

Heeft de verdamping van zeespray invloed op het weer?

Jan Fokke Meirink

29 maart 2002

Als het stormt boven zee, komen grote hoeveelheden waterdruppels (spray) in de lucht terecht. Door verdamping van deze druppels wordt de warmte- en vochtbalans in de oppervlaktelaag beïnvloed. Het transport van vocht van de zee naar de atmosfeer neemt toe. Je kunt je afvragen hoe groot dit effect is. Is het van belang om er in weer- en klimaatmodellen rekening mee te houden? In het volgende wordt eerst een inleiding over zeespray gegeven. Daarna wordt aan de hand van een eenvoudig model ingeschat wat het effect van sprayverdamping op de warmtefluxen boven zee is. Tenslotte wordt gekeken wat het in rekening brengen van dit effect in een numeriek weersverwachtingsmodel teweeg brengt.



Figuur 1: Brekende golven en spray.

Hoe ontstaat spray?

Voor het ontstaan van spray zijn twee mechanismes verantwoordelijk. Het eerste is geassocieerd met luchtbellen. Als watergolven te steil worden, breken ze. De hierdoor ingesloten lucht stijgt in de vorm van bellen naar de oppervlakte. Als de bellen boven komen, lanceren ze waterdruppels de lucht in. Het tweede mechanisme is het rechtstreeks afwaaien van water van golfkammen af. De druppels die hierdoor worden gevormd zijn doorgaans groter dan die door bellen ontstaan. Dit mechanisme komt pas goed in werking als het stevig waait, maar het is bij hoge windsnelheden verantwoordelijk voor het grootste deel van de volumeflux van spray. Diameters van de spray-druppels liggen typisch tussen één en enkele honderden micrometers.

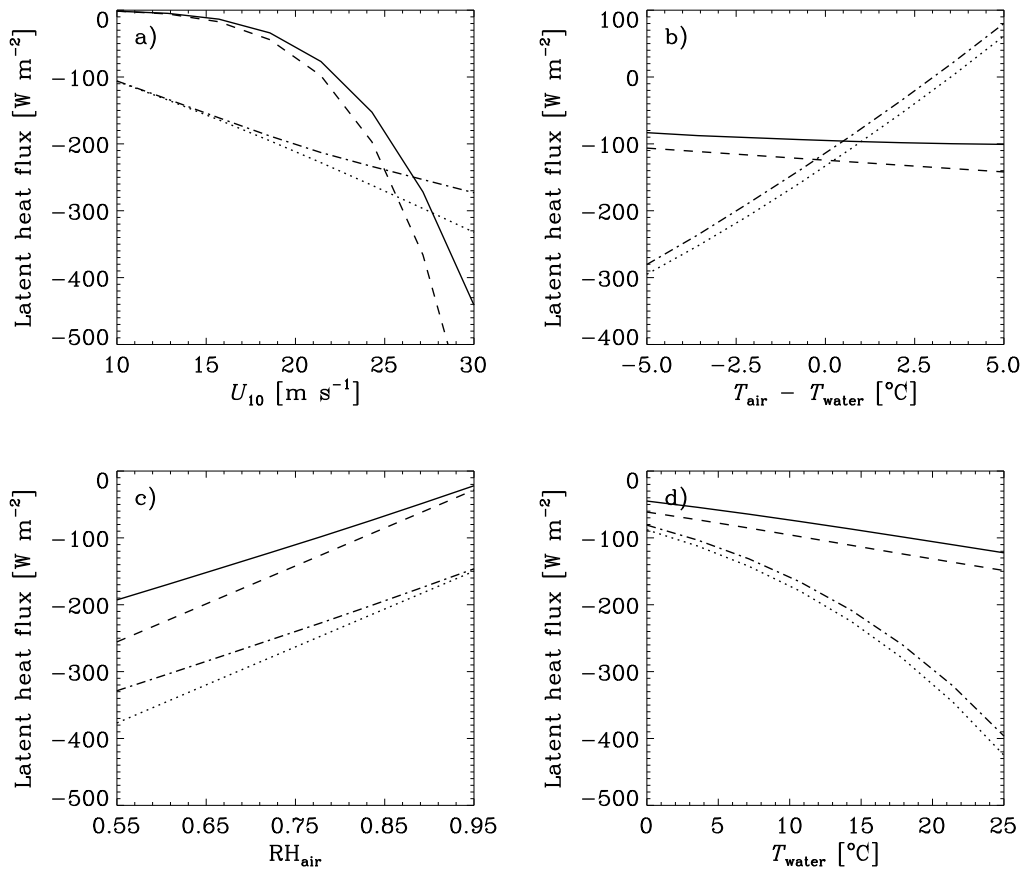
Hoeveel spray er nu precies bij een bepaalde wind en toestand van de zee wordt gevormd is in hoge mate onzeker. Het relatief geringe aantal metingen (bijv. De Leeuw 1986) geeft ruimte voor orde-groottes verschil in schattingen van de produktie. Bij hoge windsnelheden wordt het alleen nog maar onduidelijker omdat er onder de bijbehorende zeer ruige omstandigheden helemaal geen metingen beschikbaar zijn.

Verdamping

Zodra de waterdruppels zich in de lucht bevinden, zullen ze door turbulentie over de oppervlaktelaag verspreid worden, terwijl ze tegelijkertijd door de zwaartekracht naar het water terug worden getrokken. Kleine, lichte, druppels blijven het langst in de lucht. Tijdens hun vlucht passen de druppels hun temperatuur aan die van de lucht aan. Dit gebeurt erg snel: in zeer korte tijd nemen ze een evenwichtstemperatuur aan die iets onder de luchttemperatuur ligt. Omdat de lucht normaliter onderverzadigd is, verdampt de spray. Dit gebeurt efficiënter dan directe verdamping vanaf het wateroppervlak, omdat spray aan alle kanten in contact staat met de lucht. De tijd die nodig is om een hele druppel te doen verdampen (er blijft dan natuurlijk nog steeds een zoutdeeltje over) hangt voornamelijk af van de straal. Vooral de grote druppels verdampen maar ten dele, omdat ze sneller weer terugvallen. Die verdamping zorgt ervoor dat de oppervlaktelaag vochtiger wordt en afkoelt (voor de verdamping wordt immers warmte aan de lucht onttrokken). Uiteindelijk werkt spray-verdamping zichzelf dus tegen, omdat in de koelere, vochtigere lucht verdamping steeds moeizamer wordt. Een uitgebreide review van spray en de modellering ervan kan gevonden worden in Andreas et al. (1995).

Invloed op de oppervlaktefluxen

In deze studie zijn we voornamelijk geïnteresseerd in het effect van de verdamping van spray op de oppervlaktefluxen. Om dat te onderzoeken maken we gebruik van een sterk vereenvoudigd model (zie kader). Enkele uitkomsten zijn te zien in figuur 2. Hierin is de latente warmteflux opgedeeld in een turbulente en een spray-geïnduceerde bijdrag. Negatieve waarden corresponderen met een omhoog gerichte flux. Het eerste dat opvalt is de overheersende invloed van de windsnelheid. Terwijl de spray-geïnduceerde flux bij $U_{10} = 15 \text{ m s}^{-1}$ nog verwaarloosbaar is, is deze bij 25 m s^{-1} al vergelijkbaar met de directe latente warmteflux. Dit komt doordat de hoeveelheid geproduceerde spray sterk toeneemt met de wind. Uit figuur 2b blijkt dat de spray-flux nauwelijks afhangt van het temperatuurverschil tussen de atmosfeer en het water. Veel belangrijker zijn de relatieve vochtigheid van de lucht en de temperatuur van het water (figuren c en d). In droge lucht kan vanzelfsprekend meer spray verdampen. Bij hoge temperaturen kan de lucht meer waterdamp bevatten zodat meer verdamping mogelijk is, zowel direct als van spray. In figuur 2a en c is ook negatieve terugkoppeling te



Figuur 2: Latente warmteflux als functie van a) 10-m windsnelheid, b) lucht–zee temperatuurverschil, c) relatieve vochtigheid van de lucht en d) watertemperatuur. Gestippeld = flux wanneer er geen spray zou zijn, stippel–streep = turbulente flux als spray aanwezig is en getrokken lijn = spray-geïnduceerde flux; gestreepte lijn = parameterisatie van de spray-geïnduceerde flux van Fairall et al. (1994). In elke figuur wordt één parameter gevarieerd; de andere blijven op 'standaard' waarden: $U_{10} = 22 \text{ m s}^{-1}$, $T_0 = 15 \text{ }^\circ\text{C}$, $T_h - T_0 = -3 \text{ }^\circ\text{C}$ en $\text{RH}_h = 80 \%$.

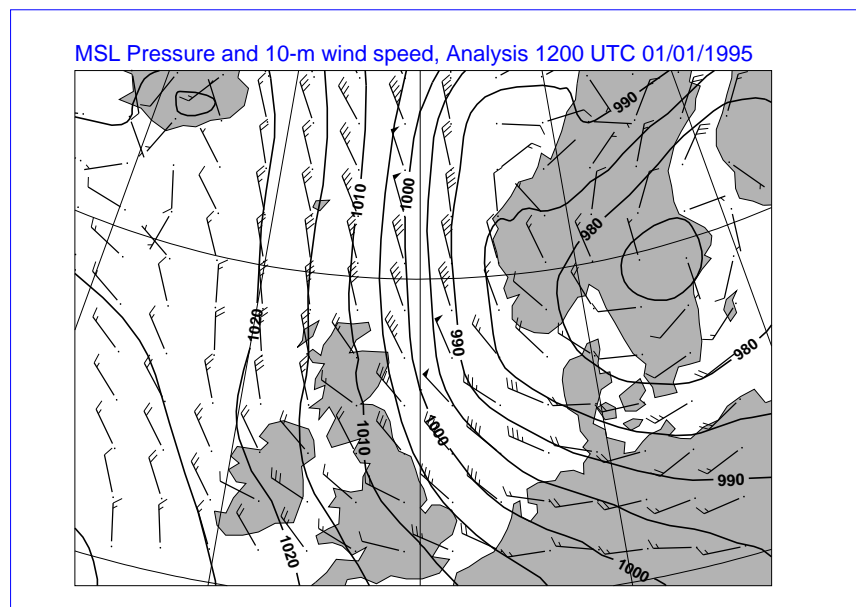
zien. Bij hoge windsnelheden of in droge lucht verdampt er veel spray, zodat de oppervlaktelaag erg vochtig wordt. Dit is niet alleen een beperkende factor voor de spray-verdamping zelf, maar reduceert ook de grootte van de directe, turbulente, flux aan de oppervlakte. De door het 1D model berekende spray-geïnduceerde flux wordt in figuur 2 ook vergeleken met een bulkparameterisatie van Fairall et al. (1994). Voor het hele bereik van parameters is er goede overeenstemming.

Invloed op de atmosfeer

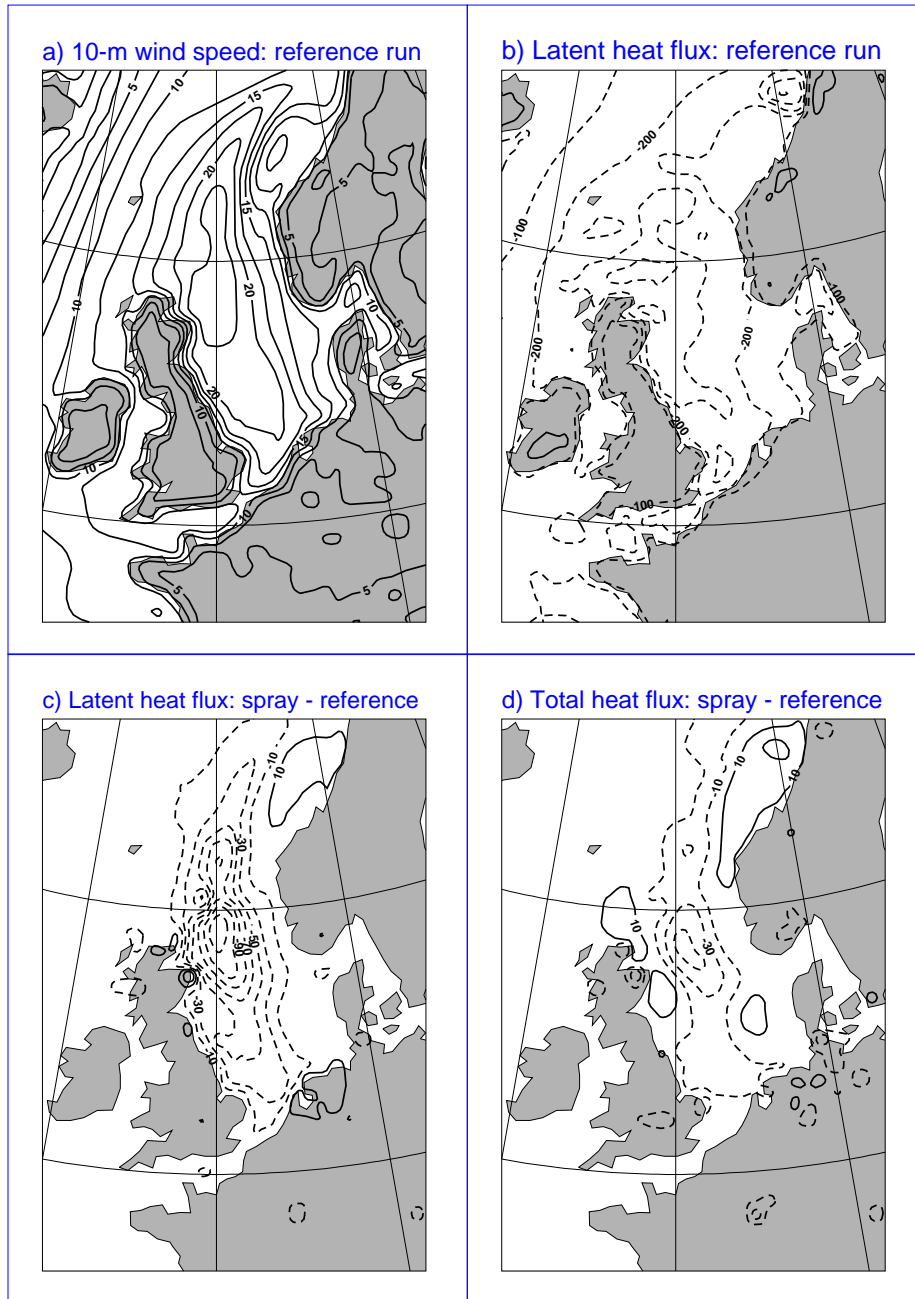
Hoe werkt zo'n verandering van de fluxen nu door in de atmosfeer? Is het extra vocht dat in de lucht terecht komt belangrijk om mee te nemen in een numeriek weersverwachtingsmodel? Om hier een indruk van te geven, zijn twee case studies van stormsituaties uitgevoerd met HiRLAM, het limited-area model dat op het KNMI gebruikt wordt voor het maken van de operationele weersverwachtingen. In beide cases is HiRLAM gedraaid voor een periode van ongeveer vier dagen, in een normale analyse-forecast cyclus. Daarbij wordt een referentierun vergeleken met een spray-run. In de spray-run is een spray-geïnduceerde flux Q_l , gegeven door de parameterisatie van Fairall et al. (1994), bij de door HiRLAM bepaalde oppervlakte latente warmteflux opgeteld en van de sensibele warmteflux afgetrokken.

Simulatie 1

De eerste case betreft een storm op 1 januari 1995. Een laag boven Zweden en een hoog ten westen van Frankrijk zorgen voor een harde noordnoordwesten wind boven de Noordzee (figuur 3). De koude lucht die over de Noordzee stroomt maakt de situatie onstabiel.



Figuur 3: Mean sea level (MSL) drukcontouren en 10-m windsnelheid van HiRLAM analyse (referentie run) om 1200 UTC 1 januari 1995.

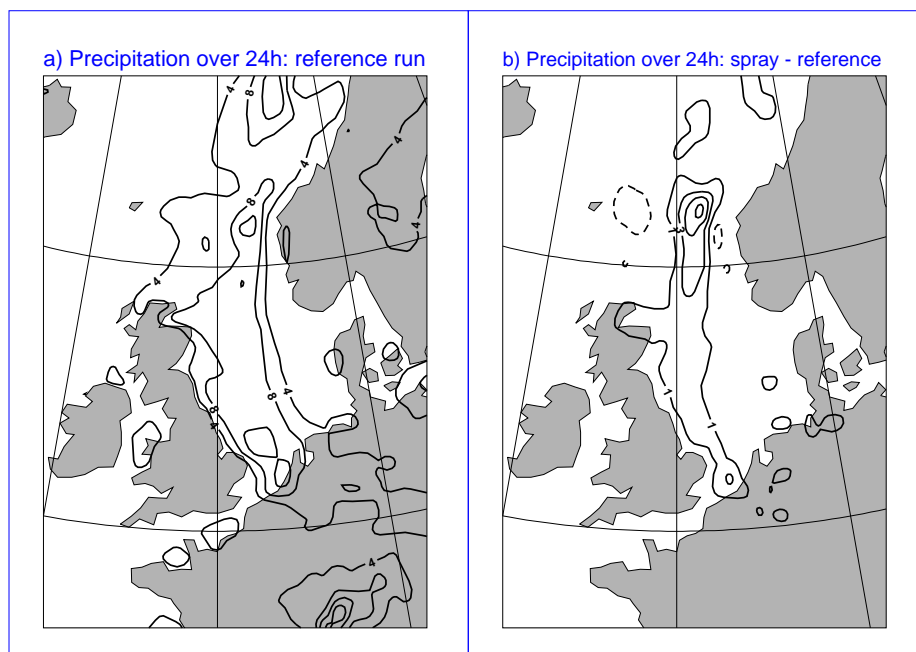


Figuur 4: Contourplots van a) 10-m wind snelheid en b) latente warmteflux volgens de referentierun en van het verschil (spray – referentie) in c) latente en d) totale warmteflux van 12-h forecast geldig om 1800 UTC 1 januari 1995. De contourintervallen zijn: a) 2.5 m s^{-1} , b) 100 W m^{-2} , c) 20 W m^{-2} en d) 20 W m^{-2} .

Figuur 4 toont het verschil in oppervlakte warmteflux tussen de run met en zonder spray-effect. Het is duidelijk dat alleen in de gebieden met hoge windsnelheden significante verschillen in de warmtefluxen optreden. Het maximale verschil in latente warmteflux is ongeveer 140 W m^{-2} , wat ongeveer 40 % van het totaal is. Dit percentage is ongeveer hetzelfde als in figuur 2 voor een windsnelheid van ongeveer 23 m s^{-1} . Niet getoond zijn de veranderingen in temperatuur en vochtigheid in de grenslaag. Op het onderste modelniveau kan gemakkelijk een temperatuurdaling van 1 à $2 \text{ }^\circ\text{C}$ en een steiging van de relatieve vochtigheid van 10 % optreden.

Merk op dat, hoewel de spray-geïnduceerde flux altijd negatief is, het verschil tussen spray- en referentierun positief kan zijn. Dit is bijvoorbeeld het geval in het gebied ten westen van Noorwegen waar weinig wind is. In dit gebied is de lucht op een eerder tijdstip al vochtig geworden door toedoen van spray. Dit heeft geresulteerd in een verminderde turbulente flux op het tijdstip van figuur 4, terwijl de spray flux verwaarloosbaar klein is.

In principe zou men verwachten dat de totale warmteflux (latent plus sensibel) niet verandert door toedoen van spray. De warmte nodig voor verdamping wordt immers onttrokken aan de lucht. Toch blijkt in dit geval de totale warmteflux te zijn toegenomen in de spray run (figuur 4d). Dit moet het gevolg zijn van indirecte effecten, namelijk veranderingen in windsnelheid, temperatuur en vochtigheid op het laagste modelniveau, die zorgen voor veranderingen in de directe turbulente flux.



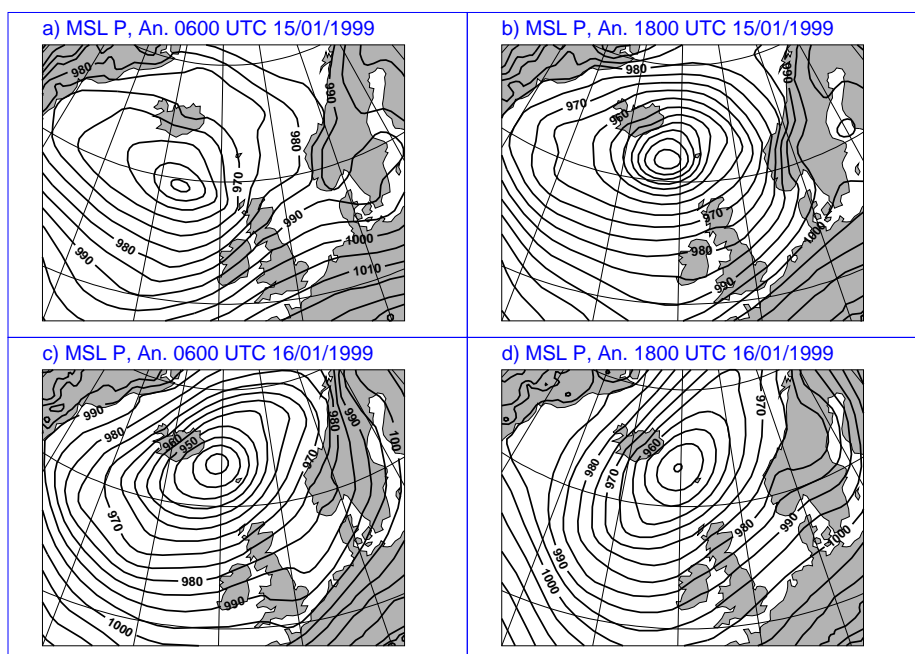
Figuur 5: Neerslag van referentierun (a) en verschil (spray – referentie) in neerslag (b) uit 24-h forecast. De neerslag is geaccumuleerd van 0600 UTC 1 januari 1995 tot 0600 UTC 2 januari 1995. De contourintervallen zijn a) 4 en b) 2 kg m^{-2} ($1 \text{ kg m}^{-2} \approx 1 \text{ mm}$).

De extra waterdamp die door de verdampende spray in de lucht terecht komt, zal deels omhoog gemengd worden. Dit kan weer gevolgen hebben voor de vorming van wolken en neerslag. Figuur 5 toont de totale neerslag van een 24-h forecast. In het stormgebied varieert de totale hoeveelheid

neerslag in de referentierun tussen 8 en 12 mm. In de spray run is een toename van 1 tot 2 mm over een groot gebied te zien, terwijl de maximum-toename rond de 7 mm is. Ter vergelijking: 1 mm regen in 24 uur correspondeert met een latente warmteflux van ongeveer 30 W m^{-2} . Dit betekent dat voor dit geval het grootste deel van de extra waterdamp die in de atmosfeer terecht is gekomen, direct terugkeert als regen (vgl. figuur 4).

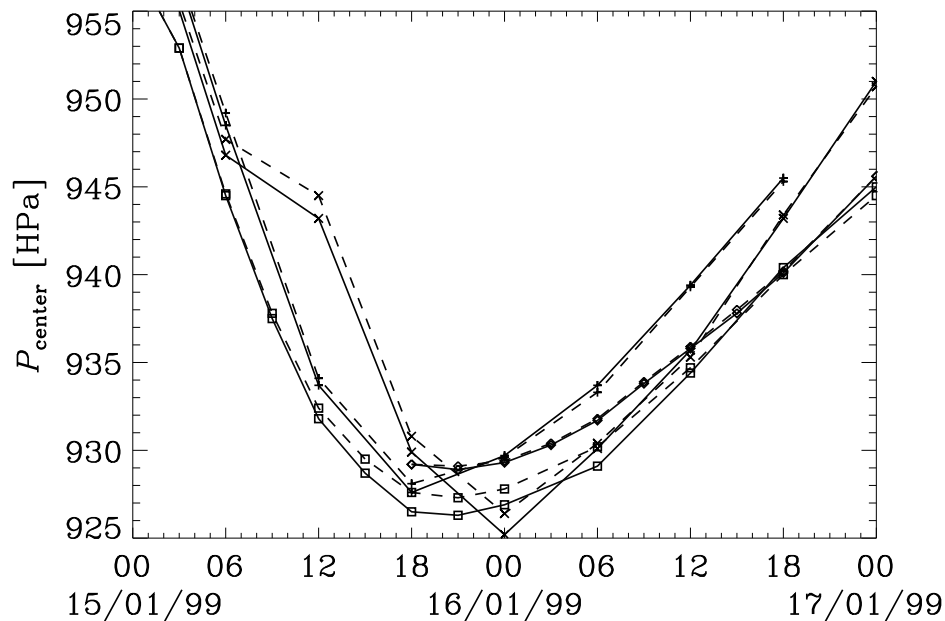
Simulatie 2

De tweede case, in januari 1999, betreft een depressie die ten zuidoosten van IJsland langs trekt. Haar ontwikkeling is te zien in figuur 6. Volgens de analyses, wordt de laagste kerndruk bereikt op 15 januari om 1800 UTC, na een zeer snelle uitdieping van 35 hPa in 18 uur. De bijbehorende windsnelheden bereiken 30 m s^{-1} .



Figuur 6: MSL drukcontouren van HiRLAM analyses (referentie run), van 0600 UTC 15 januari 1999 tm. 1800 UTC 16 januari 1999.

Er treden, net als in de vorige case, door toedoen van spray-verdamping grote veranderingen in de warmtefluxen op, vooral aan de zuidkant van de depressie. De ontwikkeling van de depressie verandert hierdoor, zoals blijkt uit figuur 7. De analyses en 12-h forecasts laten beide zien dat de spray-run tijdens het uitdiepen lagere kerndrukken bereikt dan de referentierun. In de 12-h forecasts is het maximale verschil ongeveer 1.5 hPa. De analyses zijn minder beïnvloed door het effect van spray, wat logisch lijkt omdat ze het resultaat zijn van een relaxatie van 6-h forecasts naar waarnemingen. In een forecast-cyclus worden verschillen tussen verwachtingen mede veroorzaakt door verschillen in de analyses waarmee ze beginnen. Dus zijn naast de forecast-cyclus ook nog twee paren verwachtingen



Figuur 7: Kerndruk van de depressie voor referentierun (gestreept) en spray run (getrokken lijn). Betekenis van de symbolen: plus = analyses, kruis = 12-h forecasts, vierkant = enkele forecast gestart om 0000 UTC 15 jan. 1999, ruit = enkele forecast gestart om 1800 UTC 15 jan. 1999.

gemaakt die met dezelfde analyse beginnen. De forecasts die voor de uitdieping beginnen, geven hetzelfde beeld van lagere kerndrukken in de spray-run. Het verschil loopt op tot ongeveer 1 hPa en neemt af nadat de minimale kerndruk bereikt is. De forecasts die beginnen op het moment dat de minimale kerndruk bereikt is, laten daarentegen geen impact van spray zien.

De extra verdamping van spray blijkt in dit geval dus te leiden tot intensificatie van de depressie. Het is echter de vraag of dit effect echt significant is. Men moet ook bedenken dat een verandering van de oppervlaktedruk een nogal indirect gevolg is. Het is het resultaat van de interactie van verschillende fysica-modules in HiRLAM en moet met voorzichtigheid bekeken worden.

Conclusies

De verdamping van spray lijkt een behoorlijke invloed te hebben op de oppervlaktefluxen, vanaf windsnelheden van ongeveer 20 m s^{-1} . Het zorgt voor een koelere en vochtigere atmosfeer. Wanneer het effect van spray op de fluxen in een weersverwachtingsmodel in rekening wordt gebracht, heeft dit verschillende gevolgen. In een case studie bleek dat het extra vocht grotendeels weer terugkeerde in de vorm van regen. In een andere case studie bleek een depressie verder uit te diepen wanneer het effect van spray verdamping in rekening werd gebracht. Verificatie van dit soort gevolgen is lastig omdat ze niet groot zijn en omdat in een NWP model veel compenserende fouten voorkomen, waardoor het in rekening brengen van een bepaald verschijnsel niet automatisch tot betere voorwachtingen hoeft te leiden. Een zeer grote onzekerheid blijft verder de hoeveelheid spray die in de lucht terecht komt. In toekomstig onderzoek zal daarom onder andere gekeken worden naar de gevoeligheid van

de modelruns voor die hoeveelheid.

Verantwoording

Dit werk is op het KNMI uitgevoerd onder begeleiding van Vladimir Makin en financieel ondersteund door de Nederlandse Organisatie voor Wetenschappelijk Onderzoek (NWO), gebied Aard- en Levenswetenschappen (ALW).

Referenties

Andreas, E. L., 1998: A new sea spray generation function for wind speeds up to 32 m s^{-1} . *J. Phys. Oceanogr.*, **28**, 2175–2184.

Andreas, E. L., J. B. Edson, E. C. Monahan, M. P. Rouault & S. D. Smith, 1995: The spray contribution to net evaporation from the sea: a review of recent progress. *Boundary-Layer Meteorol.*, **72**, 3–52.

De Leeuw, G., 1986: Vertical profiles of giant particles close above the sea surface. *Tellus*, **38B**, 51–61.

Fairall, C. W., J. D. Kepert & G. J. Holland, 1994: The effect of sea spray on surface energy transports over the ocean. *Global Atmos. Ocean Syst.*, **2**, 121–142.

Makin, V. K., 1998: Air–sea exchange of heat in the presence of wind waves and spray. *J. Geophys. Res.*, **103**, 1137–1152.

Meirink, J. F. & V. K. Makin, 2000: The impact of sea spray evaporation in a numerical weather prediction model. *KNMI-preprint*, **2000-15**, submitted to *J. Atmos. Sci.*

Eenvoudig spray model (in kader)

In het 1D model (zie Makin 1998 en Meirink & Makin 2000) wordt uitgegaan van een volledig ontwikkelde en horizontaal homogene oppervlaktelaag boven zee. De behoudswetten voor horizontale impuls, warmte en vocht zien er daarin als volgt uit:

$$-\frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z} + \frac{\partial \tau_m^w}{\partial z} = 0, \quad (1)$$

$$-\frac{\partial \overline{T'w'}}{\partial z} - \frac{L_v}{c_p} E(z) = 0, \quad (2)$$

$$-\frac{\partial \overline{q'w'}}{\partial z} + E(z) = 0. \quad (3)$$

Hierin is z de hoogte boven het ogenblikkelijke wateroppervlak, u de horizontale windsnelheid, T de temperatuur en q de specifieke vochtigheid, terwijl $\overline{u'w'}$, $\overline{T'w'}$ en $\overline{q'w'}$ de bijbehorende turbulente fluxen zijn; L_v is de verdampingswarmte van water en c_p de soortelijke warmte van lucht bij constante druk. Op de term τ_m^w , die de golf-geïnduceerde impulsflux aanduidt, zullen we hier niet ingaan. De turbulente fluxen worden eenvoudig geparameteriseerd met K -theorie, waarbij rekening wordt gehouden met de invloed van de watergolven op de turbulentie.

De verdamping van spray wordt weergegeven door de verdampingsfunctie E , die wordt bepaald uit:

$$E(z) = - \int n(r, z) \dot{m}(r, z) dr, \quad (4)$$

waarin r de druppelstraal is. Het aantal spraydruppels op een bepaalde hoogte, $n(r, z)$, wordt in het model als gegeven beschouwd. Er wordt uitgegaan van een evenwichtsprofiel, waarbij de concentratie spray exponentieel afneemt met de hoogte (als hoogteschaal wordt de significante golfhoogte gebruikt). Deze aanname zorgt voor een aanzienlijke vereenvoudiging van het probleem. De concentratie spray aan het oppervlak is in deze studie bepaald uit de productiefunctie van Andreas (1998). Verder is $\dot{m}(r, z)$ het massaverlies van een druppel door verdamping. Dit hangt voornamelijk af van de straal van de druppel (grote druppels verdampen sneller) en de onderverzadiging van de lucht, $q_s(T(z)) - q(z)$, waarbij q_s de verzadigings specifieke vochtigheid is.

De vergelijkingen (1), (2) en (3) worden opgelost met de volgende randvoorwaarden. Aan het wateroppervlak geldt $T = T_0$ (de Sea Surface Temperature, SST) en $q = q_s(T_0)$. Aan de top van het modeldomein, hier gekozen op $h = 100$ m, worden vaste waarden $u = U_h$, $T = T_h$ en $q = \text{RH}_h q_s(T_h)$ gespecificeerd, waarbij RH de relatieve vochtigheid is.

De verdampingsfunctie is ook te schrijven als een flux:

$$\tau_q^s(z) = - \int_z^\infty E(z') dz'. \quad (5)$$

In figuur 2 wordt onderscheid gemaakt tussen de turbulente bijdrage, H_l , en de spray-geïnduceerde bijdrage, Q_l , aan de latente warmteflux:

$$H_l = -\rho L_v \overline{q'w'}(0) \quad Q_l = \rho L_v \tau_q^s(0), \quad (6)$$

waar ρ de dichtheid van lucht is.