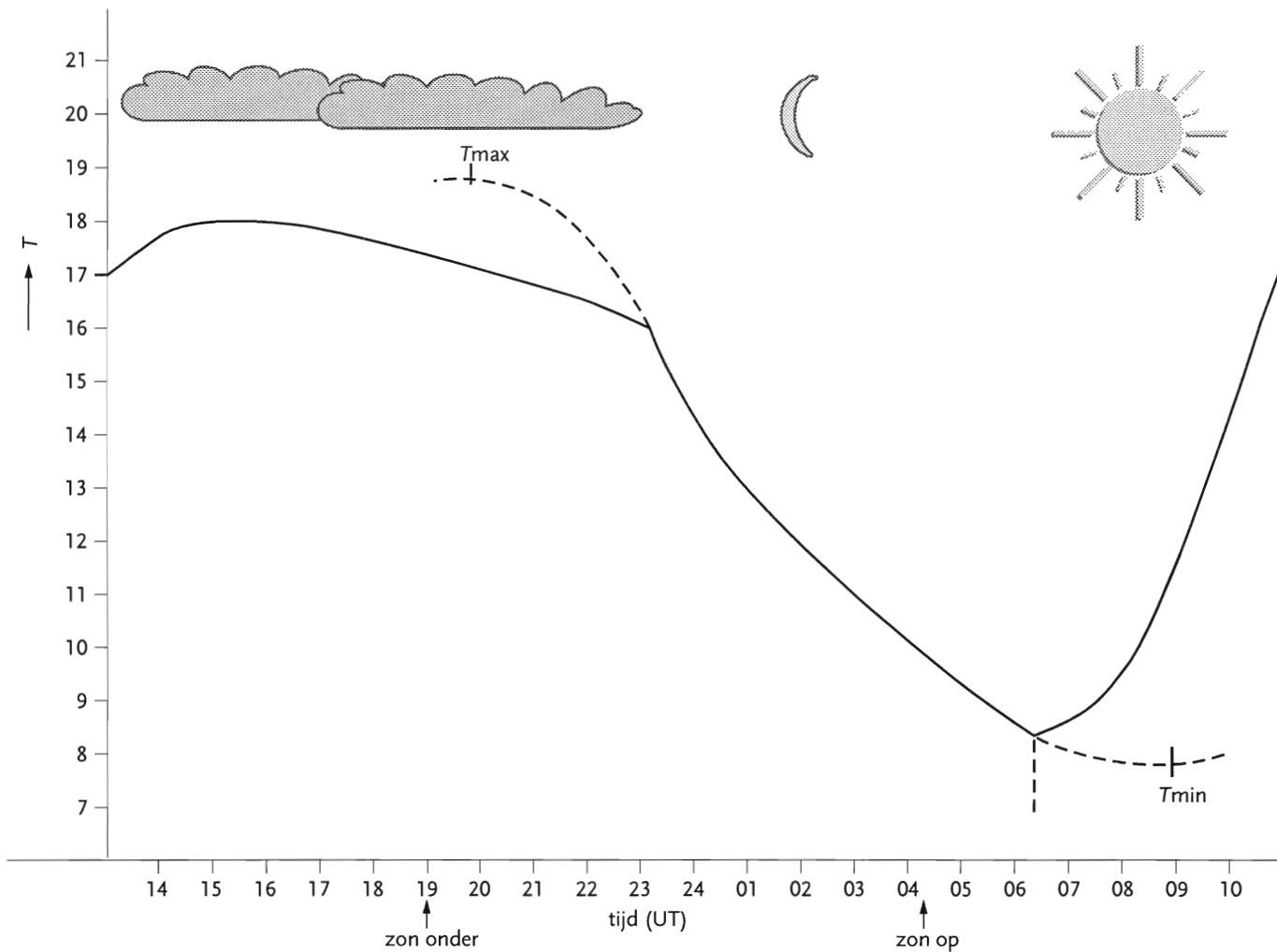
of wel

$$dT_v = -\frac{2.3}{Z} T_v dt \quad .$$

Hier staat, dat in het bovengenoemde interval van T_v de temperatuurafname dT_v van de lucht in een tijdsspanne dt evenredig is met de temperatuur T_v op dat moment, de tijdsspanne dt en de factor $-2.3/Z$. Daarom, hoe hoger de temperatuur T_v - en dat is meestal vlak na zonsondergang - des te groter de afkoeling. Verder valt op, dat hoe kleiner Z , dus hoe korter de nacht - en dat is in de zomer het geval - des te groter weer het temperatuurverval, de daling van de luchttemperatuur.

Hoe is nu het temperatuurverloop, wanneer het in de nacht plotseling opklaart? Figuur 71 geeft hierop een antwoord. Bijvoorbeeld, om 23 UT klaart het na de passage van een koufront op en neemt de wind sterk af. Om dan te weten hoe snel de temperatuur daalt is het nodig om het temperatuurverloop van de op dat moment aanwezige luchtsoort te bepalen. Daarbij wordt uitgegaan van een heldere dag en nacht en van de maximumtemperatuur en minimumtemperatuur die in die luchtsoort verwacht mogen worden. Schuif die temperatuurkromme naar het tijdstip 23 UT en let dan op hoe snel de temperatuur daalt. Immers, bij deze luchtsoort hoort deze mate van afkoeling en of die nu vlak na zonsondergang begint of een aantal uren later, dat mag geen verschil opleveren.

Natuurlijk, deze voorgaande methodiek is veel te omslachtig om ten uitvoer te brengen in een operationele weerdienst. Wat wij hebben willen aantonen is, dat, wanneer het plotseling opklaart, het in afhankelijkheid van de dan nog heersende temperatuur en dan aanwezige luchtsoort zeer snel kan afkoelen, zeker als de waarde van T_v op dat moment aan de hoge kant is en de dagelijkse gang van de aanwezige lucht, gekenmerkt door $T_{\max} - T_n$, ook groot. Voeg daarbij een hoge luchtvochtigheidsgraad veroorzaakt door de al weggetrokken buien en er is een toenemende kans op stralingsmist.

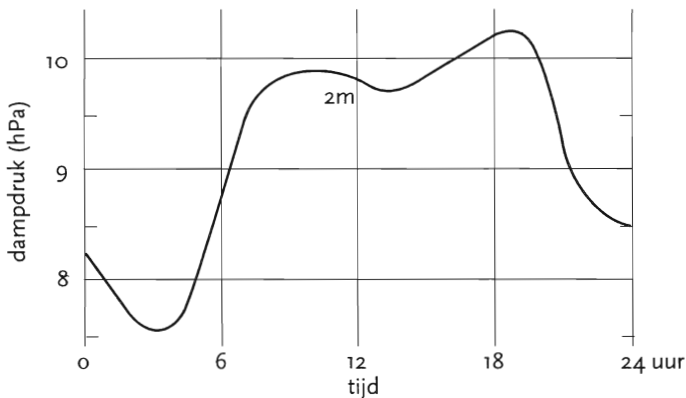


Figuur 71. Het verloop van de luchttemperatuur, wanneer het later in de nacht opklaart. De gestreepte delen samen met het getrokken deel beschrijven het temperatuurverloop van de luchtsoort die bij een heldere hemel gedurende de hele dag zou afkoelen van de maximumtemperatuur T_{max} naar de minimumtemperatuur T_{min} . Om te zien hoe groot de afkoeling is op het moment dat het opklaart is deze kromme gewoon naar dat moment geschoven en vandaar is de afkoelingslijn verder getekend.

13 Discussie en conclusies

Discussie

Alvorens tot de conclusies over te gaan lijkt het ons eerst noodzakelijk te wijzen op een aantal uitgangspunten, waarover discussie mogelijk is. Ten eerste, wij hebben de metingen van het Slowaaks onderzoek naar de verdamping van maïs, die dieper wortelt dan gras, en winter tarwe in afhankelijkheid van de hoeveelheid bodemvocht ook laten gelden voor gras. Dat deze aanname niet ten onrechte lijkt te zijn, leert bijvoorbeeld TABEL 19, die gemaakt is voor niet bijzondere situaties die zich geregeld voor doen. Dit zijn de situaties, waarbij de wind van matig overdag afneemt naar zwak in de avond en nacht. TABEL 19 geeft aan, dat de dauwpuntsstijgingen gemiddeld genomen aardig overeenkomen met de waargenomen. Zie bijvoorbeeld Figuur 72 (ref. 7). Uit deze waarnemingen volgt, dat aan het einde van de dag de dampdruk in juli gemiddeld met ongeveer 0.5 hPa is toegenomen ofwel (zie Figuur 1) een toename van het dauwpunt met ongeveer een graad.



Figuur 72. Dagelijkse variatie van dampdruk te Quickborn, een plaats niet ver ten noorden van Hamburg op heldere dagen in de maand juli.

Een tweede aanname is geweest - en daar is in dat betreffende hoofdstuk al eerder de aandacht op gevestigd - dat wij de grootheden m , LAI (= Leaf Area Index) en albedo in de gewijzigde Priestly-Taylor formule, die met behulp van metingen gedaan aan het einde van de maand mei bij de meetmast Cabauw zijn bepaald, ook voor de andere maanden van het jaar hebben toegepast. Het belang van deze aanname zou verder onderzocht moeten worden.

Een derde aanname, die al enigszins in Hoofdstuk V is uitgewerkt en waarvan gebruik is gemaakt bij de berekening van de verhoging van het dauwpunt door de toename van de

waterdampconcentratie in de menglaag met zijn beperkte hoogte, die zich aan het einde van de middag vormt, is dat geen waterdamp aan de bovenkant van de laag verdwijnt, dus als het ware weglekt. Zoals in Hoofdstuk V al is aangegeven, wordt dit eventuele verdwijnen van waterdamp uit de menglaag in de loop van de nacht al enigszins gecompenseerd door bij de aanpassing van de Cabauw-metingen van eind mei 1978 aan de gewijzigde Priestly - Taylor formule voor de hoeveelheid bodemvocht niet de beter passende 90% te nemen, maar er van uit te gaan dat de bodem op dat moment voor 100% met water verzadigd was. Kortom, in plaats van om twee uur voor zonsondergang de latente warmtestroom bij een volledig met water verzadigde bodem op 100 W/m² te stellen hadden wij ongeveer 110 W/m² moeten nemen. De berekening volgend zoals gedaan aan het einde van Hoofdstuk V geeft aan dat er in plaats van 0.144 kg/m² water 0.158 kg/m² de laatste twee uur voor zonsondergang kan verdampen en aan de menglaag kan worden toegevoerd. Ofwel ongeveer 1/10 meer dan waarvan wij zijn uitgegaan. Bij alle berekeningen met betrekking tot de toename van de waterdampconcentratie in de menglaag zijn wij er daarom stilzwijgend vanuit gegaan, dat 1/10 deel uit de menglaag in de luchtlagen daarboven verdwijnt. Of dit een redelijke aanname is, daarvoor verwijzen wij nogmaals naar hetgeen hierboven over TABEL 19 en Figuur 72 is geschreven. Een vierde aanname is de keuze, die wij hebben gemaakt voor de minimale hoogte van de menglaag, waarbij nog turbulente menging mogelijk is. Wij hebben die gesteld op 45 meter, daarbeneden zou voor de menging, die zich dan alleen nog maar dicht bij het aardoppervlak afspeelt, het diffusie proces een aanvang nemen. TABEL 10 en ook daarop volgende tonen aan, dat voor hoogten van de menglaag lager dan deze 45 m de waarden van de nieuwe dauwpunten onrealistisch hoog kunnen worden. Literatuur aangaande deze minimale hoogte van de menglaag hebben wij niet kunnen vinden. Wel kan worden gesteld, hoewel dit meer een bewijs uit het ongerijmde is, dat, wanneer de menglaag veel lager dan 45 meter zou kunnen zijn, er zeker gezien het belang van de ophoping van verontreinigde lucht in een zo dunne laag instrumenten waren ontwikkeld die in tegenstelling tot de sodarmetingen (ref. 29) deze dunne laag wel zouden kunnen meten. Omdat in de formule, waarmee de hoogte van de menglaag wordt berekend, deze hoogte rechtstreeks afhangt van de windsnelheid, betekent deze aanname, dat de grens, waarbij nog turbulente menging mogelijk is en dus de vorming van stalingsmist, 1 m/s is. Bij windsnelheden lager dan 1 m/s zou zich dan alleen nog maar de lage grondmist kunnen vormen.

Conclusies

De (relatieve) kans op stralingsmist hangt niet alleen af van de relatieve vochtigheid - bij benadering uitgedrukt in het verschil tussen de luchttemperatuur en de dauwpuntstemperatuur -, maar ook van de temperatuur van de lucht zelf. Zo is de relatieve kans op stralingsmist, in geval de luchttemperatuur bij zonsondergang gelijk is aan 5 °C en het dauwpunt gelijk aan 4 °C (relatieve vochtigheid is 93%), gelijk aan 82%. In geval van een luchttemperatuur van 15 °C en een dauwpuntstemperatuur van 14 °C (relatieve vochtigheid 94%) is de kans afgenomen tot 43%. Wij stellen dan ook, dat het weinig voorkomen van stralingsmist in het zomerseizoen niet, zoals dikwijls wordt beweerd, komt door de korte nachten, waardoor het in tegenstelling tot de andere seizoenen maar weinig zou afkoelen, maar door de hogere nachtelijke temperaturen. Aangetoond wordt, dat juist in deze korte zomernachten de temperatuurdaling en de mate van deze daling ongeveer 1.5 keer zo groot is als in de lange nachten van het voor- en najaar. Maar desondanks is de kans op stralingsmist kleiner.

Er wordt bewezen, dat boven een vochtige bodem de kans op stralingsmist groter is dan boven een droge. Hierbij wordt ervan uitgegaan, dat zich in de menglaag, die zich aan het einde van de middag instelt, niet alleen luchtverontreiniging ophoopt, maar ook de waterdamp die nog gedurende de 2-uursperiode voor zonsondergang door het gras wordt verdampt

Dit bewezen zijnde wordt vervolgens aangetoond, dat stralingsmist in het voorjaar, wanneer de bodem meestal overal met water verzadigd is, op grote schaal kan ontstaan. Dit in tegenstelling tot het najaar, wanneer gedurende een droge periode alleen gebieden met de hogere grondwaterstanden nog voldoende water aan het gras kunnen leveren om te verdampen. In de andere gebieden met in het najaar grondwaterstanden ver beneden het maaiveld is de aanvoer vanuit het grondwater te gering en kan nog maar weinig water door het gras worden verdampt. In het najaar zal het voorkomen van stralingsmist daarom, gebonden als het is aan de vochtiger gebieden, meer lokaal zijn, dus grilliger verdeeld en daarmee gevaarlijker. Voor de hand liggend is dat na een winter met veel neerslag, zodat de grondwaterstanden overal hoger dan normaal zijn, de mistkansen de rest van het jaar op meer plaatsen hoger zullen zijn en dat er vaker stralingsmist kan ontstaan. Na een winter met weinig neerslag en lagere grondwaterstanden mag op het omgekeerde worden gerekend.

Uit metingen volgt, dat stralingsmist zich in de nacht pas bij windsnelheden lager dan 2 m/s lokaal en bij voorkeur boven vochtige brongebieden met hun hogere dauwpunten vormt. Dit betekent dat, wanneer gedurende de nacht de wind tijdelijk meer dan 2 m/s is geweest, de vochtiger lucht boven

de brongebieden is weggevoerd en dat daardoor van een verhoogde mistkans boven deze gebieden geen sprake meer kan zijn. In het voorjaar is door de natte bodem evenwel vrijwel alles brongebied en kan bijna overal stralingsmist ontstaan. In het najaar na een droge periode kan dat alleen boven gebieden met hoge grondwaterstanden. Wil zich plaatselijk boven die gebieden stralingsmist vormen dan is het wel nodig dat vanaf zonsondergang - de belangrijke eerdere 2-uursperiode even buiten beschouwing latend - tot het moment van de vorming van stralingsmist de windsnelheid kleiner dan 2 m/s is geweest.

Om de bovengrens van 2 m/s theoretisch te onderbouwen hebben wij ondersteld, dat in de nachtelijke stabiele menglaag naar analogie met watergolven zwaartekrachtsgolven optreden. Om de zich vormende mistvelden op hun plaats te houden, terwijl er wel enige wind moet staan, denken wij dat er in de nachtelijke menglaag sprake moet zijn van een zich voortplantende bewegingsvorm, in plaats van zich voortbewegende materie. Ander onderzoek naar golven in de nachtelijke menglaag heeft aangetoond, dat er golven zijn, die gedurende een bepaalde tijd bestaan om vervolgens te breken, waarna er turbulentie is. In plaats van continue voelbare en latente warmtestromen zijn die er bij tussenpozen. In stappen komt men bij het moment, waarop zich stralingsmist vormt. Het aanwezig zijn van de gravitatiegolven zou, indien onze veronderstelling juist is, zichtbaar moeten zijn in het heen en weer bewegen van een mistbank of in lopende golven over het scherp gedefinieerde oppervlak van de top van een mistveld. Omdat stralingsmist grote gebieden kan bedekken, lijkt hetzelfde gezegd te moeten worden van deze zwaartekrachtsgolven in de nachtelijke menglaag. Ook die zouden zich over uitgestrekte gebieden moeten manifesteren.

Uitgaande van een formule, waarmee de hoogte van de menglaag kan worden bepaald, berekenen wij, dat de ondergrens van de windsnelheid waarbij door turbulente menging in de menglaag zich nog stralingsmist kan vormen bij 1 m/s ligt.

Uit de berekeningen volgt verder, dat bij kouder weer de kans op stralingsmist boven tamelijk ruw terrein toeneemt, wanneer gedurende de twee uur voor zonsondergang de wind op 10 meter hoogte de ondergrens van 1 m/s nadert. Dit geldt boven gebieden met een hoog bodemvochtgehalte. Maar de kans op stralingsmist neemt verassend snel toe, als boven zeer open terrein met een hoog bodemvochtgehalte gedurende deze 2-uursperiode de windsnelheid (relatief) hoog is en de 4 m/s nadert. Deze 4 m/s mag dan veel lijken, maar als wij ervan uitgaan, dat in geval van stralingsmist een windmeter op 10 meter hoog niet de snelheid van voortbewegende materie meet, maar een zich voortplantende bewegingsvorm is dit geen probleem meer. Ook bij de verspreiding van luchtverontreiniging zou men, indien onze opvatting van kleine zwaartekrachtsgolven in de menglaag

juist zou zijn, met deze mogelijkheid rekening moeten houden. Ondanks dat er ogenschijnlijk genoeg wind staat, is er nauwelijks verplaatsing van verontreinigde lucht.

Uit de berekening van de maximale windsnelheid, waarbij zich nog stralingsmist kan vormen, volgt ook, dat de kans op deze mist klein is, indien de opbouw van de atmosfeer zeer stabiel is.

Samenvattend kan worden gesteld dat in het najaar vooral oplettendheid moet worden betracht voor het ontstaan van gevaarlijke stralingsmist in zeer vlakke open gebieden met plaatselijk hoge grondwaterstanden, als de wind aan het einde van de middag gedurende twee uur voor zonsondergang aan de hoge kant is geweest, namelijk dichtbij 4 m/s, zeker als het daarbij ook nog koud is.

In de nacht moet de windsnelheid dan gedurende de tijd dat zich nog geen stralingsmist heeft gevormd gemiddeld genomen de 2 m/s niet te boven gaan, omdat anders de vochtiger lucht boven het brongebied wordt weggevoerd en verstrooid. Er is in dat geval geen sprake meer van een voorkeursplaats met een verhoogde kans voor het ontstaan van stralingsmist.

Wellicht overbodig om op te merken, maar als een dag eerder een gebied met lage grondwaterstanden in het najaar door een bui ook nat geworden is, geldt natuurlijk hetzelfde als hierboven beschreven. Ook dan kan stralingsmist zich verraderlijk daar vormen, waar de buien zijn gevallen.

Uit voorgaande beschouwing is duidelijk geworden, dat voor de grootte van de kans op het ontstaan van stralingsmist de voorgeschiedenis behelzende de twee uur voor zonsondergang van groot belang is en dan vooral met het oog op de windsnelheid. Dikwijls wordt echter beweerd, dat de mistverwachtingen zo moeilijk zijn te maken, omdat de verwachting voor de bewolking dat zou zijn. Bewolking is inderdaad voor de verdamping aan het einde van de dag en de nachtelijke afkoeling van groot belang. Maar zoals wij al eens eerder hebben bewezen, de gevoeligheid voor bijvoorbeeld het wel of niet afkoelen van het aardoppervlak in de nacht zit in het half tot zwaarbewolkte gedeelte. In geval de bewolking toeneemt van 0 tot 4/8 of omgekeerd, het maakt niet zoveel uit. Waar nog bijkomt, dat stralingsmist veelal in hogedrukgebieden met hun niet moeilijk te verwachten grote gebieden met onbewolkt weer ontstaat.

Kortom, wij beweren, dat niet zozeer het verwachten van de bewolking de mistverwachting zo hachelijk maakt, maar dat de wind - en daarmee zijn verwachting - een veel grotere rol speelt ook voor de afkoeling in de nacht. Wij komen uit op een interval van ongeveer 1 tot 2 m/s, waarbinnen alles in de stabiele menglaag gedurende de nacht moet gebeuren. Bij windsnelheden hoger dan 2 m/s ontstaat geen stralingsmist en bij windsnelheden lager dan 1 m/s kan er, voor zover dat al lukt, alleen maar de lage grondmist ontstaan.

Ondanks het feit dat wij in dit rapport niet de meeste nadruk hebben willen leggen op het wel of niet aanwezig zijn van bewolking, hebben wij toch de situatie uitgewerkt, waarin het in de loop van de nacht opeens opklaart, bijvoorbeeld na de passage van een koufront. Wij hebben laten zien, dat de nachttemperatuur op dat moment, ook al is de nacht reeds een eind gevorderd en ook al zou bij een normale stralingsnacht de temperatuur zo laat in de nacht al helemaal niet meer zo snel dalen, hij dat in de hierboven geschetste situatie opeens wel doet. Voeg daarbij de nog vochtige omgeving samenhangend met de ondertussen weggetrokken regenbuien en er kan, als de windsnelheid ook nog gunstig is (1-2 m/s), gemakkelijk stralingsmist ontstaan.

Eerder hebben wij gezien, dat de luchttemperatuur en de waarde van het dauwpunt gemeten tijdens zonsondergang bepalend zijn voor de relatieve kans op stralingsmist. Belangrijk is het te weten, hoe hoog het dauwpunt na de 2-uursperiode op moment van zonsondergang is. Met de uurlijkse synoptische of halfuurlijkse gegevens zal dit, omdat de tijden van die metingen vaak niet samenvallen met het tijdstip van zonsondergang, niet zomaar mogelijk zijn. Automatische stations met hun vrijwel continue registratie zouden wel in deze behoefte kunnen voorzien.

Wij hebben aangetoond, dat continue waarnemingen het tevens mogelijk zouden maken om, gegeven het verloop van de windsnelheid gedurende de 2-uursperiode en de dauwpuntsverhoging, die gelijk is aan het verschil tussen het dauwpunt ten tijde van zonsondergang en die van twee uur eerder, het bodemvochtgehalte te bepalen. Dit laatste gegeven zou kunnen worden gebruikt in computermodellen voor weer en klimaat. In dit rapport wordt aangetoond, dat in tamelijk open terrein, waarin volgens afspraak de synoptische windmetingen worden verricht, die dauwpuntsverschillen samenhangend met het bodemvochtgehalte groot genoeg zijn om te meten, zodat op die manier inderdaad het bodemvochtgehalte kan worden bepaald. Dit geldt zeker voor de koudere situaties, maar ook in de warmere gevallen, hoewel wij daarvan telkens wel hebben gezien, dat de dauwpuntsstijging aan het einde van de 2-uursperiode minder groot is.

Steeds is gesproken over het tijdstip van zonsondergang, omdat wij hebben aangenomen, dat dan de latente warmtestroom gelijk aan nul wordt ofwel de dauwpuntstemperatuur op 1.5 meter hoog is dan gelijk aan de dauwpuntstemperatuur van het aardoppervlak. En dat is dan tevens de temperatuur van het aardoppervlak, immers er treedt condensatie op. Op dat moment kan de methode van Taylor voor de afbakening van het gebied, waarbinnen de toestandskromme van de afkoelende lucht zich moet bevinden, in het temperatuur-dampdruk diagram worden toegepast en zodoende kan worden berekend, hoe groot de kans is dat zich in de loop van de nacht stralingsmist vormt.

Wanneer echter het verschil tussen luchttemperatuur en dauwpunt al gering is, moet er rekening mee worden gehouden, dat door de sterke toename van de vochtigheid in de menglaag bij het begin van de 2-uursperiode en de voortgaande afkoeling van de luchttemperatuur al voor zonsondergang zich plotseling stralingsmist kan vormen. Aangetoond wordt, dat enkel lettend op de windsnelheid en het soort terrein de gematigde breedten de gebieden zijn waar de stralingsmist het gemakkelijkst kan ontstaan. De voorwaarden van meer wind en ruwer terrein van de hogere breedten zijn er niet en ook niet die van de lagere breedten zijnde de geringe windsnelheid en het zeer open terrein. Samen met het al eerder genoemde verschijnsel, dat uitgaande van dezelfde luchtvochtigheidsgraad bij hoge luchttemperaturen zich lang niet zo gemakkelijk stralingsmist vormt als bij lage, ligt hier een verklaring voor het feit, dat in de tropen, hoewel de vochtigheid daar meestal hoog is, toch de mistkansen klein zijn en waarom op onze breedten mist juist makkelijker ontstaat.

Al eerder is aangegeven, dat voor zonsondergang, wanneer de lucht maar voldoende vochtig is, zich als het ware door de voortgaande sterke verdamping geforceerd ook plotseling stralingsmist kan vormen. Ditzelfde doet zich ook voor in de vroege morgen gedurende de twee uur na zonsopkomst. Ook dan koelt de lucht nog af, maar neemt de verdamping steeds verder toe en ook dan kan zich, omdat aan het einde van de nacht het verschil tussen luchttemperatuur en dauwpunt vaak al klein is, opeens als het ware geforceerd dichte stralingsmist vormen. Het is daarom van belang om erop te wijzen, dat ook al is er in de loop van de nacht nog geen stralingsmist ontstaan, dit alsnog in de vroege ochtend - gemiddeld genomen één uur na zonsopgang, maar in de zomerperiode wordt dit na ongeveer twee uur - plotseling kan gebeuren. Aangetoond is wel, dat dit alleen kan gebeuren als de hoogte van de menglaag dan tussen de 45 en 110 m ligt. Ook nu geldt weer, dat de kans op dit verschijnsel in de koude seizoenen groter is dan in de zomer. De gebondenheid aan vochtige gebieden met hoge grondwaterstanden lijkt ook nu aanwezig. Immers boven die gebieden zal zich vochtiger lucht bevinden en daarom zal zich meer dauw onder andere nodig voor de verdamping in de vroege morgen op het gewas hebben afgezet.

Maar zoals steeds weer, de windsnelheid moet wel hoger zijn dan de 1 m/s grens. Daar beneden vormt zich de lage grondmist van ongeveer 1.5 m hoog. Ook de bovengrens van 2 m/s is weer van toepassing, omdat is aangetoond, dat tot die snelheid mist in vorming vrijwel niet van plaats verandert, dus bij zijn voedingsbronnen (vochtige bodem en vochtige lucht daarboven) blijft.

Tenslotte, herhaaldelijk is hierboven gesproken over de relatieve kans op stralingsmist. Klimatologisch onderzoek naar het verband tussen het ontstaan van stralingsmist in de nacht (zicht < 200 m) en de luchttemperatuur en dauwpunt

op het moment van zonsondergang zou deze kans absoluut kunnen maken. In 1975 heeft Hansen (ref. 48) eveneens uitgaande van het artikel van Taylor onderzoek verricht om voorspeldiagrammen met betrekking tot stralingsmist te maken. Hansen heeft dit gedaan voor die gevallen, waarbij de totale bedekkingsgraad $N \leq 0.5$ én de windsnelheid $U_{10} \leq 3$ m/s was, waarbij hij stelt, dat dit de noodzakelijke voorwaarden zijn voor het ontstaan van stralingsmist. In dit rapport maken wij duidelijk, dat dit inderdaad ongeveer de grenzen zijn waarbinnen de vorming van stralingsmist zich afspeelt, waarbij wij voor de bovengrens van de wind in de 2-uursperiode voor zonsondergang op een maximum (in zeer open terrein) van 4 m/s uitkomen en als ondergrens op 1 m/s. In de voorspeldiagrammen van Hansen, die voor alle maanden van het jaar zijn gemaakt, zijn de gebieden aangegeven, waar in afhankelijkheid van temperatuur op de waarnemingshoogte van 1.5 m en het verschil tussen dezelfde temperatuur en de nattebol temperatuur de kansen op stralingsmist niet zijn te verwaarlozen en waar dat wel het geval is. Deze voorspeldiagrammen zouden na een omrekening van de nattebol temperatuur naar de dauwpuntstemperatuur in onze behoefte kunnen voorzien, ware het niet, dat zij voor vaste tijdstippen 17, 20 en 23 UT zijn gemaakt en niet voor het moment, waarop de zon ondergaat.

Enkele praktische gevolgtrekkingen

Als één ding in onderhavige rapport duidelijk is geworden is, dat uitgaande van het zeer nauwe windinterval 1-2 m/s, waarbinnen zich de vorming van stralingsmist moet afspelen, het precies verwachten van het ontstaan van mist in plaats en tijd zeer moeilijk blijft. Het lijkt er op, dat een operationeel computermodel, dat voor de sturende uitwendige omstandigheden van een kleiner model dat het ontstaan van stralingsmist kan berekenen de windverwachting levert, dat voor bovengenoemd zeer beperkte windsnelheidsinterval nauwkeurig in de tijd moet kunnen. Het bestaan van dergelijke precieze modellen zou overigens het klimatologisch onderzoek naar het absoluut maken van de relatieve kans op stralingsmist overbodig maken. Immers, op een fysische wijze zou dan het wel of niet ontstaan van stralingsmist kunnen worden berekend.

Aangetoond is, dat, ook al heeft zich in een heldere nacht om wat voor redenen nog geen stralingsmist gevormd, dit bij weinig wind (1-2 m/s) in de vroege ochtend ongeveer 1 tot 2 uur na zonsopkomst bij menglaaghoogte tussen de 45 en 110 m plotseling alsnog kan geschieden.

Uitgaande van continue metingen kunnen wij stellen, dat men opletend moet gaan worden, als bij helder weer de windsnelheid in de periode van twee uur voor zonsondergang tot één uur na zonsopgang in dit interval van 1-2 m/s blijft

liggen of geraakt of de neiging daartoe vertoont. Zeker als de luchttemperatuur aan de lage kant is, het verschil tussen luchttemperatuur en dauwpunt al gering en het gebied open. De tijd, die men wint door hier op te letten, is in geval zich stralingsmist vormt ongeveer een kwartier. Als hierboven gesproken wordt over helder weer, mag dat overigens ook later in de nacht zijn, als het maar opklaart. Wij hebben laten zien dat de temperatuur dan alsnog opeens snel kan gaan dalen.

Voor de berichtgeving met betrekking tot mist ten behoeve van het wegverkeer is het zeer gewenst om de waarnemingen van de Verkeerspolitie en ANWB bij de synoptische en METAR-waarnemingen te betrekken. De meteorologische waarnemingen worden meestal gedaan op goed gedraineerde vliegvelden, waardoor het bodemvochtgehalte niet hoog is. Dit in tegenstelling tot andere gebieden waar door de hoge grondwaterstanden het bodemvochtgehalte wel hoog kan zijn en daarmee, zoals wij hebben aangetoond, de kans op mist. Medewerkers van bovengenoemde instanties zullen daarom regelmatig eerder plaatselijk mist kunnen waarnemen dan dat het geval is op de vliegvelden. Waar nog bijkomt, dat het ontstaan van stralingsmist, afgezien van het wel of niet aanwezig zijn van bewolking, zich wel in een eng windsnelheidsinterval van 1 - 2 m/s moet afspelen en dat het ook niet lukt bij een zeer stabiele opbouw van de atmosfeer, zodat het, zoals Wessels (ref. 36) terecht stelt, soms meer een kwestie van toeval is. Immers, ook al zijn de algemene omstandigheden gunstig dan is het nog maar de vraag waar nu precies op tijd op een juiste wijze aan alle scherpe voorwaarden wordt voldaan. Wij hebben wel gezien, dat in de toch niet te verwaarlozen 2% van de nachtelijke tijd per plaats aan bovengenoemde voorwaarden wordt voldaan. Dat betekent, dat, wanneer dit ene gebied hier op dit moment niet aan de

voorwaarden voldoet, een ander gebied verderop dat wel doet. Her en der zal het dus lukken met een voorkeur voor gebieden met hoge grondwaterstanden.

Bovenstaand onderzoek lijkt enkel te zijn verricht met het oog op de hinder die het wegverkeer van mist ondervindt, maar het is eveneens toepasbaar buiten het wegennet, zoals op vliegvelden en boven andere gebieden, waarvan de mistgevoeligheid bij bepaalde operaties een rol kan spelen. Zo zal het door Wessels afgeleide statistische verband tussen de kans op mist, uitgedrukt in promille tijdsduur, en bodemsoort of wat wij ervan hebben gemaakt grondwaterstand ook voor gebieden buiten het wegennet gelden. Hetzelfde geldt voor de zogenaamde Fog Potential Index (ref. 49 en 50), die ook bij het onderzoek naar mistgevoelige plaatsen langs wegen wordt gebruikt, maar die evengoed voor de bepaling van mistgevoelige gebieden buiten het wegennet kan worden aangewend. Deze Fog Potential Index is een getal dat tussen de 0 en 100 ligt: hoe groter deze mistindex, des te hoger de mistgevoeligheid. In de index wordt er bijvoorbeeld rekening mee gehouden of de te onderzoeken plek dicht bij een uitgestrekt wateroppervlak ligt of in een dal, zodat gemakkelijk koude lucht van de hellingen naar beneden kan stromen enz.

Het verdient aanbeveling om een zogenaamd Geografisch InformatieSysteem (GIS), dat grote hoeveelheden plaatselijke gegevens verspreid over uitgestrekte gebieden kan combineren en verwerken, te gebruiken voor de bepaling van mistgevoelige plaatsen en gebieden.

Appendix 1

Bewijs dat het punt, weergevende het mengsel van twee luchtmassa's met verschillende vochtigheden en temperaturen, op een rechte lijn verbindende de twee punten die de twee luchtmassa's in het vochtigheidsdiagram representeren ligt. In het diagram beschrijft de ordinaat de dampdruk en de abscis de temperatuur.

Stel dat de volumes van de twee massa's zijn V_1 en V_2 ,
 hun absolute temperaturen T_1 en T_2 ,
 hun dichtheden ρ_1 en ρ_2 ,
 en hun dampdruk p_1 en p_2 .
 Stel dat de temperatuur van het mengsel is T ,
 en zijn dampdruk p .

Als ξ de soortelijke warmte van lucht bij constante druk is, dan is de warmte door volume V_1 verloren gelijk aan $V_1\rho_1(T_1-T)\xi$ en de warmte gewonnen door V_2 gelijk aan $V_2\rho_2(T-T_2)\xi$, en omdat geen warmte door de lucht als geheel wordt verloren of gewonnen, zijn deze gelijk. Het is een eigenschap van gassen, dat bij een gegeven druk hun dichtheden omgekeerd evenredig zijn met hun absolute temperaturen. Vandaar

$$\frac{\rho_1}{\rho_2} = \frac{T_2}{T_1},$$

en omdat

$$V_1\rho_1(T_1-T)\xi = V_2\rho_2(T-T_2)\xi,$$

geldt vervolgens:

$$\frac{V_1}{T_1}(T_1-T) = \frac{V_2}{T_2}(T-T_2).$$

Vandaar

$$V_1 + V_2 = \left(\frac{V_1}{T_1} + \frac{V_2}{T_2} \right) T \dots\dots\dots (1)$$

Maar het gas V_1 krimpt in volume naar $(V_1T)/T_1$, terwijl het gas V_2 uitzet naar $(V_2T)/T_2$. Hieruit volgt, het totale volume van het mengsel is gelijk aan $(V_1/T_1 + V_2/T_2)T$. Ofwel vanwege (1), het totale volume is gelijk aan $V_1 + V_2$, dat wil zeggen, het totale volume blijft ongewijzigd.

Nu is door de wet van de partiële drukken de dampdruk in het mengsel als gevolg van de waterdamp oorspronkelijk in V_1

aanwezig gelijk aan*:

$$p_1 \frac{T}{T_1} \left(\frac{V_1}{V_1 + V_2} \right).$$

Evenzo is de partiële druk als gevolg van de waterdamp oorspronkelijk in V_2 aanwezig gelijk aan:

$$p_2 \frac{T}{T_2} \left(\frac{V_2}{V_1 + V_2} \right).$$

Hieruit volgt:

$$p = \left(\frac{p_1 V_1}{T_1} + \frac{p_2 V_2}{T_2} \right) \frac{T}{V_1 + V_2},$$

ofwel met behulp van (1):

$$p = \frac{\frac{p_1 V_1}{T_1} + \frac{p_2 V_2}{T_2}}{\left(\frac{V_1}{T_1} + \frac{V_2}{T_2} \right)}.$$

Maar uit (1) volgt ook (en dit is volgens de vertaler van het artikel van Tayler onjuist, zie daarom onze opmerking**):

$$\frac{T_1 - T}{T_1 - T_2} = \frac{V_2}{T_2 \left(\frac{V_1}{T_1} + \frac{V_2}{T_2} \right)}.$$

Vandaar:

$$\frac{p_1 - p}{p_1 - p_2} = \frac{T_1 - T}{T_1 - T_2}$$

Hieruit volgt, dat als twee luchtmassa's door de punten B en C, waarvan de coördinaten in het vochtigheidsdiagram (p_1, T_1) en (p_2, T_2) zijn, worden voorgesteld, dat dan het punt E die het mengsel beschrijft, en als coördinaten (p, T) heeft op de rechte lijn ligt, die de punten B en C verbindt.

* Deze stap namelijk dat de partiële dampdruk bij de gekrompen luchtmassa V_1 gelijk is aan:

$$p_1 \frac{T}{T_1} \left(\frac{V_1}{V_1 + V_2} \right)$$

is voor de vertaler van dit artikel van Taylor niet duidelijk.

Met $(V_1 T)/T_1$ wordt het gekrompen volume V_1 na de menging aangegeven en met $(V_1 T)/T_1 \times \{1/(V_1 + V_2)\}$ de fractie, waarmee dit gekrompen volume deel uitmaakt van het totale volume $(V_1 + V_2)$. Echter, dat het product van deze fractie en de dampdruk p_1 een partiële dampdruk in het mengsel oplevert, begrijpt hij niet.

Daarom de volgende afleiding.

De dampdruk van de eerste luchtmassa betrokken bij de menging is gelijk aan:

$$p_1 = \frac{m_1 R^*}{V_1 M} T_1 \quad ,$$

waarin m_1 de massa van de waterdamp in volume V_1 is, M het moleculaire gewicht van waterdamp en R^* de universele gasconstante.

Voor de luchtmassa V_2 is hetzelfde te schrijven:

$$p_2 = \frac{m_2 R^*}{V_2 M} T_2 \quad .$$

Voor de dampdruk p van het mengsel met volume $V_1 + V_2$ en temperatuur T geldt het volgende:

$$p = \frac{(m_1 + m_2) R^*}{(V_1 + V_2) M} T \quad .$$

Ofwel:

$$p = \left(\frac{m_1}{V_1 + V_2} + \frac{m_2}{V_1 + V_2} \right) \frac{R^*}{M} T \quad .$$

En dit nog verder bewerkend kan geschreven worden:

$$p = \frac{m_1 R^*}{V_1 M} T_1 \times \frac{T}{T_1} \left(\frac{V_1}{V_1 + V_2} \right) + \frac{m_2 R^*}{V_2 M} T_2 \times \frac{T}{T_2} \left(\frac{V_2}{V_1 + V_2} \right) \quad .$$

ofwel

$$p = p_1 \frac{T}{T_1} \left(\frac{V_1}{V_1 + V_2} \right) + p_2 \frac{T}{T_2} \left(\frac{V_2}{V_1 + V_2} \right) \quad .$$

En hier staat hetzelfde als wat Taylor in zijn artikel poneert.

** Deze voorlaatste formule van Taylor in zijn APPENDIX is volgens ons niet juist en ook de is ons niet duidelijk hoe hij daarom op zijn laatste formule komt. Wel is makkelijk te bewijzen dat de rechte lijn door de twee pun $(p_1 T_1)$ en $(p_2 T_2)$ aan deze verhouding moet voldoen.

Door nu de waarden van het mengsel T (zie (1)) en p (zie (2)) in deze verhouding in te vullen blijkt inderdaad aan deze gelijkheid te worden voldaan. Ofwel het punt (p, T) dat het mengsel beschrijft ligt op het lijnstuk tussen $(p_1 T_1)$ en $(p_2 T_2)$.

Appendix 2

De oplossing, die Ivens biedt om de restterm weg te werken, bestaat hieruit, dat hij door vanaf het moment van zonsondergang in de loop van de tijd steeds iets meer van de exponentiële kromme af te trekken, hij bij $Li = Z$ precies evenveel aftrekt, als er anders nog over zou zijn namelijk de restterm. Hij laat de correctie evenredig met Li/Z aangroeien zodat hij op tijdstip $Li = Z$ precies bij $\exp(-2.3)$ aankomt. Dus:

$$T_i = (T_z - T_n) \left\{ \exp\left(-\frac{2.3Li}{Z}\right) - \frac{Li}{Z} \exp(-2.3) \right\} + T_n .$$

Dankbetuiging

Veel dank is de schrijver van dit rapport verschuldigd aan D. Blaauboer en R. Ivens voor het nauwkeurig doorlezen van het manuscript en voor de daaruit voortvloeiende zeer nuttige adviezen.

Verder wil ik graag de bijdragen van H. Wessels en K. Verbeek in deze dankbetuiging noemen. Evenzo ben ik B. van Diemen en J. Kwakkel, die zorg hebben gedragen voor de fraaie opmaak van dit rapport, zeer erkentelijk.

Literatuur

1. Wessels, H.R.A., 1993. Meteorologische evaluatie van de zichtmetingen langs de A16. Technisch Rapport TR - 157. KNMI De Bilt.
2. Pettersen, S., 1939. Aspects of formation and dissipation of fog. *Geof. Publ*, 12, 1-22.
3. Roach, W.T., Brown, R., Caughey, S.J., Garland, J.A., and C.J. Readings, 1976. The physics of radiation fog: I - a field study. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 102, 313-333.
4. Mahfouf, J., 1991. Analysis of soil moisture from near-surface parameters: a feasibility study. *J. Apl. Meteor.*, 30, 1534-1547.
5. Beljaars, A.C.M., and F.C. Bosveld, 1997. Cabauw data for the validation of land surface parameterization schemes. *J. of Climate*, 10, 1172-1193.
6. Duynkerke, P.G., 1991. Radiation Fog: A Comparison of Model Simulation with Detailed Observations. *Monthly Weather Rev.*, 119, 324-341.
7. Geiger, R., Aron, R., and P. Todhunter, 1995. The climate near the ground. Fifth ed. Braunschweig Vieweg. Cambridge, Mass. Harvard University Press.
8. Hage, J.C.H. van der, en H.R.A. Wessels, 1980. *Natuurkunde van de Atmosfeer*. Wolters-Noordhoff Groningen.
9. Taylor, G.I., 1917. The formation of fog and mist. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, XLIII, 246-268.
10. Taylor, G.I., 1915. Eddy Motion in the Atmosphere. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 215, 1-26.
11. Hey, H. van der, en P.K. Peerlkamp, 1978. *Kennis van Grond en Bodem*. Wolters-Noordhoff Groningen.
12. Kuipers, S.F., 1991. *Bodemkunde*. Educaboek, Culemborg.
13. Werkgroep herziening Cultuur technisch vademecum, 1988. *Cultuur technisch vademecum*. Cultuurtechnische Vereniging. Utrecht.
14. Matejka, F., 1995. The energy balance of plant canopies and the soil moisture in the root zone. *Contr. Geophys. Inst. SAS. Meteorol.*, 15, 43-49.
15. Hurlalova, T., 1991. Evapotranspiration of winter wheat and sugar beet stands in ontogenesis. *Cont. Geophys. Inst. SAS, Ser. Meteorol.*, 11, 28-40.
16. Holtslag, A.A.M., 1987. Surface fluxes and boundary layer scaling, models and applications. Scientific Report WR 87 - 2. KNMI De Bilt.
17. Wieringa, J., 1986. De atmosferische grenslaag. Technisch Rapport TR - 89. KNMI De Bilt.
18. Engelen, A.F.V. van, en H.A.M. Geurts, 1983. Historische weerkundige waarnemingen. Deel III, Een rekenmodel dat het verloop van de temperatuur over een etmaal berekent uit drie termijnmetingen van de temperatuur. EG - KNMI De Bilt.
19. McIntosh, D.H., and A.S. Thom, 1969. *Essentials of Meteorology*. Wykeham, London.
20. Petersen, E.L., Troen, I., Frandsen, S., and K. Hedegaard, 1981. *Windatlas for Denmark*. Riso National Laboratory (Roskilde, Denmark) Rep. 428.
21. Kim, C.P., and D. Entekhabi, 1997. Examination of two methods for estimating regional evaporation using a coupled mixed layer and land surface model. *Water Resources Research*, 33, 2109-2116.

22. Wessels, H.R.A., 1991. Syllabus Fysische Meteorologie. Technisch Rapport TR - 140. KNMI De Bilt.
23. Brown, R., and W.T. Roach, 1976. The physics of radiation fog: II - a numerical study. *Quart. J.Roy. Meteor. Soc.*, 102, 335-354.
24. Terpstra, J.M., 1995. Over slecht zicht, bewolking, windstoten en gladheid. Technisch Rapport TR - 175. KNMI De Bilt.
25. Beljaars, A.C.M., Holtslag, A.A.M., and R.M. van Westrheden, 1989. Description of a software library for the calculation of surface fluxes. Technical Report TR - 112. KNMI De Bilt.
26. Mureay, R. (eindred.), 1995. De wereld van het weer: over weer en klimaatverandering. TELEAC, Utrecht.
27. Nieuwstadt, F.T.M., 1981. The nocturnal boundary layer. Theory and experiments. Scientific Report WR 81 - 1. KNMI De Bilt.
28. KNMI, 1979. Luchtverontreiniging en weer (2de druk). Staatsuitgeverij 's-Gravenhage.
29. Beyrich, F., 1997. Mixing height estimation sodar data - a critical discussion. *Atm. Environment*, 31, 3941-3953.
30. Met. Office, 1975, Handbook of Weather Forecasting (Met.O.875). Met. Office, Bracknell.
31. Blaauboer, D., 1991. A knowledge based system for fog forecasting on road sites: operational practice and verification. DRIVE project V1058. Deliverable 28B. KNMI De Bilt.
32. Bendix, J., 1994. Fog climatology of the Po valley. *Riv. Met. Aeron.*, 54, 25-35.
33. Heino, R., 1978. On the diurnal variation of visibility and fog in Finland. Technical Report No. 19. Finnish Meteorological Institute, Helsinki.
34. Buishand, T.A., en C.A. Velds, 1980. Neerslag en Verdamping. (Klimaat van Nederland 1. KNMI) Staatsuitgeverij, 's-Gravenhage.
35. Mist, 16 KNMI stations tijdvak: 1981 t/m 1989. Klimatologische Dienst 1991 KNMI De Bilt. [unpubl. manuscript]
36. Wessels, H.R.A., 1998. Persoonlijke mededelingen. KNMI De Bilt.
37. Deacon, E.L., 1953. Vertical profiles of mean wind in the surface layers of the atmosphere. *Geophys. Mem.*, 11, 1 - 68.
38. Cannemeijer, F., and A.H.C. Stalenhoef, 1977. Occurrence and advection of fog at Amsterdam/Airport (Schiphol). Scientific Report WR 77 - 12. KNMI De Bilt.
39. Wieringa, J. en P.J. Rijkooft, 1983. Windklimaat van Nederland (Klimaat van Nederland 2, KNMI). Staatsuitgeverij, 's-Gravenhage.
40. Driedonks, A.G.M., 1981. Dynamics of the well-mixed atmospheric boundary layer. Scientific Reoprt WR 81 - 2. KNMI De Bilt.
41. Napier Shaw, LL.D., 1930. Manual of meteorology. Volume III, The physical processes of weather, 28-31. University Press Cambridge.
42. Nappo, C.J., 1992. Gravity-wave-generated turbulence and diffusion in the stable planetary boundary layer. Air pollution modelling and its application IX. NATO Challenges of modern society, 17, 613-621. New York, Plenum Press.
43. Nappo, C.J., 1991. Sporadic turbulence and dispersion in the stable boundary layer. Air pollution modelling and its application VIII. NATO Challenges of modern society, 15, 705-712. New York, Plenum Press.
44. Roach, W.T., 1976. On some quasi-periodic oscillations observed during a field investigation of radiation fog. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 102, 355-359.
45. Driedonks, A.G.M., 1980. Het optreden van een nachtelijk windmaximum op lage hoogte. Verslagen V - 346. KNMI De Bilt.
46. Deaves, D.M., and I.G. Lines, 1998. The nature and frequency of low wind speed conditions. *J. Wind. Eng. Ind. Aerodyn.*, 73, 1-29.
47. Ivens, R.A.A.M., 1998. Persoonlijke mededelingen. KNMI De Bilt.

48. Hansen, H.W., 1975. Uitwerking van een hulpmiddel bij het voorspellen van mist voor de luchthaven Schiphol. Verslagen V - 262. KNMI De Bilt.
49. Musk, L.F., 1988. The assessment of local fog climatology for new motorways and major road schemes. Proceedings of the Fourth International Conference on Meteorology and Road safety. Florence, November, 777-797. Accademia dei Georgofili, Firenze.
50. Dixon, J.C., and M.J. Prior, 1988. Current techniques for assessing (indirectly) the localised incidence of fog on roads. Proceedings of the Fourth International Conference on Meteorology and Road Safety. Florence, November, 683-702. Accademia dei Georgofili, Firenze.

KNMI-PUBLICATIES, VERSCHENEN SEDERT 1996

Een overzicht van eerder verschenen publicaties, wordt verzoek toegezonden door de Bibliotheek van het KNMI, postbus 201, 3730 AE De Bilt, tel. 030 - 2 206 855, fax. 030 - 2 210 407; e-mail: bibliotheek@knmi.nl

KNMI-PUBLICATIE MET NUMMER

- 150-28 Sneeuwdek in Nederland 1961-1990 / A.M.G. Klein Tank
 180a List of acronyms in environmental sciences : revised edition / [compiled by P. Geerders and M. Waterborg]
 181b FM12 SYNOP internationale en nationale regelgeving voor het coderen van de groepen 7wwW1W2 en 960ww; derde druk
 183-1 Rainfall in New Guinea (Irian Jaya) / T.B. Ridder
 183-2 Vergelijking van zware regens te Hollandia (Nieuw Guinea), thans Jayapura (Irian Jaya) met zware regens te De Bilt / T. B. Ridder
 183-3 Verdamping in Nieuw-Guinea, vergelijking van gemeten hoeveelheden met berekende hoeveelheden / T.B. Ridder
 183-4 Beschrijving van het klimaat te Merauke, Nieuw Guinea, in verband met de eventuele vestiging van een zoutwinningsbedrijf / T.B. Ridder a.o.
 183-5 Overzicht van klimatologische en geofysische publicaties betreffende Nieuw-Guinea / T.B. Ridder
 184a Inleiding tot de algemene meteorologie : studie-uitgave, 2e druk / B. Zwart, A. Steenhuisen, m.m.v. H.J. Krijnen
 185a Handleiding voor het gebruik van sectie 2 van de FM 13-X SHIP-code voor waarnemers op zee / KNMI; KLu; KM
 186-I Rainfall generator for the Rhine Basin: single-site generation of weather variables by nearest-neighbour resampling / T. Brandsma a.o.
 187 De wind in de rug: KNMI-weerman schaatst de Elfstedentocht / H. van Dorp
 188 SODA workshop on chemical data assimilation: proceedings; 9-10 December 1998, KNMI, De Bilt, The Netherlands

TECHNISCH RAPPORT = TECHNICAL REPORT (TR)

- 170 DARR-94 / C.P.G. Lomme
 171 EFEDA-91: documentation of measurements obtained by KNMI / W.A.A. Monna a.o.
 172 Cloud lidar research at the Royal Netherlands Meteorological Institute KNMI2B2, version 2 cloud lidar analysis / A.Y. Fong a.o.
 173 Measurement of the structure parameter of vertical wind-velocity in the atmospheric boundary layer / R. van der Ploeg
 174 Report of the ASGASEX'94 workshop / ed. by W.A. Oost
 175 Over slecht zicht, bewolking, windstoten en gladheid / J. Terpstra
 176 Verification of the WAQUA/CSM-16 model for the winters 1992-93 and 1993-94 / J.W. de Vries
 177 Nauwkeuriger nettostraling meten / M.K. van der Molen en W. Kohsiek
 178 Neerslag in het stroomgebied van de Maas in januari 1995: waarnemingen en verificatie van modelprognoses / R.Jilderda a.o.
 179 First field experience with 600PA phased array sodar / H. Klein Baltink
 180 Een Kalman-correctieschema voor de wegdektemperatuurverwachtingen van het VAISALA-model / A. Jacobs
 181 Calibration study of the K-Gill propeller vane / Marcel Bottema
 182 Ontwikkeling van een spectraal UV-meetinstrument / Frank Helderman
 183 Rainfall generator for the Rhine catchment : a feasibility study / T. Adri Buishand and Theo Brandsma
 184 Parametrisatie van mooi-weer cumulus / M.C. van Zanten
 185 Interim report on the KNMI contributions to the second phase of the AERO-project / Wiel Wauben, Paul Fortuin a.o.
 186 Seismische analyse van de aardbevingen bij Middelstum (30 juli 1994) en Annen (16 augustus '94 en 31 januari '95) / [SO]
 187 Analyse wenselijkheid overname RIVM-windmeetlokalities door KNMI / H. Benschop
 188 Windsnelheidsmetingen op zeestations en kuststations: herleiding waarden windsnelheden naar 10-meter niveau / H. Benschop
 189 On the KNMI calibration of net radiometers / W. Kohsiek
 190 NEDWAM statistics over the period October 1994 - April 1995 / F.B. Koek
 191 Description and verification of the HIRLAM trajectory model / E. de Bruijn
 192 Tiltmeting . een alternatief voor waterpassing ? / H.W. Haak
 193 Error modelling of scatterometer, in-situ and ECMWF model winds; a calibration refinement / Ad Stoffelen
 194 KNMI contribution to the European project POPSICLE / Theo Brandsma a.o.
 195 ECBILT a coupled atmosphere ocean sea-ice model for climate predictability studies / R.J. Haarsma a.o.
 196 Environmental and climatic consequences of aviation: final report of the KNMI contributions to the AERO-project / W. Wauben a.o.
 197 Global radiation measurements in the operational KNMI meteorological network: effects of pollution and ventilation / F. Kuik
 198 KALCORR: a kalman-correction model for real-time road surface temperature forecasting / A. Jacobs
 199 Macroseismische waarnemingen Roswinkel 19-2-1997 / B. Dost e.a.
 200 Operationele UV-metingen bij het KNMI / F. Kuik
 201 Vergelijking van de Vaisala's HMP233 en HMP243 relatieve luchtvochtigheidsmeters / F. Kuik
 202 Statistical guidance for the North Sea / Janet Wijngaard and Kees Kok
 203 UV-intercomparison SUSPEN / Foeke Kuik and Wiel Wauben

- 204 Temperature corrections on radiation measurements using Modtran 3 / D.A. Bunschoek, A.C.A.P. van Lammeren and A.J. Feijt
 205 Seismisch risico in Noord-Nederland / Th. De Crook, H.W. Haak en B. Dost
 206 The HIRLAM-STAT-archive and its application programs / Albert Jacobs
 207 Retrieval of aerosol properties from multispectral direct sun measurements / O.P. Hasekamp
 208 The KNMI Garderen Experiment, micro-meteorological observations 1988-1989; instruments and data / F.C. Bosveld a.o.
 209 CO2 in water and air during ASGAMAGE: concentration measurements and consensus data / Cor M.J. Jacobs, Gerard J. Kunz, Detlev Sprung a.o.
 210 Elf jaar Cabauw-metingen / J.G. van der Vliet
 211 Indices die de variabiliteit en de extremen van het klimaat beschrijven / E.J. Klok
 212 First guess TAF-FGTAF: semi-automation in TAF production / Albert Jacobs
 213 Zeer korte termijn bewolkingsverwachting met behulp van METCAST: een verificatie en beschrijving model-uitvoer / S.H. van der Veen
 214 The implementation of two mixed-layer schemes in the HOPE ocean general circulation model / M. van Eijk
 215 Stratosphere-troposphere exchange of ozone, diagnosed from an ECMWF ozone simulation experiment / Harm Luykx
 216 Evaluatierapport Automatisering Visuele Waarnemingen Ontwikkeling Meestsysteem / Wiel Wauben en Hans de Jongh
 217 Verificatie TAF en TREND / Hans van Bruggen
 218 LEO - LSG and ECBILT coupled through OASIS: description and manual/A. Sterl
 219 De invloed van de grondwaterstand, wind, temperatuur en dauwpunt op de vorming van stralingsmist: een kwantitatieve benadering / J. Terpstra
 220 Back-up modellering van windmeetmasten op luchthavens / Ilja Smits
 221 PV-mixing around the tropopause in an extratropical cyclone / M. Sigmond
 222 NPK-TIG oefendag 16 december 1998 / G.T. Geertsema, H. van Dorp e.a.

WETENSCHAPPELIJK RAPPORT = SCIENTIFIC REPORT (W/R)

- 96-01 A new algorithm for total ozone retrieval from direct sun measurements with a filter instrument / W.M.F. Wauben
 96-02 Chaos and coupling: a coupled atmosphere ocean-boxmodel for coupled behaviour studies / G. Zondervan
 96-03 An acoustical array for subsonic signals / H.W. Haak
 96-04 Transformation of wind in the coastal zone / V.N. Kudryavtsev a.o.
 96-05 Simulations of the response of the ocean waves in the North Atlantic and North Sea to CO2 doubling in the atmosphere / K. Rider a.o.
 96-06 Microbarograph systems for the infrasonic detection of nuclear explosions / H.W. Haak and G.J. de Wilde
 96-07 An ozone climatology based on ozonesonde measurements / J.P.F. Fortuin
 96-08 COME validation at KNMI and collaborating institutes / ed. P. Stammes a.o.
 97-01 The adjoint of the WAM model / H. Hersbach
 97-02 Optimal interpolation of partitions: a data assimilation scheme for NEDWAM-4; description and evaluation of the period November 1995 - October 1996 / A. Voorrips
 97-03 SATVIEW: a semi-physical scatterometer algorithm / J.A.M. Janssen a.o.
 97-04 GPS water vapour meteorology . status report / H. Derks a.o.
 97-05 Climatological spinup of the ECBILT oceanmodel / Arie Kattenberg a.o.
 97-06 Direct determination of the air-sea transfer velocity of CO2 during ASGAMAGE / J.C.M. Jacobs, W. Kohsiek and W.A. Oost
 97-07 Scattering matrices of ice crystals / M. Hess, P. Stammes a.o.
 97-08 Experiments with horizontal diffusion and advection in a nested fine mesh mesoscale model / E.I.F. de Bruijn
 97-09 On the assimilation of ozone into an atmospheric model / E. Valur Hólm
 98-01 Steady state analysis of a coupled atmosphere ocean-boxmodel / F.A. Bakker
 98-02 The ASGAMAGE workshop, September 22-25, 1997 / ed. W.A. Oost
 98-03 Experimenting with a similarity measure for atmospheric flows / R.A. Pasmanter and X.-L. Wang
 98-04 Evaluation of a radio interferometry lightning positioning system / H.R.A. Wessels
 98-05 Literature study of climate effects of contrails caused by aircraft emissions / V.E. Pultau
 99-01 Enhancement of solar and ultraviolet surface irradiance under partial cloudy conditions / Serdal Tunç
 99-02 Turbulent air flow over sea waves: refined model for applications / V.N. Kudryavtsev, V.K. Makin and J.F. Meirink
 99-03 The KNMI Garderen experiment, micro-meteorological observations 1988-1989: corrections / Fred C. Bosveld
 99-04 ASGAMAGE: the ASGASEX MAGE experiment : final report / ed. W.A. Oost

