Rekenen aan de wind op 28 oktober 2013

Huug van den Dool en Henk de Bruin

In hun artikel over de zeer zware storm op 28 oktober 2013 (hoogste uurgemiddelde windsnelheden 27-31 m/s bij de Wadden[1]) stellen de auteurs (Mureau et al., 2013) zich de vraag hoe de wind zich in die situatie verhoudt tot het luchtdrukveld. De standaard eerste schatting, de geostrofische wind van 53 m/s, viel in dit geval erg hoog uit. Omdat het een snel bewegende en uitdiepende storm betrof, zou de tijdsafgeleide een rol kunnen spelen. Een tweede schatting van Mureau et al., die 'isallobarische' effecten meeneemt is echter nog verder van huis, tot wel 40 m/s hoger dan wat er is waargenomen, een verbijsterend groot verschil. Misschien moeten wij ter harte nemen wat de AMS glossary over de isallobarische wind stelt: "….*observational evidence of this wind is unsatisfactory.*" Daarom besloten de huidige auteurs om dit probleem eens wat uitgebreider te bekijken. Het principe dat wind en druk aan elkaar gerelateerd zijn via de bewegingsvergelijkingen staat niet ter discussie en als we zo veel mogelijk termen meenemen dan moet de overeenstemming tussen druk en wind heel goed zijn op gematigde breedte, ook al is extreem weer wellicht een extreme test. We nemen niet de route van de isallobarische wind, maar proberen in plaats daarvan iets nieuws met de tijdsafgeleide van de wind.

We gebruiken het modelletje beschreven door Murphree en Van den Dool in 1988[2], en passen het toe op het gebied tussen 15° – 75° N, en 0° – 360° E maar wel met veel hogere resolutie dan destijds (we gebruiken hier uurlijkse 0.5 graads analyses). Het model is gebaseerd op de volgende twee vergelijkingen, die men bv. op blz. 35 in Holton (1979) kan vinden, waarbij de wrijvings termen F_x en F_y beschreven worden met respectievelijk $(-ku + D\nabla^2 u)$ $(-kv + D\nabla^2 v)$ en:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x} + fv - ku + D\nabla^2 u - u\frac{\partial u}{\partial x} + v\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{uv}{a}\tan(\phi)$$

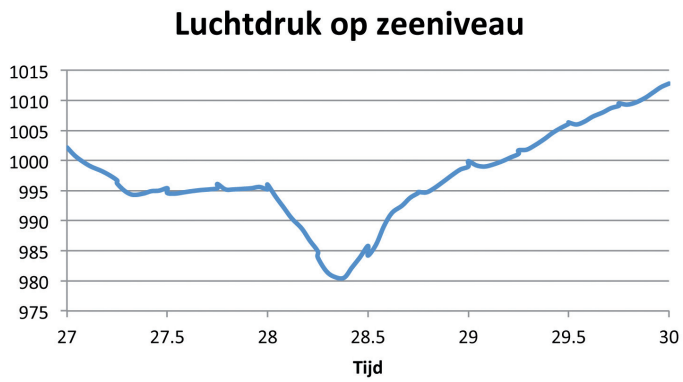
$$\frac{\partial v}{\partial t} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x} - fu - kv + D\nabla^2 v - u\frac{\partial v}{\partial x} + v\frac{\partial v}{\partial y} + \frac{uu}{a}\tan(\phi)$$

Hier zijn (u, v) de west-oost en zuid-noord windcomponenten (langs (bolopervlak)coordinaten (x, y)) zijn, en p de luchtdruk. Het idee is nu om p bekend te veronderstellen en dan (u, v) te berekenen. Andere grootheden zijn de dichtheid ρ, overal 1.2 kg/m^3 genomen, f is de Coriolis parameter (functie van de breedte), a is de straal van de aarde, ϕ is de geografische breedte, k is een lineaire wrijvingscoefficient = 1.8 10^{-5} s^{-1} boven zee en de diffusie coefficient D is 5x104 m^2s^{-1} over het hele rooster van 760 bij 120 punten. Het enige wat echt ontbreekt is de verticale advectie van (u, v). Men kan ook op het gemis van een expliciete grenslaag met turbulentie wijzen. In dit eenlaags model hebben we (net zo min als bij geostrofische wind) geen realistische vlagerigheid zodat we op z'n best zoiets als de uurgemiddelde wind op 10 m hoogte mogen hopen te simuleren[3]. We gaan niet in op de vele details over de discretiseringen van vergelijking (1) in ruimte en tijd, want dit is betrekkelijk standaard. We hebben zo weinig mogelijk veranderd tov het oorspronkelijke model van Murphree en Van den Dool (1988) dat enig succes had met het berekenen van wind uit druk boven de tropische oceanen, een veel moeilijker probleem.

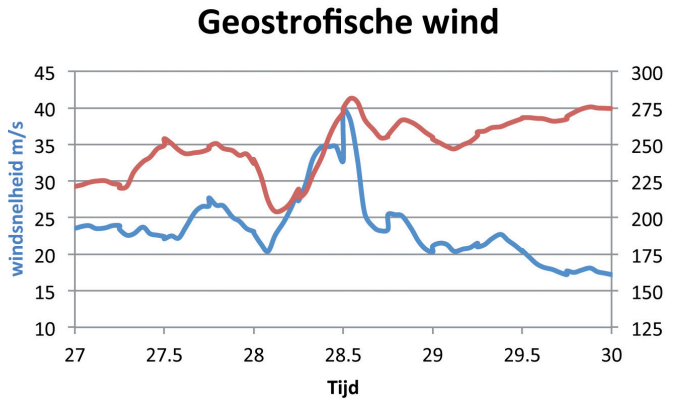
We passen verder geen vereenvoudigingen toe, zoals quasi-geostrofie, het weglaten van kleine termen middels een schaalanalyse, benadering met een constante Coriolis parameter (het zgn f-vlak) enz. De gespecialiseerde lezer kan in Kader 1 een empirische schaalanalyse vinden die de orde van grootte van diverse termen laat zien.

Oplossingsmethode en diverse balans-winden

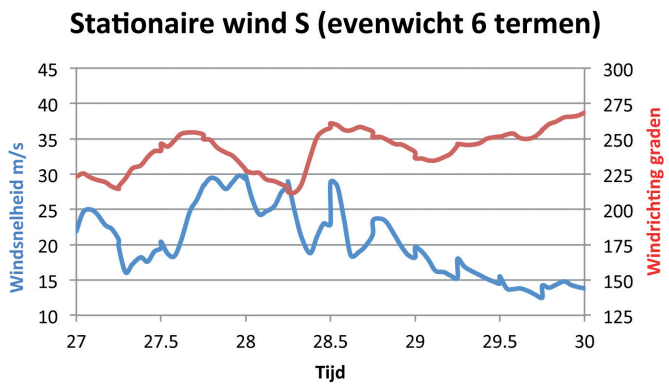
Als we veronderstellen dat de tijdsafgeleide van de wind nul is ("stationair") dan moet de som van de volgende zes termen gelijk aan nul zijn: de luchtdrukgradient, de Corioliskracht, wrijving, diffusie, advectie en de kleine tan(ϕ) term. In die omstandigheid hebben we twee vergelijkingen in twee onbekenden (u en v), dus in principe oplosbaar, alhoewel niet-lineair, dus mogelijk gecompliceerd. We zoeken hier de oplossing door tijdsintegratie, een vorm van iteratie (we gaan niet echt vooruit in de tijd). Dat



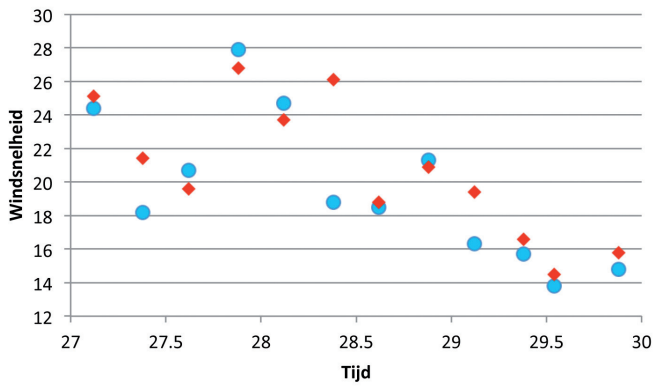
Figuur. 1. Uurlijkse waarden van de luchtdruk (hPa) op zeeniveau op 53.5°N en 5.5°E gedurende de drie dagen 27-29 oktober 2013. De tijd is genoteerd langs de x-as zodanig dat b.v. 27.25 en 27.5 overeenkomen met 6 en 12UTC op de 27ste. Iedere 6 uur zijn er twee gelijktijdig waarden: een is de verwachting 6 uur vooruit (het gisveld), de andere de nieuwste analyse – de meerwaardige functie laat de kleine analyseincrementen zien.



Figuur. 2. Uurlijkse waarden van de geostrofische wind op 53° N en 5.5° E voor de periode 27-29 oktober. In rood, de vertikale rechteras, de windrichting in graden, en in blauw, de linkeras, de windsnelheid in m/s. De tijd is genoteerd langs de x-as zodanig dat b.v. 27.25 en 27.5 overeenkomen met 6 en 12 UTC op de 27ste.



Figuur. 3. Hetzelfde als Figuur 2, maar nu de stationaire oplossing S.



Figuur. 4. De S (blauw rondje) en NS (rood vierkantje) oplossingen voor de windsnelheid op 12 tijdstippen op 53.5° N en 5.5° E gedurende 27-29 oktober 2013.

wil zeggen we houden het waargenomen veld p constant en integreren (1a) en (1b) tot we de u en v vinden waarbij de som van de 6 termen heel klein is, en dus $\partial u/\partial t$ en $\partial v/\partial t$ heel klein zijn; dat werkt bijna altijd goed. In (1) is $D\nabla 2u$ een diffusieterm die enerzijds fysisch een dissipatie is, maar anderzijds kleinschalige (numerieke) ruis gladstrijkt die ontstaat door de tijdsintegratie. Omdat de waarde van $\nabla 2u$ toegepast op 'ruis' afhangt van de gekozen roosterpuntsafstand, moet D afhangen van het oplossend vermogen voor een stabiele oplossing. Daarom verschilt de door ons gebruikte waarde van $5x10^4$ m^2s^{-1} van die gebruikt door (Murphree en Van den Dool , 1988). Het voert hier te ver om de verschillende aspecten van parameters k en D in detail te bediscussiëren.

We herkennen in het rechterlid van vergelijking (1) natuurlijk de geostrofische wind (G) als de balans van de eerste twee termen, en de geostrofische plus wrijving (G+W) in de eerste drie termen. Deze termen zijn eenvoudig en direct locaal uit te rekenen. De geostrofische wind veronderstelt een locaal evenwicht tussen de Coriolis- en luchtdrukgradientkracht. Impliciet veronderstelt men rechte trajectorieen en een stationaire wrijvingsloze situatie. G+W is de gekozen begintoestand voor de tijdsintegratie tot we het stationaire windveld (S) vinden.

De advectie- en diffusietermen maken de oplossing (S) niet-lineair en bovendien niet-lokaal (vandaar het hele rooster). De advectietermen koppelen een bepaald punt aan een groter gebied. Is er ook een klassieke gradient wind (balans tussen luchtdrukgradientkracht, Corioliskracht en centrifugaalkracht) verborgen in vergelijking (1)? Het antwoord is ja. Men kan bv. een stationair cirkelvormig lage- of hogedrukgebied veronderstellen op een vlak (geen bol oppervlak), een vaste waarde voor f gebruiken (45ºN) en dan vindt men vrijwel[4] exact de gradientwind relatie uit de literatuur (meestal afgeleid in "natuurlijke" coordinaten, zie bv. Holton, blz. 58. Met cyclonale (anti-cyclonale) trajectorieën is de gradient wind kleiner (groter) dan G; dat is bekend uit de gradientwind relatie, zie de discussie daarover in Holton (1979, blz. 62-64). In het meer algemene geval, bv. het luchtdrukveld op een bepaalde datum, varieert de kromtestraal van de trajectorieën in de ruimte, en doen we veel meer dan een klassieke gradientwind bepalen. Ook het algemene geval wordt geheel behandeld met de advectietermen. We lossen in feite de wet van Newton op: versnelling per massaeenheid is gelijk aan de som van alle krachten. Daarom wordt de snelheid van deeltjes mede beïnvloed door de geschiedenis van de kromming van de trajectorie in de laatste (zoveel) uren. Dat is wat we bedoelen met een niet locale oplossing. De klassieke gradientwind maakt de indruk van een locale balans van krachten maar dat is misleidend want dat is alleen omdat de kromtestraal dan constant is langs de trajectorie.

De oplossing S wordt hier verkregen door bij ieder constant verondersteld drukveld een stationaire wind respons uit te rekenen. In principe zou het ook zo kunnen gaan in de natuur. Men beschrijft dan verandering in de tijd als een successie van quasi-stationaire situaties. Vanwege de grote treksnelheid van het systeem is het de vraag of dat wel juist is, maar omdat we uurlijkse analyses hebben kan men dit berekenen en dus zelfs de oplossing aanpassen. (Dit is overigens nog nooit gedaan, voor zover wij weten, vermoedelijk omdat windwaarnemingen grote fouten hebben, zowel meetfouten als interpretatiefouten). Uit de uurlijkse analyses van NCEP schatten we de numerieke waarde van $\partial u/\partial t$ en $\partial v/\partial t$ op 10 m hoogte op ieder roosterpunt en voegen dit toe (met omgekeerd teken) als een zevende term in het rechterlid van (1). Verder lossen we het systeem precies op zoals boven beschreven maar nu balanceren er zeven termen waarvan er twee zijn voorgeschreven. Beter gezegd: de optelsom van de zes termen is gelijk aan de waargenomen imbalans. We noemen dit de Niet Stationaire (NS) oplossing. Dit blijkt technisch goed te werken en beantwoordt derhalve in principe de vraag van Mureau et al. wat de invloed van de hoge treksnelheid (plus uitdieping, vormverandering) op de wind is, maar zonder het historisch begrip isallobarische wind er in te betrekken, zie Kader 2. Overigens speelt $\partial p/\partial t$ niet direct een rol in (1).

Gegevens

We gebruiken uurlijkse analyses voor de periode 27-29 oktober 2013 van de luchtdruk op zeeniveau gemaakt op NCEP als uitgangstoestand voor NCEP's GFS model. In principe wereldomvattende analyses, maar we gebruiken alleen het gebied tussen 15° N en 75° N, en oostwaarts van Greenwich, periodiek tot 360 (weer Greenwich). De velden zijn op een breedte-lengte rooster van 0.5 x 0.5 graden beschikbaar. Voor dezelfde drie dagen hebben we ook de beschikking over het windveld, dwz. geanalyseerde windcomponenten (u en v) op 10 m hoogte. Alleen op 0, 6, 12, en 18 UTC zijn de p en (u,v) velden bij benadering analyses[5]; op alle andere tijden zijn het modelverwachtingen 1, 2, 3, 4, 5 en 6 uren vooruit, maar deze zijn tegenwoordig zo goed dat we in de tekst over analyses zullen spreken. De verwachting voor 6 uur vooruit is tevens het gisveld voor de volgende analyse.

Resultaten

Hoewel we de wind op een groot rooster hebben uitgerekend is de aandacht uitsluitend voor het punt 53.5° N en 5.5° E want dat is het roosterpunt juist benoorden de Wadden waar aan het eind van de ochtend van 28 oktober op enkele plaatsen een uurgemiddelde windsnelheid van 11 Bft (> 28.5 m/s) is waargenomen[6]. Ons testpunt ligt op het 0.5

	Advectie Term1	tanϕ term Term 2	Luchtdrukgradientkracht Term 3	Diffusie Term 4	Corioliskracht Term 5	Lineaire wrijving Term 6	
x	-(u ∂u/∂x + v ∂u/∂y)	(uv tanϕ)/a	- (1/ρ) ∂p/∂x	$D\nabla^2 u$	fv	-ku	∑ der termen
x:(G+W)	796	33	1275	73	1254	191	797
x: (S)	392	27	1275	91	1202	196	43
y	-(u ∂v/∂x + v ∂v/∂y)	-(uu tanϕ)/a	- (1/ρ) ∂p/∂y	$D\nabla^2 v$	-fu	-kv	∑ der termen
y:(G+W)	880	42	1255	80	1246	193	881
y:(S)	499	40	1255	100	1276	185	45

*Tabel 1: De grootte der termen in de twee componenten van de bewegingsvergelijkingen langs 53.5 N op 28 oktober 9 UTC aan het begin van de iteratie (G+W) en aan het eind der iteratie (S). De eenheid is m/s2. Alle termen zijn vermenigvuldigd met 106. De grootte van een term T is empirisch bepaald als sqrt((∑T(j)**2)/760) waarbij de sommatie j loopt over alle 760 punten op breedtegraad 53.5 N. Aan het begin van de integratie (G+W wind) is de grootte van de termen 3, 5 en 6 tesamen precies 0.*

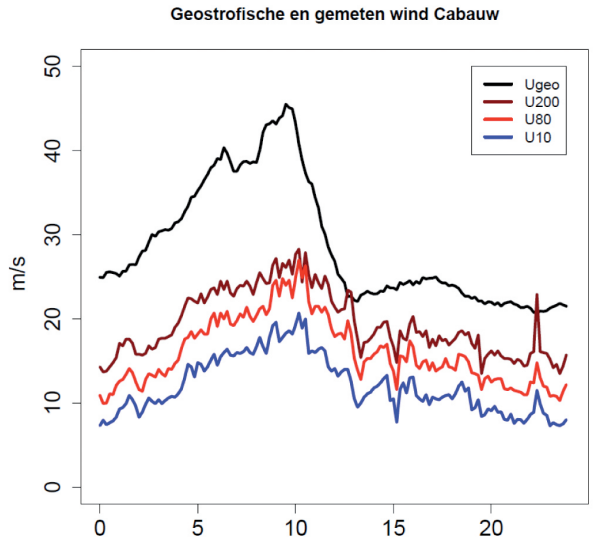
x 0.5 graads rooster boven zee (boven land verwachten we weinig succes met vergelijking (1)).

De laagste druk op ons testpunt wordt bereikt op de 28ste oktober 2014 tussen 8 en 9 UTC, nl. 980 hPa. De druk daalde vanaf middernacht ongeveer 1.5 hPa per uur. In Fig. 1 zien we iedere 6 uur twee waarden, een is de verwachting 6 uur vooruit (het gisveld), de andere de nieuwste analyse. Men ziet zo dat zelfs een verwachting 6 uur vooruit niet foutloos is, ook al beweren Mureau et al. (2013) – terecht –dat we dit soort stormen nu vaak 4 tot 5 dagen van tevoren kunnen voorspellen.

De kern van het laag (975.8 hPa) passeert, nog altijd wat uitdiepend, ten noorden van het testpunt, en is om 9 UTC op 55° N en 4.5°E. Na 10 UTC stijgt de druk ongeveer even snel en is binnen 24 uur boven 1000 hPa.

De hoogste geostrofische wind (een vertaling van de hoogste luchtdrukgradient) waait enkele uren na de laagste druk, om 12 UTC op de 28ste; dat is nadat de wind 60 tot 70 graden is geruimd van ZZW naar W en de depressie al gepasseerd is. Zie Fig. 2, waar G is gegeven in termen van windsnelheid (blauw) en richting (rood).

De waarde van de geostrofische wind (G) bedraagt ruim 39 m/s om 12 UTC, ruim 10 m/s hoger dan gemeten. We zien nu ook aan de meerwaardige functie (iedere 6 uur twee geostrofische winden) dat er aanzienlijke analyse-incrementen zijn in de luchtdrukgradient en dus in G. Om 12 UTC op de 28ste is er een verschil van liefst 7 m/s tussen G in de 6 uurs verwachting en de analyse. De kleine verschillen in p in Fig. 1 worden flink uitvergroot omdat we drukgradienten in de ruimte nemen. Om dezelfde reden zijn schattingen van ∂u/∂t en ∂v/∂t uit analyses ook problematisch; we moeten duidelijk uit de buurt van discontinuïteiten nabij analysetijden (0, 6, 12 en 18 UTC) blijven. We rekenen daarom de oplossing NS (zie beneden) alleen uit 3 uur na de laatste analyse: bijvoorbeeld op de 28ste om 9 UTC, waarbij ∂u/∂t en ∂v/∂t bepaald zijn uit het verschil tussen 10 UTC en 8 UTC, dwz. de verwachtingen 2 en 4 uur vooruit.



Figuur. 5. De windsnelheid (10 minuut gemiddelden) te Cabauw op 28 oktober 2013 op hoogtes van 10, 80 en 200 meter. De zwarte lijn is de geostrofische wind op deze locatie bepaald uit de luchtdruk op 18 stations rondom Cabauw. (Met dank aan Fred Bosveld voor de data.)

Het verschil tussen de G en G+W wind is altijd klein. Op ieder uur tijdens deze drie winderige dagen is G+W bijna 10 graden gekrompen en is de snelheid orde 1 m/s lager. De stationaire wind (S), dwz. inclusief wrijving en advectie effecten, kan zowel hoger als lager uitvallen dan de geostrofische, en zowel gekrompen als geruimd zijn t.o.v. G, zie Fig. 3.

Als het uitdiepende laag nadert (tussen 0 en 6 UTC op de 28ste) is de S windsnelheid iets hoger dan G, maar na de depressiepassage en ruiming van de wind is S veel lager, namelijk wel 10 m/s lager dan G tussen 8 en 12 UTC. Momentum advectie kan dus een enorme invloed hebben op de windsnelheid, en dat is ook logisch. Op het hoogtepunt van de storm (28 oktober 12 UTC) bedraagt S ongeveer 29 m/s en dat is dichter bij de waarneming dan de G wind. Dit maximum treedt op nadat de wind is geruimd van ZZW naar W. Het is verder opvallend dat de S wind al eerder, rond 20 UTC op de 27ste oktober 29 m/s haalde en toen vele uren boven de 25 m/s bleef. Fig. 4 laat voor 12 tijdstippen gedurende 27-29 oktober zien wat de waarden van de S en NS windsnelheden zijn. NS kan zowel groter als kleiner dan S zijn, en ook gekrompen of geruimd (tot 20 graden).

Op de meeste tijdstippen is het verschil klein, zo'n 1 m/s. Tweemaal vinden we ongeveer 3 m/s verschil. Maar op 28 oktober, 9 UTC is het verschil op ons testpunt 7 m/s, dwz. de NS wind is dan 7 m/s sterker dan de S wind. Op de nadering van het lagedrukgebied is NS dus een heel stuk hoger dan S. Helaas kunnen we dit recept niet op alle tijdstippen toepassen, met name niet in de buurt van

Kader 1: Schaalanalyse

Tabel 1 laat de orde van grootte van de termen in vergelijking (1) zien, zowel voor de G+W als de S oplossing. Dit is gedaan voor alle roosterpunten langs 53.5° N, en niet uitsluitend op één punt. Het maakt niet veel uit of we naar de balans in x of de y richting kijken. Hoewel dit voor 28 oktober, 9 UTC is gedaan vindt men op andere tijden ruwweg dezelfde getallen. De luchtdrukgradient- en Corioliskracht zijn duidelijk het grootst op deze breedte, gevolgd door advectie en dissipatie. Aan het begin van de integratie is de som van alle termen vrij groot (ook al is de initiële G+W wind bepaald uit het evenwicht van de termen 3, 5 en 6), maar na 300 tijdstappen is de som der termen al tamelijk klein, zoals ook de bedoeling is. Men kan verder integreren maar het windveld verandert dan niet meer dan enkele cm/s. We hadden niet verwacht dat de grootte van de advectie term gehalveerd wordt tijdens de integratie. M.b.t. de niet-stationaire (NS) oplossing merken we op dat in deze situatie, 28 oktober, 9 UTC, de grootte van de waargenomen $\partial u/\partial t$ en $\partial v/\partial t$ repectievelijk 227 en 241 10-6 m/s2 zijn, dus ruwweg 50-75% van de advectie termen in de S oplossing. Het is duidelijk dat de NS en S oplossingen verschillen. Er zijn natuurlijk plaatsen waar $\partial u/\partial t$ en $\partial v/\partial t$ lokaal niet groot is, maar door het niet-lokale karakter van de oplossing zegt ook dat niet alles.

het maximum om 12 UTC, want dat is analyse-tijd en verandert de wind in de NCEP analyses onrealistisch veel. We weten ook helemaal niet hoe nauwkeurig de afgeleide van de wind te bepalen is uit waarnemingen dan wel uit uurlijkse analyses. De berekening geeft hopelijk wel een idee van de grootte van de mogelijke invloed van niet stationaire effecten, zie Kader 2.

Ons testpunt ligt boven zee, en we hebben steeds vergeleken met windwaarnemingen (27-31 m/s) op de Wadden. Boven land liggen de zaken veel ingewikkelder omdat wrijving (zwak gemodelleerd in vergelijking (1)) dan een dominante kracht is. Maar gelukkig hebben we metingen (10 minuten gemiddelden) in Cabauw op 200 meter waar de wrijving al veel minder belangrijk is en normaliter de verschillen tussen geostrofische en gemeten windsnelheid niet zo groot zijn. Maar zoals Fig. 5 laat zien was er op 28 oktober 2013 een flink verschil tussen de waargenomen en geostrofe wind van wel 10-15 m/s, vooral ‘s ochtends. Dat de waargenomen wind op 200 meter hoogte zoveel lager is dan de geostrofische wind moet in eerste instantie zijn gekomen door de cyclonale kromming van de trajectorieën in de laatste uren voor de storm Cabauw bereikte.

Besluit

We hebben de methode van Murphree en Van den Dool (1988) toegepast op de situatie op 28 oktober 2013 toen het noorden van Nederland getroffen werd door een zware storm met hoogste uurgemiddelde windsnelheden van 27-31 m/s op de Wadden. We tonen aan dat met deze methode de 10 m wind uit het luchtdrukveld redelijk kan worden geschat voor een punt boven zee ten noorden van de Wadden. We bepaalden hier de nulde orde schatting, de geostrofische wind (ongeveer 10m/s te hoog), en de stationaire wind (S) die men vindt door evenwicht tussen 6 termen in de bewegingsvergelijkingen te veronderstellen. De dissipatie verlaagt uiteraard de windsnelheid maar het is vooral de horizontale momentum advectie (kromming van de trajectorieën) die S tot binnen een paar m/s van de waarnemingen brengt. De S oplossing is echter niet-lokaal, men moet dus wel een heel gebied berekenen. Tijdsafhankelijke effecten hebben we proberen te schatten uit waarden van de tijdsafgeleide van de wind in de NCEP analyses , en vervolgens meegenomen in de bepaling van de niet-stationaire wind. Dat kan ook nog eens 5-10 m/s toevoegen in de uren dat een uitdiepend lagedrukgebied nadert. In het algemeen is de overeenstemming met waarnemingen op het hoogtepunt van de storm vrij redelijk, dwz. een verschil van slechts enkele m/s. Dit verschil van enkele m/s met waarnemingen is vermoedelijk het beste wat men mag hopen. De oplossing is zeer zeker tot diverse m/s gevoelig voor de constanten k en D en ook voor de gekozen numerieke schema’s. Bovendien is het enigszins onzeker of de berekende winden vergeleken moeten worden met waargenomen 10-minuut gemiddelden winden, uurgemiddelden (of welke tijdsmiddeling dan ook).

Op andere tijdstippen gedurende 27-29 oktober zijn de S-wind (en de NS wind voor zover berekend) overwegend een stuk hoger dan de waargenomen windsnelheid. Ook al lossen we zo com-

Kader 2: Over de isallobarische wind

De vergelijkingen (1a) en (1b), zonder dissipatie, hebben op een f-vlak een analytische “oplossing” in de vorm van een oneindige reeks voor u en v. De eerste term van deze reeks is de geostrofische wind, de tweede term bevat 3 bijdragen waarvan een de zogeheten isallobarische wind is. Niet alle termen zijn even eenvoudig uit waarnemingen te berekenen, maar de isallobarische wind werd populair omdat die uit de app (de alom gerapporteerde verandering van de druk in de laatste drie uur) gehaald kan worden. Oneindige reeksen zijn onpraktisch dus moet je ergens afbreken. Of dat qua convergentie werkt na 1 en 1/3de term is a-priori geheel onduidelijk. Alleen de praktijk kan dat uitwijzen. Die is niet gunstig gebleken. Panofsky schreef in z’n boek over dynamische meteorologie in 1956 blz. 81 e.v. al dat de isallobarische wind uitsluitend van historisch belang is. Men wist toen al dat er niet uitkwam wat de praktijkman er ooit van verwachtte. In de meeste moderne dynamica boeken (Holton, Pedlofsky) komt het begrip isallobarische wind niet eens voor, een uitzondering is overigens Gill (1982).

Er is natuurlijk een niet-stationair effect, en dat kun je beschrijven, strict in het kader van de bewegingsvergelijkingen, met de lokale tijdsafgeleiden van u en v (als die bekend zijn). "Of dat overeenkomt met de weerkamerkreet stijgklap?" vraagt een reviewer zich af. Mogelijk wel. In de VS is er een verwante populaire verklaring waarom een orkaan aan de rechterkant (op het NH) de sterkste winden (en het slechtste weer) heeft. Een niet-bewegend stationair circulair laag heeft dezelfde gradientwind in alle kwadranten (op een f-vlak en geen wrijving). Maar als men de beweging van het systeem hier vectorieel bij optelt dan krijgt men qua wind hetgeen wordt waargenomen. Dat wordt beschreven met de methode van het in rekening brengen van de tijdsafgeleiden van u en v. Dus voor een cirkelsymmetrische orkaan krijgt men de gradientwind plus de verplaatsingsnelheid van het druksysteem. Zoiets moet ook gelden voor een gewone depressie (wind = S wind + verplaatsingssnelheid), al leidt de verre van cirkelsymmetrische structuur, en met name de fronten, al tot grote verschillen in windsnelheid tussen de kwadranten, nog afgezien van de beweging van het systeem (en nog wat kleine dingen zoals een niet plat f-vlak). Het begrip verplaatsingssnelheid is ook niet geheel duidelijk tenzij een systeem z’n identiteit exact behoudt, en dat is nooit het geval. Vormverandering en uitdieping komen ook naar voren in de tijdsafgeleiden van u en v.

pleet mogelijk de bewegingsvergelijken op een boloppervlak op, het eenlaags model heeft zijn beperkingen. Misschien is de wrijvingscoefficient k, net als in Murphree en Van den Dool (1988) constant gehouden in ruimte en tijd, te laag voor de Noordzee. Uiteraard zou k afhankelijk moeten zijn van de stabiliteit, en dit is een argument voor een compleet model met meer lagen in de grenslaag en een thermodynamische vergelijking. Dat zou bestudeerd kunnen worden met de uurlijkse NCEP analyses.

In Kader 2 leggen we uit waarom wij in tegenstelling tot Mureau et al. (2013) niet werken met de isallobarische wind en welk alternatief wij daarvoor hebben. Vlak voor het ter perse gaan van dit artikel bereikte ons nog het commentaar van een derde reviewer dat hierop inhaakt. Wij citeren hieruit deze opmerking: "Voeg hierbij de beschouwing in Kader 2, waarin terecht wordt gesteld dat men opgemerkt heeft dat bij orkanen de wind in het ene kwadrant meekoppelt en in het andere kwadrant ertegenover tegenkoppelt met de verplaatsingssnelheid. Welnu, dat zou je ook kunnen opmerken bij die sneltrekkende storingen op onze breedtegraad. Zolang de wind min of meer naar het lagedrukcentrum (daalcentrum) toewaait, dus uit Z-ZO waait, helpt de meekoppeling met de beweging niet. Maar als de depressie passeert, en op onze breedte is er dan ook nog vaak het koufront dat de windrichtingsprong markeert, dan wordt de wind (ineens) W en koppelt deze mee met de verplaatsing. Dat lijkt toch wel een beetje op wat men dan in weerkamers "stijgklap" is gaan noemen! En lijkt wel heel erg op wat we zien in Fig. 5! Wellicht een geschikt onderwerp voor een volgend artikel".

Dankwoord

De auteurs danken de reviewers (A. van Delden, R. Mureau, W. van den Berg) voor hun kritisch maar ook constructief commentaar.

Referenties

Gill, A., 1982: Atmosphere-Ocean Dynamics. International Geophysics Series, Volume 30.

Holton, J.R., 1979: An Introduction to Dynamic Meteorology. Academic Press. 391pp.

Mureau R, W. van den Berg, S. Tijm, R. Groenland en A. van Delden, 2013: Stormen verwachten kunnen we goed…. Meteorologica, 4 (dec), 4-8.

Murphree, T., H. Van Den Dool, 1988: Calculating Tropical Winds from Time Mean Sea Level Pressure Fields. J. Atmos. Sci., 45, 3269–3282.

Panofsky, H., 1956: Introduction to Dynamic Meteorology. Penn. State University. 243 blz.

Noten

1 Zie uurgemiddelde winden via http://www.knmi.nl/klimatologie/storm_okt13.html

2 De auteur heeft letterlijk de fortran code van 5-10 computers geleden opgevist uit een archief en met zo min mogelijk wijzigingen tot leven gebracht en hier toegepast. Alleen de diffusieconstante is sterk verlaagd omdat we met een veel hogere ruimtelijke resolutie te maken hebben.

3 Dat het uurgemiddelden zijn op 10 meter hoogte die uit vergelijking (1) moeten rollen blijft enigszins willekeurig.

4 "Vrijwel" omdat je de dissipatie heel klein moet maken, iets wat de convergentie van de methode moeilijker maakt, en we vinden natuurlijk alleen de stabiele oplossingen.

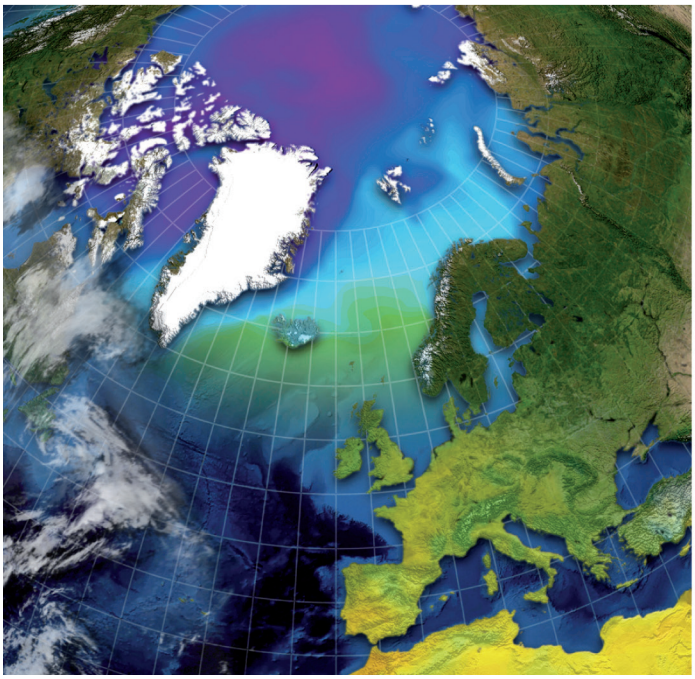
5 Eigenlijk zijn zelfs dit geen analyses. Zowel de luchtdruk op zeeniveau als de wind op 10 m worden bepaald in de post-processor en zijn geen model variabelen op het model rooster. Vooral voor 10 m wind hangt de uitkomst enorm af van aannames over de grenslaag.

6 We gebruiken de NCEP analyses niet voor verificatie van de wind, merken slechts op dat de hoogste windsnelheid op 53.5 N, 5.5 E 26.5m/s bedroeg, iets te laag, maar niet veel.

7 Het zou natuurlijk interessant zijn om de eerste schatting van u/ t en v/ t uit de S winden te halen en die mee te nemen in de eerste schatting van de NS winden. Dat levert een hopelijk verbeterde versie van u/ t en v/ t op en een tweede schatting van de NS winden. Mocht dit convergeren dan konden we de NS uitrekenen zonder de NCEP analyses van u en v te gebruiken.

The
Harry Otten Prize
for Innovation in Meteorology

An award for ideas
that make meteorology more useful for society



The Harry Otten Prize is a prize of 25000 Euro that is awarded every two years for the best innovative idea in Meteorology.

The prize encourages individuals and small groups to propose new ideas of how meteorology in a practical way can move society forward.

The next prize will be awarded during the meeting of the European Meteorological Society in Sofia, Bulgaria, 7-11 September 2015.

Ideas for the prize may be submitted from 15 October 2014 until the closing date of 10 March 2015.

The endowment for the prize was created by Harry Otten, the founder of Meteo Consult/MeteoGroup, the largest private weather company in Europe.

For additional information please see
www.harry-otten-prize.org