

Ruimtelijke klimatologische verschillen binnen Nederland

met speciale aandacht voor de regio's Haaglanden en Rotterdam

Dirk Wolters, Carine Homan, Janette Bessembinder

De Bilt, 2011 | Technical report; TR-323

Ruimtelijke klimatologische verschillen

(met speciale aandacht voor de regio's Haaglanden en Rotterdam)

Rapport in kader van project regiospecifieke
klimaatinformatie voor Haaglanden en Regio
Rotterdam" (KvK-project HSHL04/HSRR05)

Datum 6 december 2011

Status Eindversie

Colofon

Titel	Ruimtelijke klimatologische verschillen- met speciale aandacht voor de regio's Haaglanden en Rotterdam
Projectnummer	HSHL04/HSRR05 (project in onderzoeksprogramma Kennis voor Klimaat)
Contactpersoon	Janette Bessembinder janette.bessembinder@knmi.nl KNMI Climate Services / Klimaatdata en -advies Wilhelminalaan 10 3732 GK De Bilt Postbus 201 3730 AE De Bilt
Auteurs	Dirk Wolters Carine Homan Janette Bessembinder

Met dank aan alle reviewers, bij het KNMI en bij de hotspots Haaglanden en Regio Rotterdam, voor hun opmerkingen over de opzet en inhoud van dit document.

Dit rapport is onderdeel van het onderzoeksproject HSHL05/HSRR04: *Regiospecifieke klimaatinformatie voor Haaglanden en regio Rotterdam*, uitgevoerd in het kader van het Nationaal Onderzoeksprogramma Kennis voor Klimaat (www.kennisvoorklimaat.nl), en mede gefinancierd door de Provincie Zuid-Holland, Gemeentewerken Rotterdam en het Hoogheemraadschap van Delfland.

INHOUDSOPGAVE

SAMENVATTING	7
SUMMARY	10
1. ACHTERGROND EN ONDERZOEKSVRAGEN	13
1.1. BEHOEFTE AAN REGIOSPECIFIEKE KLIMAATINFORMATIE	13
1.2. ONDERZOEKSVRAGEN EN AANPAK	14
1.3. LEESWIJZER	15
2. LUCHTTEMPERATUUR	16
2.1. INLEIDING	16
2.2. DEFINITIES	17
2.3. ALGEMENE KLIMATOLOGIE, VERSCHILLEN TUSSEN KNMI-STATIONS	18
2.3.1. <i>Dagminimum- en -maximumtemperatuur</i>	18
2.3.2. <i>Jaarminimum- en maximumtemperatuur</i>	20
2.4. KLEINSCHALIGE RUIMTELIJKE VERSCHILLEN EN HUN OORZAKEN	21
2.4.1. <i>De energiebalans aan het aardoppervlak</i>	21
2.4.2. <i>De stralingsbalans</i>	21
2.4.3. <i>Verdeling van de netto energie over lucht, bodem en verdamping</i>	23
2.4.4. <i>Gevolgen lokale energiebalans voor het temperatuurklimaat</i>	23
2.4.5. <i>Urban heat island</i>	24
2.4.6. <i>Temperatuurklimaat van bossen</i>	26
2.4.7. <i>Invloed van wateroppervlakken</i>	27
2.4.8. <i>Invloed van hoogteverschillen</i>	27
2.4.9. <i>Zeewindcirculatie</i>	27
2.5. RUIMTELIJKE VERSCHILLEN IN DE TOEKOMST	31
3. STRALING EN ZONNESCHIJNDUUR	32
3.1. INLEIDING	32
3.2. DEFINITIES	33
3.3. ALGEMENE KLIMATOLOGIE, VERSCHILLEN TUSSEN KNMI-STATIONS	34
3.4. KLEINSCHALIGE RUIMTELIJKE VERSCHILLEN EN HUN OORZAKEN	37
3.5. RUIMTELIJKE VERSCHILLEN IN DE TOEKOMST	38
4. NEERSLAG	39
4.1. INLEIDING	39
4.2. DEFINITIES	40
4.3. VORMING VAN WOLKEN EN NEERSLAG	41
4.4. ALGEMENE KLIMATOLOGIE, VERSCHILLEN TUSSEN KNMI-STATIONS	42
4.4.1. <i>Gemiddelde neerslag</i>	42
4.4.2. <i>Extreme neerslag</i>	44
4.5. RUIMTELIJKE VERSCHILLEN IN DE TOEKOMST	45
5. VERDAMPING EN NEERSLAGTEKORT	47
5.1. INLEIDING	47
5.2. DEFINITIES	48
5.3. ALGEMENE KLIMATOLOGIE, VERSCHILLEN TUSSEN KNMI-STATIONS	49
5.4. KLEINSCHALIGE RUIMTELIJKE VERSCHILLEN EN HUN OORZAKEN	52
5.5. RUIMTELIJKE VERSCHILLEN IN DE TOEKOMST	53
6. LUCHTVOCHTIGHEID EN MIST	54
6.1. INLEIDING	54
6.2. DEFINITIES	55
6.3. DE VORMING VAN MIST	55
6.3.1. <i>Stralingsmist</i>	56
6.3.2. <i>Advectiemist</i>	56
6.4. ALGEMENE KLIMATOLOGIE VAN LUCHTVOCHTIGHEID EN MIST EN VERSCHILLEN TUSSEN KNMI-STATIONS	58
6.4.1. <i>Relatieve luchtvochtigheid</i>	58
6.4.2. <i>Mist</i>	59
6.5. KLEINSCHALIGE RUIMTELIJKE VERSCHILLEN EN HUN OORZAKEN	59

6.5.1. Energiebalans aan het aardoppervlak.....	60
6.5.2. Condensatiekernen.....	60
6.5.3. Zeewind	61
6.6. RUIMTELIJKE VERSCHILLEN IN DE TOEKOMST.....	61
7. WIND	62
7.1. INLEIDING.....	62
7.2. DEFINITIES	63
7.3. HET ONTSTAAN VAN WIND, STORM EN WINDSTOTEN	64
7.3.1. Luchtdruk en wind	64
7.3.2. Invloed van het aardoppervlak.....	65
7.3.4. Storm.....	66
7.3.5. Windstoten.....	67
7.4. ALGEMENE KLIMATOLOGIE VAN WIND, VERSCHILLEN TUSSEN KNMI-STATIONS	68
7.5. KLEINSCHALIGE RUIMTELIJKE VERSCHILLEN EN HUN OORZAKEN	69
7.5.1. Mesoschaal	69
7.5.2. Microschaal.....	70
7.6. RUIMTELIJKE VERSCHILLEN IN DE TOEKOMST.....	70
8. ONWEER, HAGEL, SNEEUW EN IJZEL	72
8.1. INLEIDING.....	72
8.2. DEFINITIES	73
8.3. ONTSTAAN VAN ONWEER, HAGEL, SNEEUW EN IJZEL.....	74
8.3.1. Buien.....	74
8.3.2. Onweer.....	75
8.3.3. Hagel.....	75
8.3.4. Sneeuw	76
8.3.5. IJzel.....	76
8.4. KLIMATOLOGIE VAN ONWEER, HAGEL, SNEEUW EN IJZEL, KLEINSCHALIGE VERSCHILLEN	77
8.4.1. Onweer.....	77
8.4.2. Hagel.....	78
8.4.3. Sneeuw	79
8.4.4. IJzel.....	79
8.5. RUIMTELIJKE VERSCHILLEN IN DE TOEKOMST.....	80
LITERATUUR.....	81
BIJLAGE A. BESCHIKBARE DATASETS (KNMI) IN DE REGIO HAAGLANDEN EN DE REGIO ROTTERDAM.....	84
BIJLAGE B. KLIMATOGRAMMEN VOOR VALKENBURG EN ROTTERDAM (1981-2010).....	87
BIJLAGE C. RELATIES TUSSEN REFERENTIE-GEWASVERDAMPING, LOKALE OMSTANDIGHEDEN EN ACTUELE VERDAMPING.....	89

Samenvatting

Weer- en klimaatinformatie wordt gebruikt in veel sectoren in de samenleving, zoals het waterbeheer, de bouw en de luchtvaart. Binnen Nederland bestaan aanzienlijke ruimtelijke verschillen in klimaat. De meer grootschalige verschillen zijn goed in kaart gebracht, op basis van metingen op de stations van het KNMI. De Klimaatatlas (www.klimaatatlas.nl) bevat veel informatie over deze verschillen. Er bestaan echter ook kleinschalige verschillen die niet zijn af te leiden uit de metingen op de KNMI-meetstations. Dit rapport bevat een inventarisatie van de bestaande kennis over deze kleinschalige ruimtelijke klimaatverschillen, op basis van literatuuronderzoek. Deze informatie is toegankelijk gemaakt voor lezers zonder veel kennis van natuurkunde of meteorologie. Opdrachtgevers van dit onderzoek waren de 'hotspots' Regio Rotterdam en Haaglanden in het onderzoeksprogramma 'Kennis voor Klimaat'. In dit rapport ligt daarom de focus op Zuid-Holland, maar de meeste informatie is ook voor de rest van Nederland geldig en bruikbaar.

Kleinschalige ruimtelijke verschillen in klimaat worden meestal veroorzaakt door verschillen in oppervlaktekenmerken. Zo is het boven zandgrond bij zonnig weer vaak warmer en droger dan boven veengrond. Het lokale klimaat kan zo over een afstand van slechts enkele kilometers merkbaar verschillen. In dit rapport is per klimaatvariabele (temperatuur, neerslag, etc.) geïnventariseerd welke ruimtelijke klimaatverschillen er zijn, waardoor deze worden veroorzaakt, en (voor zover bekend) hoe groot deze verschillen zijn.

Tabel A geeft voor alle klimaatvariabelen een overzicht van de belangrijkste oorzaken van ruimtelijke verschillen die zijn beschreven in dit onderzoek. Hierin zijn de verschillen ingedeeld naar sterkte, en naar de verschillende processen en oppervlaktekenmerken waardoor ze worden veroorzaakt. Hieronder vatten we de gevonden verschillen per klimaatvariabele kort samen.

Temperatuur Door de temperende werking van de Noordzee is de dagelijkse en jaarlijkse gang in temperatuur in de kuststrook kleiner dan in het binnenland. Verder kan in het voorjaar en in de zomer *zeewind* zorgen voor sterke temperatuurverschillen tussen de kuststrook en het binnenland. Daarnaast hebben oppervlakte-eigenschappen invloed op de lokale energiebalans en daarmee op de temperatuur. Het oppervlak in steden is bijvoorbeeld heel anders dan dat op het platteland, wat ervoor zorgt dat het in steden gemiddeld warmer is.

Straling De hoeveelheid zonnestraling en de duur van de zonneschijn worden vooral bepaald door de bewolking. De aanwezigheid van de Noordzee heeft veel invloed op de dagelijkse en jaarlijkse gang in bewolking en zonnestraling. Hierdoor schijnt de zon meer in de kuststrook. Dit effect is het sterkst overdag en in het voorjaar en de zomer. Ook (lokale) luchtvervuiling kan de hoeveelheid zonnestraling verminderen.

Neerslag Lokale oppervlaktekenmerken hebben een beperkte invloed op de lokale neerslag. Soms worden buien versterkt door de overgang van zee naar land en door de warmte en ruwheid van steden. In de kuststrook (tot 30-50 km landinwaarts) valt vooral in de herfst meer neerslag, doordat dan het zeewater relatief warm is. De gemiddelde jaarneerslag is in de buurt van Rotterdam hoger dan in het omringende gebied. Hoogteverschillen hebben bijvoorbeeld bij de Veluwe ook invloed op de neerslag. Binnen Zuid-Holland zijn de hoogteverschillen hiervoor te gering.

Verdamping en neerslagtekort Ruimtelijke verschillen in referentie-gewasverdamping¹ worden vooral veroorzaakt door verschillen in temperatuur en straling. De referentie-

¹ De referentiegewasverdamping is de verdamping van een standaardgewas: gras dat goed voorzien is van water en voeding. In Nederland wordt deze geschat m.b.v. de formule van Makkink.

gewasverdamping is in het voorjaar en het eerste deel van de zomer langs de kust hoger dan meer landinwaarts. Dit wordt veroorzaakt door de grotere hoeveelheid straling in die periode in de kuststrook. Op kleine schaal kan vooral de temperatuur zorgen voor verschillen in de referentie-gewasverdamping. De ruimtelijke verschillen in neerslagtekort² zijn af te leiden uit de ruimtelijke verschillen in referentie-gewasverdamping en neerslag.

Wind De windsnelheid nabij de grond wordt sterk bepaald door de *ruwheid* van het landschap. Hierdoor waait het langs de kust harder dan in het binnenland. In gebieden met veel bebouwing of bos is er gemiddeld weinig wind. Nabij de kust kunnen ook ruimtelijke verschillen in windsterkte en -richting optreden in situaties met zeewind. De wind kan dan plotseling toenemen en draaien naar westelijke richtingen.

Luchtvochtigheid en mist Luchtvochtigheid en mist kunnen sterk lokaal beïnvloed zijn. Deze ruimtelijke verschillen worden vooral veroorzaakt door verschillen in verdamping en temperatuur. De luchtvochtigheid, en ook de kans op mist zijn het grootst boven veenachtige en vochtige bodems en nabij wateroppervlakken. In het voorjaar en in de zomer komt in de kuststrook *zeemist* voor.

Onweer, hagel, en ijzel Onweer en hagel worden veroorzaakt door relatief grootschalige weersystemen, die vaak van grote afstand worden aangevoerd. Er zijn daardoor geen sterke verschillen in het voorkomen van onweer binnen Zuid-Holland. Ijzel is regen die vast vriest aan de ondergrond. Ijzel ontstaat alleen op een koude, bij voorkeur bevroren ondergrond. Ruimtelijke verschillen in het voorkomen van ijzel worden dan ook vooral veroorzaakt door verschillen in de temperatuur van de ondergrond.

We verwachten dat de grootschalige klimaatpatronen over Nederland in de toekomst grotendeels hetzelfde blijven. Ruimtelijke klimaatpatronen kunnen enigszins veranderen door veranderingen in landgebruik, zoals de uitbreiding van steden, en de vernatting of verdroging van landelijke gebieden. Ook door de wereldwijde opwarming kunnen ruimtelijke klimaatpatronen over Nederland wat gaan veranderen. Vooral de verschillen in (extreme) neerslag tussen de kust en het binnenland in de toekomst kunnen toenemen.



Overstromend riool, Coolingsingel Rotterdam. Foto: Hilde Ongerling.

² Het neerslagtekort is een maat voor de droogte, en is gedefinieerd als het verschil tussen de neerslag en de verdamping.

Tabel A. Inschatting van het relatieve belang van verschillende oorzaken van ruimtelijke verschillen in klimaat in Nederland. Bij lege vakjes is een significante beïnvloeding niet waarschijnlijk; bij één bolletje (●) is er een geringe beïnvloeding; bij twee bolletjes (●●) is de invloed relatief groot.

De tabel geeft een versimpelde, kwalitatieve inschatting. Invloeden met uiteenlopende ruimtelijke schalen zijn samen genomen, en in een aantal gevallen is er een overlap tussen verschillende processen en variabelen. Meer uitgebreide informatie is terug te vinden in de hoofdstukken genoemd in de laatste kolom van de tabel.

	Kusteffect ³ /zeewind	Stad/ ruraal	Vege- tatie	Water- oppervlak	Bodem- vocht	Hoogte- verschillen	Lucht- kwaliteit	Albedo	Ruwheid	Hst.
Temperatuur	●●	●●	●●	●●	●	●	●	●		2
Straling/ zonneshijnduur ⁴	●●	●				●	●			3
Neerslag	●●	●	●			●●	●			4
Referentie- gewasverdamping	●●					●	●			5
Potentieel neerslagtekort	●●	●	●			●●	●			5
Actuele verdamping	●●	●●	●●	●●	●●	●	●	●		5
Luchtvochtigheid/ Mist	●●	●●	●●	●●	●●	●	● ⁵			6
Wind	●● ⁶	●● ⁶	●● ⁶	●● ⁶					●●	7
Sneeuw/ijszel	● ⁷	● ⁸	● ⁸	● ⁸		● ⁸		● ⁸		8
Onweer/hagel	●									8

³ Inclusief grote open wateroppervlakten.

⁴ Met uitzondering van het effect van lokale beschaduwning door gebouwen of vegetatie.

⁵ Geldt enkel voor mist.

⁶ Door effect op ruwheid.

⁷ Invloed op het optreden van sneeuwval, en de vorming van ijszel.

⁸ Invloed op het blijven liggen van sneeuw, en de vorming en het blijven liggen van ijszel.

Summary

In the Netherlands, meteorological and climatological information is used in many sectors in society, such as water management, construction works and aviation. There are considerable spatial differences in climate within the Netherlands. Although the larger-scale differences are well documented (for example in the KNMI Climate Atlas: www.klimaatatlas.nl), the smaller-scale differences are not. This report is a literature study, containing an overview of the present knowledge of climatic heterogeneities in the Netherlands, focusing on small-scale differences. The information is presented such that it can be understood by all users of climatological data, without prior knowledge of physics or meteorology. This research was funded by the 'hotspots' Haaglanden and Regio Rotterdam in the national research program 'Knowledge for Climate'. Although this study focuses mostly on the province of Zuid-Holland, most of the results are valid throughout the country.

Small-scale spatial climatic differences are mostly caused by differences in local surface characteristics. These may cause noticeable climatic differences within a distance of several kilometers. This report describes the known spatial differences per climatic variable (temperature, precipitation, etc.), including how these differences are caused, and (as far as this is known) how large they are. Table B provides a schematic overview per climatic variable of the most important causes of spatial climatic differences, and their relative importance. Below, we will shortly summarize the most important differences per climatic variable.

Temperature The North Sea has a tempering effect on air temperature, so that the diurnal and annual temperature range in coastal areas is smaller than further inland. In spring and summer, *sea breezes* can cause strong spatial temperature differences between coastal and inland areas. Furthermore, surface characteristics modify the local energy balance, influencing air temperature. For example urban areas are warmer than rural areas.

Radiation The amount of solar radiation and the sunshine duration are mostly affected by the amount of clouds. The North Sea has much influence on clouds and radiation. As a result coastal areas receive more solar radiation, especially during spring and summer. Locally, air pollution can reduce the amounts of sunshine and radiation.

Precipitation There is not much influence of local surface characteristics on local precipitation in the Netherlands. However, the presence of large cities may increase the total amount of precipitation. The higher observed annual precipitation sums in the area of Rotterdam may be (partly) caused by this effect. Within the Netherlands height differences also affect precipitation amounts. This effect is, however, negligible in the province of Zuid-Holland. Mainly in autumn, coastal areas up to 50 km inland receive more precipitation due to high sea surface temperatures.

Evapotranspiration and precipitation deficit Spatial differences in reference crop evapotranspiration⁹ are mostly caused by differences in temperature and radiation. Especially in spring and early summer reference crop evapotranspiration is higher near the coast, due to larger amounts of solar radiation. On a smaller scale, spatial differences in temperature may also affect reference crop evapotranspiration. Spatial differences in precipitation deficit¹⁰ can be deduced from spatial differences in evapotranspiration and precipitation.

⁹ The reference crop evapotranspiration is the evapotranspiration of a standard crop: grass that is well provided with water and nutrients. In the Netherlands this is estimated with the formula of Makkink.

¹⁰ The precipitation deficit is a measure for drought, which is defined as the difference between precipitation and evapotranspiration.

Wind Local wind speeds are strongly influenced by the *surface roughness* of the surrounding landscape. Near the coast, wind speeds are higher than inland. There is relatively little wind in forests and in areas with strong urban development. Near the coast, sea breeze situations can cause strong spatial differences in wind speed and wind direction.

Air humidity and fog Humidity and fog can be strongly locally determined. Spatial differences are mostly caused by differences in evapotranspiration and temperature. Humidity, and also chance of fog, is largest over boggy and humid soils, and near water bodies. In spring and summer, coastal areas may suffer from sea fog.

Thunder, hail, snow and freezing rain Thunder, hail and snow cover are caused by relatively large weather systems that are advected over large distances. Although within the Netherlands there are differences, there are no strong differences in their occurrence over the southwest of the Netherlands. Freezing rain is the name given to rain that freezes to the ground. Spatial differences in freezing rain are mostly caused by differences in surface temperature.

We expect that the large-scale spatial climatic patterns over the Netherlands will largely remain the same in the future. Limited modifications to spatial climatic patterns in the future may be caused by land use changes, such as the growth of cities, and drying or wetting of rural areas. Global warming may also affect some spatial climatic patterns. Most importantly, differences in (extreme) precipitation between coastal and inland areas may increase in the future.

Table B. Estimated relative importance of various causes of spatial climatic differences in the Netherlands. For empty cells, no significant influence is expected; with one dot (●) there is a limited effect; with two dots (●●) the influence is relatively large. The table gives a simplified, qualitative indication. Influences at varying spatial scales are combined, and in some cases there are overlaps between causes and variables. More elaborate information is found in the chapters mentioned in the last table column.

	Coastal effects ¹¹	Urban/rural	Vegetation	Water bodies	Soil moisture	Height differences	Air quality	Albedo	Surface roughness	Ch.
Temperature	●●	●●	●●	●●	●	●	●	●		2
Radiation/sunshine duration ¹²	●●	●				●	●			3
Precipitation	●●	●	●			●●	●			4
Reference crop evaporation	●●					●	●			5
Potential precipitation deficit	●●	●	●			●●	●			5
Actual Evaporation	●●	●●	●●	●●	●●	●	●	●		5
Humidity/fog	●●	●●	●●	●●	●●	●	● ¹³			6
Wind	●● ¹⁴	●● ¹⁴	●● ¹⁴	●● ¹⁴					●●	7
Snow/freezing rain	● ¹⁵	● ¹⁶	● ¹⁶	● ¹⁶		● ¹⁶		● ¹⁶		8
Thunder/hail	●									8

¹¹ Including the effect of large open water surfaces.

¹² Not including the effects of local shadowing by buildings and vegetation.

¹³ Only valid for fog.

¹⁴ By its effects on surface roughness.

¹⁵ Influencing the formation of snow and freezing rain.

¹⁶ Influencing the duration of snow cover, and the formation and duration of freezing rain.

1. Achtergrond en onderzoeksvragen

Gegevens over het Nederlandse klimaat worden in veel sectoren in de samenleving gebruikt. Hoewel Nederland geen groot land is, is het voor veel toepassingen te simpel om te spreken van één Nederlands klimaat. Er bestaan binnen Nederland voor een groot aantal klimaatvariabelen namelijk aanzienlijke ruimtelijke verschillen. Zo waait het aan de kust bijna altijd harder dan in het binnenland, en kan de temperatuur op een zonnige dag boven een zandige bodem vaak hoger oplopen dan in een vochtig veengebied.

Dit rapport geeft een overzicht en samenvatting van de beschikbare kennis over deze ruimtelijke verschillen. Hierbij behandelen we vooral de kleinschalige ruimtelijke verschillen die vaak niet zichtbaar zijn in de metingen van het operationele waarnemennetwerk van het KNMI. Dit onderzoek is uitgevoerd in opdracht van de 'hotspots' Haaglanden en Regio Rotterdam, in het nationale onderzoeksprogramma Kennis voor Klimaat (KvK). De focus ligt in dit onderzoek daarom op Zuid-Holland, en vaak behandelen we voorbeelden die afkomstig zijn uit deze regio. De meeste informatie in dit rapport is echter voor heel Nederland geldig en bruikbaar.

1.1. Behoefte aan regiospecifieke klimaatinformatie

De regio's Haaglanden en Rotterdam zijn sterk verstedelijkte gebieden met een hoge economische activiteit. Veel van de economische activiteiten in deze gebieden worden op één of andere manier beïnvloed door weer en klimaat. Enkele voorbeelden:

- De opbrengst van windturbines is sterk afhankelijk van de lokale hoeveelheid wind. Hetzelfde geldt voor zonne-energie en de hoeveelheid zonnestraling;
- De overheersende windrichting en -snelheid zijn voor de planning op luchthavens van groot belang;
- Hevige neerslag kan zorgen voor wateroverlast op wegen en schade aan gewassen;
- Het langdurig uitblijven van neerslag leidt tot uitdroging van veendijken en daarmee tot een verhoogde kans op dijkdoorbraken, en tot lage rivierwaterstanden die zorgen voor een verminderde belaaikbaarheid van schepen;
- Hittegolven hebben vaak een negatieve invloed op de productiviteit van mensen, en kunnen bij bepaalde groepen zelfs leiden tot sterfte. Maar warmte stimuleert ook recreatie langs de kust.

Het is belangrijk dat gebieden zo zijn ingericht dat de meeste extremen in het huidige en toekomstige klimaat kunnen worden opgevangen zonder grote problemen: een *klimaatrobuuste inrichting*. Zo is de economische en maatschappelijke waarde van het gebied gewaarborgd, nu en in de toekomst.

Omdat er binnen Nederland duidelijke ruimtelijke verschillen in klimaat bestaan, is er veel behoefte aan zo lokaal mogelijke (*regiospecifieke*) klimaatinformatie. De Klimaatatlas van het KNMI beschrijft het Nederlandse klimaat op basis van metingen op ongeveer 25-30 automatische weerstations en 300 neerslagstations. Hoewel deze meetstations veel informatie geven over meer grootschalige gradiënten in klimaat over Nederland, zijn lang niet alle (meer kleinschalige) ruimtelijke verschillen in de Klimaatatlas zichtbaar. De KNMI'06 klimaatscenario's voor de eenentwintigste eeuw (KNMI, 2006, Van den Hurk et al., 2006) bevatten slechts informatie over Nederland als geheel, zonder ruimtelijke differentiëring. Er is in het verleden onderzoek gedaan naar de ruimtelijke verschillen in klimaat binnen Nederland, maar deze informatie is nooit overzichtelijk samengevat en vertaald naar gebruikers van klimaatinformatie. Dit terwijl de aandacht voor regionale verschillen in klimaat, en de effecten van lokaal landgebruik

op het klimaat wereldwijd toeneemt (zie bijvoorbeeld Hansen et al., 1998; Bonan, 2001; Foley et al., 2005).

Voor een klimaatrobuuste ruimtelijke inrichting en beheer is het van belang dat alle betrokken partijen van dezelfde kennisbasis uitgaan. Voor veel gebruikers is de hoeveelheid aan informatie over klimaatverandering, beschikbaar via verschillende bronnen, verwarrend. Er is dan ook veel behoefte aan een overzicht van wat er nu wel en niet wetenschappelijk bekend is op klimaatgebied. De provinciale Klimaateffetschetsboeken (DHV/KNMI/Alterra/VU, 2008) en het Klimaatschetsboek Nederland (KNMI, 2009) droegen al bij aan zo'n gezamenlijke kennisbasis. Dit rapport geeft een uitbreiding van deze kennisbasis, met extra informatie over ruimtelijke verschillen in klimaat, vooral op kleine schaal.



Kassencomplex en woonhuizen in de regio Haaglanden. Foto: Noor van Mierlo (KvK@).

1.2. Onderzoeksvragen en aanpak

Vanuit de bovengenoemde behoefte aan meer regiospecifieke klimaatinformatie zijn de volgende onderzoeksvragen vastgesteld:

- Welke ruimtelijke verschillen in klimaat zijn er te onderscheiden voor Nederland in het algemeen, en specifiek voor de hotspots Haaglanden en regio Rotterdam (Zuid-Holland)?
- Is bekend waardoor deze verschillen worden veroorzaakt, en kunnen ze worden gekwantificeerd?
- Op welke manieren kunnen deze ruimtelijke verschillen in de toekomst eventueel veranderen, onder invloed van grootschalige klimaatverandering of veranderingen in landgebruik?

De vragen zijn behandeld op basis van literatuuronderzoek. Hierbij is zowel gekeken naar de internationale wetenschappelijke literatuur als naar onderzoek dat in Nederland is uitgevoerd. In veel gevallen hebben we metingen op KNMI-meetstations in Zuid-Holland vergeleken. Waar mogelijk zijn getalsmatige schattingen opgenomen van de grootte van de ruimtelijke verschillen, afkomstig uit de wetenschappelijke literatuur. Ook is geïnventariseerd hoe de beschreven verschillen in de toekomst nog zouden kunnen veranderen, onder andere op basis van de KNMI'06 klimaatscenario's (KNMI, 2006).

Voor de meeste klimaatvariabelen is weinig onderzoek gedaan is naar de grootte van de ruimtelijke verschillen binnen Nederland. We grijpen daarom in veel gevallen terug op basisprincipes uit de meteorologie. Er is in die gevallen geïnventariseerd welke factoren in fysisch opzicht ruimtelijke verschillen kunnen veroorzaken, zonder een getalsmatige

inschatting van de grootte van die verschillen. De informatie uit dit rapport over kleinschalige ruimtelijke verschillen in klimaat kan worden gezien als een aanvulling op de klimaatatlas (KNMI/Noordhoff, 2011). De doelgroep van dit rapport zijn de professionele gebruikers van klimaatinformatie, vooral binnen de KvK-hotspots Haaglanden en Regio Rotterdam. We hebben daarom steeds getracht om de informatie begrijpelijk te maken voor lezers die niet veel achtergrondkennis van natuurkunde of meteorologie hebben.

Het gaat in dit rapport nadrukkelijk om ruimtelijke verschillen in het *klimaat*, niet in het weer. Het gaat dus om verschillen in langjarige gemiddelden en de kans op het optreden van extremen.

1.3. Leeswijzer

Rapport is ingedeeld naar klimaatvariabelen: in elk hoofdstuk wordt een andere behandeld. Soms zijn gerelateerde klimaatvariabelen in één hoofdstuk samengenomen. Elk hoofdstuk begint met een korte inleiding en een indicatie van het maatschappelijk belang van de betreffende klimaatvariabele. Hierna volgt een bespreking van enkele *belangrijke definities*. Indien relevant wordt vervolgens enige achtergrondinformatie gegeven over de betreffende klimaatvariabele. Zo wordt in het hoofdstuk over mist een uitleg gegeven van de verschillende ontstaanswijzen van mist.

Vervolgens wordt een korte beschrijving gegeven van de *algemene klimatologie in Zuid-Holland*, op basis van metingen van KNMI-metstations. Vaak is hierbij uitgegaan van de meetstations bij Rotterdam, Hoek van Holland en Valkenburg. Ook de ruimtelijke klimaatverschillen tussen deze stations worden hier besproken. Over het algemeen zijn dit ruimtelijke verschillen die zijn veroorzaakt door relatief grootschalige processen, en die ook zijn terug te vinden in de Klimaatatlas.

Hierna worden de meer *kleinschalige ruimtelijke verschillen* besproken. Vaak wordt hier een beschrijvend overzicht gegeven van de fysische oorzaken van deze verschillen. Waar mogelijk geven we een overzicht van voorbeelden en kwantitatieve schattingen uit de wetenschappelijke literatuur.

Ten slotte wordt in elk hoofdstuk aangeven hoe de *ruimtelijke verschillen in de toekomst* eventueel kunnen veranderen. Hierbij bespreken we enerzijds de mogelijke veranderingen door veranderingen in lokaal landgebruik, en anderzijds de mogelijke veranderingen door de grootschalige klimaatverandering ('global warming').



Foto Regio Rotterdam: Noor van Mierlo (KvK@).

2. Luchttemperatuur

2.1. Inleiding

De luchttemperatuur is een maat voor de hoeveelheid energie die in een volume lucht aanwezig is. De temperatuur van de buitenlucht heeft invloed op activiteiten van de mens en op processen in de natuur. Enkele voorbeelden:

- Buitenactiviteiten van de mens hangen in grote mate af van de temperatuur. Bij een lage temperatuur gaat men meestal niet zwemmen in zee, als het warm is zoeken mensen juist verkoeling bij het water. Mensen laten hun kledingkeuze sterk afhangen van de temperatuur;
- De temperatuur beïnvloedt de groei van planten en de activiteit van dieren. Gras groeit bijvoorbeeld pas bij een daggemiddelde temperatuur boven ongeveer 5 °C;
- De verkoop van veel producten (bv. frisdrank, ijs) wordt beïnvloed door de temperatuur;
- Veel industriële processen zijn afhankelijk van de temperatuur, en veel buitenwerkzaamheden worden gestaakt bij (zeer) lage temperaturen.

Ruimtelijke verschillen in temperatuur kunnen in Zuid-Holland meerdere graden Celsius bedragen, in extreme gevallen zelfs 5-10°C. Zulke verschillen kunnen worden veroorzaakt door kleinschalige ruimtelijke verschillen in eigenschappen van het landoppervlak, die van invloed zijn op de lokale energiebalans. Verschillen kunnen ook ontstaan door de meer grootschalige weersituatie. De zeewindcirculatie is hierbij het belangrijkste mechanisme.

Tabel 2.1 geeft een overzicht van het relatieve belang van de verschillende oorzaken van ruimtelijke verschillen die worden besproken in dit hoofdstuk.



Strandbezoek bij warm en zonnig weer. Foto: KNMI (2006).

Tabel 2.1. Het relatieve belang van verschillende oorzaken van ruimtelijke verschillen in luchttemperatuur binnen Nederland. ●●= veel invloed; ●= geringe invloed.

Oorzaken ruimtelijke verschillen	Effect
Kusteffect/zeewind	●●
Stad/ruraal	●●
Vegetatie	●●
Wateroppervlak (m.u.v. zee en grote wateroppervlakken)	●●
Bodemvocht	●
Hoogteverschillen	●
Luchtkwaliteit	●
Albedo	●
Ruwheid	

2.2. Definities

Luchttemperatuur Het KNMI meet op haar weerstations de luchttemperatuur op 1,5 m boven het aardoppervlak. Zie voor meer informatie over deze metingen het Handboek Waarnemingen (KNMI, 2010). Deze metingen worden na afloop van elk etmaal gecombineerd tot dagwaarden. De meest gebruikte hiervan zijn:

- De etmaalgemiddelde temperatuur - de temperatuur gemiddeld over 24 uur;
- De maximumtemperatuur - de hoogste gemeten temperatuur in 24 uur;
- De minimumtemperatuur - de laagste gemeten temperatuur in 24 uur.

Op basis van de gemeten etmaalgemiddelde, -maximum of -minimumtemperatuur worden verschillende 'indices' onderscheiden:

- Vorstdag - dag waarop de minimumtemperatuur lager is dan 0,0 °C;
- Ijsdag - dag waarop de maximumtemperatuur lager is dan 0,0 °C;
- Warme dag - dag waarop de maximumtemperatuur 20,0 °C of hoger is;
- Zomerse dag - dag waarop de maximumtemperatuur 25,0 °C of hoger is;
- Tropische dag - dag waarop de maximumtemperatuur 30,0 °C of hoger is.

Zeewatertemperatuur De temperatuur van de bovenste laag van het zeewater heeft een grote invloed op de temperatuur van de lucht daarboven. Ook voor strandrecreatie (zwemmen) is de zeewatertemperatuur van belang. 's Zomers heeft het zeewater gewoonlijk een verkoelend effect op de luchttemperatuur en 's winters juist een opwarmend effect. In het voorjaar en in de zomer kan het koele zeewater in de kuststrook zorgen voor *zeemist* (zie Hoofdstuk 6).

Gevoelstemperatuur Bij dezelfde luchttemperatuur kan het buiten soms heel verschillend aanvoelen, afhankelijk van vooral de windsnelheid, de zonnestraling en de luchtvochtigheid. Zo kan het in het voorjaar bij 12°C uit de wind en in de zon heel aangenaam zijn, terwijl dezelfde luchttemperatuur met bewolking en een harde wind guur aanvoelt. Bij deze *gevoelstemperatuur* is in de winter vooral de windsnelheid van belang, het voelt dan bij veel kouder aan wanneer het hard waait. Het KNMI bepaalt de gevoelstemperatuur in de winter aan de hand van de JAG/TI-methode (Groen, 2009), een berekeningsmethode waarin temperatuur en wind worden gecombineerd (zie ook Hoofdstuk 7). 's Zomers wordt de gevoelstemperatuur ook sterk beïnvloed door de luchtvochtigheid en de zonnestraling. Het voelt dan veel warmer aan wanneer de lucht vochtig is en/of de zon schijnt.



Bij harde wind voelt het in de winter buiten kouder aan dan bij weinig wind. Foto: G. Hazeu.

UHI-effect Het Urban Heat Island Effect (ook wel UHI-effect of stedelijk warmte-eiland-effect genoemd) beschrijft de waarneming dat het in steden meestal warmer is dan op het platteland. Dit effect wordt verderop meer uitgebreid besproken.

2.3. Algemene klimatologie, verschillen tussen KNMI-stations

Informatie over de algemene klimatologie van temperatuur in het studiegebied, gebaseerd op metingen van KNMI-meetstations in de periode 1981-2010, is gegeven in de Klimaatatlas (www.klimaatatlas.nl). Wij geven hier beknopte informatie over de algemene klimatologie van minimum- en maximumtemperatuur op de KNMI-stations, en over de klimatologische verschillen tussen deze stations. De meer kleinschalige ruimtelijke verschillen, die niet zichtbaar zijn in de metingen op de KNMI-meetstations, worden verderop meer uitgebreid besproken.

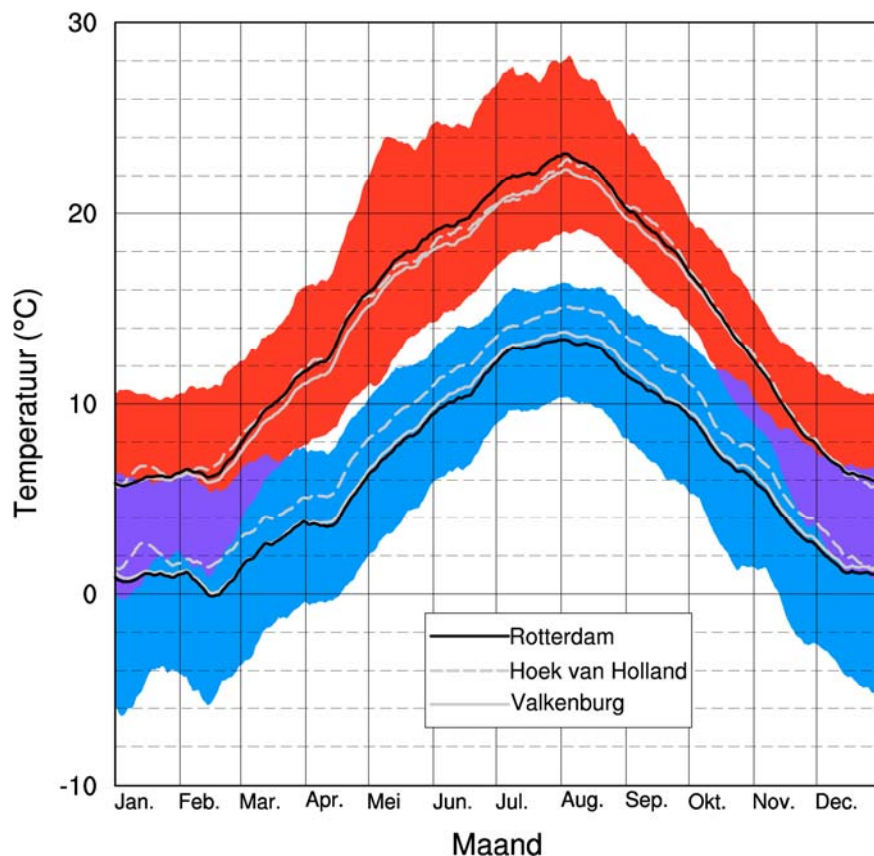
2.3.1. Dagminimum- en -maximumtemperatuur

Figuur 2.1 toont het gemiddeld jaarlijks verloop van de dagminimum- en maximumtemperatuur voor de KNMI-stations Rotterdam, Valkenburg en Hoek van Holland. Voor Rotterdam zijn de extremen in de minimum- en maximumtemperatuur weergegeven door een band tussen de waarden die gemiddeld eens per 10 dagen over- of onderschreden worden (de 10% en 90%-kwantielen). Aan deze kwantielen is te zien dat de spreiding in de minimumtemperatuur in de winter groter is dan in de zomer. Ook is te zien dat bij de maximumtemperatuur in de zomer de uitschieters naar boven het sterkst zijn, terwijl in de winter uitschieters naar beneden sterker zijn. Hoewel niet weergegeven in Figuur 2.1 geldt dit ook voor Valkenburg en Hoek van Holland.

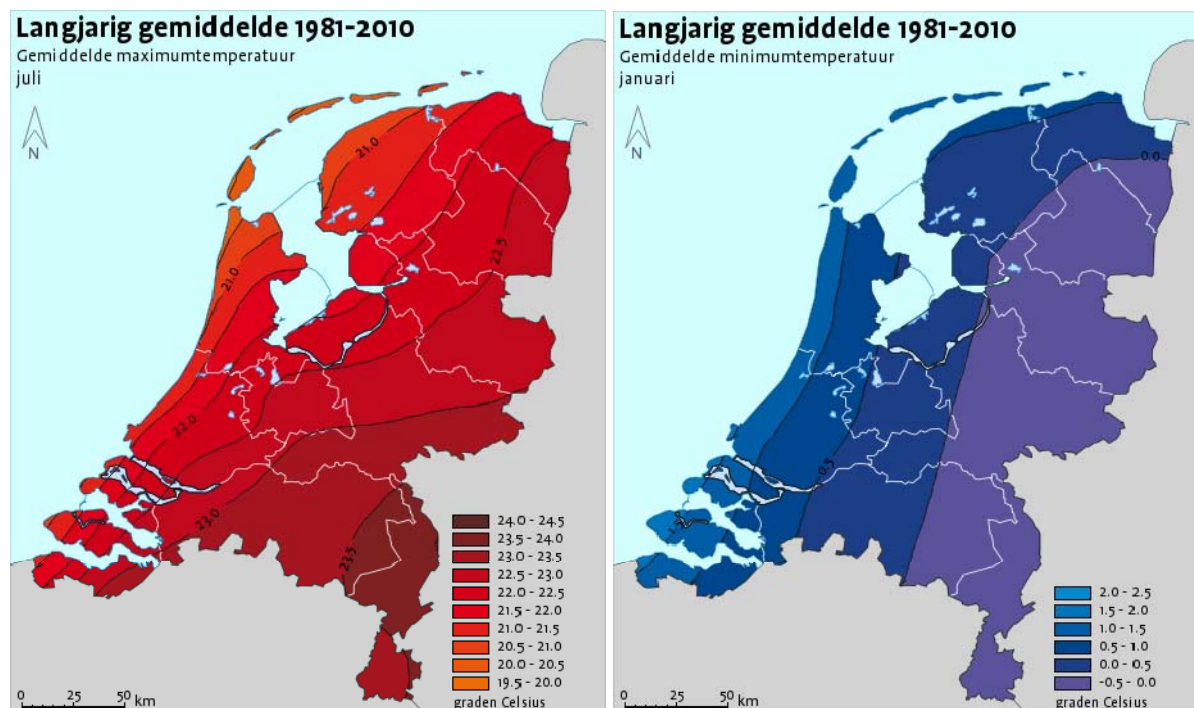
Het duidelijkste ruimtelijke verschil tussen de stations is dat Hoek van Holland 's winters gemiddeld ongeveer 2°C hogere minimumtemperaturen meet dan Rotterdam en Valkenburg. Dit komt doordat station Hoek van Holland zeer dicht bij de kust ligt (enkele honderden meters van zee). Het zeewater heeft hier in de winter een temperende invloed op de minimumtemperatuur. Het feit dat Valkenburg (± 4 km uit de kust) niet veel hogere minimumtemperaturen meet dan Rotterdam (bij de luchthaven Zestienhoven, ± 20 km uit de kust), geeft aan dat de zee waarschijnlijk vooral in een smalle strook langs de kust veel invloed heeft op de minimumtemperatuur. Een ander duidelijk verschil is dat

Valkenburg en Hoek van Holland in de zomer wat lagere maximumtemperaturen meten dan Rotterdam. Ook dit komt door de temperende werking van het zeewater. Door de ligging nabij zee is de dagelijkse gang (het verschil tussen de dagminimum- en -maximumtemperatuur) bij Hoek van Holland kleiner. Figuur 2.2 geeft de verdeling over heel Nederland van de gemiddelde dagminimum- en -maximumtemperatuur in juli en januari.

Slob (1989) vond (op basis van twee jaar aan metingen) dat het temperatuurverschil tussen een station direct aan de kust en een station 13 km landinwaarts, 's zomers tot ca $-0,5^{\circ}\text{C}$ en 's winters tot ca $+1,0^{\circ}\text{C}$ bedraagt. De gemiddelde dagelijkse gang neemt toe met $0,25^{\circ}\text{C}$ over 13 km.



Figuur 2.1. Doorlopend 15-daags gemiddelde minimumtemperatuur (met blauwe band) en maximumtemperatuur (met rode band) in Rotterdam, Hoek van Holland en Valkenburg door het jaar heen, met 10%- en 90%-kwantielen voor Rotterdam (grenzen van gekleurde oppervlakken; dit zijn de waarden die gemiddeld elke tien dagen over- of onderschreden worden). Gebaseerd op metingen in de periode 1981-2010.



Figuur 2.2. Gemiddelde maximumtemperatuur in juli en gemiddelde minimumtemperatuur in januari in de periode 1981-2010 (bron: www.klimaatatlas.nl).

2.3.2. Jaarminimum- en maximumtemperatuur

Tabel 2.2 geeft voor Rotterdam, Valkenburg en Hoek van Holland de gemiddelde hoogste en laagste gemeten temperatuur per jaar. Hierbij zijn ook de 10% -en 90% kwantielen gegeven. Dit zijn de jaarmaxima en jaarminima die eens per 10 jaar onder- of overschreden worden. Het gemiddelde jaarmaximum is in Hoek van Holland ongeveer 1,5°C hoger dan in Rotterdam en Valkenburg. Ook de 10% en 90% kwantielen zijn bij Hoek van Holland aanzienlijk hoger dan bij de andere stations. Rotterdam en Valkenburg zijn beide vrij laag gelegen stations in weidegebied. Het station Hoek van Holland meet in de duinen, boven zandgrond. Doordat de ondergrond droger is, is er minder verdamping van vocht, waardoor de lucht meer kan opwarmen (zie Paragraaf 2.3.4). Verder ligt Hoek van Holland op een locatie die wat beschermt is door duinvegetatie. Door deze beschutting kan lokaal opgewarmde lucht beter kan blijven hangen, waardoor het overdag verder kan opwarmen. Het verschil in afstand tot de kust van de stations heeft in dit geval weinig invloed, omdat jaarmaximumtemperaturen typisch optreden bij weersituaties met (zuid-) oostenwinden, waarbij er geen aanvoer is van lucht vanaf zee.

Tabel 2.2: Gemiddelde jaarlijkse minimum- en maximumtemperatuur voor Rotterdam, Valkenburg en Hoek van Holland, met range tussen de 10% en 90% kwantielen (waarden die eens in de 10 jaar worden over- of onderschreden). Gebaseerd op metingen in de periode 1981-2010.

	Rotterdam		Valkenburg		Hoek van Holland	
	Gem.	range	Gem.	range	Gem.	Range
Maximum (°C)	31,4	34,0 28,9	31,0	33,5 28,5	32,8	34,9 30,6
Minimum (°C)	-9,9	-7,0 -13,8	-9,2	-6,0 -14,0	-7,3	-4,7 -9,9

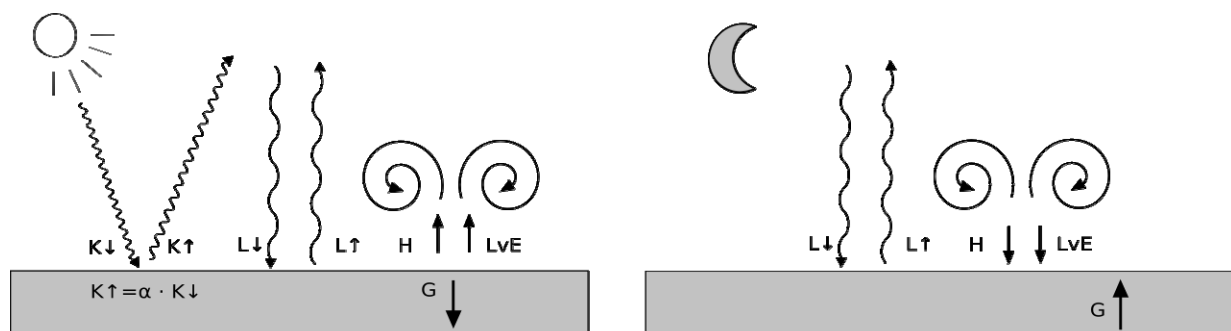
Rotterdam meet de laagste jaarminimumtemperaturen; Hoek van Holland zit ongeveer 2°C hoger dan Rotterdam en Valkenburg. Deze verschillen zijn veroorzaakt door de verschillen in afstand tot de kust tussen de stations.

2.4. Kleinschalige ruimtelijke verschillen en hun oorzaken

Kleinschalige ruimtelijke verschillen in temperatuur worden meestal veroorzaakt door kleinschalige verschillen in de energiebalans aan het aardoppervlak. Daarom geven we eerst een beschrijving van deze energiebalans, en de manieren waarop lokale verschillen in oppervlakte-eigenschappen deze kunnen beïnvloeden. Daarna behandelen we nog enkele 'microklimaten' afzonderlijk, zoals het temperatuurklimaat in steden en in bossen. Als laatste behandelen we de rol van zeewindcirculaties. Deze worden veroorzaakt door verschillen in oppervlakte-eigenschappen tussen zee en land, en kunnen in bepaalde weersituaties zorgen voor grote temperatuurverschillen over kleine afstanden.

2.4.1. De energiebalans aan het aardoppervlak

Het aardoppervlak ontvangt overdag energie in de vorm van zonnestraling. Door haar eigen temperatuur straalt de aarde ook weer warmte uit. Deze inkomende zonnestraling en uitgaande warmtestraling aan het aardoppervlak vormen de *stralingsbalans*. De som hiervan (de *nettostraling*) kan positief of negatief zijn, zodat aan het aardoppervlak door straling netto energie wordt aangevoerd, of verloren. Deze netto stralingsenergie aan het aardoppervlak wordt verdeeld over de luchttemperatuur, het vochtgehalte in de lucht (verdamping) en de temperatuur van de bodem. Het geheel van inkomende en uitgaande energie aan het aardoppervlak, wordt de *energiebalans* genoemd. Een schematische weergave van de onderdelen van de energiebalans aan het aardoppervlak is gegeven in Figuur 2.3. Verschillen in oppervlakte-eigenschappen zorgen ervoor dat de verdeling van energie over de termen van de energiebalans sterk kan verschillen. In de volgende paragrafen worden de in Figuur 2.3 weergegeven onderdelen van de energiebalans afzonderlijk besproken.



Figuur 2.3. Schematische voorstelling van de verschillende onderdelen van de energiebalans aan het aardoppervlak, voor overdag (links) en 's nachts (rechts). Bron: KNMI.

2.4.2. De stralingsbalans

Kortgolvlige straling

De energiebalans begint bij de *inkomende kortgolvlige straling* ($K\downarrow$, *zichtbaar licht* met een golflengte van rond $0.5 \mu m$) (Figuur 2.3). Dit is de hoeveelheid zonnestraling die het aardoppervlak bereikt. Het aardoppervlak reflecteert een deel van deze straling terug richting de hemel, de uitgaande kortgolvlige straling ($K\uparrow$).

De fractie $K\uparrow$ van $K\downarrow$ wordt het *albedo* (a) van het aardoppervlak genoemd (Figuur 2.3). Over het algemeen geldt dat hoe lichter gekleurd een oppervlak is, hoe groter de hoeveelheid teruggekaatste kortgolvlige straling. Het albedo van verschillende oppervlakken loopt sterk uiteen, van ongeveer 10% voor een naaldbos (Stewart, 2006)

tot 95% voor versgevalen sneeuw (Oke, 1987). Het gemiddelde albedo van het totale aardoppervlak ligt rond 30% (Kiehl en Trenberth, 1997). Tabel 2.3 geeft aan aantal albedowaarden uit de wetenschappelijke literatuur, voor in Nederland voorkomende oppervlaktetypen. Merk hierbij op dat het albedo van water zeer sterk afhangt van de elevatie (hoogte boven de horizon) van de zon.

Tabel 2.3. Geschatte albedowaarden van verschillende in Nederland voorkomende vegetaties en andere oppervlakken. Uit: Barkman en Stoutjesdijk (1986a). ¹ uit: Sailor (1995); Taha (1997).

Oppervlak	Albedo (%)
Grasland	20,4-26,0
Schraal nat grasland	17,9
Heide	13,3
Tarwe	23-23
Gerst	26-30
Riet	18
Naaldbos	9-13
Eikenbos	16
Humeus duinzand	14-18,5
Sneeuw, elevatie 25°-30°	86-95
Water ¹⁷ , elevatie 50°	2,5
Water, elevatie 30°	6-8
Water, elevatie 10°	32-49
Stedelijk gebied ¹	12-20

Langgolvige straling

Net als de zon, straalt ook de aarde warmte uit vanaf haar oppervlak (meest infrarood, golflengte 4-30µm). Ook deze *langgolvige straling* bestaat aan het aardoppervlak uit uitgaande en inkomende componenten ($L_{\uparrow}$, $L_{\downarrow}$) (Figuur 2.3).

$L_{\uparrow}$ is de straling die wordt uitgezonden door het aardoppervlak zelf. Hoe warmer het aardoppervlak, des te meer straling wordt uitgezonden. De hoeveelheid uitgezonden straling is ook afhankelijk van het type oppervlak.

Een deel van $L_{\uparrow}$ 'verdwijnt' in de ruimte, een ander deel wordt in de atmosfeer geabsorbeerd en gereflecteerd door gassen (*broeikasgassen*) en vaste deeltjes in de atmosfeer. Bij helder weer verdwijnt veel $L_{\uparrow}$ in de ruimte, bij bewolkt weer wordt een groot deel door de wolken geabsorbeerd, en gereflecteerd naar de aarde. Alle naar het aardoppervlak gerichte langgolvige straling draagt bij aan $L_{\downarrow}$.

Nettostraling

De som van de hierboven beschreven lang- en kortgolvige stralingscomponenten is de nettostraling (S_{net} ; zie Vergelijking 2.1):

$$S_{net} = K_{\downarrow} - K_{\uparrow} + L_{\downarrow} - L_{\uparrow} \quad (2.1)$$

Over het algemeen is S_{net} overdag positief en 's nachts negatief: overdag ontvangt het aardoppervlak dus energie, en 's nachts verliest het energie. Dit is de belangrijkste oorzaak voor het feit dat het overdag gemiddeld warmer is dan 's nachts. De stralingsbalans is 's nachts echter niet altijd negatief. Zo kan, vooral in de winter, binnendrijvende bewolking zorgen voor een plotselinge stijging in $L_{\downarrow}$, waardoor het aan het aardoppervlak kan opwarmen.

¹⁷ Er zijn geen gegevens voor glastuinbouw gevonden. Echter, net als bij water zal het albedo afhankelijk zijn van de hoogte van de zon. Daarnaast kan de helling van het glas een rol spelen en ook wat er in de kassen staat of direct onder het glas hangt. Zo zullen witte schermen onder het glas, om zon tegen te houden, zorgen voor een hogere reflectie.

2.4.3. Verdeling van de netto energie over lucht, bodem en verdamping

Inkomende en uitgaande straling kunnen het aardoppervlak en de lucht daarboven opwarmen of afkoelen. Lang niet alle stralingswarmte wordt echter gebruikt om de lucht boven het aardoppervlak op te warmen. Een deel van de energie wordt 'gebruikt' voor de verdamping van vocht aan het aardoppervlak, en een ander deel wordt in de vorm van warmte (temperatuurverandering) opgeslagen in de bodem. De verhouding waarin S_{net} wordt verdeeld over deze termen varieert sterk, grotendeels afhankelijk van de lokale oppervlakte-eigenschappen op die plek (op dat moment).

Alle beschikbare stralingsenergie wordt over de bovengenoemde drie warmtestromen verdeeld. De totale energiebalans is dan te schrijven als in Vergelijking 2.2:

$$S_{net} = H + L_v E + G \quad (2.2)$$

H staat hier voor de energie die het aardoppervlak afstaat of onttrekt aan de lucht in de vorm van warmte (de *voelbare warmtestroom*). $L_v E$ is de energie die gebruikt wordt voor de verdamping van vocht aan het aardoppervlak (de *latente warmtestroom*). Door verdamping geeft het aardoppervlak energie af aan de lucht in de vorm van waterdamp, zonder dat de lucht opwarmt. G is de bodemwarmtestroom, de energie die vanaf het aardoppervlak richting de bodem stroomt. Alle termen kunnen zowel positief als negatief zijn. Wanneer de ene term groot is, moeten de andere termen samen klein zijn, en vice versa.

$L_v E$ en G worden voor een groot deel bepaald door de lokale oppervlakte-eigenschappen. $L_v E$, de verdamping, is afhankelijk van het bodemtype en het vegetatietype, en van de bodemvochtigheid. Voor de bodemwarmtestroom G zijn de bodemtemperatuur en het bodemtype (en ook het vochtgehalte van de bodem) bepalend. H hangt sterk af van het temperatuurverschil tussen het aardoppervlak en de lucht.

2.4.4. Gevolgen lokale energiebalans voor het temperatuurklimaat

Wetenschappelijke literatuur over ruimtelijke temperatuurverschillen door verschillen in oppervlakte-eigenschappen in Nederland is schaars. Meer dan beschrijvende (kwalitatieve) informatie, ondersteund door enkele kwantitatieve schattingen uit de literatuur, is niet te geven. Voor de temperatuur overdag is waarschijnlijk vooral het bodemvocht en de beschikbaarheid hiervan voor verdamping (afhankelijk van o.a. bodemtype, vegetatie) van belang. Is er minder vocht beschikbaar, dan is de latente warmtestroom kleiner, en de voelbare warmtestroom groter, waardoor de lucht meer opwarmt. Hierdoor kunnen bijvoorbeeld in stedelijk gebied of boven zandige bodems (zoals in de duinen) hogere maximumtemperaturen worden bereikt dan in een weidegebied met een hoge grondwaterstand of boven een wateroppervlak. Door dit effect worden op het KNMI-station Hoek van Holland hogere jaarmaximumtemperaturen gemeten dan op de stations Rotterdam en Valkenburg (Paragraaf 2.3). Zware industrie en stedelijk gebied kunnen door de uitstoot van fijne deeltjes die het zonlicht blokkeren, een geringe temperende werking hebben op de temperatuur overdag.

Voor de temperatuur 's nachts is de warmtegeleidbaarheid van de bodem van groot belang (Barkman en Stoutjesdijk, 1986a). Geleidt de bodem veel warmte, dan kan er 's nachts een sterke bodemwarmtestroom zijn richting de lucht, waardoor de afkoeling relatief gering is. Hierdoor treden boven droge, zandige bodems (weinig warmtegeleiding) vaak relatief lage minimumtemperaturen op, en boven vochtige gebieden juist relatief hoge minimumtemperaturen. Verschillen kunnen in de orde van 5°C liggen. Door de sterke isolerende werking van (vooral versgevalen) sneeuw, kunnen bij een sneeuwdek (zeer) lage minimumtemperaturen optreden.

Ruimtelijke verschillen in de lokale energiebalans hebben de grootste invloed bij weinig wind en weinig bewolking. Bij weinig wind kan dezelfde lucht lang aanwezig blijven boven hetzelfde oppervlaktetype, en dus sterker lokaal worden beïnvloed. Bij weinig bewolking zijn de inkomende en uitgaande straling, en dus ook de ruimtelijke verschillen in stralingsbalans, het grootst.

De energiebalans bij steden, bossen en grote wateroppervlakken is complexer dan die in gebieden met een vlak en horizontaal oppervlak. Deze oppervlaktetypen worden daarom in de volgende paragrafen afzonderlijk besproken.

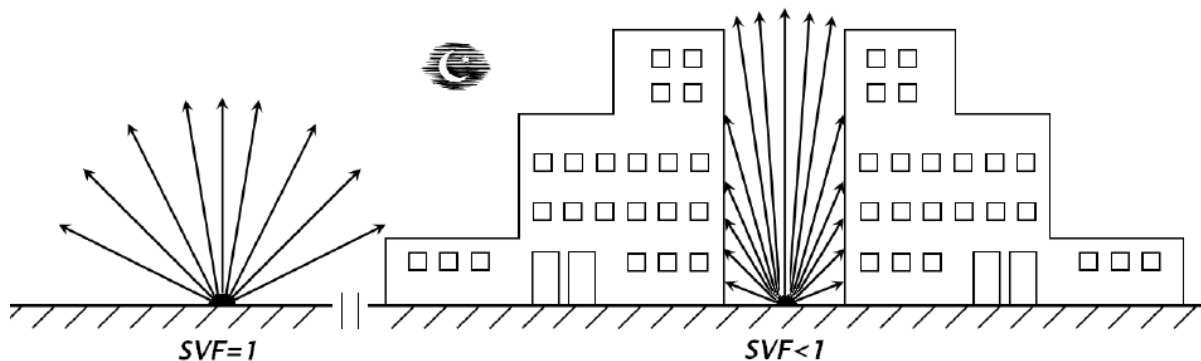


Foto Haaglanden: Noor van Mierlo (KvK@).

2.4.5. Urban heat island

Steden hebben een eigen microklimaat. Dit uit zich in de meeste gevallen in een hogere temperatuur in de stad (*urban heat island (UHI)*). Het UHI wordt veroorzaakt door verschillende factoren (Van Hove et al., 2010b; Oke, 1987):

- Het verharde oppervlak van steden zorgt voor een snelle en efficiënte afvoer van water. Hierdoor hebben steden een heel droog oppervlak. De verdamping is daardoor gering, zodat overdag veel energie beschikbaar is voor opwarming van de lucht;
- Door de donkere kleur en de geometrie van het oppervlak (lage albedo; Tabel 2.3), wordt veel zonnestraling geabsorbeerd;
- 's Nachts speelt het beperkte 'zicht' vanaf het oppervlak naar de hemel (de *Sky View Factor (SVF)*) in steden een belangrijke rol. Uitgaande langgolvlige straling wordt voor een deel geabsorbeerd door de bebouwing, zodat de nachtelijke afkoeling minder effectief is dan in het open buitengebied. Figuur 2.4 illustreert dit principe;
- Ook de relatief grote warmtecapaciteit van de gebruikte materialen in de stad (baksteen, asfalt, beton etc.) bevordert dat 's nachts de warmte van overdag 'blijft hangen';
- De warmte geproduceerd door energiegebruik voor airconditioning, verwarming, wegverkeer enz. (*antropogene warmte*) speelt ook een rol, maar is waarschijnlijk minder belangrijk dan de overige genoemde oorzaken.



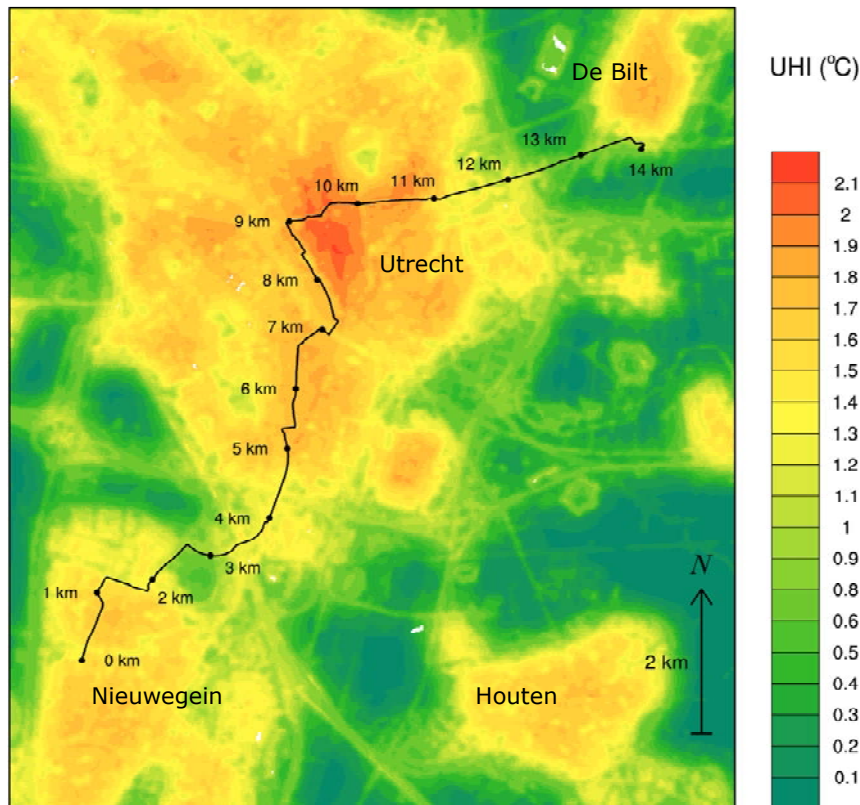
Figuur 2.4. Schematische voorstelling van de uitgaande langgolvlige straling bij een hoge (open gebied) en een lage (stedelijk gebied) sky view factor (SVF). Bron: KNMI.

Het UHI (het temperatuurverschil tussen de stad en het buitengebied) is meestal 's nachts het grootst. Vaak blijft het UHI gedurende de nacht ongeveer stabiel, om na zonsopkomst af te nemen tot een minimum. Dit wordt bevestigd door recent onderzoek in Nederlandse steden (Van Hove et al., 2010a, Wolters et al., 2011). Volgens deze studies neemt het UHI vervolgens in de loop van de dag weer toe. Volgens Koopmans (2010), Van Hove et al., (2010a) en Wolters et al. (2011) is het UHI in Nederlandse steden in de winter gemiddeld gesproken nagenoeg nul of erg zwak, en is het op zijn sterkst gedurende de zomermaanden. Het UHI is het sterkst bij rustige weersomstandigheden, met weinig bewolking en wind.

Wolters et al. (2011) vonden voor meetstations van weeramateurs in woonwijken in diverse Nederlandse steden gedurende de zomer van 2010 een gemiddeld UHI van 0,8°C. Gemiddeld over de nachten gedurende een warme periode steeg dit tot een gemiddelde van 1,4°C, en in extreme gevallen was het temperatuurverschil tussen de stad en het platteland groter dan 5°C. In stadscentra is het UHI waarschijnlijk sterker. Zo vond Conrads (1975) voor een locatie in het centrum van Utrecht een zomergemiddeld UHI van 1,3°C, en een ongeveer 2,7°C hogere minimumtemperatuur dan in het buitengebied, en vonden Van Hove et al. (2011) voor het centrum van Rotterdam in de zomer van 2010 een mediaan UHI van 1,7°C, en een gemiddeld nachtelijk UHI van ongeveer 3°C. In extreme gevallen liep het UHI in het centrum van Rotterdam op tot boven 7,9°C.

Wolters et al. (2011) leidden een verband af tussen UHI en bevolkingsdichtheid, waarbij het zomergemiddelde UHI toeneemt met 0,11°C per 1000 inwoners per km² (en met 0,17°C per 1000 inwoners per km² gemiddeld over de nachten in een warme periode). Geëxtrapoleerd naar de hoogste bevolkingsdichtheden in Nederland geeft dit verband een 'theoretisch maximaal UHI' van ongeveer 8-10°C, in overeenstemming met de uitkomsten van Van Hove et al. (2011).

In lopend onderzoek op het KNMI (Brandsma en Wolters, 2011) worden de metingen van Brandsma (2010) in Utrecht gerelateerd aan de sky view factor (Figuur 2.4) en ruimtelijke informatie over het landgebruik. De verschillen in SVF verklaren 's nachts ongeveer 75% van de ruimtelijke temperatuurverschillen in de stad. Figuur 2.5 geeft voor deze methode de geschatte gemiddelde verdeling van het UHI over Utrecht in de ochtend. Het centrum van Utrecht is duidelijk het warmst. Parken zijn zichtbaar als koelere plekken. Grote wegen en verkeersknooppunten zijn te midden van het buitengebied zichtbaar door hun hogere temperatuur. De geschatte ruimtelijke verdeling voor het maximale UHI is in grote lijnen vergelijkbaar met die voor het gemiddelde UHI in Figuur 2.5. De waarden liggen echter ongeveer een factor drie hoger.



Figuur 2.5. Verdeling over Utrecht en omgeving van de geschatte gemiddelde sterkte van het UHI in de ochtend. Bron: Brandsma en Wolters, 2011. De zwarte lijn toont de route van de fietsmetingen gebruikt in Brandsma, 2010 en Brandsma & Wolters, 2011.

's Nachts koelt het het sterkst af nabij het aardoppervlak. In rustige weersomstandigheden is het hierdoor 's nachts op grotere hoogte warmer dan bij het aardoppervlak (een *temperatuurinversie*). Door dit effect kunnen bewoners van hoge flatgebouwen meer te lijden hebben van hittestress. Ook bij het bepalen van de benodigde capaciteit voor koeling of verwarming van hoge gebouwen kan dit effect relevant zijn.

Ook de bebouwing met kassen in Zuid-Holland heeft een effect op de temperatuur. Volgens Slob (1989) zorgt het effect van de verwarming van deze kassen in de winter bij een buitentemperatuur van 0°C voor een verhoging van 0,5°C in het midden van het kassengebied, afnemend naar de randen toe. Hier bovenop bleek de verandering in oppervlakte-eigenschappen door de kassen (afgezien van het effect van de verwarming) jaarrond een temperatuurverhoging te geven in de orde van 0,3°C. Door veranderingen in het areaal van kassen, en de technieken voor verwarming, kunnen deze getallen in de huidige situatie wat afwijken van de schatting door Slob (1989).

2.4.6. Temperatuurklimaat van bossen

In bos bereikt overdag maar een klein deel van de zonnestraling het aardoppervlak; het meeste wordt geabsorbeerd in de boomkruinen. De hier opgewarmde lucht stijgt op, waardoor het bij de grond relatief koel blijft. De nachttemperatuur ligt in bossen meestal juist wat hoger dan in het open veld, omdat net als in steden de nachtelijke afkoeling minder effectief is, door de aanwezigheid van de boomkruinen. In hun schattingen van de sterkte van dit effect spreken verschillende auteurs elkaar tegen (Barkman & Stoutjesdijk, 1986b). De gevonden temperatuurverschillen liggen vaak in de orde van één of enkele graden Celsius.

2.4.7. Invloed van wateroppervlakken

Wateroppervlak heeft (behalve bij een lage zonnestand) een relatief laag albedo (Tabel 2.3). Hierdoor absorbeert water veel zonnestraling. Toch warmen wateroppervlakken overdag maar weinig op. Dit komt door verschillende oorzaken (Oke, 1987):

- Doordringing: de zonnestraling wordt niet geabsorbeerd op een tweedimensionaal oppervlak zoals op het land, maar in een laag tot meerdere meters onder het oppervlak (de dikte van deze laag is afhankelijk van de troebelheid van het water). Hierdoor wordt de energiestroom over een groot volume verdeeld, in plaats van over een dun oppervlak;
- Menging: door stroming en thermische convection wordt het water bij het oppervlak met dieper water gemengd. Ook dit vergroot het volume waarover de energie verdeeld wordt;
- Warmtecapaciteit: er is relatief veel energie nodig om water op te warmen; per eenheid volume ongeveer drie keer zoveel als voor de meeste bodemtypen;
- Verdamping: boven water is de latente warmteflux groot, door de grote beschikbaarheid van water voor verdamping. Er blijft dus weinig energie over voor opwarming.

In dieper water zien we ook een vertraging van de opwarming en afkoeling ten opzichte van het seizoen. In het voorjaar en in de zomer is het water gemiddeld koeler dan de lucht, en in de herfst en de winter juist warmer. Boven, en benedenwinds van wateroppervlakken kunnen we hierdoor in de zomer lagere maximumtemperaturen verwachten, en in de winter hogere minimumtemperaturen. Het effect is sterker naarmate het wateroppervlak groter en dieper is. Wanneer een wateroppervlak bevroren is en al dan niet bedekt met sneeuw, veranderen de oppervlakte-eigenschappen drastisch. Dit is bijvoorbeeld duidelijk merkbaar wanneer het IJsselmeer befrist. Het kan dan in de omliggende provincies sterk afkoelen.

2.4.8. Invloed van hoogteverschillen

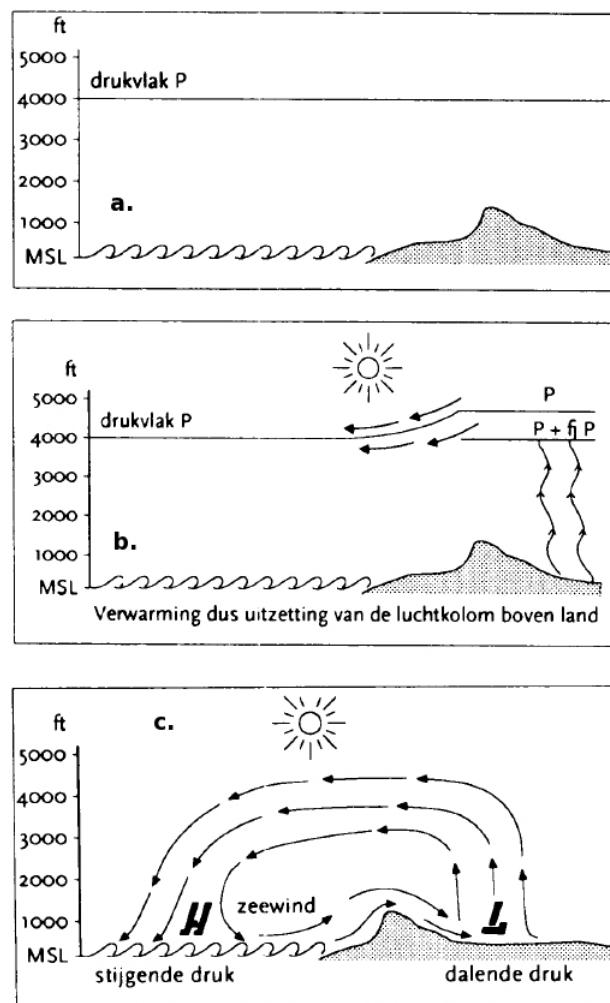
Het is bekend dat relatief geringe hoogteverschillen (in de orde van één of enkele meters) voor lokale temperatuurverschillen kunnen zorgen. Dit gebeurt vooral in heldere nachten met weinig wind, wanneer koude, relatief zware lucht zich kan ophopen rondom de laagste punten in het landschap. Onder bosbouwers en tuinders staat dit soort laagtes in het terrein bekend als 'vorstkuilen'. Geiger (1961) vond op 10 cm hoogte temperatuurverschillen van 4°C in zwak glooiend terrein met hoogteverschillen van 1,5 m. Stoutjesdijk (1959) onderzocht minimumtemperaturen in een laagte van ongeveer 3 m diep, 50 m breed en enkele honderden meters lang. De verschillen met het omliggende, vlakke heideterrein waren in negen windstille, heldere nachten 0,2 tot 1,8°C (gemiddeld 0,7°C).

Bij een lage heuvelrug kan het omgekeerd effect optreden. In 5 heldere nachten met weinig wind vond Stoutjesdijk (1959) op een vrij steile heuvelrug van 3 m hoogte minimumtemperaturen die 1,8 tot 4,2°C hoger lagen dan in het omringende vlakke terrein. Op een 30 m hoge heuvel waren de minima in twee heldere nachten 5,1 en 6,5°C hoger dan in het omringende vlakke terrein. Als gevolg hiervan was de bladontwikkeling van eikenstruiken op de heuvel bijna twee weken vroeger dan in het vlakke terrein.

2.4.9. Zeewindcirculatie

Zeewind is een verschijnsel dat in kustgebieden voorkomt. Op een dag met rustig en zonnig weer kan dan vrij plotseling de wind draaien naar richtingen vanaf zee, waarbij koele en vochtige lucht wordt aangevoerd. Vooral voor recreatie aan zee kan dit de

omstandigheden sterk verslechteren. Dit wordt verergerd door het feit dat zeewind vooral voorkomt op voor strandrecreatie geschikte dagen, met (aanvankelijk) veel zon en weinig wind.



Figuur 2.6. Schematisch overzicht van het ontstaansmechanisme van een zeewindcirculatie (zie tekst). Bron: Zwart et al. (1994).

Figuur 2.6 geeft een schematische weergave van het ontstaan van een zeewindcirculatie. In de uitgangssituatie (Figuur 2.6a.) is er nog geen verschil in de luchttemperatuur boven zee en boven land. Wanneer de zon begint te schijnen (Figuur 2.6b.), warmt de lucht boven land snel op, en die boven zee nauwelijks. De lucht boven land zet hierdoor uit in opwaartse richting. Door deze uitzetting is de kolom lucht boven land nu wat dikker dan de kolom lucht boven zee. Op enige hoogte (één tot enkele kilometers) is hierdoor de luchtdruk boven land wat groter dan de luchtdruk boven zee, waardoor op deze hoogte lucht richting zee begint te stromen. Hierdoor verliest de luchtkolom boven land een deel van zijn massa. De luchtdruk aan de grond is gelijk aan het gewicht van de luchtkolom erboven, zodat door de afstroming van lucht op enige hoogte, de luchtdruk bij de grond juist daalt. Zo'n luchtdrukdaling aan de grond door snelle opwarming noemen we een *thermisch lagedrukgebied*. Door het ontstane luchtdrukverschil (Figuur 2.6c.) begint bij de grond lucht van zee richting het land te stromen. Deze koele, vochtige lucht dringt het binnenland in.

Zeewindcirculaties ontstaan vooral in het voorjaar en de eerste helft van de zomer, wanneer het zeewater nog relatief koel is. Het meest gunstig voor zeewind zijn weersituaties met veel zon, waarbij de zon het landoppervlak sterk kan verwarmen. In

situaties met een sterke wind richting zee (een oostenwind in het geval van de Nederlandse westkust) ontwikkelt een zeewindcirculatie zich moeizamer, of helemaal niet. Een zeewindcirculatie ontstaat normaal pas in de middag, wanneer het landoppervlak ten opzichte van de zee genoeg is opgewarmd. 's Nachts, wanneer het landoppervlak ten opzichte van de zee juist verder afkoelt, kan een 'omgekeerde zeewindcirculatie' ontstaan, vanaf het land richting de zee.

Wanneer de zeewind inzet, steekt bij de kust een koele, vaak vochtige wind op vanaf zee. De koele lucht trekt, vergezeld van een winddraaiing, steeds verder vanaf de kust het binnenland in. Bij de passage van dit *zeewindfront* daalt de temperatuur vaak sterk, en er kan ook mist (*zeevlam*) of laaghangende bewolking binnentrekken. Onder bepaalde omstandigheden kan zich landinwaarts in de opstijgende lucht bij het zeewindfront ook bewolking vormen, die lokaal zelfs kan uitgroeien tot een bui. Niet alleen langs de zee kust, maar ook bij grote wateroppervlakken in het binnenland zoals het IJsselmeer, kunnen zeewindcirculaties ontstaan. De temperatuurafname is in deze gevallen meestal minder sterk dan bij een 'echte' zeewindcirculatie.

Zie Zwart et al. (1994) voor een meer uitgebreide beschrijving van het mechanisme van de zeewindcirculatie.

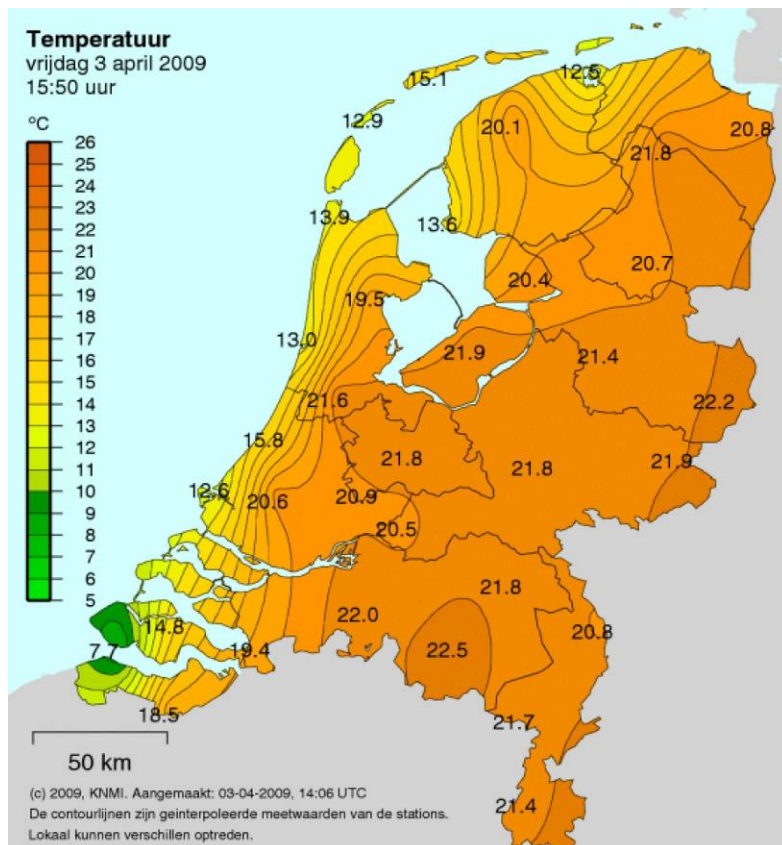
Schattingen uit de literatuur en voorbeelden

Binnen Zuid-Holland zorgen situaties met zeewind in het voorjaar en in de zomer regelmatig voor grote ruimtelijke verschillen in temperatuur. Haaks op het zeewindfront verschilt de temperatuur over een afstand van enkele kilometers vaak 5-10°C. Naar de klimatologie van de zeewind in Nederland is vrij weinig onderzoek gedaan. De enige publicatie die hierover kwantitatieve informatie geeft, is die van Terpstra (1981). Hij geeft een 'beperkte klimatologie'¹⁸, afgeleid uit waarnemingen in de jaren 1971-1976. Voor de maanden mei, juni, juli en augustus geeft hij het gemiddeld aantal dagen waarop een zeewindcirculatie is opgetreden aan de Nederlandse zuidwestkust. Ook toont hij aan dat bij warm, droog en zonnig weer (bepaald volgens verschillende objectieve criteria) zeewind vaker voorkomt.

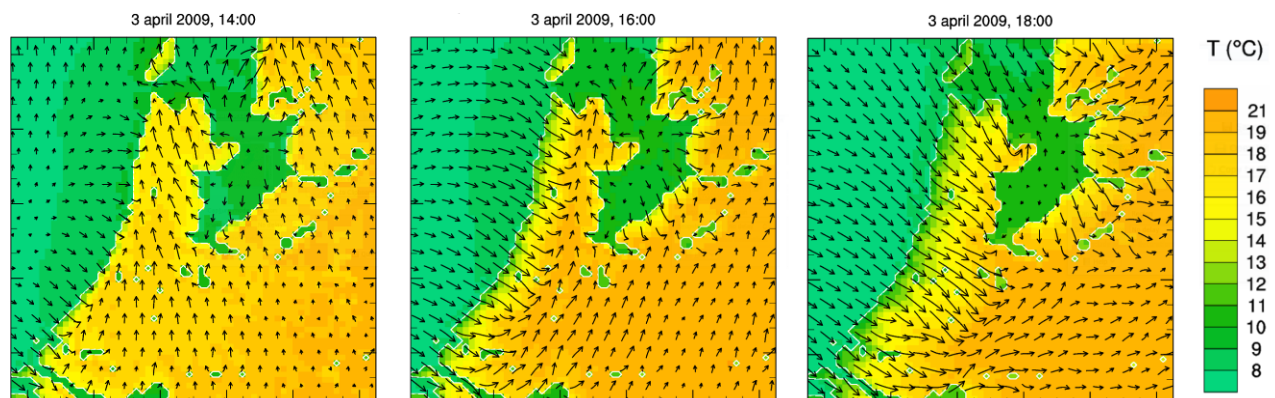
Hoe snel en hoe ver de invloed van de zeewind gedurende de dag landinwaarts doordringt, verschilt per geval. Dit hangt onder andere af van de sterkte van de opwarming boven land, en van de 'achtergrondwind', de wind in de uitgangssituatie. Is de achtergrondwind zwak of parallel aan de kust, dan kan de zeewind ver doordringen; is er een wind richting de kust, dan verplaatst het zeewindfront zich trager en minder ver landinwaarts. Bij voldoende wind richting de kust ontstaat helemaal geen zeewind. Terpstra (1981) geeft aan de hand van een eenvoudig model een theoretische verplaatsingssnelheid van het zeewindfront van ongeveer 2,2 m/s (=8 km/u) in een situatie zonder achtergrondwind.

In de 'beperkte klimatologie' van Terpstra (1981) is gevonden dat de meeste zeewindcirculaties voorkomen in de maand juni. In de onderzochte periode 1971-1976 werd gemiddeld over de kuststations IJmuiden, Hoek van Holland en Valkenburg op 17-20 dagen per zomerseizoen een zeewindcirculatie waargenomen. Op de stations meer landinwaarts Zestienhoven (Rotterdam) en Schiphol waren dit respectievelijk 11 en 4 dagen. Op IJmuiden, Hoek van Holland en Valkenburg passeerde het zeewindfront gemiddeld om respectievelijk 12:00, 12:30 en 13:30, op Zestienhoven en Schiphol om 16:30 en 17:00. Voor de treksnelheid van het zeewindfront tussen de kust en Zestienhoven bepaalde Terpstra (1981) uit waarnemingen een gemiddelde van 1.1-1.4 m/s (4-5 km/u), iets minder dan bovengenoemde schatting aan de hand van een model. De sterkte van de temperatuurdaling door een intredende zeewind in Nederland is niet wetenschappelijk onderzocht, maar deze ligt vaak in de orde van 5-10°C.

¹⁸ 5-6 jaar is te weinig voor een goede klimatologie. Daarvoor wordt doorgaans 30 jaar gebruikt, om de variatie tussen jaren redelijk te kunnen beschrijven.



Figuur 2.7. Temperatuurverdeling over Nederland op 3 april 2009 om 15:50. Door zeewind is het in een strook langs de gehele kust een aantal graden koeler dan in het binnenland. Bron: KNMI.



Figuur 2.8. Temperatuurverdeling en windvectoren over West-Nederland op 3 april 2009, om 14:00, 16:00 en 18:00, berekend met het fijnmazige weermodel WRF-ARW. Aan de temperatuur en windrichting is te zien hoe het zeewindfront vanaf de kust landinwaarts beweegt. Bron: KNMI.

Figuur 2.7 toont de gemeten temperatuurverdeling tijdens een typische zeewindsituatie rond 16:00 uur. In het binnenland heersen temperaturen boven 20°C, terwijl het in een strook langs de kust veel minder aangenaam is (veelal onder 15°C). Figuur 2.8 toont de temperatuur, windrichting en relatieve windsnelheid voor diverse tijdstippen op dezelfde dag als in Figuur 2.7, gesimuleerd met een weermodel. Om 14:00 is de zeewindcirculatie net ontstaan. Langs de kust is de wind gedraaid naar richtingen vanaf zee, terwijl in het binnenland een zwakke, meest zuidoostelijke wind staat. Om 16:00 is de wind tot ongeveer 10 km landinwaarts gedraaid naar noordwest. Waar de wind gedraaid is, dringt koele lucht binnen. Om 18:00 is de zeewind bijna geheel Zuid- en Noord-Holland binnengedrongen.

2.5. Ruimtelijke verschillen in de toekomst

De grootschalige klimaatpatronen zoals zichtbaar in de Klimaatatlas (www.klimaatatlas.nl) zullen in de toekomst grotendeels hetzelfde blijven. In meer detail kunnen patronen wel veranderen, door zowel klimaatverandering als door veranderingen in landgebruik en oppervlakte-eigenschappen. Hieronder geven we een aantal voorbeelden van mogelijke veranderingen.

Mogelijke veranderingen in ruimtelijke verschillen door klimaatverandering

- In alle KNMI'06 klimaatscenario's (KNMI, 2006) stijgt de temperatuur. Maar in de G+ en W+ scenario's zal in de zomer de hoeveelheid inkomende zonnestraling waarschijnlijk groter worden, terwijl er dan minder neerslag valt. Hierdoor kan het op veel plekken door een drogere bodem verder opwarmen in de zomer. De temperatuurverschillen tussen droge en (kunstmatig) natte gebieden kunnen hierdoor toenemen;
- In de warmere en drogere zomers in de G+ en W+ klimaatscenario's kunnen zich mogelijk vaker weersituaties voordoen met rustig en helder weer, waarbij zeewind kan optreden. Ook het aantal situaties met een relatief sterk UHI kan hiermee toenemen;
- In de G+ en W+ klimaatscenario's kan het in de zomer wat vaker uit het oosten tot zuiden waaien, en dus minder vaak vanaf zee. Hierdoor vermindert in deze scenario's waarschijnlijk de temperende werking van het Noordzeewater in de kuststrook. In de winter kan het in deze scenario's juist vaker uit het westen waaien, waardoor de temperende werking van het Noordzeewater op meer dagen merkbaar kan zijn.

Mogelijke veranderingen in ruimtelijke verschillen door verandering van landgebruik en oppervlakte-eigenschappen

- Door toenemende verstedelijking kan de sterkte van het UHI toenemen, en kunnen grotere gebieden te maken krijgen met het UHI. Veranderingen in de manier van bouwen, ook bij het herinrichten van bestaande stadswijken, kunnen het UHI ook veranderen. Zo kan het gebruik van veel groen en water in een wijk zorgen voor een lager UHI;
- Door de grondwaterstand te verhogen in gebieden waar deze nu laag zijn, kan er meer water beschikbaar komen voor verdamping. Dit kan leiden tot lagere maximumtemperaturen in de zomer in deze gebieden.

3. Straling en zonneschijnduur

3.1. Inleiding

Onder *straling* verstaan we hier de totale hoeveelheid inkomende zonnestraling (voor de overige componenten van de stralingsbalans zie Hoofdstuk 2). Deze straling wordt doorgaans uitgedrukt als een energiestroom, in W/m^2 . Onder de zonneschijnduur verstaan we het aantal uren waarop de zon schijnt op een dag, zonder bewolking voor de zon.

Enkele voorbeelden van activiteiten waarbij de hoeveelheid straling en/of de zonneschijnduur van belang zijn:

- Onder goede omstandigheden (voldoende water en nutriënten beschikbaar) wordt de opbrengst van de meeste landbouwgewassen vooral bepaald door de hoeveelheid straling: een groeiseizoen met weinig zon heeft een sterke weerslag op de oogst;
- De opbrengsten van zonne-energie zijn sterk afhankelijk van de hoeveelheid straling;
- Toerisme en recreatie zijn sterk afhankelijk van de zonneschijnduur. Op zonnige dagen worden meer buitenactiviteiten ondernomen dan op bewolkte dagen.

Zonneschijnduur en straling zijn sterk van elkaar afhankelijk, maar de relatie is niet één-op-één. Zo is er in de winter op de momenten waarop de zon schijnt veel minder straling dan in de zomer. Ook hangt de straling sterk af van de dikte van de bewolking; bij dunne bewolking kan sprake zijn van veel straling, terwijl de zon niet schijnt.

Tabel 3.1 geeft een overzicht van het relatieve belang van de verschillende oorzaken van ruimtelijke verschillen die worden besproken in dit hoofdstuk.



Kassen zijn gemaakt van glas, om zoveel mogelijk straling door te laten. Foto: Noor van Mierlo, KvK@ (kassen in Haaglanden).

Tabel 3.1. Het relatieve belang van verschillende oorzaken van ruimtelijke verschillen in straling en zonnenschijnduur binnen Nederland. ●●= veel invloed; ●= geringe invloed.

Oorzaken ruimtelijke verschillen	Effect
Kusteffect/zeewind	●●
Stad/ruraal	●
Vegetatie	●
Wateroppervlak (m.u.v. zee en grote wateroppervlakken)	
Bodemvocht	
Hoogteverschillen	●
Luchtkwaliteit	●
Albedo	
Ruwheid	

3.2. Definities

Globale straling De globale straling is de totale hoeveelheid zonnestraling die het aardoppervlak bereikt, zonder onderscheid van richting en golflengte. Globale straling wordt meestal uitgedrukt als een hoeveelheid energie per oppervlakte-eenheid per tijdseenheid. Voor de stralingsintensiteit op één moment wordt vaak de eenheid W/m^2 gebruikt; de straling geïntegreerd over een langere periode wordt door het KNMI uitgedrukt in J/cm^2 .

Directe en diffuse straling Bij zonnig weer is een gedeelte van de globale straling direct afkomstig van de zon, de *directe straling*. Een ander deel van de inkomende straling wordt eerst verstrooid, vooral door wolkendruppels, en bereikt pas dan het aardoppervlak. Deze *diffuse straling* komt uit andere richtingen dan die van de zon. Bij bewolkt weer is er alleen maar diffuse straling; alle straling direct afkomstig van de zon wordt dan geabsorbeerd of verstrooid in de atmosfeer.



Wolken boven Rotterdam. Foto: Noor van Mierlo, KvK@.

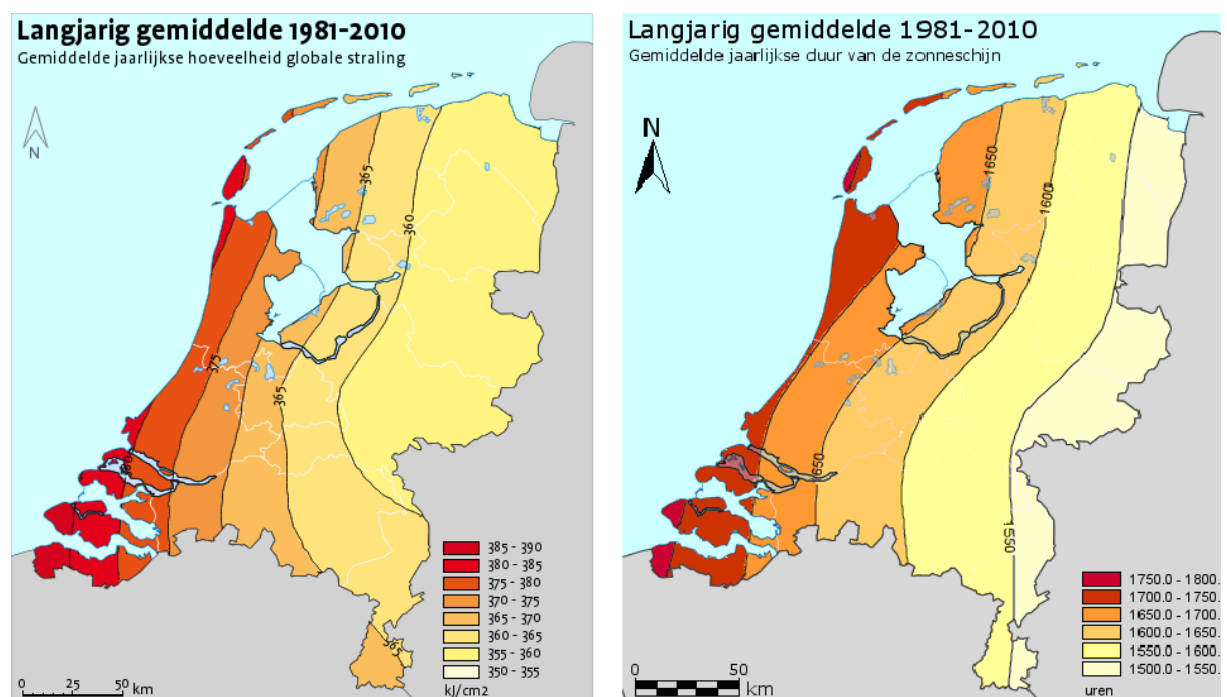
Zonnenschijnduur Sinds 1992 wordt op het KNMI de duur van de zonnenschijn bepaald uit de gemeten globale straling. Wanneer de globale straling boven een bepaalde drempel komt, dan wordt aangenomen dat op dat moment de zon geschenen heeft (en er directe straling het aardoppervlak heeft bereikt). De gebruikte drempel is afhankelijk van de hoogte van de zon boven de horizon. Vóór 1992 werd de zonnenschijnduur door

het KNMI gemeten met een speciaal instrument. De zonneshijnduur wordt doorgaans gegeven in uren (bijvoorbeeld per dag of per maand), of als de fractie van het totale aantal daglichturen (de langst mogelijke zonneshijnduur) in die tijd van het jaar. Zie voor meer informatie het Handboek Waarnemingen (KNMI, 2010).

Bedekkingsgraad De bedekkingsgraad is de fractie van de hemel die bedekt is met wolken. Van oudsher wordt de bedekkingsgraad uitgedrukt in *octa's*, achtsten van de hemel. Vroeger werd de bedekkingsgraad handmatig geschat door de waarnemer; tegenwoordig wordt deze gemeten met de zgn. *ceilometer*, een instrument dat vanaf de grond metingen doet aan de wolken.

3.3. Algemene klimatologie, verschillen tussen KNMI-stations

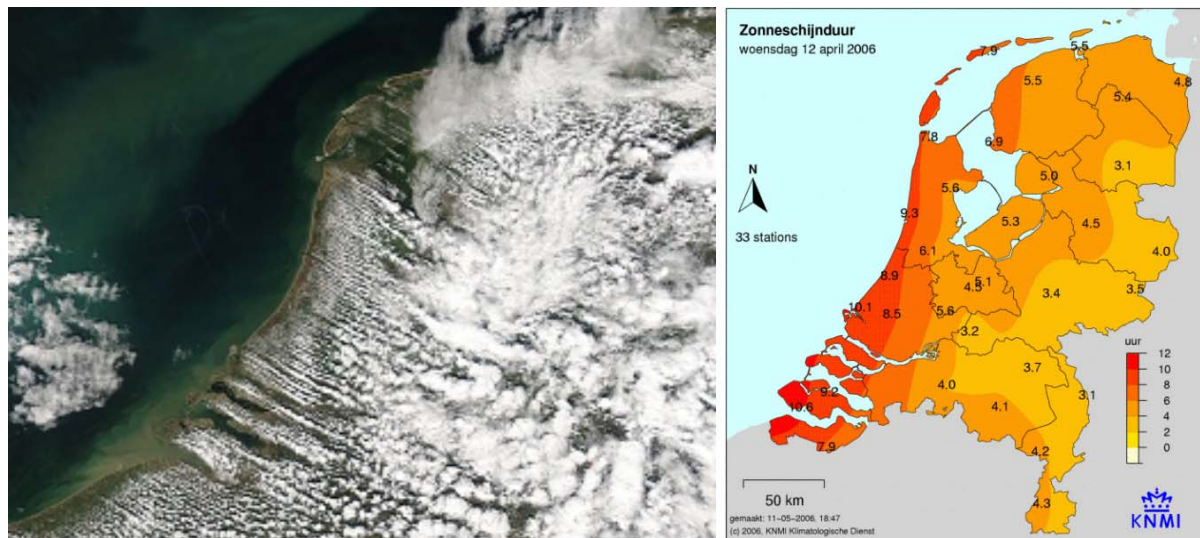
Informatie over de algemene klimatologie van straling en zonneshijnduur in het studiegebied, gebaseerd op metingen van KNMI-metstations in de periode 1981-2010, is gegeven in de Klimaatatlas (www.klimaatatlas.nl) en in het Klimaatschetsboek Nederland (KNMI, 2009). Wij geven hier enige beknopte informatie over de algemene klimatologie van straling en zonneshijnduur op de KNMI-stations Valkenburg, Hoek van Holland en Rotterdam, en over de klimatologische verschillen tussen deze stations. De meer kleinschalige ruimtelijke verschillen, die niet zichtbaar zijn in de metingen op de KNMI-metstations, bespreken we verderop uitgebreider.



Figuur 3.1. Langjarig gemiddelde hoeveelheid globale straling (links) en zonneshijnduur (rechts) per jaar. Bron: www.klimaatatlas.nl.

Figuur 3.1 toont de verdeling over Nederland van de normale jaartotale hoeveelheid straling en zonneshijnduur. Zowel de hoeveelheid straling als de hoeveelheid zonneshijnduur toont een gradiënt haaks op de Noordzeekust, met in de kustgebieden meer straling en meer zonneshijnduur dan in het binnenland. Dit patroon is het sterkst tijdens het voorjaar en de zomer. In deze periode kan lucht boven land door de zon sterk opwarmen, terwijl de zee juist nog koel is. Lucht die in de overheersend westelijke stroming vanaf zee wordt aangevoerd, warmt boven land steeds verder op. In deze

opgewarmde lucht ontstaat thermiek, waardoor zich landinwaarts wolken vormen. Figuur 3.2 toont een satellietbeeld en verdeling van gemeten zonneshijnduur op 12 april 2006, een weersituatie waarin dit effect sterk aanwezig was. Ook bij zeewindcirculaties (Paragraaf 2.4.9), waarbij lucht vanaf zee wordt aangevoerd en opstijgt boven land, ontstaat vaak landinwaarts bewolking, die lokaal soms kan uitgroeien tot een bui. In sommige gevallen kan met zeewind echter ook laaghangende bewolking of mist vanaf zee worden aangevoerd (Paragraaf 6.3).

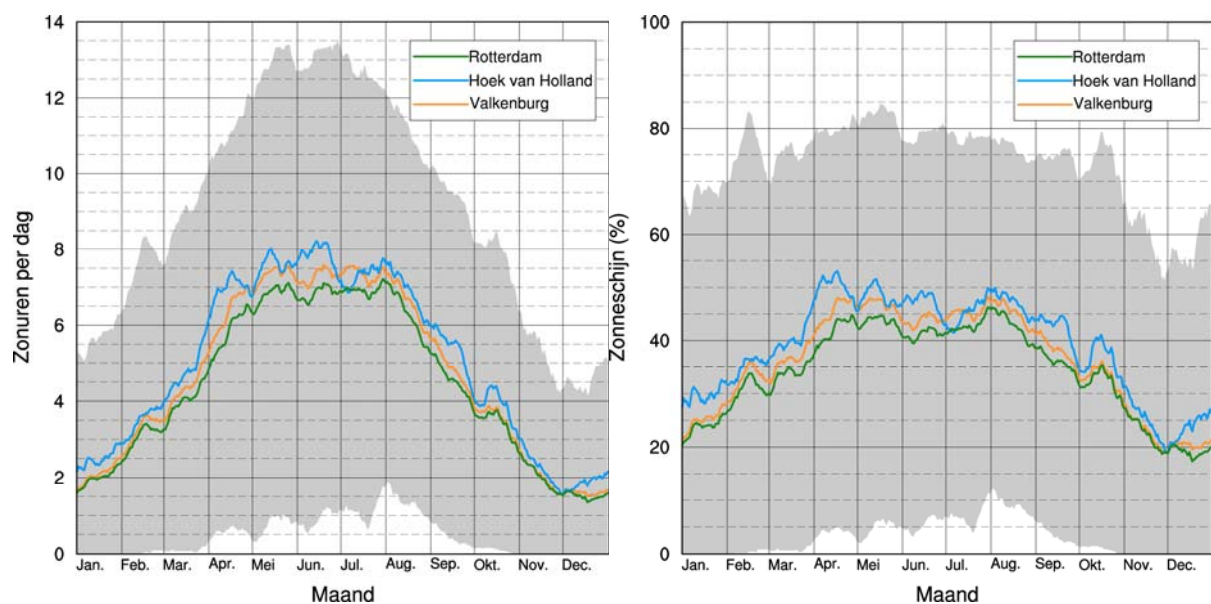


Figuur 3.2. 12 april 2006: weersituatie met wind uit het noordwesten, waarbij landinwaarts de bewolking toeneemt. Satellietbeeld NASA/MODIS (links) en dagsom zonneshijnduur (rechts, bron: KNMI).

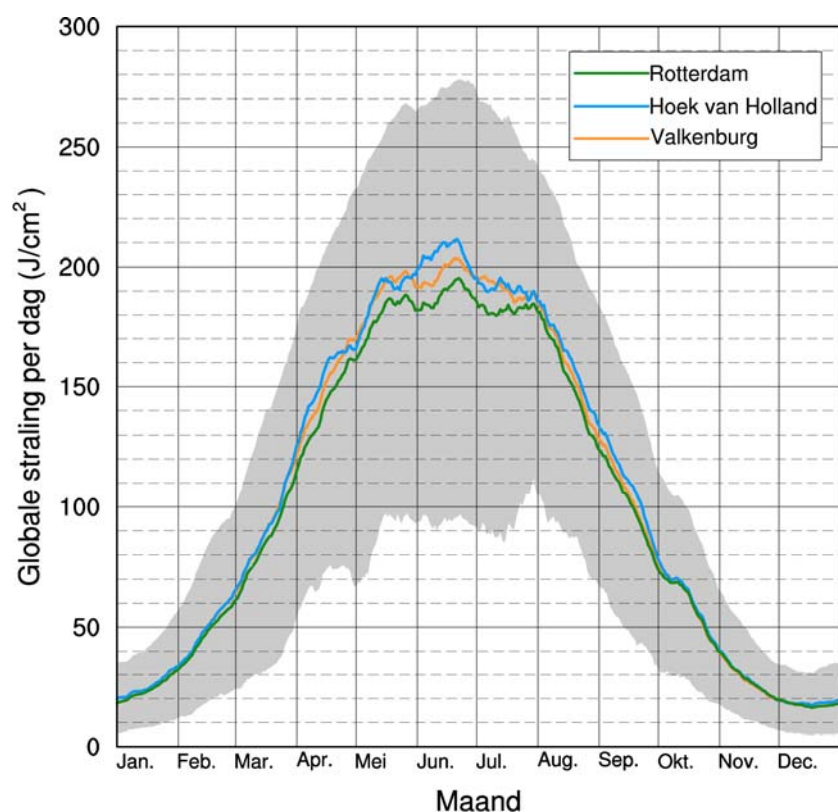
In de herfst en in de wintermaanden is het verschil tussen de kustgebieden en het binnenland niet of minder aanwezig. Dit komt onder andere doordat in deze tijd van het jaar de zon veel minder krachtig is, en dus het landoppervlak minder verwarmt.

Figuur 3.3 toont het gemiddelde verloop door het jaar van de zonneshijnduur, uitgedrukt als het aantal uren, en als percentage van de langst mogelijke zonneshijnduur per dag (rekening houdend met de variatie in lengte van de daglichtperiode), voor de KNMI-meetstations Rotterdam, Hoek van Holland en Valkenburg. Zowel in het aantal zonuren als in het percentage van de langst mogelijke zonneshijnduur is een sterke jaarlijkse gang zichtbaar. Er is in de winter gemiddeld bijna 2 uur zonneshijnduur per dag, en in de zomer 6-7 uur per dag. In de winter schijnt de zon ongeveer 20% van de daglichtperiode; in de zomer rond 40%. Het aantal zonuren is 's winters dus minder dan in de zomer, zowel door de kortere daglichtperiode, als door het meer voorkomen van bewolkt weer in de winter.

De hoeveelheid globale straling (Figuur 3.4) is in de zomer bijna 10 keer zoveel als in de winter. Dit komt niet alleen doordat in de winter de daglichtperiode korter is en de wolkenbedekking groter, maar ook nog door de hogere stand van de zon in de zomer.



Figuur 3.3. Doorlopend 15-daags gemiddelde van de zonneschijn, uitgedrukt als het aantal zonuren per dag (links) en als het percentage van de langst mogelijke duur per dag (rechts) in Rotterdam, Hoek van Holland en Valkenburg door het jaar heen. Gebaseerd op metingen gedurende de periode 1981-2010 (Rotterdam en Valkenburg) of 1995-2010 (Hoek van Holland). De grijze band toont de bandbreedte tussen het 10% en 90% percentiel voor Rotterdam (dit zijn de waarden die eens per 10 dagen worden over- of onderschreden). Bron: KNMI.



Figuur 3.4. Doorlopend 15-daags gemiddelde van de gemiddelde globale straling per dag bij Rotterdam, Hoek van Holland en Valkenburg door het jaar heen. Gebaseerd op metingen gedurende de periode 1981-2010 (Rotterdam en Valkenburg) of 1995-2010 (Hoek van Holland). De grijze band toont de bandbreedte tussen het 10% en 90% percentiel voor Rotterdam (dit zijn de waarden die eens per 10 dagen worden over- of onderschreden). Bron: KNMI.

In de figuren is ook het hierboven besproken verschil in straling en zonneschijn tussen de kust en het binnenland te zien. Bij Hoek van Holland en Valkenburg (0,5 km en 4 km van

de kust) wordt meer straling en zonuren gemeten dan in Rotterdam (20 km van de kust). Slob (1989) noemt, op basis van twee jaar aan metingen, een jaargemiddeld verschil in globale straling tussen een locatie direct aan de kust en een locatie op 10 km van de kust van 3%, waarbij de grootste verschillen optreden in het voorjaar en de zomer.

3.4. Kleinschalige ruimtelijke verschillen en hun oorzaken

De belangrijkste ruimtelijke variatie in globale straling en zonneshijnduur is het verschil tussen de kustgebieden en het binnenland, zoals besproken in de voorgaande paragraaf. Deze ruimtelijke verschillen zijn terug te zien in de klimaatatlas 1981-2010 (www.klimaatatlas.nl).

De straling en zonneshijnduur worden slechts in zeer geringe mate beïnvloed door de lokale, kleinschalige oppervlakte-eigenschappen. Luchtvervuiling kan zorgen voor een verminderde hoeveelheid straling. Dit is soms het geval in de buurt van industriegebieden. Ook bij steden kan dit het geval zijn, vooral wanneer sprake is van smog.

Ook bij mist gaat de zon schuil, en bereikt veel minder straling het aardoppervlak. Vooral stralingsmist kan sterk zijn beïnvloed door de lokale oppervlakte-eigenschappen, en komt het meest voor op vochtige locaties met een hoge grondwaterstand (Hoofdstuk 6). Stralingsmist vormt zich echter vooral 's nachts, en speelt overdag, wanneer de zon schijnt, een veel geringere rol.

Op kleinere schaal veroorzaken verschillen in beschaduwing door objecten natuurlijk wel grote ruimtelijke verschillen in de globale straling en de zonneshijnduur. Bij een boom of in de buurt van een groot gebouw kan de hoeveelheid zonnestraling en de zonneshijnduur over kleine afstanden sterk verschillen.



Bij mist gaat de zon schuil, en bereikt veel minder straling het aardoppervlak. Foto: Peter de Vries.

3.5. Ruimtelijke verschillen in de toekomst

De grootschalige klimaatpatronen zoals zichtbaar in de Klimaatatlas (www.klimaatatlas.nl) zullen in de toekomst grotendeels hetzelfde blijven. In meer detail kunnen patronen wel veranderen, door zowel klimaatverandering als door veranderingen in landgebruik en oppervlakte-eigenschappen. Hieronder geven we een aantal voorbeelden van mogelijke veranderingen. Veranderingen in ruimtelijke verschillen in straling en zonneshijnduur in de toekomst kunnen worden veroorzaakt door zowel klimaatverandering als door verandering in lokale oppervlakte-eigenschappen. Hieronder geven we enkele voorbeelden van mogelijke veranderingen.

Mogelijke veranderingen in ruimtelijke verschillen door klimaatverandering

- In de KNMI'06 Klimaatscenario's G+ en W+ zullen de zomers droger worden, met wat meer zuiden- en oostenwinden. Een westelijke stroming waarin zich boven land wolken vormen in lucht die is aangevoerd vanaf zee (zoals in Figuur 3.2), zal in dat geval minder voorkomen. Wellicht dat hierdoor in de zomer de verschillen in straling en zonneshijnduur tussen het kustgebied en het binnenland zullen afnemen.

Mogelijke veranderingen in ruimtelijke verschillen door veranderingen in oppervlakte-eigenschappen

- Belemmering van straling door luchtvervuiling is afhankelijk van de ontwikkeling van de industrie en andere bronnen van vervuiling. Een groei van de industrie en van het autoverkeer kan zorgen voor meer luchtvervuiling, zodat de hoeveelheid straling afneemt. Schonere fabrieken en/of elektrische auto's kunnen de luchtvervuiling juist doen afnemen;
- Grote veranderingen in het verloop van de kustlijn kunnen de gradiënt haaks op de kust in de hoeveelheid straling beïnvloeden. Zo kan bij grootschalige inpoldering van voormalig zeeoppervlak, het aantal zonuren landinwaarts wat afnemen. Locaties landinwaarts komen dan immers verder van zee te liggen.

4. Neerslag

4.1. Inleiding

Neerslag is het verschijnsel waarbij water naar de aarde valt in de vorm van vloeibare druppels of in bevroren vorm (bijvoorbeeld hagel of sneeuw). In dit hoofdstuk hebben we het over *regen*, vloeibare neerslag; bevroren neerslagsoorten worden besproken in Hoofdstuk 8.

De neerslag heeft invloed op veel verschillende activiteiten van de mens en op processen in de natuur. Enkele voorbeelden:

- Water, vaak in de vorm van neerslag, is nodig voor de groei van planten, en voor de drinkwatervoorziening van de mens;
- Een teveel aan neerslag zorgt voor wateroverlast in straten en huizen, hoge rivierafvoeren, met het gevaar van overstroming, en schade aan landbouwgewassen;
- Een tekort aan neerslag zorgt voor droogte, die kan leiden tot o.a. verzwakken van veendijken (zoals bij Wilnis in 2003), lage rivierwaterstanden (zoals o.a. in 2003 en 2011) en verdroging in landbouw- en natuurgebieden.

Het KNMI heeft naast de ongeveer 35 stations waar de neerslag op uurbasis wordt gemeten ook ongeveer 325 stations waar de neerslag op dagbasis wordt gemeten. Dit uitgebreidere neerslag-metnetwerk is opgezet om de grote ruimtelijke verschillen in vooral de zomer beter in kaart te kunnen brengen. Omdat op nog kleinere schaal geen verschillen in neerslagklimaat zijn aan te tonen, beperken we ons in dit hoofdstuk tot de verschillen in neerslagklimatologie tussen de bovengenoemde KNMI-metstations.

Tabel 4.1 geeft een overzicht van het relatieve belang van de verschillende oorzaken van ruimtelijke verschillen die worden besproken in dit hoofdstuk.



Wateroverlast in Egmond aan Zee, augustus 2006. Foto: Peter de Graaff.

Tabel 4.1. Het relatieve belang van verschillende oorzaken van ruimtelijke verschillen in neerslag binnen Nederland. ●●= veel invloed; ●= geringe invloed.

Oorzaken ruimtelijke verschillen	Effect
Kusteffect/zeewind	●●
Stad/ruraal	●
Vegetatie	●
Wateroppervlak (m.u.v. zee en grote wateroppervlakken)	
Bodemvocht	
Hoogteverschillen	●●
Luchtkwaliteit	●
Albedo	
Ruwheid	

4.2. Definities

Neerslagintensiteit De neerslagintensiteit is een maat voor hoe hard het regent op een bepaald moment. Het KNMI geeft naast kwantitatieve informatie over neerslagintensiteit (in mm/uur) ook een kwalitatieve indicatie op basis van het gemeten horizontaal zicht. Bij een zicht van 10-20 km spreken we van *lichte neerslag*; bij 4-10 km van *matige neerslag*, bij 1-4 km van *zware neerslag*, bij 500-1000 m van *zeer zware neerslag* en bij 200-500 m van *tropische neerslag*. Op basis van de gemeten neerslag gebruikt het KNMI ook het begrip *wolkbreuk*; er is sprake van een wolkbreuk bij 10 mm of meer in 5 minuten, of 25 mm of meer in een uur.

Neerslagstation Het KNMI meet de neerslag op meer dan 300 *neerslagstations*, locaties waar vrijwillige waarnemers elke dag om 8 UTC (9:00 lokale tijd in de winter, 10:00 lokale tijd in de zomer) de gemeten neerslagsom van de voorgaande 24 uur registreren en doorgeven. Op de (ongeveer 35) automatische weerstations van het KNMI worden gedurende de hele dag neerslagmetingen verricht.



Neerslagmeter op een neerslagstation (links), automatisch weerstation van het KNMI (midden), en de neerslagradar in De Bilt (rechts). Foto's: KNMI.

Neerslagradar Door middel van twee radarinstrumenten, één in De Bilt en één in Den Helder, maakt het KNMI beelden van de geschatte neerslagintensiteit verdeeld over Nederland. Deze metingen zijn wat betreft de precieze neerslaghoeveelheid minder

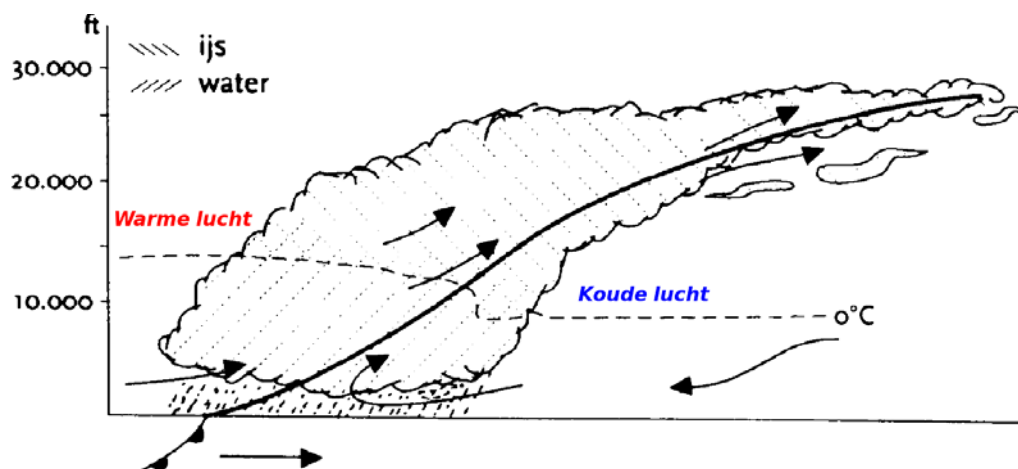
nauwkeurig dan de neerslagwaarnemingen op de grond, maar geven wel een zeer gedetailleerd en actueel ruimtelijk beeld van de neerslagverdeling over Nederland.

Op de volgende website worden meer begrippen nader verklaard:
<http://www.knmi.nl/cms/content/19233/neerslag>.

4.3. Vorming van wolken en neerslag

Neerslag ontstaat altijd uit wolken. Wolken bestaan uit zeer kleine, zwevende waterdruppeltjes en/of ijskristallen, die ontstaan wanneer vocht in de lucht (*waterdamp*) condenseert op zwevende, vaste deeltjes (*condensatiekernen*). Wolken vormen zich over het algemeen wanneer (vochtige) lucht afkoelt. Doordat koude lucht minder waterdamp kan bevatten dan warmere lucht, vindt dan condensatie plaats. Meer informatie over het condenseren van waterdamp is te vinden in Hoofdstuk 6. Zie ook Paragraaf 8.3 over de vorming van buien.

Wanneer zich in een wolk voldoende waterdamp bevindt, beginnen de zwevende waterdruppels en ijskristallen samen te klonteren tot grotere deeltjes. Deze deeltjes kunnen door hun gewicht niet meer blijven zweven, en vallen naar beneden. Door de lage temperatuur op grote hoogte zijn deze neerslagdeeltjes in het begin meestal sneeuwvlokken. Op hun weg naar beneden groeien de neerslagdeeltjes nog verder aan, en smelten ze in de meeste gevallen door de hogere temperatuur dicht bij de grond. Zo ontstaat regen.



Figuur 4.1. Schematische doorsnede door een warmtefront. Aangepast uit: Zwart et al. (1994).

De voor wolkenvorming noodzakelijke afkoeling gebeurt in de atmosfeer doorgaans door het opstijgen van lucht. De belangrijkste oorzaken voor het opstijgen van lucht zijn *convection* en *fronten*:

- Voor convection is het meestal nodig dat lucht bij het aardoppervlak opwarmt. Opwarmende lucht zet uit, zodat de dichtheid van de lucht afneemt en lokaal warme luchtbellenvorming gaat opstijgen. Bij het opstijgen van de lucht koelt deze af. Wanneer de lucht vochtig genoeg is, vormen zich wolken. In eerste instantie zijn dit kleine stapelwolken. Als de lucht warm genoeg is, en de opbouw van de atmosfeer gunstig, dan kan de lucht met grote kracht tot hoog in de atmosfeer doorstijgen. Zo kunnen sterk verticaal ontwikkelde wolken ontstaan, waaruit vaak intensieve neerslag valt. Dit soort systemen noemen we ook wel 'buien' of *convectief neerslagsystemen*. Vaak regent het kort en intensief, soms komt ook hagel of onweer voor;
- Een front is de scheiding tussen twee luchtsoorten met een verschillende temperatuur. Fronten verplaatsen zich onder invloed van de heersende

luchtstroming. Wanneer hierbij de warmere luchtsoort de koudere verdrijft, spreken we van een *warmtefront*, in het omgekeerde geval spreken we van een *koufront*. Figuur 4.1 toont een schematische weergave van een warmtefront. Door haar lagere dichtheid stijgt de warme lucht over de koude lucht heen, waardoor wolken en neerslag ontstaan. De stijgbewegingen zijn veel trager en minder lokaal dan bij een bui. Bij de passage van een front regent het vaak meerdere uren uit een vrij egaal wolkendek. De neerslagintensiteit is bij fronten meestal veel lager dan bij buien.

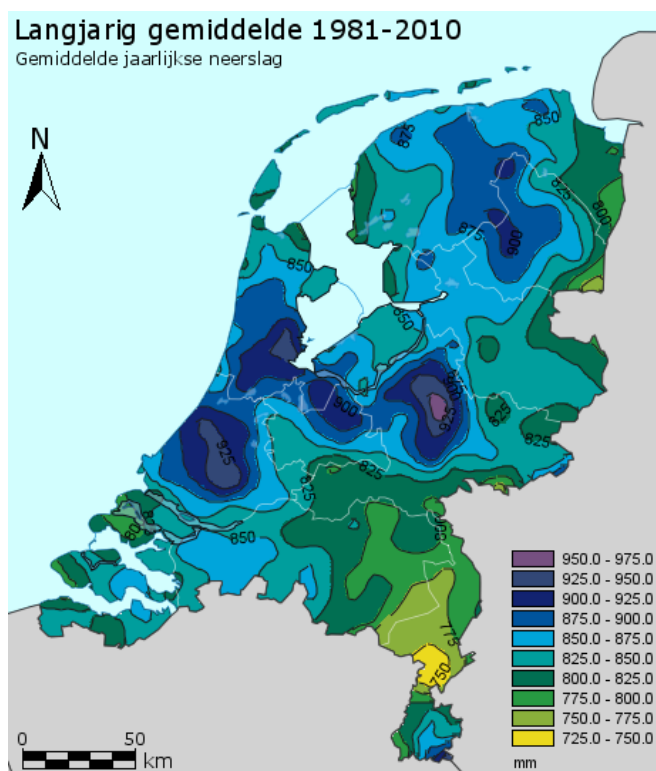
In de zomer is in Nederland de meeste neerslag convectief van aard; in de winter valt de meeste neerslag bij fronten. Het onderscheid tussen convectieve systemen en fronten is in de praktijk niet altijd even goed te maken, en als onderdeel van (vooral kou-) fronten kunnen ook buien voorkomen.

4.4. Algemene klimatologie, verschillen tussen KNMI-stations

Ruimtelijke verschillen in neerslag worden nauwelijks door de lokale oppervlakte-eigenschappen beïnvloed. Daarnaast zijn er voor neerslag veel meetstations in Nederland, wat betekent dat de belangrijkste ruimtelijke verschillen in neerslag goed zichtbaar zijn in de waarnemingen van het KNMI, zoals weergegeven in de Klimaatatlas.

4.4.1. Gemiddelde neerslag

In Zuid-Holland valt er gemiddeld op ongeveer 200 dagen per jaar neerslag. (bron: www.klimaatatlas.nl). Figuur 4.2 toont de verdeling over Nederland van de gemiddelde jaarlijkse neerslagsom.



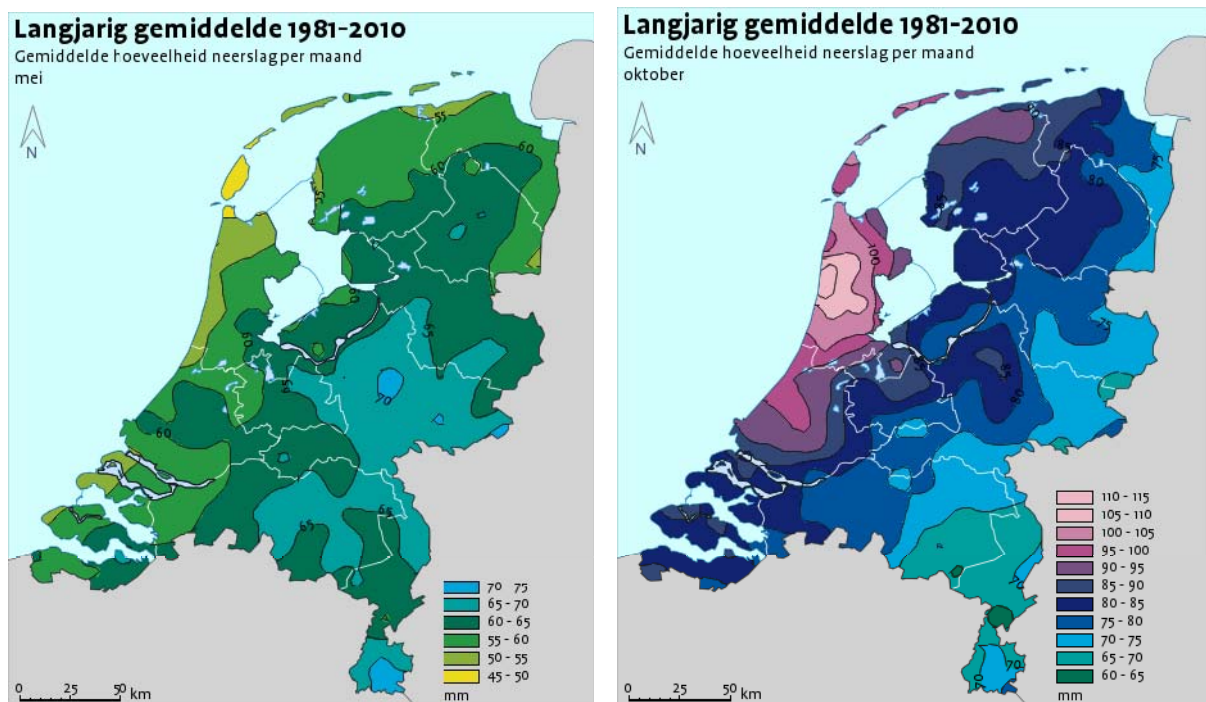
Figuur 4.2. Gemiddelde jaarlijkse neerslag in Nederland. Gebaseerd op metingen in de periode 1981-2010. Bron: www.klimaatatlas.nl.

Effect hoogteverschillen en vegetatie

De meeste neerslag valt in een gebied nabij Apeldoorn. Dit wordt veroorzaakt door de hogere ligging van de Veluwe, waardoor lucht hier extra wordt gedwongen om op te stijgen (Buishand en Velds, 1980). Maar ook de aanwezigheid van veel bos in dit gebied speelt waarschijnlijk een rol (Ter Maat et al., 2007). O.a. in het heuvelland van Zuid-Limburg is een vergelijkbaar effect zichtbaar.

Stedelijke bebouwing

In Figuur 4.2 lijkt rondom het stedelijk gebied bij Rotterdam, Den Haag en Amsterdam meer neerslag te vallen. Het is voor gebieden buiten Nederland inderdaad aangetoond dat nabij steden meer neerslag valt (bv. Mikkelsen et al., 1998, De Lannoy, 2001). Dit lijkt vooral het geval in situaties met buiige (convectieve) neerslag. Passerende buien kunnen boven stedelijk gebied intensiveren door de aanwezige warmte (UHI-effect, zie Hoofdstuk 2). Ook de grotere ruwheid van stedelijk oppervlak en de aanwezigheid van extra condensatiekernen door vervuiling zouden een rol kunnen spelen. In steden waar een effect op de neerslag is gevonden, lag de jaargemiddelde neerslag 5% hoger (bij Wenen en Chicago) tot 16% hoger (bij Berlijn en New York) (Buishand en Velds, 1980)



Figuur 4.3. Gemiddelde neerslagsom voor mei (links) en oktober (rechts). Gebaseerd op metingen in de periode 1981-2010. Bron: www.klimaatatlas.nl.

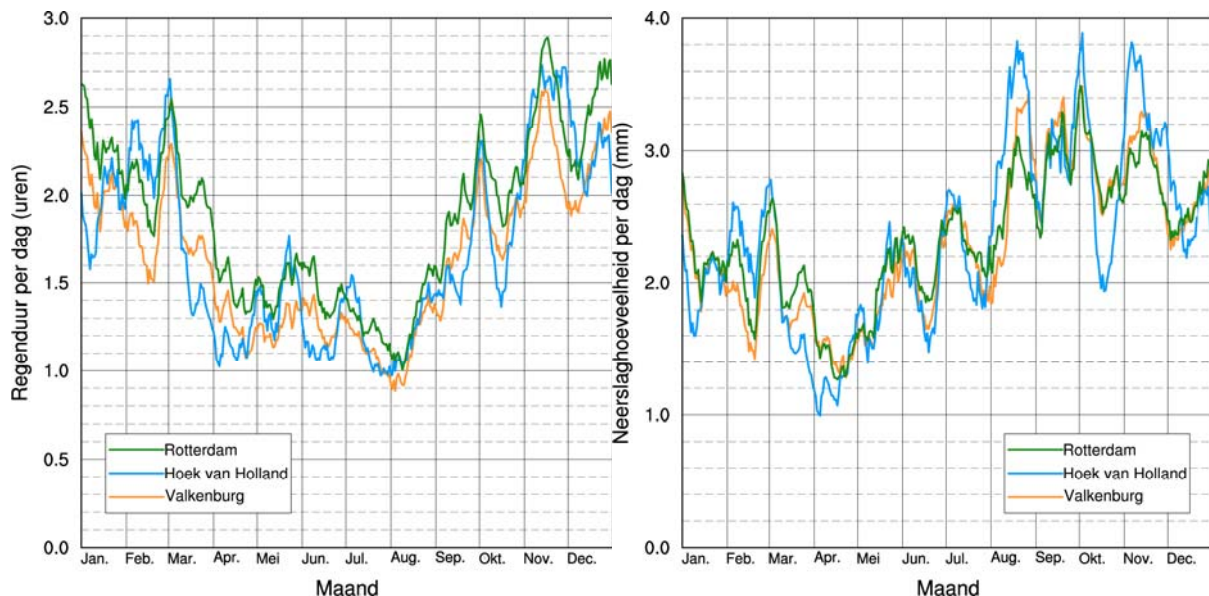
Invloed van de zee en grote wateroppervlakken

In het voorjaar is de zeewatertemperatuur nog laag en begint het land op te warmen. De in de overheersende westenwind over zee aangevoerde lucht is relatief koel en warmt boven land op, waardoor wolken ontstaan (Hoofdstuk 3; Figuur 3.2 toont zo'n situatie). Terwijl de lucht vanaf de kust verder het binnenland in stroomt, neemt hierdoor de kans op buien toe. Zeewindcirculaties (Paragraaf 2.4.9) kunnen de opstijging boven land nog versterken. In het voorjaar (van ongeveer mei t/m juni) regent het daardoor in de kustregio's gemiddeld minder dan verder landinwaarts (Figuur 4.3). In de late zomer en in de herfst (van ongeveer augustus t/m november¹⁹) is de situatie omgekeerd, en is het zeewater juist relatief warm. Dan ontstaan er in de kustregio juist meer buien dan in het

¹⁹ In de maand september lijkt het effect het grootst in Zuid-Holland. Zie voor de kaarten van alle maanden www.klimaatatlas.nl/.

binnenland (Figuur 4.3). Dit effect is het sterkst in het noordwestelijk kustgebied, maar zorgt ook voor ruimtelijke verschillen binnen de regio Haaglanden/Rotterdam. Het moment dat het in de kustregio meer regent dan in het binnenland is in de loop van de afgelopen 55 jaar naar eerder in het jaar verschoven (Lenderink et al., 2009). Het ligt voor de hand deze verandering toe te schrijven aan de stijgende temperatuur van de Noordzee, maar een hard bewijs hiervoor ontbreekt nog.

Hoewel in de volksmond vaak anders wordt beweerd, hebben meer kleinschalige wateroppervlakken, zoals rivieren, geen significante invloed op de verdeling van de neerslag. Rondom de Zeeuwse wateren zijn nog wel invloeden te merken (zie Buishand en Velds, 1980).



Figuur 4.4. Doorlopend 15-daags gemiddelde van de neerslagduur (links) en neerslaghoeveelheid (rechts) per etmaal bij Rotterdam, Hoek van Holland en Valkenburg door het jaar heen. Gebaseerd op de periode 1981-2010. Bron: KNMI.

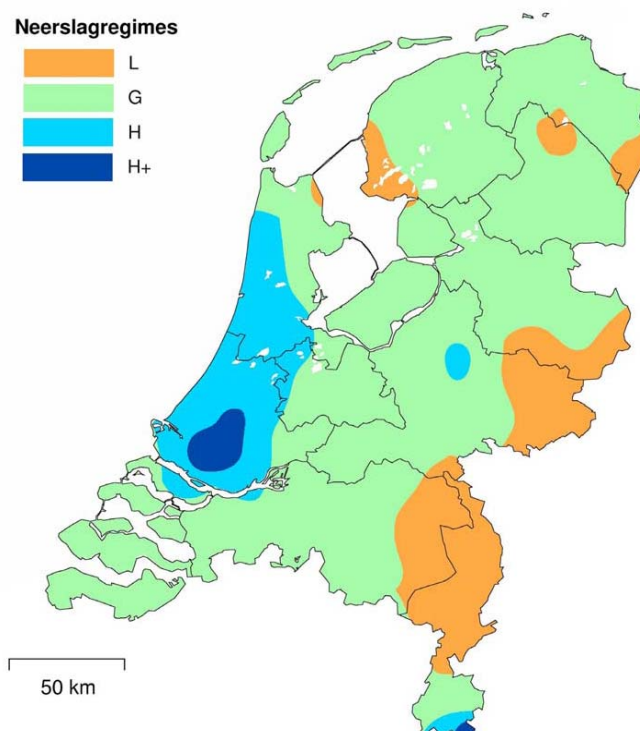
Figuur 4.4 toont het gemiddelde verloop over het jaar van de gemiddelde neerslagduur per dag en de gemiddelde neerslaghoeveelheid per dag, voor de KNMI-meetstations Hoek van Holland, Valkenburg en Rotterdam. In de duur van de neerslag is een duidelijke jaarlijkse gang te zien. In het winterhalfjaar regent het langer (gemiddeld 2-2,5 uur per etmaal, vooral frontale neerslag) dan in het zomerhalfjaar (gemiddeld 1-1,5 uur per etmaal, vooral buiige neerslag). Het jaarlijks verloop in de neerslaghoeveelheid is wat anders: in de herfst en het eerste deel van de winter valt de meeste neerslag (2,5-3 mm per etmaal), van het eind van de winter tot en met de zomer valt er minder (rond 2 mm per etmaal). In zowel de neerslaghoeveelheid als de neerslagduur zijn sterkte fluctuaties te zien, bovenop de hierboven beschreven jaarlijkse gang. Deze worden veroorzaakt door de sterke natuurlijke variatie in neerslag van jaar tot jaar.

4.4.2. Extreme neerslag

Uit onderzoek (Buishand et al. 2009) blijkt dat in Nederland verschillende regimes te onderscheiden zijn wat betreft de statistiek van extreme neerslag (Figuur 4.5). Dit onderzoek toont aan dat neerslagextremen in Zuid-Holland hoger zijn dan in De Bilt. Vooral rondom Rotterdam is de extreme neerslag relatief hoog. Deze conclusies zijn geldig voor de statistiek van dagneerslagsommen. Voor extreme neerslag per 4 uur of minder zijn er geen duidelijke verschillen binnen Nederland te zien (Overeem et al., 2008).

Buishand en Velds (1980) geven aan, op basis van literatuur, dat de invloed van steden op de neerslag het grootste is bij hevige neerslag (vooral gekoppeld aan buien). In deze situaties zorgt de extra onstabiliteit door de warmte van een stad voor een grotere hoeveelheid neerslag aan de lijzijde.

Een uitgebreider overzicht van ruimtelijke verschillen in extreme neerslag en trends is te vinden in Jilderda & Bessembinder (2011), Bessembinder (2011)²⁰ en Buishand et al. (2009).



Figuur 4.5. Verschillende regimes van extreme neerslag in Nederland. L, G, H en H+ zijn gerangschikt in opklimmende volgorde m.b.t. het optreden van extreme neerslag. Bron: Buishand et al., 2009.

4.5. Ruimtelijke verschillen in de toekomst

De grootschalige klimaatpatronen zoals zichtbaar in de Klimaatatlas (www.klimaatatlas.nl) zullen in de toekomst grotendeels hetzelfde blijven. In meer detail kunnen patronen wel veranderen, door zowel klimaatverandering als door veranderingen in landgebruik en oppervlakte-eigenschappen. Hieronder geven we een aantal voorbeelden van mogelijke veranderingen in neerslag in de toekomst.

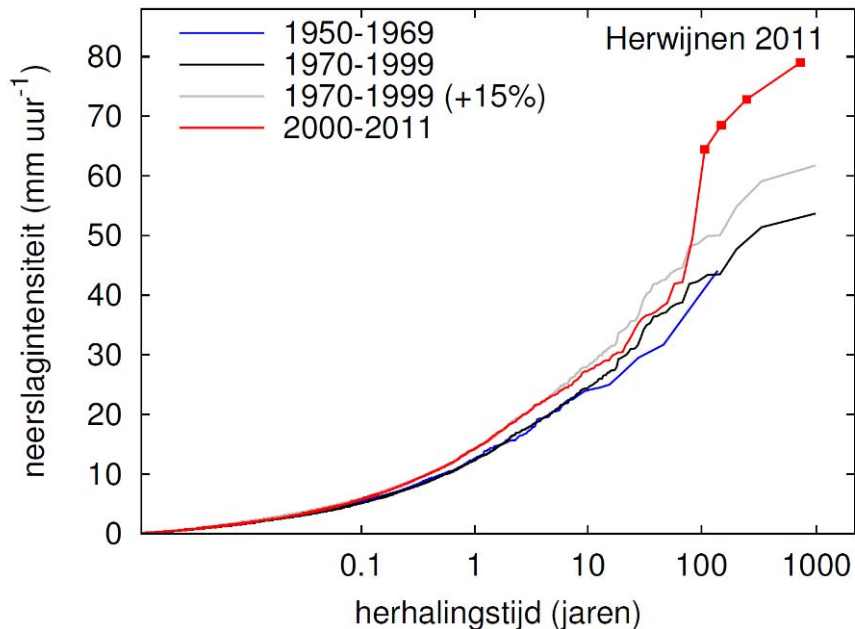
Mogelijke veranderingen in ruimtelijke verschillen door klimaatverandering

- Het wordt verwacht dat de extreme neerslag zowel per uur als per dag in de toekomst toeneemt als gevolg van de temperatuurstijging. Figuur 4.6 illustreert de waargenomen verandering in uurneerslagintensiteit over de afgelopen decennia. Er zijn aanwijzingen dat de extreme neerslag in de zomer langs de kust sneller verandert dan meer landinwaarts (Lenderink et al., 2009). Ook zou vooral langs de kust de extreme neerslag per uur nog sneller kunnen stijgen dan de extreme neerslag op dagbasis (Lenderink en Meijgaard, 2008).

²⁰ Beide rapporten zijn opgesteld in het kader van hetzelfde project als dit rapport (HSHL05/HSRR04) binnen het Kennis voor Klimaat programma.

Mogelijke veranderingen in ruimtelijke verschillen door veranderingen in oppervlakte-eigenschappen

- Het effect van steden op neerslag kan toenemen bij verdere verstedelijking. Hierdoor zou de (extreme) neerslag in Zuid-Holland in de toekomst extra kunnen stijgen. Doordat stedelijk gebied extra gevoelig is voor wateroverlast door kortdurende neerslagextremen, kunnen de gevolgen hiervan groot zijn.



Figuur 4.6. Empirisch bepaalde herhalingsjijden van extreme uurneerslagsommen voor verschillende perioden, bepaald uit waarnemingen op ca. 30 stations. In de periode 2000-2011 zijn de vier hoogste waarnemingen veel hoger dan de hoogste waarnemingen in de voorgaande perioden. De hoogste waarneming is van 28 juni 2011 in Herwijnen. Bron: Lenderink (2011).

5. Verdamping en neerslagtekort

5.1. Inleiding

Voor de waterhuishouding is niet alleen de neerslaghoeveelheid van belang. Ook de verdamping speelt een grote rol. Het verschil tussen de neerslag en de referentiegewasverdamping noemen we het potentieel *neerslagtekort*.

Vooraf voor de land- en tuinbouw is het verschil tussen neerslag en verdamping van belang, maar ook in stedelijk gebied heeft droogte soms grote gevolgen. Enkele voorbeelden:

- In geval van een groot neerslagtekort is er minder water beschikbaar voor planten. De plantengroei neemt af of planten sterven af;
- Een groot neerslagtekort kan leiden tot o.a. verzwakken van veendijken (Wilnis 2003; Delfland 2011), lage rivierwaterstanden (o.a. in 2003 en 2011) en schade aan landbouwgewassen.

Tabel 5.1 geeft een overzicht van het relatieve belang van de verschillende oorzaken van ruimtelijke verschillen die worden besproken in dit hoofdstuk.



Geen tekenen van watertekort (verdroogd gras) in dit grasland. Foto: G. Hazeu.

Tabel 5.1. Het relatieve belang van verschillende oorzaken van ruimtelijke verschillen in referentie-gewasverdamping, actuele verdamping en potentieel neerslagtekort binnen Nederland. ●●= veel invloed; ●= geringe invloed. Zie voor definities de volgende paragraaf.

Oorzaken ruimtelijke verschillen	Referentiegewas-verdamping	Potentieel neerslagtekort	Actuele verdamping
Kusteffect/zeewind	●●	●●	●●
Stad/ruraal		●	●●
Vegetatie		●	●●
Wateroppervlak (m.u.v. zee en grote open wateroppervlakken)			●●
Bodemvocht			●●
Hoogteverschillen	●	●●	●
Luchtkwaliteit	●	●	●
Albedo			●
Ruwheid			

5.2. Definities

In deze paragraaf wordt eerst een aantal belangrijke begrippen met betrekking tot verdamping en neerslagtekort toegelicht. De onderstaande definities zijn grotendeels gebaseerd op de volgende documenten: Buishand en Velds (1980) en Floor (2006).

Verdamping Het proces waarbij een vloeistof overgaat in gasvormige toestand. Verdamping van water aan het aardoppervlak kan worden onderverdeeld in transpiratie en evaporatie. Transpiratie is de verdamping door planten, evaporatie is de verdamping vanaf het oppervlak zelf. De som van beide noemen we de *evapotranspiratie*. De rol van de verdamping in de stralingsbalans is beschreven in Paragraaf 2.4.

Potentiële verdamping De verdamping van een gewas dat goed van water (niet te veel en niet te weinig) en nutriënten is voorzien, en niet wordt aangetast door ziekten en plagen. Potentiële verdamping wordt ook wel potentiële evapotranspiratie genoemd²¹.

Referentie-gewasverdamping De potentiële verdamping van een vooraf bepaald referentiegewas. Deze wordt in Nederland berekend met behulp van de methode van Makkink. Deze methode benadert de potentiële verdamping van gras dat de bodem volledig bedekt, met een hoogte van 10 cm, en goed is voorzien van water en nutriënten.

Deze referentie-gewasverdamping wordt vaak vertaald naar de potentiële verdamping van andere gewassen met behulp van gewasspecifieke factoren. De referentieverdamping volgens Makkink wordt berekend uit de temperatuur en de globale straling.

Potentieel neerslagtekort²² Het verschil tussen de referentie-gewasverdamping en de neerslag, voor afzonderlijke dagen of voor een langere periode achter elkaar (cumulatief). Vaak wordt simpelweg gesproken over 'het neerslagtekort', zo ook in dit document. Het cumulatief potentieel neerslagtekort wordt doorgaans berekend over de periode tussen 1 april en 30 september, grofweg overeenkomend met het groeiseizoen

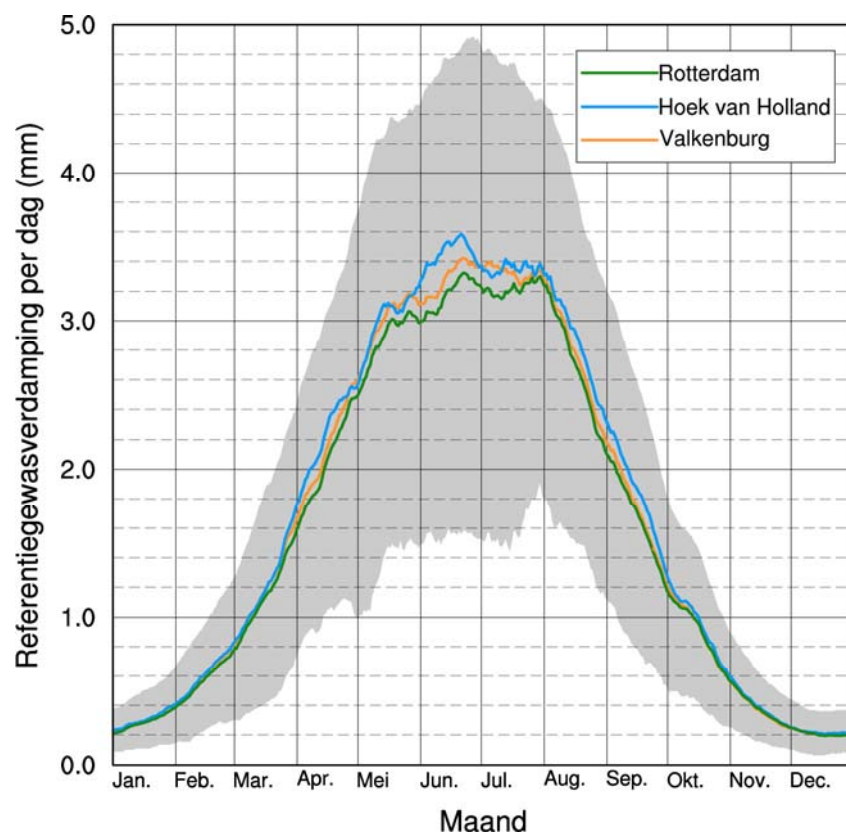
²¹ Het KNMI levert geen gegevens over actuele verdamping, maar alleen over de referentie-gewasverdamping;

²² Het neerslagoverschot is het verschil tussen de cumulatieve neerslag en de cumulatieve referentie-gewasverdamping. Gemiddeld over het jaar en in het winterhalfjaar is er in Nederland meer neerslag dan referentie-gewasverdamping. Het neerslagoverschot is dan positief.

voor veel planten. De grootte van het cumulatief potentieel neerslagtekort is een maat voor droogte, en is belangrijk voor onder andere natuurbeheer en landbouw. De hoogst bereikte waarde van het cumulatief neerslagtekort tussen 1 april en 30 september wordt het *maximaal (potentieel) neerslagtekort* genoemd.

5.3. Algemene klimatologie, verschillen tussen KNMI-stations

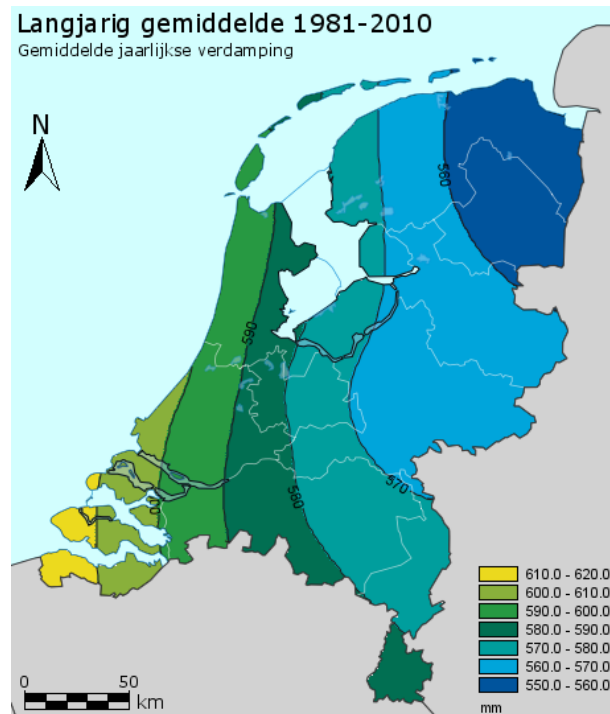
Informatie over de algemene klimatologie van referentie-gewasverdamping en potentieel neerslagtekort in het studiegebied, gebaseerd op metingen van KNMI-metstations in de periode 1981-2010, is gegeven in de Klimaatatlas (www.klimaatatlas.nl) en in het Klimaatschetsboek Nederland (KNMI, 2009). Wij geven hier enige beknopte informatie over de algemene klimatologie van referentie-gewasverdamping en neerslagtekort op de KNMI-stations Valkenburg, Hoek van Holland en Rotterdam, en over de klimatologische verschillen tussen deze stations. De meer kleinschalige ruimtelijke verschillen, die niet zichtbaar zijn in de metingen op de KNMI-metstations, bespreken we verderop uitgebreider.



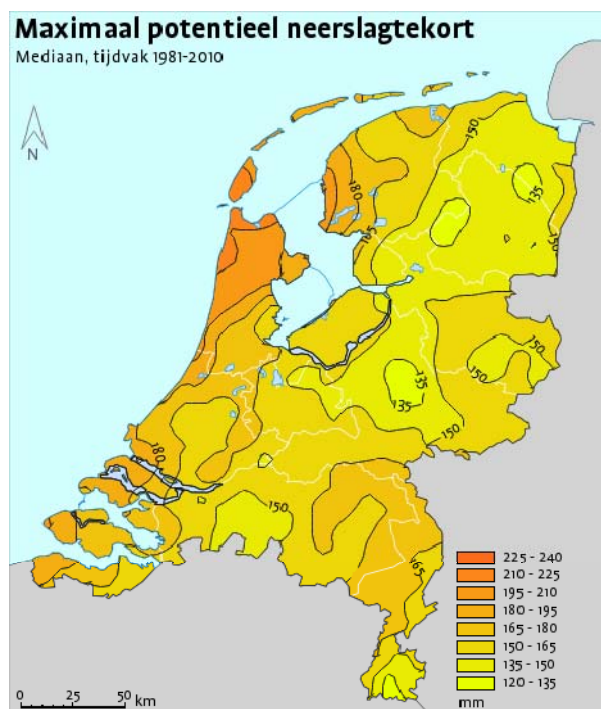
Figuur 5.1. 15-daags doorlopend gemiddelde van de gemiddelde referentie-gewasverdamping volgens Makkink door het jaar voor de stations Valkenburg en Rotterdam 1988-2010, en Hoek van Holland (1995-2010). De grijze band geeft de bandbreedte tussen het 10% en 90% percentiel voor Rotterdam (dit zijn de waarden die eens per tien dagen over- of onderschreden worden). Bron: KNMI.

Figuur 5.1 toont het verloop door het jaar van de gemiddelde referentie-gewasverdamping voor de KNMI-metstations Hoek van Holland, Valkenburg en Rotterdam. De referentie-gewasverdamping hangt sterk samen met de zonnestraling en is daarom 's zomers veel groter dan 's winters. Het verloop lijkt sterk op dat van de globale straling (Figuur 3.4). In Rotterdam is de totale referentie-gewasverdamping ongeveer 586 mm per jaar. Over de hele maand januari is de referentie-

gewasverdamping ongeveer 9 mm, tegen 100 mm over de maand juli (zie www.klimaatatlas.nl). In april/mei verdampt er gemiddeld ongeveer 2,5 mm per dag, maar op zonnige dagen, zoals in mei 2008, verdampt de dubbele hoeveelheid. Op zeer warme, zonnige en winderige dagen in juli kan de verdamping wel 7 mm per dag bedragen.



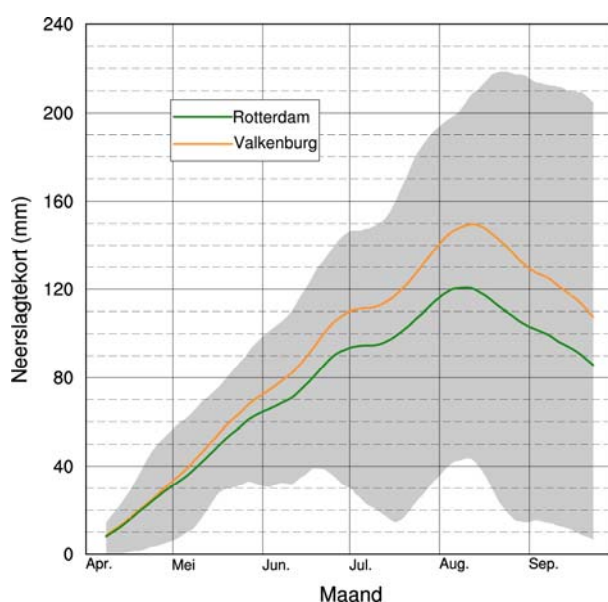
Figuur 5.2. Gemiddelde jaarlijkse referentie-gewasverdamping over de periode 1981-2010 (mm/jaar). Bron: www.klimaatatlas.nl.



Figuur 5.3. Mediaan van het maximaal cumulatief potentieel neerslagtekort (links, in mm/jaar) en mediaan van de dag in het jaar waarop dit maximum bereikt wordt (rechts). Gebaseerd op metingen in de periode 1981-2010. Bron: www.klimaatatlas.nl.

Bij Hoek van Holland en Valkenburg is de referentie-gewasverdamping groter dan bij Rotterdam. Dit komt doordat de hoeveelheid globale straling aan de kust groter is (Hoofdstuk 3). Dit is ook te zien in Figuur 5.2, een kaart van Nederland met de verdeling van de gemiddelde jaarlijkse referentie-gewasverdamping.

Figuur 5.3 toont het maximaal neerslagtekort (mediaan) in de periode 1981-2010. Ook het maximaal neerslagtekort laat duidelijke ruimtelijke verschillen zien. Het is het hoogst in het noordwestelijk kustgebied, maar ook de rest van het kustgebied toont enigszins hogere waarden dan het binnenland. Dit is enerzijds een gevolg van de grotere referentie-gewasverdamping langs de kust, anderzijds zijn langs de kust de neerslaghoeveelheden in het voorjaar en het begin van de zomer kleiner dan in het binnenland.



Figuur 5.4. 15-daags gemiddeld cumulatief neerslagtekort door het groeiseizoen (april t/m september) voor de stations Valkenburg en Rotterdam. Gebaseerd op metingen in periode 1988-2010. De grijze band geeft de bandbreedte tussen het 10% en 90% percentiel voor Rotterdam (dit zijn de waarden die eens per tien dagen over- of onderschreden worden). Hoek van Holland is niet getoond, omdat de beschikbare meetreeks te kort is. Bron: KNMI.

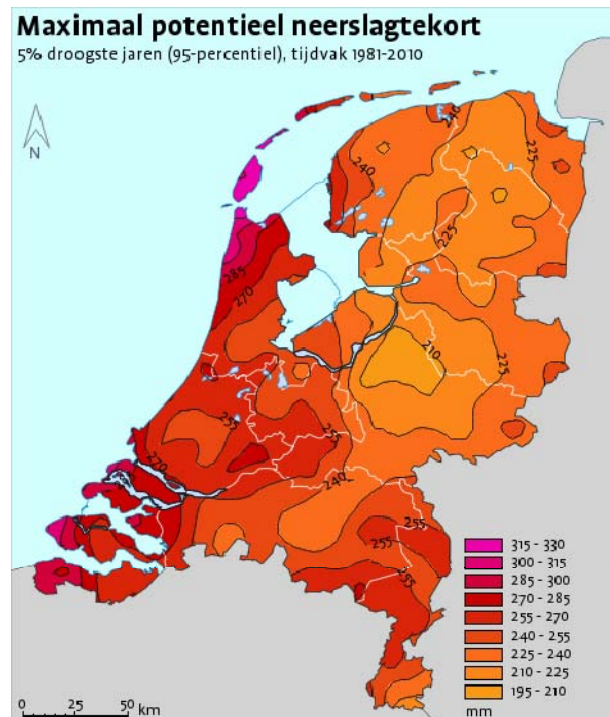
Het ruimtelijk patroon verschilt van maand tot maand (zie voor figuren per maand www.klimaatatlas.nl). In de maanden mei t/m juli is het neerslagtekort langs de kust van Zuid-Holland wat groter dan meer landinwaarts, maar in de andere maanden van het zomerhalfjaar (augustus-september) is er weinig ruimtelijk verschil binnen de provincie Zuid-Holland. Door deze ruimtelijke verschillen wordt het maximaal neerslagtekort per jaar op de verschillende KNMI-stations op andere tijdstippen in het jaar behaald²³. Figuur 5.4 toont het gemiddelde verloop van het neerslagtekort door het seizoen voor twee stations in Zuid-Holland. Te zien is dat gemiddeld gesproken het neerslagtekort in Valkenburg hoger is dan in Rotterdam.

Het maximaal potentieel neerslagtekort in de 5% droogste jaren is te zien in Figuur 5.5. Het ruimtelijk patroon is vergelijkbaar met het patroon in Figuur 5.3.

Het jaar 2003 staat bekend als een droog jaar in het recente verleden, met een maximaal cumulatief neerslagtekort van 217 mm gemiddeld over Nederland, maar 1976

²³ Ook zijn er ruimtelijke verschillen in het moment waarop het cumulatieve potentiële neerslagoverschot weer positief wordt: op de meeste landstations gebeurt dit in de loop van oktober, maar voor Den Helder is dit pas in december.

was met 361 mm nog veel droger. Het gemiddelde maximaal neerslagtekort vanaf 1 april en op basis van 13 KNMI-stations is 144 mm voor de periode 1906-2000 (KNMI, 2009). Het voorjaar van 2011 (tot ongeveer begin juni) was het droogste ooit sinds de metingen van het KNMI.



Figuur 5.5. Maximaal cumulatief potentieel neerslagtekort in de 5% droogste jaren 1981-2010. Bron: www.klimaatatlas.nl.

5.4. Kleinschalige ruimtelijke verschillen en hun oorzaken

In deze paragraaf bespreken we kort de ruimtelijke verschillen in verdamping en neerslagtekort. Dit rapport besteedt vooral aandacht aan de ruimtelijke verschillen op kleine schaal, die niet zichtbaar zijn in de Klimaatatlas. De referentie-gewasverdamping en het neerslagtekort worden bepaald uit andere klimaatvariabelen. Voor de ruimtelijke verschillen verwijzen wij vooral naar de hoofdstukken over die klimaatvariabelen.

Referentie-gewasverdamping

De referentie-gewasverdamping volgens Makkink wordt bepaald met behulp van gegevens over temperatuur en globale straling. Ruimtelijke verschillen in referentie-gewasverdamping²⁴ hebben daarom dezelfde oorzaken als ruimtelijke verschillen in temperatuur en globale straling (Hoofdstuk 2 en 3). De belangrijkste ruimtelijke variatie in referentie-gewasverdamping wordt veroorzaakt door het verschil in globale straling tussen de kustgebieden en het binnenland (vergelijk Figuur 5.2 en Figuur 3.1). Deze ruimtelijke verschillen zijn terug te zien in de klimaatatlas 1981-2010.

Het gecombineerde effect van ruimtelijke verschillen in temperatuur en straling is niet altijd gemakkelijk in te schatten. In een stad is de temperatuur vaak hoger dan in het buitengebied, wat zou kunnen leiden tot een hogere referentie-gewasverdamping.

²⁴ Bij gebruik van de formule van Penman-Monteith voor het berekenen van de referentie-gewasverdamping worden gegevens gebruikt over: temperatuur, straling, luchtvochtigheid en wind. De verdamping is hoger bij hogere windsnelheden, en lager bij hogere luchtvochtigheid;

Echter, door beschaduwing door gebouwen kan de hoeveelheid straling die op een bepaalde plek komt lager zijn dan in het buitengebied, waardoor de referentie-gewasverdamping juist weer lager zou kunnen zijn.

Neerslagtekort

Het neerslagtekort wordt bepaald met behulp van gegevens over de referentie-gewasverdamping en neerslag. Ruimtelijke verschillen in neerslagtekort hebben dus dezelfde oorzaken als ruimtelijke verschillen in temperatuur, neerslag en globale straling (respectievelijk Hoofdstuk 2, 3 en 4).

Actuele verdamping

Onder invloed van onder andere de aanwezige gewassen, de tijd van het jaar, het bodemtype en de bodemgesteldheid van dat moment, kan de actuele verdamping lokaal sterk afwijken van de referentie-gewasverdamping. Bijlage C bevat enige achtergrondinformatie over het verband tussen referentie-gewasverdamping, lokale omstandigheden en actuele verdamping.

5.5. Ruimtelijke verschillen in de toekomst

De referentie-gewasverdamping en het neerslagtekort zijn afhankelijk van de temperatuur, de globale straling en de neerslag. Ruimtelijke verschillen in referentie-gewasverdamping en neerslagtekort in de toekomst zijn een gecombineerd effect van de veranderingen in deze klimaatvariabelen. Dit gecombineerde effect is lastig in te schatten. Wij verwijzen hier naar informatie in de hoofdstukken over de genoemde klimaatvariabelen.

6. Luchtvochtigheid en mist

6.1. Inleiding

De luchtvochtigheid is afhankelijk van de hoeveelheid water aanwezig in de lucht in gasfase (waterdamp). Waterdamp is niet zichtbaar. Wanneer de luchtvochtigheid een bepaalde waarde overschrijdt, condenseert een deel van de waterdamp in de vorm van kleine, zwevende druppels of ijskristallen. Dit is zichtbaar in de vorm van wolken of (op leefniveau) mist. De luchtvochtigheid is op verschillende manieren relevant voor mensen, zowel wat betreft de effecten van de luchtvochtigheid zelf, als door de vorming van mist bij een hoge luchtvochtigheid. Enkele voorbeelden:

- De luchtvochtigheid heeft invloed op de gevoelstemperatuur. Bij een hoge luchtvochtigheid kan het lichaam minder transpiratievocht verdampen, waardoor het minder effectief afkoelt. Vooral in de zomer kan het daarom bij dezelfde temperatuur veel warmer aanvoelen wanneer de luchtvochtigheid hoog is;
- De luchtvochtigheid beïnvloedt de groei van parasieten (zoals schimmels) en plantenziekten. Dit kan de oogst van landbouwgewassen sterk beïnvloeden;
- Mist heeft een grote invloed op mobiliteit. Slecht zicht door mist kan het weg- en vliegverkeer sterk hinderen. Het aanvriezen van mist bij wegdektemperaturen onder nul zorgt voor gladheid.

Luchtvochtigheid en mist kunnen sterk lokaal beïnvloed zijn. Deze ruimtelijke verschillen worden vooral veroorzaakt door verschillen in verdamping en temperatuur.

Tabel 6.1 geeft een overzicht van het relatieve belang van de verschillende oorzaken van ruimtelijke verschillen die worden besproken in dit hoofdstuk.



Laaghangende mist in een gebied met veel water. Foto: Peter de Vries.

Tabel 6.1. Het relatieve belang van verschillende oorzaken van ruimtelijke verschillen in luchtvochtigheid en mist binnen Nederland. ●●= veel invloed; ●= geringe invloed. Zie voor definities de volgende paragraaf.

Oorzaken ruimtelijke verschillen	Effect
Kusteffect/zeewind	●●
Stad/ruraal	●●
Vegetatie	●●
Wateroppervlak (m.u.v. zee en grote wateroppervlakken)	●●
Bodemvocht	●●
Hoogteverschillen	●
Luchtkwaliteit	● ²⁵
Albedo	
Ruwheid	

6.2. Definities

Dampdruk De dampdruk is de het gedeelte van de luchtdruk dat voor rekening komt van de waterdamp in de lucht. Het is een maat voor de hoeveelheid waterdamp die in een bepaald volume lucht aanwezig is.

Verzadigingsdampdruk Dit is de dampdruk waarbij de lucht verzadigd raakt met vocht. Als de dampdruk deze waarde nadert, krijgt waterdamp de neiging om te condenseren, in de vorm van dauw of rijp (condensatie op oppervlakken) en mist (condensatie in de lucht). De verzadigingsdampdruk is sterk afhankelijk van de temperatuur. Bij stijgende temperatuur kan lucht steeds meer waterdamp bevatten, en stijgt dus de verzadigingsdampdruk. Bij een stijgende temperatuur wordt de vorming van mist en dauw dus steeds onwaarschijnlijker.

Dauwpuntstemperatuur Wanneer lucht afkoelt, daalt de verzadigingsdampdruk. De dauwpuntstemperatuur geeft aan bij welke temperatuur de lucht verzadigd raakt.

Relatieve luchtvochtigheid De actuele dampdruk gedeeld door de verzadigingsdampdruk is de relatieve luchtvochtigheid. Bij een relatieve luchtvochtigheid van rond de 100% (dampdruk gelijk aan de verzadigingsdampdruk) begint vocht te condenseren.

Mist Wanneer zich op leefniveau wolken vormen, belemmeren de zwevende waterdruppeltjes het zicht. We spreken van mist wanneer het horizontaal zicht minder is dan 1000 m. Bij een zicht onder 200 en 50 m spreken we van respectievelijk dichte en zeer dichte mist.

6.3. De vorming van mist

Zoals aangegeven kan mist zich pas vormen bij een luchtvochtigheid nabij 100%. De mistdruppels vormen zich gewoonlijk niet zomaar in de lucht; de condensatie vindt plaats op al aanwezige, zwevende stofdeeltjes. Deze deeltjes noemen we *condensatiekernen*. Als er meer condensatiekernen aanwezig zijn, kan mist zich gemakkelijker vormen. Mist is in Nederland onder te verdelen in een aantal typen, elk met een eigen ontstaanswijze. De belangrijkste twee zijn *stralingsmist* en *advectiemist*.

²⁵ Geldt alleen voor mist

6.3.1. Stralingsmist

's Nachts koelt de atmosfeer af door het uitzenden van (langgolvlige) straling vanaf het aardoppervlak (Paragraaf 2.4.2). Deze afkoeling is dicht bij de grond het sterkst. Wanneer de lucht sterk afkoelt tot onder de dauwpuntstemperatuur, ontstaat stralingsmist. De mistlaag is eerst nog dun, zodat het soms nog mogelijk is om er overheen te kijken (*grondmist*), en kan gedurende de nacht aangroeien tot een laag van tientallen tot honderden meters dik. In de meeste gevallen lost de mist in de loop van de ochtend op onder invloed van de zonnestraling. Soms kan de mist ook gedurende de dag nog blijven hangen.



Een dunne laag stralingsmist rond zonsopkomst, gezien boven Wageningen (links, foto: Dirk Wolters) en Rotterdam (rechts, foto: Erik de Haan).

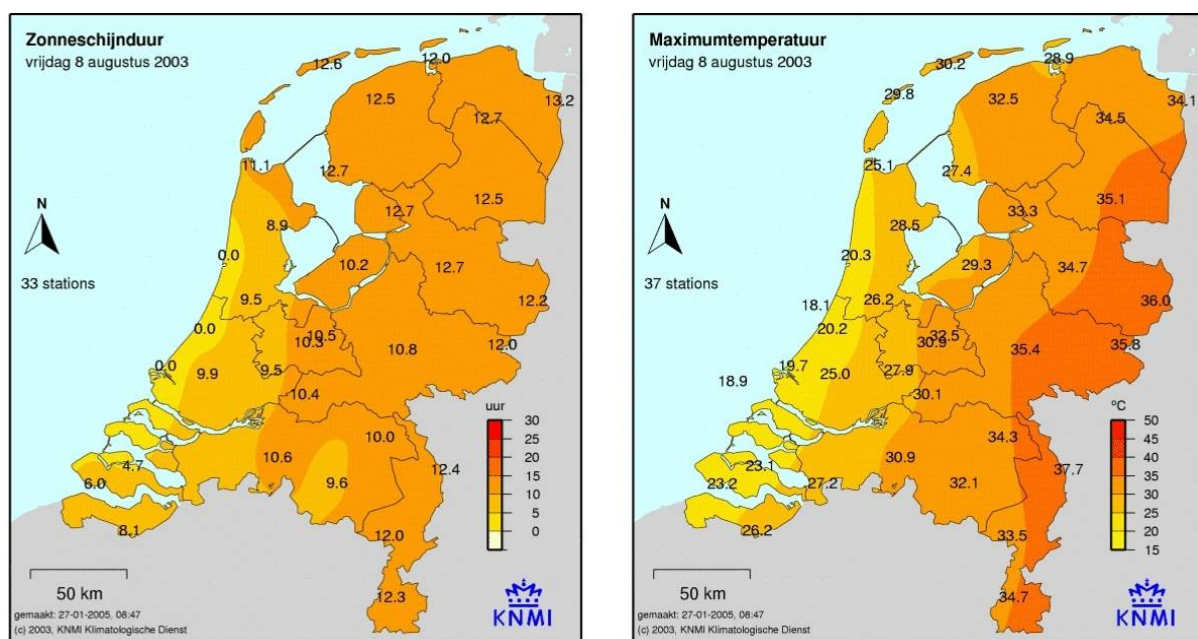
6.3.2. Advectiemist

Advectiemist ontstaat bij de aanvoer (*advectie*) van lucht over een oppervlak met voor mistvorming gunstige eigenschappen. Vaak gebeurt dit wanneer warme lucht wordt aangevoerd over een relatief koud wateroppervlak, of wanneer koele lucht wordt aangevoerd over een relatief warm wateroppervlak. Door de temperatuurverandering in combinatie met verdamping van vocht uit het water, kan dan mist ontstaan. Een kleinschalig voorbeeld van advectiemist is slootmist, waarbij 's nachts lucht, die boven land sterk is afgekoeld, over een wateroppervlak strijkt en hier door het aanwezige vocht verzadigd raakt.

Ook boven de Noordzee ontstaat regelmatig advectiemist, vooral in het zomerhalfjaar. Vaak blijven deze mistgebieden hangen op de Noordzee. Soms, bijvoorbeeld bij een situatie met zeewind, komen ze het land op. Dan heeft meestal een smalle strook langs de kust last van de mist; boven het land lost deze doorgaans snel op. Figuur 6.1 toont een satellietbeeld van zo'n situatie. Figuur 6.2 toont kaarten van de die dag gemeten zonneshijnduur en maximumtemperatuur. De KNMI-meetstations IJmuiden, Valkenburg en Hoek van Holland registreerden 0 zonuren, met maximumtemperaturen rond 20°C, terwijl Rotterdam 9,9 uren zon registreerde, en het diep in het binnenland bij meer dan 12 uren zon ongeveer 35°C werd. Er kunnen in zo'n situatie dus over geringe afstand grote verschillen bestaan in weertype.



Figuur 6.1. Mistveld op de Noordzee en langs de Hollandse en Zeeuwse kust, satellietbeeld 8 augustus 2003. Bron: AVHRR/DLR.



Figuur 6.2. Gemeten zonneschijnduur (links) en maximumtemperatuur (rechts) op KNMI-meetstations op 8 augustus 2003: een situatie met een mistveld op de Noordzee en langs de Hollandse en Zeeuwse kust. Bron: KNMI.

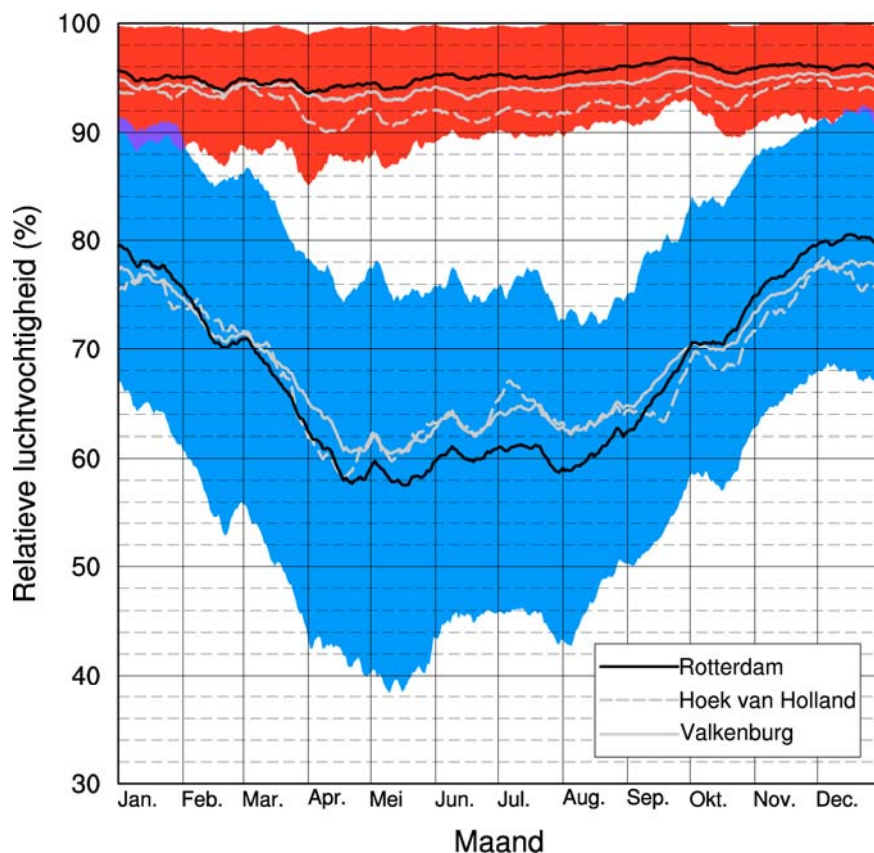
Onder invloed van een zwakke stroming kunnen flarden van recent ontstane advection- of stralingsmist zich gaan verplaatsen door het landschap. Dit soort flarden kennen we als mistbanken. In een situatie met mistbanken is het zicht vaak zeer variabel. Dit kan verraderlijk zijn voor het verkeer.

6.4. Algemene klimatologie van luchtvochtigheid en mist en verschillen tussen KNMI-stations

Informatie over de algemene klimatologie van luchtvochtigheid en mist in het studiegebied, gebaseerd op metingen van KNMI-meetstations in de periode 1981-2010, is gegeven in de Klimaatatlas (www.klimaatatlas.nl). Wij geven hier enige beknopte informatie over de algemene klimatologie op de KNMI-stations Rotterdam, Hoek van Holland en Valkenburg, en de klimatologische verschillen tussen deze stations. De meer kleinschalige ruimtelijke verschillen, die niet zichtbaar zijn in de metingen op de KNMI-meetstations, bespreken we verderop uitgebreider.

6.4.1. Relatieve luchtvochtigheid

Figuur 6.3 toont het verloop door het jaar van de dagminimum en -maximum relatieve luchtvochtigheid. Over het algemeen treedt de minimale relatieve luchtvochtigheid op in de middag, wanneer de temperatuur het hoogst is, en de maximale relatieve luchtvochtigheid aan het einde van de nacht. We zien dat de relatieve luchtvochtigheid in de (vroege) ochtend meestal rond 95% zit. Deze waarden zijn gemeten op 1,5 m hoogte. Dicht bij de grond is de luchtvochtigheid 's ochtends meestal nog hoger, met als gevolg de vorming van dauw of rijp op de meeste ochtenden in het jaar. Verder zien we dat Hoek van Holland en Valkenburg 's ochtends een fractie droger zijn dan Rotterdam. Dit komt waarschijnlijk door het feit dat het KNMI-station Rotterdam is gelegen op kleigrond, en Hoek van Holland en Valkenburg op zandgrond met een diepere grondwaterstand.



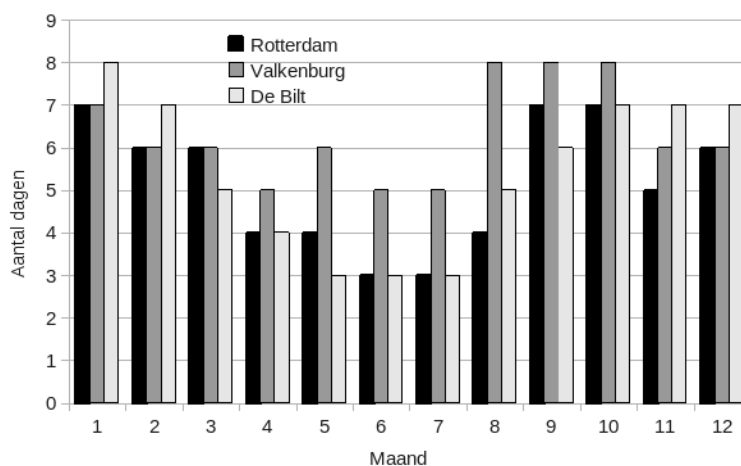
Figuur 6.3. Doorlopend 15-daags gemiddelde van de dagminimum- en -maximum relatieve luchtvochtigheid (respectievelijk met de blauwe en rode band) op de KNMI-meetstations Rotterdam, Hoek van Holland en Valkenburg, met 10%- en 90%-kwantielen voor Rotterdam (grenzen van gekleurde oppervlakken; dit zijn de waarden die gemiddeld elke tien dagen over- of onderschreden worden). Gebaseerd op metingen in de periode 1981-2010. Bron: KNMI.

In het dagminimum van de relatieve luchtvochtigheid ('s middags) is een sterke jaarlijkse gang te zien. 's Winters zit het maximum tegen 80%, 's zomers rond 60%. Deze jaarlijkse gang wordt veroorzaakt door de sterke jaarlijkse gang in zonnestraling. In de zomer is door de sterkere zonnestraling, de opwarming overdag veel groter dan 's winters (Figuur 2.1). Hierdoor kan de relatieve luchtvochtigheid 's zomers overdag veel verder dalen. In één op de tien dagen (90%-kwantiel) wordt in de zomer een minimum relatieve luchtvochtigheid gehaald van 40-45% of minder. De laagste luchtvochtigheid gemeten op de KNMI-metstations Rotterdam en Valkenburg is 15% resp. 17% op 11 juni 1975, en op Hoek van Holland 18% op 30 april 2007.

6.4.2. Mist

Figuur 6.4 toont het verloop door het jaar van het aantal mistdagen in De Bilt, Rotterdam en Valkenburg, gebaseerd op metingen in de periode 1981-2010. Op het station Hoek van Holland zijn niet genoeg metingen beschikbaar voor een dergelijke klimatologie. De duidelijkste jaarlijkse gang zien we in De Bilt en Rotterdam. Hier, op relatief grote afstand van de kust, komt vooral stralingsmist voor in de herfst- en wintermaanden. 's Zomers zijn er in De Bilt en Rotterdam gemiddeld 3-5 mistdagen per maand, in de herfst en winter 5-8.

Op station Valkenburg is de jaarlijkse gang minder uitgesproken. Dit komt doordat hier naast stralingsmist in de herfst en winter, in het zomerhalfjaar ook een invloed is van advectiemist vanaf zee.



Figuur 6.4. Gemiddeld aantal dagen per jaar met mist (zicht minder dan 1000 m) op de KNMI-metstations Rotterdam, Valkenburg en De Bilt. Gebaseerd op metingen in de periode 1981-2010. Bron: KNMI.

6.5. Kleinschalige ruimtelijke verschillen en hun oorzaken

In deze paragraaf bespreken we verschillende fysische oorzaken van ruimtelijke verschillen in luchtvochtigheid en mist in Zuid- Holland. Hierbij besteden we vooral aandacht aan ruimtelijke verschillen op kleine schaal, die niet zichtbaar zijn in de Klimaatatlas.

6.5.1. Energiebalans aan het aardoppervlak

Als we kijken naar de lokale energiebalans aan het aardoppervlak (Paragraaf 2.4), dan blijkt dat relatieve luchtvochtigheid het grootst is boven oppervlakken met veel verdamping. Hier is de hoeveelheid waterdamp groter, terwijl de luchttemperatuur lager is. Hierdoor is de kans op stralingsmist het grootst boven veenachtige of vochtige bodems (Oke, 1987). Boven drogere oppervlakken, bijvoorbeeld zandgronden of stedelijk gebied, is de luchtvochtigheid lager, en komt stralingsmist minder vaak voor. Stralingsmist zal zich sneller vormen in laagten in het landschap, omdat deze 's nachts vaak vochtiger en koeler zijn (Hoofdstuk 2). In bossen en in stedelijk gebied wordt de mistvorming tegengegaan door het feit dat het hier 's nachts minder afkoelt.

Wessels (1993) vond een positieve correlatie tussen bodemvocht en mistgevoeligheid bij 20 zichtmeters langs de snelweg A16. Wentink (2007) onderzocht het verband tussen oppervlaktetype en gevoeligheid voor stralingsmist, in een gebied in West-Nederland. Een grote potentiële verdamping, veel bodemvocht en een grote mate van openheid van het landschap bleken de gevoeligheid voor mist te vergroten. Ook de orografie bleek een belangrijke factor, met meer mist op laaggelegen plekken.

Voor het voorkomen van advectiemist zijn de lokale oppervlakte-eigenschappen minder van belang. Vooral de afstand tot de kust is hier belangrijk.



Laag hangende mist. Foto: Peter de Vries.

6.5.2. Condensatiekernen

In bepaalde gevallen ontstaan ruimtelijke verschillen in mist niet alleen door ruimtelijke verschillen in luchtvochtigheid en temperatuur, maar ook door verschillen in de hoeveelheid stofdeeltjes waarop het vocht kan condenseren (condensatiekernen). Een bekend voorbeeld hiervan is de zeer dichte mist die op grote schaal optrad door het afsteken van vuurwerk tijdens de jaarwisseling 2007/2008. Mogelijk zijn industriegebieden, zoals het Rijnmondgebied, door dit effect gevoeliger voor mist. Precieze gegevens hierover ontbreken.

6.5.3. Zeewind

Zeewindcirculaties (Hoofdstuk 2) hebben een grote invloed op de luchtvochtigheid. De lucht achter het zeewindfront is niet alleen kouder dan de continentale lucht ervoor, maar ook vochtiger. Door de combinatie van hoge luchtvochtigheid en lage temperatuur kan bij zeewindcirculaties soms advectionmist en lage bewolking ontstaan of worden aangevoerd.

Ook in andere situaties met een westenwind kan mist vanaf zee het land op komen. Ook in deze situaties neemt de kans op mist vanaf de kust richting het binnenland af.

6.6. Ruimtelijke verschillen in de toekomst

De grootschalige klimaatpatronen zoals zichtbaar in de Klimaatatlas (www.klimaatatlas.nl) zullen in de toekomst grotendeels hetzelfde blijven. In meer detail kunnen patronen wel veranderen, door zowel klimaatverandering als door veranderingen in landgebruik en oppervlakte-eigenschappen. Hieronder geven we een aantal voorbeelden van mogelijke veranderingen in mist in de toekomst.

Mogelijke veranderingen in ruimtelijke verschillen door klimaatverandering

- Door de afname van het aantal regendagen in de G+ en W+ scenario's in de zomer, kunnen zich mogelijk vaker weersituaties voordoen die gunstig zijn voor het ontwikkelen van zeewind (situaties met rustig en helder weer). Dit zou de kans op het voorkomen van advectionmist kunnen vergroten.

Mogelijke veranderingen in ruimtelijke verschillen door veranderingen in oppervlakte-eigenschappen en menselijke activiteit

- Door aanpassingen in het waterbeheer kan de kans op mist veranderen. Zo neemt bij het vernatten van een gebied de kans op mist toe;
- Door het schoner worden van de industrie kan de hoeveelheid condensatiekernen in de lucht afnemen. Dit kan een afname van het voorkomen van mist tot gevolg hebben, vooral in de buurt van industriegebieden.

7. Wind

7.1. Inleiding

Wind is de beweging van lucht ten opzichte van het aardoppervlak. Wind ontstaat door horizontale verschillen in luchtdruk. Hoe sterker de luchtdrukverschillen over een bepaalde afstand, hoe meer wind. Dicht bij het aardoppervlak wordt de wind sterk beïnvloed door wrijving met het aardoppervlak. Door lokale omstandigheden kunnen nabij het aardoppervlak over kleine afstanden grote verschillen in windrichting en windsnelheid optreden. Zowel de richting als de snelheid van de wind is voor tal van activiteiten van de mens bepalend. Enkele voorbeelden:

- Storm en windstoten kunnen zorgen voor gevaarlijke situaties en voor grote schade;
- Veel vormen van recreatie zijn aantrekkelijker bij weinig wind. In de luwte voelt het bij dezelfde temperatuur veel eerder aangenaam, en een harde wind brengt veel ongemakken met zich mee. Bij vormen van watersport is het juist gunstig wanneer er wat wind staat;
- Windturbines leveren hogere opbrengsten bij meer wind (behalve wanneer de wind te sterk wordt);
- Windrichting en -snelheid zijn voor luchthavens van groot belang. Landingsbanen kunnen bijvoorbeeld niet gebruikt worden wanneer er te veel dwarswind is.

Tabel 7.1 geeft een overzicht van het relatieve belang van de verschillende oorzaken van ruimtelijke verschillen die worden besproken in dit hoofdstuk.



Langs de kust staat gemiddeld meer wind. Door harde wind kan zeewater opgestuwd worden tegen de kust. Foto: G. Hazeu.

Tabel 7.1. Het relatieve belang van verschillende oorzaken van ruimtelijke verschillen in wind binnen Nederland. ●●= veel invloed; ●= geringe invloed. Zie voor definities de volgende paragraaf.

Oorzaken ruimtelijke verschillen	Effect
Kusteffect/zeewind	●● ²⁶
Stad/ruraal	●● ²⁶
Vegetatie	●● ²⁶
Wateroppervlak (m.u.v. zee en grote wateroppervlakken)	●● ²⁶
Bodemvocht	
Hoogteverschillen	
Luchtkwaliteit	
Albedo	
Ruwheid	●●

7.2. Definities

Gemiddelde windsnelheid De gemiddelde windsnelheid wordt bepaald uit metingen over een duur van minstens tien minuten, zodat de invloed van afzonderlijke windvlagen niet bepalend is. Meestal wordt uitgegaan van de uur- of daggemiddelde windsnelheid. De gemiddelde windsnelheid wordt vaak uitgedrukt in de schaal van Beaufort (Bft). Zie Tabel 7.2 voor de indeling van de gemiddelde windsnelheid volgens deze schaal.

Windrichting De windrichting is de richting waar de wind vandaan waait. Bij een westenwind waait de wind dus uit het westen richting het oosten. Soms wordt de windrichting aangeduid als de hoek die de windrichting maakt ten opzichte van het noorden (0 en 360 graden is noordenwind, 90 graden is oostenwind, 180 graden is zuidenwind, 270 graden is westenwind).

Storm Bij een gemiddelde windsnelheid van 9 Bft of hoger spreken we van storm.

Windstoot Windstoten zijn kortdurende uitschieters van de windsnelheid, bovenop de gemiddelde wind. Het KNMI bepaalt windstoten uit de gemeten windsnelheid gemiddeld over drie seconden. Vaak wordt gekeken naar de maximale windstoot binnen een bepaalde periode, bijvoorbeeld een dag. Windstoten worden niet uitgedrukt in de schaal van Beaufort, maar in km/u, m/s of in knopen (kts). Bij een uitschieter boven 75 km/u spreken we van een zware windstoot, boven 100 km/u van een zeer zware windstoot.

Windhoos Een windhoos (of tornado) is een verticale, snel om zijn as draaiende luchtkolom onder een (onweers-) bui, meestal zichtbaar als een 'slurf' onder de basis van de wolk. Windhozen zijn zeldzaam, maar kunnen lokaal zeer zware windstoten veroorzaken met veel schade.

Wind chill Bij harde wind voelt het in de winter kouder aan. Deze gevoelstemperatuur wordt ook wel wind chill genoemd (Groen, 2009; zie http://www.knmi.nl/cms/content/35675/gevoelstemperatuur_windchill).

Meer informatie over deze (en andere) indexgerelateerde meteorologische begrippen is te vinden via de website <http://www.knmi.nl/cms/content/81558/wind>.

²⁶ Door effect op ruwheid

Tabel 7.2. Indeling van de gemiddelde windsnelheid volgens de schaal van Beaufort. Bron: www.knmi.nl.

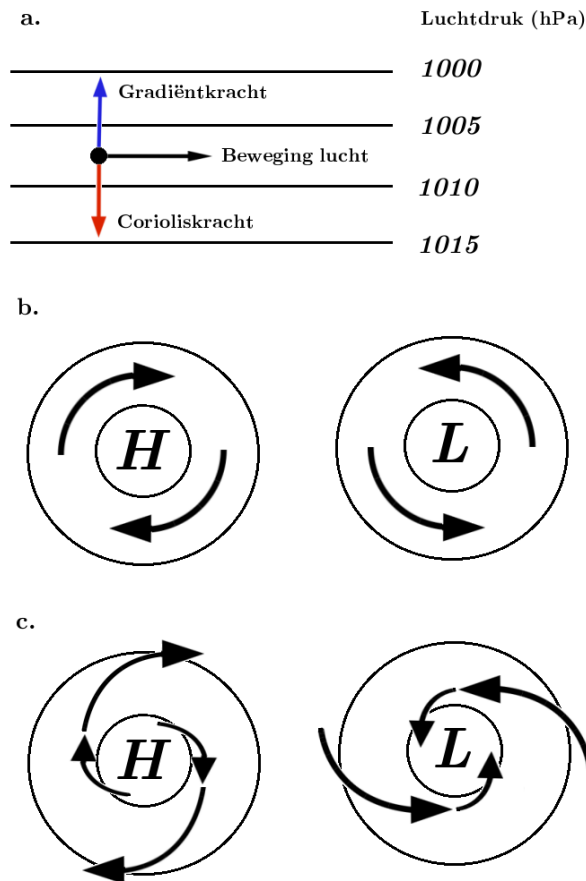
kracht*	benaming	wind gemiddelde snelheid over 10 minuten	wind gemiddelde snelheid over 10 minuten	uitwerking boven land en bij mens
		km/h	m/sec	
0	stil	0-1	0-0,2	rook stijgt recht of bijna recht omhoog
1	zwak	1-5	0,3-1,5	windrichting goed af te leiden uit rookpluimen
2	zwak	6-11	1,6-3,3	wind merkbaar in gezicht
3	matig	12-19	3,4-5,4	stof waait op
4	matig	20-28	5,5-7,9	haar in de war; kleding flappert
5	vrij krachtig	29-38	8,0-10,7	opwaaiend stof hinderlijk voor de ogen; gekuifde golven op meren en kanalen; vuilcontainers waaien om
6	krachtig	39-49	10,8-13,8	paraplu's met moeite vast te houden
7	hard	50-61	13,9-17,1	het is lastig tegen de wind in te lopen of te fietsen
8	stormachtig	62-74	17,2-20,7	voortbewegen zeer moeilijk
9	storm	75-88	20,8-24,4	schoorsteenkappen en dakpannen waaien weg; kinderen waaien om
10	zware storm	89-102	24,5-28,4	grote schade aan gebouwen; volwassenen waaien om
11	zeer zware storm	103-117	28,5-32,6	enorme schade aan bossen
12	orkaan	>117	>32,6	verwoestingen

7.3. Het ontstaan van wind, storm en windstoten

7.3.1. Luchtdruk en wind

Wind ontstaat door horizontale verschillen in luchtdruk. Deze luchtdrukverschillen oefenen een kracht uit op de lucht, van hoge druk richting lage druk (de *gradiëntkracht*, Figuur 7.1a). Door deze kracht begint de lucht van hoge druk richting lage druk te bewegen.

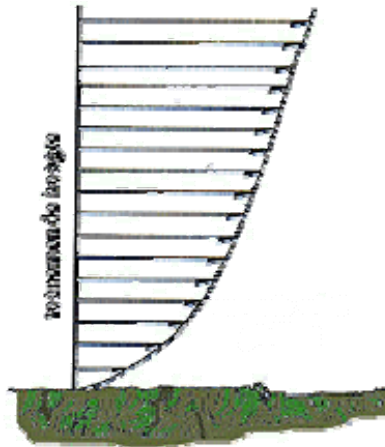
Door de draaiing van de aarde krijgt bewegende lucht op het noordelijk halfrond altijd een afwijking naar rechts (de *Corioliskracht*). In een evenwichtssituatie stroomt de lucht parallel aan de lijnen van gelijke luchtdruk (isobaren). Deze situatie noemen we het geostrofisch evenwicht, en de resulterende, 'ongehinderde' wind de geostrofische wind (Figuur 7.1a. en Figuur 7.1b.). Op enige hoogte in de atmosfeer (vanaf enkele honderden meters), waar de invloed van wrijving met het aardoppervlak klein is, is de wind meestal nagenoeg gelijk aan de geostrofische wind.



Figuur 7.1. Schematische weergave van de beweging van lucht als gevolg van luchtdrukverschillen op het Noordelijk Halfrond. **a.:** Krachten in geostrofisch evenwicht. De gradiëntkracht wijst van hoge naar lage druk; de Corioliskracht wijst naar rechts ten opzichte van de bewegingsrichting. Als resultaat stroomt de lucht parallel aan de lijnen van gelijke luchtdruk, rechtsonder rondom hogedruk- en linksom rondom lagedrukgebieden (**b.**). Dicht bij het aardoppervlak (**c.**) speelt wrijving een rol, en is geen sprake van geostrofisch evenwicht. Door de wrijving beweegt de lucht trager, waardoor de Corioliskracht kleiner is, en de luchtstroming een component krijgt van hoge druk richting lage druk. Bron: KNMI.

7.3.2. Invloed van het aardoppervlak

In de onderste 1-2 km van de atmosfeer (de *grenslaag*) wordt de wind beïnvloed door wrijving met het aardoppervlak. Door de wrijving neemt de windsnelheid af met afnemende hoogte. Figuur 7.2 geeft een schematische weergave van dit verticale windprofiel. Door de lagere windsnelheid bij het aardoppervlak, is hier de afbuiging naar rechts door de Corioliskracht ook kleiner dan op grotere hoogte, terwijl de gradiëntkracht gelijk blijft. Hierdoor waait de wind bij het aardoppervlak niet meer zoals de geostrofische wind evenwijdig aan de isobaren, maar zo'n 5° tot 30° gedraaid naar links, de richting van lage druk (*gekrompen*). Hierdoor wordt bij het aardoppervlak lucht getransporteerd van hogedrukgebieden naar lagedrukgebieden. (Figuur 7.1c.) Een meer uitgebreide uitleg van de hierboven beschreven mechanismen is te vinden in Zwart et al. (1994).

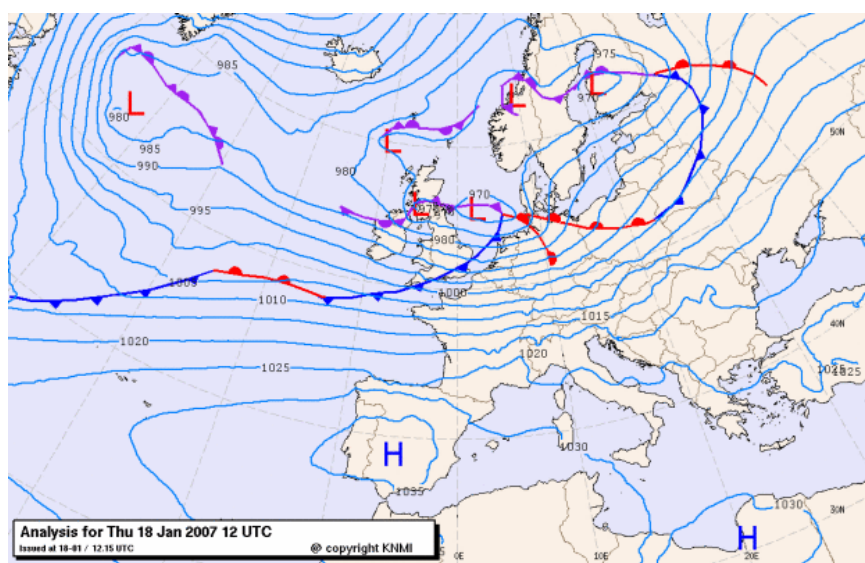


Figuur 7.2. Schematische weergave van het verticale profiel van de windsnelheid bij het aardoppervlak: dicht bij het aardoppervlak is de windsnelheid geringer door de wrijving met het aardoppervlak. Bron: www.keesfloor.nl.

7.3.4. Storm

In de buurt van gebieden met een lage luchtdruk (lagedrukgebieden/depressies) zijn de horizontale luchtdrukverschillen meestal groot. Hierdoor is er in de buurt van depressies vaak veel wind. Storm wordt veroorzaakt door zeer 'diepe' lagedrukgebieden, met in het midden een zeer lage luchtdruk. Deze 'stormdepressies' variëren in doorsnede van enkele honderden km tot ongeveer 1000 km. Figuur 7.3 geeft een voorbeeld van de luchtdrukverdeling bij een grote stormdepressie op 18 januari 2007, toen langs vrijwel de gehele Nederlandse kust een zware storm (10 Bft) gemeten werd. We zien grote luchtdrukverschillen over kleine afstanden in een groot gebied rondom de Benelux. Storm komt in onze omgeving vooral voor in het najaar en in de winter, wanneer de temperatuurtegenstellingen tussen het noordpoolgebied en de tropen het grootst zijn.

In de buurt van hogedrukgebieden zijn de horizontale verschillen in luchtdruk juist meestal klein (zie bijvoorbeeld het hogedrukgebied boven Spanje en Portugal in Figuur 7.3). Hierdoor waait het in weersituaties met een hoge luchtdruk meestal weinig.

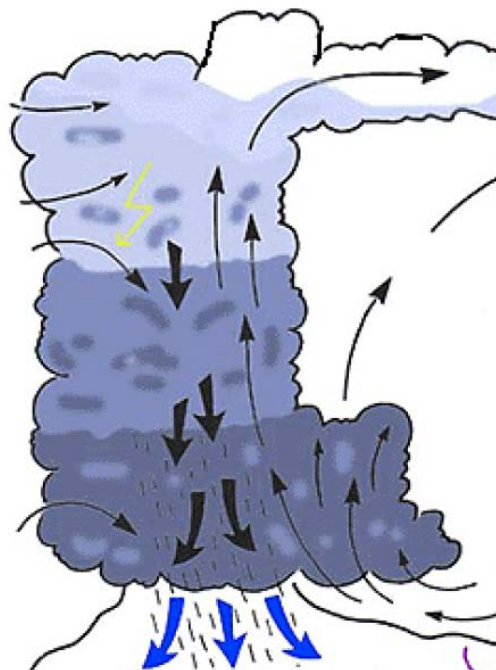


Figuur 7.3. Weerkaart van 18 januari 2007, 13:00 Nederlandse tijd. Op deze dag stond langs de Nederlandse kust een zware storm, en traden op grote schaal zeer zware windstoten op. De lichtblauwe lijnen zijn isobaren (lijnen van gelijke luchtdruk). Bron: KNMI.

7.3.5. Windstoten

Windstoten zijn het gevolg van turbulentie: kleinschalige, sterk variabele bewegingen van de lucht. Zware of zeer zware windstoten kunnen voorkomen bij stormen, als uitschieter in de toch al hoge gemiddelde windsnelheid. In een storm treden de zwaarste windstoten vaak op in de buurt van buien of fronten. Zo werden bij de zware storm van 18 januari 2007 (zie de voorgaande paragraaf) zeer zware windstoten gemeten tot 133 km/u.

Maar ook wanneer geen stormdepressie aanwezig is, die zorgt voor een hoge gemiddelde windsnelheid, kunnen zware en zeer zware windstoten voorkomen. Dit is het geval bij buien, vooral bij stevige onweersbuien in de zomer. In buien bevinden zich sterke stijgende en dalende luchtstromingen (zie de schematische weergave in Figuur 7.4.), en soms komt koude, relatief zware lucht met grote snelheid naar beneden 'vallen'. Bij het aardoppervlak aangekomen spreidt deze lucht zich horizontaal uit, en veroorzaakt zo windstoten, ook wel 'valwinden' genoemd. Vooral aan de voorzijde van zware onweersbuien komen zulke windstoten voor. Op 14 juli 2010 werd bij zo'n situatie veel schade aangericht in het oosten van Nederland. Zo waaiden bij Vethuizen meerdere caravans vanaf een camping een meer in, en werden vijf hoogspanningsmasten omver geblazen. Op het KNMI-meetstation Volkel werd toen een zeer zware windstoot gemeten van 123 km/u (Groenland et al., 2010); de zwaarste windstoten werden geschat op 180-200 km/u. Valwinden kunnen ook gevaarlijk zijn voor het vliegverkeer, omdat een vliegtuig in sterk dalende lucht plotseling veel hoogte kan verliezen. In zeldzame gevallen kunnen in buien windhozen voorkomen. Op 5 november 1948 werd op Vlieland bij een windhoos een windstoot gemeten van 202 km/u, de hoogst gemeten windstoot in Nederland.

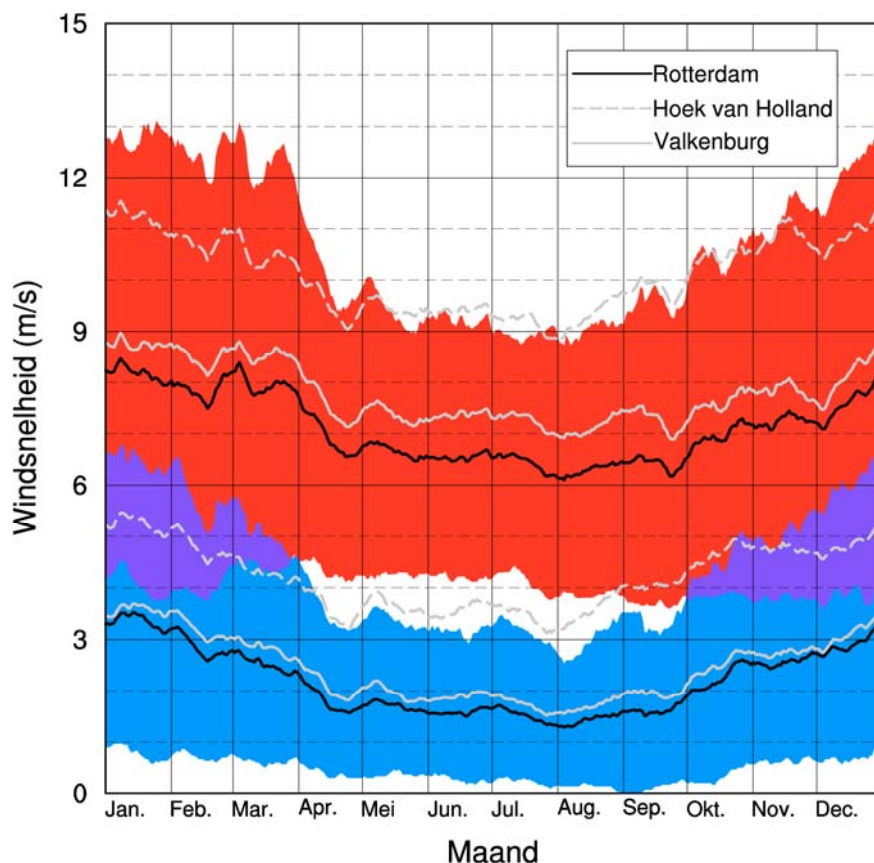


Figuur 7.4. Zijaanzicht van een bui met verticale luchtstromingen. De blauwe pijlen tonen hoe dalende koude lucht uitstroomt over het aardoppervlak, en zo windstoten kan veroorzaken. Bron: KNMI.

7.4. Algemene klimatologie van wind, verschillen tussen KNMI-stations

Informatie over de algemene klimatologie van wind in het studiegebied, gebaseerd op metingen van KNMI-metstations in de periode 1981-2010, is gegeven in de Klimaatatlas (www.klimaatatlas.nl). Wij geven hier enige beknopte informatie over de algemene klimatologie op de KNMI-stations Rotterdam, Valkenburg en Hoek van Holland, en over de klimatologische verschillen tussen deze stations. De meer kleinschalige ruimtelijke verschillen, die niet zichtbaar zijn in de metingen op de KNMI-metstations, bespreken we verderop uitgebreider.

Figuur 7.5 toont het verloop door het jaar van de dagminimum en -maximum uurgemiddelde windsnelheid op de KNMI-metstations Rotterdam, Hoek van Holland en Valkenburg. De minimale windsnelheid wordt doorgaans 's nachts gemeten, de maximale windsnelheid overdag. Voor Rotterdam zijn de extremen weergegeven door een band tussen de dagminima en -maxima die eens per tien dagen wordt onder- of overschreden (de 10%- en 90%-kwantielen). Aan deze kwantielen is te zien dat de spreiding in dagminimum en -maximum windsnelheid 's winters groter is dan 's zomers. Hoewel niet getoond in Figuur 7.5 geldt dit ook voor de stations Hoek van Holland en Valkenburg. Verder is zowel aan de gemiddelden voor de drie stations, als aan de kwantielen voor Rotterdam, te zien dat het 's winters gemiddeld harder waait dan 's zomers.



Figuur 7.5. Doorlopend 15-daags gemiddelde dagminimum en -maximum uurgemiddelde windsnelheid (respectievelijk met de blauwe en rode band) in Rotterdam, Hoek van Holland en Valkenburg door het jaar heen, met 10%- en 90%-kwantielen voor Rotterdam (gekleurde oppervlakken; dit zijn de waarden die gemiddeld elke tien dagen over- of onderschreden worden). Gebaseerd op metingen in de periode 1981-2010. Bron: KNMI.

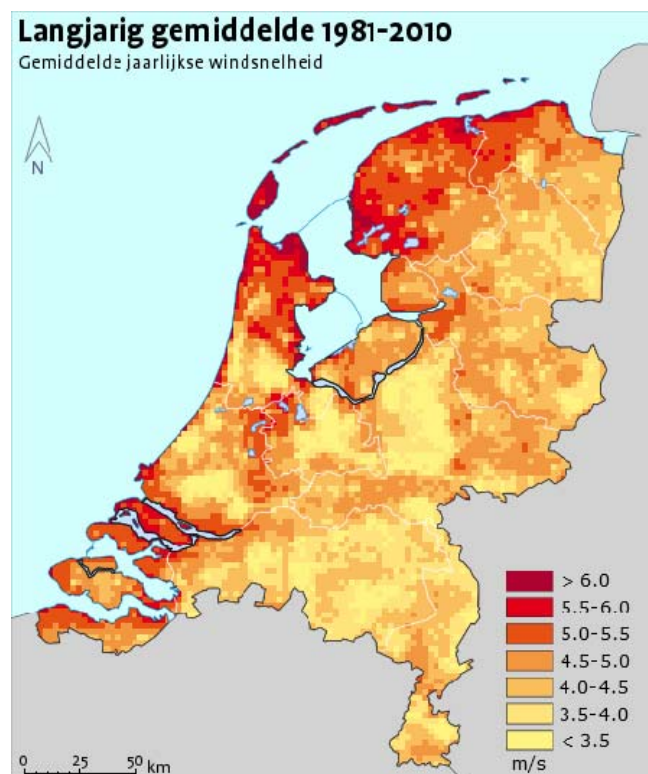
Tussen de verschillende stations in Zuid-Holland bestaan grote verschillen in windsnelheid. Op Rotterdam is de gemiddelde windsnelheid het laagst. Dit komt doordat

Rotterdam zich verder van de kust bevindt dan Hoek van Holland en Valkenburg. De ruwheid is boven zee immers veel kleiner dan boven land. Bij Hoek van Holland waait het weer veel meer dan bij Valkenburg. Dit komt doordat de windmeter bij het station Hoek van Holland op een pier boven zee meet, en die op Valkenburg boven land op enkele kilometers van de kust.

Slob (1989) noemt op basis van twee jaar aan metingen een jaargemiddelde afname van de windsnelheid van 16% over een afstand van 20 km vanaf de kust. Over 0,7 tot 1,7 km werden de verschillen geschat op resp. 3% en 6%.

7.5. Kleinschalige ruimtelijke verschillen en hun oorzaken

In deze paragraaf bespreken we verschillende fysische oorzaken van ruimtelijke verschillen in wind in Zuid-Holland. De grootste ruimtelijke verschillen in wind worden veroorzaakt door de verschillen in ruwheid van het landschap. De effecten van ruwheid op wind worden in de meteorologie vaak onderverdeeld in twee lengteschalen: de mesoschaal en de microschaal.



Figuur 7.6. Verdeling van jaargemiddelde windsnelheid over Nederland, bepaald uit metingen en geschatte landschapsruwheid. Bron: www.klimaatatlas.nl.

7.5.1. Mesoschaal

De mesoschaal is de meteorologische lengteschaal van enkele tot tientallen kilometers. Op deze schaal wordt de wind op leefniveau beïnvloed door elementen zoals bosgebieden, steden en grote wateroppervlakken. Figuur 7.6 toont de windsnelheid op 10 m hoogte boven Nederland, geschat uit de gemeten windsnelheid en de mesoschaalruwheid in blokken van 2,5 x 2,5 km. Het meest duidelijk is de invloed van de hoge ruwheid bij steden en bossen. Grote steden als Amsterdam, Rotterdam en Den

Haag zijn zichtbaar als gebieden met relatief weinig wind, net als de bosrijke gebieden bij De Veluwe en De Utrechtse Heuvelrug. Het Groene Hart onderscheidt zich als open gebied juist door een hogere windsnelheid. In de Klimaatatlas (www.klimaatatlas.nl) zijn dergelijke kaarten te vinden voor de verschillende maanden van het jaar²⁷.

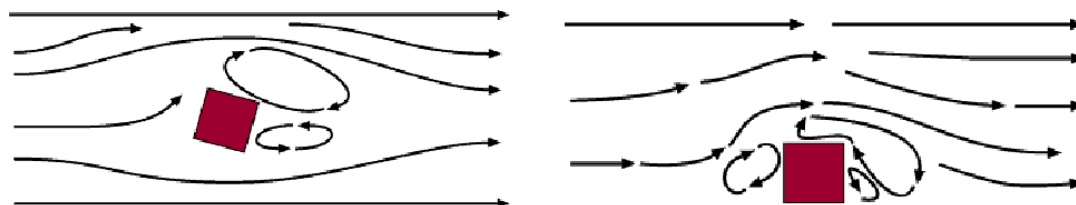
Ook zeewindcirculaties zijn een fenomeen op mesoschaal (Paragraaf 2.4). In een situatie met zeewind kan, door het temperatuurverschil van de lucht boven land en boven zee, de wind op locaties nabij de kust plotseling draaien naar richtingen vanuit zee. Ook kan de wind dan toenemen.

7.5.2. Microschaal

De microschaal is de lengteschaal van enkele meters tot ongeveer een kilometer. Het gaat hierbij om de invloed van individuele objecten, zoals gebouwen, bomen of straten. Figuur 7.7 illustreert het gedrag van de wind rondom een kubusvormig gebouw. Het windklimaat op microschaal is moeilijk te modelleren en in kaart te brengen. Het belangrijkste kenmerk is dat open stukken met een oriëntatie parallel aan de windrichting het meeste wind hebben, terwijl plekken aan de lijzijde van elementen (luwtes), zoals de oostkant van een gebouw, het minste wind hebben. In bepaalde gevallen, waarbij de lucht door een smalle opening geperst wordt (*tunnelling*) kan de windsnelheid uitschieten tot boven die van de geostrofische wind. Naast de windsnelheid kan ook de windrichting zich door objecten op microschaal chaotisch gedragen.

In Nederland wordt door onder andere TNO en de TU Delft onderzoek gedaan naar het gedrag van wind rondom gebouwen.

De bovengenoemde ruimtelijke verschillen in windsnelheid hebben ook invloed op de gevoelstemperatuur. Zo zullen bij extreme kou met veel wind sneller problemen optreden bij mensen die zich in een open gebied bevinden, dan bij mensen in een bos of stad. En in het voorjaar zal het eerder aangenaam zijn op locaties die in luwtes liggen.



Figuur 7.7. Schematische weergave van de wind rond gebouwen; bovenaanzicht (links) en zijaanzicht (rechts). Bron: www.keesfloor.nl.

7.6. Ruimtelijke verschillen in de toekomst

De grootschalige klimaatpatronen zoals zichtbaar in de Klimaatatlas (www.klimaatatlas.nl) zullen in de toekomst grotendeels hetzelfde blijven. In meer detail kunnen patronen wel veranderen, door zowel klimaatverandering als door veranderingen in landgebruik en oppervlakte-eigenschappen. Hieronder geven we een aantal voorbeelden van mogelijke veranderingen in wind in de toekomst.

²⁷ In tegenstelling tot veel klimaatvariabelen, worden voor wind in de klimaatatlas niet alleen kaarten getoond op basis van waarnemingen. In dit geval zijn de waarnemingen gecombineerd met schattingen van de ruwheid.

Mogelijke veranderingen in ruimtelijke verschillen door klimaatverandering

- Door de mogelijke toename van stabiele weersituaties met zon in de G+ en W+ scenario's in de zomer, kunnen zich mogelijk vaker weersituaties voordoen die gunstig zijn voor het ontwikkelen van zeewind (situaties met rustig en helder weer).

Mogelijke veranderingen in ruimtelijke verschillen door veranderingen in oppervlakte-eigenschappen

- In de afgelopen decennia is de gemiddelde windsnelheid boven land afgenomen, deels te verklaren door een toegenomen ruwheid van het oppervlak (Vautard et al., 2010). Deze afname is ook te zien bij de stations in Zuid-Holland. Als deze trend zich doorzet, door de uitbreiding van steden of een toename van het areaal met bos, kan de gemiddelde windsnelheid op die plaatsen verder afnemen;
- Zeer lokaal kan het windklimaat veranderen door het plaatsen of verwijderen van gebouwen of het planten van vegetatie.



Windmolens langs de Groningse kust. Foto: G. Hazeu.

8. Onweer, hagel, sneeuw en ijzel

8.1. Inleiding

In Nederland valt veruit de meeste neerslag in de vorm van regen (zie Hoofdstuk 4). Regenval zorgt alleen bij extreme hoeveelheden voor problemen in de samenleving. Bevroren neerslagvormen zorgen, wanneer ze voorkomen, veel sneller voor problemen. De belangrijkste van deze bevroren neerslagvormen zijn hagel, sneeuw en ijzel. Ook onweer is een relatief zeldzaam, gevaarlijk weersverschijnsel.

Enkele voorbeelden van de gevolgen van onweer, hagel, sneeuw en ijzel voor de samenleving:

- De inslag van bliksem op gebouwen kan elektrische apparatuur ernstig ontregelen of beschadigen;
- Grote hagelstenen kunnen bijvoorbeeld daken van kassen, landbouwgewassen en auto's ernstig beschadigen;
- Intensieve sneeuwval zorgt, door beperkt zicht en gladheid, voor ongelukken in het wegverkeer en voor een sterke verlaging van de snelheid waarmee gereden wordt. De capaciteit van luchthavens loopt bij sneeuwval sterk terug;
- Bij ijzel kan het nog gladder worden dan bij sneeuw, vooral op plekken waar geen sprake is van gladheidbestrijding. Het gevaar wordt versterkt doordat ijzel vaak niet goed zichtbaar is. Bomen en elektriciteitskabels kunnen ernstig beschadigd raken bij ijzel, doordat takken afbreken onder het gewicht van het aangevroren ijs.

Tabel 8.1 geeft een overzicht van het relatieve belang van de verschillende oorzaken van ruimtelijke verschillen die worden besproken in dit hoofdstuk.



Bevroren neerslag aan takken in de winter van 2007/2008. Foto: G. Hazeu.

Tabel 8.1. Het relatieve belang van verschillende oorzaken van ruimtelijke verschillen in onweer, hagel, sneeuw en ijzel binnen Nederland. ●●= veel invloed; ●= geringe invloed.

Oorzaken ruimtelijke verschillen	Sneeuw/ijzel	Onweer/hagel
Kusteffect/zeewind	● ²⁸	●
Stad/ruraal	● ²⁹	
Vegetatie	● ²⁹	
Wateroppervlak (m.u.v. zee en grote wateroppervlakken)	● ²⁹	
Bodemvocht		
Hoogteverschillen	● ²⁹	
Luchtkwaliteit		
Albedo	● ²⁹	
Ruwheid		

8.2. Definities

Onweer Onweer is het gevolg van ontladingen van statische elektriciteit in de atmosfeer. Deze ontladingen verplaatsing zich langs een kanaal, dat fel oplicht (de bliksemschicht). Door de warmteontwikkeling gaat de ontlading gepaard met een knal (de donder).

Blikseminslag De meeste bliksemontladingen springen van wolk tot wolk en bereiken de grond niet (horizontale ontladingen). Bij ontladingen tussen een wolk en de grond spreken we van een verticale ontlading of blikseminslag.

Hagel Bij zware (onweers-) buien kan ook hagel voorkomen. Onder invloed van de sterke verticale luchtbewegingen in de buienwolk ontstaan dan ijsbollen, meestal niet groter dan 1 cm in doorsnede, in extreme gevallen 5 cm of meer. Door hun grote valsnelheid en gewicht kunnen grote hagelstenen zeer veel schade veroorzaken. Figuur 8.2. geeft een voorbeeld van grote hagelstenen.

Sneeuwval Het KNMI hanteert verschillende termen voor verschillende intensiteiten van sneeuwval. Deze definities zijn gebaseerd op het horizontaal zicht. Bij een zicht van 1000-2000 m spreken we van lichte sneeuwval, bij 500-1000 m van matige sneeuwval, bij 200-500 m van zware sneeuwval, bij 50-200 m van zware tot zeer zware sneeuwval en bij minder dan 50 m van zeer zware sneeuwval.

Sneeuwjacht De combinatie van sneeuw en harde wind is extra gevaarlijk. De sneeuw stuift dan over het oppervlak (*sneeuwjacht*), wat zorgt voor een verminderd zicht en voor de vorming van sneeuwduinen. Sneeuwduinen kunnen wegen ernstig versperren en verkeer onmogelijk maken. Zie ook de foto verderop, gemaakt in Roodeschool tijdens de sneeuwjacht van 9 en 10 januari 2010.

Sneeuwdek³⁰ Als het vriest, kan sneeuw op de ondergrond blijven liggen. Waarnemers van het KNMI meten dagelijks de dikte van het eventuele sneeuwdek. Is de ondergrond niet helemaal bedekt met sneeuw, dan wordt gesproken van een *gebroken sneeuwdek*.

²⁸ Invloed op het optreden van sneeuwval, en de vorming van ijzel;

²⁹ Invloed op het blijven liggen van sneeuw, en de vorming en het blijven liggen van ijzel;

³⁰ 1 cm sneeuw komt ongeveer overeen met 1 mm neerslag in vloeibare vorm. Bij natte sneeuw is 1 cm sneeuw meer dan 1 mm neerslag in vloeibare vorm.

IJzel IJzel is de verzamelterm voor neerslag die een harde ijslaag op de ondergrond veroorzaakt. Bij ijzel kan het in korte tijd zeer glad worden. IJzel is extra verraderlijk doordat het, anders dan sneeuw, vaak moeilijk zichtbaar is.



Grote hagelstenen nabij Arnhem, 22 juni 2008. Foto: Dirk Wolters.

8.3. Ontstaan van onweer, hagel, sneeuw en ijzel

Onweer en hagel komen beide voor bij (zware) buien. Daarom hieronder eerst een korte toelichting op het ontstaan van buien (Paragraaf 4.3).

8.3.1. Buien

Een bui is een relatief kleinschalig weersysteem waarbij neerslag valt, met een horizontale doorsnede van enkele kilometers tot enkele tientallen kilometers. Buien worden gevoed door thermische convectie (Paragraaf 4.3). Dit is het verschijnsel waarbij een hoeveelheid warme lucht aan het aardoppervlak begint te stijgen, en door haar eigen warmte in combinatie met de vrijgekomen warmte door wolkenvorming (condensatiewarmte) doorstijgt tot grote hoogte. Hoe sneller deze stijgbeweging is en hoe hoger de lucht doorstijgt, hoe zwaarder de neerslag bij de bui, en hoe groter de kans op hagel en onweer. Een bui met één enkele stijgstroom is van een afstand vaak te herkennen als een wolk in de vorm van een 'aambeeld' (zie foto verderop). In het midden bevindt zich de stijgstroom, die zich aan de bovenkant 'uitspreidt' tegen de tropopauze, de onderkant van de stratosfeer, een relatief warme luchtlaag die stijgbewegingen tegenhoudt. De hoogte die een buienwolk kan bereiken hangt sterk af van de hoogte van de tropopauze; in de winter komen buien vaak niet hoger dan 6-8 km, in de zomer vaak wel tot 10 km of nog hoger. Wanneer verschillende stijg- en daalstromen bij elkaar voorkomen dan kunnen deze elkaar in stand houden of versterken, waardoor een dergelijk *buiencomplex* lange tijd kan bestaan en grote afstanden kan afleggen.



Buienwolk bij Haarlem met duidelijke vorm van een 'aambeeld'. Foto: Marijke Nederkoorn.

8.3.2. Onweer

In buien bewegen stijgende en dalende lucht met grote snelheidsverschillen (soms tot 100 km/u) langs elkaar. Hierdoor kan een scherpe ladingsscheiding ontstaan van elektrostatisch geladen deeltjes tussen verschillende delen van de buienwolk, en/of tussen de buienwolk en de grond. Het potentiaalverschil kan ver oplopen, tot uiteindelijk de isolerende werking van de lucht wordt overkomen, en een vonk overspringt (de bliksemschicht). De spanning van de ontlading kan oplopen tot honderd miljoen Volt. Door de vrijgekomen energie wordt de lucht langs het kanaal van de ontlading verhit tot temperaturen in de orde van 10.000°C. Door deze hoge temperatuur gloeit de lucht op, en wordt het kanaal van de ontlading zichtbaar als een bliksemschicht. De plotselinge uitzetting van de lucht veroorzaakt een knal, de donder. In de meeste onweersbuien zijn de meeste ontladingen vooral horizontaal, van wolk tot wolk. Een kleiner deel van de ontladingen gebeurt verticaal, van wolk tot grond. Verticale ontladingen hebben een voorkeur voor hoge punten, zoals bomen, en kerktorens in steden.

Onweer komt het meest voor bij sterk ontwikkelde buien in de zomer. Ook in het winterhalfjaar zijn onweersbuien mogelijk. Deze produceren echter doorgaans minder ontladingen dan onweersbuien in de zomer.

8.3.3. Hagel

Net als onweer ontstaat hagel in buien met een sterke stijgstroom. Wanneer neerslagdeeltjes voordat ze de grond bereiken in de stijgstroom van een bui terecht komen, worden ze meegevoerd omhoog de bui in. Door de lage temperaturen op grotere hoogte kunnen de neerslagdeeltjes dan bevroren tot ijsklompjes. Deze kleine hagelsteentjes groeien aan door condensatie van waterdamp en contact met andere neerslagdeeltjes. Ze kunnen door verschillende stijg- en dalstromen worden meegevoerd omhoog en omlaag door de buienwolk heen. Door de variatie in eigenschappen van de lucht in de verschillende delen van de bui, hebben hagelstenen van binnen vaak een structuur van laagjes. Uiteindelijk worden de hagelstenen te zwaar om nog omhoog te kunnen worden getransporteerd, en vallen ze uit de bui. Vandaar dat de grootste hagelstenen voorkomen bij zware buien met zeer sterke stijgstromen.

Door tuinders in sommige delen van het land wordt gebruik gemaakt van een zogenaamd *hagelkanon*. Dit is een apparaat waarmee getracht wordt om de vorming van hagel in

een bui te verstoren, door geluidsgolven in de vorm van harde knallen richting de lucht te zenden. Het is niet aangetoond dat hagelkanonnen werken (Wieringa, 2005). Ook zijn er redenen om te twijfelen aan het principe van hagelkanonnen. De hagel die op een bepaalde plaats valt, is al in een eerder stadium in de bui gevormd, buiten de reikwijdte van het hagelkanon. Verder zorgt het onweer in buien voor geluidsschokgolven die minstens zo sterk zijn als die van het hagelkanon, midden in de bui, zonder dat dit de hagel kan voorkomen.

Hagel komt het hele jaar door voor bij buien. Grote hagel met kans op schade komt echter enkel voor bij zeer sterk ontwikkelde buiencomplexen, in het zomerhalfjaar. Hagel bij winterse buien, die meestal een diameter heeft van maximaal 5 mm, noemen we *korrelhagel*; bij buien in het zomerhalfjaar spreken we van *zomerhagel*.



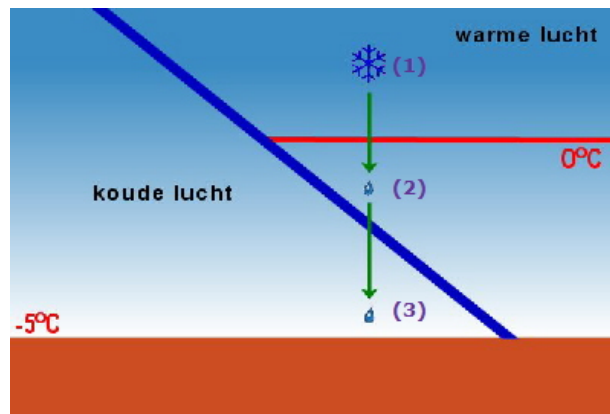
Sneeuwjacht bij Roodeschool, januari 2010. Foto: Jannes Wiersema.

8.3.4. Sneeuw

Op gematigde breedten ontstaat neerslag meestal als sneeuw, op hoogtes waar de luchttemperatuur onder nul ligt. In de meeste gevallen is de luchttemperatuur onderin de atmosfeer ruim boven nul, en smelt de neerslag op zijn weg naar beneden. De neerslag valt dan in de vorm van waterdruppels (regen). Wanneer het op alle hoogtes vriest, dan valt de neerslag als sneeuw. Wanneer de temperatuur boven nul is maar de neerslag nog maar deels is gesmolten, dan spreken we van natte sneeuw of smeltende sneeuw. Sneeuw kan zowel voorkomen bij buien als bij fronten (Hoofdstuk 4).

8.3.5. IJzel

IJzel is een verzamelterm voor neerslagsoorten die een ijslaag achterlaten op de ondergrond. Een eerste voorwaarde hiervoor is een koude, bij voorkeur bevroren, ondergrond. Hierop kan vervolgens op verschillende manieren een laag van ijzel ontstaan.



Figuur 8.1. Doorsnede door een warmtefront (het warmtefront beweegt van rechts naar links). 1. sneeuw gevormd door opstijging van lucht bij het warmtefront; 2. op hun weg naar beneden smelten de sneeuwvlokken tot regendruppels; 3. de regendruppels komen terecht in de koude lucht en bereiken in onderkoelde vorm het koude aardoppervlak, waar ze direct bevriezen.

Onderkoelde neerslag

De 'klassieke' ijzelsituatie doet zich voor bij een dooi-aanval, na een vorstperiode in de winter. Tijdens de vorstperiode is de bodem vaak bevroren geraakt. De dooi zet in in de vorm van een warmtefront, vergezeld van neerslag. Bij een warmtefront dringt de zachte lucht het eerst binnen op grote hoogte, en aan de grond pas als het front al bijna voorbij is. Hierdoor valt de neerslag eerst door een laag met zachte lucht, waar zich regen kan vormen. Dicht bij de grond komt deze neerslag in de koude lucht terecht, waar de regendruppels sterk afkoelen, tot rond of zelfs onder nul graden (onderkoelde neerslag), terwijl ze vloeibaar blijven. Bij aanraking met de bevroren ondergrond bevriezen de druppels direct, en vormen zo een ijslaag. Zie Figuur 8.1 voor een schematische weergave van dit proces.

Ijsregen

Soms bevriezen de regendruppels al voordat ze de grond bereiken. Ze vallen dan als ijsregen, een neerslagvorm die, afgezien van de verschillende ontstaanswijze, lijkt op hagel. Ijsregen kan, net als onderkoelde regen, vastvriezen aan de grond en een ijslaag vormen. De ijsklompjes kunnen ook, net als hagel, los op het oppervlak blijven liggen.

8.4. Klimatologie van onweer, hagel, sneeuw en ijzel, kleinschalige verschillen

Informatie over de algemene klimatologie onweer, hagel, sneeuw en ijzel in het studiegebied, gebaseerd op metingen van KNMI-metstations in de periode 1981-2010, is (beperkt) gegeven in de Klimaatatlas (www.klimaatatlas.nl). Wij geven hier enige beknopte informatie. In de paragrafen wordt ook telkens kort aandacht besteed aan mogelijke kleinschalige verschillen in klimatologie.

8.4.1. Onweer

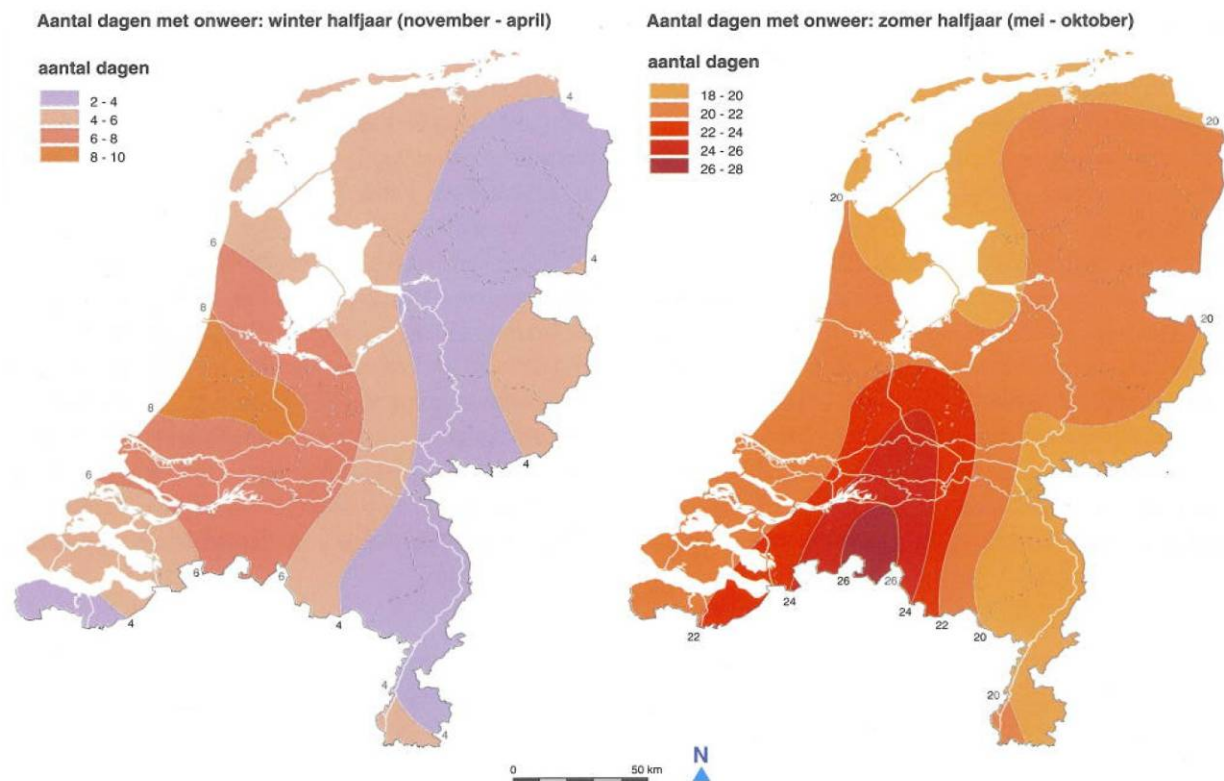
Figuur 8.2 geeft de verdeling over Nederland van het gemiddelde aantal onweersdagen in het zomer- en winterhalfjaar. In Zuid-Holland wordt op ongeveer 30 dagen per jaar onweer waargenomen. In het winterhalfjaar wordt in Zuid-Holland onweer gemiddeld op ongeveer 8 dagen waargenomen, in het zomerhalfjaar op 20-22 dagen. Uit Figuur 8.2 blijken geen sterke verschillen in het voorkomen van onweer binnen Zuid-Holland. De variatie ligt in de orde van enkele onweersdagen per jaar, en is hiermee niet van toeval te onderscheiden. Dit beeld wordt bevestigd door Noteboom (2006), een klimatologie op basis van vijf jaren aan waarnemingen door het bliksemdetectiesysteem van het KNMI.

In Figuur 8.2 is wel te zien dat in het winterhalfjaar onweer vaker in de kustregio voorkomt dan in het binnenland. Dit heeft waarschijnlijk te maken met het vaker optreden van hevige buien in de herfst in de kustregio.

Onweer wordt veroorzaakt door relatief grootschalige verschijnselen. Bovendien is in onweerssituaties de precieze plek waar buien ontstaan sterk gebonden aan toeval. Er is geen verband aan te tonen tussen zeer lokale oppervlakte-eigenschappen en het voorkomen van onweer. In de volksmond wordt wel eens gesproken over de mogelijkheid dat onweersbuien kunnen 'blijven hangen' achter grote rivieren, maar voor dit idee bestaat geen wetenschappelijke basis.

8.4.2. Hagel

Zomerhagel komt op een willekeurige plek in Nederland ongeveer één keer per jaar voor. Gemiddeld op vijf dagen per jaar vallen ergens in Nederland hagelstenen met een diameter van 2 cm of meer (KNMI, 2011). Er zijn te weinig waarnemingen beschikbaar om iets te kunnen zeggen over de ruimtelijke verdeling van het optreden van hagel.



Figuur 8.2. Gemiddeld aantal onweersdagen per jaar in het winterhalfjaar (links) en het zomerhalfjaar (rechts), verdeling over Nederland. Gebaseerd op visuele waarnemingen in de periode 1971-2000. Bron: KNMI Klimaatatlas 1971-2000 (KNMI, 2002).

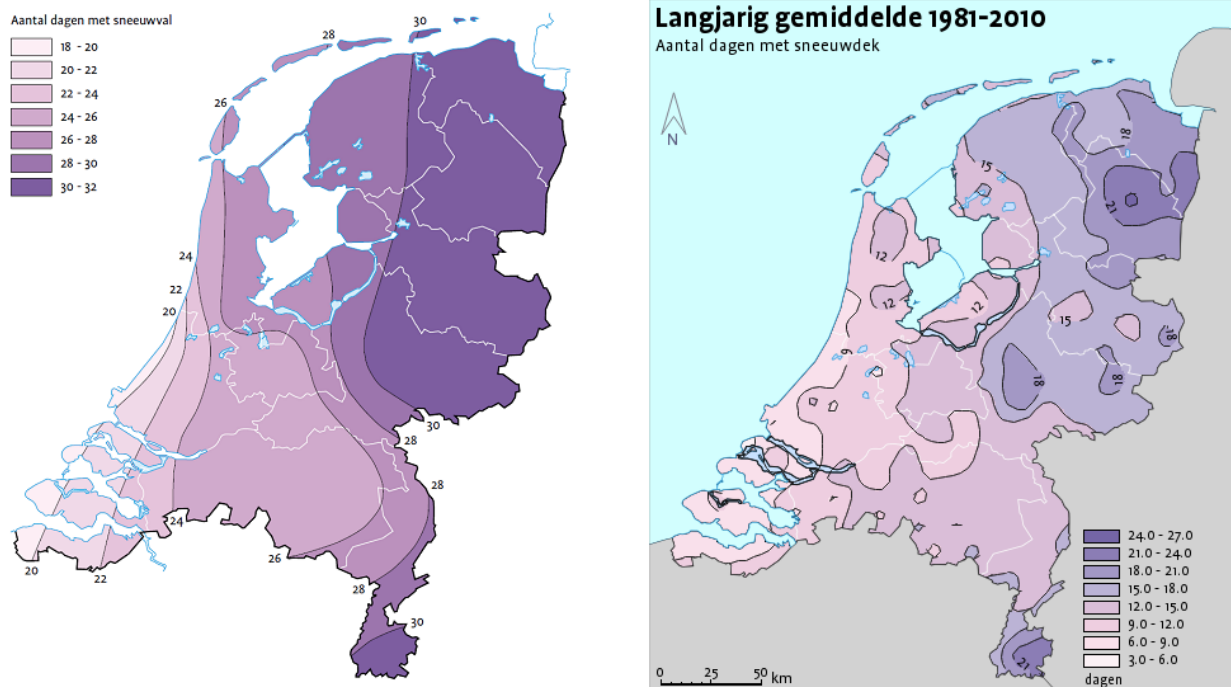
Omdat hagel net als onweer voorkomt bij buien met sterke stijgstromen, is het waarschijnlijk dat de ruimtelijke verdeling van het optreden van hagel lijkt op de ruimtelijke verdeling van het optreden van onweer (Figuur 8.2). Er is geen verband aan te tonen tussen lokale oppervlakte-eigenschappen en het voorkomen van onweer. Het lijkt waarschijnlijk dat hetzelfde geldt voor hagel.

8.4.3. Sneeuw

Figuur 8.3 toont de gemiddelde verdeling over Nederland van het aantal dagen per jaar met sneeuwval en sneeuwdek. In Zuid-Holland sneeuwt het gemiddeld op ongeveer 22 dagen per jaar, en er ligt op ongeveer 6 dagen per jaar sneeuw.

Binnen Zuid-Holland neemt vanaf de kust richting het binnenland het aantal dagen met sneeuwdek en sneeuwval toe. Langs de kust sneeuwt het gemiddeld op ongeveer 20 dagen, in het oosten van Zuid-Holland op ongeveer 25 dagen. Deze verdeling wordt vooral veroorzaakt door het feit dat het in de winter in het binnenland doorgaans kouder is dan aan de kust. Hierdoor komt het regelmatig voor dat het aan de kust regent, terwijl de neerslag naar het binnenland toe overgaat in (natte) sneeuw.

Lokale oppervlakte-eigenschappen beïnvloeden vooral hoelang de sneeuw blijft liggen, en de dikte van het sneeuwdek. Op vegetatie (zoals een grasveld) blijft sneeuw gemakkelijker liggen dan op verhard oppervlak. Op plekken in de schaduw kan sneeuw langer blijven liggen dan op plekken in de zon. In steden, waar het doorgaans warmer is dan op het platteland, blijft sneeuw minder lang liggen.



Figuur 8.3. Gemiddeld aantal dagen per jaar met sneeuwval (links, gebaseerd op metingen in de periode 1971-2000), en sneeuwdek (rechts, gebaseerd op metingen in de periode 1981-2010). Bron: www.klimaatatlas.nl.

8.4.4. IJzel

Van ijzel zijn te weinig waarnemingen voorhanden om een klimatologie te kunnen samenstellen. Omdat het optreden van ijzel, net als sneeuw, sterk afhankelijk is van de temperatuur in de onderste luchtlagen, is het waarschijnlijk dat ook ijzel in de kuststrook minder voorkomt dan in het binnenland. De vorming van ijzel is sterk afhankelijk van lokale oppervlakte-eigenschappen (vooral de bodemtemperatuur). Op bruggen en andere oppervlakken die gemakkelijk afkoelen, vormt ijzel zich sneller. Mogelijk vormt ijzel zich door de hogere oppervlaktetemperaturen minder gemakkelijk in steden.

8.5. Ruimtelijke verschillen in de toekomst

De grootschalige klimaatpatronen zoals zichtbaar in de Klimaatatlas (www.klimaatatlas.nl) zullen in de toekomst grotendeels hetzelfde blijven. In meer detail kunnen patronen wel veranderen, door zowel klimaatverandering als door veranderingen in landgebruik en oppervlakte-eigenschappen. Hieronder geven we een aantal voorbeelden van mogelijke veranderingen in het optreden van onweer, hagel, sneeuw en ijzel in de toekomst.

Mogelijke veranderingen in ruimtelijke verschillen door klimaatverandering

- Er zijn aanwijzingen dat de extreme neerslag in de zomer langs de kust sneller verandert dan meer landinwaarts. Extreme neerslag treedt op bij zware buien met doorgaans ook een grotere kans op onweer, hagel en zware windstoten. Mogelijk dat hierdoor ook het verschil in de kans op hagel en onweer tussen de kustregio en het binnenland wat groter wordt. Zie ook Lenderink et al. (2010) en KNMI (2009).

Mogelijke veranderingen in ruimtelijke verschillen door veranderingen in oppervlakte-eigenschappen

- Door uitbreiding van steden kan lokaal de temperatuur van het aardoppervlak veranderen. Dit kan invloed hebben op de vorming en de dikte van een sneeuwdek, en op het optreden van ijzel. Hetzelfde geldt in mindere mate voor andere veranderingen in landgebruik.

Literatuur

- Baik, J.-J., Y-H Kim, H-Y Chun, 2001. Dry and moist convection forced by an urban heat island. *Journal of applied meteorology*, 40, 1462-1475.
- Barkman, J. en P. Stoutjesdijk, 1986a. Microklimaat, vegetatie en fauna. Pudoc, Wageningen, P. 17.
- Barkman, J. en P. Stoutjesdijk, 1986b. Microklimaat, vegetatie en fauna. Pudoc, Wageningen, P. 106.
- Beersma, J., T.A. Buishand en H. Buitenveld, 2004. Droog, droger, droogst. KNMI-publicatie 199-II.
- Bessembinder, J., B. Overbeek en G. Verver, 2011. Inventarisatie van gebruikerswensen voor klimaatinformatie - Inventarisation of user requirements concerning climate information. KNMI TR-317. De Bilt.
- Bessembinder, J., 2011. Genereren van uurneerslagreeksen in een toekomstig klimaat. Rapport in kader van project 'regiospecifieke klimaatinformatie voor Haaglanden en Regio Rotterdam' (KvK-project HSHL04/HSRR05). KNMI TR-xxx (concept).
- Bonan, G.B., 2001. Observational evidence for reduction of daily maximum temperature by croplands in the Midwest United States. *J. Climate*, 14, 2430-2442.
- Brandsma, T., 2010. Warmte-eilandeffect van de stad Utrecht. *Zenit*, 500-505.
- Brandsma, T. en Wolters, D., 2011. Measurement and statistical modeling of the urban heat island of the city of Utrecht (the Netherlands). In review bij *Journal of Applied Meteorology and Climatology*.
- Buishand, T.A., R. Jilderda en J.B. Wijngaard, 2009. Regionale verschillen in extreme neerslag. KNMI-publicatie: WR-2009-01, 3/3/2009, pp. 47.
- Buishand T.A. en C.A. Velds, 1980. Neerslag en verdamping. *Klimaat van Nederland* 1. KNMI, 206 pp.
- Commissie Hydrologisch Onderzoek TNO, 1988. Van Penman naar Makkink: een nieuwe berekeningswijze voor de klimatologische verdampingsgetallen: eindrapport van de Project- en Begeleidingsgroep Verdampingsverrekeningen.
- Conrads, L.A., 1975. Observations of meteorological urban effects. The heat island of Utrecht. PhD thesis, University of Utrecht.
- DHV/KNMI/Alterra, 2008. *Klimaat effectschetsboek Zuid-Holland*.
- Floor, K., 2006. *Weerkunde voor iedereen*. Uitgeverij Elmar, Rijswijk, ISBN 9789038914893
- Foley et al., 2005. Global Consequences of Land Use. *Science*, 309, 570-574
- Geiger, R., 1961. *Das Klima der bodennahen Luftschicht*. Vieweg, Braunschweig.
- Groen, G., 2009. Wind chill equivalente temperatuur (WCET) – KNMI-implementatie JAG/TI-methode voor de gevoelstemperatuur in de winter. KNMI TR-309.
- Groenland, R., J. Hemink, W. Kuiper en G. Groen, 2010. Het noodweer van 14 juli 2010 in Vethuizen en Neerkant e.o. – Meteorologisch onderzoek en achtergronden.
- Hansen, J., M. Sato, A. Lacis, R. Ruedy, I. Tegen en E. Matthews, 1998. Climate forcings in the industrial era. *PNAS* 95, 22, 12753-12758

- Jilderda, R. en J. Bessembinder, 2011. Regiospecifieke lange neerslagtijdreeksen op uurbasis. Rapport in kader van project 'regiospecifieke klimaatinformatie voor Haaglanden en Regio Rotterdam'. KNMI TR.... (concept).
- Kiehl, J.T. en K.E. Trenberth, 1997. Earth's annual global mean energy budget. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 197-208.
- KNMI/Noordhoff, 2011. De bosatlas van het klimaat. Noordhoff Atlasproducties/KNMI.
- KNMI, 2010. Handboek waarnemingen. <http://www.knmi.nl/samenw/hawa/> .
- KNMI, 2009a. Klimaatschetsboek Nederland, het huidige en toekomstige klimaat. KNMI rapport 223. De Bilt.
- KNMI, 2009b. Aanvullingen op de KNMI'06 klimaatscenario's voor Nederland. Brochure KNMI.
- KNMI, 2006. Klimaat in de 21^e eeuw. Vier scenario's voor Nederland. KNMI-brochure.
- KNMI, 2002. Klimaatatlas van Nederland. De normaalperiode 1971-2000. KNMI, De Bilt. KNMI-publicatie: PUBL-199-II.
- Koopmans, S., 2010. First assessment of the urban heat island in the Netherlands – Exploring urban heat and heat stress in the Netherlands, using observations from hobby meteorologists. BSc thesis, Wageningen University.
- Lenderink, 2011: Extreme neerslagsom in Herwijnen. Artikel online geplaatst in Kenniscentrum KNMI, 5 juli 2011. www.knmi.nl/cms/content/99326 .
- Lenderink, G., H. Y. Mok, T. C. Lee en G. J. van Oldenborgh, 2011. Scaling and trends of hourly precipitation extremes in two different climate zones – Hong Kong and the Netherlands. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 8, 4701–4719
- Lenderink, G., E. van Meijgaard en F. Selten, 2009. Intense coastal rainfall in the Netherlands in response to high sea surface temperatures: analysis of the event of August 2006 from the perspective of a changing climate. *Clim. Dyn.*, 32, 19-33, doi:10.1007.
- Lenderink, G. en E. van Meijgaard, 2008. Increase in hourly precipitation extremes beyond expectations from temperature changes. *Nature Geoscience* **1**, 8, pp. 511-514, doi:10.1038/ngeo262.
- Mikkelsen, P.S., H. Madsen, K. Arnbjerg-Nielsen, H.K. Jorgensen, D. Rosjberg en P. Harremoes, 1998: A rationale for using local and regional point rainfall data for design and analysis of urban storm drainage systems. *Water science and technology*, 37, 7-14
- Noteboom, S., 2006. Processing, validatie en analyse van bliksemdata uit het SAFIR/FLITS-systeem, KNMI Intern Rapport IR-2006-01.
- Oke, T. R., 1987. Boundary layer climates. Routledge Taylor and Francis Group: London, New York.
- Overeem, A., T.A. Buishand en I. Holleman, 2008. Rainfall depth-duration-frequency curves and their uncertainties. *J. Hydrol.*, 348, 1, 124-134, doi:10.1016.
- Sailor, D., 1995. Simulated urban climate response to modifications in surface albedo and vegetative cover. *Journal of applied meteorology*, 34, 1694-1704.
- Slob, W. H., 1989. Klimaat-onderzoek Westland ten behoeve van kustuitbreiding. KNMI-publicatie nr: 175.
- Stewart, J., 1971. The albedo of a pine forest. *Quarterly journal of the Royal meteorological society*, 97-414, 561-564.

- Stoutjesdijk, P., 1959. Heaths and inland dunes of the Veluwe. *Wentia*, 2, 1-96.
- Taha, H., 1997. Urban climates and heat islands: Albedo, evapotranspiration and anthropogenic heat. *Energy and buildings* 25-2, 99-103.
- Ter Maat, H.W., E.J. Moors, R.W.A. Hutjes, R. Janssen en A.J. Dolman, 2007. The relative importance of topography and land use on the Veluwe rainfall maximum in The Netherlands. Poster at the EGU conference 2007.
- Terpstra, J., 1981. Zeewind langs de Hollandse kust, enkele synoptische verwachtingsmethoden. KNMI TR 81-3.
- Van den Hurk et al., 2006: KNMI climate change scenarios for the Netherlands. KNMI scientific report WR 2006-01.
- Van Hove, B., J. Elbers, C. Jacobs, B. Heusinkveld en W. Jans, 2010a. Het stadsklimaat in Rotterdam: een eerste analyse van de meetgegevens van het meteorologische meetnet. WUR-rapport.
- Van Hove, B., J. Elbers, C. Jacobs, B. Heusinkveld, J. Elbers, H. Ter Maat, E. Moors en B. Holtslag, 2010b. Quantifying the urban heat island intensity – Literature review of observational studies exploring the UHI intensity in the Netherlands.
- Vautard, R., P. Yiou en G.J. van Oldenborgh, 2009. Decline of fog, mist and haze in Europe over the past 30 years. *Nature geoscience*. DOI: 10.1038/NGEO414
- Vautard R., J. Cattiaux, P. Yiou, J. Thépaut en P. Ciais, 2010. Northern Hemisphere atmospheric stilling partly attributed to an increase in surface roughness. *Nature Geoscience* 3(11):756–761
- Wentink, 2007. Stralingsmistgevoeligheid gemodelleerd in een Geografisch Informatie Systeem. Stageverslag, KNMI.
- Wessels, H.R.A., 1993. Meteorologische evaluatie van de zichtmetingen langs de A16. KNMI TR-157.
- Wieringa, J., 2005. Kan men iets doen tegen hagel? *Meteorologica*, 14-4
- Wolters, D., J. Bessembinder en T. Brandsma, 2011. Inventarisatie *urban heat island* in Nederlandse steden met automatische waarnemingen door weeramateurs. KNMI WR 2011-04.
- Zwart, B., A. Steenhuisen, 1994. Inleiding tot de algemene meteorologie. KNMI-publicatie 184a.

Bijlage A. Beschikbare datasets (KNMI) in de Regio Haaglanden en de Regio Rotterdam

In de Tabellen A1 en A2 wordt een overzicht gegeven van de beschikbare stations met klimatologische data in de Regio Haaglanden en de Regio Rotterdam. Onder de tabellen staat ook aangegeven waar de betreffende tijdreeksen zijn te downloaden van internet.

Tabel A1. KNMI-stations*: etmaalgegevens (0-24 uur UTC) en urengegevens.

Plaats	Code	Gegevens vanaf**
Hoek van Holland	330	Jan, 1971
Rotterdam	344	Okt. 1956
Valkenburg	210	Jan 1951

* zie voor ligging stations en de datareeksen

<http://www.knmi.nl/klimatologie/daggegevens/download.html> en

<http://www.knmi.nl/klimatologie/urengegevens/>; Voor meta-indormatie over de metingen zie:

<http://www.knmi.nl/klimatologie/metadata/stationslijst.html>

** Niet alle gegevens zijn vanaf het begin beschikbaar.

Van deze stations zijn (meestal) de volgende gegevens beschikbaar. Deze gegevens zijn echter lang niet allemaal vanaf het begin gemeten. Onderstaande informatie staat in elke datafile die via de KNMI-klimatologie website kan worden gedownload.

Uurgegevens:

- DD = Windrichting (in graden) gemiddeld over de laatste 10 minuten van het afgelopen uur (360=noord, 90=oost, 180=zuid, 270=west, 0=windstil 990=veranderlijk)
- FH = Uurgemiddelde windsnelheid (in 0.1 m/s)
- FF = Windsnelheid (in 0.1 m/s) gemiddeld over de laatste 10 minuten van het afgelopen uur
- FX = Hoogste windstoot (in 0.1 m/s) over het afgelopen uurvak
- T = Temperatuur (in 0.1 graden Celsius) op 1.50 m hoogte tijdens de waarneming
- T10N = Minimumtemperatuur (in 0.1 graden Celsius) op 10 cm hoogte in de afgelopen 6 uur
- TD = Dauwpuntstemperatuur (in 0.1 graden Celsius) op 1.50 m hoogte tijdens de waarneming
- SQ = Duur van de zonneschijn (in 0.1 uren) per uurvak, berekend uit globale straling (-1 for <0.05 uur)
- Q = Globale straling (in J/cm²) per uurvak
- DR = Duur van de neerslag (in 0.1 uur) per uurvak
- RH = Uursom van de neerslag (in 0.1 mm) (-1 voor <0.05 mm)
- P = Luchtdruk (in 0.1 hPa) herleid naar zeeniveau, tijdens de waarneming
- VV = Horizontaal zicht tijdens de waarneming (0=minder dan 100m, 1=100-200m, 2=200-300m,..., 49=4900-5000m, 50=5-6km, 56=6-7km, 57=7-8km, ..., 79=29-30km, 80=30-35km, 81=35-40km,..., 89=meer dan 70km)
- N = Bewolking (bedekkingsgraad van de bovenlucht in achtsten), tijdens de waarneming (9=bovenlucht onzichtbaar)
- U = Relatieve vochtigheid (in procenten) op 1.50 m hoogte tijdens de waarneming
- WW = Weercode (00-99), beschrijving voor het afgelopen uur. Zie http://www.knmi.nl/klimatologie/achtergrondinformatie/ww_lijst_nederlands.pdf
- M = Mist 0=niet voorgekomen, 1=wel voorgekomen in het voorgaande uur en/of tijdens de waarneming
- R = Regen 0=niet voorgekomen, 1=wel voorgekomen in het voorgaande uur en/of tijdens de waarneming

- S = Sneeuw 0=niet voorgekomen, 1=wel voorgekomen in het voorgaande uur en/of tijdens de waarneming
- = Onweer 0=niet voorgekomen, 1=wel voorgekomen in het voorgaande uur en/of tijdens de waarneming
- Y = IJsvorming 0=niet voorgekomen, 1=wel voorgekomen in het voorgaande uur en/of tijdens de waarneming

Etmaalgegevens:

- DDVEC = Vectorgemiddelde windrichting in graden (360=noord, 90=oost, 180=zuid, 270=west, 0=windstil/variabel)
- FHVEC = Vectorgemiddelde windsnelheid (in 0.1 m/s)
- FG = Etmaalgemiddelde windsnelheid (in 0.1 m/s)
- FHX = Hoogste uurgemiddelde windsnelheid (in 0.1 m/s)
- FHHX = Uurvak waarin FHX is gemeten
- FHN = Laagste uurgemiddelde windsnelheid (in 0.1 m/s)
- FHNH = Uurvak waarin FHN is gemeten
- FXX = Hoogste windstoot (in 0.1 m/s)
- FXXH = Uurvak waarin FXX is gemeten
- TG = Etmaalgemiddelde temperatuur (in 0.1 graden Celsius)
- TN = Minimum temperatuur (in 0.1 graden Celsius)
- TNH = Uurvak waarin TN is gemeten
- TX = Maximum temperatuur (in 0.1 graden Celsius)
- TXH = Uurvak waarin TX is gemeten
- T10N = Minimum temperatuur op 10 cm hoogte (in 0.1 graden Celsius)
- T10NH = 6-uurs tijdvak waarin T10N is gemeten; 6=0-6 UT, 12=6-12 UT, 18=12-18 UT, 24=18-24 UT
- SQ = Zonneschijnduur (in 0.1 uur) berekend uit de globale straling (-1 voor <0.05 uur)
- SP = Percentage van de langst mogelijke zonneschijnduur
- Q = Globale straling (in J/cm²)
- DR = Duur van de neerslag (in 0.1 uur)
- RH = Etmaalsom van de neerslag (in 0.1 mm) (-1 voor <0.05 mm)
- RHX = Hoogste uursom van de neerslag (in 0.1 mm) (-1 voor <0.05 mm)
- RHXH = Uurvak waarin RHX is gemeten
- PG = Etmaalgemiddelde luchtdruk herleid tot zeeniveau (in 0.1 hPa) berekend uit 24 uurwaarden
- PX = Hoogste uurwaarde van de luchtdruk herleid tot zeeniveau (in 0.1 hPa)
- PXH = Uurvak waarin PX is gemeten
- PN = Laagste uurwaarde van de luchtdruk herleid tot zeeniveau (in 0.1 hPa)
- PNH = Uurvak waarin PN is gemeten
- VVN = Minimum opgetreden zicht; 0: <100 m, 1:100-200 m, 2:200-300 m,..., 49:4900-5000 m, 50:5-6 km, 56:6-7 km, 57:7-8 km,..., 79:29-30 km, 80:30-35 km, 81:35-40 km,..., 89: >70 km)
- VVNH = Uurvak waarin VVN is gemeten
- VVX = Maximum opgetreden 0: <100 m, 1:100-200 m, 2:200-300 m,..., 49:4900-5000 m, 50:5-6 km, 56:6-7 km, 57:7-8 km,..., 79:29-30 km, 80:30-35 km, 81:35-40 km,..., 89: >70 km)
- VVXH = Uurvak waarin VVX is gemeten
- NG = Etmaalgemiddelde bewolking (bedekkingsgraad van de bovenlucht in achtsten, 9=bovenlucht onzichtbaar)
- UG = Etmaalgemiddelde relatieve vochtigheid (in procenten)
- UX = Maximale relatieve vochtigheid (in procenten)
- UXH = Uurvak waarin UX is gemeten
- UN = Minimale relatieve vochtigheid (in procenten)
- UNH = Uurvak waarin UN is gemeten
- EV24 = Referentiegewasverdamping (Makkink) (in 0.1 mm)

Aangezien de neerslag met name in de zomer over korte afstand veel kan verschillen, zijn er een groot aantal KNMI-neerslagstations in Nederland, waar de neerslag per etmaal wordt gemeten. De stations in de regio's Haaglanden en Rotterdam staan in Tabel A2 weergegeven. Van deze stations zijn de volgende gegevens beschikbaar. Sneeuwgegevens zijn echter lang niet allemaal vanaf het begin gemeten. Onderstaande informatie staat in elke datafile die via de KNMI-klimatologie website kan worden gedownload.

- RD = 24-uur som van de neerslag in tiende millimeters van 08.00 voorafgaande dag- 08.00 UTC huidige dag
- SX = codecijfer sneeuwdek om 08.00 uur UTC:

Codecijfer	sneeuwdikte
1	1 cm
...	...
996	996 cm
997	gebroken sneeuwdek < 1 cm
998	gebroken sneeuwdek ≥ 1 cm
999	sneeuwhopen

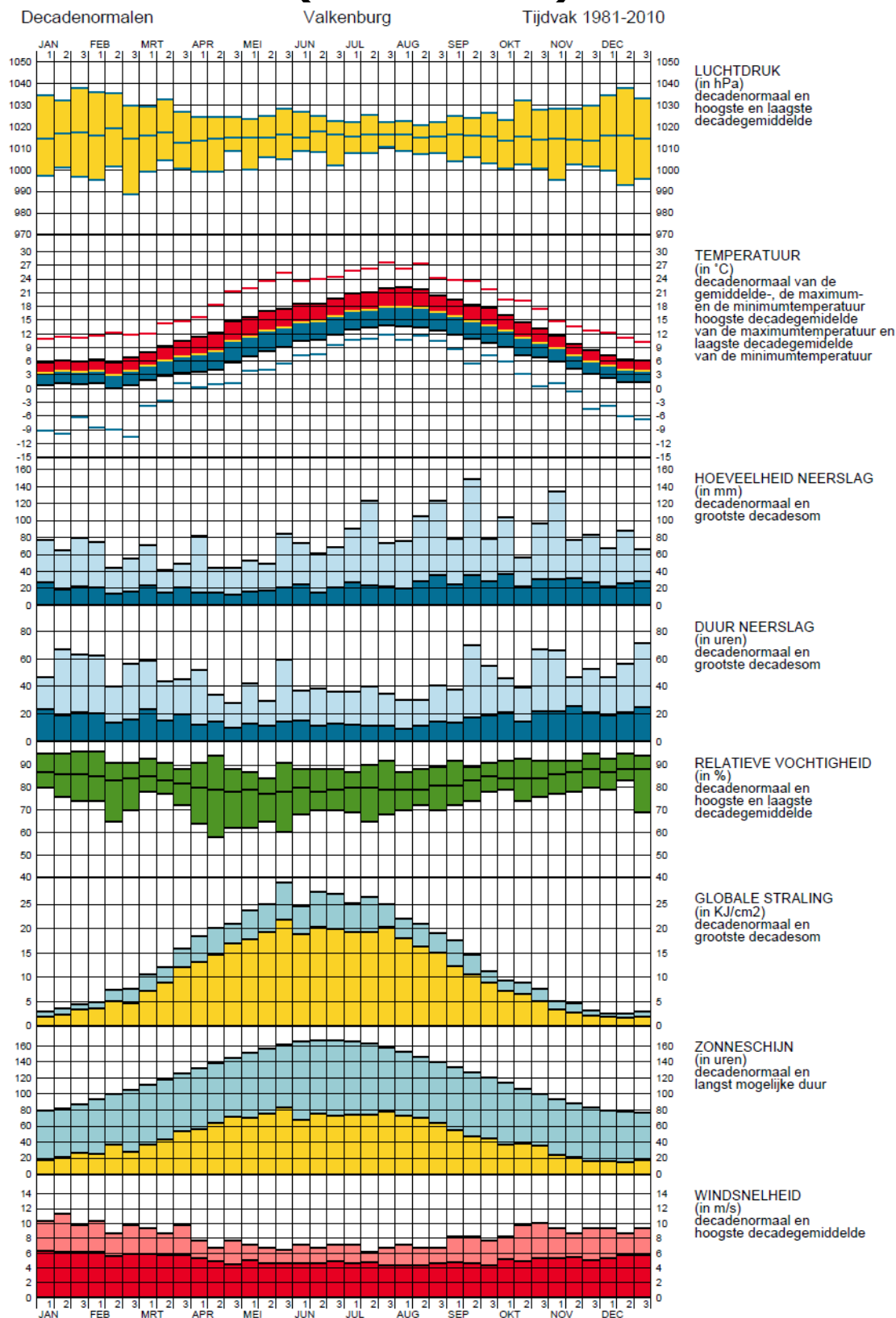
De duur van de neerslag kan alleen worden vastgesteld op de KNMI-stations. De registraties van deze geautomatiseerde stations worden verwerkt tot uursommen van de neerslag. In Zuid-Holland zijn 3 geautomatiseerde stations aanwezig, bij Rotterdam, Hoek van Holland en Valkenburg.

Tabel A2. KNMI-neerslagstations*: etmaalgegevens van neerslag (8-8 uur UTC).

Plaats	Code	Gegevens vanaf	Plaats	Code	Gegevens vanaf
Barendrecht	461	Mei 1937	Nieuw Helvoet	463	Juli 1941
Bergschenhoek	453	Dec. 1908	Numansdorp	450	Juli 1923
Boskoop	442	Okt. 1881	Oostvoorne	456	Feb. 1925
Brielle	464	Okt. 1943	Oud Alblas	465	Juni 1946
Delft	449	Apr. 1924	Poortugaal	467	Apr. 1950
Gouda	443	Feb. 1907	Roelfsarendsveen	439	Sep. 1986
Groot-Ammers	434	Sep. 1866	Rotterdam	476	Jan. 1971- Dec. 1995
Hendrik Ido Ambacht	482	Mei 2004	Rotterdam Waalhaven	473	Jan. 1969
Hoek van Holland	477	Jan. 1961	Scheveningen	440	Jan. 1877
Honselerdijk	480	Mei 2000	Strijen	455	Nov. 1986
IJsselmonde	451	Feb. 1904- apr. 2009	Valkenburg	474	Jan. 1971
Katwijk den Rijn	444	Jan. 1953	Voorschoten	481	Mei 2004
Leiden	469	Nov. 1924	Zegveld	470	Aug. 1935
Lisse	454	Okt. 1915	Zoetermeer	426	Feb. 1994
Maasland	479	Mei 2000			

* zie voor ligging stations en de datareeksen: <http://www.knmi.nl/klimatologie/monv/reeksen/>.

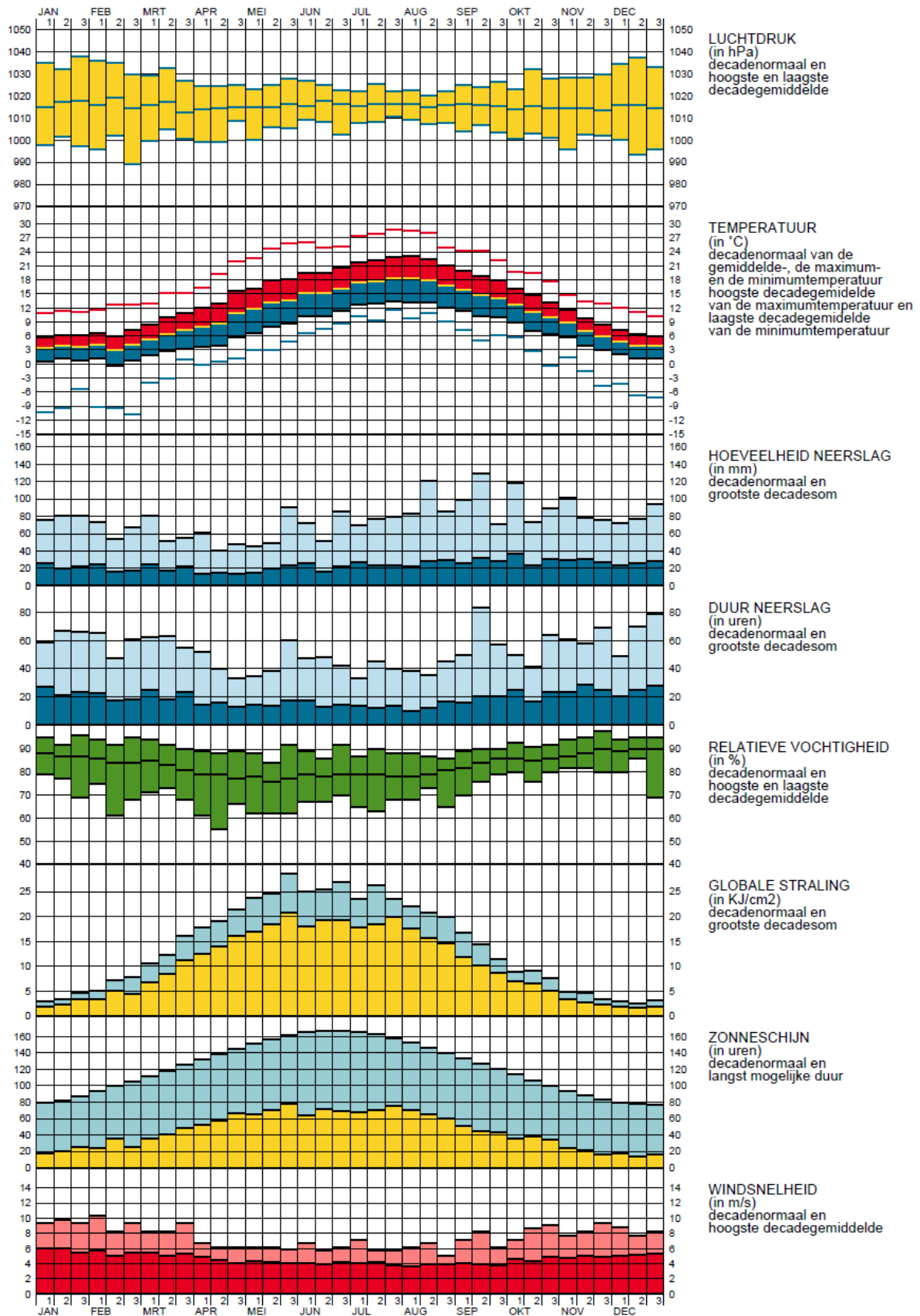
Bijlage B. Klimatogrammen voor Valkenburg en Rotterdam (1981-2010)



Decadenormalen

Rotterdam

Tijdvak 1981-2010



Bijlage C. Relaties tussen referentie-gewasverdamping, lokale omstandigheden en actuele verdamping

Onder invloed van onder andere de aanwezige gewassen, de tijd van het jaar, het bodemtype en de bodemgesteldheid van dat moment, kan de actuele verdamping lokaal sterk afwijken van de referentie-gewasverdamping. Deze bijlage bevat enige achtergrondinformatie over het verband tussen referentie-gewasverdamping, lokale omstandigheden en actuele verdamping.

Potentiële verdamping

De potentiële verdamping is de verdamping van een oppervlak bij een gegeven weersituatie, onder optimale groei-omstandigheden. De potentiële verdamping hangt vooral af van het gewas type het ontwikkelingsstadium van het gewas. In de hydrologie worden *gewasfactoren* toegepast om vanuit de referentie-gewasverdamping (de potentiële verdamping van kort gras) de potentiële verdamping van een ander gewas te berekenen. Daarnaast verdampt een gewas meer als het de bodem volledig bedekt. Dit betekent dat in het begin van het groeiseizoen, wanneer de bodem nog niet volledig bedekt is, de potentiële verdamping lager is. Ook aan het eind van het groeiseizoen kan de potentiële verdamping geringer zijn. Daarom worden vaak voor verschillende momenten in het groeiseizoen verschillende gewasfactoren gebruikt.

Actuele verdamping

De werkelijke (*actuele*) verdamping is vaak niet optimaal, en dus niet gelijk aan de potentiële verdamping. Als planten niet voldoende water kunnen opnemen, bijvoorbeeld door droogte, blijft de actuele verdamping achter bij de potentiële verdamping. In extreme gevallen gaan bladeren slap hangen of sterven planten af. Ook als de bodem te nat is, kunnen veel planten minder water opnemen. Een uitzondering hierop zijn moerasplanten. Gewassen verschillen sterk in hun gevoeligheid voor watertekort of droogte. Zo zijn planten met een diep wortelstelsel (zoals bomen) minder gevoelig voor droogte. Als planten beperkt worden in hun groei door een tekort aan voedingsstoffen, of door ziekten en plagen, is de actuele verdamping ook lager dan de potentiële verdamping.

Wanneer er maar weinig vegetatie is, zoals in steden of in een stuifzandgebied, is de verdamping veel geringer. Wateroppervlakken hebben vanzelfsprekend een grote verdamping. Steden kunnen ondanks de geringe verdamping gevoelig zijn voor droogte, omdat veel regenwater snel via het riool wordt afgevoerd, in plaats van het bodemvocht aan te vullen.

Bodemtype, waterbeschikbaarheid en wateroverlast

Niet elke bodem kan evenveel water vasthouden. Zo is er in een zandige bodem veel minder water beschikbaar voor plantengroei dan in een kleibodem of een veengrond. Op een zandige bodem heeft men daardoor veel eerder last van droogte. Zandgrond draineert echter beter dan een kleigrond, waardoor er bij hevige regenval minder snel wateroverlast ontstaat. Hierdoor is bij natte periode de schade aan gewassen geringer.

Waterbeheer en gewasmanagement

Het waterbeheer kan ook de beschikbaarheid van water voor planten beïnvloeden. Op de Veluwe ligt de grondwaterstand meestal ver onder de doorwortelde zone, en kunnen planten geen water uit het grondwater opnemen. In Zuid-Holland staat het grondwater meestal veel hoger, op een kunstmatig bepaald niveau. Droogte is hier veel minder waarschijnlijk. Maar staat het grondwater te hoog, dan kan wateroverlast optreden, die

de groei van planten beperkt. Bij landbouwgewassen wordt de waterbeschikbaarheid vaak ook aangepast door middel van drainage of irrigatie.