

Over slecht zicht, bewolking, windstoten en gladheid

J.M. Terpstra

Technisch rapport; TR-175

De Bilt, 1995

Postbus 201
3730 AE De Bilt
Wilhelminalaan 10
Telefoon 030-206 911
Telefax 030-210 407

(na 10-10-'95
tel. +31(0)30-22 06 911
fax +31(0)30-22 10 407)

UDC: 551.50
551.553.8
551.577.61
551.578.4
551.591
625.032.76
ISSN: 0169-1708
ISBN: 90-369-2078-7

INHOUD

Voorwoord

1. Samenvatting en conclusies
 - 1.1. Inleiding
 - 1.2. Het ontstaan en vergaan van bewolking en mist
 - 1.3. Over ogenschijnlijk plotselinge omslagen, waaraan echter wel veel voorbereiding vooraf is gegaan
 - 1.4. Aquaplaning
 - 1.5. Weerradar en de korte termijn neerslagverwachting
 - 1.6. Neerslag en slecht zicht
 - 1.6.1. Het teruglopen van het algehele zicht
 - 1.6.2. Regen en het zicht achter het stuur
 - 1.6.3. Spat- en stuifwater en het zicht achter het stuur
 - 1.7. Windstootverwachtingen
 - 1.8. Slippen veroorzaakt door sneeuw, hagel of ijs
 - 1.8.1. Gladheid door sneeuw en hagel
 - 1.8.2. Gladheid door een bevroren wegdek
 2. Inleiding
 3. Schema weer- en verkeerssysteem
 4. Mist
 - 4.1. Het uitbranden van mist
-

5. Bewolking
 - 5.1. Het oplossen van bewolking en zonnestraling
 - 5.1.1. Enkele opmerkingen
 - 5.2. Het snelle ontstaan of vergaan van bewolking in een zwakke opwaartse respectievelijk neerwaartse stroming
 - 5.3. Het erin vliegen van bewolking door de zonnestraling

 6. Regenval en aquaplaning
 - 6.1. Inleiding
 - 6.2. Visceuze aquaplaning
 - 6.3. Dynamische aquaplaning
 - 6.3.1. Weerradar en aquaplaning
 - 6.4. De korte termijn extrapolatie van radarbeelden
 - 6.5. De puntverwachting van de weerradar

 7. Neerslag en slecht zicht
 - 7.1. Inleiding
 - 7.2. Het zicht in sneeuw- en regenbuien
 - 7.3. Het zicht in een hagelbui
 - 7.4. Regenval en het zicht van achter het stuur
 - 7.5. Spat- en stuifwater en het zicht van achter het stuur
 - 7.6. Enige opmerkingen

 8. Windstootverwachtingen
 - 8.1. Stormachtig weer en windstoten
 - 8.2. Enige opmerkingen
 - 8.3. Zware buien en windstoten

 9. Slippen veroorzaakt door sneeuw, hagel en ijs
 - 9.1. Sneeuw, weerradar en gladheid
 - 9.2. Hagel en slipgevaar
 - 9.3. Gladheid veroorzaakt door een bevroren wegdek
 - 9.3.1. Enige theorie over wegdektemperaturen
 - 9.3.2. Bewolking, wind, terreinruwheid, lucht- en wegdektemperatuur
 - 9.3.2.1. Wegdektemperatuur en bewolking
 - 9.3.2.2. Wegdektemperatuur en wind
 - 9.3.2.3. Wegdektemperatuur en terreinruwheid
 - 9.3.2.4. Wegdek- en huttemperatuur
 - 9.3.2.5. Opmerkingen
-

Dankbetuiging

Literatuur

VOORWOORD

Dit rapport bestaat voor het grootste deel uit resultaten van meteorologisch onderzoek, dat in het kader van het Europese verkeersproject DRIVE is verricht. Het beschrijft verwachtingsmethoden betreffende aquaplaning, slecht zicht in mist, regen-, sneeuw- en hagelbuien, maar ook de zichtverslechtering in door auto's opgeworpen spat- en stuifwater. De verwachtingsmethode van windstoten ten behoeve van het verkeer wordt behandeld als ook de verwachting voor gladheid in hagel- of sneeuwbuien en van een bevroren wegdek. Daarnaast bood het onderwerp mist de gelegenheid om de in de weerkamers wel eens gebezigde uitdrukking "de mist brandt eruit" verder uit te werken. Daarop voortbordurend wordt ook het ontstaan en vergaan van bewolking behandeld. Duidelijk wordt gemaakt, dat voordat het snelle van wat in dit rapport heet "erin vliegen van de bewolking" plaatsvindt, er lang van te voren onder invloed van de zon al de nodige voorbereidingen zijn geweest. Net als het laatste beetje zonne-energie is toegevoegd, wordt convectieve bewolking opeens zichtbaar. In dit rapport wordt de vraag gesteld of dit niet met meer verschijnselen in de atmosfeer het geval is. Op een moment is ergens zoveel kou, warmte, waterdamp, kinetische energie enz. opgehoopt of weggehaald, dat als er nog iets bijkomt of afgaat, er plotseling een andere ontwikkeling op gang komt. Gesuggereerd wordt, dat het wel eens interessant zou kunnen zijn om aan te geven, waar in de computerprognoses deze limieten tussentijds worden overschreden. In het computermodel is de limiet net bereikt, maar was dat niet gebeurd dan was er misschien een heel andere oplossing uit de bus gekomen.

Het rapport begint in tegenstelling met wat meestal gebruikelijk is met het hoofdstuk SAMENVATTING EN CONCLUSIES. Ontdaan van allerlei formules en andere beschouwingen worden in dit hoofdstuk de resultaten gepresenteerd.

1. SAMENVATTING EN CONCLUSIES

1.1. Inleiding

Dit rapport is grotendeels voortgekomen uit onderzoek verricht ten behoeve van het Europese DRIVE project. Dit is een verkeersproject, dat op grote schaal met veel instituten en bedrijven uit vele Europese landen wordt uitgevoerd. Het eerste deel van het project DRIVE-1 duurde van 1989 tot en met 1991. Het vervolg project DRIVE-2 liep van 1992 tot aan 1995 en werd evenals het vorige voor de helft gefinancierd door de Europese Unie. Het DRIVE-project, dat nog steeds voortgaat, heeft tot doel:

- het verbeteren van de veiligheid op de weg
- het efficiënter gebruiken van de weg
- het terugdringen van de vervuiling veroorzaakt door het wegverkeer.

DRIVE is een afkorting van **Dedicated Road Infrastructure for Vehicle Safety in Europe**. Allerlei onderwerpen, die te maken hebben met het autoverkeer komen ter sprake. Te noemen zijn: routebegeleiding, navigatie, automatische tolheffing, gedrag van de bestuurders, waarschuwingstekens, Europese standaardisatie, automatische ongelukdetectie, veiligheid enz. Alle plannen overziend bekruipt je wel eens het gevoel, dat alles wat in de luchtvaart aan begeleiding van het vliegtuigverkeer al is ontwikkeld nu op het aardoppervlak tot stand gebracht gaat worden.

Het KNMI werkte in een consortium van bedrijven aan het onderwerp, dat betrekking heeft op de veiligheid op de wegen in afhankelijkheid van het weer. Dit alles geschiedde in het kader van het ROSES-project, hetgeen een afkorting is van **ROad Safety Enhancement System**. Hoofdprojectleider was TNO Delft. Het Instituut voor Zintuigfysiologie te Soesterberg (overigens ook een TNO instituut) deed onderzoek naar het gedrag van weggebruikers onder normale en slecht weer condities. De sportwagenfabrikant Porsche leverde een testwagen, die met het oog op aquaplaning de dikte van de waterlaag op de weg kan bepalen, die de zijwind meet om goed bij te kunnen sturen en die aangeeft waar gezien de mogelijkheden van de auto en het heersende weer de grenzen van veilig rijden liggen. Rijkswaterstaat deed onderzoek naar het wegonderhoud in de winter en dan vooral gericht op het nieuwe soort wegdek zeer open asfaltbeton. De Universiteit van Delft beproefde de grip van allerlei soorten autobanden op de verschillende wegdekken onder droge en natte wegcondities. Daarnaast leverde een onderdeel van laten wij het gemakshalve Rijkswaterstaat Oost-Frankrijk noemen een bijdrage aan de berekening van het gevaar dat verkeer loopt in afhankelijkheid van het weer, de soort weg, de ligging van de weg en de verkeersdruk. Samen met een ingenieursbureau (WS-Atkins) uit Zuid-Engeland onderzocht Rijkswaterstaat Wales de invloed van wind en windstoten op autoverkeer, dat een lange brug, die een onderdeel van de verbinding Engeland-Ierland vormt, moet oversteken.

Het KNMI heeft in dit kader weersverwachtingen, toegespitst op het wegverkeer, ontwikkeld. Te

noemen zijn de methodieken voor de verwachtingen van slecht zicht ten gevolge van mist, neerslag en nevel, die ontstaat wanneer auto's op een nat wegdek rijden, de zogenaamde spray, en voor de verwachting van dwarswind en aquaplaning. Verder moet nog worden genoemd de gladheidsverwachting en dan niet alleen gladheid die ontstaat door bevriezende water op het wegdek, maar ook de kans op slippen in sneeuw- of hagelbuien. Het Fysisch Electronisch Laboratorium van TNO te Scheveningen droeg zorg voor de koppeling tussen de weer- en wegsensoren en de computer, die telkens de veiligheid op de weg berekent. Deze computer had ook een verbinding met het KNMI voor de invoer van weergegevens, zoals die van de weerradar. Eind 1994 is het bovengenoemde weer- en verkeerssysteem op snelwegen in de nabijheid van Rotterdam getest.

In deze samenvatting worden in het kort de bevindingen van het onderzoek in het DRIVE-project plus nog enkele verdere uitwerkingen beschreven. Bijvoorbeeld, het onderzoek naar oplossen van mist onder invloed van de zon - van belang voor het wegverkeer - is aangevuld met onderzoek naar het oplossen van bewolking.

1.2. Het ontstaan en vergaan van bewolking en mist

Al gedurende lange tijd wordt in de operationele diensten in Nederland de zogenaamde Stel-methode (zijnde een variatie op de Engelse methode van Kennington en Barthram) gebruikt om het tijdstip van het oplossen van mist te bepalen. Deze methode is gebaseerd op de hoeveelheid energie, die de zon moet leveren om de mist te doen verdwijnen. De methode werkt met nomogrammen. In het nieuwe MIst Voorspel Systeem (=MIVOS) zit deze verwachtingsmethode ook verwerkt, maar dan worden de formules gebruikt, die dit proces van oplossen beschrijven. Het is bijvoorbeeld nodig om te weten hoeveel energie de zon gedurende de verschillende uren van de dag en dan voor de verschillende dagen van het jaar kan leveren om de mist te doen oplossen. In dit rapport worden aan de hand van dit soort berekeningen duidelijk gemaakt, waarom de optrekkende mist dat pas op het laatst vaak verrassend snel doet. Als meteoroloog geloof je er haast niet meer in. Gedurende het eerste deel van de morgen blijft de mist maar hangen en opeens lost hij toch nog vrij snel op. Reden hiervan is dat de zon bij lage stand maar weinig energie levert, maar dat pas in de loop van de ochtend doet bij de hogere standen. Bijvoorbeeld op 21 juni wordt in het ene uur tussen 8 en 9 uur zomertijd meer zonne-energie geleverd dan in de voorgaande uren (gerekend vanaf zonsopkomst) samen. In de andere seizoenen - de zomertijd is dan niet meer van toepassing - geldt ook dat ruwweg vanaf 9 uur MET de zon meer energie voor het oplossen van de mist levert dan de voorgaande uren bij elkaar. Dus ongeveer vanaf dat uur worden de grote hoeveelheden zonne-energie geleverd en kan het daardoor opeens snel gaan. Bovengenoemde formules, die het oplossen van de mist in afhankelijkheid van de beschikbare zonne-energie beschrijven zijn ook aangewend om het operationele begrip "de mist brandt eruit" nader uit te werken. Dit begrip wordt meestal gebruikt voor het verschijnsel, dat mist vanaf de Noordzee het land binnenstromend - dikwijls gebeurt dat al in de nacht - onder de oplossende werking van de zonne-energie in de loop van de dag opeens in snel tempo naar de kuststreken wordt teruggedrongen. De grootte van de strook waartoe de mist langs de kust wordt beperkt is onder andere afhankelijk van de snelheid, waarmee de mist het land binnendrijft.

Ook het oplossen van lage bewolking onder invloed van zonnestraling is onderzocht. Duidelijk wordt gemaakt dat lage bewolking veel moeilijker onder invloed van de zon oplost dan mist. Al is de bewolking laag maar dun en bevindt hij zich niet op zulke grote hoogten, toch zal het zelfs in de

zomermaanden maar nauwelijks lukken om puur door middel van zonnestraling deze bewolking te doen verdwijnen. Bij binnendrijvende Noordzeebewolking met een dikte van 100 m en op een hoogte van 1 km lukt dit al vrijwel niet meer. En ook al zitten er flinke gaten in deze bewolking dan nog gaat het oplossen moeizaam. De reden is, dat bewolking - hetzelfde geldt overigens voor mist - veel zonnestraling reflecteert, iets doorlaat en maar heel weinig absorbeert. Maar bij mist wordt de doorgelaten zonnestraling via verwarming van het aardoppervlak direct aangewend voor het oplossen van de mist. In geval van laaghangende bewolking moet eerst de luchtlaag onder deze bewolking ook nog via het aardoppervlak worden verwarmd.

Wat betreft het ontstaan van bewolking, in navolging van een klein Amerikaans rapport wordt aangetoond, dat zelfs bij hele langzame verticale luchtstromingen in de atmosfeer toch op een gegeven moment plotseling bewolking kan ontstaan. Bij zwakke opwaartse bewegingen van 1 cm/sec (= 0.001 hPa/sec) duurt het, ook al is met vrij droge lucht begonnen, maar ruim een dag en de bewolking is er plotseling. Het is als het ware een erg vertraagd convectief proces, maar het resultaat is er niet minder duidelijk om, opeens een hemel vol met bewolking. Duidelijk mag zijn dat het omgekeerde ook geldt. Al zijn de neerwaartse luchtbewegingen gering dan zal de bewolking toch snel verdwijnen, omdat de relatieve vochtigheid snel kleiner wordt dan 100%.

Naast de langzame opgaande luchtbeweging wordt ook het snelle convectieve geval behandeld. Ook dit is weer een proces, waarvan het resultaat opeens te voorschijn komt in de vorm van bewolking. En wel dan, wanneer de zon in de loop van de dag genoeg energie heeft geleverd om de lucht droogadiabatisch te doen opstijgen naar het convectief condensatieniveau. Ook wordt het geval behandeld dat in de koude lucht, komend van de Noordzee, de convectie boven het verwarmde land op gang wordt gebracht. In het begin van de dag zal het door de lagere stand van de zon lang duren voordat er genoeg zonne-energie is vergaard om het convectieve proces in de over het land uitstromende koude lucht op gang te brengen. De convectieve bewolking zal ver landinwaarts pas na voldoende verwarming kunnen ontstaan. Maar bij hogere zonnestanden wordt de koude luchtstroom van zee door de toenemende zonne-energie steeds sneller verwarmd. De rand van het gebied met convectieve bewolking schuift snel naar de kust op, maar zal deze als de aanvoer van koude lucht maar sterk genoeg is niet bereiken. Dit is de reden - overigens in de operationele weerdiensten genoegzaam bekend - dat op zonnige dagen bij wind van zee in het binnenland de hemel volloopt met bewolking, maar het in een strook langs de kust helder blijft. Later op de dag - en dat is rond 14 UT voor Nederland - begint de afkoelende werking van aarde en atmosfeer een rol te spelen. De zon is niet meer bij machte om de convectie op gang te houden. De eerder die dag ontstane bewolking verdwijnt en de hemel wordt weer wolkenloos. De tijd 14 UT is overigens ook de tijd dat in Nederland onder invloed van de zon de maximumtemperatuur wordt bereikt.

1.3. Over ogenschijnlijk plotselinge omslagen, waaraan echter wel veel voorbereiding vooraf is gegaan

In bovenstaande beschouwingen is telkens sprake geweest van het snelle ontstaan of vergaan van bewolking en het snelle verdwijnen van mist. Dit zou iemand met weinig meteorologische ervaring kunnen verrassen. Een duidelijk zichtbaar fenomeen, het ontstaan van bewolking, wordt na lang wachten opeens zichtbaar. Maar in het voorgaande is er al op gewezen, dat voordat dit verschijnsel, zijnde een verandering van fase (onzichtbare waterdamp in de lucht overgaand in zichtbare waterdruppeltjes van de wolk), aan het licht treedt er al lang van te voren onder invloed van de zon de nodige voorbereidingen zijn geweest. Net als het laatste beetje zonne-energie is toegevoegd, kan

de erg zichtbare convectieve bewolking erin vliegen, als het ware komend vanuit het niets. De vraag kan worden gesteld of dit niet met meer verschijnselen in de atmosfeer het geval is. Op een gegeven moment is ergens zoveel kou, warmte, waterdamp, kinetische energie enz. opgehoopt of weggehaald, dat als er nog iets bijkomt of afgaat, er plotseling een andere ontwikkeling in gang wordt gezet. Al gauw gaat dan de gedachte uit naar een zich erg snel uitdiepende depressie. De vraag is, hoe ver is de atmosfeer in zijn voorbereidingen om tot een bepaalde limiet te geraken? Een limiet, die eenmaal overschreden, op een snelle wijze aanleiding geeft tot andere verschijnselen dan die tot op dat moment zichtbaar waren. Nu worden computerprognoses van vastgelegde tijden gepresenteerd, maar niet duidelijk is waar de gevoeligheden in het proces van berekening zitten. De plaatsen of momenten, waar tussentijds bepaalde grenzen worden overschreden, die aanleiding geven tot ontwikkelingen, die opeens afwijken van de voorgaande. Als dan ook nog blijkt dat het maar weinig had gescheeld of die limiet was niet overschreden, wordt het allemaal nog interessanter. Immers, het computermodel geeft wel de verdere ontwikkeling gebaseerd op die kleine overschrijding, maar is die laatste druppel die de emmer doet overlopen wel beschikbaar? De presentatie van computerprognoses is nu statisch. Hoe het model van de ene prognose bij de volgende komt en hoe daarbij gevoelige kantelpunten worden gepasseerd is niet duidelijk. Mogelijk dat het aangeven van die tussentijdse kantelpunten - er nog steeds van uitgaand dat dit soort cruciale punten inderdaad kunnen worden gedefinieerd en berekend - meer inzicht geeft in het waarom het computermodel tot die prognose is gekomen. Duidelijk zou dan ook kunnen worden gemaakt, dat het maar weinig had gescheeld of er was een heel andere oplossing uit de bus gekomen en dat derhalve de gepresenteerde maar één van de mogelijke oplossingen is en dus niet zo absoluut moet worden genomen. Hij heeft het in het computermodel net gehaald, maar voor hetzelfde geld was het niet gebeurd.

Door het computermodel telkens te starten met verschillende begintoestanden van de atmosfeer - liggend rond de waargenomen begintoestand - worden met behulp van de zogenaamde Monte-Carlo methode veel verwachtingen gemaakt. Op die manier is het mogelijk om een kansverwachting voor het weer te maken. De achterliggende gedachte om deze methode toe te passen is dat het ontstaan van depressies zeer gevoelig is voor de begintoestand, waarin de atmosfeer verkeert. Voor een correcte voorspelling van de evolutie van een depressie moet deze dus zeer nauwkeurig bekend zijn. Maar omdat de gemeten begintoestand niet nauwkeurig genoeg wordt waargenomen, worden - zoals boven al is aangegeven - ook andere enigzins afwijkende begintoestanden onderzocht. Mogelijk dat door het variëren van de situatie aan het begin van de berekening ook de gevoelige kantelpunten worden aangedaan en wel of niet gepasseerd. Aangenomen mag worden, dat in de uitkomst van de Monte-Carlo methode, zijnde een kansverwachting, wel de invloed van de kantelpunten statistisch is verwerkt. Maar waar de gevoeligheden, de kantelpunten onderweg in het verwachtingstraject liggen is nog steeds niet duidelijk gemaakt. Anders gesteld, in de Monte-Carlo methode wordt alleen de grote afhankelijkheid van de uitkomst van de verwachting van de begintoestand benadrukt. Ons inziens zou het interessant zijn om te onderzoeken in hoeverre de gevoeligheid van de uitkomst van de verwachting niet bij de begintoestand ligt maar verder weg in het verwachtingstraject, bij één of meer kantelpunten ofwel tussentoestanden. Tot slot, in de Monte-Carlo methode wordt gesteld, dat de uitkomst van de verwachting zeer gevoelig is voor de begintoestand van waaruit met het computermodel wordt gerekend. Maar elk moment in het verwachtingstraject kan toch telkens weer worden aangemerkt als zijnde een begintoestand? Door de waarden om deze toestand weer iets te variëren kan de gevoeligheid van de uitkomst weer worden onderzocht. Kortom de Monte-Carlo methode zou op elk moment in het verwachtingstraject voor alle bij dat moment horende tussenstanden apart weer gestart moeten worden, daarbij aanleiding gevend tot een soort

kettingreactie, tot een uitwaaierend rekenschema.

1.4. Aquaplaning

Er is sprake van aquaplaning als water tussen de banden van een rijdende auto en het wegdek niet snel genoeg door de banden wordt verwijderd. De auto verliest het contact met de weg en gaat slippen. Onderscheid wordt gemaakt tussen visceuze en dynamische aquaplaning. Visceuze aquaplaning ontstaat, wanneer na een langere periode van droogte het zacht gaat (mot)regenen of mistig wordt. Er ontstaat dan een dunne vloeibare film (0.001-0.1 mm). De vloeistof is een mengsel van stofdeeltjes, olieresten en water. Volgens verkeersdeskundigen komt visceuze aquaplaning vaker voor dan men denkt. Als het harder gaat regenen neemt de kans op visceuze aquaplaning af, omdat de weg wordt schoongespoeld. De meer bekende soort aquaplaning is de dynamische, die kan optreden tijdens zware buien. Bij autosnelheden boven de 80 km/uur neemt de kans op aquaplaning bij waterlaagdikten van meer dan 1 mm al flink toe. Wanneer de weerradar regenintensiteiten van 20 mm/uur of meer meet of verwacht moet op gewone asfaltwegen rekening worden gehouden met aquaplaning. Doordat regenwater in de gaten van het zeer open asfaltbeton kan verdwijnen, is de kans op aquaplaning op wegen, bedekt met dit soort asfalt, aanzienlijk afgenomen.

1.5. Weerradar en de korte termijn neerslagverwachting

Het enige instrument dat neerslag over een groot gebied, doorsneden met wegen, kan detecteren is de weerradar. Om voor de kans op slippen door aquaplaning maar ook in sneeuw- en hagelbuien te kunnen waarschuwen is het nodig een verwacht radarbeeld samen te stellen. Voor de verplaatsing van de regengebieden wordt de verwachte 700 hPa winden van het HIRLAM model gebruikt. Het verwachte beeld wordt als volgt berekend. Neem in het te verwachten radarbeeld een punt. Vervolgens wordt in dat punt de omgekeerde windvector genomen en zo ver stroomopwaarts gevolgd tot de verwachtingstijd verstreken is. De regenintensiteit van het aankomstpunt in het waargenomen radarbeeld wordt dan gesubstitueerd in het eerder genoemde punt van het te verwachten radarbeeld. En zo verder voor elk punt in het te verwachten radarbeeld. Deze methode, ontwikkeld door medewerkers van TNO-TU Delft, heeft als voordeel dat elk punt in het te verwachten radarbeeld maar met één neerslagintensiteit wordt gevuld. Bij een omgekeerde werkwijze, dus met de 700 hPa wind gaand van het gemeten radarbeeld naar het te verwachten beeld, bestaat het gevaar dat twee intensiteiten in het zelfde punt aankomen. Hoe dan de juiste waarde te bepalen? Het radarscherm kan ook een puntverwachting presenteren. Ook nu wordt weer de 700 hPa wind stroomopwaarts in het gemeten radarbeeld gevolgd en wordt bij elke tijdstap (= 5 minuten) de neerslagintensiteit van het punt waar men dan is aangekomen in de tijdreeks van de puntverwachting gesubstitueerd. Maar door de onzekerheid van de verplaatsing van de neerslag met de 700 hPa winden worden telkens ook de regenintensiteiten rondom de achtereenvolgende aankomstpunten in de beschouwing betrokken. En wel met des te meer gewicht naarmate men verder stroomopwaarts komt ofwel naarmate de verwachtingstijd langer wordt en de verwachting onzekerder. Deze methode van middelen heeft tot gevolg, dat soms de puntverwachting, omdat buien in de omgeving ook in de beschouwingen worden betrokken, wel regen geeft, terwijl de totale radarverwachting het op dat punt nog droog houdt. Dit verschil in uitkomst zou zijn opgeheven, als voor alle punten van de totale radarverwachting ook elke keer een dergelijke puntverwachting zou

worden gemaakt, ware het niet dat deze rekenmethode teveel rekentijd vergt.

Bewezen wordt ook dat hoewel de weerradar op een regenbui anders reageert dan op een sneeuwvui de interpretatie van de intensiteiten gelijk blijft. Simpelweg kan worden gezegd dat wanneer de radar bijvoorbeeld een regenintensiteit van 10 mm/uur meet en het regent een uur, dat er dan 10 mm water is gevallen. En dat als de weerradar een sneeuwintensiteit van 5 mm/uur meet en het zou gedurende één uur met deze intensiteit sneeuwen, dat er dan 5 mm sneeuw ligt ofwel de dikte van de sneeuwlaag is een halve centimeter.

1.6. Neerslag en slecht zicht

1.6.1. Het teruglopen van het algehele zicht

Het zicht speelt een belangrijke rol in het verkeer. De automobilist moet een ruim uitzicht op het overige verkeer hebben, maar neerslag kan het blikveld aanzienlijk beperken. Met gebruikmaking van de neerslagintensiteiten van de weerradar is het teruglopen van het zicht in regen-, sneeuw- en hagelbuien berekend. Het algemene zicht - dus niet het zicht vanachter het stuur, maar het zicht zoals een zichtmeter in het veld naast de weg die zou meten - komt zowel in hele zware regen- als hagelbuien (neerslagintensiteit 100mm/uur) niet beneden de 200 meter grens. Bij een sneeuwvui is dat wel het geval. Wanneer de sneeuwintensiteit 5 (waterequivalente) mm/uur of meer is kan het zicht beneden de 200 m komen te liggen. In het laatste geval zal echter naar verwacht mag worden de gladheid eerder gevaar opleveren dan het sterk teruggelopen zicht.

1.6.2. Regen en het zicht achter het stuur

Als het regent loopt het zicht achter het stuur sterker terug naarmate men harder rijdt. Een formule, die de afhankelijkheid tussen zicht, neerslag en snelheid van de auto beschrijft, leert het volgende. Wanneer de weerradar regenintensiteiten van 30 mm/uur of meer geeft, dan kan op snelwegen, waar de snelheid van de auto zo rond 100 km/uur ligt, het zicht achter het stuur teruglopen tot beneden de 200 meter grens. Uit metingen van H. Wessels is gebleken dat gedurende 10 seconden het zeer zwaar kan regenen. Regenintensiteiten van 200 mm/uur zijn dan mogelijk. Het zicht achter het stuur kan dan opeens sterk teruglopen tot een kleine 100 meter. Gemiddeld gesproken zijn deze kortdurende maar zeer hoge regenintensiteiten drie keer per jaar op elke plek in Nederland - dus ook op de snelweg - mogelijk. Er dient te worden opgemerkt, dat de weerradar deze gebieden, die erg beperkt in plaats en tijd zijn, niet zal kunnen waarnemen.

1.6.3. Spat- en stuifwater en het zicht achter het stuur

De banden van een snel rijdend verkeersvoertuig moeten soms grote hoeveelheden water wegzwiepen om contact met het wegdek te houden en om aquaplaning te vermijden. Wanneer bijvoorbeeld een personenauto, waarvan de beide voorbanden een breedte hebben van 14 cm, met 90 km/uur over een weg met een laagje water van 1 mm rijdt, moet per seconde ongeveer 7 liter water door de banden worden verwijderd. Voor een deel wordt dit weggezwiepte water omgezet in stuifwater. Voor een vrachtwagen is dat ongeveer 1/5 gedeelte. Het stuifwater komt ook op de

voorrui van een passerende auto en zal naast de vallende regen nog eens het zicht achter het stuur verder doen verslechteren. Berekeningen leren, dat het zicht achter het stuur van een auto die bij een waterlaagdikte van 0.4 mm met ongeveer 100 km/uur een vrachtauto passeert, kan teruglopen tot 70 meter. Bij 0.8 mm is het zicht nog maar ongeveer 30 m.

1.7. Windstootverwachtingen

Windstoten in het verkeer, zeker wanneer de wind loodrecht op het rijdende voertuig staat - men spreekt dan van zijwind - zijn gevaarlijk, omdat de windstoten zo sterk kunnen zijn dat voertuigen van hun koers afwijken en in de rijbaan van een andere weggebruiker terecht komen. Een tweede reden is, dat zijwind het voertuig als het ware optilt en daarmee het contact tussen auto en wegdek vermindert. Nog gevaarlijker wordt het als men bedenkt, dat zware windstoten vaak gepaard gaan met neerslag (regen, sneeuw of hagel), dus loopt het zicht terug en neemt de kans op gladheid toe. In de operationele diensten worden de windstoten, gemeten op 10 meter hoog en in vlak terrein, ook gebruikt om het verkeer, dat zich op een veel lager niveau bevindt, te waarschuwen. In dit rapport wordt bewezen dat deze aanname juist is. Verder wordt erop gewezen dat bij de toename van de ruwheid van het terrein wel de gemiddelde windsnelheid op verkeersniveau afneemt, maar niet de kracht van de windstoten. Ofwel in ruw terrein is de wind verraderlijker, zoals een ieder uit eigen ervaring weet.

1.8. Slippen veroorzaakt door sneeuw, hagel of ijs

1.8.1. Gladheid door sneeuw en hagel

Over gladheid, veroorzaakt door sneeuw en hagel, kunnen wij kort zijn. Een Fins onderzoek leert, dat bij sneeuwdikte van maar 3 à 4 mm de kans op slippen al flink toeneemt. Voor hagel geldt iets dergelijks. Stel dat het gedurende 3 minuten hagelt met een intensiteit van 40 mm/uur. Dan valt te bewijzen dat er 1 hagelsteen (met een gemiddelde diameter van 7.5 mm) per cm² ligt ofwel het is glad. Kortom, het is verstandig voor gladheid te waarschuwen wanneer er winterse buien vallen of als het hagelt, zelfs al zijn deze buien aan de lichte kant.

1.8.2. Gladheid door een bevroren wegdek

Om op een snelle manier iets over de gevoeligheid van wegdektemperaturen voor verschillende weerparameters te weten te komen en mede met het oog op het eventuele afwijkende gedrag van een weg bedekt met het zeer open asfaltbeton is een computerprogramma geschreven, dat gebruik maakt van formules zoals gepresenteerd in het proefschrift van Holtslag. Door een drietal constanten te veranderen is het Holtslag-model, dat is ontworpen voor oppervlaktetemperaturen van grasland en kale grond, op een eenvoudige wijze aan te passen voor die van een asfaltweg. De invloed van de verschillende weerparameters op de wegdektemperatuur is onderzocht.

In de nacht is de temperatuur in de hut de belangrijkste parameter. Daalt de huttemperatuur dan daalt ook de iets lagere oppervlaktetemperatuur met ongeveer dezelfde waarde. Het verband tussen de huttemperatuur en de oppervlakte temperatuur neemt af wanneer de wind wegvalt. De

wegdektemperatuur daalt verder en het verschil tussen de hut- en wegdektemperatuur wordt groter. Wat de bedekkingsgraad betreft, van belang is om erop te wijzen, dat bij weinig wind de temperatuur van het wegdek flink kan dalen ook al klaart het in de nacht maar een beetje op (van 8 octa naar bijvoorbeeld 6 octa). Er hoeft dus niet gewacht te worden op een volledig heldere hemel. De grootste gevoeligheid van de wegdektemperatuur ligt in het interval half tot zwaarbewolkt. Ook het soort terrein, dat de weg doorsnijdt, is van belang. In ruw terrein zal door de onderlinge menging van de luchtlagen de temperatuur van het wegdekoppervlak minder snel kunnen dalen. In de vlakke polderlandschappen is de menging geringer en is het niet nodig dat het bladstil wordt. Wanneer de windkracht is afgenomen tot 2 beaufort (zo rond 5 kts) begint het wegdek al flink af te koelen. In tegenstelling tot het Engelse model maakt het Holtslag-model voor de berekening van de oppervlakte temperaturen geen gebruik van de bodemtemperaturen. De afkoeling van het wegdek is als het ware een huideffect. Het is dus niet nodig zoals vaak wordt gehoord, dat de vorst eerst in de grond moet zitten alvorens de wegdektemperatuur tot onder de nul graden kan dalen. Bij het ontstaan van ijs op water doet zich hetzelfde voor. Terwijl de bovenste rand van het water, de huid, bevroren is dus onder nul, ligt de temperatuur van het water zelf - de bodemtemperatuur als het ware - nog boven nul. Voeg daarbij het feit, dat water en asfalt ongeveer dezelve warmtegeleidingscoëfficiënt hebben en de analogie is compleet. Overigens, hoe komt de vorst in de grond? Toch alleen van boven af, vanaf het oppervlak van het wegdek. En bij aanhoudende vorst trekt de kou dan verder de grond in. Dus eerst komt de temperatuur van het wegdekoppervlak onder het vriespunt, terwijl de bodemtemperaturen nog boven nul zijn. De meteorologische condities, waarbij snelle temperaturdalingen aan het aardoppervlak optreden, kunnen zich voordoen na het voorbijtrekken van een koufront. Het front passeert in de nacht of vroege ochtend met veel bewolking, regen en wind, maar achter het koufront neemt de wind sterk af, klaart het op en daalt de luchttemperatuur. En dit alles kan in een uur tijds plaatsvinden. In vlak terrein moet dan zeker worden opgepast.

Ook overdag is de grootste afhankelijkheid tussen wegdektemperatuur en bewolking gelegen in het interval half tot zwaarbewolkt en in nog sterkere mate dan in de nacht het geval is. Als het na bewolkt weer maar even opklaart stijgt de wegdektemperatuur flink. En omgekeerd, als de hemel overdag dichttrekt, daalt de temperatuur van het wegdekoppervlak snel. Ook nu spelen de bodemtemperaturen geen rol. De wind en de ruwheid van het terrein - en dat is van belang om op te merken - zijn dan ook niet nodig bij de berekening van de wegdektemperatuur. Wel is de luchttemperatuur bij de bepaling van de wegdektemperatuur van belang. Als het opklaart kan bij hogere zonnestanden het verschil tussen wegdek- en luchttemperatuur aanzienlijk worden.

Tot slot van deze paragraaf nog een drietal opmerkingen. Ten eerste, het Holtslag-model zal naar verwacht mag worden ook de wegdektemperaturen van zeer open asfaltbeton, die lager zijn dan gewoon asfalt, kunnen beschrijven. Immers, door aanpassing kan het zowel de hogere oppervlakte-temperaturen van gewoon asfalt als de veel lagere van grasland beschrijven. Ten tweede, in de modellen, die de wegdektemperaturen beschrijven, is geen rekening gehouden met menging van de lucht boven de weg door het verkeer, dat zoals bekend dag en nacht doorrijdt. Het is erg onwaarschijnlijk, dat boven een weg de condities van een stralingsnacht worden bereikt. Het blijkt dan ook dat de modellen veelal op te lage temperaturen uitkomen. Ten derde, zeer open asfaltbeton met water in zijn gaten zal eerder glad worden dan gewoon asfalt. Niet alleen is de oppervlaktetemperatuur lager en treedt daardoor eerder ijsgroei op door condensatie van waterdamp uit de lucht, ook het verschil in dampdruk tussen het water in het zeer open asfaltbeton en de ijskristallen op het wegoppervlak zal sublimatie van water uit de hopen op het wegdek tot gevolg hebben en daardoor zorgen voor een sterkere groei.

2. INLEIDING

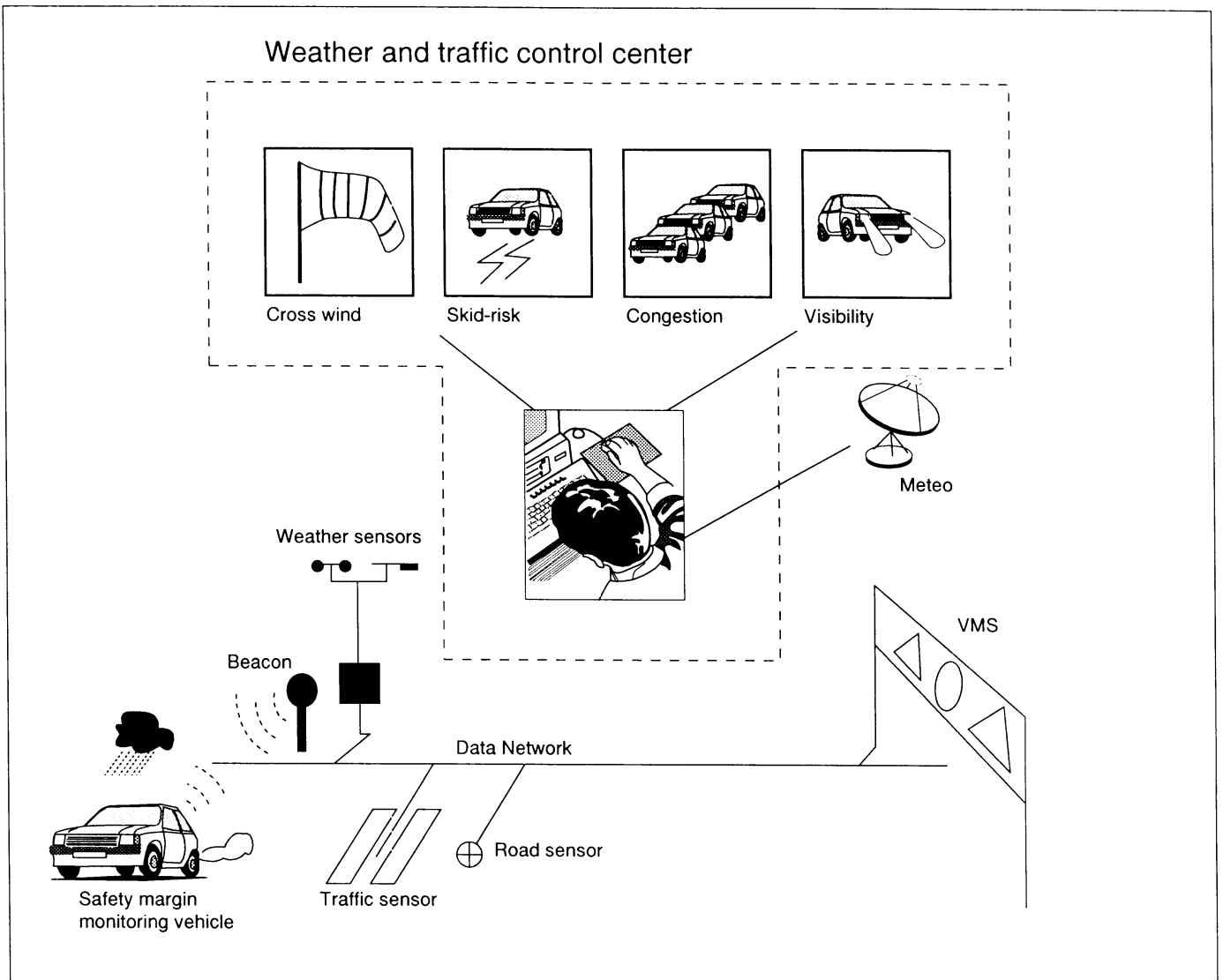
Dit rapport is grotendeels voortgekomen uit onderzoek verricht ten behoeve van het Europese DRIVE project. Dit is een verkeersproject, dat op grote schaal met veel instituten en bedrijven uit vele Europese landen wordt uitgevoerd. Het eerste deel van het project DRIVE-1 duurde van 1989 tot en met 1991. Het vervolg project DRIVE-2 liep van 1992 tot aan 1995 en werd evenals het vorige voor de helft gefinancierd door de Europese Unie. Het DRIVE-project, dat nog steeds voortgaat, heeft tot doel:

- het verbeteren van de veiligheid op de weg
- het efficiënter gebruiken van de weg
- het terugdringen van de vervuiling veroorzaakt door het wegverkeer.

DRIVE is een afkorting van **D**edicated **R**oad **I**nfrastructure for **V**ehicle **S**afety in **E**urope. Allerlei onderwerpen, die te maken hebben met het autoverkeer komen ter sprake. Te noemen zijn: routebegeleiding, navigatie, automatische tolheffing, gedrag van de bestuurders, waarschuwingstekens, Europese standaardisatie, automatische ongelukdetectie, veiligheid enz. Alle plannen overziend bekruipt je wel eens het gevoel, dat alles wat in de luchtvaart aan begeleiding van het vliegtuigverkeer al is ontwikkeld nu op het aardoppervlak tot stand gebracht gaat worden.

Het KNMI werkte in een consortium van bedrijven aan het onderwerp, dat betrekking heeft op de veiligheid op de wegen in afhankelijkheid van het weer. Dit alles geschiedde in het kader van het ROSES-project, hetgeen een afkorting is van **R**Oad **S**afety **E**nhancement **S**ystem. Hoofdprojectleider was TNO Delft. Het Instituut voor Zintuigfysiologie te Soesterberg (overigens ook een TNO instituut) deed onderzoek naar het gedrag van weggebruikers onder normale en slecht weer condities. De sportwagenfabrikant Porsche leverde een testwagen, die met het oog op aquaplaning de dikte van de waterlaag op de weg kan bepalen, die de zijwind meet om goed bij te kunnen sturen en die aangeeft waar gezien de mogelijkheden van de auto en het heersende weer de grenzen van veilig rijden liggen. Rijkswaterstaat deed onderzoek naar het wegonderhoud in de winter en dan vooral gericht op het nieuwe soort wegdek zeer open asfaltbeton. De Universiteit van Delft beproefde de grip van allerlei soorten autobanden op de verschillende wegdekken onder droge en natte wegcondities. Daarnaast leverde een onderdeel van laten wij het gemakshalve Rijkswaterstaat Oost-Frankrijk noemen een bijdrage aan de berekening van het gevaar dat verkeer loopt in afhankelijkheid van het weer, de soort weg, de ligging van de weg en de verkeersdrukke. Samen met een ingenieursbureau (WS-Atkins) uit Zuid-Engeland onderzocht Rijkswaterstaat Wales de invloed van wind en windstoten op autoverkeer, dat een lange brug, die een onderdeel van de verbinding Engeland-Ierland vormt, moet oversteken.

Het KNMI heeft in dit kader weersverwachtingen, toegespitst op het wegverkeer, ontwikkeld. Te noemen zijn de methodieken voor de verwachtingen van slecht zicht ten gevolge van mist, neerslag en nevel, die ontstaat wanneer auto's op een nat wegdek rijden, de zogenaamde spray, en voor de verwachting van dwarswind en aquaplaning. Verder moet nog worden genoemd de gladheidsver-



Figuur 1.

In het pilot-systeem van het DRIVE-2 project wordt het centrale computersysteem van de wegbeheerder gevoed met gegevens over het weer, de gesteldheid van de weg (ijsafzetting) en het verkeer (intensiteit verkeerstrom). Zowel sensoren langs of in de weg als ook in een testauto, die zijn metingen telkens via bakens verzendt, voorzien hierin. Ook wordt het centrale systeem gevoed met meteorologische verwachtingen afkomstig van de meteorologische dienst.

Na verwerking van al deze gegevens kan de centrale computer de wegbeheerder waarschuwen voor gevaarlijke verkeerscondities, zoals slipgevaar, slecht zicht enz. Dit wordt aan de verkeersdeelnemers zichtbaar gemaakt door de VMS (= Variable Message Sign) borden.

wachting en dan niet alleen gladheid die ontstaat door bevriezend water op het wegdek, maar ook de kans op slippen in sneeuw- of hagelbuien. Het Fysisch Electronisch Laboratorium van TNO te Scheveningen droeg zorg voor de koppeling tussen de weer- en wegsensoren en de computer, die telkens de veiligheid op de weg berekent. Deze computer had ook een verbinding met het KNMI voor de invoer van weergegevens, zoals die van de weerradar. Eind 1994 is het bovengenoemde weer- en verkeerssysteem op snelwegen in de nabijheid van Rotterdam getest.

In hoofdstuk 3 wordt schematisch de opzet van het weer- en verkeerssysteem uitgelegd en hoe de KNMI-gegevens middels VIDEOTEX naar de testplaats worden gezonden. In de volgende hoofdstukken worden verwachtingsmethoden - meestal ontwikkeld ten behoeve van bovengenoemd weer- en verkeersproject - besproken. Wij beginnen met mist in het hoofdstuk 4 en bespreken naast het MIVOS (= MIst VOorspel Systeem) nog het verschijnsel van het uitbranden van mist. Het volgende deel, hoofdstuk 5, gaat in op het plotseling ontstaan of vergaan van bewolking. Hoofdstuk 6 behandelt een methode om korte termijn neerslagverwachtingen te maken met behulp van radarbeelden en hoe daarmee aquaplaning, dat is het slippen van een auto op een weg bedekt met een dunne waterlaag, kan worden verwacht. Hoofdstuk 7 is gewijd aan de verslechtering van het zicht in neerslag, hetzij sneeuw, regen of hagel en in de nevel veroorzaakt door het rijden van auto's op een nat wegdek. Hoofdstuk 8 gaat in op de verwachting van windstoten, terwijl hoofdstuk 9 nader in gaat op gladheid door bevriezing en tijdens winterse buien.

3. SCHEMA WEER- EN VERKEERSSYSTEEM

Figuur 1 geeft schematisch weer hoe het computersysteem met gegevens van weer-, weg- en verkeerssensoren werd gevoed. Bij weersensoren moet worden gedacht aan de wind, de temperatuur, de vochtigheid, de straling en het zicht. Bij de wegsensor aan de meting van temperaturen, het wel of niet droog zijn van het wegoppervlak en het zoutgehalte. Deze laatste meting is zoals bekend van belang voor de gladheidsbestrijding, die bestaat uit het strooien van zout. Ook de verkeersintensiteit wordt voor de berekening van de veiligheid in de centrale computer gemeten. Maar niet alleen de gegevens van de vaste sensoren langs of in de weg werden gebruikt, ook die van een rijdende Porsche. Deze testwagen mat bijvoorbeeld de hoogte van de waterlaag op de weg, de wrijving die de banden ondervinden (denk aan gladheid door bevriezing) en de zijwind. De waarnemingen werden met behulp van een zender middels een baken naar het controle centrum gezonden.

De test werd gedaan langs stukken van de snelwegen A13 en A20 nabij Rotterdam; het wegdek bestaat aldaar uit zeer open asfaltbeton. In de vele gaten van dit wegdek verdwijnt het regenwater snel, zodat de kans op aquaplaning gering is. In de test werd ook met twee bakens gewerkt. Deze twee bakens maken het mogelijk om te onderzoeken of auto A, die bij baken 2 bijvoorbeeld gladheid heeft gemeten - en dit via dat baken 2 aan het controle centrum heeft laten weten -, een andere auto B, die nog bij baken 1 rijdt, d.m.v. dat baken kan waarschuwen voor de kans op gladheid in het komende weggedeelte. Iets dergelijks wordt ook gedaan bij het treinverkeer met de ATB, de Automatische Trein Beveiliging. Heeft een trein in een bepaald baanvak moeilijkheden, dan wordt de achteropkomende trein daar door middel van signalen op geattendeerd, ja zelfs automatisch tot stoppen gebracht indien nodig. Duidelijk mag zijn dat dit waarschuwen via bakens snel moet gebeuren. Terzijde, auto B werd in de test gesimuleerd.

Naast de al eerder genoemde sensorgegevens werd de computer ook gevoed met weergegevens van het KNMI. Het pakket KNMI-berichten werd betrokken uit VIDEOTEX en bevatte naast de met man-machine mix DEBAV gegenereerde locale verwachtingen, zoals de windrichting, windsnelheid/windstoot, temperatuur/dauwpunt, wegdektemperatuur, bedekkingsgraad, zicht, kans op neerslag, de soort neerslag en de intensiteit ook de halfuurlijkse radargegevens samen met de neerslagverwachting twee uur vooruit. Het VMS (= Variable Message Sign) maakt het mogelijk met borden boven de weg het verkeer te waarschuwen voor bijvoorbeeld mist of om het een bepaalde rijnsnelheid op te leggen. De figuurtjes met de auto's en de windzak bovenaan in Figuur 1 geven schematisch weer de berekende gevaren, die nu en gedurende het eerstvolgende kwartier kunnen optreden. Deze berekeningen worden gedaan op grond van de gemeten verkeersintensiteit, het soort wegdek, de wegligging (bochtig) en het gemeten en te verwachten weer. Nog niet duidelijk is of dit soort waarschuwingen rechtstreeks, zonder tussenkomst van de wegbeheerder aan automobilisten kenbaar moet worden gemaakt of pas nadat hij zijn oordeel over een en ander heeft gegeven.

4. MIST

Veel meteorologen hebben een paar jaar geleden al kennis kunnen maken met MIVOS (= Mist VOorspel Systeem). Door het softwarebedrijf BSO is deze verwachtings-methode - gebaseerd op het kennissysteemconcept ondergebracht in het nieuwe meteorologische werkstation. Blaauboer heeft het door hem ontwikkelde systeem al in een aantal rapporten beschreven. Zie bijvoorbeeld ref. 1. Het systeem bevat een mistverwachtingsmodel, dat door Wessels is ontwikkeld. Bij een dergelijk model komt heel wat kijken. Wij noemen willekeurig, albedo van de grond, geleidingsvermogen en warmtecapaciteit van de bodem, hoogte en bladoppervlaktichtheid en bladbreedte, druppelconcentratie, druppelspectrum enz. Daarnaast bevat MIVOS ook de nodige statistiek met regressie vergelijkingen, die door Kruizinga zijn opgesteld. Tenslotte moeten wij nog noemen het kennissysteem, waarin de ervaring van meteorologen is verwerkt. Bijvoorbeeld voor Schiphol:

- | | |
|----------------------|--|
| - wind uit 280-090, | dan hooguit mistbanken (invloed stad of polaire lucht) |
| - wind uit 110-220, | mogelijk mist |
| - wind uit ZO tot Z, | voorkeursrichting voor mist (plassen) |

En zo zijn er vier bladzijden vol met zinnige vuistregels in het verwachtingssysteem verwerkt. Ook maakt het mistvoorspelsysteem gebruik van de zogenaamde Fog Potential Index (ref. 2). De kans op mist en de te verwachten zichtwaarden hangen sterk van de plaatselijke condities af. Daarom wordt voor gedeelten van de weg de Fog Potential Index (FPI) berekend en wel als volgt:

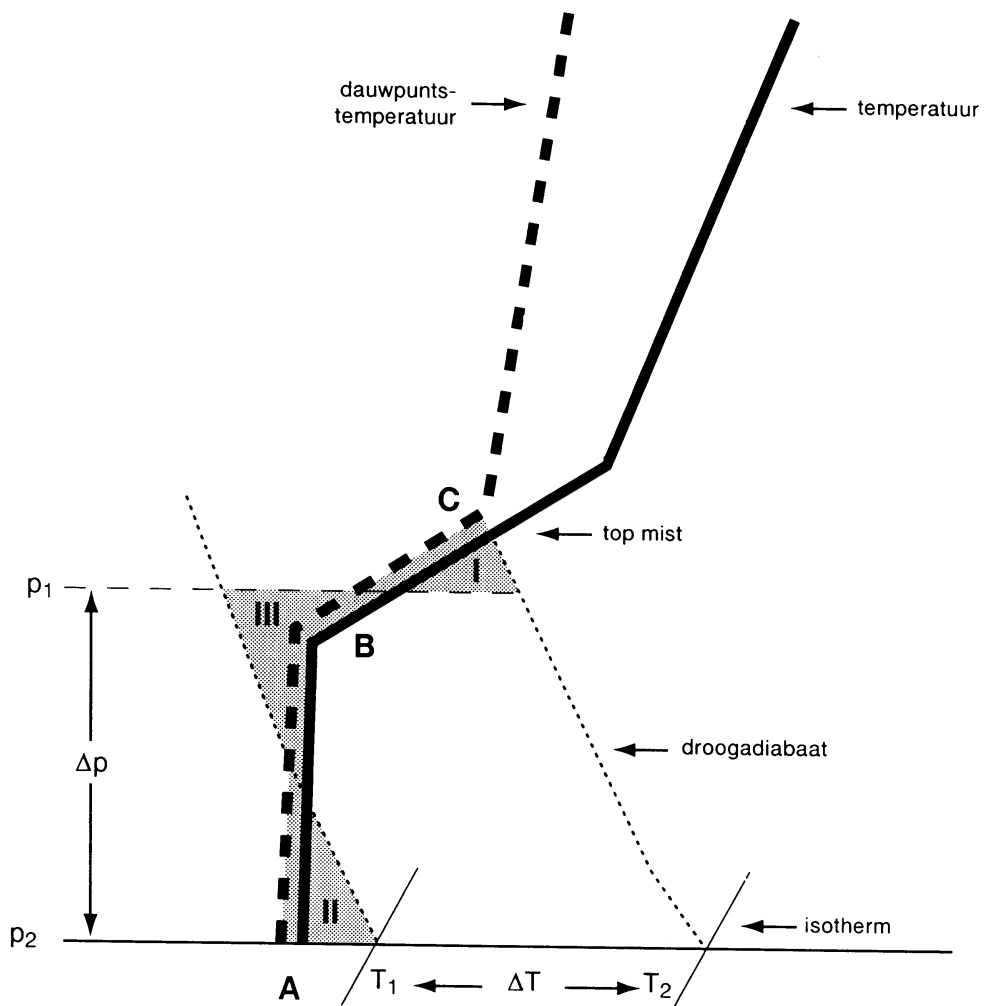
$$FPI = 10t + 5w + 5r ,$$

waarin

t een factor is, die de topografie van de omgeving van de weg in rekening brengt
($t = 0$ boven op een berg en $t = 5$ helemaal onder in een vallei)

w is een maat voor de nabijheid van water

($w = 5$ als een groot wateroppervlak vlakbij ligt, $w = 0$ als de omgeving



Figuur 2.

De top van de mistlaag, punt C in het θ_s -p diagram, zit daar waar lucht opeens droger wordt ofwel de dauwpuntslijn sterk gaat afwijken van de temperatuurlijn. Mocht deze afwijking minder uitgesproken zijn, dan hoogte top van de mistlaag daar alwaar het verschil tussen temperatuur en dauwpunt in het radiosonde-diagram gelijk of groter 3°C wordt. Oppervlaktevergelijking rond de temperatuurlijn in het θ_s -p diagram met Oppervlakte III = Opp.I+Opp.II leidt tot bepaling parallellogram begrensd door droogadiabaten (T_1 en T_2) en drukniveaus (p_1 en p_2). De zonne-energie nodig om de mist op te lossen - dat wil zeggen om de droogadiabaat door de top van de mistlaag C te bereiken - is gelijk aan $4 \times (\text{opp. vierhoek } AT_2CB) = 4 \times (\text{opp. parallellogram}) = 4\Delta p\Delta T$.

helemaal droog is)

r geeft aan hoe landelijk de omgeving is
($r = 5$ als de omgeving landelijk is, $r = 0$ weg in stedelijke omgeving).

Met behulp van de index is een algemene mistverwachting voor een bepaalde streek nog verder aan te scherpen voor stukken van de weg in het verwachtingsgebied. Onderzoek met behulp van de mistsensoren langs de snelweg A16 nabij Breda heeft overigens geleerd, dat andere plaatselijke condities zoals de hoeveelheid bodemvocht en de afstand van de weg tot bebouwing en bebossing wel eens van groter belang zouden kunnen zijn dan bovengenoemde (ref. 3).

Het tijdstip van oplossen van de mist onder invloed van de zonnestraling zit ook in het MIVOS-systeem. Dit laatst genoemde onderdeel biedt ons nu de gelegenheid om enkele berekeningen te presenteren, waarin nader wordt ingegaan op de soms gehoorde uitspraak, dat de mist er wel uit zal branden.

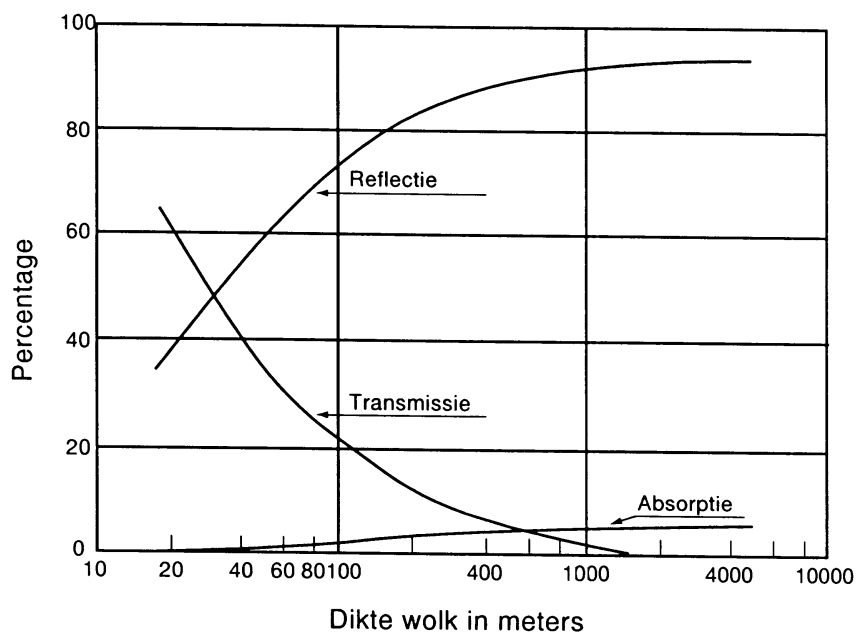
4.1. Het uitbranden van mist

De uitspraak "de mist brandt eruit" wordt vaak gebezigd in geval mist van zee het land binnendringt of al is binnengedrongen en dan in de loop van de morgen boven land snel oplost.

Voor de berekening van het tijdstip, waarop zonnestraling mist doet verdwijnen, wordt in de weerkamers de zogenaamde methode Stel gebruikt. Deze methode - een variant op de Engelse van Kennington (ref. 4) - maakt gebruik van de hoeveelheid energie afkomstig van de zon, die geleverd moet worden om de mist te doen verdampen. Door middel van een drietal nomogrammen is dan het tijdstip van oplossen te bepalen. Met behulp van computers is de hoeveelheid zonne-energie evenwel ook snel te berekenen en daarmee het tijdstip van oplossen.

De methode gaat dan als volgt. Zie Figuur 2, dat een onderste deel van het θ_s - p radiosonde diagram beschrijft. Allereerst moet de top van de mistlaag worden bepaald, iets wat niet altijd even gemakkelijk is. In de getekende figuur ligt de top in de inversie en wel daar, waar de lucht droger wordt ofwel het dauwpunt opeens sterk van de temperatuur afwijkt. Ingeval de dauwpuntslijn minder snel van de temperatuurlijn wegloopt, neem dan als top van de mistlaag het punt, alwaar het verschil tussen temperatuur en dauwpunt in het radiosonde-diagram groter of gelijk 3°C wordt. Om de mist te doen oplossen moet de zon zoveel energie leveren, dat de opbouw van de atmosfeer verloopt volgens de *droogadiabaat* (met de nadruk op droog), die door punt C , de top van de mistlaag gaat. Aan de daarvoor benodigde hoeveelheid energie moet nog worden toegevoegd de energie, die vereist is om de mistdruppels te doen verdampen. Hierop wordt later teruggekomen. Het θ_s - p diagram is energetisch van opzet ofwel een oppervlak in dit diagram vertegenwoordigt een hoeveelheid energie. Om de mist op te lossen is in ieder geval oppervlakte vierhoek $ABCT_2$ aan energie nodig. De berekening is te vergemakkelijken door een oppervlaktevergelijking uit te voeren zoals aangegeven in Figuur 2, waarbij $\text{Opp.III} = \text{Opp.I} + \text{Opp.II}$. De oppervlakte van het parallellogram begrensd door de twee drukniveaus p_1 en p_2 en de droogadiabaten T_1 en T_2 is gelijk aan $\Delta p \Delta T = \text{opp. vierhoek } ABCT_2$. Nog niet duidelijk is met hoeveel energie een dergelijk oppervlak in het energetische θ_s - p diagram overeenkomt. Daarom de volgende vraag.

Hoeveel zonne-energie is vereist om de laag met als het ware een dikte van Δp hPa's $\Delta T^\circ\text{C}$ te doen stijgen? De massa lucht, die zich uitgaande van de standaard atmosfeer boven 1 cm^2 van het



*Figuur 3:
De reflectie, absorptie en transmissie van zonnestraling door wolken van verschillende dikte (ref. 6)*

aardoppervlak bevindt, is 1.033 kg. Als de dikte van de laag boven het aardoppervlak Δp is, moet dus $\Delta p/1013.25$ massa lucht per cm^2 worden verwarmd, waarbij 1013.25 hPa bij de standaard atmosfeer de druk aan de grond is. En deze luchtmassa moet zover worden verwarmd tot de droogadiabatische temperatuur wordt bereikt. De benodigde hoeveelheid energie Q is:

$$Q = \Delta T \times c_p \times \frac{\Delta p}{1013.25} \times 1.033 ,$$

waarin c_p de soortelijke warmte van lucht is bij constante druk. De soortelijke warmte c_p is bij 273 K gelijk aan $1000 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ en voor Q kan eenvoudigweg geschreven worden:

$$Q \approx \Delta p \times \Delta T \quad (\text{J/cm}^2) .$$

Zie *HANDBOOK OF WEATHER FORECASTING* van de Engelse Weerdienst formule (20.18) (ref. 5). Ofwel een oppervlakte $\Delta p \Delta T$ in het θ_s - p diagram komt overeen met een energie van $\Delta p \Delta T \text{ J/cm}^2$.

Nu wordt maar weinig zonne-energie door de mistlaag geabsorbeerd. Veel wordt gereflecteerd of, als het een dunne laag is, nog enigzins doorgelaten. Zie Figuur 3, waarin weliswaar wordt gesproken over wolkendikte, maar wat is mist anders dan bewolking aan de grond. Opmerkelijk is dat de directe absorptie van zonnestraling in een (mist)wolk gering is en dat, wil dus de mist oplossen, dit van onderaf door het verwarmde aardoppervlak moet gebeuren. Want als de mistlaag niet al te dik is, zeg ongeveer 100 meter, dan wordt ruim 20% van de zonnestraling doorgelaten om op die manier het aardoppervlak te verwarmen. Kennington neemt aan dat de helft van het opvallende zonlicht wordt doorgelaten en de andere helft gereflecteerd. Dat zal zoals Figuur 3 aangeeft bij dikke mistlagen zeker niet het geval zijn. Toch lijkt een dergelijke schatting gerechtvaardigd. Immers gedurende de hele periode, die nodig is voor het oplossen van de mist zal de laag niet even dik blijven, maar dunner worden. Dus makkelijker doordringbaar voor het zonlicht, de zon die juist dan naarmate de tijd vordert steeds hoger boven de horizon komt en steeds meer energie levert. Dit laatste is ook de reden, dat de mist rond het berekende tijdstip van oplossen het dan vaak opeens in een rap tempo doet. Soms tot je eigen verrassing, je twijfelde al of het nog zou gebeuren en dan opeens breekt de zon door. Hier wordt later nog op terugggekommen. Deze op het eerste gezicht te hoge 50% schatting wordt verder nog gerechtvaardigd als men bedenkt, dat tijdens het oplossen van de mist menging met de warme lucht boven de inversie plaatsvindt. Deze "entrainment" ontstaat, wanneer door verwarming (via het aardoppervlak) de temperatuur van de laag onder de inversie, waarin de mist zit, stijgt. De laag wordt dikker en met warmere lucht van boven de inversie gemengd. Deze extra warmte toevoer kan worden verdisconteerd door te stellen dat meer zonne-energie voor het oplossen van mist ter beschikking staat dan in werkelijkheid het geval is.

Verder rekt Kennington uit, dat ongeveer $2 \times$ opp $ABCT_2 = 2 \Delta p \Delta T$ aan zonne-energie nodig is om de mistdruppels te doen verdampen. Voor het oplossen van mist moet door de zon aan energie Q_{mist} worden geleverd:

$$Q_{mist} = (2+2) \Delta T \Delta p \quad (\text{J/cm}^2) .$$

Te berekenen valt nog de totale, door de zon geleverde energie. Er wordt uitgegaan van een wolkeloze hemel, dus geen hogere bewolking, die de zonnestraling tempert. Voor de directe zonnestraling S_b nemen wij (zie ref. 7):

$$S_b \approx S_p \tau \frac{1}{\sin \phi} \sin \phi \quad (W/cm^2),$$

waarin S_p de zonneconstante is ($\approx 0.136 W/cm^2$), τ de atmosferische transmissiecoëfficiënt (≈ 0.7) en ϕ de zonshoogte.

De zonshoogte voor een bepaalde plaats en tijd wordt als volgt berekend. (Zie ref. 8, waarin deze berekening afkomstig van Wessels wordt beschreven). Eerst is nodig het dagnummer d te bepalen:

$$d = 30 \times (M-1) + D,$$

waarin M de maand (1-12) en D (1-31) de dag van de maand zijn.

Met behulp van d kan de lengte van de zon SL worden bepaald:

$$SL = 4.871 + 0.0175d + 0.033 \sin(0.0175d)$$

met SL in radialen.

De declinatie van de zon δ volgt dan uit:

$$\delta = \arcsin[0.398 \sin(SL)].$$

Met behulp van bovenstaande schattingen voor d , SL en δ kan de zogenaamde uurhoek h worden berekend. Dit is de hoek, waarover de aarde moet draaien om de meridiaan van de gegeven locatie direct onder de zon te brengen:

$$h = -\lambda_w + 0.043 \sin(2SL) - 0.033 \sin(0.0175d) + 0.262t - \pi,$$

waarin λ_w de westerlengte van de plaats (in radialen) is en t de universele tijd (UT) in uren. De zonshoogte is dan te berekenen uit:

$$\phi = \arcsin(\sin \delta \sin \psi + \cos \delta \cos \psi \cos h),$$

waarin ψ de breedte van de locatie (in radialen) aangeeft.

Dit was de directe zonnestraling, die voor 0.7 deel door kan dringen tot nabij het aardoppervlak. Maar de atmosfeer zelf staat ook, zij het diffuus, te stralen onder andere richting aardoppervlak. De diffuse straling S_d is te berekenen uit:

$$S_d \approx 0.46 S_p \sin \phi - 0.5 S_b \quad (W/cm^2).$$

De totale zonnestraling S_{tot} die dan elk moment per horizontale cm^2 binnenkomt is:

$$S_{tot} \approx S_b + S_d \quad (W/cm^2).$$

Wanneer de stralende zon op een gegeven moment in cumulatieve zin zoveel energie heeft geleverd, dat deze hoeveelheid gelijk is aan de energie nodig om de mist op te lossen Q_{mist} , dan is dat het tijdstip, waarop de mist oplost. Dus:

$$\int_{t_{\text{begin}}}^{t_{\text{oplos}}} S_{\text{tot}} dt = Q_{\text{mist}},$$

waarin t_{begin} het tijdstip is, waarop de zon zijn invloed moet doen gelden en t_{oplos} de tijd, waarop de mist oplost. Het blijkt echter (zie Kennington ref. 4), dat ongeveer 2½ uur na de hoogste zonnestand (ofwel rond 14.00 UT in ons land) de afkoeling van aarde en atmosfeer een rol begint te spelen. Vanaf die tijd levert de zon geen bijdrage meer aan het oplossen van mist. De begintijd t_{begin} hoeft niet de tijd van zonsopkomst te zijn, maar wil de mist oplossen dan moet t_{oplos} voor mist wel voor 14.00 UT vallen.

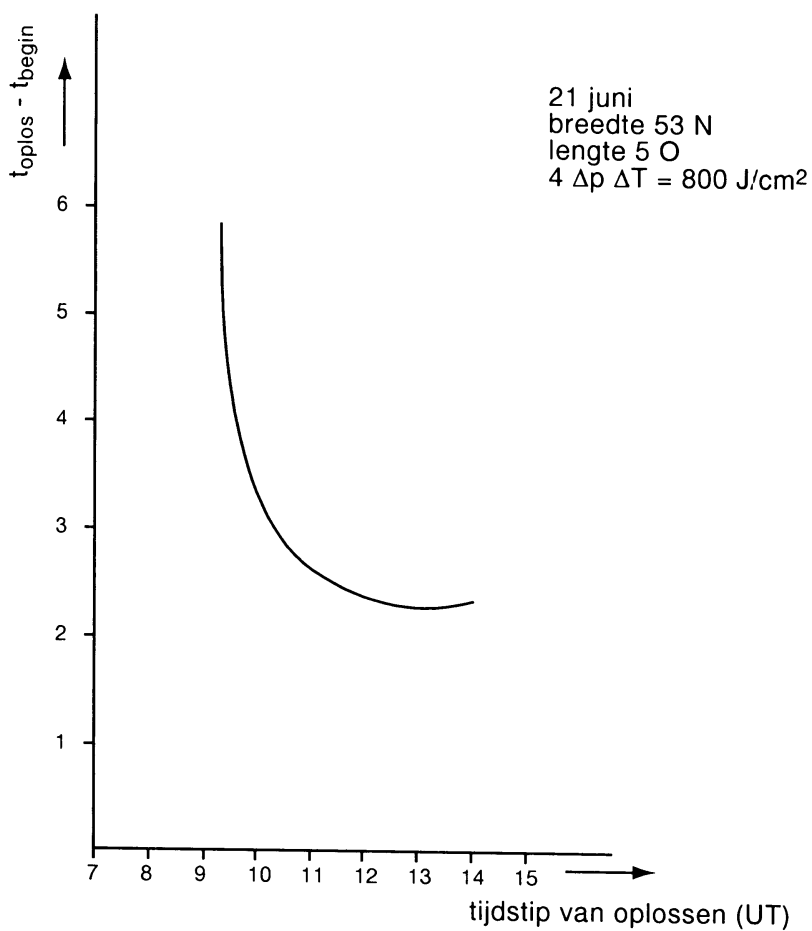
Wanneer Q_{mist} bekend is, dus bij gegeven Δp en ΔT , is met bovenstaande formule afhankelijk van t_{begin} - het tijdstip waarop de zon zijn invloed op de mistlaag gaat uitoefenen - met de computer te berekenen op welk moment t_{oplos} de mist zal gaan oplossen en hoe lang dat dus zal gaan duren. TABEL 1 is een berekening gemaakt voor 21 juni op onze breedte en lengte (53 N 5 O). Voor de dikte van de mistlaag Δp is 20 hPa genomen en voor het verschil ΔT tussen de droogadiabatische temperatuur en de waargenomen temperatuur 10 °C ofwel Q_{mist} is 800 J/cm².

TABEL 1

$\Delta T = 10$ °C Datum = 21 juni
 $\Delta p = 20$ hPa Plaats = 53 N 5 O

t_{oplos} (UT)	t_{begin} (UT)	Δt (uur)	elevatie (°)
9.2	3.3	5.9	49.6
9.5	5.2	4.3	51.2
10.0	6.6	3.4	54.6
11.0	8.3	2.7	59.3
12.0	9.5	2.5	60.2
13.0	10.6	2.4	57.0
14.0	11.5	2.5	50.7

Deze tabel geeft aan, dat wanneer de mist al bij zonsopgang aanwezig is, de zon er ongeveer 5.9 uur over doet, voordat de mist is opgelost. Stel echter, dat de mist in ons land om 10.5 UT voor de zon schuift. Dan duurt het oplossen van de mist maar ongeveer 2.5 uur. Dit heeft alles te maken met het feit, dat de zon rond de middaguren veel meer energie dus ook in cumulatieve zin levert dan in de vroege ochtend. Zie TABEL 2 waar de hoeveelheid zonne-energie per uur voor 21 juni voor ons land ook in cumulatieve zin per uurvak (UT) is aangegeven.



Figuur 4.

Aangegeven wordt hoeveel tijd de zon op de verschillende uren van de dag op 21 juni op 53° noorderbreedte en 5° oosterlengte nodig heeft om een mistlaag gekarakteriseerd met een $\Delta p \Delta T$ van 200 op te lossen.

Als de mistlaag om $10^{3/4}$ UT voor de zon is geschoven is hij om $(10^{3/4} + 2^{1/4}) = 13$ UT opgelost.

Als de mistlaag bij zonsopkomst al aanwezig is, is hij $5^{3/4}$ uur later, om ongeveer $9^{1/4}$ UT opgelost.

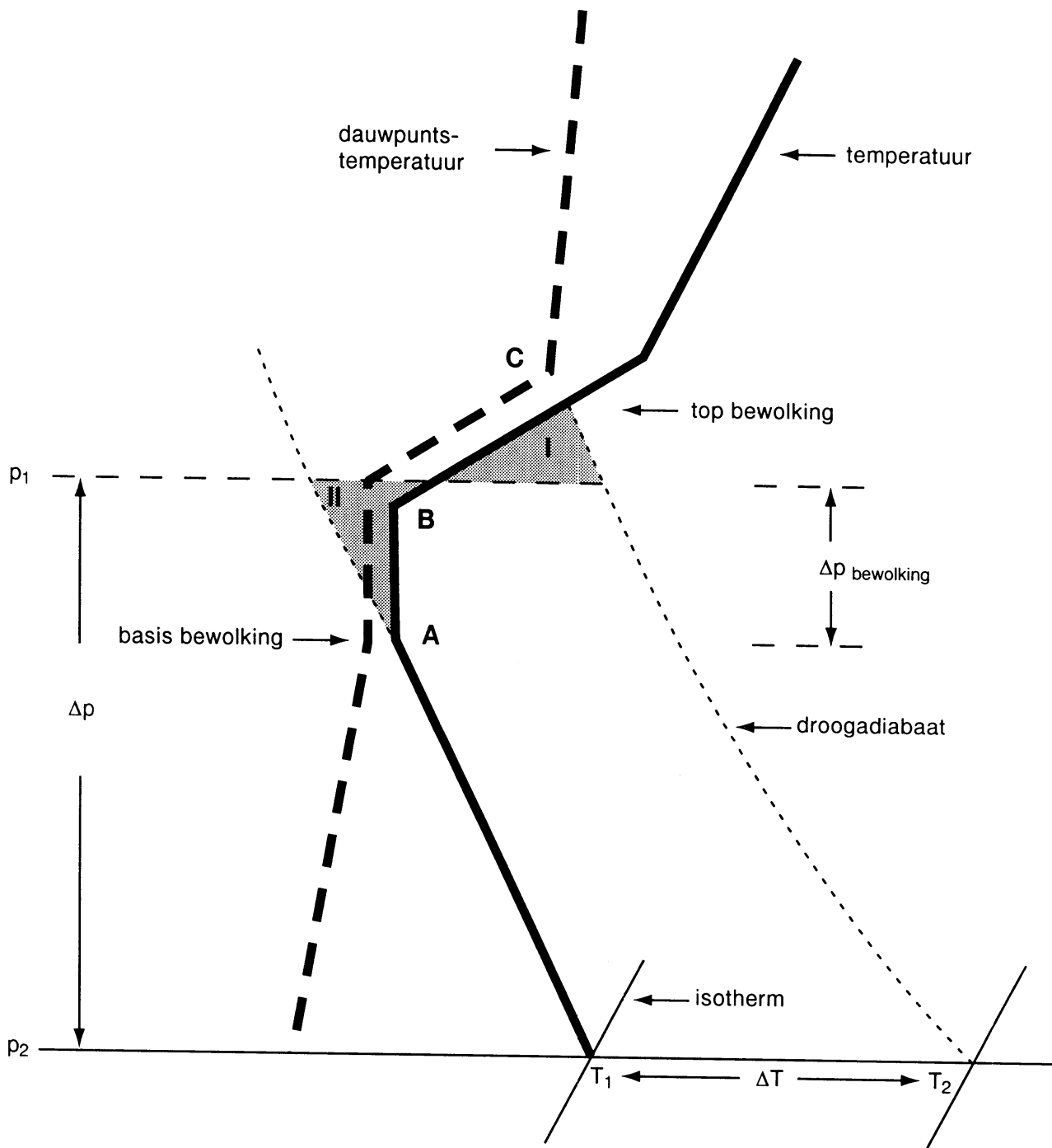
TABEL 2

Datum = 21 juni
 Plaats = 53 N 5 O

uurvak (UT)	globale straling (J/cm ² uur)	cumulatief
4- 5	47	47
5- 6	85	132
6- 7	132	264
7- 8	181	445
8- 9	227	672
9-10	259	931
10-11	278	1209
11-12	286	1495
12-13	279	1774
13-14	263	2037

Figuur 4 geeft het verband tussen het tijdstip van oplossen t_{oplos} en hoelang het oplossen heeft geduurd $t_{\text{oplos}} - t_{\text{begin}}$. Dit figuur maakt duidelijk, dat wanneer een mistveld op het moment, dat de zon om 3.3 UT begint te schijnen, van zee het land binnentrekt het 5.9 uur duurt voordat hij is opgelost. Stel dat de verplaatsingssnelheid van het mistveld loodrecht de kust 2 km/uur is dan begint de mist, die $2 \cdot 5.9 \approx 12$ km landinwaarts is getrokken vandaar om 9.2 UT op te lossen. Om 10 UT begint de mist al op te lossen als het pas over 7 km het land is binnengetrokken. Kortom in het begin van de morgen loopt de mistrand snel naar de kust terug. In de middag houdt de zon de mist beperkt tot een strook van een kleine 5 km. Maar aan het einde van de middag na 14.00 UT kan de mist weer verder landinwaarts trekken door de afnemende invloed van de zonne-energie. Bij het landinwaarts trekken van de mist in de morgen is er overigens geen rekening mee gehouden, dat de voorste begrenzing van de (koude) mist al voorttrekkend steeds warmere lucht ontmoet. Immers voor de onbewolkte delen van het land staat voor de verwarming de volle 100 % zonnestraling ter beschikking. Daarom zal de mist, die precies bij zonsopgang het land binnentrekt al eerder zijn opgelost dan de in TABEL 1 genoemde tijden. Maar het uitbranden van de mist slaat echter niet zozeer op het snelle oplossen van de mist in een strook van 12 km naar 5 km in een paar uur tijds, als wel op het snelle verdwijnen van het grote mistgebied boven land, dat in de loop van de nacht al van zee is binnengedrongen. Hierboven is gesteld dat een mistveld met een bepaalde dikte, dat bij zonsopkomst het land binnentrekt, rond 9 UT zal oplossen. Maar duidelijk mag zijn, dat voor mist, die allang voor zonsopkomst het land is binnengedrongen, hetzelfde geldt. Immers op die mist heeft de zonnestraling ook al gedurende 5.9 uur zijn oplossende werking kunnen verrichten. Voor verduidelijking van de uitdrukking "de mist brandt eruit", lijkt derhalve een verdere uitwerking van het geval, dat (koude) mist uitstroomt over al verwarmde land, niet noodzakelijk.

Samenvattend, mist die in de loop van de nacht van zee het land is binnengedrongen en die dun genoeg is om door zonnestraling te worden opgelost, zal op een bepaald moment snel verdwijnen tot dicht bij de kust. En afhankelijk van de maand (= zonne-energie), de dikte van de mistlaag en de windsnelheid zal de zon gedurende een aantal uren de mist boven zee kunnen houden.



Figuur 5.

De top van de bewolking, punt C in het θ_s -p diagram, zit daar waar lucht opeens droger wordt ofwel de dauwpuntslijn sterk gaat afwijken van de temperatuurlijn. Mocht deze afwijking minder uitgesproken zijn, dan hoogte top van de bewolking daar alwaar het verschil tussen temperatuur en dauwpunt in het radiosonde-diagram gelijk of groter 3°C wordt. Oppervlaktevergelijking rond de temperatuurlijn in het θ_s -p diagram met Oppervlakte I = Oppervlakte II leidt tot bepaling Δp , nodig om de oppervlakte van het parallellogram begrensd door de twee droogadiabaten (door A en C) en de twee drukk niveaus p_1 en p_2 te berekenen. Ook is middels oppervlaktevergelijking Δp bewolking te bepalen. Opgemerkt dient te worden, dat de opbouw van de atmosfeer onder de bewolking meestal droogadiabatisch is.

Bovenstaande geldt voor advectionele mist, die indien de zonnestraling sterk genoeg is gedurende langere tijd boven land oplost. Wat betreft de mist die in de nacht bij heldere hemel en weinig wind boven land ontstaat, ook deze zal indien de zon sterk genoeg is op een bepaald moment verdwijnen. En zoals al eerder is aangegeven, nabij het moment van oplossen kan het opeens snel gaan. De reden hiervan is duidelijk te maken aan de hand van TABEL 2. Immers de eerste uren dat de zon boven de horizon staat is de bijdrage van de zonne-energie aan wat cumulatief nodig is - de Q_{mist} moet bereikt worden - gering. Pas tegen het tijdstip van oplossen neemt de zonne-energie flink toe. De laatste paar uur tellen alleen maar en dan kan het, indien de zon afhankelijk van het seizoen al krachtig genoeg is, verrassend snel gaan.

Tot slot, niet onvermeld mag blijven de vuistregel van Ivens. Deze luidt, dat de mist onder invloed van de zon aan oplossing onderhevig is, wanneer in de morgen - dus nog voor het middaguur - de $Q_h Q_h Q_h$ in groep 53 $Q_h Q_h Q_h$ van de SYNOP-code ongeveer gelijk aan 35 wordt. Ofwel de globale straling gemeten over een uur stijgt tot waarden rond 35 J/cm^2 .

5. BEWOLKING

5.1. Het oplossen van bewolking en zonnestraling

Bovenstaande beschouwingen betreffende het verdwijnen van mist door middel van de zonnestraling kunnen worden uitgebreid met die over het oplossen van bewolking in de lagere regionen van de atmosfeer. Figuur 5 is daarbij verhelderend. Figuur 5 is niets anders dan een mistlaag, die naar grotere hoogten is getild, zodat het bewolking heet. Opnieuw moeten voor het oplossen van deze bewolking de dikte Δp en het temperatuurverschil ΔT worden bepaald. Zie weer Figuur 5. Alleen is nu Δp niet meer de dikte van de laag bewolking, maar van de laag tussen het aardoppervlak en de door oppervlaktevergelijking geconstrueerde top van de wolkenlaag. Immers Figuur 3 geeft aan dat veel zonnestraling wordt gereflecteerd en maar heel weinig in de bewolking geabsorbeerd en dat, wil de wolkenlaag oplossen, dit van onderaf moet gebeuren d.m.v. het opwarmen van de hele laag onder de top. De temperaturen in de hele laag moeten naar die van de droogadiabaat worden gebracht. Hetzelfde was het geval bij mist, alleen nu moet de laag Δp met het deel waar dan geen bewolking zit worden uitgebreid. Aan bovengenoemde hoeveelheid energie moet net zoals bij mist de energie, die vereist is om de wolkendruppels te doen verdampen, worden toegevoegd. De energie $Q_{\Delta p \Delta T}$ nodig de droogadiabatische opbouw door punt C te krijgen is gelijk aan:

$$Opp T_1 A B C T_2 = Q_{\Delta p \Delta T} = \frac{1}{1-A/100} \Delta p \Delta T ,$$

waarin A het albedo (het reflecterend vermogen) van de wolkenlaag is. Figuur 3 geeft aan dat het albedo afhankelijk is van de dikte van de bewolking. Rekening houdend met de bedekkingsgraad N (in octa's) wordt $Q_{\Delta p \Delta T}$ gelijk aan:

$$Q_{\Delta p \Delta T} = \left\{ \frac{N}{8} \frac{1}{1-A/100} + \left(1 - \frac{N}{8} \right) \right\} \Delta p \Delta T .$$

De zonne-energie $Q_{\text{bewolking}}$ nodig om de wolkendruppels van bewolking met een bedekkingsgraad N te doen oplossen is - zie analogie met mistdruppeltjes - gelijk aan $N/8 * 2 \Delta p_{\text{bewolking}} \Delta T$, waarin $\Delta p_{\text{bewolking}}$ de dikte van bewolkingslaag is uitgedrukt in hPa. Door voor de dikte van de totaal te verwarmen laag $\Delta p = k \Delta p_{\text{bewolking}}$ te schrijven wordt de totale hoeveelheid energie Q_{totaal} , die de zon moet leveren om òn de totale laag te verwarmen òn de wolkendruppels te doen oplossen, gelijk aan:

$$Q_{\text{totaal}} = \left[\left\{ \frac{N}{8} \frac{1}{1-A/100} + \left(1 - \frac{N}{8} \right) \right\} k + \frac{N}{4} \right] \Delta p_{\text{bewolking}} \Delta T .$$

In navolging van Kennington (ref. 4) is net zoals bij het oplossen van mist gesteld, dat na ongeveer 14.30 zonnetijd - ofwel 2½ uur nadat de zon zijn hoogste culminatiepunt heeft bereikt - deze geen bijdrage meer levert. In TABEL 3 is met plus(+) en min(-) tekens aangegeven of bewolking met verschillende bedekkingsgraden en hoogten van de wolkenbasis o.i.v. de zonnestraling wel of niet oplost. Dit is gedaan voor de zomer en lente(herfst). Voor de wolkendikte is 100, 200 en 300 meter genomen met als bijbehorende albedo's (zie Figuur 3) 70, 80 en 85 %. Het temperatuurverschil ΔT dat overwonnen moet worden is gesteld op 5 °C.

De tabel maakt duidelijk, dat wanneer in de zomer een gesloten wolkendek met maar een dikte van 100 op ongeveer 1 km Nederland van de Noordzee binnendrijft de zonne-energie niet toereikend is om de bewolking te doen verdwijnen. Wel blijft het mogelijk om lage aaneengesloten, niet te dikke stratusvelden in het zomerseizoen eruit te branden. In de overgangsseizoenen (lente, herfst) lukt dat al niet meer bij een gesloten wolkendek op ½ kilometer hoog. In geval van gebroken bewolking willen de binnendrijvende wolkenvelden onder invloed van de zonnestraling nog wel oplossen, maar dan moet die bewolkingslaag weer niet te dik zijn.

Wanneer de Δp , $\Delta p_{\text{bewolking}}$ en ΔT op de bovenbeschreven wijze zijn bepaald, kan met het MIVOS-programma een uitspraak worden gedaan over het wel of niet oplossen van lage bewolking - zoals (turbulente)stratus - en zo ja, hoe laat dat gebeurt.

Bij de oppervlaktevergelijking in Figuur 5 wordt er net als in Figuur 2 (het oplossen van mist) vanuit gegaan, dat de top van de bewolking (mist) in de radiosonde opstijging daar zit, waar de dauwpunten opeens veel kleiner worden dan de temperatuur ofwel de lucht droger. Dus het niveau in het θ_s - p diagram waar de dauwpuntslijn in de inversie opeens scherp naar links wegloopt van de temperatuurlijn. Ingeval de dauwpuntslijn minder snel van de temperatuurlijn wegloopt, neem dan als top van de bewolking het punt, alwaar het verschil tussen temperatuur en dauwpunt in het radiosonde-diagram groter of gelijk 3 °C wordt.

TABEL 3

Plaats = 53 N 5 O
 ΔT = 5 °C
 Tijd = 21 juni

dikte	100 meter				200 meter				300 meter			
	100	200	500	1000	100	200	500	1000	100	200	500	1000
octa												
4	+	+	+	+	+	+	+	-	+	+	+	-
6	+	+	+	+	+	+	+	-	+	+	-	-
8	+	+	+	-	+	+	-	-	+	-	-	-

Plaats = 53 N 5 O
 ΔT = 5 °C
 Tijd = 21 maart/september

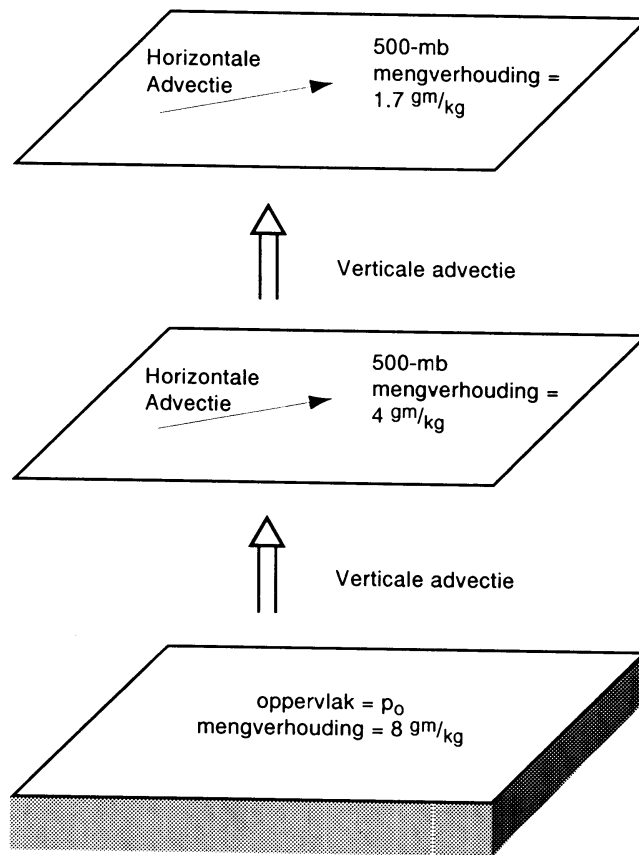
dikte	100 meter				200 meter				300 meter			
	100	200	500	1000	100	200	500	1000	100	200	500	1000
octa												
4	+	+	+	-	+	+	-	-	+	-	-	-
6	+	+	+	-	+	+	-	-	-	-	-	-
8	+	+	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-

TABEL 4 geeft aan de totale hoeveelheid globale straling per dag in de verschillende maanden en hoeveel daarvan werkelijk kan worden gebruikt voor het oplossen van mist of laaghangende bewolking.

TABEL 4

Plaats = 53 N 5 O

Maand	totale globale straling	globale straling tot 14.30 zonnetijd ($J\ cm^{-2}\ dag^{-1}$)
jan	542	385
feb	957	739
mrt	1501	1282
apr	2170	1851
mei	2614	2250
jun	2781	2365
jul	2616	2194
aug	2229	1811
sep	1687	1300
oct	1102	773
nov	625	399
dec	411	276



Figuur 6. Omdat is aangenomen, dat de luchtmassa in het horizontale vlak uniform is, verandert de mengverhouding bij horizontale advection niet. Behalve bij het aardoppervlak zal de opwaartse beweging op alle niveaus de mengverhouding doen toenemen, omdat de mengverhouding over het algemeen met de hoogte afneemt.

Uit de tabel blijkt, dat in de winter van de toch al geringe zonne-energie maar 70% voor de verwarming van aarde en atmosfeer ter beschikking staat. In de zomer is dat opgelopen tot 85% van een veel grotere hoeveelheid zonne-energie. Gemiddeld kan in de maanden mei, juni en juli voor verwarming ongeveer 6.5 keer meer zonne-energie worden geleverd dan in de maanden november, december en januari.

Samenvattend kan worden gesteld dat wanneer een bewolkingsgebied bijvoorbeeld afkomstig van de Noordzee op grotere hoogten het land binnentrekt - en er mogen best flinke gaten in zitten en de bewolkingslaag mag dun zijn - deze bewolking moeilijk enkel en alleen onder invloed van zonnestraling zal oplossen. Alleen in het zomerseizoen wil dat nog wel eens lukken. Op directe wijze doet de zonnestraling weinig met bewolking, het meeste wordt gereflecteerd en ook nog iets doorgelaten en maar heel weinig geabsorbeerd. Alleen indirect via verwarming van de aarde door het zonlicht, dat wordt doorgelaten - en dan zo verder de lucht boven het aardoppervlak -, kan de zon zijn oplossende werking doen gelden.

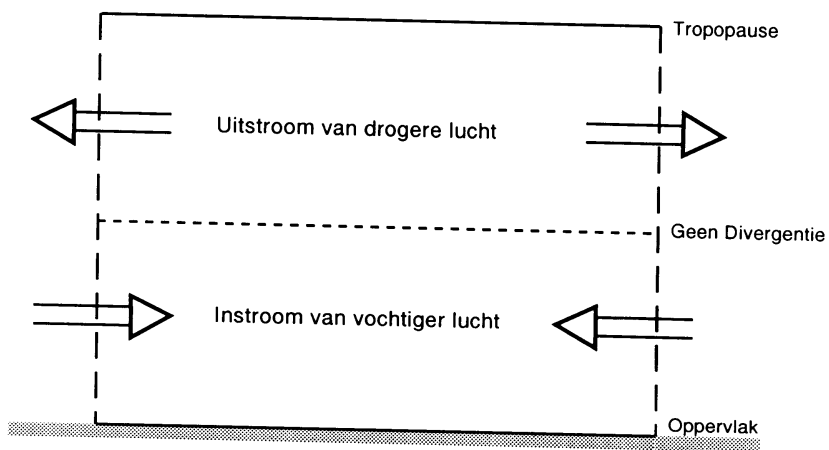
5.1.1. Enkele opmerkingen

Eerste opmerking. Duidelijk mag zijn dat boven zee de oplossende werking van de zonnestraling vaak gering zal zijn. Immers door de verdeling van de zonnewarmte over diepere lagen wordt het zeeoppervlak in tegenstelling tot die van het land nauwelijks warmer. En juist de oppervlakken moeten zorgen voor de warmteoverdracht aan de atmosfeer. Tweede opmerking. Mogelijk dat nu ook weer - door de hele laag tussen top van de bewolking en aardoppervlak op te vatten als mist - het MIVOS-programma kan worden gebruikt om uit te rekenen of de bewolking oplost en op welk tijdstip. Derde opmerking. Naast de zonnestraling beïnvloeden andere factoren - en hetzelfde geldt voor de berekening bij mist -, zoals draaiing of toename van wind, het divergeren van de luchtstroom en wat nog meer als mechanismen in de handboeken wordt genoemd, het oplossen van bewolking. En omdat het meestal ook nog om combinaties gaat, blijft het verwachten van het één en ander meestentijds een moeilijke zaak.

5.2. Het snelle ontstaan of vergaan van bewolking in een zwakke opwaartse respectievelijk neerwaartse stroming

Hierboven is gesproken over het in korte tijd snelle uitbranden van mist of laaghangende bewolking. Tot slot van dit hoofdstuk willen wij nog eens de aandacht vestigen op het omgekeerde verschijnsel namelijk dat bewolking zich opeens ook snel kan vormen zelfs al is de verticale stroming omhoog veel zwakker dan in het convectieve geval - zeg in de orde van een 0.001 hPa/sec (ruwweg 1 cm/sec). Het voorbeeld is afkomstig uit een artikel "Modification of Moisture Fields by Vertical Motion" (ref. 9). Veronderstel een grote horizontaal homogene luchtmassa, waarin zoals meestal het geval is de mengverhouding met de hoogte afneemt. Als er een verticale omhooggaande beweging is, met een maximum rond het 500 hPa niveau zal dat twee effecten hebben:

1. De mengverhoudingen zullen op alle niveaus toenemen, maar het snelst in de midden-



*Figuur 7.
 Toename van de vochtigheid op de lagere niveaus wegens de convergentie wordt niet gecompenseerd door de uitstroom van vocht in de hogere niveaus en derhalve neemt de hoeveelheid precipitable water toe.
 Precipitable water is de hoeveelheid water die wordt verkregen als alle waterdamp in een kolom lucht tot water zou condenseren.*

troposfeer

2. Relatieve vochtigheden zullen op alle niveaus toenemen, maar weer het snelst in de midden-troposfeer.

Aantekening bij effect 1:

De mengverhouding neemt toe, omdat op elk drukniveau uitgezonderd het aardoppervlak de lucht voortdurend wordt vervangen door lucht met een hogere mengverhouding. Zie Figuur 6. De verticale advectie is één van de termen in de vergelijking beschrijvende het behoud van watermassa, die stelt:

$$\Delta \text{ mengverhouding} = \text{horizontale advectie} + \text{verticale advectie} .$$

Omdat aangenomen is, dat de mengverhouding horizontaal homogeen verdeeld is, houden wij voor de verandering (Δ) van de mengverhouding alleen die veroorzaakt is door de verticale advectie over.

Aantekening bij effect 2:

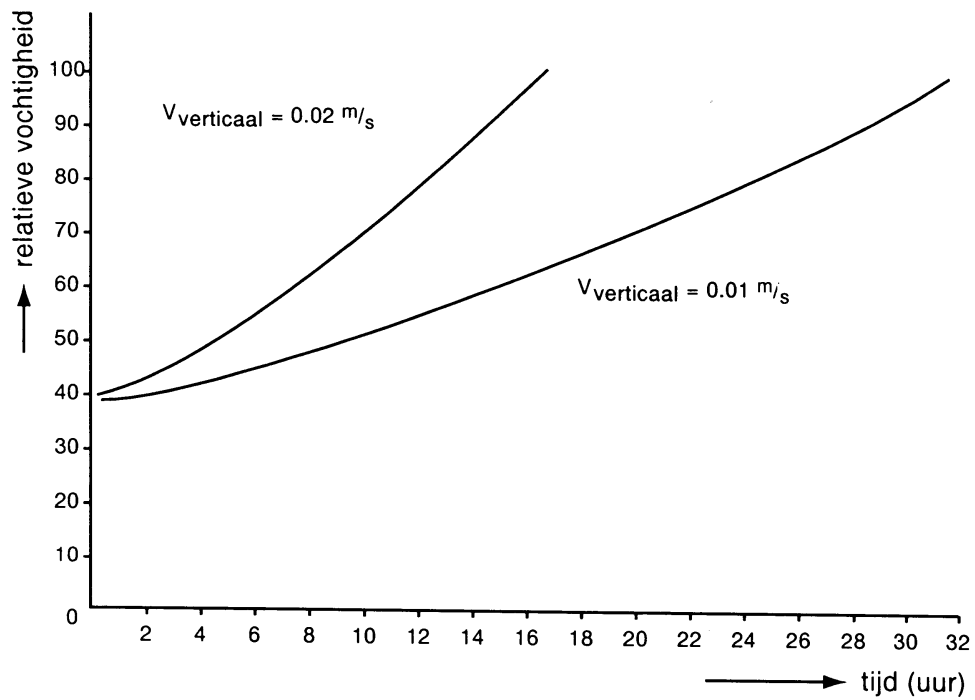
De relatieve vochtigheid neemt om twee redenen toe. De relatieve vochtigheid is:

$$\text{relatieve vochtigheid} = \frac{\text{waargenomen mengverhouding}}{\text{verzadigingsmengverhouding}} .$$

Zoals al opgemerkt, de waargenomen mengverhouding neemt toe. Wat betreft de verzadigingsmengverhouding, die neemt af bij lager wordende temperatuur. En omdat de temperatuur meestal met de hoogte afneemt, geldt dus hetzelfde voor de verzadigingsmengverhouding. Ofwel met een toenemende teller en een afnemende noemer neemt de relatieve vochtigheid sneller toe dan de andere vochtigheidsparameters.

Van belang is ook nog om in te gaan op de toename van de hoeveelheid "precipitable water", dat is de hoeveelheid water die wordt verkregen als alle waterdamp in een luchtkolom reikend tot de hoogste toppen in de atmosfeer zou condenseren en als neerslag naar beneden valt. Uit de continuïteits-vergelijking volgt, dat opwaartse verticale beweging samengaat met convergentie in de onderste lagen van de atmosfeer en divergentie in de hoge lagen. Omdat de warmere onderste lagen veel meer waterdamp kunnen bevatten dan de koude op de hoge niveaus ofwel omdat de mengverhoudingen laag in de atmosfeer veel hoger zijn dan hoog in de atmosfeer wordt de waterdamp die in de onderste lagen bij elkaar stroomt (convergentie) niet gecompenseerd door de uitstroom bovenin (divergentie). Dit alles heeft tot gevolg een toename van vocht in de lagere niveaus en dus in de toename van de hoeveelheid "precipitable water". Zie Figuur 7.

Om te verduidelijken, dat zelfs bij hele zwakke stijgende bewegingen van ongeveer 1 cm/sec (= 0.001 hPa/sec) rond het 500 hPa niveau, het toch maar ruim een dag duurt om de hele lucht bedekt met bewolking te krijgen is Figuur 8 getekend. Door in het θ_s - p diagram op het 500 hPa niveau uitgaande van een luchttemperatuur van -15 °C graden en een dauwpuntstemperatuur van -26 °C graden (ofwel een relatieve vochtigheid op dat niveau van ongeveer 40%) als het ware op een convectieve manier omhoog te gaan maar dan veel langzamer is Figuur 8 samen te stellen. Uit de figuur volgt dat wanneer de lucht al voor 80% verzadigd is het nog maar 6 uur duurt en de bewolking vliegt erin. Dus zelfs zwakke opwaartse stromen kunnen een snelle toename van de relatieve vochtigheid en daarmee van bewolking tot gevolg hebben. Het omgekeerde geldt natuurlijk ook. Bij



Figuur 8.
 De toename van de relatieve vochtigheid in de loop van de tijd bij het 500 hPa niveau bij opstijgende bewegingen van 1 respectievelijk 2 cm/sec.

langzaam neergaande bewegingen zal de relatieve vochtigheid snel afnemen. Immers de kleinere mengverhouding van de hogere niveaus vervangen die van de grotere op de lagere niveaus. En omdat de opbouw van de atmosfeer meestal zodanig is, dat de temperatuur toeneemt met afnemende hoogte zal de verzadigingsmengverhouding telkens groter zijn. Dus nu hebben wij het geval dat in de definitie van de relatieve vochtigheid de teller afneemt en de noemer groter wordt, ofwel een snellere afname van de relatieve vochtigheid dan de andere vochtigheidsparameters. Nog anders gezegd, zelfs bij zwak dalende bewegingen kan bewolking verrassend snel oplossen.

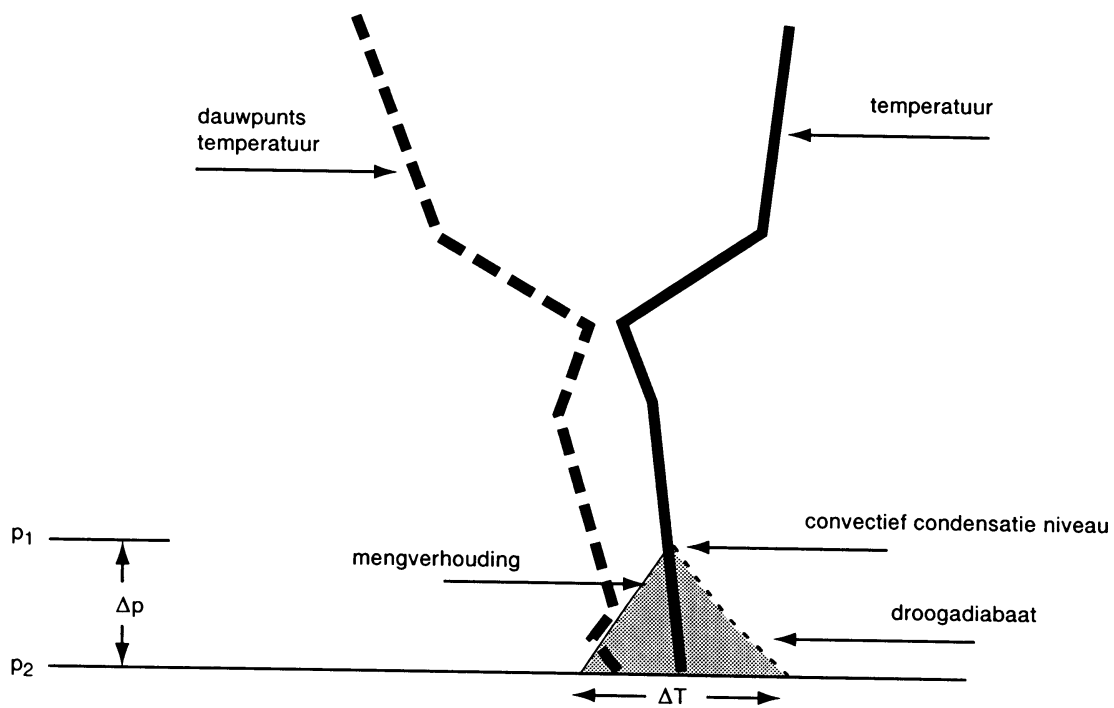
Samenvattend. Ook in het geval van hele langzame opwaartse verticale luchtstromen kan in korte tijd snel bewolking ontstaan. De aanloop is als het ware een erg vertraagde convectieve beweging, maar aan het einde van de rit is het resultaat hetzelfde. Als de relatieve vochtigheid 100 % is geworden wordt een nieuw verschijnsel aan het gedurende lange tijd heldere firmament in rap tempo zichtbaar, namelijk bewolking. Nog anders gezegd, wisten wij maar dat de atmosfeer langzaam doch zeker zijn voorbereidingen treft en hoever hij daarmee is, dan zou dit ogenschijnlijk snelle ontstaan van bewolking ons niet zo te verrassen. Ook het omgekeerde geldt. Al is de neergaande beweging maar gering, bewolking zal snel kunnen oplossen, zodra immers de 100 % relatieve vochtigheid niet meer bestaat. En nogmaals, zie Figuur 3, directe zonnestraling zal weinig of niets bijdragen aan het oplossen van hogere bewolking.

5.3. Het erin vliegen van bewolking door de zonnestraling

Met het erin vliegen van bewolking onder invloed van de zonnestraling wordt in dit rapport bedoeld, dat na een aantal heldere uren, bijvoorbeeld in de ochtend, opeens convectieve bewolking ontstaat. Dit is een bekend verschijnsel. De radiosonde meting van middernacht of de ochtend geeft aan, dat wanneer de temperatuur in de weerhut in de loop van de morgen een bepaalde waarde heeft bereikt en de lucht vochtig genoeg is, er vanaf dat moment convectieve bewolking kan ontstaan. Cumulusbewolking vormt zich. Indien een inversie op grotere hoogten aanwezig is, zal de cumulusbewolking zich uitspreiden en overgaan in stratocumulusvelden.

Alvorens verder te gaan is het belangrijk om op te merken, dat bewolking die eerst onder invloed van de zonnestraling op boven beschreven wijze is ontstaan soms bij voortgaande verwarming van lucht bij de grond weer verdwijnt. Door de aanhoudende verwarming stijgt het condensatieniveau ofwel de wolkenbasis verder, ja soms zelfs tot de inversie. In dat geval lost de bewolking op. Dit gebeurt met name als door entrainment droge lucht wordt ingevangen of als de verdamping van de grond klein is en er veel warmte door de zon wordt geleverd (ref. 10). De voortgaande verwarming waarover hierboven wordt gesproken is alleen mogelijk als het stratocumulusdek, dat door convectie bij de inversie is ontstaan, flinke gaten vertoont of dun is. Immers dan kan de zon het aardoppervlak nog verder verwarmen. Anders gezegd, de hoeveelheid vocht in de onderste lagen van de atmosfeer moet, voordat de convectie op gang komt, niet te groot zijn geweest. Zie verder paragraaf 5.1., waarin het wel of niet oplossen van dit soort lage bewolking onder invloed van zonnestraling aan de hand van berekeningen wordt beschreven. In het volgende gaan wij er vanuit, dat de eenmaal ontstane bewolking niet op de hierboven geschetste wijze weer verdwijnt.

Bij het oplossen van mist wordt zonne-energie gebruikt voor verwarming van de mistlaag, waarvoor een hoeveelheid zonne-energie nodig is van $Q_{\text{mist}} = 4\Delta p\Delta T$. Voor het ontstaan van convectieve bewolking moet $Q_{\text{convectief}} = \frac{1}{2}\Delta p\Delta T$ aan zonne-energie zijn verzameld, voordat de temperatuur hoog genoeg is om het convectieve proces op gang te brengen. Zie Figuur 9, het

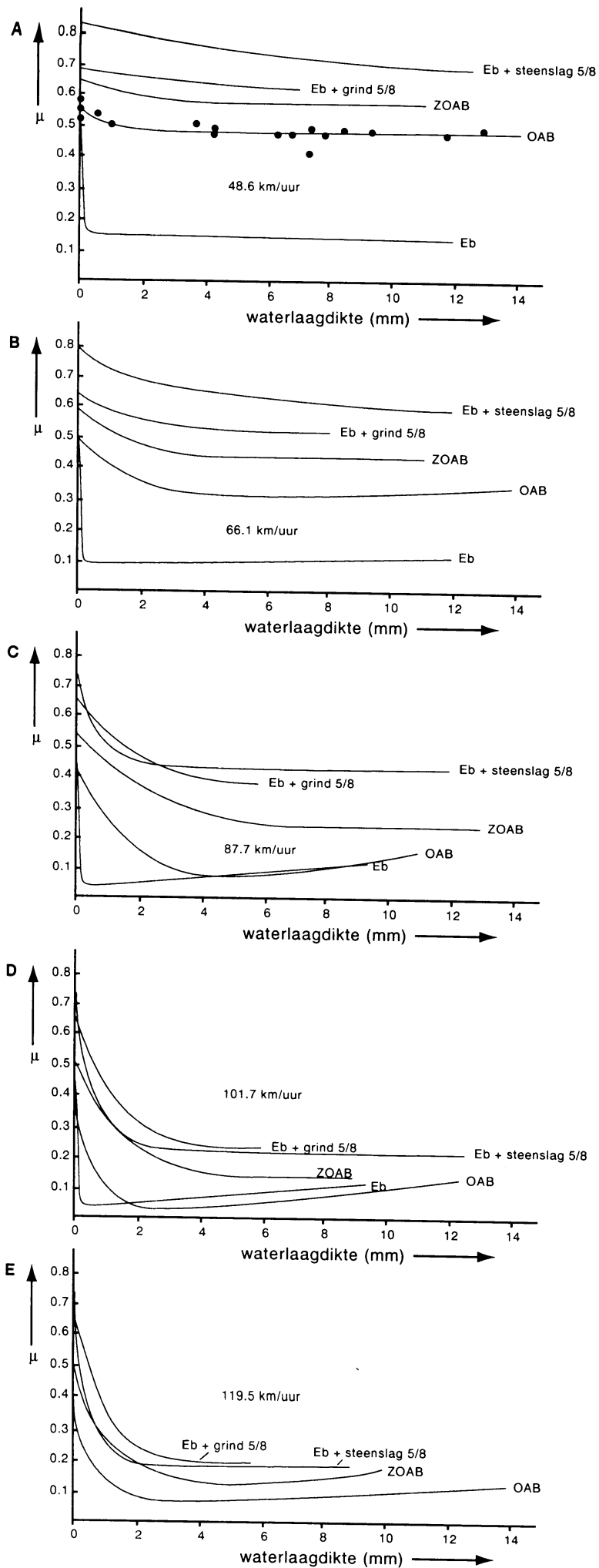


*Figuur 9
 Het bepalen van de hoeveelheid zonne-energie nodig voor het opwekken van convectieve bewolking. Het procede voor de bepaling van het convectief condensatie niveau is als volgt. Daar waar de lijn van de mengverhouding - gemiddeld over de onderste 50 hPa - de temperatuurlijn in het θ_s -p diagram snijdt ligt het convectief condensatie niveau. De benodigde energie is dan het oppervlak van de gearceerde driehoek ofwel $\frac{1}{2}\Delta T\Delta p$.*

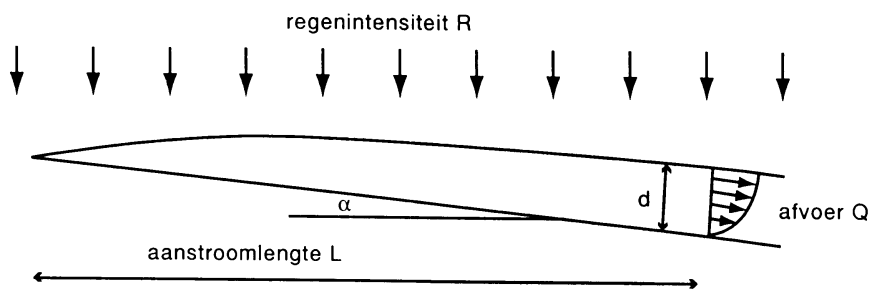
bekende voorbeeld van hoe door vlakkenvergelijking in het zogenaamd energetische θ_s - p diagram de $Q_{\text{convectief}} = \frac{1}{2} \Delta p \Delta T$ bepaald kan worden. In ons voorbeeld is het oppervlak van de driehoek = $Q_{\text{convectief}}$ (J/cm^2) gelijk aan de hoeveelheid energie nodig om tot convectie te komen. De auteur van dit rapport lijkt het niet onmogelijk om deze berekening te automatiseren, zoiets als de Gold temperatuur berekening. Tegelijk zou dan ook het tijdstip van inzetten van de convectieve bewolking bepaald kunnen worden. De factor 4, verdisconterend in $Q_{\text{mist}} = 4 \Delta p \Delta T$ de reflectie van mist en het oplossen van de mistdruppels, ontbreekt uiteraard in $Q_{\text{convectief}}$ maar voor de rest is het verhaal hetzelfde. Wel is er natuurlijk de reflectie van het aardoppervlak. Niet alle zonne-energie kan worden aangewend voor het opgang brengen van de convectie. Omdat het albedo van vegetatie en van gewone aarde maar 20% respectievelijk 10% bedraagt, is deze kleine correctie op de berekening van $Q_{\text{convectief}}$ verwaarloosd. Ter verduidelijking van het tijdstip van het ontstaan van convectieve bewolking zou gebruik kunnen worden gemaakt van Figuur 4, alleen dan omgekeerd geïnterpreteerd. In plaats van het verdwijnen van bewolking aan de grond (= mist) nu het ontstaan van bewolking onder invloed van zonnestraling. Aan de hand van Figuur 10 gaan we het ogenschijnlijk plotselinge ontstaan, het erin vliegen van convectieve bewolking echter nog eens apart uitleggen. Wij veronderstellen ook nu weer dat er een wind van zee naar land waait. Ook wordt aangenomen, dat het zeewater te koud is om door verwarming bewolking te vormen, maar dat dit boven land onder invloed van de zonnestraling wel kan.

Koude zeelucht, die vanaf zonsopkomst over het land stroomt, wordt door de zonnestraling boven land steeds warmer. Wanneer de (cumulatieve) zonne-energie de $Q_{\text{convectief}}$ overschrijdt, ontstaat convectieve bewolking. Dit zal in ons voorbeeld, namelijk op 21 juni voor een plaats op onze breedten, waarbij de zon $200 \text{ J}/\text{cm}^2$ moet leveren om het convectieve proces op gang te brengen ongeveer drie uur na zonsopkomst gebeuren. Stel dat de windcomponent loodrecht op de kust $6 \text{ m}/\text{sec}$ bedraagt, dan zal op een afstand van $3(\text{uur}) \times 6(\text{m}/\text{sec}) \times 3600/1000 \approx 65 \text{ km}$ van de kust drie uur na zonsopkomst boven de rest van het land convectieve bewolking ontstaan. Maar omdat de zonnestraling steeds krachtiger wordt zal de koude lucht van zee boven land komend in de loop van de dag steeds sneller worden verwarmd en zal de zone van de convectieve bewolking steeds dichterbij de kust komen te liggen. Aan het einde van de morgen is de koude zeelucht na een half uur boven het land al zover verwarmd, dat convectieve bewolking kan ontstaan. De convectieve bewolking is dan opgedrongen tot $0.5(\text{uur}) \times 6(\text{m}/\text{sec}) \times 3600/1000 \approx 11 \text{ km}$ van de kust.

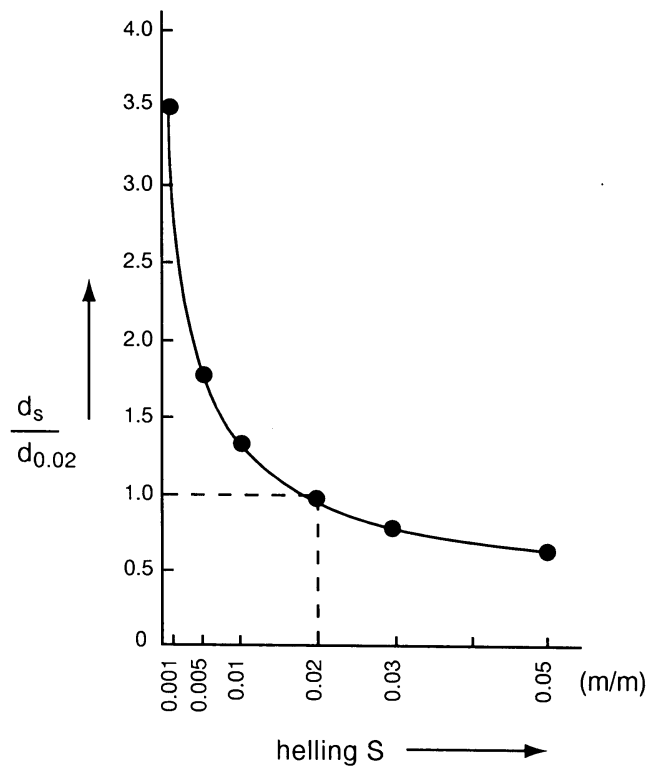
Bovenstaande voorbeeld wil drie dingen duidelijk maken. Ten eerste, dat ook aan het ontstaan van convectieve bewolking het nodige voorafgaat. Er moet over geruime tijd genoeg zonne-energie zijn verzameld - en de grootste bijdragen komen weer op het laatst - om het proces van wolkenvorming, dat dan opeens verrassend snel geschiedt en zeer zichtbaar is, op gang te brengen. Anders gezegd een hele tijd gebeurt er ogenschijnlijk niets en dan opeens is de bewolking er. Ten tweede, dat wanneer bij helder weer koude zeelucht boven het warme land uitstroomt en zich boven het binnenland bewolking vormt, het in een strook langs de kust helder blijft. (Iets wat overigens in de meteorologische praktijk al bekend is). Ten derde, dat in Figuur 10 wordt gesteld, dat tot ongeveer 14 UT - dat is 16.00 uur zomertijd in Nederland - nog convectieve bewolking ontstaat. Daarna is de zonnestraling niet meer sterk genoeg om om dit proces te handhaven. Zie de opmerking bij het oplossen van mist, namelijk dat ongeveer $2\frac{1}{2}$ uur na de hoogste zonnestand afkoelingseffecten een rol gaan spelen en de zon vanaf die tijd geen bijdrage meer levert aan het verwarmen van aarde en atmosfeer. In de tweede helft van de middag verdwijnt derhalve de eerder onstane convectieve bewolking. Duidelijk mag zijn dat hier over "mooi weer" convectie wordt gesproken, niet over het



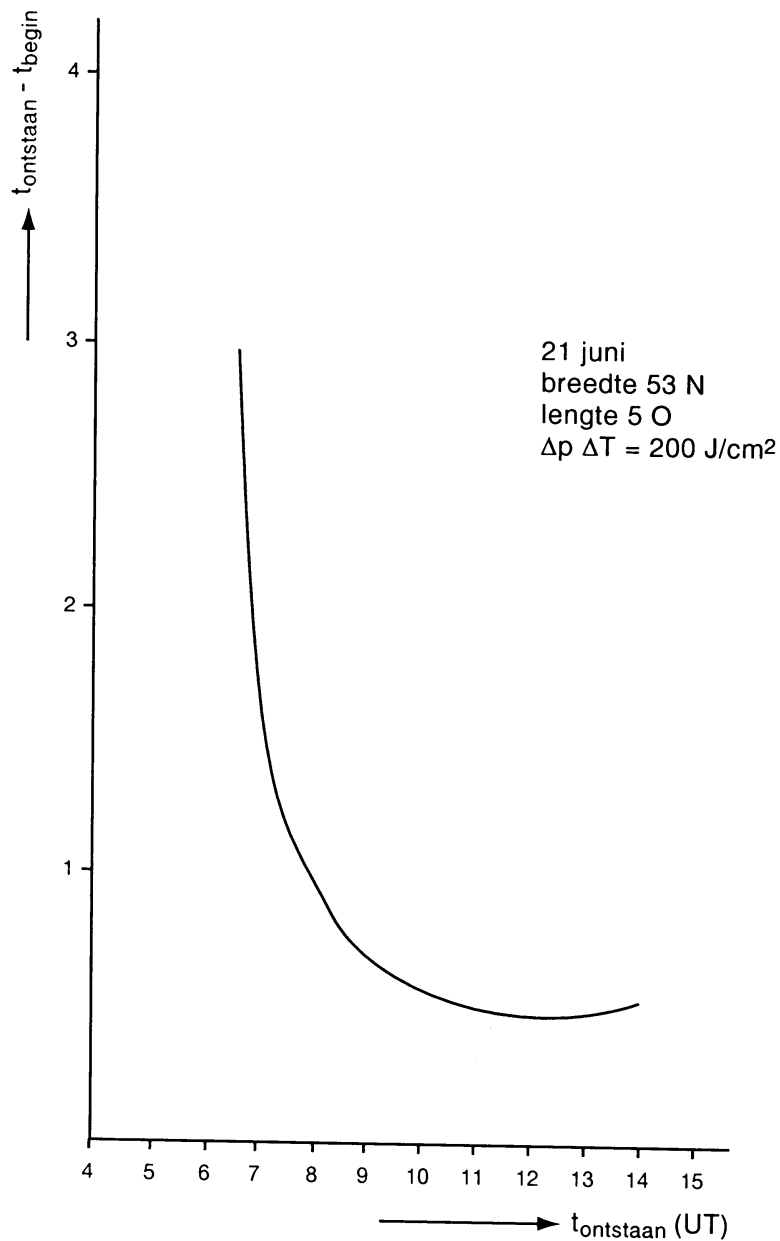
Figuur 11.
 De wrijvingscoëfficiënt μ in afhankelijkheid van de snelheid, de waterlaagdikte en verschillende soorten wegdekken.
 Eb (= Epoxybitumen) is zeer glad, terwijl Eb met steenslag of grind al meer grip geeft. OAB is open asfaltbeton en ZOAB is zeer open asfaltbeton.



Figuur 12.
Wegstromen van regenwater van een wegdek.



Figuur 13.
De invloed van de helling S op de dikte d van de waterlaag.



Figuur 10

Het erin vliegen van convectieve bewolking door de zon. Stel er is op 21 juni op 53° noorderbreedte en 5° oosterlengte 200 J/cm² aan zonne-energie nodig is om de vorming van convectieve bewolking op gang te brengen. Als de zon onbelemmerd vanaf zonsopkomst aan dit proces kan werken duurt het ongeveer 3 uur en vliegt de bewolking er om 6 1/2 UT tijd in. Als rond het middaguur (locale tijd) koude lucht van zee het land binnendringt, is de zonnestraling zo krachtig, dat al na ongeveer een halfuur de benodigde energie van 200 J/cm² voorhanden is. De convectie komt dan niet meer zo ver van de kust al op gang.

ontstaan van buiencomplexen met troggen in de bovenlucht.

6. REGENVAL EN AQUAPLANING

6.1. Inleiding

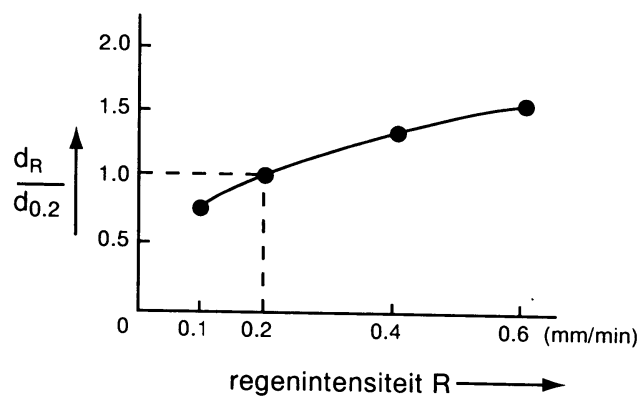
Een nat wegdek kan in veel gevallen tot ongelukken aanleiding geven. Zoiets gebeurt bijvoorbeeld, wanneer water tussen de banden van een rijdende auto en het wegoppervlak niet snel genoeg door de banden verwijderd wordt. Dit heeft tot gevolg, dat de auto het contact met de weg verliest en ongecontroleerd over het water kan gaan slippen. Er is dan sprake van aquaplaning. Er moet onderscheid worden gemaakt tussen visceuze en dynamische aquaplaning.

6.2. Visceuze aquaplaning

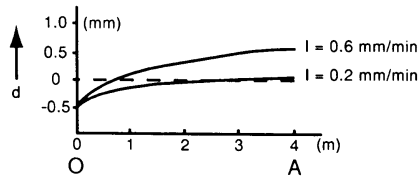
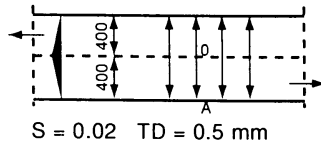
Een erg dunne vloeibare film (0.01-0.1 mm) kan ontstaan op de kleine steentjes van het wegdek wanneer het mistig is of motregent. De vloeistof is een mengsel van stofdeeltjes, olieresten en water. Deze taaie slijmerige laag laat zich maar moeilijk verwijderen en dit is de reden, waarom de wrijving tussen de band van de auto en het wegoppervlak gering is. Met visceuze aquaplaning moet vooral rekening worden gehouden, wanneer na een lange periode van droogte lichte regen of motregen valt. Blijft het regenen of de intensiteit neemt snel toe, dan kan de vuiligheid op de weg worden opgeruimd en neemt de kans op een ongeluk af. Visceuze aquaplaning hangt af van de snelheid van de auto en de soort wegdekoppervlak. Het blijkt dat visceuze aquaplaning bij snelheden boven de 60 km/uur begint. Duidelijk mag zijn, dat klinkers en straatkeien zich uitstekend lenen voor visceuze aquaplaning. Maar ook op asfaltwegen moet met dit soort aquaplaning, dat volgens verkeersdeskundigen vaker optreedt dan men denkt, rekening worden gehouden.

6.3. Dynamische aquaplaning

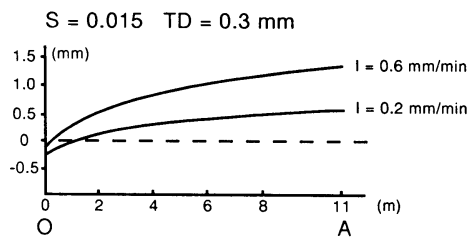
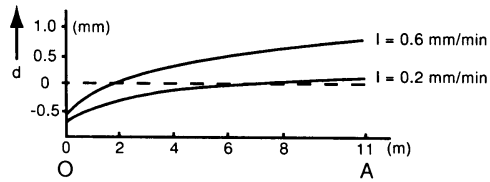
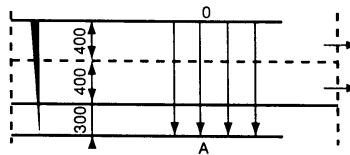
Dit is de bekende soort aquaplaning. Een waterlaag met een dikte van een paar millimeter ontstaat op de weg tijdens een zware bui. Om bestuurbaar te blijven moeten de banden van de auto in nauw contact blijven met het wegdek. Het water moet tussen de banden en het wegdek worden weggedrukt. De snelheid, waarmee dat gebeurt, hangt af van een aantal factoren. Hoe sneller de auto rijdt, des te meer water door de banden moet worden verwijderd. Van belang is ook de ruwheid van het wegdekoppervlak en het bandenprofiel. In Figuur 11 afkomstig uit het rapport "Water op de weg" (ref. 11) wordt weergegeven hoe de wrijvingscoëfficiënt μ afhangt van de soort weg en de snelheid van de auto. Wanneer auto's harder rijden dan 80 km/uur en de waterlaag 2 mm of meer bedraagt, is de kans op aquaplaning heel groot. De dikte van de waterlaag is onder andere afhankelijk van de regenintensiteit en de helling van de weg en kan met de empirisch bepaalde formule (ref. 11) als volgt worden berekend:



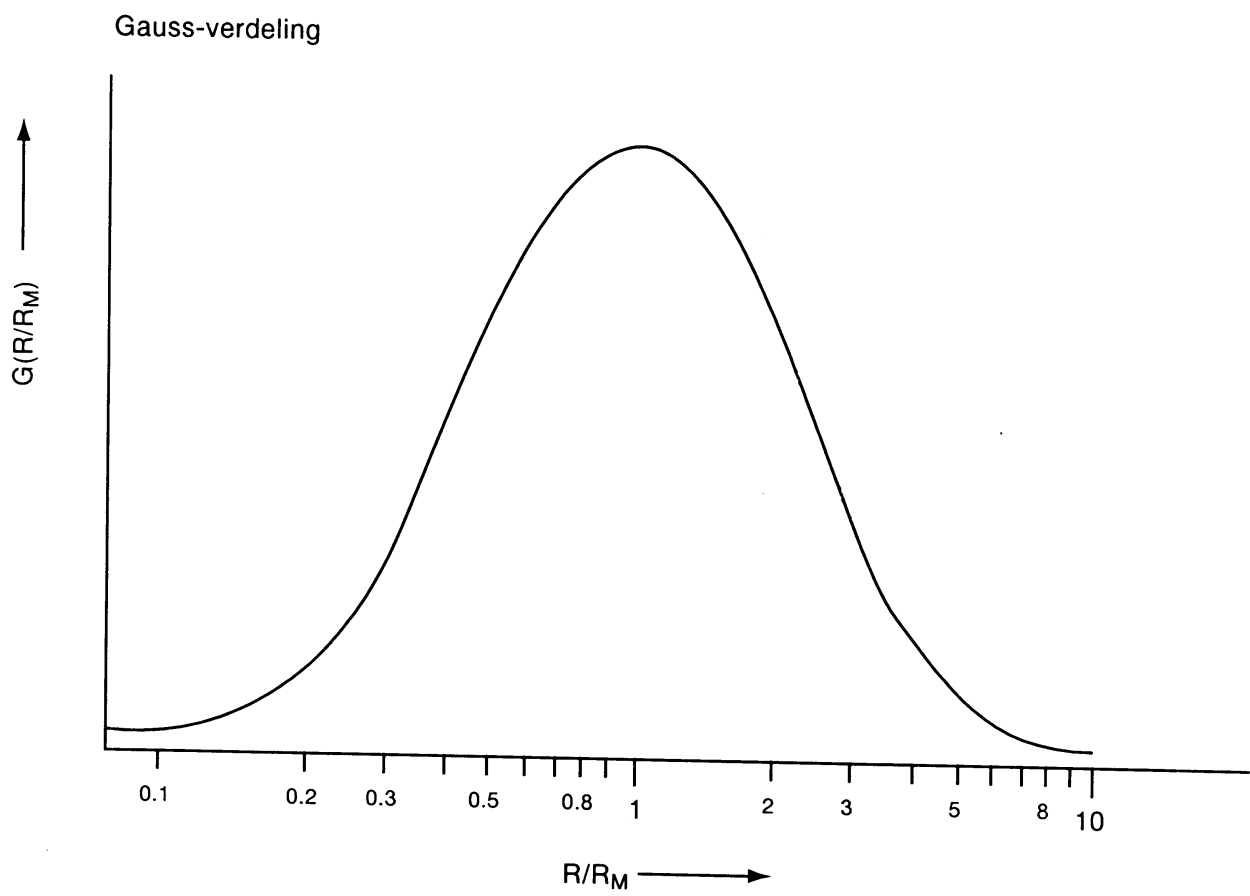
Figuur 14.
De invloed van de regenintensiteit R op de dikte d van de waterlaag.



Figuur 15a.
Waterlaagdikte op tweestrooksweg.



Figuur 15b.
Waterlaagdikte op tweestrooksrijbaan met vluchtstrook.



Figuur 16.

De Gauss- of normale verdeling $G(R/R_M)$ van de weerradarmetingen. De schaal van de horizontale as is logaritmisch. R_M is de gemeten regenintensiteit, R zijn de regenintensiteiten die ook mogelijk zijn.

$$d(TD, L, R, S) = 1.487 \times 10^{-2} \times TD^{0.11} \times L^{0.43} \times R^{0.59} \times \left(\frac{1}{S}\right)^{0.42} - TD ,$$

waarin

d	= dikte van de waterfilm	(mm)
R	= regenintensiteit	(mm/uur)
L	= stroomlengte	(m)
S	= helling van de weg	(m/m)
TD	= ruwheid (texture depth) van het wegdek	(mm)

In Figuur 12 worden deze grootheden nader toegelicht. De wegparameters L , S en TD zijn min of meer constant.

De waterlaagdikte neemt snel toe naarmate de helling van de weg S kleiner wordt. Het water vloeit steeds langzamer weg of helemaal niet meer. Zie Figuur 13. Meestal zijn de hellingen 2 of 2.5 %. Het verband tussen dikte waterlaag en regenintensiteit wordt weergegeven in Figuur 14. Deze relatie is lang niet zo sterk als die tussen de helling en waterlaagdikte. Figuur 15 is een voorbeeld van de berekening van de waterlaagdikte d met behulp van de al eerder genoemde formule.

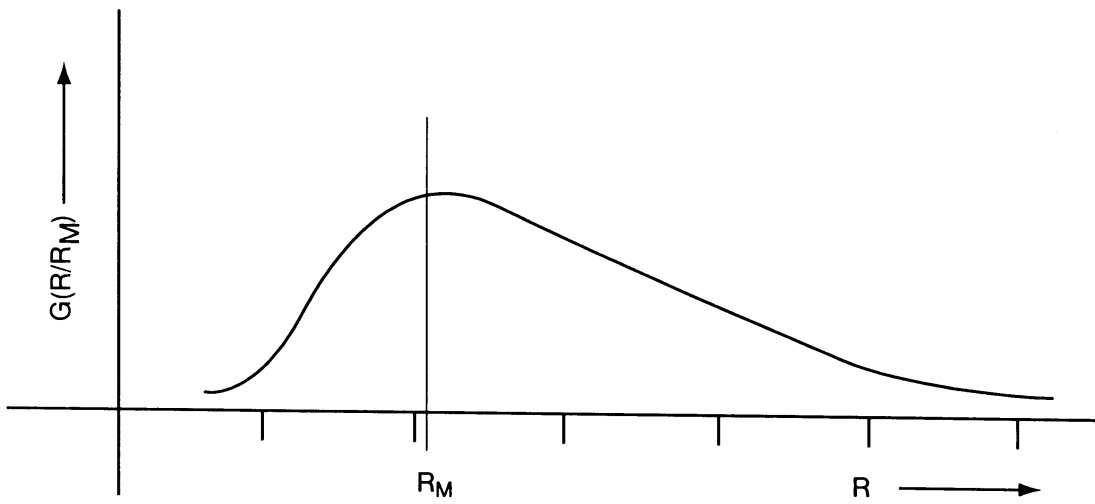
6.3.1. Weerradar en aquaplaning

De enige manier om zware buien boven een uitgestrekt gebied, doorsneden met autowegen, te detecteren is door gebruik te maken van weerradar. Ook is het mogelijk om met behulp van de weerradarbeelden een neerslagverwachting voor de komende twee uur te maken. Eén en ander is al gerealiseerd in het huidige weerradarsysteem. De relatie tussen de gemeten radarstraling Z (mm^6/m^3) die door de regendruppels wordt gereflecteerd en de regenintensiteit R (mm/uur) is:

$$Z = 200 \times R^{1.6} .$$

Nu zijn de gemeten neerslagintensiteiten behept met de nodige fouten, bijvoorbeeld de radarbundel is niet geheel gevuld met druppels of de ene regenbui wordt enigszins afgeschermd door een ander. De onnauwkeurigheid van de radarmeting gebaseerd op deze $Z:R$ -relatie bedraagt 30%. Voor de radarverwachting ongeveer twee uur vooruit is hij opgelopen tot 50%. Alvorens uit te leggen hoe deze onnauwkeurigheden moeten worden geïnterpreteerd is het nodig om er op te wijzen, dat het bereik van de gereflecteerde radarsignalen loopt van zeer zwak tot krachtig. De verwerking van die signalen is daarom logaritmisch en wordt uitgedrukt in bel(B) ofwel $\log R_1/R_2$, waarbij R_1 en R_2 regenintensiteiten zijn. Meestal wordt voor de logaritmische verhouding tussen de signalen decibel (Db) gebruikt ofwel $10 \times \log R_1/R_2$. Bijvoorbeeld wanneer de verhouding tussen twee regenintensiteiten gelijk is aan $R_1 = 100 \times R_2$, dan wordt dit verschil in grootte uitgedrukt in bels gelijk aan 2 en in decibels 20.

De onnauwkeurigheid van de metingen per pixel gemaakt door de weerradar kan worden beschreven met de zogenaamde log-normale verdeling. Zie Figuur 16 en let op de logaritmische schaal van de x-as. R_M is de door de radar berekende (gemeten of verwachte) regenintensiteit, maar ter plaatse van het pixel kunnen in werkelijkheid best andere neerslagintensiteiten R zijn waargenomen. Pixel is een afkorting van picture element en heeft bij het nederlandse radarsysteem



*Figuur 17.
Dezelfde Gaussverdeling voor de weerradarmetingen, maar nu met lineaire x-as. Bij gemeten regenintensiteit R_M is de kans groot, dat er in werkelijkheid meer regen valt.*

een oppervlak van $2.5 \times 2.5 \text{ km}^2$. De kans, dat in plaats van R_M een andere intensiteit R wordt waargenomen, kan op logaritmisch papier zoals Figuur 16 aangeeft worden beschreven met een Gauss-kromme $G(R/R_M)$. In formulevorm gaat dit over in:

$$G(R/R_M) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left[-1/2\left(\frac{\log R/R_M - \mu}{\sigma}\right)^2\right] \times \frac{1}{\ln 10} \times \frac{1}{R},$$

waarin

$$\begin{aligned} \sigma &= 0.3 \text{ of } 0.5 \text{ (bel), de standaard deviatie} \\ &= 3 \text{ of } 5 \text{ (decibel)} \\ &\quad \text{(De 30\% onnauwkeurigheid van de radarmeting} \\ &\quad \text{of de 50\% onnauwkeurigheid van de} \\ &\quad \text{verwachting.)} \\ \mu &= \log R_M/R_M = 0 \\ R_M &= \text{gemeten regen of verwachte regenintensiteit} \\ &\quad \text{(mm/uur)} \end{aligned}$$

Kortom, als andere regenintensiteiten R dan de gemeten of verwachte R_M ook mogelijk zijn is het noodzakelijk om de gemiddelde dikte van de waterlaag te berekenen. Dit is vooral nodig als men bedenkt, dat juist de hoge neerslagintensiteiten door de weerradar worden onderschat. Zie Figuur 17, waarin de x -as nu lineair in plaats van logaritmisch is. De redenen, waarom weerradar de hogere intensiteiten onderschat, zijn hiervoor al enigszins aangestipt. Immers de bundel is bijvoorbeeld niet altijd met neerslag gevuld en dus wordt minder straling gereflecteerd en daardoor een lagere regenintensiteit berekend dan in werkelijkheid het geval is.

De gemiddelde dikte is te schrijven als:

$$E[d(TD, L, S, R_M)] = \int_0^\infty d(TD, L, R, S) G(R/R_M) dR,$$

waarbij $E(d)$ het gewogen gemiddelde is van de waterlaagdikten, veroorzaakt door alle mogelijk regenintensiteiten R met als gewichtsfunctie de log-normale verdeling $G(R/R_M)$. In TABEL 4 wordt een voorbeeld gegeven, waarbij is uitgegaan van een normale weg met een helling S van 2.5%, een stroomlengte L van 10 m en een wrijvingslaag, gekarakteriseerd met een "texture depth" TD van 0.1 mm. De tabel geeft ook een kolom $> 10\%$. Wegens de onnauwkeurigheid van de verwachte regenintensiteit moet er rekening mee worden gehouden, dat in 10% van de gevallen de waterlaag nog dikker is dan de in die $> 10\%$ kolom opgegeven waarde. Voor $< 10\%$ kolom geldt hetzelfde, maar dan is in 10% van de gevallen de waterlaagdikte kleiner dan de opgegeven waarde.

Duidelijk mag zijn, dat wanneer de weerradar buien met regenintensiteiten van 20 mm/uur of meer detecteert of verwacht (ofwel een waterlaagdikte van 1 mm of meer), de kans op aquaplaning toeneemt. Zie Figuur 11b waar de auto een snelheid heeft van ongeveer 100 km/uur.

Bij het bovenstaande moeten nog enkele kanttekeningen worden geplaatst.

Ten eerste. Er zijn ongeveer vijf minuten nodig om de waterlaag vanaf het begin van een bui op te bouwen. Een deel van het regenwater verdwijnt in de oneffenheden van het wegdek en het water

begint ook de weg af te stromen. Na vijf minuten regenen is er een evenwicht. Ten tweede. Voor de stroomlengte L is 10 m gekozen en voor de wrijvingslaag van het wegdek (=texture depth TD) 0.1 mm. Wat de stroomlengte betreft, de waterlaagdikte is dus niet zozeer berekend voor de linkerbaan van de snelweg, maar voor de rechterkant; links zal het mee kunnen vallen. Ook de wrijvingslaag van het wegdek is gering en ligt in de praktijk rond 0.5 mm. Dat toch deze tabel - met de waarschuwing, dat boven radar-regenintensiteiten van 20 mm/uur of meer de kans op aquaplaning toeneemt - wordt gepresenteerd, heeft te maken met het feit, dat Figuur 11 is samengesteld voor auto's met standaardbanden. Maar in de praktijk zal niet iedere automobilist met deze goede banden rijden. Het profiel neemt in de loop van de tijd alleen maar af en daarmee de grip op de weg in natte omstandigheden. Vandaar de 0.1 mm voor de weg, als substitutie voor de slechtere banden, waarbij gehoopt mag worden dat daarmee ook het gevaarlijke rijgedrag van sommige automobilisten - ook al hebben zij goed banden - in voldoende mate is verdisconteerd.

TABEL 4

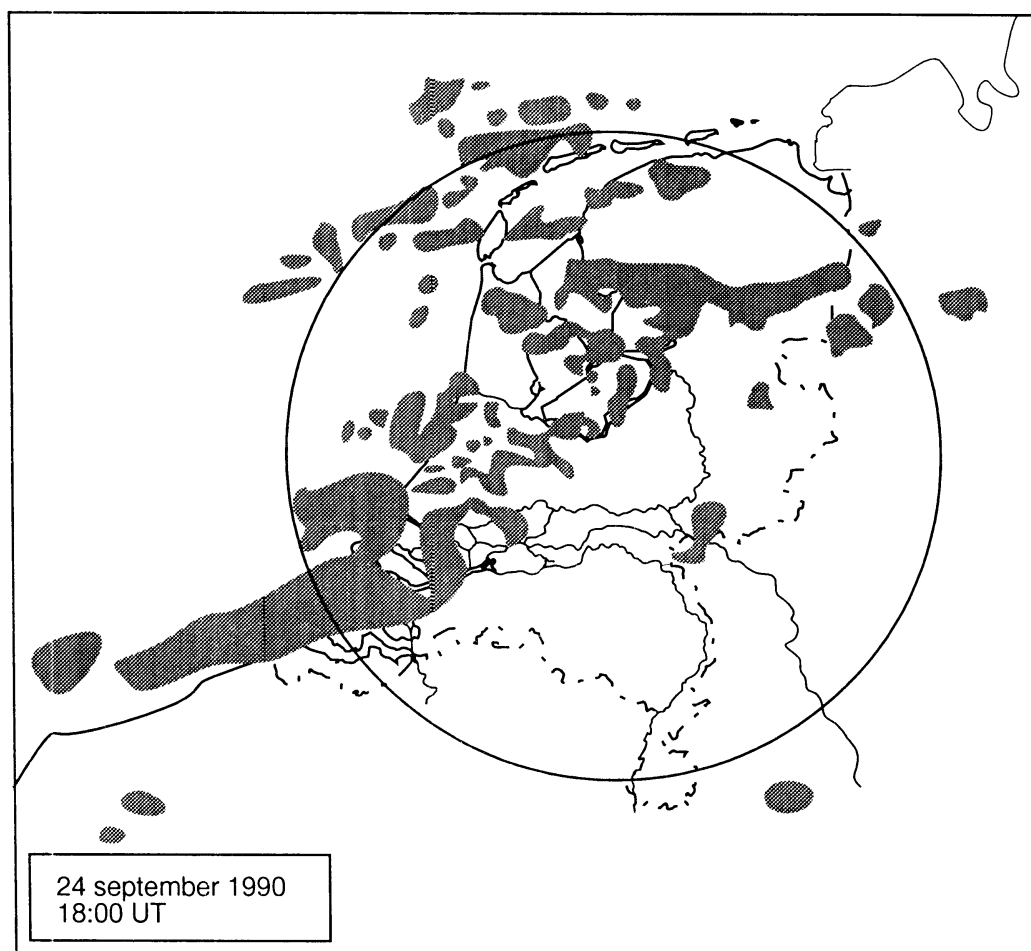
Helling weg S	:	0.025	(m/m)
Stroomlengte L	:	10	(m)
Wrijvingslaag TD	:	0.1	(mm)
Onnauwkeurigheid radarverwachting	:	50	(%)

regenintensiteit (mm/uur)	10%>	dikte laag (mm)	10%<
1	0.3	0.1	-
2	0.5	0.2	-
6	0.8	0.4	0.1
10	1.2	0.6	0.1
15	1.6	0.8	0.2
20	2.0	1.0	0.3
40	3.0	1.5	0.4
65	3.9	2.0	0.6

Bovenstaande is niet zonder meer van toepassing op een weg bedekt met het zeer open asfaltbeton. Deze laag met gaten en hopen absorbeert veel regenwater en het moeten wel zware buien zijn wil er een waterlaag op de weg ontstaan. Maar dan geldt ook weer Figuur 11. TABEL 4 is gemaakt voor regenintensiteiten zoals verwacht met behulp van weerradargegevens. In de volgende paragraaf wordt nader ingegaan op de radarverwachting.

6.4. De korte termijn extrapolatie van radarbeelden

Wij beginnen met het citeren van een deel uit een rapport met als titel "On the future of very-short-period rainfall forecasting using radar data" ref. 12. Citaat: "The distribution of precipitation in both space and time is extremely variable. In thunderstorms rainfall rates may vary by tens of millimetres

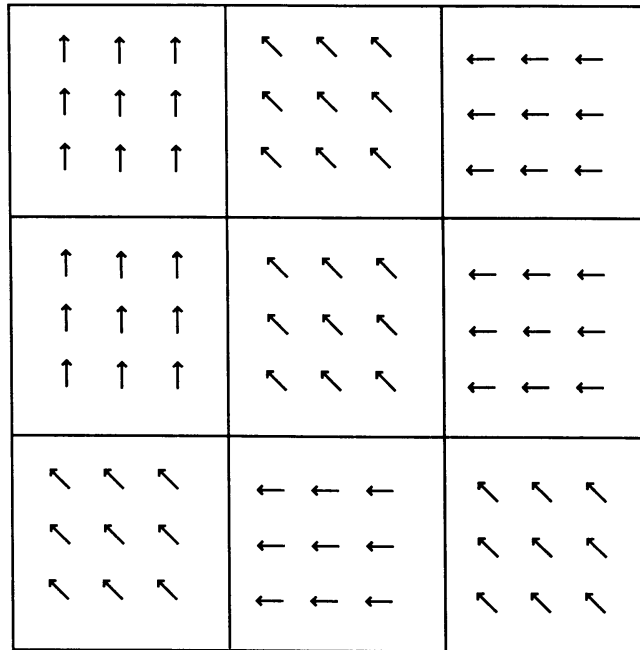


Figuur 18.
Weerradarbeeld samengesteld uit metingen van Schiphol en De Bilt. Quantitatieve interpretatie van de radargegevens is mogelijk binnen de cirkel met straal 100-150 km, daarbuiten zijn de uitspraken kwalitatief, wel of geen regen of buien met hoge toppen.

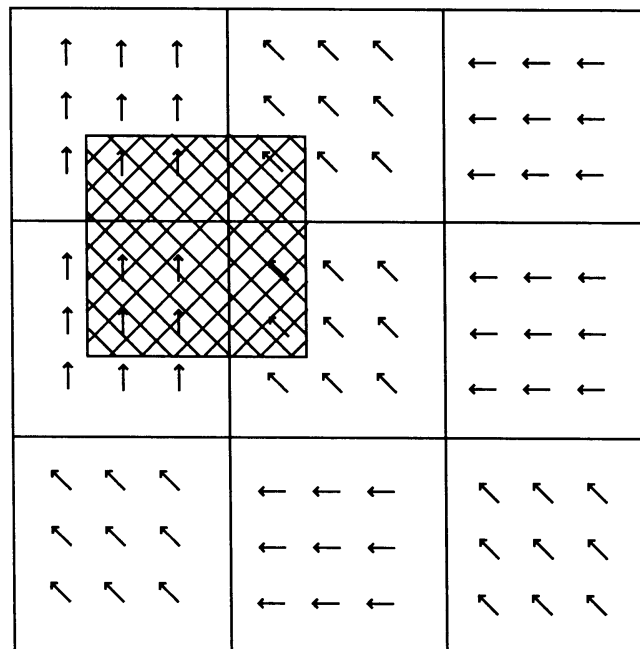
per hour from minute to minute and over distances of a few hundred metres. Even in frontal rainfall, which is often to be assumed to be wide spread and uniform, there are considerable variations." De auteurs sommen een aantal verwachtingsmethoden op gaande van simpele, zoals lineaire verplaatsing van de neerslaggebieden met de 700 hPa wind op ongeveer 3 km hoogte, tot veel ingewikkelder, zoals het volgen van zwaartepunten van regengebieden, daarbij in aanmerking nemend het groeien en weer in elkaar zakken van de buien als ook het zich niet lineair verplaatsen van radarecho's.

De resultaten van die ingewikkelde methoden bleken niet beter, ja in veel gevallen zelfs slechter te zijn dan die verkregen met behulp van de eenvoudige rekenschema's. Voor de verplaatsing van de neerslaggebieden is daarom gekozen voor de 700 hPa winden afkomstig van het HIRLAM model. Onderzoek heeft ook uitgewezen, dat kwantitatieve uitspraken over de neerslagintensiteit alleen mogelijk zijn binnen een cirkel met een straal tussen de 100 en 150 km. Zie Figuur 18. Radargegevens buiten de cirkel kunnen enkel kwalitatief worden geïnterpreteerd in de trant van, dat er een hoge, dus zware bui aankomt, maar de echte regenintensiteiten laten zich niet goed bepalen. Omdat zelfs boven het relatieve kleine gebied, dat de twee weerradars van Nederland bestrijken, de 700 hPa winden in kleine depressies of troggen nog wel eens van richting willen verschillen, is het totale radargebied in negen gelijke vlakken verdeeld. Zie Figuur 19. Voor de verwachting twee uur vooruit krijgen alle pixels in elke sector dezelfde HIRLAM-wind in stappen van een uur. De HIRLAM-wind in elke sector is de wind, die uit het dichtstbijgelegen roosterpunt naar het midden van de sector is geëxtrapoleerd. Maar als op bovenstaande manier te werk wordt gegaan is de overgang van de ene sector naar de andere in het algemeen niet een vloeiende. Met de methode zoals getekend in Figuur 20 kan dit wel worden gerealiseerd (ref. 11). De lopende sector heeft dezelfde grootte als de andere negen sectoren. De windvector van het centrale punt van die lopende sector wordt telkens vervangen door het gemiddelde van alle windvectoren binnen deze lopende sector. Door deze middellingsprocedure toe te passen op ieder punt in het oude windveld met de negen sectoren kan een meer vloeiend windveld worden gecreëerd.

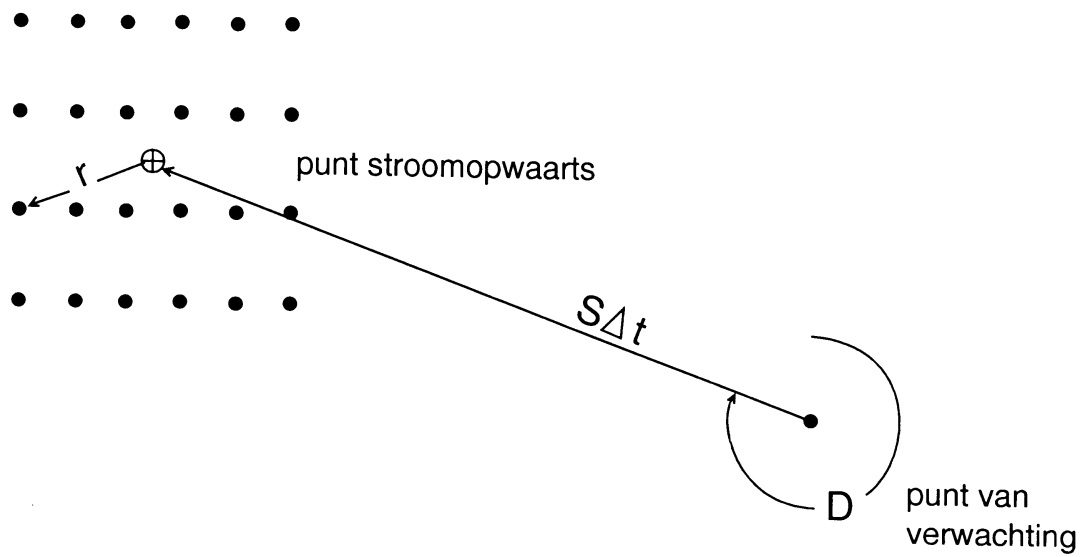
De constructie van de geëxtrapoleerde radarbeelden is als volgt. Wij beginnen aan de andere kant, namelijk door een punt te nemen in het te verwachten radarbeeld, dus aan de - wat dan in het jargon heet - output kant. Neem dan van het vloeiend gemaakte windveld de omgekeerde windvector in dit punt en ga zo verder stroomopwaarts in het vloeiend gemaakte windveld. Wanneer een punt wordt tegengekomen met een andere omgekeerde windvector, moet die verder worden gevolgd. En zo voort tot de verwachtingstijd verstreken is. Substitueer dan de waarde (= neerslagintensiteit) van dit aankomstpunt in het waargenomen radarbeeld naar het eerder genoemde punt in het te verwachten radarbeeld, de output kant. Door deze procedure op elk punt aan de output kant toe te passen kan het te verwachten radarbeeld worden geconstrueerd. Bovengenoemde procedure geïntroduceerd door medewerkers van de Technisch Fysische Dienst TNO-TU Delft heeft als voordeel dat elk punt in het te verwachten radarbeeld recht toe recht aan met maar één regenintensiteit wordt gevuld (ref. 13). Indien de omgekeerde weg wordt bewandeld namelijk door elk pixel in het waargenomen radarbeeld met de 700 hPa-wind te verplaatsen, bestaat de kans dat de waarden van verschillende pixels uit het waargenomen beeld samen komen in één punt van het te verwachten beeld. Hoe dan de juiste waarde te bepalen? Op de hierboven geschetste manier is het mogelijk om een verwacht radarbeeld voor het gehele radargebied te construeren. Omdat de wegbeheerder weet waar de kans op aquaplaning groot is, bijvoorbeeld daar waar de helling van de weg gering is, zal hij meer geïnteresseerd zijn in een puntverwachting.



Figuur 19.
 Alle pixels (= punten met radargegevens) krijgen in elke sector dezelfde 700 hPa windvector van een roosterpunt van het computermodel HIRLAM liggend in of nabij het centrum van die sector.
 Het 3x3 windveld wordt overgezet in een 200x200 windveld.



Figuur 20.
 Het 200x200 windveld wordt bewerkt met een zogenaamd uniform filter, dat dezelfde grootte heeft als een sector. De globale werking van dit filter is als volgt. De windvector in een punt is het gemiddelde van alle waarden in dat filter, dat telkens rond dat punt van berekening ligt.



*Figuur 21.
Illustratie van de procedure om de gebruikmakend van radarmetingen de te verwachten
neerslagintensiteiten in een punt te bepalen.*

6.5. De puntverwachting van de weerradar

Gegeven de snelheid S , waarmee de radarecho's voorttrekken, en de richting D , waar vandaan de radarecho's komen, kan een puntverwachting worden gemaakt door stroomopwaarts in de richting D over een afstand van $S\Delta t$ de radarintensiteit te vinden, die dus over Δt in dat punt zal arriveren. Zie Figuur 21 en ref. 14. Er zijn alleen twee moeilijkheden. Ten eerste, de regenbui kan tijdens de verwachtingsperiode verder groeien of afnemen - en zo dus de radarecho -, hetgeen tot een slechte verwachting leidt, en ten tweede, de echo's trekken in een richting afwijkend van de windvector op 700 hPa. De vraag betreffende de ontwikkeling van de bui is een moeilijke en draagt veel bij tot de al eerder genoemde onnauwkeurigheid van 50% van de radarverwachting. Compensatie voor de onnauwkeurigheid van de bewegingsvector kan worden verkregen door ook radarwaarden rond het punt, dat over Δt tijd op de plek aankomt waarvoor de verwachting wordt gemaakt, in de beschouwingen mee te nemen. De procedure ter compensatie gaat uit van een 3x3 array van radarpixels, die het punt stroomopwaarts omgeven, zoals getoond in Figuur 21. De radarwaarden worden met de volgende factor W gewogen:

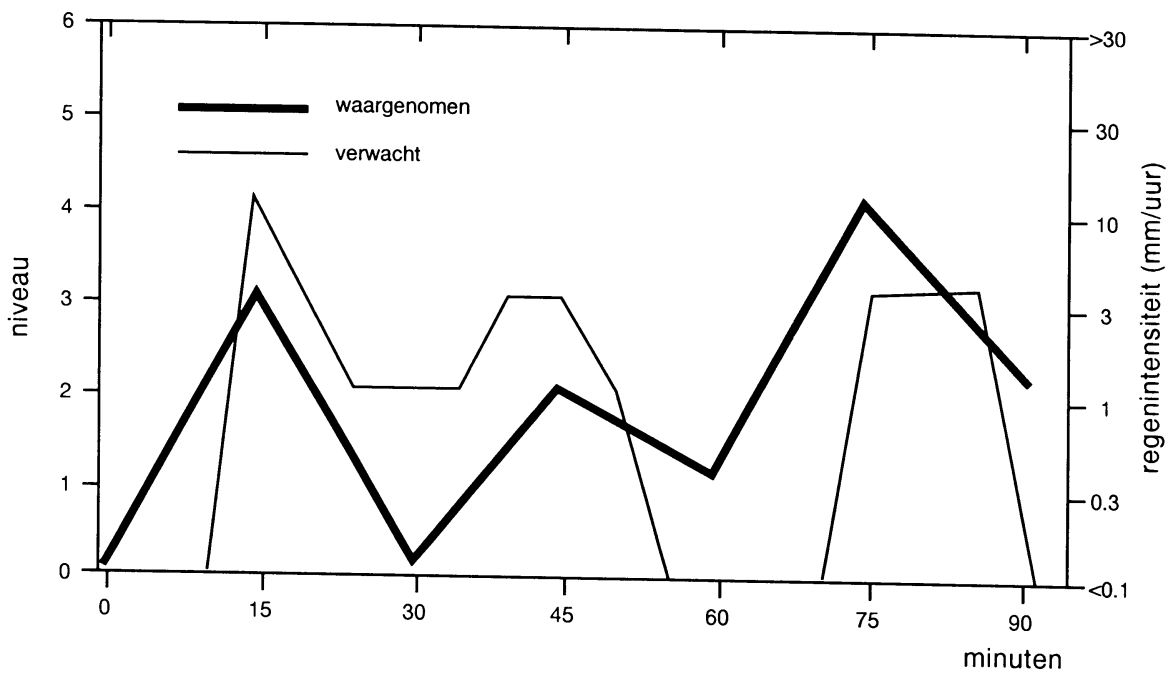
$$W = \exp\left(\frac{-1500r^2}{(S\Delta t)^2}\right),$$

waarin de straal r wordt uitgedrukt in km, S de windsnelheid op 700 hPa in m/sec en Δt in minuten. De W -formule heeft dezelfde vorm als de klokvormige Gauss-kromme. Deze formulering geeft de buitenste punten van het array het kleinste gewicht, maar de relatieve bijdrage neemt toe als de verwachtingstijd toeneemt, overeenstemmend met de onnauwkeurigheid van de windvector.

Om de gewogen gemiddelde waarde van de regenintensiteit te berekenen wordt de volgende formule gebruikt:

$$\bar{R} = \frac{\sum_{i=1}^9 W_i R_i}{\sum_{i=1}^9 W_i}.$$

De verwachting wordt door interpolatie van uurlijkse HIRLAM-winden in stappen van 5 minuten gemaakt en gaat tot twee uur vooruit of totdat de rand van de radarplaat wordt bereikt. De 5-minuten periode - nodig om een waterlaag op de weg te krijgen - is al eerder ter sprake gekomen. In Figuur 22 zijn een puntverwachting (dikke lijn) en de met de weerradar waargenomen regenintensiteiten (dunne lijn) getekend. De trend wordt goed verwacht, maar lettend op de logaritmische schaal van de neerslagintensiteiten wordt de 50% onnauwkeurigheid ook duidelijk. De middelling heeft wel tot gevolg, dat de puntverwachting soms wel regen geeft, omdat de buien in de omgeving ook in de beschouwing worden betrokken, terwijl de totale radarverwachting het op dat punt droog houdt. Dit verschil in uitkomst zou zijn opgeheven, als voor alle punten van de totale radarverwachting ook elke keer een dergelijke puntverwachting zou worden gemaakt, ware het niet dat deze rekenmethode teveel rekentijd vergt.



*Figuur 22
Puntverwachting voor regen. Let op, de schaal van de regenintensiteit langs de rechter verticale as is logaritmisch.*

7. NEERSLAG EN SLECHT ZICHT

7.1. Inleiding

Het zicht speelt een belangrijke rol in het verkeer. De automobilist moet een ruim uitzicht op het overige verkeer hebben, maar neerslag kan het blikveld aanzienlijk beperken.

Objecten stralen licht uit van verschillende golflengten. Het menselijk oog is in het interval 0.38-0.78 μm gevoelig voor licht. Het licht doorkruist de ruimte tussen het object en het oog in verschillende richtingen en intensiteiten. Wanneer de ruimte - normaal gevuld met lucht - waterdruppels of sneeuwvlokken bevat, verandert het lichtpatroon tussen oog en object. Als een lichtgolf een water- of sneeuwdeeltje passeert wordt hij gebroken. De lichtbrekingen verminderen de lichtintensiteit ontvangen door het oog en daarmee de zichtbaarheid. In de paragrafen 7.2. en 7.3. wordt het teruggelopen zicht in regen-, sneeuw- of hagelbuien berekend. De volgende paragrafen gaan in op een verdere verslechtering van het zicht door de nevel van opspattend water rond snel rijdende auto's.

7.2. Het zicht in sneeuw- en regenbuien

Overdag geldt Koschmieders wet, die een verband legt tussen het zicht V_r (km) en de extinctie coëfficiënt E (1/km) ofwel:

$$E = -\frac{\ln \epsilon}{V_r},$$

waarin ϵ een maat is voor het contrast in helderheid, dat met het menselijk oog nog is waar te nemen. Muench en Brown (ref. 15) vonden een ϵ van 0.031 bij hun onderzoek naar het teruglopen van het zicht in sneeuw- en regenbuien. Voor de extinctiecoëfficiënt E vonden zij gebruik makend van radargegevens de volgende relaties:

$$\begin{aligned} \text{voor sneeuw: } E &= 0.091 \times Z_S^{0.41} \\ \text{voor regen: } E &= 0.113 \times Z_R^{0.33}, \end{aligned}$$

waarin Z_S en Z_R (mm^6/m^3) de radarreflecties in geval van sneeuw en regen zijn.

Het verband tussen radarreflectie Z en neerslagintensiteit R is volgens Muench en de zijnen te schrijven als:

$$\begin{aligned} \text{voor sneeuw: } Z_S &= 3600 \times R^{1.6} \\ \text{voor regen: } Z_R &= 200 \times R^{1.6} \end{aligned}$$

met R de neerslagintensiteit in mm/uur. In het geval van sneeuw is R de gesmolten equivalent van de intensiteit van de sneeuwval, waarbij 1 cm sneeuw overeenkomt met 1 mm water. Door de

radarreflecties Z in de extinctie formules E te substitueren en vervolgens deze weer in de relatie tussen extinctie en zicht (wet van Koschmieder) kan de laatste worden berekend.

Maar zoals in het voorgaande al eerder is opgemerkt is de interpretatie van de radargegevens niet één-éénduidig en andere regenintensiteiten dan de met de radar afgeleide zijn mogelijk. De waarschijnlijkheid voor het optreden van een andere neerslagintensiteit kan worden beschreven met de log-normale verdeling. Zie paragraaf 6.3.1.

Maar met andere neerslagintensiteiten zijn ook andere zichtwaarden mogelijk. Vandaar dat het beter is om de gemiddelde zichtwaarde $E[V_r(R_M)]$ horend bij de gemeten neerslagintensiteit R_M te bepalen:

$$E[V_r(R_M)] = \int_0^{\infty} V_r(R)G(R/R_M)dR .$$

Zie TABEL 5. Ook nu zijn weer de zichtwaarden opgegeven, waarbij in 10% van de gevallen het zicht nog beter of slechter is.

Enkele opmerkingen

a. In TABEL 5 gepresenteerde zichtgegevens zijn de waarden die zichtmeters langs de weg zouden kunnen meten. Niet die van de automobilist achter zijn stuur. Er is in het geval van regen geen rekening gehouden met de nevel van spat- en stuifwater en het afnemende effect van de ruitwissers. Het zicht loopt snel terug in sneeuwbuien. Wanneer de weerradar een sneeuwintensiteit van 6 (waterequivalent) mm/uur meet (onnauwkeurigheid = 30%) is er een redelijke kans dat het zicht minder dan 200 meter wordt. Deze waarde wordt aangenomen als zijnde de limiet waar beneden het verkeer hinder gaat ondervinden. Overigens, sneeuwintensiteiten van meer dan 20 (waterequivalent) mm/uur zoals gepresenteerd in TABEL 5 zijn vrij onwaarschijnlijk in tegenstelling tot regenbuien.

b. Wat betreft de radarverwachting (onzekerheid = 50%), dan neemt de onnauwkeurigheid rond de gemiddelde waarde zeker in het geval van sneeuw flink toe en men kan zich afvragen of het gebruik van het uit radargegevens afgeleide zicht in een sneeuw bui nog wel zinvol is. Blijft de vraag, welk belang ermee gediend is om te weten hoe slecht het zicht in sneeuw buien is als dezelfde buien door gladheid het verkeer dwingen om stapvoets te rijden?

c. Voor het onderhoud van de autowegen in de winter kunnen zowel de gemeten als de verwachte radargegevens met het oog op sneeuw buien wel een nuttige taak vervullen. Verderop zal duidelijk worden gemaakt, dat al bij een klein beetje sneeuw de kans op gladheid flink toeneemt en dat het dus meer van belang is om te weten of er wel of geen sneeuw valt dan de precieze hoeveelheden.

Wij hebben al gezien, dat het volgende geldt. De relaties tussen de radarreflectie en de sneeuw- of regenintensiteit zijn $Z_S = 3600R^{1.9}$ en $Z_R = 200R^{1.6}$, waarbij Z_S en Z_R de radarreflecties van sneeuw en regen zijn en R de intensiteit van de vallende neerslag in mm/uur. Met als kanttekening,

TABEL 5

Radarmeting, onnauwkeurigheid 30%

R (mm/uur)	Zicht (m)					
	10%>	regen	10%<	10%>	sneeuw	10%<
1	8550	5720	3550	2650	1540	660
2	5940	3970	2320	1550	900	390
3	4770	3200	1880	1120	650	280
4	4100	2750	1610	900	520	220
5	3650	2450	1430	750	440	190
6	3320	2220	1300	650	380	165
7	3050	2050	1200	580	340	145
8	2850	1910	1180	520	300	130
9	2670	1790	1050	480	280	120
10	2530	1700	990	440	260	110
20	1780	1180	690	260	150	65
30	1440	950	550	190	110	45
40	1120	820	480	145	85	35
50	1070	730	420	125	75	30
60	980	660	380	110	65	30
70	900	610	350	95	55	25
80	840	570	330	85	50	20
90	790	530	310	80	45	20
100	750	500	290	75	45	20

Radarverwachting, onnauwkeurigheid 50%

R (mm/uur)	Zicht (m)					
	10%>	regen	10%<	10%>	sneeuw	10%<
1	11600	6320	2450	4160	1910	420
2	8050	4450	1700	2430	1150	240
3	6500	3600	1370	1770	840	175
4	5620	3100	1180	1430	680	145
5	4990	2750	1050	1200	570	120
6	4530	2500	950	1040	490	105
7	4170	2300	880	920	440	90
8	3890	2150	820	830	390	85
9	3650	2020	770	750	360	75
10	3450	1910	730	700	330	70
20	2290	1320	500	380	190	40
30	1910	1070	410	290	140	30
40	1670	920	350	240	110	25
50	1510	820	310	200	95	20
60	1330	740	280	170	80	15
70	1240	680	260	155	75	15
80	1160	640	240	140	65	15
90	1070	600	230	125	60	10
100	1020	560	210	115	55	10

dat bij sneeuw R de gesmolten equivalent van de hoeveelheid sneeuw is. TABEL 6 geeft de regen- en sneeuwintensiteiten overeenkomend met dezelfde radarreflectie Z , maar nu met de pure sneeuwintensiteit, niet de equivalente.

TABEL 6

Z	Intensiteit (mm/uur)	
	sneeuw	regen
20000	25	18
60000	44	35
100000	58	49
140000	69	60
180000	78	70
220000	87	80
260000	95	88
300000	103	97

De tabel maakt aannemelijk - met daar nog bijgevoegd de onnauwkeurigheid van de weerradar -, dat dezelfde radarintensiteiten voor regen en sneeuw kunnen worden gebruikt. Bijvoorbeeld wanneer op het radarscherm een gebied opduikt met een intensiteit tussen 10 en 30 mm/uur, dan kan men in het geval van regen zeggen, dat, wanneer het een uur achter elkaar zou regenen, er 10 tot 30 mm regen kan worden afgetapt. Wanneer het een sneeuwgebied is, ligt de intensiteit tussen de 10 en 30 mm sneeuw/uur, of, wanneer de sneeuwval gedurende een uur aanhoudt, ligt er na een uur 10 tot 30 mm sneeuw. Kortom, geen moeilijk gemanipuleer met waterequivalenten, maar in geval van regen valt er bij een bepaald niveau eenvoudigweg zoveel mm regen/uur en in geval men zeker is van sneeuw valt er zoveel mm sneeuw/uur.

7.3. Het zicht in een hagelbui

In het boek *VISION THROUGH THE ATMOSPHERE* (ref. 16) wordt de volgende uitdrukking voor de extinctie coëfficiënt afgeleid:

$$E = 2\pi Na^2 \quad (m^{-1})$$

met de extinctie coëfficiënt E nu in $1/m$ uitgedrukt, wanneer N het aantal deeltjes per m^3 is met straal a (m).

Hagelstenen hebben verschillende grootten, waarvan de verdeling wordt beschreven met (ref. 17):

$$N_H(D) = 12e^{-0.42D} \quad (m^{-3}mm^{-1}),$$

waarin $N_H(D)$ het aantal hagelstenen per kubieke meter is liggend in het millimeter interval D , $D + \Delta D$.

De berekening van extinctie coëfficiënt E is dan overgaand van straal a (m) naar diameter D (mm):

$$E = 6\pi \times 10^{-9} \int_0^b D^2 e^{-0.42D} dD \quad (mm^{-1}).$$

Federer en Waldfogel (ref. 17) vonden dat de diameter van de meeste hagelstenen tussen de 5 en 20 mm (de a en b in de integraal) ligt. Met $V_r = -\ln e/E$ wordt in een zware hagelbui dan de verslechtering van het zicht van ongeveer 11 km berekend. Het teruglopen van het zicht enkel door hagel is maar gering. Die loopt echter wel terug omdat er in een zomerse hagelbui naast hagel tegelijkertijd ongeveer evenveel regen valt. Hagel- en regenintensiteiten van elk ongeveer 100 mm/uur zijn mogelijk. TABEL 5 geeft aan welke verslechtering van het zicht bij dit soort zware buien mogelijk is. Gevaarlijk in hagelbuien is de gladheid. Hierop wordt in een volgend hoofdstuk teruggekomen.

7.4. Regenval en het zicht van achter het stuur

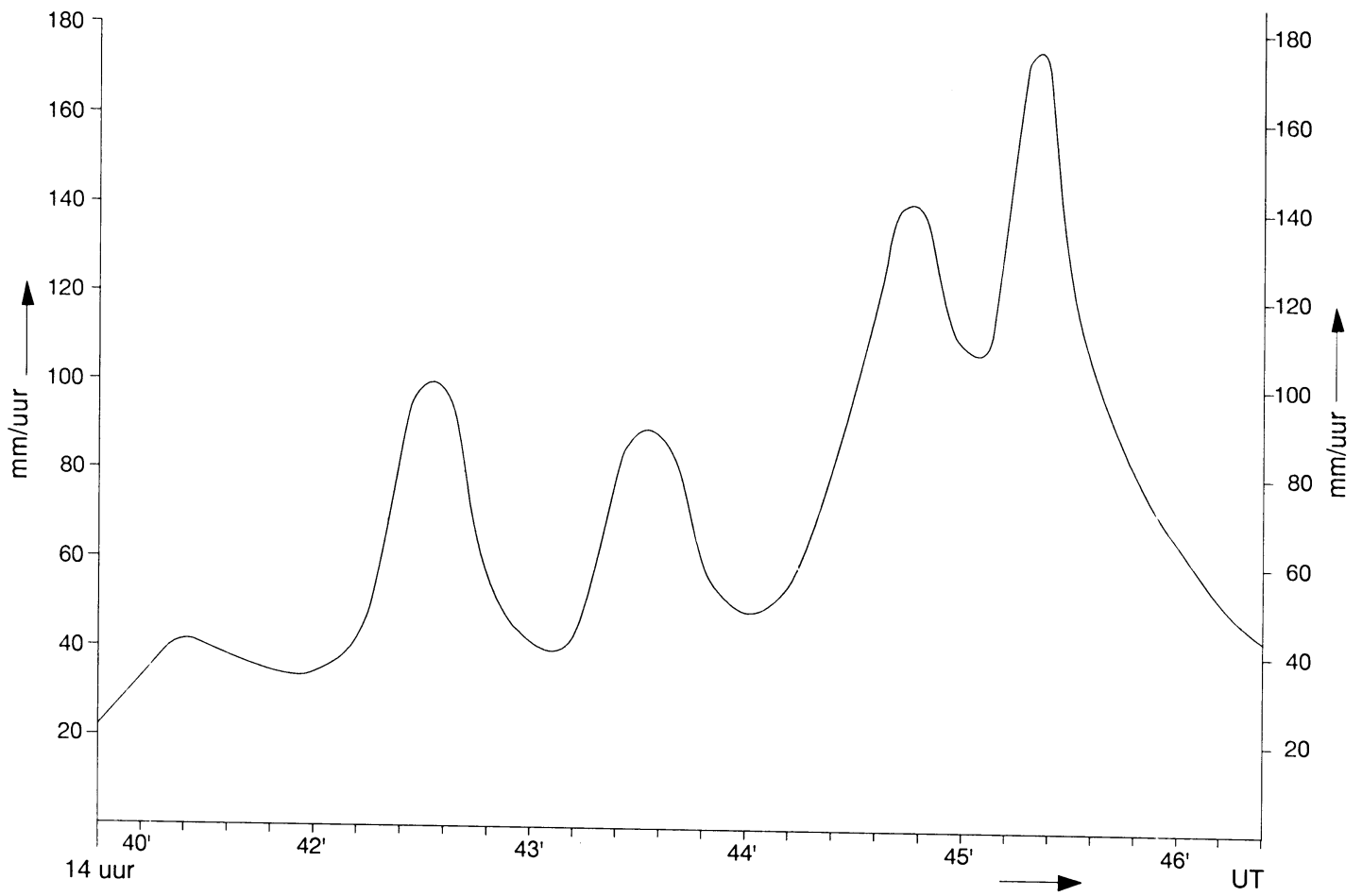
Wij gaan ervan uit dat in het geval van een sneeuwbus de ruitwissers sterk genoeg zijn om de voorruit schoon te vegen en dat daarom de gegevens van TABEL 5 van toepassing zijn. In het andere geval is het zicht nul geworden. Een rapport met de titel "Rainfall and Visibility - The View from Behind the Wheel" (ref. 18) leidt de volgende empirisch geteste relatie af tussen het zicht van achter het stuur $V_r(m)$, de regenintensiteit (mm/uur) en de snelheid van de auto V_{auto} (m/sec):

$$V_r = \frac{98322}{R^{0.68} \times V_{auto}}.$$

Het slechte zicht in de waternevel, opgeworpen door de rijdende voertuigen, is niet in rekening gebracht. Bovenstaande zichtberekening is bijvoorbeeld van toepassing op autowegen, bedekt met zeer open asfaltbeton, of de eerste auto van een file, die nog niet wordt beïnvloed door het opspattend water van voorliggers. Duidelijk is, dat bij toenemende snelheid het zicht steeds slechter wordt. Om in buien met behulp van radargegevens het zicht van achter het stuur te bepalen, wordt weer een beroep gedaan op de log-normale verdeling $G(R/R_M)$. En wordt het gemiddelde zicht $V_r(V_{auto}, R_M)$ in afhankelijkheid van de snelheid van de auto V_{auto} en de gemeten regenintensiteit R_M weer op de gebruikelijke wijze berekend:

$$V_r(V_{auto}, R_M) = \int_0^{\infty} \frac{98322}{R^{0.68} \times V_{auto}} G(R/R_M) dR.$$

TABEL 7 is met bovenstaande berekening gemaakt en dient als voorbeeld. Voor de snelheid van de



*Figuur 23.
 Grote regenintensiteiten (mm/uur) gedurende korte perioden (seconden) zijn ook in West-Europa mogelijk.
 De meting is van 9 juli 1990 en om ongeveer 14 uur 45 minuten gemaakt te De Bilt.
 (Met dank aan H. Wessels.)*

auto is ongeveer 100 km/uur genomen. Ook hier zijn weer de waarden gegeven waarbij in 10% van de gevallen het zicht nog slechter is (10% <) of beter (10% >). Dit alles is berekend voor de radarmeting (onnauwkeurigheid 30 %) en de radarverwachting (onnauwkeurigheid 50%).

TABEL 7

Snelheid auto: 30 m/sec = 108 km/uur

R (mm/uur)	onzekerheid					
	10%>	30% zicht (m)	10%<	10%>	50% zicht (m)	10%<
10	1280	760	380	2050	900	250
20	800	480	240	1100	580	155
30	600	360	175	870	440	120
40	480	300	145	740	360	100
50	410	260	125	640	310	85
60	370	230	110	540	270	75
70	330	200	100	500	250	65
80	300	185	90	460	230	60
90	280	170	85	410	210	55
100	260	160	80	390	195	50

Vergeleken met het zicht buiten de auto, zoals zichtmeters langs de weg die meten, zie TABEL 5, loopt het zicht achter het stuur bij zware buien sneller terug en bij een regenintensiteit van 30 of hoger mm/uur moet rekening worden gehouden met het overschrijden van de 200 meter limiet. In deze tabel als ook andere tabellen worden regenintensiteiten van 60 mm/uur of meer gepresenteerd, maar of de weerradar met een plaatsresolutie van $2.5 \times 2.5 \text{ km}^2$ en tijdsresolutie van elk kwartier een nieuwe meting dergelijke hoge intensiteiten, die en in plaats en tijd juist erg beperkt zijn, zou kunnen detecteren, mag onwaarschijnlijk worden geacht.

Dat hele hoge regenintensiteiten gedurende korte tijd voor kunnen komen wordt duidelijk gemaakt in Figuur 23 (welwillend afgestaan door H. Wessels). Metingen in De Bilt leerden, dat deze intensiteiten van zo'n kleine 200 mm/uur ongeveer 10 seconden duren en gemiddeld genomen drie keer per jaar optreden. Uiteraard geldt dit niet alleen voor De Bilt, maar ook in de rest van het land loopt een automobilist de kans in een dergelijke bui terecht te komen. TABEL 8 laat zien hoe het zicht in zulke plotselinge wel heel zware buien sterk terugloopt.

Tot slot kan nog worden opgemerkt, dat hoewel de weerradar dergelijke intensiteiten niet kan detecteren, zij wel op een statistische wijze in de log-normale verdeling van de radargegevens zijn verwerkt. Zie de gevallen van 10% < in TABEL 6.

TABEL 8

Snelheid auto: 30 m/sec = 108 km/uur

Regenintensiteit (mm/uur)	Zicht (m)
100	145
120	125
140	115
160	105
180	95
200	90

7.5. Spat- en stuifwater en het zicht van achter het stuur

Wij hebben in de vorige paragraaf gesproken over hoge regenintensiteiten. Iemand zou zich af kunnen vragen hoeveel regenwater per kubieke meter een dergelijke zware bui bevat. Marshall en Palmer (ref. 19) leiden daarvoor de volgende vergelijking af:

$$W = 72 \times R^{0.88} \quad (mg/m^3),$$

waarin W de hoeveelheid water is en R de regenintensiteit (mm/uur). Een voorbeeld, de hoeveelheid water in een stortbui met een regenintensiteit van 40 mm/uur bedraagt maar 1.9 g/m^3 . Waarbij maar duidelijk wil zijn gemaakt, dat mensen nattigheid afgaand op hun gevoel flink overschatten. Wij kunnen ons nu afvragen, wanneer spat- en stuifwater worden vereenzelvigd met een regenbui, wat dan de intensiteit van deze spat- en stuifbui is. Daartoe wordt eerst het volgende gedefinieerd:

$$\begin{aligned} \text{snelheid auto} &= V_{\text{auto}} && (\text{m/sec}) \\ \text{bandbreedte} &= b && (\text{m}) \\ \text{waterlaagdikte} &= d && (\text{m}) \\ \text{op de weg} &&& \\ \text{dichtheid water} &= \rho && (\text{kg/m}^3) \end{aligned}$$

Elke seconde moeten de banden van de auto de volgende hoeveelheid water wegzwiepen om in contact te blijven met het wegdek en om aquaplaning te vermijden:

$$W = V_{\text{auto}} \times d \times 2b \times \rho \quad (\text{kg/s}).$$

De factor 2 komt erin voor de linker en rechter band.

Als voorbeeld wordt genomen:

$$\begin{array}{lclclcl} V_{\text{auto}} & = & 90 \text{ km/uur} & = & 25 & \text{m/sec} \\ b & = & 14 \text{ cm} & = & 0.14 & \text{m} \\ d & = & 1 \text{ mm} & = & 0.001 & \text{m} \\ \rho & & & = & 1000 & \text{kg/m}^3 \end{array}$$

, dan moet $25 \times 0.001 \times (2 \times 0.14) \times 1000$ (kg/s) ≈ 7 liter water per seconde door de autobanden worden verwijderd. Deze hoeveelheid water wordt maar voor een deel - aangegeven met de stuiffactor S_s - omgezet in stuifwater. Wij nemen aan dat de hoogte van de stuifwaterwolk rond de rijdende auto H (m) is en de breedte B (m). De hoeveelheid stuifwater W_s die per m^3 wordt opgezwiept is dan gelijk aan:

$$W_s = S_s \frac{W}{V_{\text{auto}} \times H \times B} = S_s \frac{d \times 2b \times \rho}{H \times B} \quad (\text{kg/m}^3).$$

Uit metingen rond vrachtwagens blijkt, dat de stuiffactor S_s gelijk is aan 0.2. Voor de personenwagens met hun smallere banden, die ook nog beter zijn afgeschermd, hebben wij $S_s = 0.05$ genomen. Met bovengenoemde waarden van waterlaagdikte d , dichtheid van water ρ , bandbreedte b , stuiffactor S_s en een stuifwolk met hoogte H en breedte B van 1 m elk is de hoeveelheid stuifwater per kubieke meter W_s ongeveer gelijk aan 14 g/m^3 ofwel de dichtheid van een wolkbreuk.

De analogie doortrekkend - en gaande van de stuifwater dichtheid W_s naar de stuifwaterbui R_{stuif} - kan worden geschreven:

$$R_{\text{stuif}} = \left(\frac{W_s}{72} \right)^{\frac{1}{0.88}}.$$

Wij weten dat,

$$W_s = S_s \frac{(2b \times d) \times 10^9}{(H \times B)} \quad (\text{mg/m}^3)$$

en

$$V_r = \frac{98322}{(R_{\text{stuif}} + R_{\text{regen}})^{0.68} \times V_{\text{auto}}}.$$

Combinatie van beide vergelijkingen geeft:

$$V_r = \frac{98322}{\left[S_s \frac{(2b \times d) \times 10^9}{(H \times B) \times 72} \right]^{\frac{1}{0.88}} + R_{regen}}^{0.68} \times V_{auto}$$

Het verband tussen de dikte van de waterlaag op de weg en de weerradargegevens is al besproken in paragraaf 6.3, evenals de onnauwkeurigheid van de weerradar, die beschreven kan worden met de log-normale verdeling $G(R/R_{regen})$. Ook nu kunnen wij weer de verwachte waarde $E(V_r)$, dat is het gewogen gemiddelde van de zichtwaarden V_r veroorzaakt door alle mogelijke regenintensiteiten rond de gemeten of verwachte R_{regen} , weer berekenen:

$$E(V_r) = \int_0^{\infty} V_r G(R/R_{regen}) dR .$$

TABEL 9 geeft enige resultaten van deze berekening. Het eerste deel betreft de zichtreductie veroorzaakt door het spat- en stuifwater rond een personenwagen, het tweede deel door dat van de stuifwaternevel rond een vrachtwagen. Voor de breedte van de vrachtwagenband is 0.3 m genomen. In de formules voor de vrachtwagen is de factor 2, waarmee de bijdrage van zowel de linker als de rechterband aan de stuifwaternevel rond de personenwagen in rekening wordt gebracht, op 1 gesteld. Immers, het lijkt belangrijker om het zicht aan één kant, de linker, van de vrachtwagen te bepalen, omdat daar de personenwagens bij het inhalen passeren. TABEL 9 heeft betrekking op de radarverwachting en is berekend voor een auto, die ongeveer 100 km/uur rijdt. De 10% waarden zijn ook weer opgenomen.

7.6. Enige opmerkingen

a. De tabel maakt duidelijk, dat het zicht achter het stuur van een auto (snelheid 30 m/sec), die een vrachtwagen passeert, slecht is, zelfs wanneer de laag water op de weg maar dun is, bijvoorbeeld 0.4 mm. Het met de weerradar verwachte zicht is 70 m, maar 20 meter of nog minder is ook mogelijk. Zelfs dunne waterlagen op de weg moeten vermeden worden, iets wat met het zeer open asfaltbeton mogelijk is.

b. Men kan tegenwerpen, dat de breedte (1 m) van de stuifnevel naast de truck te gering is om een passerende auto, die meestal verder verwijderd van de vrachtwagen inhaalt, te beïnvloeden. Maar er mag worden aangenomen, dat de wind het spuitwater in gelijke mate over de hele voorruit van de auto verspreidt. Een verdere rechtvaardiging van de 1 m breedte is, dat wij het vuil van de weg, meegenomen in het spat- en stuifwater, niet in de beschouwingen hebben betrokken. Dus de 1 m-aanname lijkt een redelijke om ook de beide andere effecten in rekening te brengen.

TABEL 9

Onnauwkeurigheid radar	=	5.0	decibel (50%)
Snelheid auto	=	30.0	m/s (108 km/uur)
Hoogte stuifnevel	=	1.0	m
Breedte stuifnevel	=	1.0	m

Personenwagen

Stuiffactor S_s	=	0.05
Bandbreedte b	=	0.14 m

waterfilm (mm)			zicht (m)		
10%>		10%<	10%<		10%>
0.3	0.1	-	155	360	-
0.5	0.2	-	100	310	-
0.8	0.4	0.1	60	195	450
1.2	0.6	0.1	45	135	250
1.6	0.8	0.2	40	110	200
2.0	1.0	0.3	30	85	150
3.0	1.5	0.4	20	55	100
3.9	2.0	0.6	15	45	75

Vrachtwagen

Stuiffactor S_s truck	=	0.2
Bandbreedte b	=	0.30 m

waterfilm (mm)			zicht (m)		
10%>		10%<	10%<		10%>
0.3	0.1	-	50	130	-
0.5	0.2	-	35	100	-
0.8	0.4	0.1	20	70	150
1.2	0.6	0.1	15	50	85
1.6	0.8	0.2	15	30	65
2.0	1.0	0.3	10	30	50
3.0	1.5	0.4	10	20	35
3.9	2.0	0.6	5	10	25

c. Wright en zijn medewerkers (ref. 20) hebben geprobeerd het effect van de zichtafname in spat- en stuifwater te simuleren. De simulatie werd tot stand gebracht middels verschillende lagen acetaat. Twintig personen (van oud tot jong, vrouwelijk en mannelijk) namen deel aan de proef. TABEL 10 geeft de uitkomst van de geschatte afstanden.

TABEL 10

<i>Lagen acetaat</i>	<i>geschatte afstand (m)</i>	σ (m)
basis	1110	308
1	905	302
2	623	231
4	330	153
6	107	52
8	48	22

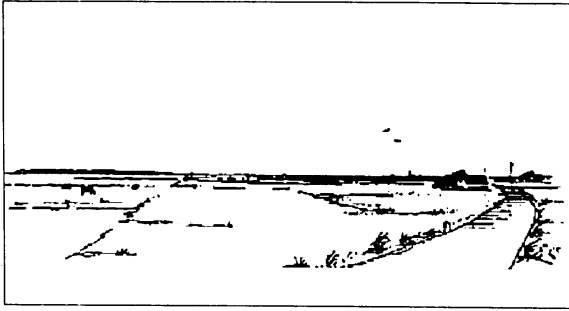
Wij willen er de aandacht op vestigen, dat de standaard deviaties σ vergelijkbaar zijn met de 10% waarden van TABEL 9. Het lijkt er dus op, dat hoewel de onnauwkeurigheid in zicht berekend m.b.v de weerradar groot lijkt, hetzelfde gezegd kan worden van de menselijke reactie op spat- en stuifwaternevels. Anders gezegd, het levert geen probleem op als zichtwaarden in stuifwater worden berekend door radargegevens te gebruiken, omdat de menselijke interpretatie dezelfde mate van onnauwkeurigheid vertoont. TABEL 10 suggereert ook dat de auteurs zijnde verkeersdeskundigen uit ervaring dit soort zichtreducties verwachten gedurende slecht weer. De resultaten van TABEL 9 van de weerradar sluiten goed aan hetgeen een sterke aanwijzing is dat de gevolgde methode om uit radargegevens zichtwaarden te berekenen een goede is geweest.

8. WINDSTOOT VERWACHTINGEN

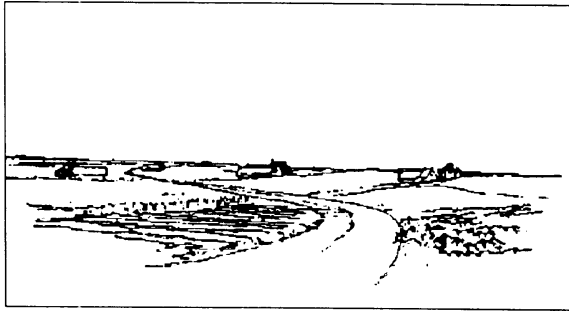
Windstoten in het verkeer, zeker wanneer de wind loodrecht op het rijdende voertuig staat - men spreekt dan van zijwind - zijn gevaarlijk, omdat de windstoten zo sterk kunnen zijn dat voertuigen van hun koers gaan afwijken en in de rijbaan van een andere weggebruiker terecht komen. Een tweede reden is, dat zijwind het voertuig als het ware iets optilt en daardoor het contact tussen auto en wegdek vermindert. Nog gevaarlijker wordt het wanneer men bedenkt dat zware windstoten vaak gepaard gaan met neerslag (regen, sneeuw of hagel), dus loopt het zicht terug en neemt de kans op gladheid toe. Gevaarlijke windstoten doen zich in twee situaties voor, bij stormachtig weer en in zware buien. Het windveld van een storm is groot en hoort bij diepe depressies. Windstoten bij zware buien is min of meer een zomers verschijnsel. Eerst worden de windstoten tijdens storm behandeld en dan vooral met het oog op het wegverkeer. In de tweede paragraaf wordt nog eens in het kort de windstootverwachting, zoals door Ivens voor zware buien ontwikkeld, beschreven.

8.1. Stormachtig weer en windstoten

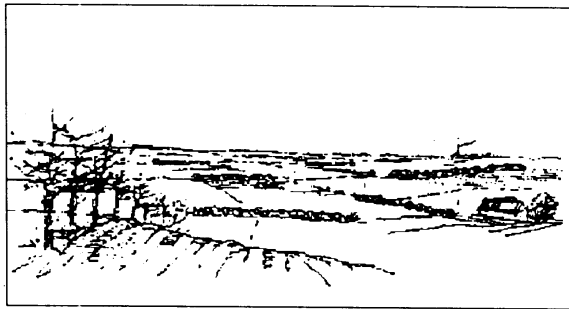
Belangrijk om op te merken is, dat in de meteorologie de standaardwind boven vlak terrein op 10



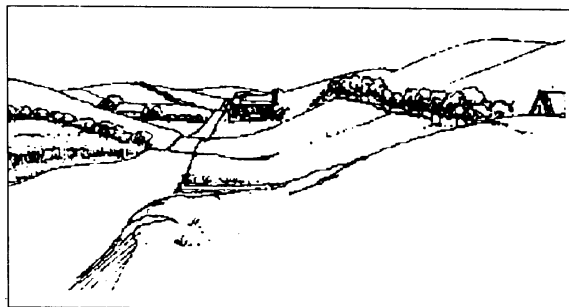
Figuur 24a:
Erg open terrein
ruwheidslengte $z_0 \sim 0.01 - 0.03 \text{ m}$



Figuur 24b:
Nogal open terrein
ruwheidslengte $z_0 \sim 0.05 - 0.1 \text{ m}$



Figuur 24c:
Nogal ruw terrein
ruwheidslengte $z_0 \sim 0.2 \text{ m}$



Figuur 24d:
Nogal ruw terrein
ruwheidslengte $z_0 \sim 0.2 \text{ m}$



Figuur 24e:
Erg ruw terrein
ruwheidslengte $z_0 \sim 0.4 \text{ m}$

meter hoog wordt gemeten en dat het een 10-minuten gemiddelde is. Maar dit is niet de wind op het niveau van het wegverkeer. In het boek van Wieringa en Rijkoort "Windklimaat van Nederland" (ref. 21) beschrijft de volgende formule de relatie tussen de wind op niveau m en die op niveau v :

$$U_v = \frac{\ln\left(\frac{z_v}{z_0}\right)}{\ln\left(\frac{z_m}{z_0}\right)} \times U_m,$$

waarin U_m de windsnelheid (gemeten of verwacht) op hoogte z_m is, U_v de windsnelheid op het niveau van het wegverkeer z_v en z_0 de ruwheidslengte, een maat die de ruwheid van het terrein karakteriseert. De ruwheid van verschillende terreintypen wordt aanschouwelijk gemaakt in Figuur 24 (ref. 22). De Wereld Meteorologische Organisatie (WMO) geeft als richtlijn voor de windmeting op weerstations, "measurements of wind for synoptic purposes should refer to a height of 10 m in an unobstructed area". Figuur 24a is een voorbeeld van een dergelijke omgeving met ruwheidslengte $z_0 = 0.03$ m. Om uitgaande van de standaardwind U_{10} de wind op het verkeersniveau uit te rekenen en dat voor een weg gelegen in gebieden met andere terrein karakteristieken - bijvoorbeeld voor een weg gesitueerd in gebied zoals gegeven in Figuur 24d met $z_0 = 0.4$ m - moet de volgende formule worden toegepast (ref. 21):

$$U_v = U_{10} \times \frac{\ln\left(\frac{z_v}{z_0}\right) \ln\left(\frac{60}{0.03}\right)}{\ln\left(\frac{60}{z_0}\right) \ln\left(\frac{10.0}{0.03}\right)}.$$

De wind U_v is de 10-minuten gemiddelde wind, maar dan op het verkeersniveau z_v . De windstoot of zijwind, die op het voertuig werkt kan met de zogenaamde vlaagfactor G worden berekend:

$$G \equiv \left(\frac{u_{\max}}{U_v} \right)_{z_v} = \left(1 + \frac{1.42 + 0.3 \ln \left[\left(\frac{10^3}{U_v t} \right) - 4 \right]}{\ln \left(\frac{z_v}{z_0} \right)} \right),$$

waarin u_{\max} de grootte van de windstoot is op voertuigniveau z_v met een kans van 50% dat die wordt overschreden, U_v en z_0 de al eerder genoemde grootheden zijn en t de duur van de windvlaag. Bij het berekenen van de windbelasting moet de afmeting of golflengte $U_v t$ van de windvlaag worden gebruikt in plaats van vlaagduur t . Het stroompatroon rond het object horend bij de nieuwe en hogere

windsnelheid moet zich eerst instellen, alvorens de windvlaag volledig op het object kan werken. De afmeting van het stroompatroon $U_{\downarrow t}$ of vlaaglengte moet 5 tot 10 keer groter zijn dan de afmeting van het object.

In het geval van het verkeersvoertuig nemen wij een afmeting van 1.5 m en wordt de golflengte van de effectieve vlaag ongeveer gelijk aan $1.5 \times 7.5 \approx 11$ m.

In plaats van 1 m - meer passend bij de meeste personenwagens - hebben wij de 1.5 m van de windgevoelige caravan of bestelwagen genomen. TABEL 11 bevat berekeningen van de 10-minuten gemiddelde $wind_{1.5}$, $vlaagduur_{1.5}$ en $vlaaggrootte_{1.5}$ (allemaal op 1.5 m hoog) in afhankelijkheid van de standaardwind U_{10} (op 10 meter hoog). Voor de ruwheidslengte van het terrein in de buurt van de weg is 0.03 m genomen. Let op, de eenheid van windsnelheid is m/s.

TABEL 11

U_{10} (m/s)	$wind_{1.5}$ (m/s)	$duur\ windstoot_{1.5}$ (s)	$windstoot_{1.5}$ (m/s)
15	10	1.1	17
20	14	0.8	23
25	17	0.7	29
30	20	0.6	34

Dit zijn de windstoten, die dicht bij het aardoppervlak kunnen optreden in erg vlak terrein. In TABEL 12 is één en ander nog eens uitgerekend voor andere terreincondities.

TABEL 12

$U_{10} = 15$ m/s

z_0 (m/s)	$U_{1.5}$ (m/s)	$windstoot_{1.5}$ (m/s)
0.03	10	17
0.1	8	15
0.2	7	15
0.4	5	15

$U_{10} = 20$ m/s

z_0	$U_{1.5}$ (m/s)	$windstoot_{1.5}$ (m/s)
0.03	14	23
0.1	11	20
0.2	9	20
0.4	7	19

8.2. Enige opmerkingen

a. De grootte z_v in de bovengenoemde formules maakt het mogelijk om de wind en windstoten op verschillende hoogten in de atmosfeer te berekenen. Bijvoorbeeld op een verkeersplein met bovenkruizingen, op bruggen en viaducten.

b. De duur van de windstoot is de tijd t dat de windvlaag met zijn stroompatroon op een stilstaand object werkt. Wat betreft bewegende voertuigen maakt het echter niet zo veel verschil, immers wij spreken over zijwind, winden min of meer loodrecht op het voertuig. In een rapport getiteld "Crosswind and traffic safety" (ref. 23) wordt aangegeven wanneer dwarswind de veiligheid van het verkeer in gevaar brengt:

- 1) De gemiddelde windsnelheid moet meer dan 10 m/s zijn.
- 2) De veranderingen in de windsnelheid zijn groter dan 5 m/s.
- 3) Van belang zijnde veranderingen in de windsnelheid doen dat binnen het tijdsinterval van 0.3 (reactietijd van combinatie bestuurder-auto) en 1.5 seconde. Boven deze laatste waarde is de verandering te langzaam om nog kritisch te zijn.
- 4) De snelheid van het voertuig is hoger dan 100km/uur.

Zoals verwacht mag worden stemmen de waarden van TABEL 11 overeen met het meteorologische deel van vier bovengenoemde criteria, die op experimenten met auto's zijn gebaseerd.

Immers, de voorschriften om de meteorologische standaardwind U_{10} met zijn windstoten te transformeren naar de lagere niveaus, bijvoorbeeld naar die van het wegverkeer, hebben een algemene geldigheid. Het door de wind belaste object mag een voertuig zijn of iets anders, wanneer beiden dezelfde afmeting hebben is er bij dezelfde invloed van de wind geen verschil in vlaaglengthe, vlagduur en verandering in windsnelheid.

c. TABEL 12 geeft aan dat de gemiddelde wind op 1.5 m hoogte $U_{1.5}$ sterk afneemt met toenemende ruwheid van het terrein, maar dat de windstoten dat minder doen. De windstoten in ruw terrein zullen daarom voor het verkeer verraderlijker zijn.

d. De afwijking van de richting van de windstoot van de gemiddelde wind U_{10} kan worden uitgedrukt in de standaarddeviatie σ_d (ref. 21). Zie TABEL 13. Deze tabel maakt duidelijk, dat de variatie in de richting van de windstoot toeneemt als het terrein ruwer wordt. Maar bij het sterker worden van gemiddelde wind neemt de spreiding weer af. Hoewel deze tabel is samengesteld voor niet al te sterke winden gelden bovenstaande conclusies ook voor winden hoog in de Beaufort schaal. Verder moet nog worden opgemerkt, dat gaande van 10 m hoogte - en daarvoor geldt TABEL 13 - naar het lagere verkeersniveau de standaarddeviatie iets toeneemt. Maar zeker bij krachtige winden blijft de spreiding in de richting van de windvlagen rond de algemene windrichting op dat lage niveau gering. Voor de berekening van de zijwind kan dan ook de volgende belangrijke conclusie worden getrokken. De richting van de gemiddelde wind U_{10} en de windstoot in grote stormvelden zijn ongeveer gelijk.

TABEL 13

Terrein type	z_0 (m)	σ_d	
		$U_{10} = 4 \text{ m/s}$	$U_{10} = 8 \text{ m/s}$
Open water	0.0002	3°	2°
Open terrein	0.03-0.1	4°	3°
Ruw terrain	0.1 -0.3	8°	6°
Erg ruw terrein	0.3 -0.7	15°	12°

e. In de Operationale Dienst worden de windstoten gemeten op 10 meter hoog ook gebruikt om het verkeer, dat zich op een veel lager niveau bevindt, te waarschuwen. In het nu volgende zullen wij laten zien dat deze handelwijze correct is. Om de vlagerigheid of turbulentie van de wind op verschillende hoogten in de atmosfeer te beschrijven kan zoals hierboven bij de richtingvariatie de standaarddeviatie van de windsnelheidsmetingen worden gebruikt:

$$\sigma \equiv \sqrt{(u-U)^2} ,$$

waarin u een 3 seconden gemiddelde windmeting is en U weer het gemiddelde van al deze 3 seconde winden, die gedurende 10 minuten zijn gemeten. Experimenten leren, dat evenals de vlagfactor G de standaarddeviatie van de windsnelheid σ_u afhangt van de ruwheid van het terrein z_0 :

$$\left(\frac{\sigma_u}{U} \right)_z = \frac{1}{\ln(z/z_0)} ,$$

waarin z de hoogte is en U de gemiddelde windsnelheid op die hoogte.

De windstoot op 10 meter hoogte en boven een terrein met ruwheidslengte $z_0 = 0.03 \text{ m}$ - en dat is precies de windstoot zoals hij in de weerrapporten wordt gegeven - is uitgaande van bovenstaande formule gelijk aan:

$$\begin{aligned} \text{windstoot} &= U_{10} + \sigma_u \\ &= U_{10} + \frac{U_{10}}{\ln(10/0.03)} . \end{aligned}$$

De volgende tabel vergelijkt de windstoot_{10} op 10 meter hoog met de $\text{windstoot}_{1.5}$ op 1.5 meter hoog uit TABEL 11.

TABEL 14

Gemiddelde wind U_{10} (m/s)	windstoot ₁₀ (m/s)	windstoot _{1.5} (m/s)
15	18	17
20	23	23
25	29	29
30	35	34

De verschillen tussen de operationeel gebruikte windstoot op 10 m en de windstoot effectief werkend op autoniveau zijn maar klein. Dus de aanname om de windstoot van 10 meter hoogte als zijwind te gebruiken is correct.

8.3. Zware buien en windstoten

Hoewel de windstoten in onweersbuien meestal kleiner zijn dan die van een zware storm - in Nederland overschrijden de windstoten bij onweer zelden de 25 m/s - , blijft het een gevaarlijk verschijnsel vooral in zomertijd, wanneer veel mensen buitenshuis hun vertier zoeken door te gaan kamperen, te zeilen enz. Wat het verkeer betreft, dan moeten vooral de zeer windgevoelige caravans worden genoemd. Windstoten tijdens een onweersbui zijn verraderlijk door het grote verschil tussen de veelal zwakke hoofdwind en de dan opeens opstekende zware windstoot. In het nu volgende beschrijven wij - om het geheel aan windstootverwachtingen compleet te maken - in het kort de methode welke is ontwikkeld door Ivens, een methode, die al geruime tijd in de weerkamers wordt gebruikt (ref. 24). Buien en de onstabieliteit van de atmosfeer zijn sterk gecorreleerd. De atmosfeer is onstabiel, wanneer de temperatuur op grotere hoogten laag is en nabij het aardoppervlak hoog. Ook speelt de verdeling van de waterdamp een rol. Immers, wanneer bij opgaande beweging waterdamp condenseert komt er warmte vrij. En dat in een koude omgeving dus een nog snellere stijging.

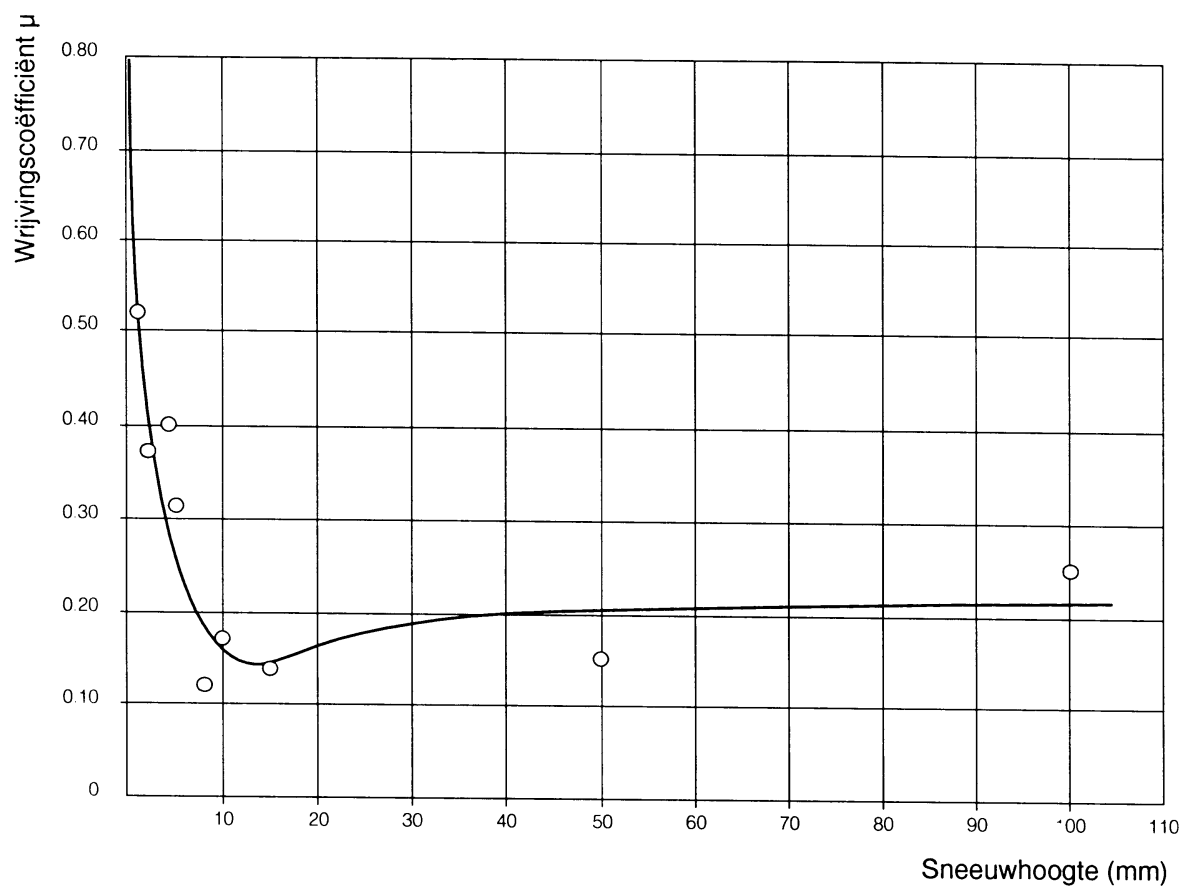
Een grootte die zowel de temperatuur als de hoeveelheid waterdamp in rekening brengt is de potentiële natte bol temperatuur Θ_w . De windstoot berekeningen zien er als volgt uit:

als $T_X - \Theta_{w,850} < 9^\circ \text{C}$ dan:

$$\text{windstoot}_{\max} = 8.0 + 0.527 \times U_{850} + 0.69 \times (\Theta_{w,850} - \Theta_{w,500}) \quad (\text{m/s})$$

als $T_X - \Theta_{w,850} \geq 9^\circ \text{C}$ dan:

$$\begin{aligned} \text{windstoot}_{\max} = & 8.6 + 0.094 \times U_{850} \times \sqrt{(T_X - \Theta_{w,850})} + \\ & 0.031 \times U_{250} \times \sqrt{(T_X - \Theta_{w,500})} + 0.5 \times (\Theta_{w,850} - \Theta_{w,500}) \quad (\text{m/s}) , \end{aligned}$$



Figuur 25.
Wrijvingscoëfficiënt μ afhankelijk van de sneeuwhoogte.

waarin T_x is de maximumtemperatuur overdag is en $\Theta_{w,850 \text{ of } 500}$ de potentiële natte bol temperaturen op 850 en 500 mbar. U_{850} en U_{250} zijn de windsnelheden op 850 en 250 mbar. Deze windsnelheden zijn nodig, omdat de neerslag een hoeveelheid van beweging mee naar beneden neemt. De methode is d.m.v. statistiek ontwikkeld voor Nederland, maar aangenomen mag worden dat hij geldig is voor meer gebieden op gematigde breedten.

9. SLIPPEN VEROORZAAKT DOOR SNEEUW, HAGEL EN IJS

Het slippen van een auto hangt samen met lage wrijvingscoëfficiënten. In de eerste paragraaf wordt aan de hand van een grafiek uit een Fins rapport duidelijk gemaakt, dat de kans op slippen, ook al ligt er nog maar weinig sneeuw, snel toeneemt. Paragraaf 9.2 beschrijft de detectie van hagelbuien met behulp van weerradar en de gladheid, die deze buien kunnen veroorzaken. De laatste paragraaf gaat in op de gladheid op de weg veroorzaakt door bevroren water.

9.1. Sneeuw, weerradar en gladheid

Figuur 25 is afkomstig uit een Fins rapport (ref. 25) en beschrijft hoe de wrijvingscoëfficiënt μ afhangt van de sneeuwdikte uitgedrukt in mm. Deze grafiek maakt duidelijk, dat de wrijvingscoëfficiënt μ snel afneemt, als de dikte van de sneeuw toeneemt van 0 tot 10 mm. Wanneer het sneeuwdek nog dikker wordt gaat het door zijn dikte enige weerstand bieden en neemt de wrijvingscoëfficiënt weer iets toe. Omdat de weerradar op vastgestelde tijden sneeuw intensiteiten waarneemt en verwacht (mm/uur), is het mogelijk om de recente en toekomstige sneeuwhoogte te berekenen door gebruik te maken van oude, huidige en te verwachten gegevens. Dit telkens bij elkaar optellen van sneeuw is niet moeilijk uit te voeren. Het lijkt niet nodig om - zoals wij tot nu toe elke keer hebben gedaan - rekening houdend met de onnauwkeurigheid van de radargegevens de mogelijke afwijking van de gemiddelde sneeuwhoogten, de 10% > of 10% <, gevallen weer te geven. Hetzelfde kan worden gezegd van het smelten van de sneeuw gedurende het uitrekenen van de te verwachten sneeuwhoogte. Immers bij weinig sneeuw neemt het slipgevaar al sterk toe. Daarbij gevoegd het snel teruglopende zicht in sneeuwbuien en wij kunnen zeggen, dat in het verkeer sneeuw een gevaarlijk verschijnsel is.

9.2. Hagel en slipgevaar

De gebieden met hagel zijn in de radarplaatjes meestentijds makkelijk te detecteren. Het reflecterend vermogen van hagelstenen is veel groter dan van regendruppels. De hagelsteen focuseert de radarstralen op zijn achterkant en kaatst deze geconcentreerde bundel weer terug.

Bij neerslagintensiteiten van meer dan 50 mm/uur is de kans groot dat er ook hagel valt.

Overigens worden in het huidige Nederlandse weerradarsysteem regenintensiteiten boven de 30 mm/uur niet apart weergegeven, zodat het niet mogelijk is om uit te maken of er neerslag in de vorm van hagel valt. De verdeling van hagelgrootte $N_H(D)$ (m^3mm^{-1}) is al eerder ter sprake gekomen in paragraaf 7.3. Het verband tussen de hagelintensiteit H (waterequivalent) (mm/uur) en de radarreflectie Z (mm^6/m^3) wordt gegeven door (ref. 17):

$$H = 6.53 \times 10^{-4} Z^{0.747} \text{ (mm/uur) .}$$

Wanneer t (uur) aangeeft hoe lang de hagelbui duurt, dan is $h = Ht$ (mm) de (waterequivalente) dikte van de laag hagel.

De vraag is, hoeveel hagelstenen/m² liggen nu op de weg? De volgende integraal $\int N_H(D)dD$ geeft het aantal hagelstenen/m³ met onder- en bovengrens van 5 respectievelijk 20 mm:

$$\int_5^{20} 12e^{-0.42D} dD = 3.5 \text{ (hagelstenen/m}^3\text{) .}$$

Het gewicht van deze 3.5 hagelstenen/m³ is:

$$\int_5^{20} \rho_{\text{hagel}} \frac{4}{3} \pi \left(\frac{D}{2}\right)^3 \times 12e^{-0.42D} dD = 0.88 \times 10^{-3} \text{ (kg/m}^3\text{) ,}$$

waarin ρ_{hagel} de dichtheid van hagel zijnde 900 kg/m³ is. De oplossing van deze zogenaamde transcendente integraal is te vinden in wiskundige handboeken. Het aantal hagelstenen/m² wegdek is:

$$h \times 10^{-3} \times \rho_{\text{water}} \times \frac{3.5}{0.88 \times 10^{-3}} = 4h \times 10^3 \text{ (hagelstenen/m}^2\text{) ,}$$

waarin ρ_{water} de dichtheid van water is te weten 1000 kg/m³. Of anders gezegd, het aantal hagelstenen met diameter tussen 5 en 20 mm, die tijdens een hagelbui vallen en door de weerradar worden gedetecteerd, bedraagt $0.4 \times h$ hagelstenen/m². De gemiddelde diameter van de hagelstenen is $\int DN_H(D)dD / \int N_H dD = 7.5$ mm. Maar zoals al eerder is opgemerkt bij de zichtverslechtering in hagelbuien paragraaf 7.3., valt er tijdens een hagelbui niet alleen hagel, maar evenveel regen. De hagelstenen op de weg zijn omgeven door een waterlaag met een diepte van ongeveer h mm. Het water stroomt wel van de weg af, maar niet zo snel omdat de hagelstenen in de weg liggen en ook omdat water bij een temperatuur van 0 °C stroperiger is en minder makkelijk vloeit.

Hagelbuien zijn meestal kort maar hevig. Stel dat er gedurende 3 minuten hagel valt met een intensiteit van 40 mm/uur. De dikte van de laag hagel h is dan ongeveer 2 mm (waterequivalent). Ofwel $4 \times 2 \times 10^3$ hagelstenen/m², hetgeen overeenkomt met ongeveer 1 hagelsteen met een gemiddelde diameter van 7.5 mm per cm². Voeg daarbij de 2 mm regenwater en wij kunnen spreken van gladheid veroorzaakt door hailplaning. Het lijkt opnieuw niet nodig om de onnauwkeurigheid van de weerradar tot uitdrukking gebracht in de 10% > en 10% < gevallen aan te geven. Immers elke hagelbui, zelfs een lichte, geeft al gauw aanleiding tot gladheid.

9.3. Gladheid veroorzaakt door een bevroren wegdek

Al een aantal jaren is in de Operationele Dienst van het KNMI een Engels verwachtingssysteem in gebruik, waarmee het mogelijk is met het oog op gladheid wegdektemperaturen te verwachten. Zoals in het begin van dit rapport al is gesteld kwam in het Europese Weer en Verkeer project DRIVE-2 ook gladheid door bevroering van het wegdek ter sprake. Om op een snelle manier iets over de gevoeligheid van wegdektemperaturen voor verschillende weerparameters te weten te komen en mede met het oog op het eventuele afwijkende gedrag van een weg bedekt met zeer open asfaltbeton is ten behoeve van dit DRIVE-project een computer programma geschreven, dat gebruik maakt van formules zoals gepresenteerd in het proefschrift van Holtslag (ref. 8). Uitgaande van wat wij het Holtslag-model zullen noemen had het schrijven van een programma, gebaseerd op dit model, als voordeel, dat niet in het onbekende Engelse computermodel gedoken behoefde te worden, daarbij er ook nog van uitgaande dat dit model sowieso ter beschikking gesteld zou worden.

9.3.1. Enige theorie over wegdektemperaturen

De formules zoals ontwikkeld door Holtslag c.s., die het mogelijk maken om met behulp van reguliere meteorologische waarnemingen andere belangrijke grootheden in de grenslaag van de aarde te bepalen, worden hierna beknopt gepresenteerd.

In deze paragraaf richten wij ons op de temperatuur aan het aardoppervlak, maar Holtslag c.s. hebben ook relaties afgeleid met betrekking tot warmtefluxen, windprofielen, enz.

a. Overdag

De temperatuur aan het aardoppervlak overdag T_s wordt gegeven door:

$$T_s = T + \frac{c_s Q^*}{4\sigma T^3},$$

waarin T en T_s de hut- en aardoppervlaktemperaturen uitgedrukt in graden K(elvin) zijn, Q^* de nettostraling (= de straling van de zon en atmosfeer richting aarde minus de straling, die de aarde weer terugzendt) is en σ ($= 5.67 \cdot 10^{-8}$) de constante van Boltzmann.

De nettostraling Q^* wordt als volgt geschreven:

$$Q^* = \frac{(1-r)K^+ + 5.31 \times 10^{-13} T^6 - \sigma T^4 + 60N}{1+c_s},$$

waarin r het reflecterend vermogen, het albedo van het aardoppervlak is, K^+ de kortgolvlige inkomende zonnestraling, N de bedekkingsgraad lopend van 0 tot 1 en c_s een constante.

De kortgolvlige straling K^+ kan worden geschreven als:

$$K^+ = (1041 \sin \phi - 69)(1 - 0.75N^{3.4}),$$

waarin ϕ de hoogte van de zon (radialen) is. Voor de berekening van de elevatie van de zon verwijzen wij naar paragraaf 3.1. In geval van asfalt nemen wij aan dat het albedo ofwel reflecterend vermogen van de weg $r = 0$ is, dus alle (kortgolvlige) zonnestraling wordt door het wegoppervlak geabsorbeerd.

b. Nacht

De berekening van de temperatuur aan het aardoppervlak gedurende de nacht is uitgebreider. Allerlei grootheden uit de turbulentieer zoals de Obukhov lengte L , de wrijvingsnelheid u_* , de wrijvingslengte z_0 en θ_* , de zogenaamde turbulente temperatuurschaal, moeten dan worden geïntroduceerd. De temperatuur aan het aardoppervlak T_s is voor de nacht te schrijven als:

$$T_s = T_0 - \theta_* \times \left(c_v + \frac{u_0}{u_*} \right),$$

waarin T_0 de temperatuur is op de hoogte van de wrijvingslengte z_0 , dus niet de temperatuur van de hut op 1.5 m hoogte, en c_v en u_0 coëfficiënten zijn die nog empirisch bepaald kunnen worden.

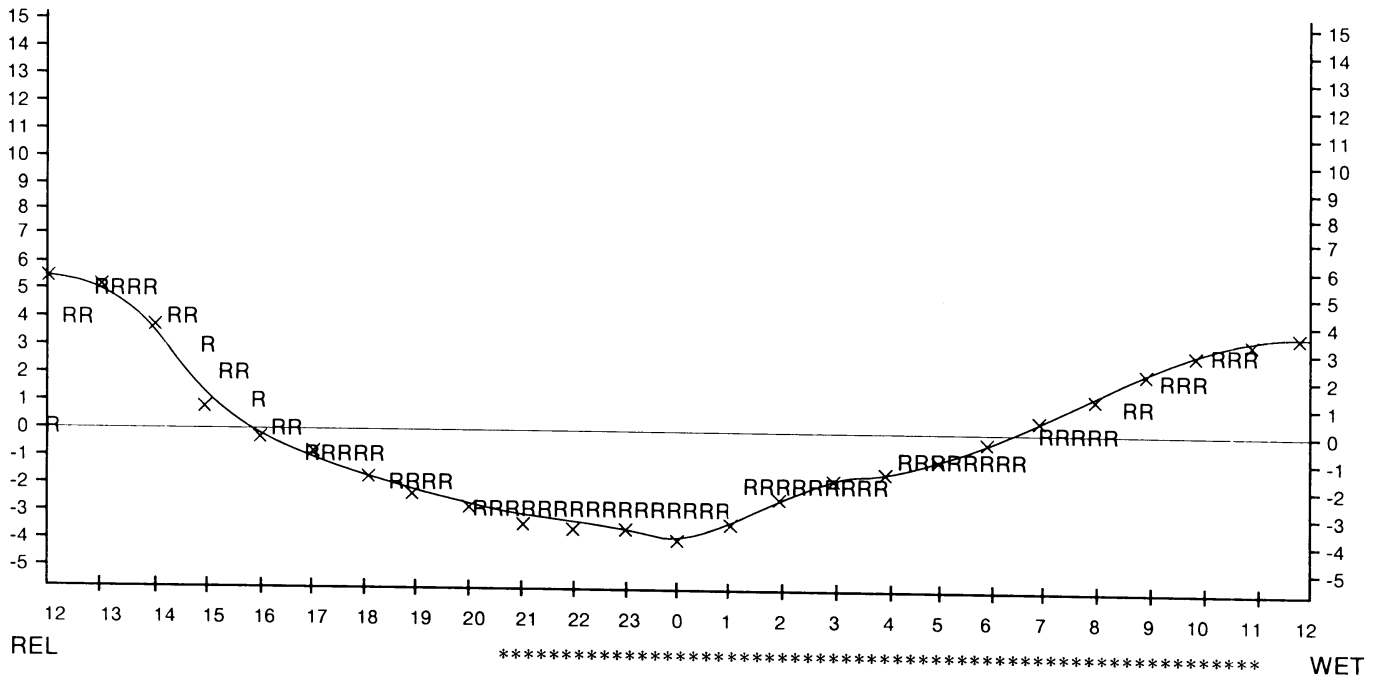
Met een eenvoudige relatie, waarin ook weer net zoals in de formule hierboven u_* en θ_* voorkomen, is T_0 uit te drukken in $T(\text{hut})$. Zonder op verdere details in te gaan vermelden wij hier alleen nog dat de bedekkingsgraad, die voor de nachtelijke uitstraling van zoveel belang is in de θ_* als volgt verwerkt is:

$$\theta_* = 0.09(1 - 0.5N^2),$$

waarin N weer de bedekkingsgraad is. In de volgende paragraaf komen wij bij het onderzoek naar de gevoeligheid van het wegdektemperatuur voor de bedekkingsgraad hierop terug. Holtslag c.s. leiden ook nog een uitdrukking af voor wat dan wordt genoemd de overgangsuren, dat zijn die uren waarin de zon opkomt of ondergaat, dus laag aan de horizon staat en nog weinig bijdraagt aan de stralingsbalans.

9.3.2. Bewolking, wind, terreinruwheid, lucht- en wegdektemperatuur

Met behulp van formules, waarvan een aantal hierboven zijn weergegeven, is op een eenvoudige wijze een computerprogramma te schrijven, dat gebruikt kan worden om de wegdektemperaturen te berekenen. In het nu volgende zullen een aantal resultaten worden getoond en besproken. Alvorens de gevoeligheid van de wegdektemperaturen voor de verschillende parameters bedekkingsgraad, wind, soort landschap (gekaracteriseerd door de wrijvingslengte z_0 een grootheid die al eerder ter sprake is gekomen bij de windverwachting in paragraaf 8.1.) en huttemperatuur te bespreken, moeten eerst nog de empirisch te bepalen constanten van bovengenoemde formules worden aangepast. De formules van Holtslag c.s. zijn ontwikkeld voor grasland, niet voor een weg bedekt met asfalt. De empirisch nog te bepalen coëfficiënten c_s , c_v en u_0 zijn zodanig gekozen, dat



Model input data for VTMI Icebreak Model
 For site : Beekbergen.....F....A1
 To run at : 11:00 on Monday 01 February, 1993

Realistic Data
 Initial surface temperature : 0.0
 Initial depth temperature :-1.0

Air Temperature	1200	1500	1800	2100	0000	0300	0600	0900	1200
Dew Point Temperature	-1.0	1.0	-1.0	-2.8	-3.5	-1.5	-0.1	2.9	3.9
Wind Speeds (kts)	-4.0	-4.0	-4.0	-4.0	-4.0	-2.0	-1.0	1.5	2.8
Cloud Amounts	5	6	5	3	4	3	4	6	8
Cloud Type	1	2	3	5	8	8	8	8	8
Precipitation	L	L	L	L	L	L	L	L	L
	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Figuur 26.
 De wegdektemperatuur zoals berekend met het Holtslag (—x—x) en het operationele Engelse Met. Office model (RRRRR).
 Beide modellen hebben de meteorologische waarden gebruikt zoals vermeld in de tabel onder de grafiek.

de wegdektemperaturen zo goed mogelijk aansluiten bij het operationele Engelse icecast model, zoals dat rekt voor de Nederlandse wegen. Dus niet op werkelijke gegevens, dit zou voor het moment teveel onderzoek vergen. Immers, de punten Rozenbos en Runderberg bijvoorbeeld (zijnde meetpunten langs de snelweg) geven wel temperaturen en wind, maar geen bedekkingsgraad.

Een eerste onderzoek gedurende een aantal dagen leerde, dat overdag voor de empirische coëfficiënt $c_s = 0.16$ het beste genomen kon worden en voor de nacht $c_v = 1.0$ en $u_0 = 0.1$ goed voldeden. Figuur 26 is een voorbeeld. De RRRR-en zijn de door het Engelse icecast-model berekende wegdektemperaturen uitgaande van de getallen in de tabel onder deze figuur, terwijl de getrokken lijn met de kruisjes het Holtslag model is, een model dat door met een paar coëfficiënten te manipuleren (c_s , c_v en u_0) op een simpele wijze is aan te passen. Gezien bovenstaande bestaat het idee, dat het aanpassen van het Holtslag-model aan de werkelijke gegevens ook weinig moeilijkheden op zal leveren evenals de aanpassing - mocht die nodig zijn - voor de wegdektemperaturen van zeer open asfaltbeton. Figuur 27 bevestigt nog eens deze laatste veronderstelling. Immers, dit figuur presenteert naast de wegdektemperaturen ook de oppervlaktetemperatuur van gras. Deze neemt tijdens opklaringen en bij weinig wind in de nacht sterk af. Dezelfde relaties als voor de wegdektemperatuur zijn voor gras ook weer gebruikt, maar voor de dagformule is $T_s = T + 0.12Q^*/4\sigma T^3$ genomen en voor de nacht $T_s = T_0 - \theta_s(10 + 4.2/u_s)$. Ofwel, in overeenstemming met het Holtslag-rapport is voor gras $c_s = 0.12$, $c_v = 10$ en $u_0 = 4.2$ genomen. Het albedo van gras is 0.23. Tenslotte dient nog te worden opgemerkt, dat nu net zoals bij de temperatuur van het wegdekoppervlak letterlijk wordt gesproken over de oppervlaktetemperatuur van gras. Dit is wat anders dan de grastemperatuur zoals meegedeeld in de synoptische waarnemingen. In het laatste geval gaat het om luchttemperaturen laag bij de grond op 0.1 m hoog boven het maaiveld. De echte oppervlaktetemperatuur, de huidtemperatuur van gras kan veel lager zijn. Bij de bespreking van de invloed van bodemtemperaturen op die van het wegdekoppervlak wordt nog eens op dit huideffect teruggekomen.

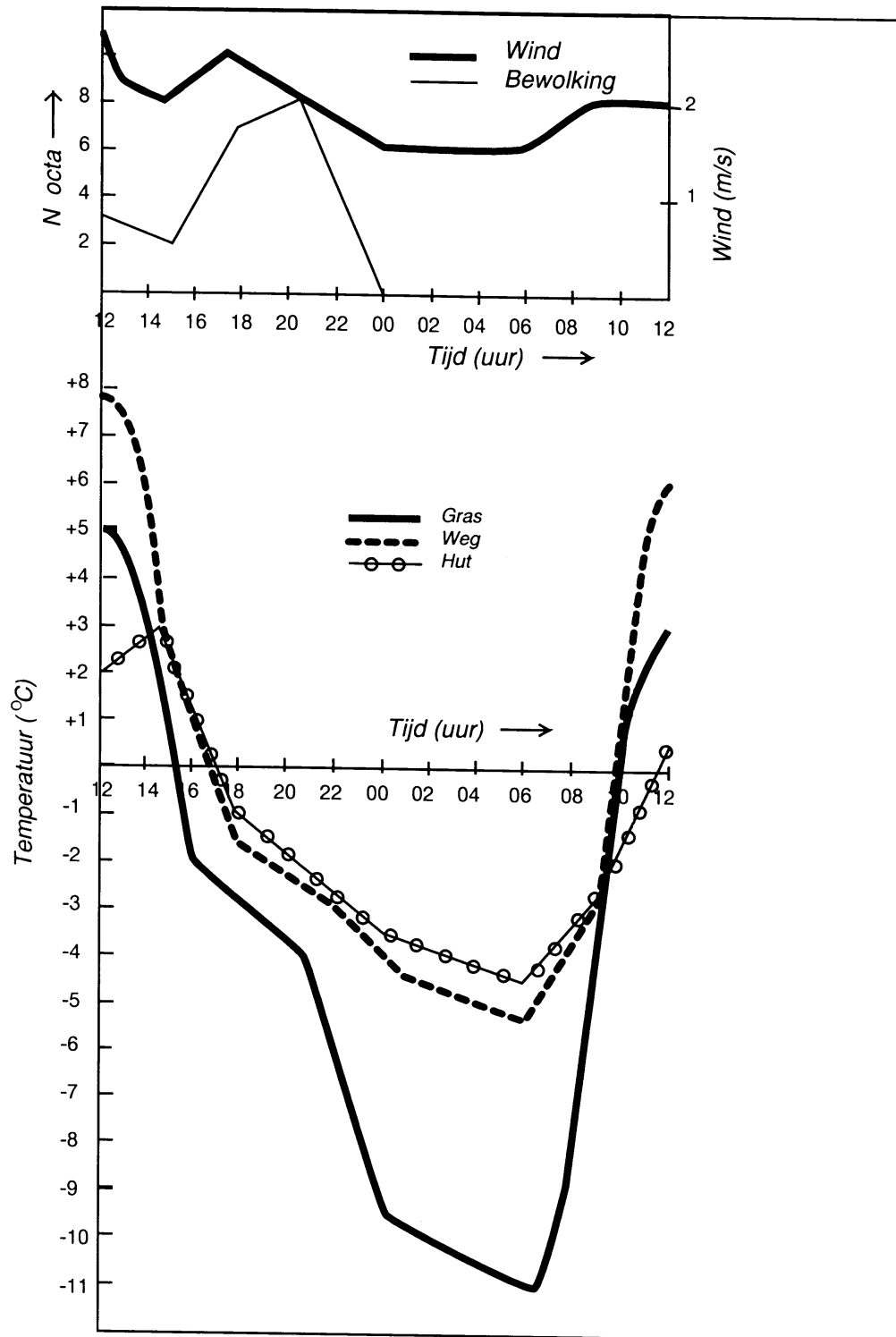
Uit metingen is gebleken, dat tijdens stralingsnachten de wegdektemperaturen van zeer open asfalt lager zijn dan die van gewoon asfalt. Omdat zoals wij hebben gezien door de juiste invulling van de coëfficiënten c_s , c_0 en u_0 de erg lage oppervlaktetemperaturen van gras kunnen worden berekend, mag worden verondersteld dat met de juiste aanpassingen dit ook voor het wat minder koude zeer open asfalt kan worden gedaan. Dit soort wegdek kan bijvoorbeeld worden opgevat als een vlakke laag met zwarte dode bladeren. In de volgende paragrafen volgen enige tests voor de gevoeligheid van het model voor de verschillende parameters.

9.3.2.1. Wegdektemperatuur en bewolking

Wij brengen een onderscheid aan tussen overdag en de nacht.

Overdag:

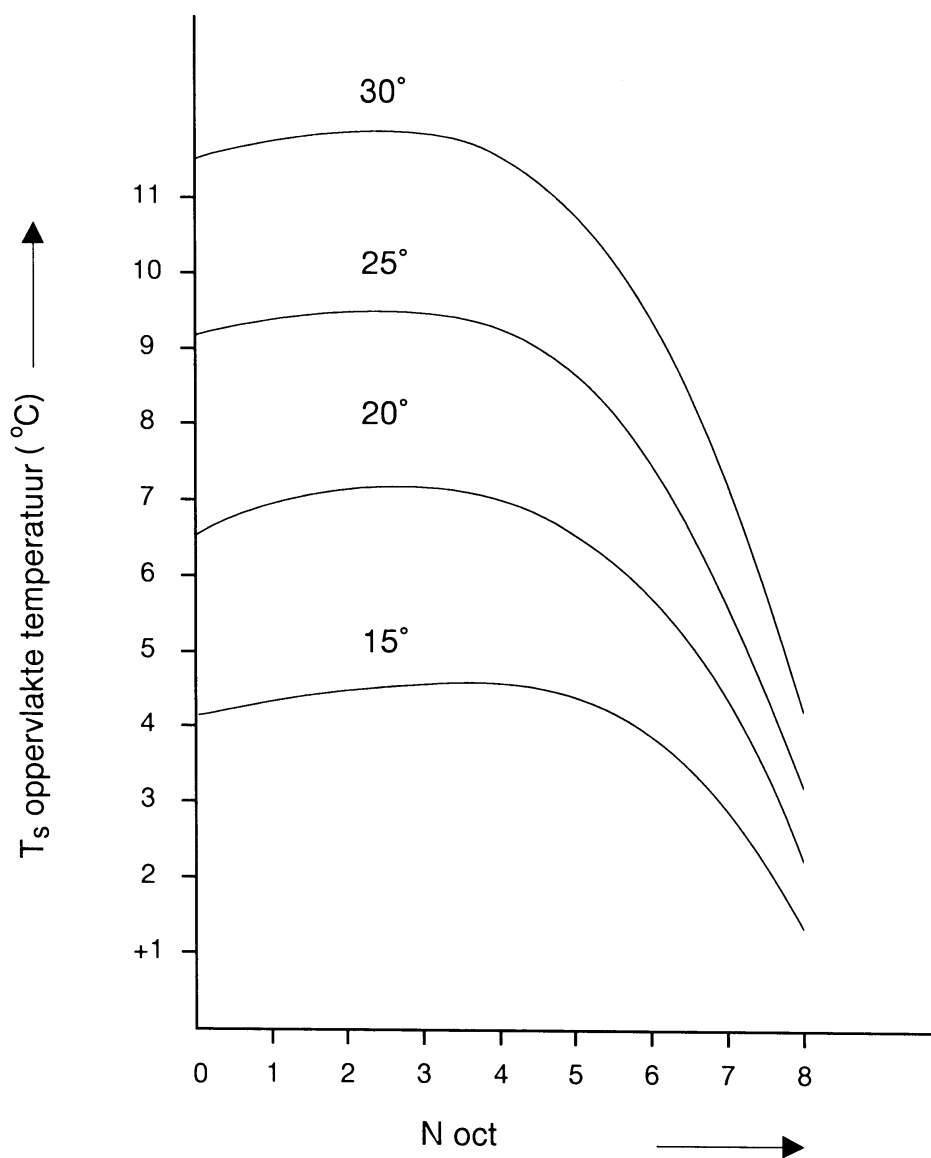
Hierboven hebben wij gezien hoe T_s , de wegdektemperatuur afhangt van de zonnestraling K^+ , die op zijn beurt onder andere weer afhangt van de bedekkingsgraad N . De afhankelijkheid van de bedekkingsgraad is gemakkelijk te onderzoeken door partieel te differentiëren naar N , ofwel:



Figuur 27.

Een voorbeeld van het nauwe verband gedurende de nacht tussen de temperatuur gemeten in de weerhut en de wegdektemperatuur en de grote afwijkingen overdag. De berekening is gemaakt voor een plaats op de middelbare breedten voor 31 januari.

Merk op de sterke daling van de oppervlaktetemperatuur van gras, wanneer in de nacht de hemel opentrekt en de wind gaat liggen.



Figuur 28.
 De afhankelijkheid van de wegdektemperatuur T_s van de verschillende zonshoogten 15°...30° en bedekkingsgraad N .
 De temperatuur in de hut is gesteld op +1° C.

$$\frac{\partial T_s}{\partial N} \sim -N^{2.4}$$

en door nog eenvoudiger te schrijven:

$$\Delta T_s \sim -N^{2.4} \Delta N .$$

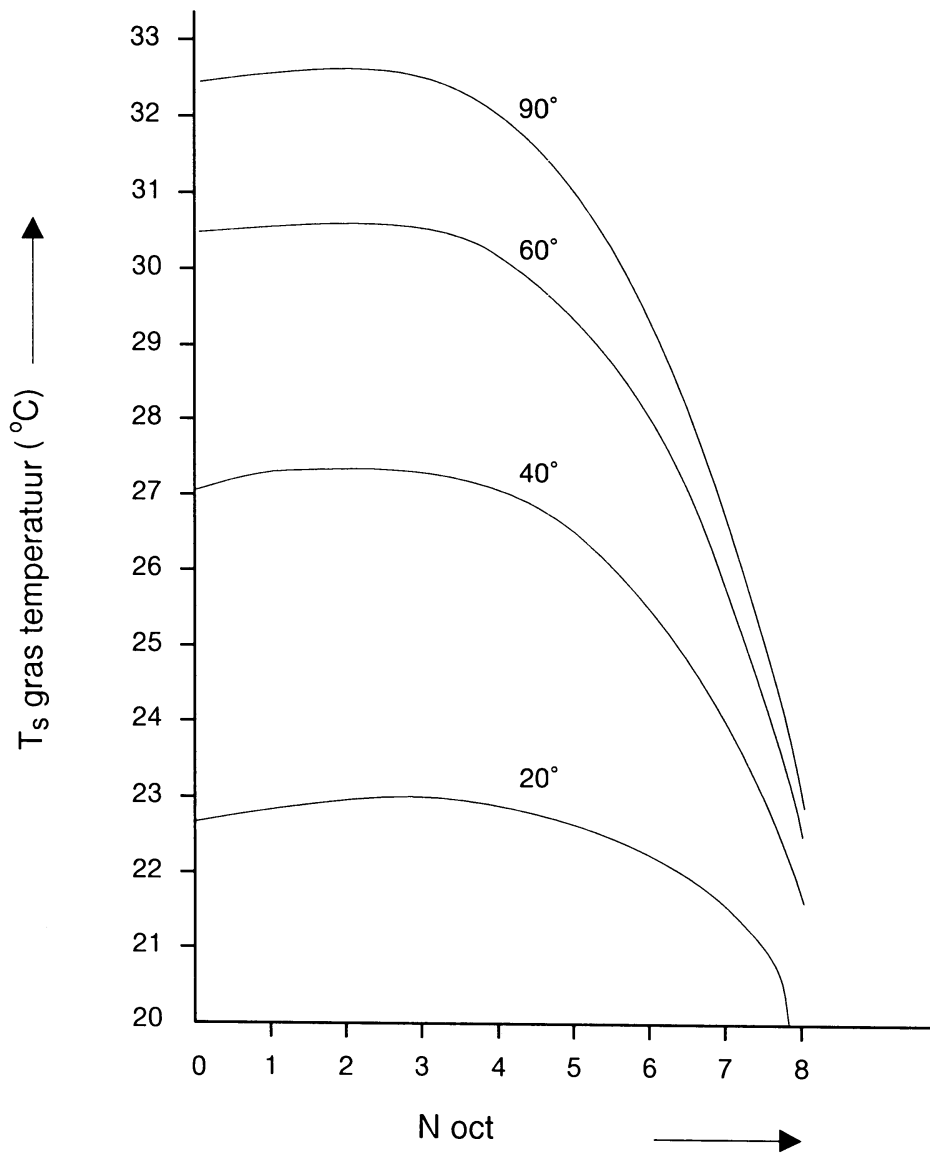
Dit betekent:

- als er overdag bij veel bewolking, N groot (dus $N^{2.4}$ nog groter), enkele opklaringen komen (ΔN verandert) dan zal de wegdektemperatuur snel oplopen, ΔT_s neemt toe. Of omgekeerd, als het na opklaringen dichtloopt zal de wegdektemperatuur door het wegblijven van de zon snel dalen.
- dat bij weinig bewolking, N klein en dus $N^{2.4}$ ook niet zo groot de wegdektemperatuur niet zo snel zal veranderen bij een wat wisselende bedekkingsgraad. Dus bij weinig bewolking maakt het niet zo veel uit voor de wegdektemperatuur of er wat bewolking bijkomt of verdwijnt.

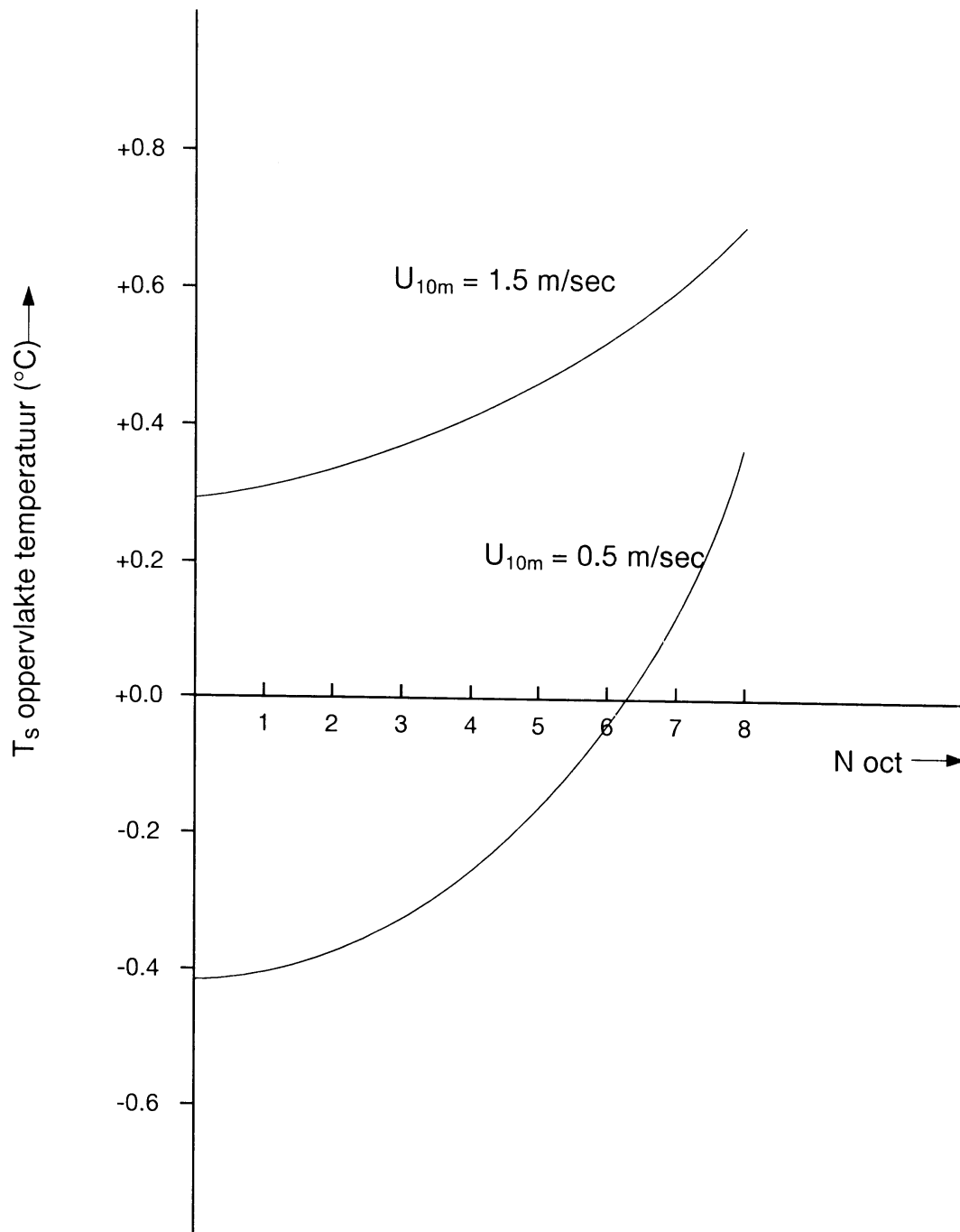
Samenvattend:

Overdag is - en nu wordt niet gesproken over de overgangsuren, wanneer eigenlijk de nacht nog (of al) overheerst - de wegdektemperatuur gevoelig in de regionen van half tot zwaarbewolkt, niet zozeer in het lichtbewolkte gedeelte. Zie Figuur 28, welke is uitgerekend met het Holtslag-model en bovenstaande grafisch verduidelijkt. Voor verschillende zonshoogten is de afhankelijkheid van de wegdektemperatuur van de bedekkingsgraad uitgerekend. Uit berekeningen van Holtslag c.s. blijkt dat wanneer de zon lager staat dan 13° , hij nauwelijks het aardoppervlak en dus ook het wegdek meer verwarmt. Tussen 21 november en 21 januari komt de zon niet hoger dan 18 graden, ofwel gedurende de twee wintermaanden december en januari mag de invloed van de zon op de wegdektemperatuur vrijwel worden verwaarloosd.

Een laatste opmerking. Stel het is zomer en de zon staat al hoog aan de hemel en stel dat de temperatuur van het grasoppervlak ongeveer overeenkomt met de huidtemperatuur van een mens al of niet bedekt met kleren. Dan laat zich aan de hand van Figuur 29, welke getekend is voor het verloop van de temperatuur van het grasoppervlak in afhankelijkheid van de bedekkingsgraad en zonshoogte, gemakkelijk bewijzen waarom de mens het in de zomer, ook al trekt de bewolkte hemel maar voor een deel open, het weer gauw aangenaam zal vinden. Immers, de temperatuur van de huid (al of niet bedekt met kleren) blootgesteld aan de zonnestraling stijgt dan snel. Het omgekeerde is natuurlijk ook waar. Het betrekken van de lucht doet de temperatuur van het menselijke huid snel afnemen. Kortom, ingeval de huttemperatuur ongeveer 20 graden bedraagt, ondergaat de menselijke huid - en wij hebben het zonnet al ondersteld, daarmee het menselijk gevoel - bij het openbreken en dan weer betrekken van de lucht vrij grote temperatuurschommelingen lopend van aangenaam (= het klaart wat op) naar fris (= het betreft weer). Dat de afkoelende werking van de wind buiten beschouwing is gebleven mag duidelijk zijn, zoals ook duidelijk is, dat bij lichtbewolkt weer het er



*Figuur 29:
De oppervlaktetemperatuur T_s van gras in afhankelijkheid van zonshoogte 20° ...90° en bedekkingsgraad N . Voor de luchttemperatuur is 20° C genomen.*



Figuur 30.
De wegdektemperatuur T_s in de nacht in afhankelijkheid van de standaard 10-meter wind U_{10} en de bedekkingsgraad N . Voor de luchttemperatuur is $+1^\circ\text{C}$ genomen en voor de ruwheidslengte van het terrein z_0 0.3 m.

niet zoveel toe doet of er nog wat bewolking bijkomt of verdwijnt. Het blijft aangenaam. De gevoeligheid zit in het half tot zwaarbewolkte gedeelte.

Nacht:

Wij hebben al gezien dat de wegdektemperatuur in de nacht via de uitdrukking $\theta_* = 0.09(1-0.5N^2)$ van de bewolking afhangt. Partiële differentiatie leert nu:

$$\Delta T_s \sim N \Delta N .$$

Ook nu geldt weer, zij het in minder sterke mate:

- er is veel bewolking in de nacht (N groot). Maar als het opklaart (ΔN verandert), zullen de wegdektemperaturen snel dalen. Immers, de verandering ΔT_s is evenredig met grote N .
Of anders gezegd, als er opklaringen (N vrij groot) zijn en de hemel loopt dicht, dan zullen de wegdektemperaturen snel stijgen.
- in geval van weinig bewolking (N klein) maakt het niet zo veel voor de wegdektemperatuur uit of er wat meer of minder bewolking komt.

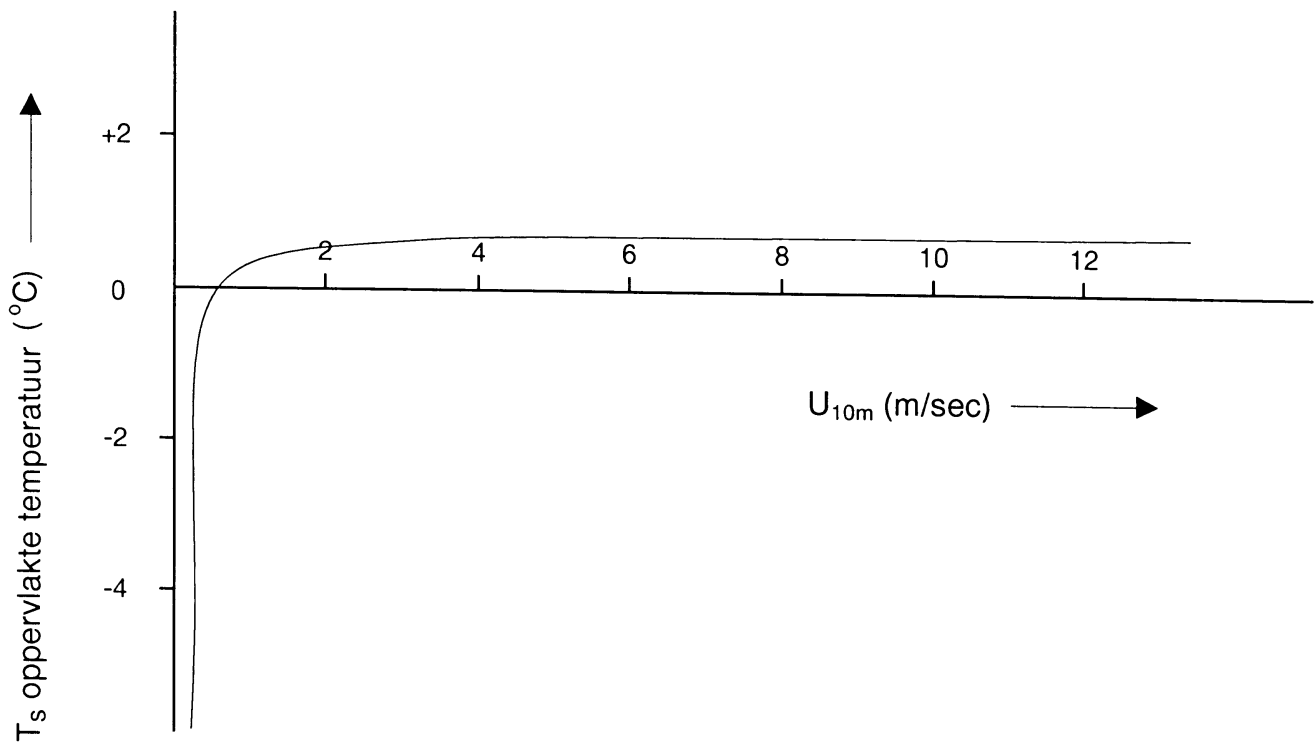
Zie Figuur 30. Uit deze figuur blijkt wel, dat de bovenstaande gevoeligheid voor opklaringen vooral bij weinig wind speelt. De windsnelheid wordt uitgedrukt in m/sec.

Samenvattend dag en nacht:

Wanneer het bijvoorbeeld achter een koufront - en de zon schijnt niet of staat nog maar laag aan de hemel - ook maar enigszins opklaart en de wind valt eruit, dan daalt de wegdektemperatuur snel. Er hoeft niet gewacht te worden op een volledig schone hemel. Overdag, wanneer de zon al hoger aan de hemel staat, stijgt de wegdektemperatuur snel tijdens opklaringen. Dit speelt vooral in het tweede deel van de winter. In het eerste deel, grofweg de maanden december en januari, is de invloed van de zon van minder belang. Maar zoals Figuur 26 laat zien, is die invloed begin februari toch al weer onmiskenbaar aanwezig. Immers de huttemperatuur is -1 °C, terwijl bij een bedekkingsgraad van $1/8$ de wegdektemperatuur al oploopt tot 5.5 °C.

9.3.2.2. Wegdektemperatuur en wind

Overdag is de wegdektemperatuur zoals uit de allereerste formule blijkt - zie de formule met de wegdektemperatuur T_s uitgedrukt in de nettostraling Q^* - onafhankelijk van de windsnelheid. Wel van de huttemperatuur T . In de nacht is er wel een relatie tussen de wegdektemperatuur en windsnelheid. De gevoeligheid voor de windsnelheid is in tegenstelling tot de bewolking niet gemakkelijk uit de formules te destilleren. Wij zullen daarom aan de hand van computerberekenin-



*Figuur 31.
De wegdektemperatuur T_s in de nacht in afhankelijkheid van verschillende windsnelheden. Voor de luchttemperatuur is $+1^{\circ}\text{C}$ genomen, voor de ruweidslengte z_0 0.3 m en voor de bedekkingsgraad 4 octa.*

gen één en ander illustreren. Zie Figuur 31. Zoals in alle figuren is voor de huttemperatuur $+1\text{ }^{\circ}\text{C}$ genomen. De bedekkingsgraad is 4 octa en voor de ruwheidslengte z_0 is 0.3 m genomen. Figuur 31 maakt duidelijk dat pas bij lage windsnelheden de wegdektemperatuur flink daalt en dat bij hogere windsnelheden de wegdektemperatuur nauwelijks meer met de windsnelheid verandert. Figuur 31 geldt voor de nacht en voor de overgansuren, wanneer de zon nog laag staat.

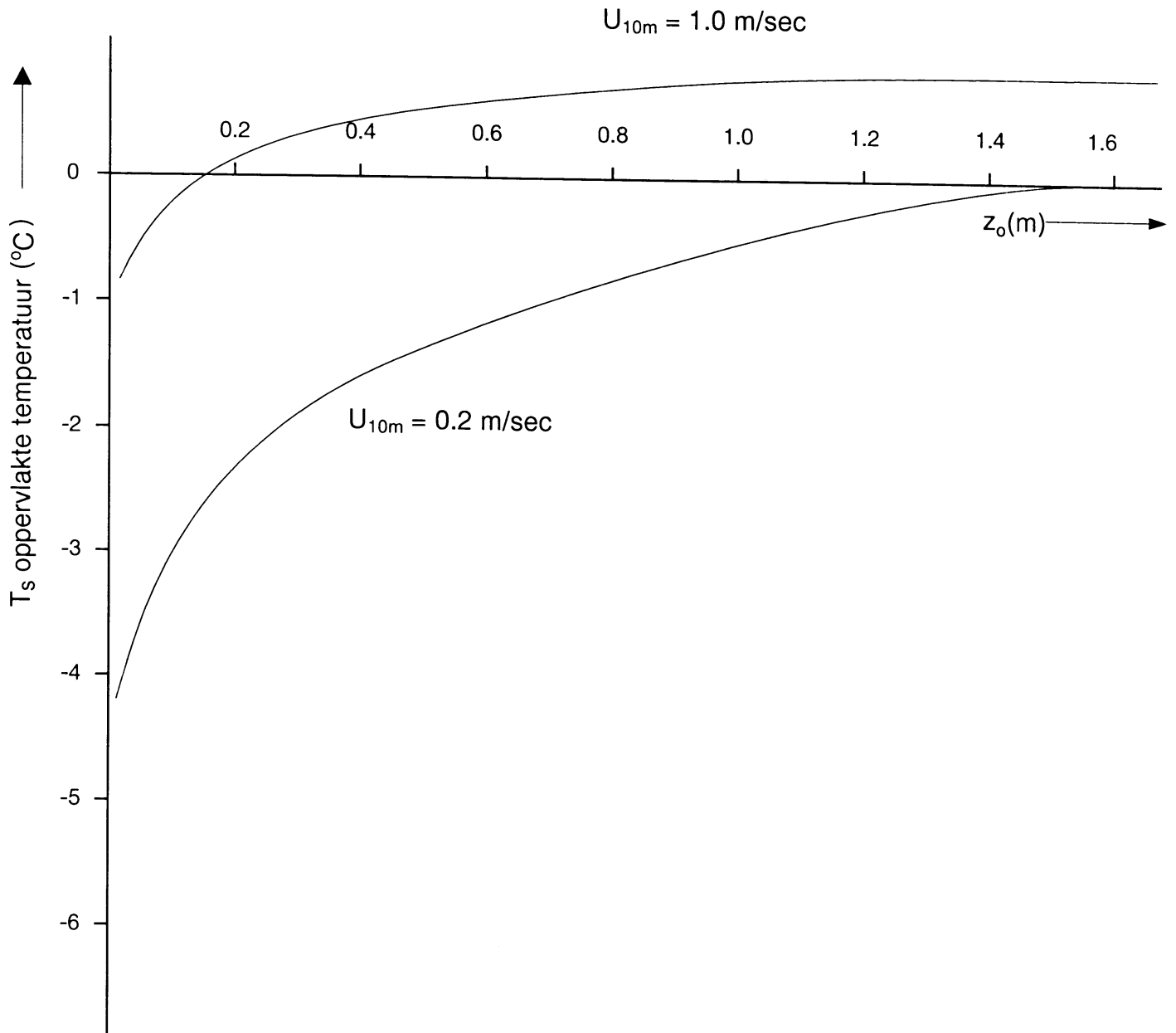
9.3.2.3. Wegdektemperatuur en terreinruwheid.

De afhankelijkheid van de wegdektemperatuur van de gesteldheid van het terrein uitgedrukt in de z_0 wordt verduidelijkt aan de hand van Figuur 32, die ook weer is berekend met behulp van het Holtslag-model. Voor de bedekkingsgraad is 4 octa genomen en voor de huttemperatuur $+1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Figuur 32 maakt duidelijk dat bij weinig wind en heel vlak terrein de wegdektemperatuur weer snel zal dalen. Vlak terrein is bijvoorbeeld een weg gelegen in een vlakke polder, maar verwacht mag worden dat de omgeving van een weg nog gladder is, wanneer die omgeving met een dikke laag sneeuw bedekt is. TABEL 15 bevat de uitkomsten van berekeningen gemaakt voor verschillende terreinruwheden en winden.

TABEL 15

$T_{\text{hut}} = +1.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ Bedekkingsgraad $N = 4$ octa					
Wegdektemperatuur T_s ($^{\circ}\text{C}$)					
z_0 (m)	0.003	0.03	0.3	0.7	1.5
U_{10} (m/sec)					
0.2	-6.1	-4.1	-1.8	-0.9	0.0
0.5	-2.5	-1.4	-0.2	0.3	0.7
1.0	-1.3	-0.6	0.3	0.6	0.8
2.0	-0.8	-0.2	0.5	0.7	0.9
3.0	-0.6	0.1	0.6	0.8	0.9
5.0	-0.3	0.1	0.6	0.8	0.9
8.0	-0.3	0.2	0.6	0.8	0.9
13.0	-0.3	0.2	0.6	0.8	0.9

In de voorgaande figuren, waarin de gevoeligheid van de wegdektemperatuur voor verschillende weerparameters is aangegeven, is meestentijds voor de terreinruwheid $z_0 = 0.3$ m genomen. TABEL 15 geeft aan, dat bij een huttemperatuur van $+1\text{ }^{\circ}\text{C}$ en een terreinruwheid z_0 van 0.3 m de temperatuur van het wegoppervlak pas bij een wind U_{10} kleiner dan 2 kts - dus bij bladstil weer - onder nul daalt. In vlakker terrein, bijvoorbeeld op een vliegveld of in een polder mag de z_0 op 0.03 m worden gesteld - zie Figuur 24a - en dan daalt de wegdektemperatuur al tot onder het vriespunt bij windsnelheden van 5 kts.



Figuur 32.

De wegdektemperatuur T_s in de nacht in afhankelijkheid van het soort terrein rondom de weg gekarakteriseerd door de ruwheidslengte z_0 . De berekening is gemaakt voor twee windsnelheden U_{10} . Voor de huttemperatuur is $+1^\circ\text{C}$ genomen en voor de bedekkingsgraad 4 octa.

9.3.2.4. Wegdek- en de huttemperatuur

Zie Figuur 27. Overdag bij hoge zonnestand verschilt de wegdektemperatuur flink van die van de hut, maar in de nacht liggen ze vrij dicht bij elkaar. Alleen wanneer de wind in de nacht gaat liggen daalt de wegdektemperatuur verder, iets wat wij ook al eerder hebben opgemerkt.

Het lijkt erop, dat in die gevallen waarin de directe zonnestraling geen rol speelt, de huttemperatuur dikwijls bepalend is voor de wegdektemperatuur. De huttemperatuur is het netto resultaat van de wind (aanvoer van koudere of warmere lucht), de ruwheid van het terrein (meer of minder menging van luchtlagen met verschillende temperaturen) en de bewolking (overdag wel of geen zonnenschijn, in de nacht wel of geen nachtelijke uitstraling). Maar de koppeling tussen temperatuur van de lucht en die van het wegdekoppervlak wordt zwakker, wanneer het in de nacht opklaart en de wind gaat liggen. De temperatuur van het wegdek daalt snel bij het begin van zulke stralingsnachten, speciaal in erg vlak terrein. Er is al eerder op gewezen, dat de meteorologische condities, waarbij zulke snelle temperatuurdalingen aan het aardoppervlak optreden, zich kunnen voordoen na het voorbijtrekken van een koufront. Het front passeert met veel bewolking, regen en wind, maar achter het front neemt de wind sterk af, klaart het op en daalt de temperatuur. En dit kan allemaal in een uur tijds plaatsvinden. In vlak terrein moet dan zeker rekening worden gehouden met een snelle daling van de wegdektemperatuur.

9.3.2.5. Opmerkingen

a) Het Holtslag-model, dat gebaseerd is op experimenten boven grasland laat zich eenvoudig aanpassen voor de berekening van wegdektemperaturen. In het hierbovenstaande was deze aanpassing voor gewoon asfalt, maar het voorbeeld van de lage temperaturen van het grasoppervlak doet vermoeden, dat ook de wat lagere temperaturen van het zeer open asfaltbeton zeer wel met dit model beschreven kunnen worden. Een volgende stap is om, wanneer de oppervlaktetemperatuur van een wegobject samen met de wind, bewolking en temperatuur op hutniveau bekend is, dan door de juiste keuze voor de constanten c_s , c_v en u_0 het Holtslag-model weer aan te passen, bijvoorbeeld voor een brug.

b) Waarnemingen leren, dat wegen bedekt met zeer open asfaltbeton vaker bevroren en glad worden dan gewoon asfalt (ref. 26). Een reden is de lagere temperatuur van het open asfaltbeton en daardoor een grotere kans op condensatie en het bevroren van deze aanslag. Een bijkomende factor voor de ijstoename op het wegdek zou kunnen zijn het transport van waterdamp afkomstig van water in de holle ruimten van het zeer open asfaltbeton naar het wegdekoppervlak met zijn ijskristallen en wel door het verschil in dampdruk tussen water en ijs. TABEL 16 toont de verzadigingsdampdruk bij verschillende temperaturen van ijs en water, al of niet onderkoeld.

Wanneer de ijskristallen op het wegdek bijvoorbeeld een temperatuur van $-2\text{ }^\circ\text{C}$ hebben en het water in de holle ruimten van het wegdek $+2\text{ }^\circ\text{C}$, dan is de dampdruk boven water 2 hPa hoger dan boven het ijs. Dit zal de neerslag van waterdamp op het ijs (sublimatie) tot gevolg hebben. En op zijn beurt zorgt dit ervoor, dat de lucht boven het water in de holle ruimten onverzadigd raakt. Dus gaat het water weer verdampen enz. en zo groeien de ijskristallen door de neerslag van de waterdamp ten koste van het water in de holle ruimten. Hetzelfde kan worden gezegd van de condensatie van

waterdamp vanuit de holle ruimten op het wegdekoppervlak, wanneer de temperatuur van het wegdek als ook die van het water in de gaten beide boven 0 °C zijn en de temperatuur van het wegdekoppervlak lager is dan die van het water in het zeer open asfaltbeton. Het wegdek wordt weer

TABEL 16

T °C	$e_{s,water}$ hPa	$e_{s,ijs}$ hPa
-20	1.24	1.04
-10	2.86	2.60
- 8	3.34	3.10
- 6	3.90	3.69
- 4	4.54	4.37
- 2	5.27	5.17
+ 0	6.11	6.11
+ 2	7.05	
+ 4	8.13	
+ 6	9.35	
+ 8	10.72	
+10	12.27	

vochtig, niet alleen door condensatie van waterdamp in de lucht, maar ook door waterdamp afkomstig van het water in de holle ruimten.

c) In tegenstelling met het Engelse model is de voeding met gegevens betreffende neerslag, bodemtemperatuur, soorten bewolking (laag, middelbaar en hoog) en dauwpunt niet nodig. De gevoeligheid van het Engelse model is voor de verschillende weerparameters ook onderzocht (ref. 27). Citaat uit de conclusie: " Of the many factors that influence the variation of the road surface temperature, air temperature is the most important. In routine operation of an ice prediction model when forecast meteorological input is provided, any error in the forecast of air temperature will result in a similar error in the model road surface temperature prediction. Cloud cover (i.e. cloud amount and cloud type) is another key factor governing the variation in road surface temperatures. On an 'extreme' day, the road surface temperature responds quickly to a change of cloud amount and cloud type. Some error in the forecast and observation of cloud cover is usually unavoidable and is thus one of the major sources of model prediction error. The influence of dew-point temperature and wind speed are normally small. The impact of wind speed on model output is greater on 'extreme' days than on 'damped' days. A 20% variation in the thermal conductivity and capacity of the layers of the road construction and soil has a small impact on model predictions. "

Einde citaat. Dit Engelse onderzoek spreekt ook over de invloed van bewolking, maar of die over de hele 0/8 tot 8/8 van belang is of - en wij beweren dat daar pas de echte gevoeligheid voor de bedekkingsgraad begint - van 4/8 tot 8/8 is niet duidelijk. Duidelijk is wel, dat Holtslag c.s. een model hebben ontwikkeld, waaruit op empirische gronden allerlei toevoegingen zoals dauwpunt bodemtemperaturen enz. al zijn weggelaten, toevoegingen waarvan de Engelsen nu ook concluderen,

dat zij maar weinig aan de bepaling van het wegdektemperatuur bijdragen. Dat verandering van de temperaturen van het wegdekoppervlak in eerste instantie maar weinig afhankelijk zijn van de bodemtemperaturen duidt erop dat de afkoeling van het wegdek als het ware een huideffect is. Dus voor het verrassend snel glad worden is het niet nodig - iets wat nog wel eens wordt gehoord - dat de vorst al in de grond zit. Bij de ijsvorming aan het wateroppervlak gebeurt iets dergelijks. Immers het water onder het ijs is nog niet bevroren, maar het bovenste ijslaagje wel. De analogie met een wegdekoppervlak wordt helemaal duidelijk als men bedenkt, dat de warmtegeleidingscoëfficiënten van asfalt en water gelijk zijn $0.6 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ (ref. 28) en dat de warmtestromen van of naar het oppervlak dus dezelfde grootte hebben. Overigens, hoe komt de vorst in de grond? Toch alleen van boven af, vanaf het oppervlak van het wegdek. En bij aanhoudende vorst trekt de kou dan verder de grond in. Dus eerst komt de temperatuur van het wegdekoppervlak onder het vriespunt, terwijl de bodemtemperaturen nog boven nul zijn.

TABEL 17

uren	aantal voertuigen*
00-01	464
01-02	213
02-03	121
03-04	98
04-05	165
05-06	516
06-07	2403
07-08	5547
08-09	5633
09-10	4445
10-11	3027
11-12	2749
12-13	3118
13-14	3499
14-15	3425
15-16	4165
16-17	5906
17-18	6227
18-19	4257
19-20	2407
20-21	1623
21-22	1458
22-23	1446
23-24	1043
	+ 63961

Zie ook het al eerder genoemde Finse rapport "Weather and slipperiness" (ref. 25). Door een taxibaan van vliegveld Helsinki met water te besproeien wordt aangetoond, dat bij een luchttemperatuur (op 2 m hoog) van $+2 \text{ }^\circ\text{C}$ en een bodemtemperatuur (1.5 cm onder het oppervlak)

van +1 °C water op het wegdekoppervlak binnen 20 minuten kan bevriezen. De bedekkingsgraad was 6 octa.

d) De ervaring in Nederland leert dat tijdens stralingsnachten de waargenomen wegdektemperatuur meestentijds hoger is dan de berekende . Reden voor dit verschil zou kunnen zijn, dat de lucht boven de weg nooit tot rust komt en dit is juist één van de voorwaarden van een stralingsnacht. Zelfs tijdens de rustigste uren is er op de grote verkeerswegen nog genoeg verkeer om de lucht boven de weg voortdurend te mengen en gaat de wind boven de weg niet liggen. TABEL 17 is een voorbeeld van de gemiddelde verkeersintensiteit op woensdag van de maand januari 1992 op de snelweg tussen Nieuwegein en Vianen nabij Utrecht. De verkeersintensiteiten van de linker en rechterweghelft zijn bij elkaar opgeteld.

Voeg bij TABEL 17 de gegevens van TABEL 18, die de intensiteit van de verkeersstromen geeft op dinsdag 28 april 1992 op de veel rustiger A7 snelweg nabij Sneek. De tabel is gesplitst in grote voertuigen (vrachtwagens, bussen, enz.) en personenwagens. De intensiteiten van de linker en rechter helft zijn weer bij elkaar opgeteld.

TABEL 18

uren	aantal voertuigen*	
	groot	klein
00-01	7	91
01-02	3	23
02-03	5	10
03-04	9	16
04-05	12	16
05-06	51	100
06-07	159	454
07-08	157	867
08-09	165	1015
09-10	172	783
10-11	153	714
11-12	146	557
12-13	159	687
13-14	146	793
14-15	151	833
15-16	152	937
16-17	131	1293
17-18	105	1286
18-19	82	912
19-20	42	599
20-21	26	345
21-22	21	301
22-23	8	271
23-24	10	190
	+ 2071	+ 13103

* Bovenstaande tellingen zijn bereidwillig ter beschikking gesteld door Dienstkringen van Rijkswaterstaat.

Aannemende dat op de veel drukker weg tussen Vianen en Nieuwegein dezelfde verhouding tussen de grote en kleine voertuigen bestaat als gegeven in TABEL 18, kan worden aangenomen, dat zelfs in het holst van de nacht er zeker nog altijd genoeg vrachtverkeer is om samen met het overige verkeer de lucht boven de weg sterk te mengen en in beweging te houden. De turbulentie die telkens ontstaat zou wel eens te groot kunnen zijn om aan de voorwaarden van een rustige stralingsnacht met zijn lage oppervlaktetemperaturen te voldoen. Natuurlijk, koudere lucht van de rustige omgeving rondom stroomt wel telkens naar de weg. Maar op de weg zal toch een sterke menging zijn met warmere lucht van hoger gelegen lagen en daardoor zullen de wegdektemperaturen hoger zijn. Het schijnt redelijk om in een verwachtingsmodel voor wegdektemperaturen naast de meteorologische condities ook de turbulente menging van het wegverkeer in rekening te brengen. De verwachte luchttemperatuur en wind zullen bijvoorbeeld afhankelijk van de verkeersintensiteit moeten worden aangepast. Mogelijk dat de warmte van de voertuigen zelf ook nog in het verwachtingsmodel moet worden verdisconteerd.

e) Omdat het Holtslag-model met gegevens van reguliere waarnemingen kan werken (Synops, Metars), zou het de moeite waard kunnen zijn om bijvoorbeeld op het meteorologisch werkstation een programma te plaatsen, dat uitgaande van de nieuwe binnenkomende Synop- of Metargevens de zogenaamde wegdektemperaturen van de synopstations berekent om op die manier de meteoroloog al in zo'n vroeg mogelijk stadium te attenderen op eventuele gladheid. Of, als het model van Holtslag wordt toegepast, om de oppervlaktetemperatuur van gras te berekenen om dan de kans op nachtvorst te bepalen.

Dankbetuiging

Veel dank is de schrijver van dit rapport verschuldigd aan H. Wessels voor het nauwkeurig doorlezen van het manuscript en voor de nuttige adviezen.

Evenzo is de auteur D. Blaauboer erkentelijk voor het kritisch doorlezen van het geschrevene.

In deze dankbetuiging moeten ook worden genoemd Onrust en Brinkhof voor het operationeel maken van de verwachting van neerslagintensiteiten m.b.v. radarwaarnemingen.

Literatuur

1. Blaauboer, D., Wessels, H.R.A. en Kruizinga, S., 1992. Systeembeschrijving MIst VOorspel Systeem MIVOS (deel 1). Technische Rapporten TR-141. KNMI De Bilt.
 2. Blaauboer, D. and Wessels, H.R.A., 1991. A knowledge based system for fog forecasting on road sites. Operational practice and verification. DRIVE-1 project V1058 Deliverable 28B. KNMI De Bilt.
 3. Wessels, H.R.A., 1993. Meteorologische evaluatie van de zichtmetingen langs de A16. Technische Rapporten TR-157. KNMI De Bilt.
 4. Kennington, G.J., 1961. An approach to the problem of the forecasting of fog clearance. Met. Mag. London, 14, 70-73.
 5. Handbook of Weather Forecasting, 1975. Met O 875. Meteorological Office United Kingdom.
 6. Hewson, E.W. and Longley, R.W., 1944. Meteorology Theoretical and Applied. John Wiley & Sons, New York.
 7. Turton, S.M., 1986. Solar Radiation under Cloudless Skies. Weatherwise 39, 223-224.
 8. Holtslag, A.A.M., 1987. Surface fluxes and boundary layer scaling, models and applications. Scientific Reports WR-nr87-2. KNMI De Bilt.
 9. Modification of Moisture Fields by Vertical Motion, 1977. Aerospace Science Review, AWS RP 105-2, 73-74.
 10. Wessels, H.R.A., 1991. Syllabus Fysische Meteorologie I. Technische Rapporten TR-140. KNMI De Bilt.
 11. Welleman, A.G., 1977. Water op de weg. SCW publicatie L.
 12. Collier, C.G., 1988. On the future of very-short-period rainfall forecasting using radar data. Fifth International Conference Interactive Information and Processing Systems for Meteorology, Oceanography and Hydrology. Anaheim, California, 30 Jan.- 3 Feb., 340-353. American Meteorological Society, Boston (Ma).
 13. Putten, F.G. van der en Antwerpen, G. van, 1990. Lineaire predictie van verplaatsing van wolken. TPD-HAI-RPT-90-62 Technisch Fysische Dienst TNO-TU Delft.
-

14. Muench, H.S. and Lamkin, W.E., 1976. The Use of Digital Radar in Short-Range Forecasting. AFGL-TR-76-0173 Air Force Geophysics Laboratory Hanscom AFB.
15. Muench, H.S. and Brown, H.A., 1977. Measurements of Visibility and Radar Reflectivity During Snowstorms in the AFGL Mesonet. AFGL-TR-77-0148 Air Force Geophysics Laboratory Hanscom AFB.
16. Knowles Middleton, W.E., 1952. Vision Through The Atmosphere. University of Toronto Press.
17. Federer, B. and Waldvogel, A., 1975. Hail and Raindrop Size Distribution from a Swiss Multicell Storm. Journal of Applied Meteorology, 14, 91-97.
18. Ivey, D.L., Lehtipuu, E.K. and Button, J.W., 1975. Rainfall and Visibility - The View from Behind the Wheel. Journal of Safety Research, 7, 156-169.
19. Marshall, J.S. and Palmer, W.McK., 1948. The distribution of raindrops with size. Journal of Meteorology, 5, 165-166.
20. Wright, B, Koppa, R.J., Huchingson, R.D. and Johnston, W.L., 1990. Measurement of visibility through spray. 20 SAE-Paper 902274 1990.
21. Wieringa, J. and Rijkoort, P.J., 1983. Windklimaat van Nederland (Klimaat van Nederland 2, KNMI). Staatsuitgeverij, 's-Gravenhage.
22. Petersen, E.L., Troen, I., Frandsen, S. and Hedegaard, K., 1981. Windatlas for Denmark. Risø National Laboratory (Roskilde, Denmark) Rep. 428.
23. Pauwelussen, J.P., 1989. Crosswind and traffic safety. DRIVE-1 project V1058 Deliverable 4. TNO Road-Vehicle Research Institute. Delft.
24. Ivens, R.A.A.M, 1987. Forecasting the maximum wind velocity in squalls. Mesoscale analysis and forecasting incorporation nowcasting: proceedings of an international symposium Vancouver, Canada 17-19 August 1987/ European Space Agency. -Paris, 685-686.
25. Kari, G. 1976. Weather and Slipperiness. Technical Report No. 11. Finnish Meteorological Institute. Helsinki.
26. Noort, M., 1991. Winter maintenance on porous asphalt. Report WXA-R-91-61 Road and Hydraulic Engineering Division of Ministry of Transport, Public Works and Watermanagement. Delft.
27. Thornes, J.E. and Shao, J., 1991. Spectral analysis and sensitivity tests for a numerical road surface temperature prediction model. Meteorological Magazine, 120, 117-124.

28. Verkerk, G., Broens, J.B., Kranendonk, W., v.d.Puijl, F.J., Sikkema, J.L. en Stam, C.W., 1986. BINAS, informatieboek vwo/havo voor het onderwijs in de natuurwetenschappen. Wolters-Noordhoff Groningen.