

Tropische cyclonen

Bij het verschijnen van dit artikel is het seizoen voor orkanen, wat de Atlantische Oceaan betreft, alweer voorbij. Dat seizoen loopt op het Noordelijk Halfrond van de nazomer (half augustus) tot eind oktober. In die periode zijn de omstandigheden in de atmosfeer en de oceaan gunstig genoeg om elk jaar weer een aantal tropische stormen te doen ontstaan. In een aantal gevallen groeit zo'n tropische storm uit tot orkaan met een minimale windsnelheid van 33 m/s (ofwel 118 km/h). Vorig jaar hebben we weer kunnen constateren met welk formaat natuurkrachten we hier van doen hebben. Iedereen herinnert zich nog hoe de orkaan 'Andrew' de aandacht van de halve wereld op zich vestigde. Ondanks vroegtijdige waarschuwingen heeft 'Andrew' in de staat Florida voor miljarden dollars schade aangericht en vele slachtoffers gemaakt.

In dit artikel worden enkele achtergronden van het fenomeen 'tropische cycloon' belicht. We bekijken waar tropische cyclonen ontstaan en welke factoren hierop van invloed zijn. Daarnaast komen specifieke kenmerken aan bod. Tenslotte wordt een theorie behandeld die de groei van cyclonen beschrijft. Met een door de auteur aangepast numeriek model is getracht de ontwikkeling van een cycloon te simuleren.

Het ontstaan

Elk jaar ontstaan op aarde tussen de 80 en 100 tropische stormen met een gemiddelde windsnelheid van 20 tot 25 m/s. Hiervan groeit de helft uit tot orkaan. Figuur 1 laat zien dat er gebieden zijn die we voorkeurslokatie voor het ontstaan van tropische cyclonen kunnen noemen. Het betreft hier een strook tussen ongeveer 5 en 25 graden aan weerskanten van de evenaar. Uitzonderingen hierop vormen de gebieden ten westen van Afrika en ten westen van Zuid-Amerika. In beide gebieden vindt normaal gesproken "opwelling" plaats: koud water stroomt regelrecht vanaf de bodem van de oceaan naar het oppervlak. Deze uitzonderingen duiden erop dat voor het ontstaan van tropische cyclonen warm oppervlaktewater nodig is. De minimum breedte van 5 graden duidt erop dat ook vorticititeit noodzakelijk is. Zeer dicht bij de evenaar is het effect van de aardrotatie (planetaire vorticititeit) op stromingen nihil. Verder valt op te merken dat een groot deel van de voorkeurslokatie samenvalt met de intertropische convergentiezone (ITCZ). De ITCZ is ruwweg te zien als een zonale band waar de passaatwinden, in de lagere troposfeer boven de oceanen, een convergerend patroon vormen. Bijgevolg vindt er opstijging van lucht plaats. Dit resulteert in langgestrekte complexen van convectieve

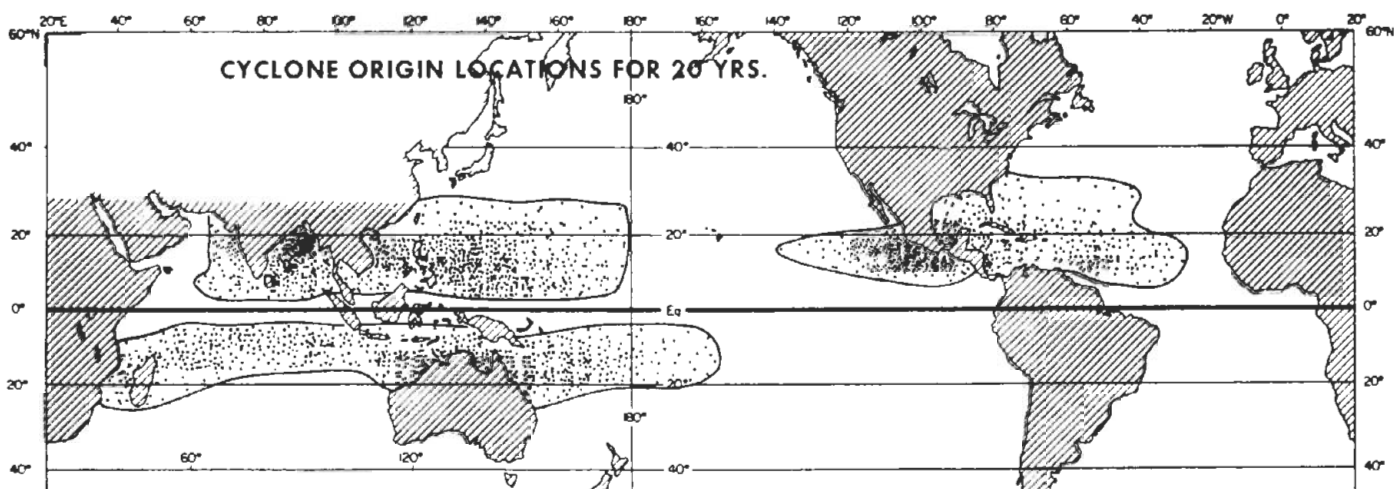
bewolking (Cb), welke zich tot in de stratosfeer kunnen uitstrekken. We vinden de ITCZ overigens vrijwel permanent op 5 - 10° N (Atlantische en Indische Oceaan) en soms op 5 - 10° Z (Indische Oceaan).

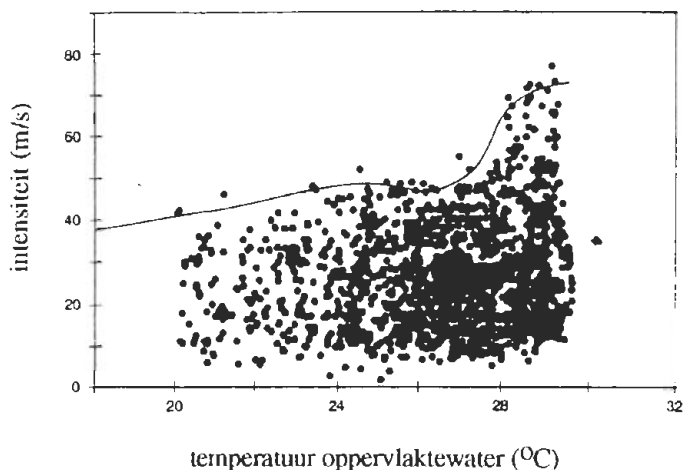
Er worden vijf fysische factoren onderscheiden welke een rol spelen bij het ontstaan van tropische cyclonen:

1. *Oppervlaktezeewatertemperatuur*
Bij een hogere zeevatertemperatuur ontstaan meer tropische cyclonen. De fysische verklaring hiervoor is dat bij een hogere temperatuur de lucht meer waterdamp kan bevatten. Er kan dan meer latente warmte vrijkomen bij condensatie. Later in dit artikel zal blijken dat dit een belangrijke stap is in het groeimechanisme van tropische cyclonen. Figuur 2 duidt op een verband tussen zeevatertemperatuur en maximaal haalbare intensiteit van een tropische cycloon in de Atlantische Oceaan. Daarin valt een scherpe toename van de maximale intensiteit bij ongeveer 26.5 °C op: de maximaal haalbare windsnelheid neemt dan toe van 45 tot meer dan 70 m/s. Het is niet zo, zoals vaak wordt beweerd, dat een minimale kritische zeevatertemperatuur nodig is voor het ontstaan van tropische cyclonen. Ook bij lagere temperaturen blijken ze te ontstaan. De maximaal haalbare intensiteit en de kans dat een tropische storm tot orkaan uitgroeit zijn dan wel lager.

2. *Voorwaardelijke onstabilliteit.*
Wanneer de temperatuurgradiënt tussen de natte en de droge adiabaat ligt, is de atmosfeer voorwaardelijk onstabiel. De atmosfeer is onstabiel onder de >>

Figuur 1: Ontstaanslokatie van tropische cyclonen in een periode van 20 jaar.





Figuur 2: Scatterplot van de maandelijkse gemiddelde zeevatertemperatuur en de hoogst gemeten windsnelheid bij een aantal Noord-Atlantische tropische stormen. De lijn geeft een empirische 99% bovengrens voor de maximaal haalbare intensiteit als functie van de watertemperatuur.

voorwaarde dat de lucht verzadigd is terwijl tegelijkertijd de beweging van de lucht opwaarts is. Grote voorwaardelijke onstabiliteit gaat gepaard met meer cumulus convectie en tropische cyclogenese. Echter op de lange duur zal convectie de omgeving stabiliseren. Meer details hierover in [1].

3. De relatieve vochtigheid (RV).

Een hoge RV heeft tot gevolg dat convectieve bewolking minder snel oplost. Tevens kan er per luchtkolom netto meer latente warmte vrijkomen.

4. Vorticeit in de grenslaag.

Een belangrijk effect van convectie is de vorming van een convergent windveld in de grenslaag. Daar waar de vorticeit positief is, versterkt de convergentie de vorticeit, dit wordt aangeduid met de term "spin up". Daarnaast veroorzaakt wrijving met het zeeoppervlak een component van de wind in de richting van de lage-drukkern. Bij benadering is deze zogeheten wrijvingsconvergentie evenredig met de relatieve vorticeit. Kortom, gebieden met positieve vorticeit worden geassocieerd met convergentie, opwaartse beweging, cumulus convectie en vrijkomen van latente warmte.

5. Interactie met de grootschalige circulatie.

Wanneer een storing aan het aardoppervlak onder een convergente, respectievelijk divergente, zone in de hogere troposfeer doorgaat, wordt de verticale beweging geremd dan wel versterkt.

Dus, kort samengevat, hebben een hoge zeevatertemperatuur, een hoge voor-

waardelijke onstabiliteit en een hoge relatieve vochtigheid in de grenslaag alsmede de aanwezigheid van positieve vorticeit aan het oppervlak en een divergente zone in de hogere troposfeer, een positieve invloed op het ontstaan van tropische cyclonen.

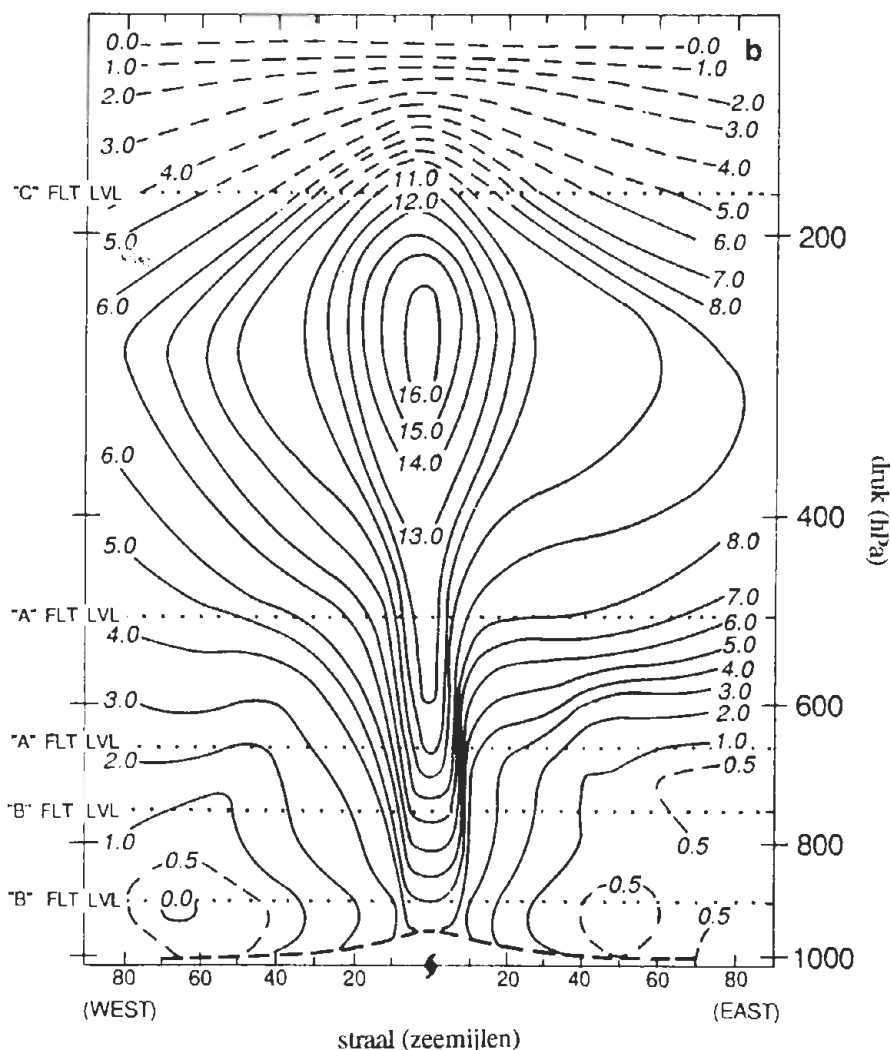
De structuur

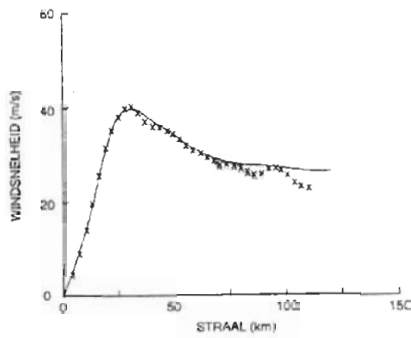
Tropische cyclonen worden gekenmerkt door een hoge mate van axisymmetrie, d.w.z. wind, temperatuur en luchtdruk zijn bij benadering alleen afhankelijk van de hoogte en van de afstand tot de kern van de cycloon. Figuur 3 toont een beeld van een

gemeten temperatuurveld van een cycloon. Deze figuur laat duidelijk zien dat een tropische cycloon een warme kern bezit, dit in tegenstelling tot reguliere depressies op gematigde breedten, die meestal een koude kern bezitten. De stroming in tropische cyclonen is een som van drie componenten: (1) een axisymmetrische primaire tangentiële circulatie, (2) een axisymmetrische secundaire radiële circulatie en (3) asymmetrische bewegingen. De asymmetrische bewegingen manifesteren zich vooral in spiraliserende wolkenbanden, zoals satellietfoto's vaak tonen (zie de foto's van Charly elders in dit nummer). Ze lijken echter weinig invloed te hebben op de vrijwel symmetrische dynamica die de stroming van de cycloon beschrijft.

De axisymmetrische primaire circulatie bestaat uit de tangentiële roterende vortex. Onderin de cycloon is de circulatie in zijn geheel cyclonaal, terwijl op grotere hoogte de stroming overgaat >>

Figuur 3: Vertikaal-radiële doorsnede van de temperatuur-anomalie (K) in de orkaan Hilda (1964).





Figuur 4: Gemiddelde tangentiële wind (getrokken lijn) en gemiddelde gradiënt wind (punten) op 850 hPa, gemeten in 'Alicia', 17-8-1983. [lit. 9]

in anticyclonaal. Figuur 4 geeft een radieel profiel van de tangentiële wind onderin de vortex. Kenmerkend is de vrijwel windstille kern (het oog). Naar buiten toe loopt de windsnelheid dan zeer snel op tot een maximum bij de RMW (= Radius of Maximum Windspeed). Na de RMW neemt de wind weer langzaam af. Bij uitdiepende cyclonen wordt vaak een afnemende RMW en dus een kleiner wordend oog waargenomen, terwijl bij opvallende cyclonen als regel de RMW toeneemt. Belangrijk is dat de tangentiële wind in de cycloon boven de grenslaag vrijwel in gradiëntwind evenwicht verkeert (zie figuur 4). Dit gradiëntwind evenwicht is het evenwicht tussen de drukgradiëntkracht enerzijds en de Coriolis- en de centrifugaalkracht anderzijds [lit. 4]. Bij het gradiënt wind evenwicht is de stroming evenwijdig aan de isobaren en er is geen radiële component. Echter, in de grenslaag wordt dit evenwicht verstoord door wrijving met het aardoppervlak en krijgt de windsnelheid een radiële component. Ook in het gebied met een anticyclonale circulatie op grote hoogte lijkt het gradiënt wind evenwicht niet te gelden.

Omdat de stroming vrijwel in gradiënt wind evenwicht verkeert, is de axisymmetrische radiële secundaire circulatie (zie figuur 5) relatief zwak, maar niet onbelangrijk. Deze component van de stroming bepaalt namelijk de toe- of afname van de intensiteit van de cycloon. Binnen een straal van 400 km treedt in de lagere troposfeer convergentie op. De gemiddelde verticale beweging is in dit gebied opwaarts. Maximale convergentie vinden we bij de rand van het oog, de zogenaamde "eye-wall". De instromende lucht wordt

daar plotseling sterk naar boven afgevoerd. De "eye-wall" wordt gekenmerkt door een ring van convectieve bewolking rondom het oog. We vinden er de grootste horizontale en verticale windsnelheden en de grootste neerslagintensiteit.

De groei

Een theorie die de groei en intensiteit van een tropische cycloon verklaart, zal zich vooral moeten concentreren op de radiële (secundaire) circulatie. De basis voor zo'n theorie is in 1964 gelegd door de Amerikaanse meteoroloog, Charney, en de Noorse meteoroloog, Eliassen [lit. 3]. Deze theorie staat nu bekend onder de naam "Conditional Instability of the Second Kind" ofwel voorwaardelijke onstabiliteit van de tweede soort. In de wetenschappelijke literatuur wordt de theorie bijna altijd aangeduid met de afkorting "CISK". Charney en Eliassen veronderstelden dat de tropische cycloon in zowel gradiënt wind evenwicht als hydrostatisch evenwicht verkeert. Dit evenwicht wordt echter voortdurend verstoord als gevolg van de aanwezigheid van warmtebronnen zoals het vrijkomen van latente warmte bij condensatie en bevriezing in wolken, en voelbare warmtefluxen vanuit de oceaan. Deze zogenaamde "diabatische" warmtebronnen veranderen de dichtheid van de lucht en veroorzaken daardoor ook veranderingen in het luchtdrukverdeling in de cycloon. Er ontstaat een gedwongen radiële circulatie die zorgt voor het herstel van het gradiënt wind evenwicht. Van belang is te weten of, bij dit proces van "gradiëntwind-aanpassing" van het windveld en het luchtdrukveld, de cycloon uitdiept of opvult. Charney en Eliassen rekende met hun theorie voor dat dit voor een cycloon met een diameter van ongeveer 500 km

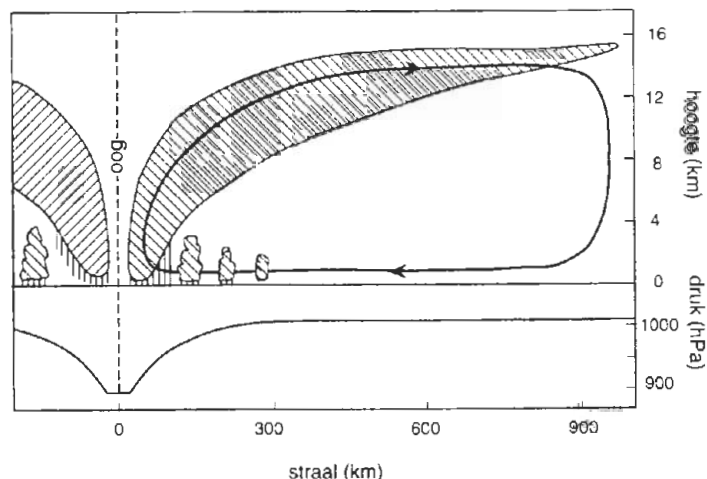
onder bepaalde omstandigheden inderdaad mogelijk is.

Uit vervolgstudies is gebleken dat twee factoren een belangrijke rol spelen: de wrijvingsconvergentie in de grenslaag (de eerste kilometer) en de warme kern van de cycloon. De wrijvingsconvergentie zorgt voor opwaartse luchtbeveging waardoor zich wolken kunnen vormen waardoor de latente warmte vrijkomt. De warme kern is van belang voor de drukdalingen. Het uitdiepen van de cycloon is alleen mogelijk als de uitstroom van massa (op grote hoogte) de instroom van massa (nabij het aardoppervlak) overtreft. De theoretische berekeningen [lit. 5] tonen aan dat dit met name het geval is als de cycloon een warme kern bezit.

De intensiteitstoename gaat niet eeuwig door: wanneer de bovenlucht te warm wordt kan de latente warmte niet meer voor een significante opwarming zorgen en de groei stopt. Bovendien wordt de verticale gelaagdheid in de atmosfeer dan te stabiel, waardoor cumulus wolken niet zo gemakkelijk meer kunnen groeien. Verder zorgt het massa-transport door wrijvingsconvergentie in de grenslaag ervoor dat het massatekort wordt aangevuld en de cycloon letterlijk wordt 'opgevuld'.

De cycloon blijkt verder zeer afhankelijk te zijn van de samenstelling van de geadvecteerde lucht in de grenslaag. Wanneer deze lucht droger en/of kouder wordt, bijvoorbeeld door botsing met een front (zie de foto's van Charley elders in dit nummer) of door het aan land gaan van de cycloon, resulteert dat in een afname van de intensiteit van de cycloon, al dan niet gepaard gaande met een lagere bewolgingsgraad. >>

Figuur 5: De secundaire circulatie en de oppervlaktedruk in een cycloon.

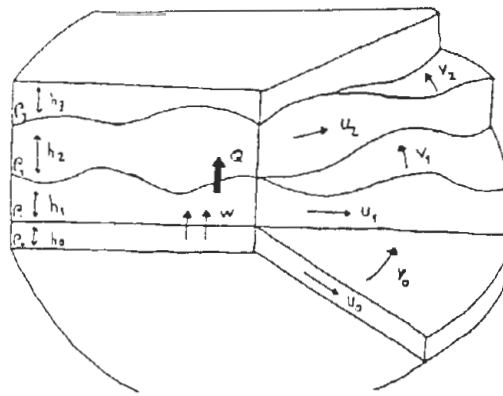


Een model van een tropische cycloon

Om de ontwikkeling van tropische cyclonen te simuleren is na 1964 steeds meer gebruik gemaakt van numerieke computermodellen. Hierbij is het van groot belang welk doel men voor ogen heeft. Zo is er de keuze tussen een twee- of een driedimensionaal model, het al dan niet toevoegen van een vocht-cyclus en interactie met omgevings-lucht. Tevens zijn er diverse schema's om convectie te parameteriseren. Het door de auteur gebruikte model is gebaseerd op een model van Ooyama (1969)[lit. 6]. Indertijd was dit model een enorm succes omdat het, ondanks een aantal vereenvoudigingen een zowel kwalitatief als kwantitatief goede simulatie van de levenscyclus van tropische cyclonen gaf. Figuur 6 geeft een doorsnede van het model dat de laatste jaren is ontwikkeld op het IMAU [lit 1 en 2]. Het is axisymmetrisch en bestaat uit vier lagen: een grenslaag (0), twee hoofdlagen (1 en 2) en een passieve laag (3) om hinderlijke golven aan het oppervlak van (2) te dempen. Van iedere laag worden de radiële snelheid (u), de tangentiële snelheid (v) en de laagdikte (h) berekend. De dichtheid in een laag is constant en neemt naar boven toe af. Uit de horizontale convergentie in de grenslaag wordt een verticale snelheid (w) berekend aan de top van de grenslaag.

Een van de openstaande vragen, wat betreft de dynamica van een tropische cycloon, is de vraag welke processen het kleiner of groter worden van het oog bepalen. Het numerieke model is een instrument om dit te onderzoeken. Het is bekend dat de grootte van het oog een belangrijke rol speelt bij het uitdiepen of opvullen van de cycloon [lit. 7 en 8]. Het model van Ooyama uit 1969 bevatte geen echte grenslaag en kon het kleiner worden van het oog terwijl de cycloon uitdiept niet reproduceren. Daarom is dit model uitgebreid met een expliciete grenslaag (laag 0).

In werkelijkheid veroorzaakt diabatische verwarming een lokale verandering van de dichtheid van de lucht. Omdat in het model de dichtheden per laag constant zijn, wordt diabatische verwarming voorgesteld als een verticale massaflux (Q) tussen de lagen. Q wordt berekend uit de formule, $Q = \eta w$. De factor η wordt bepaald uit de stabiliteit van een luchtkolom en wel zodanig dat een toenemende stabiliteit



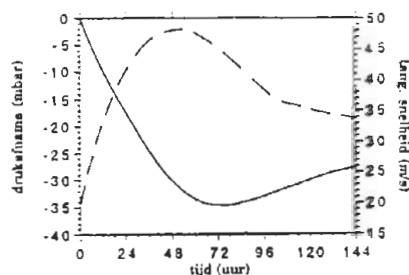
Figuur 6: Schematische weergave van het axisymmetrische vier lagen model.

resulteert in een lagere diabatische verwarming. Naast axisymmetrie gaat het model uit van hydrostatisch evenwicht en wordt de Coriolisparameter, f , als een constante beschouwd. De bewegingsvergelijkingen, gebaseerd op de ondiep water vergelijkingen, worden opgelost voor iedere laag op een rooster van 65 roosterpunten met een exponentieel toenemende roosterpuntsafstand. In de kern is deze zo'n 3 km en op de maximale afstand van 2276 km ca. 135 km. Met relatief weinig roosterpunten is hiermee een hoge resolutie in de kern verkregen en kan tevens de grootschalige beweging op grotere afstand beschreven worden. Voor de discretisatie is het Euler-backward (Matsuno) schema gebruikt, met centrale ruimte differenties. Bij advectietermen is met upstreamdifferentie gewerkt. De tijdstap bedraagt 20 seconden. De rekentijd wordt hiermee ongeveer 50 cpu seconden (op de CONVEX computer) voor een simulatie van 24 uur.

Resultaten

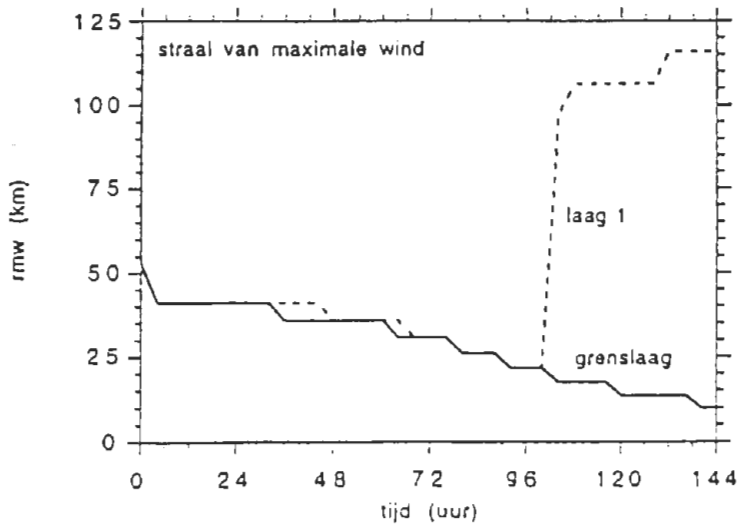
De begintoestand voor de modelberekening is een barotrope vortex met een tangentiël wind profiel die gelijkvormig is aan het gemeten profiel in figuur 4 (barotroop betekent dat de windsnelheid constant is als functie van de hoogte).

Figuur 7: Tijdverloop van de gronddrukafname in de kern (lijn) en de tangentiële windsnelheid op de rmw (stippelijijn).



De maximale tangentiële windsnelheid is 35 m/s en de straal van maximale wind is 50 km. De vortex verkeert bij het begin van de berekening in gradient wind evenwicht. Figuur 7 laat zien hoe de vortex zich volgens de berekening ontwikkelt in de tijd. Er is eerst een toename van de intensiteit van de cycloon, gevolgd door een geleidelijke afname. Hierbij dient opgemerkt te worden dat de grootste drukdaling wordt berekend ongeveer 20 uur nadat de maximale windsnelheid is bereikt. De straal van maximale wind blijkt continu af te nemen (figuur 8). Dit is een fysisch realistische ontwikkeling. Echter na ca. 4 dagen, wanneer de cycloon reeds opvult, splitsen de RMW's van de grenslaag en van laag 1 zich. De oorzaak hiervoor is gevonden in een in sommige gevallen ontoereikende parameterisatie (de formule $Q = \eta w$) van de diabatische massaflux. Verder onderzoek kan hier waarschijnlijk een oplossing voor geven.

Berekeningen tonen ook realistische profielen voor zowel de tangentiële als de radiële snelheid (figuur 9a en b). We vinden dat de maximale tangentiële snelheid juist boven de grenslaag wordt gevonden. In figuur 9b zien we onderin een cyclonale instroom en bovenin een cyclonale uitstroom die na enige tijd overgaat in een anticyclonale uitstroom met een maximum op ca. 200 km. We zien ook dat in de grenslaag de radiële snelheid veel groter is dan in laag 1 (figuur 9a). Dit is redelijk in overeenstemming met waarnemingen en andere modelberekeningen. Het model blijft ook in staat expliciet de circulatie in het oog te berekenen. In het oog vinden we een zeer zwakke inverse circulatie (uitstroom onderin, instroom bovenin). Dicht bij de kern wisselt de radiële snelheid van teken of wordt vrijwel nul. >>



Figuur 8: Tijdverloop van de straal van maximale wind (RMW) in de grenslaag en laag 1.

Voorspellingen

Uit de modelresultaten valt te concluderen dat CISK een goede verklaring geeft voor de groei en de structuur van tropische cyclonen. De essentiële energiebron blijkt de diabatische verwarming te zijn ten gevolge van condensatieprocessen. De tropische cycloon blijkt verder erg gevoelig te zijn voor de toestand van de atmosferische grenslaag boven de oceaan.

Bij het geven van een voorspelling voor het optreden en ontstaan van tropische cyclonen in de toekomst moet nogal wat voorzichtigheid in acht worden genomen. Een veranderende temperatuur op aarde of een, al dan niet hiermee samenhangende, verandering in de grootschalige oceaancirculatie heeft zeker invloed op de lokaties en de frequentie waarmee tropische cyclonen zullen ontstaan. De kans dat bijvoorbeeld West-Europa in de toekomst tropische cyclonen over zich heen krijgt, acht ik echter uitgesloten. Meer onderzoek naar tropische cyclonen, bijvoorbeeld naar de invloed van de hoogte van de tropopauze is nodig om hier meer duidelijkheid over te verschaffen.

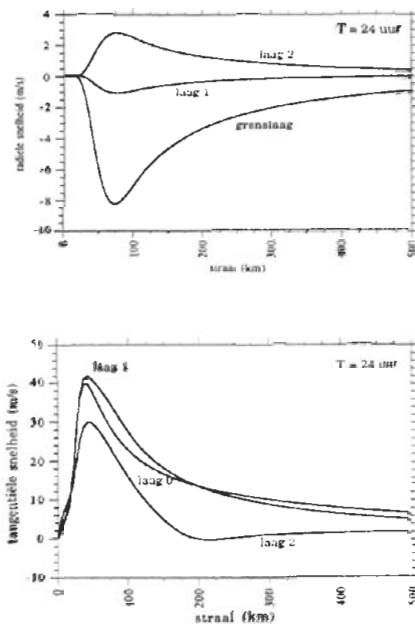
Daan Vogelesang \diamond
(IMAU)

Literatuur

- [1] Vogelesang, D.H.P., 1992: De groei van tropische cyclonen door diabatische verwarming. IMAU rapport V92-5.
- [2] de Wolde, J., 1990: CISK en de groei van tropische cyclonen. IMAU rapport V90-15.
- [3] Charney, J., and A. Eliassen, 1964:

- [8] Willoughby, H.E., 1990: Temporal changes of the primary circulation in tropical cyclones. J.Atmos.Sci., 47, 242-264.
- [9] Willoughby, H.E., 1990: Gradient balance in tropical cyclones. J.Atmos.Sci., 47, 265-274.

- On the growth of a hurricane depression. J.Atmos.Sci., 21, 68-75.
- [4] Holton, J.R., 1979: Introduction to dynamic meteorology. Academic press 391 pp.
- [5] Delden, A. van, 1989: On the deepening and filling of balanced cyclones by diabatic heating. Meteor. Atmos. Phys., 41, 127-145.
- [6] Ooyama, K.V., 1969: Numerical simulations the life cycle of the tropical cyclone. J. Atmos. Sci., 39, 378-394.
- [7] Weatherford, C.L. and W.M. Gray, 1988: Typhoon structure as revealed by aircraft reconnaissance. Mon. Weather Rev., 116, 1032-1056.



Figuur 9: Radiaal verloop van de radiale snelheden (a) en de tangentiële snelheden (b) na 24 uur.