

EEN SCHERPERE KIJK OP DE ATMOSFEER

Potentiële vortciteit

Wim Verkley (KNMI)

De meteorologie werd een exacte wetenschap toen men de mechanische en thermodynamische wetten van de natuurkunde als uitgangspunt koos bij de studie van de atmosfeer. Hieruit vloeide voort dat een rationele aanpak van het weersvoorspelprobleem gebaseerd moet zijn op deze wetten. De eerste weersvoorspelmodellen waaraan dit uitgangspunt ten grondslag lag, waren geformuleerd in termen van luchtmassa's en dus Lagrangeaans van aard. De modellen bestonden uit ruimtelijke structuren die op een bepaalde wijze veranderden in de tijd. Later koos men voor een benadering in termen van lokaal veranderende velden waaraan geen bepaalde structuur werd opgelegd. Bij deze laatste, Euleriaanse, modellen was het noodzakelijk om de basisvergelijkingen sterk te vereenvoudigen, opdat deze met de beschikbare analytische en numerieke methoden konden worden geïntegreerd in de tijd. De uitvinding van de computer heeft het mogelijk gemaakt dat de vergelijkingen steeds realistischer konden worden. Dit heeft geleid tot de huidige numerieke weersvoorspelmodellen. Door het succes van deze Euleriaanse methode zijn de eerstgenoemde Lagrangeaanse modellen op de achtergrond geraakt. In dit artikel wil ik proberen aan te tonen dat dit niet terecht is en dat de oudere Lagrangeaanse aanpak, in een nieuw samenspel met de computer, tot meer inzicht in de atmosfeer kan leiden.

GESCHIEDENIS

Het begin van de meteorologie als fysica van de atmosfeer zou kunnen worden bepaald op 1904 met het verschijnen van V. Bjerknes' artikel 'Das Problem der Wettervorhersage, betrachtet vom Standpunkte der Mechanik und der Physik'. In dit artikel wordt gesteld dat het weersvoorspelprobleem een beginwaardeprobleem is dat in principe, op basis van de bekende natuurkundige wetten en kennis van de begintoestand, kan worden opgelost. Bjerknes en zijn medewerkers, later bekend als de 'Noorse School', gingen aan de slag om op deze basis het voorspelprobleem aan te pakken. Zij kozen hierbij voor een Lagrangeaanse benadering, wat inhoudt dat zij modellen opstelden voor de beweging van luchtmassa's. Zij concentreerden zich op structuren zoals scherpe overgangen in de temperatuur (fronten) en de evolutie daarvan in de tijd. Een belangrijk resultaat van hun werk was een theorie over de levenscyclus van lage-drukgebieden. Deze theorie was lange tijd het centrale hulpmiddel bij het maken van weersvoorspellingen. Hoewel de theorie voor dit doel niet meer

wordt gebruikt, spelen begrippen als warmte- en koufront nog steeds een belangrijke rol in de beschrijving en interpretatie van weerkaarten. Meer informatie hierover en over het ontstaan van de Noorse School is te vinden in twee artikelen van Van Delden en Floor in het herfstnummer 1994 van dit blad. Men kan echter ook kiezen voor een Euleriaanse beschrijvingswijze. In dit geval worden er geen luchtmassa's in hun beweging gevolgd, maar wordt de toestand van de atmosfeer beschreven in termen van velden, zoals het drukveld, en hun lokale verandering in de tijd. In zekere zin is dit eenvoudiger omdat men met velden werkt op vaste punten in de ruimte. Bovendien sluit deze beschrijvingswijze rechtstreeks aan op de manier waarop informatie over de atmosfeer wordt verkregen, namelijk in de vorm van waarnemingen met een vast observatienetwerk. Om er in de praktijk mee te kunnen werken, moesten de basisvergelijkingen eerst drastisch worden vereenvoudigd. Pioniers hierbij waren Rossby en Charney. Rossby ontdekte in 1939 dat de beweging van grootschalige structuren hoger in de atmosfeer heel

redelijk wordt beschreven door een eenvoudige vergelijking, gebaseerd op behoud van absolute vortciteit, de barotrope vortciteitsvergelijking. De gelineariseerde versie van deze vergelijking is analytisch te integreren in de tijd.

Charney, samen met Fjørtoft en Von Neumann, speelde in 1950 een belangrijke rol bij het gebruiken van de eerste beschikbare computers, gebouwd volgens de principes van Von Neumann, om de vergelijking van Rossby in zijn volledige niet-lineaire vorm te integreren. De poging leidde tot de eerste, tamelijk succesvolle, 24 uren verwachtingen voor de stroming op 500 hPa. Hiermee was het tijdperk van de numerieke weersvoorspelling aangebroken. Sindsdien is deze aanpak steeds verder verbeterd, gestimuleerd door de steeds grotere rekenkracht van de beschikbare computers. Wie meer wil weten over het ontstaan van het numerieke weersvoorspellen wordt aangeraden het artikel te lezen van Wiin-Nielsen uit 1991. We zijn nu in het stadium gekomen dat numerieke modellen goed in staat zijn de ontwikkelingen in de atmosfeer na te bootsen voor perioden korter dan ongeveer een week. Maar wat betekent dit voor ons begrip van de atmosfeer?

Feitelijk niets anders dan dat de stelling van Bjerknes waar is gebleken en dat het weersvoorspelprobleem inderdaad een oplosbaar beginwaardeprobleem is. In zekere zin is hiermee het mysterie van de atmosfeer gedeeltelijk op de computer overgegaan en zijn we zelf niet veel wijzer geworden. Om met Wigner te spreken, de computer schijnt het te begrijpen, nu zouden wij het nog willen begrijpen.

DE LAGRANGEAANSE AANPAK

De wetten van de hydrodynamica beschrijven hoe bepaalde eigenschappen van een kleine hoeveelheid lucht veranderen in de tijd als deze hoeveelheid lucht - een luchtdeeltje - in zijn beweging wordt gevolgd. Een Lagrangeaanse beschrijving houdt in dat we deze luchtdeeltjes expliciet in hun beweging volgen. Dit vereist dat we luchtdeeltjes markeren, van een etiket voorzien. Zoals gezegd, wordt kennis omtrent de toestand van de atmosfeer

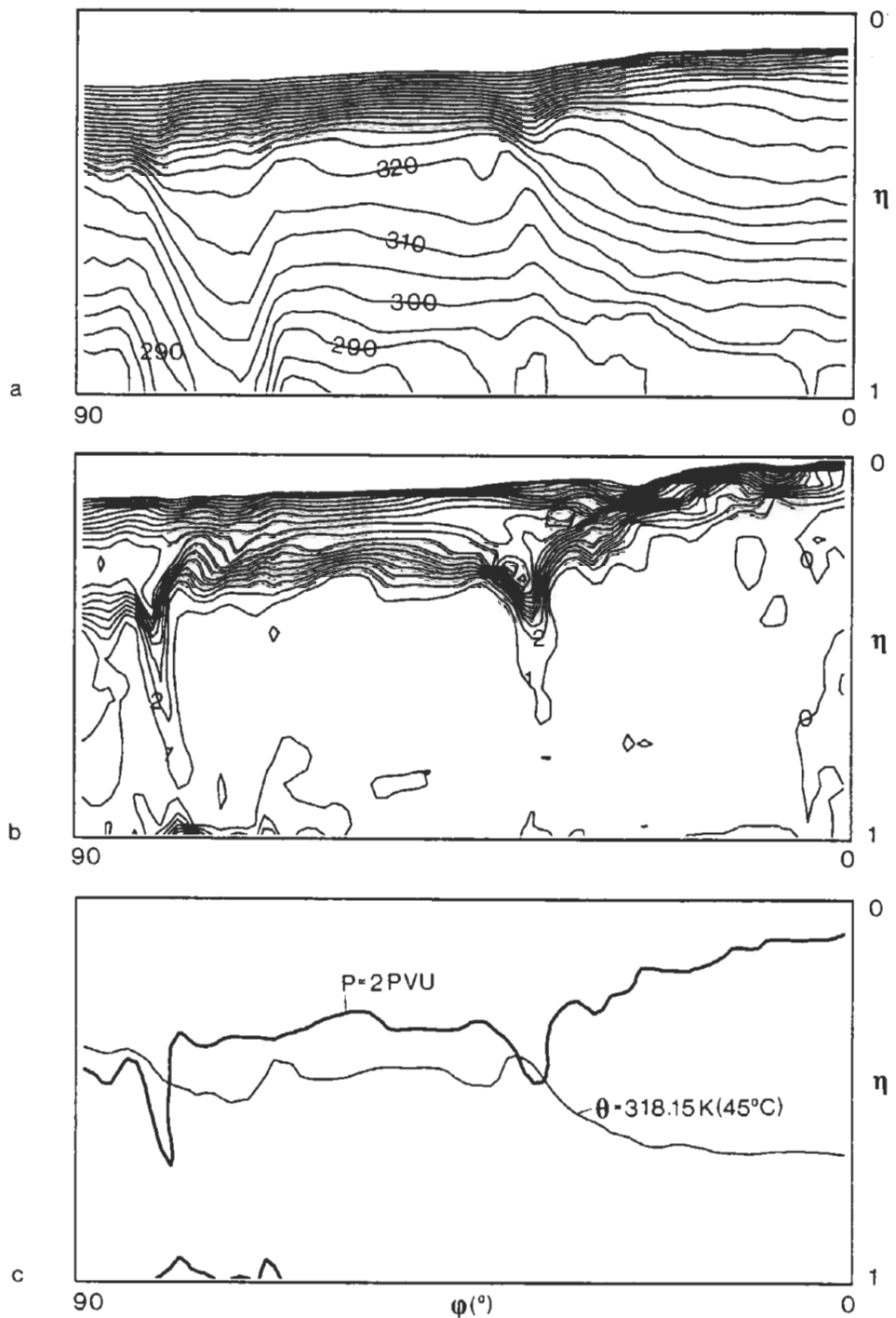
verkregen door op een groot aantal platen de temperatuur, druk, windrichting en -snelheid en luchtvochtigheid te meten. Het zou dus handig zijn als we luchtdeeltjes konden markeren met grootheden die we rechtstreeks kunnen meten of uit de metingen kunnen afleiden. Een grootte die hiervoor in aanmerking komt is de specifieke vochtigheid q . Deze grootte is materieel behouden - blijft gelijk als we een luchtdeeltje in zijn beweging volgen - tenzij de lucht verzadigd raakt van waterdamp. De tweede grootte waarmee luchtdeeltjes kunnen worden gemarkeerd, is de potentiële temperatuur θ . Bij afwezigheid van diabatische processen is ook de potentiële temperatuur, ofwel specifieke entropie, een materieel behouden grootte. De mogelijkheid om met q en θ luchtdeeltjes te markeren en te volgen in de tijd werd gesuggereerd door Rossby in 1932. Vervolgens stelden Starr en Neiburger in 1940 voor om de potentiële vorticeit P , zoals die in 1940 in benaderde vorm door Rossby was ontdekt, als derde label van luchtdeeltjes te gebruiken. Onder dezelfde voorwaarden als zojuist genoemd, is ook deze grootte materieel behouden. Het zal duidelijk zijn dat met de drie velden q , θ en P luchtdeeltjes eenduidig kunnen worden gekarakteriseerd. Immers, de vergelijkingen $q=q_c$, $\theta=\theta_c$ en $P=P_c$, waarbij q_c , θ_c en P_c willekeurige constanten zijn, definiëren drie oppervlakken, welke als doorsnede doorgaans een enkel punt hebben. Uit het feit dat er bepaalde voorwaarden verbonden zijn aan het materiële behoud van q , θ en P volgt dat ze als label niet perfect zijn. Ze zijn van alle denkbare mogelijkheden wel de beste en voor veranderingen op korte termijn goed genoeg. Voor de eenvoud zullen we ons in het vervolg beperken tot θ en P .

POTENTIELE TEMPERAATUUR

De potentiële temperatuur is de temperatuur die een luchtdeeltje krijgt als het adiabatisch, dit wil zeggen zonder verandering van de entropie, wordt samengedrukt tot dat het een bepaalde referentiedruk heeft. Veronderstellend dat de lucht zich als een ideaal gas gedraagt, luidt de uitdrukking voor de potentiële temperatuur:

$$\theta = T(p_0/p)^{R/c_p} \tag{1}$$

In deze formule is T de absolute temperatuur, p de druk, p_0 de referentiedruk (1000 hPa), R de gasconstante en c_p de specifieke warmte bij constante druk. De verhouding R/c_p is gelijk aan 0,29. In figuur 1a laten we de potentiële



Figuur 1. (a) Potentiële temperatuur θ (in K) als functie van de breedtegraad ϕ en de hoogte coördinaat η . De isolijnen zijn getekend van 275 (linksonder) tot 400 (boven) met een contourinterval van 5. (b) Potentiële vorticeit P (in PVU). Hier lopen de isolijnen van 0 (rechts) tot 19 (boven) met een contourinterval van 1. (c) De 318,15 K (45°C) isolijn van θ (dunne lijn) en de 2 PVU isolijn van P (dikke lijn). Alle drie de doorsneden zijn langs de 32°W meridiaan en hebben betrekking op de driedaagse voorspelling van het ECMWF model, gemaakt op 8 juni 1995 om 12.00 UTC.

temperatuur zien in een meridionale doorsnede van de atmosfeer. De eenheden zijn graden Kelvin (K). De horizontale coördinaat is de breedtegraad ϕ in graden, lopend van +90 (noordpool) naar 0 (evenaar) en de verticale coördinaat is η , een coördinaat die gerelateerd is aan de druk p en loopt van 1 (het aardoppervlak, waar de druk gelijk is aan de oppervlakedruk) tot 0 (de bovenkant van de atmos-

feer, waar de druk gelijk is aan 0). De meridionale doorsnede loopt langs de 32° W meridiaan en is ontleend aan een driedaagse voorspelling, gedaan met het model van het ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecasts), gemaakt op 8 juni 1995 om 12.00 UTC. We zien dat de potentiële temperatuur in het algemeen toeneemt met de hoogte. We zien ook dat hoger in de atmosfeer de

isolijnen van θ dichter opeengepakt liggen.

Een belangrijke stap in de richting van een Lagrangeaanse beschrijving is om vlakken van constante θ , ook wel isentrope oppervlakken genoemd, te volgen in de tijd. Hiermee volgen we, onder de genoemde aannamen, een materieel oppervlak van luchtdeeltjes. Verandering van de positie van luchtdeeltjes beperkt zich tot verplaatsingen binnen een dergelijk oppervlak. De eerste die meteorologische velden analyseerde op isentrope oppervlakken was Namias, in 1939, zoals is te lezen in Eliassen's bijdrage aan het Namias symposium van 1986. Voor modellen is een eerste stap in de richting van een Lagrangeaanse aanpak de vervanging van de verticale coördinaten p of η door de potentiële temperatuur θ . De vergelijkingen voor een dergelijk systeem werden in 1945 ontwikkeld door Starr, die deze vergelijkingen quasi-Lagrangeaans noemde. Uit het voorgaande volgt dat in dit systeem, bij adiabatische processen, de beweging horizontaal is. Dit is een belangrijke eigenschap die het ons gemakkelijker maakt om de resultaten van numerieke simulaties te interpreteren.

POTENTIELE VORTICITEIT

In het quasi-Lagrangeaanse systeem met θ als verticale coördinaat en onder de aanname van hydrostatisch evenwicht luidt de uitdrukking voor de potentiële vorticeit:

$$P = \frac{(\zeta + f)}{\sigma}, \quad (2)$$

waarbij

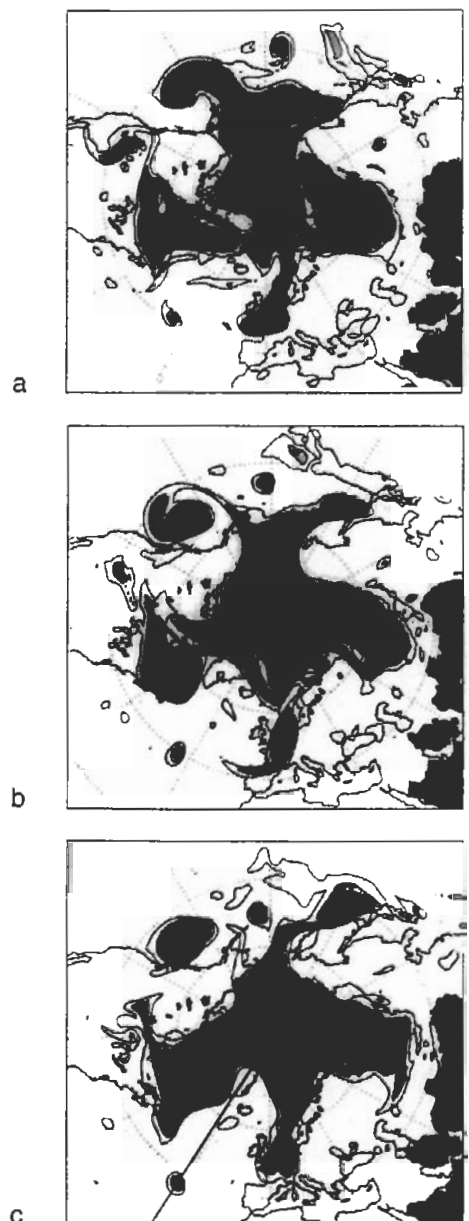
$$\sigma = \frac{-1}{g} \left(\frac{\partial p}{\partial \theta} \right). \quad (3)$$

Hierbij is ζ de relatieve vorticeit op een θ -vlak, f de planetaire vorticeit en g de versnelling van de zwaartekracht. De grootte σ is omgekeerd evenredig met de statische stabiliteit. We zien dat σ evenredig is met het drukverschil tussen twee nabijgelegen θ -vlakken ofwel met de dikte van de laag die door twee van dergelijke vlakken wordt begrensd. De grootte σ geeft dus de verticale afstand aan tussen de isolijnen van θ in termen van de druk: hoe groter σ , hoe groter de verticale afstand. Het wordt nu duidelijk dat het behoud van potentiële vorticeit in **wezen** behoud van impulsmoment is. Het **drukt uit** dat als een kolom lucht tussen twee θ -vlakken naar een gebied stroomt waar de afstand tussen deze vlakken gro-

ter is, de absolute vorticeit $\zeta + f$ moet toenemen om het impulsmoment gelijk te laten blijven bij een - als gevolg van massabehoud - noodzakelijkerwijs dunner wordende luchtkolom. Men denke hierbij aan de kunstschaatser die een pirouette maakt. Bovenstaande uitdrukking voor de potentiële vorticeit is bijna gelijk aan die van Rossby uit 1940. In 1942 werd door Ertel een meer algemene uitdrukking afgeleid, waarvan formule (2) een benadering is.

Voor dezelfde meridionale doorsnede als in figuur 1a is in figuur 1b de potentiële vorticeit P te zien. Als eenheid is de PVU gebruikt, waarbij 1 PVU overeenkomt met $10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$. Ook voor de potentiële vorticeit geldt dat deze grootte in het algemeen toeneemt met de hoogte. In de onderste lagen van de atmosfeer is de waarde vrij klein en bijna uniform, terwijl de waarde hoger in de atmosfeer sterk toeneemt met de hoogte. In dit opzicht hebben θ en P veel met elkaar gemeen. Reed stelde in 1955 voor om de tropopauze te definiëren als een vlak van constante potentiële vorticeit, met een waarde in de buurt van waar de grote toename begint. Op het noordelijk halfrond wordt hiervoor vaak de waarde 2 PVU genomen. Deze definitie sluit, gezien de gelijkvormige verticale structuur van θ en P , goed aan op de klassieke definitie in termen van σ , maar heeft als voordeel dat het nu, bij benadering, een materieel oppervlak is. Als gevolg hiervan krijgen begrippen als de massaflux van troposfeer naar stratosfeer een veel duidelijker betekenis. In figuur 1c laten we, voor dezelfde doorsnede, de 2 PVU isolijn zien in de vorm van de dikke lijn. Verder laten we, in de vorm van de dunne curve, ook de 318.15K (45°C) isolijn van de potentiële temperatuur zien. De figuur maakt duidelijk dat er, langs deze

meridiaan, twee plaatsen zijn waarbij de tropopauze relatief laag ligt. Als we de potentiële vorticeit bekijken op het $\theta = 45^\circ\text{C}$ oppervlak zullen we op de overeenkomstige plaatsen relatief grote waarden van P zien. Dit wordt geïllustreerd door figuur 2. Deze figuur laat de door het ECMWF voorspelde potentiële vorticeit zien op het 45°C oppervlak van de potentiële temperatuur. De figuren a, b en c corresponderen met voorspellingen van één, twee en drie dagen vooruit, geïnitieerd op 8 juni 1995. De meridiaan van de doorsneden in figuur 1 is met een donkere lijn in figuur 2c aangegeven. Figuur 2 laat een veelheid aan structuren zien, veel meer dan we ooit zagen in bijvoorbeeld het geopotentiële hoogteveld van het 500 hPa vlak: golven die op het punt staan te breken en af te snoeren en geïsoleerde cellen die reeds afgesnoerd zijn. Een voorbeeld van zo'n geïsoleerde structuur is links-onder in alle figuren 2 te zien. Deze



Figuur 2. Potentiële vorticeit P op het $\theta = 318.15\text{K}$ (45°C) oppervlak voor de ééndaagse voorspelling (a), de tweedaagse voorspelling (b) en de driedaagse voorspelling (c) van het ECMWF model, gemaakt op 8 juni 1995 om 12.00 UTC. De isolijnen zijn getekend met een contourinterval van 1 PVU, waarbij vanaf 2 PVU de verschillende intervallen met steeds zwaardere grijs tinten zijn gearceerd. De donkere gebieden rechts in de figuur geven de plaatsen aan waar het θ -vlak beneden het aardoppervlak ligt. De dikke getrokken lijn in figuur 2c, door het geïsoleerde celletje met hoge P -waarden linksonder, markeert de meridiaan waarlangs de doorsneden in figuur 1 en 3 zijn gemaakt.

structuur, een typisch lage-druk gebied zoals we later zullen zien, komt overeen met de meest zuidelijke van de twee plaatsten in figuur 1c waar de tropopauze relatief laag ligt. Het volgen van deze en soortgelijke structuren heeft werkelijk zin omdat het P -veld op een θ -vlak luchtmassa's markeert. Met het bekijken van P op θ -vlakken kijken we inderdaad op een Lagrangeaanse manier naar de stroming.

HET INVERTEERBAARHEIDSPRINCIPE

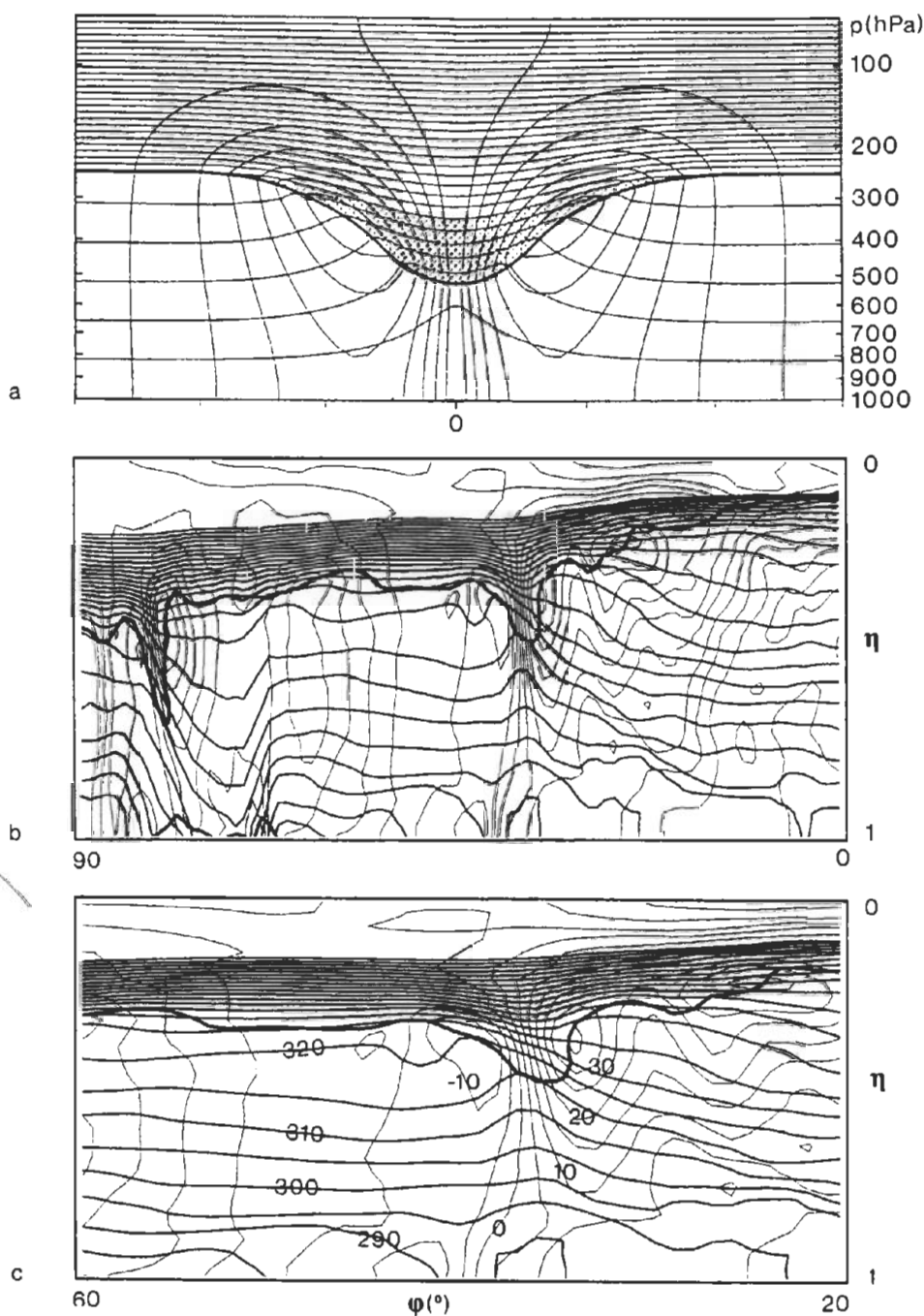
De studie van potentiële vorticitetsvelden op vlakken van constante potentiële temperatuur heeft, naast het Lagrangeaanse karakter zoals hierboven besproken, nog een ander groot voordeel: het bestaan van

een inverteerbaarheidsprincipe. Dit principe zegt dat de verdeling van de potentiële vorticeiteit alle overige dynamische velden vastlegt als aan de volgende voorwaarden is voldaan: (1) we weten hoeveel massa zich onder ieder θ -vlak bevindt, (2) het verloop van θ op de onderste en bovenste rand van de atmosfeer bekend is en (3) de atmosfeer zich in hydrostatisch en geostrofisch evenwicht bevindt of in een meer algemene 'gebalanceerde' toestand. De potentiële vorticeiteit is dus niet alleen interessant vanwege de Lagrangeaanse kijk die zij mogelijk maakt, deze grootte geeft bovendien maximale informatie over de toestand van de atmosfeer. De potentiële vorticeiteit combineert dus twee belangrijke eigenschappen: in de

eerste plaats is het een materieel behouden grootte waarmee luchtmassa's gevolgd kunnen worden. In de tweede plaats is het een dynamische grootte die maximale informatie geeft over de toestand van de atmosfeer. De eerste eigenschap appelleert sterk aan het menselijk vernogen om structuren te herkennen en te volgen in de tijd. De tweede eigenschap komt tegemoet aan de menselijke behoefte om samenhang te ontdekken tussen verschillende aspecten van een verschijnsel.

De grote pionier in het op deze manier gebruiken van de potentiële vorticeiteit was Kleinschmidt, die in 1950 en 1951 drie artikelen schreef over de opbouw en het ontstaan van cyclonen (lage-druk gebieden). Een recent pleidooi voor dit zogenaamde 'PV-denken', geïllustreerd aan de hand van oude en moderne voorbeelden, is het overzichtsartikel uit 1985 van Hoskins, McIntyre en Robertson. Aan dit artikel ontleen we figuur 3a, die een doorsnede laat zien door een cyclonale wervel. De wervel is circulair symmetrisch, de horizontale coördinaat meet de afstand langs een lijn door het centrum en de verticale coördinaat is de druk. De min of meer horizontaal lopende lijnen zijn isolijnen van de potentiële temperatuur, de overige lijnen zijn isolijnen van de snelheid; links van het centrum komt de lucht 'het papier uit', rechts ervan gaat de lucht 'het papier in'. De dikke lijn is de tropopauze, die in het centrum van de wervel relatief laag ligt. In vergelijking met de situatie waarin de tropopauze horizontaal loopt, is hier sprake van een positieve 'anomalie' in de potentiële vorticeiteit P : op alle θ -vlakken die de tropopauze doorsnijden is de waarde van P binnen de wervel groter dan erbuiten. Het gebied waar deze anomalie zich bevindt is met stippeltjes aangegeven.

Figuur 3a werd berekend door Thorpe in 1985 en vat het drie-dimensionale beeld samen van een typisch lage-druk gebied



Figuur 3. Potentiële temperatuur (dikke lijnen, behalve in (a) waar deze lijnen dun zijn), snelheid (dunne lijnen) en tropopauze (vette lijn) voor (a) een geïdealiseerde circulair symmetrische wervel berekend door Thorpe (1985) en ontleend aan Hoskins, McIntyre en Robertson (1985) (hun figuur 15a) (b) de eerder genoemde meridionale doorsnede van 90° tot 0° (c) dezelfde doorsnede maar nu van 60° tot 20°. In alle drie de figuren zijn de isolijnen van θ getekend met contourinterval 5K, voor de snelheid is het contourinterval 3ms^{-1} in (a) en 5ms^{-1} in (b) en (c).

in hydrostatisch en geostrofisch evenwicht. De verschillende meteorologische velden hangen in een dergelijke wervel onderling samen. Om dit duidelijk te maken, stellen we ons in gedachten voor dat we uitgaan van een situatie waarbij de tropopauze horizontaal loopt en de stroming in rust is. Het grote verschil in potentiële vorticiteit P tussen troposfeer en stratosfeer wordt nu geheel veroorzaakt door het feit dat de isolijnen van de potentiële temperatuur in de stratosfeer veel dichter opeengepakt liggen dan in de troposfeer, als gevolg waarvan σ in de stratosfeer veel kleiner is dan in de troposfeer. Nu stellen we ons voor dat we de tropopauze lokaal verlagen door deze door een aantal isolijnen van θ te halen. Als we willen dat dit een gebalanceerde stationaire toestand oplevert, moet er ogenblikkelijk in een aantal andere velden iets veranderen. Daar de lucht in de stratosfeer in het algemeen een lagere dichtheid heeft dan in de troposfeer, betekent een lokaal verlaagde tropopauze een kleiner gewicht van de totale luchtkolom ter plaatse van de verlaging.

Hydrostatisch evenwicht impliceert dan dat de druk binnen de wervel relatief laag is in vergelijking met de omgeving. Een gebied met lage druk kan echter niet blijven bestaan zonder een cyclonaal snelheidsveld, als gevolg van geostrofisch evenwicht. Een verlaagde tropopauze gaat dus samen met een relatief lage druk en een cyclonaal snelheidsveld. Omdat in de potentiële vorticiteit de factoren $\zeta + f$ en σ doorgaans gelijkelijk bijdragen, impliceert een grote verandering van P bij de tropopauze niet alleen een grote verandering van σ , maar ook een grote verandering van $\zeta + f$. Dit betekent dat de grootste snelheden optreden in de buurt van de tropopauze. Gaande van het aardoppervlak naar de tropopauze neemt de snelheid toe, verder naar boven neemt de snelheid weer af. Voor een circulair symmetrische wervel impliceert een met de hoogte toenemende snelheid dat de temperatuur toeneemt met de afstand tot het centrum. Dit is het gevolg van de 'thermische-windrelatie', een balansvoorwaarde die kan worden afgeleid door de geostrofische evenwichtsvoorwaarde te differentiëren naar de hoogte en gebruik te maken van hydrostatisch evenwicht. In de troposfeer is de temperatuur in het centrum van de wervel dus lager dan erbuiten, in de stratosfeer is het centrum juist warmer. Al deze eigenschappen zijn terug te vinden in figuur 3a, waarbij het **laatstgenoemde effect** te zien is aan de **lijnen van constante** potentiële tempera-

tuur die binnen de wervel relatief hoog lopen in de troposfeer en relatief laag in de stratosfeer. Voor een lokaal verhoogde tropopauze gelden analoge redeneringen, waarbij de effecten omgekeerd zijn: een lokaal verhoogde tropopauze geeft een relatief hoge druk, een anticyclonaal snelheidsveld en een relatief hoge troposferische temperatuur in het centrum van de wervel. Dit zijn enkele van de onderlinge samenhangen die het gevolg zijn van het inverteerbaarheidsprincipe. Het zal duidelijk zijn dat het berekenen van verdere details de nodige (numerieke) inspanning vereist, maar het bovenstaande geeft een eerste indruk. Wie meer wil weten over het inverteerbaarheidsprincipe wordt verwezen naar het eerder genoemde overzichtsartikel van Hoskins, McIntyre en Robertson.

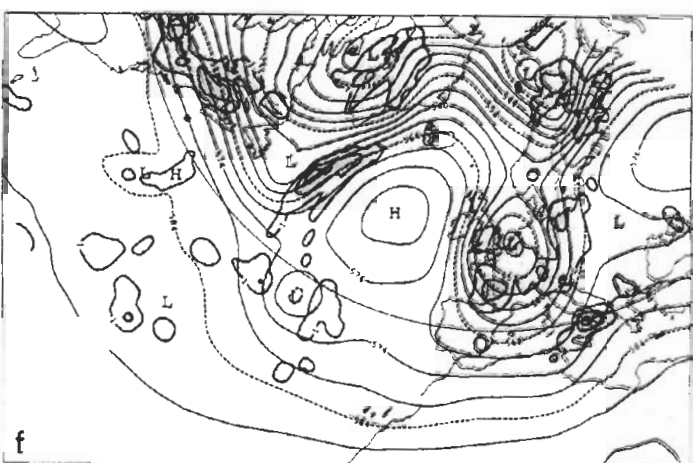
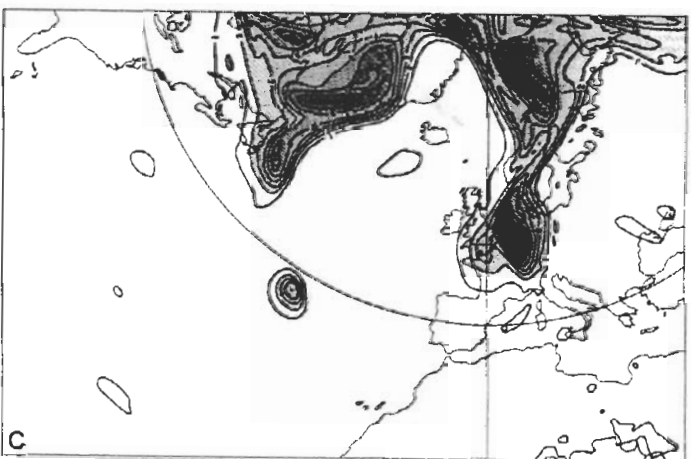
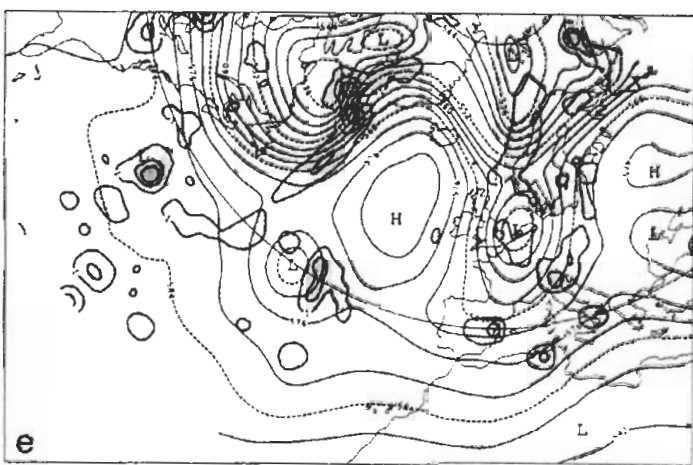
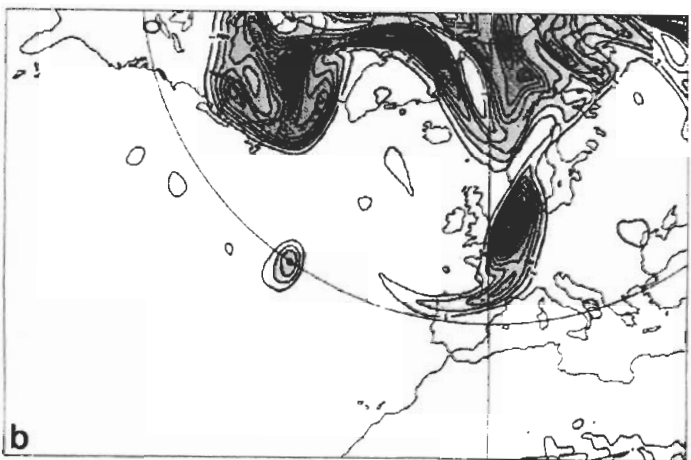
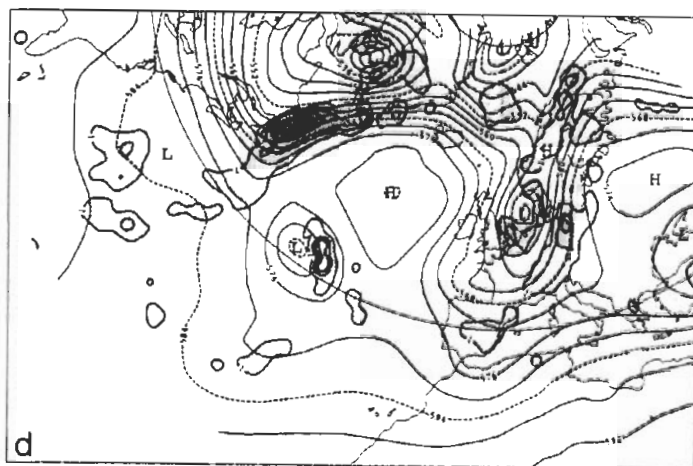
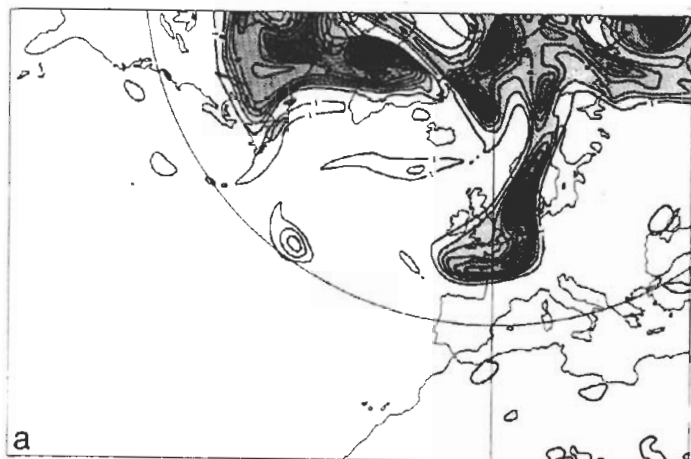
Om te laten zien dat het inverteerbaarheidsprincipe en de daarop gebaseerde structuren zoals de wervel in figuur 3a relevant zijn voor de atmosfeer laten we in figuur 3b en 3c nog één keer de eerder genoemde meridionale doorsnede zien. In beide figuren zijn de dikkere curven isolijnen van de potentiële temperatuur en de dunneren curven zijn isolijnen van de zonale component van de snelheid. De vette curve is de 2 PVU lijn, ofwel de tropopauze. Figuur 3b laat de gehele doorsnede zien; figuur 3c alleen het deel van $\phi = 60^\circ$ tot $\phi = 20^\circ$. Met name figuur 3c maakt duidelijk dat de zuidelijkste verlaging van de tropopauze, overeenkomend met de geïsoleerde cel linksonder in figuur 2c, correspondeert met een cyclonale wervel ofwel een lage-druk gebied. Net zoals in figuur 3a laten de figuren 3b en 3c zien dat de grootste snelheden zich concentreren rond de tropopauze. Opmerkelijk is ook dat, net zoals in de geïdealiseerde wervel, de door het ECMWF model beschreven wervel zich kenmerkt door relatief hoog gelegen isolijnen van θ onder de verlaagde tropopauze. Figuur 3c is in veel opzichten het hart van dit betoog. De figuur illustreert het verbazende feit dat een lokale verlaging van de tropopauze een compleet driedimensionaal drukveld, snelheidsveld en temperatuurveld vastlegt dat we herkennen als een lage-druk gebied. De structuur ervan is bovendien begrijpelijk en berekenbaar aan de hand van eenvoudige voorbeelden zoals figuur 3a. Het toont aan hoe het PV-denken leidt tot een inzichtelijke beschrijving van de atmosfeer in termen van grootheden zoals de tropopauze.

EEN NIEUWE VISIE

Het beschouwen van de atmosfeer in termen van potentiële vorticiteit en poten-

tiële temperatuur is een visie die langzaam maar zeker geaccepteerd wordt. We zeiden al dat Namias reeds in 1939 pleitte voor analyse op θ -vlakken. Het gebruik van P als basisgrootte werd al in 1950 door Kleinschmidt gepropageerd. Dat de acceptatie van deze nieuwe visie zo langzaam gaat, kan worden toegeschreven aan de moeilijk uit te bannen (verkeerde) veronderstelling dat de meteorologische basisvelden hiervoor onvoldoende nauwkeurig bekend zijn, en aan de extra hoeveelheid werk die moet worden verzet om P op θ -vlakken uit te rekenen (De mens is een lui schepsel.). Door de meer geavanceerde data-assimilatie technieken en de steeds krachtiger wordende computers hebben deze bezwaren hun geldigheid verloren.

Een nieuwe visie is alleen een vooruitgang als het de oudere visies omvat, en het de weg opent naar nieuwe vereenvoudigingen en modellen en daardoor leidt tot nieuwe inzichten. In het navolgende zullen we laten zien dat het PV-denken aan beide voorwaarden voldoet. Om te beginnen laten we in de linker kolom van figuur 2 een deel van het P -veld van figuur 2 zien, en in de rechter kolom het overeenkomstige 500 hPa geopotentiële hoogteveld Z . In het voorgaande werd gesteld dat een positieve anomalie in P (lage tropopauze) overeen komt met een negatieve anomalie in de druk en vice-versa. Vergelijking van de linker met de rechter kolom in figuur 4 bevestigt de juistheid hiervan. In het algemeen is het afleiden van het geopotentiële hoogteveld Z uit het potentiële vorticiteitsveld P geen eenvoudige zaak - een zaak die we daarom aan de computer overlaten - maar op basis van het soort samenhangen zoals hierboven beschreven ontwikkelt men snel een zekere intuïtie. Het beste is om beide velden tegelijk te beschouwen, opdat men ook een indruk krijgt van de evolutie in de eerstkomende tijd. Voor dit doel zou men dan eigenlijk de Montgomery potentiaal $M = gZ + c_p T$ moeten bekijken, een grootte waarvan de geopotentiële hoogte Z een eerste indruk geeft. Op een isentroop oppervlak is de Montgomery potentiaal M , bij geostrofisch evenwicht, evenredig met de stroomfunctie. Dit betekent dat de windsnelheid op een θ -vlak in eerste benadering parallel loopt aan de isolijnen van M en dat de afstand tussen de isolijnen de sterkte van de wind aangeeft. In die zin vervult de Montgomery potentiaal M op een θ -vlak dezelfde rol als de geopotentiële hoogte Z op een p -vlak. We zien in figuur 4 dat de isolijnen van P en Z in het getoonde gebied bij



Figuur 4. De potentiële vorticeit P op het $318.15K (45^\circ)$ θ -vlak (a, b en c) en de geopotentiële hoogte Z op het 500 hPa p -vlak (d, e en f) voor de ééndaagse (a en d), tweedaagse (b en e) en driedaagse (c en f) voorspelling van het ECMWF model gemaakt op 8 juni 1995, 12.00 UTC. Voor de figuren a, b en c geldt dat, net als in figuur 2, de isolijnen zijn getekend met contourinterval 1 PVU , waarbij de verschillende intervallen met steeds zwaardere grijs tinten zijn gearceerd. De eenheid in de figuren d, e en f is decameter, met een contourinterval van 4 decameter . De gearceerde gebieden geven aan waar de totale verwachte neerslag over de periode 06.00 UTC tot 18.00 UTC groter is dan 1 mm .

benadering parallel lopen. Hieruit volgt dat in dit gebied de stroming weinig veranderlijk is. In werkelijkheid gebeurde er inderdaad niet veel; het stromingspatroon, bekend als 'atmosferische blokkade', was bijna stationair. Als men voor het eerst een P -veld op een θ -vlak onder ogen krijgt, is het even

wennen aan de veelheid aan structuren die men daar in ziet. Na enige tijd valt het niettemin op dat de isolijnen van P zich vaak concentreren in een nauwe band (zie figuur 2 en 4). Deze waarneming suggereert onmiddellijk een vereenvoudiging van het P -veld op een θ -vlak waarbij alle ruimtelijke verandering zich concentreert

in één discontinue overgang of front. Gezien het materieel behouden karakter van P en θ kan dit front met de lokale windsnelheid worden geadvecteerd. Om het model te sluiten, moet een aanname worden gemaakt over de verticale structuur van de atmosfeer. De centrale rol van θ suggereert om oppervlakken van

constante θ te vervangen door lagen van constante θ . In het eenvoudigste geval beschouwen we één laag die de gehele atmosfeer omvat. De aanname van geostrofisch evenwicht leidt dan tot de equivalent barotrope vorticieteitsvergelijking. De positie van het front legt het potentiële vorticieteitsveld vast en deze vervolgens het snelheidsveld, waarmee het front kan worden geadvecteerd. Deze Lagrangeaanse techniek wordt 'contourdynamica' genoemd. In de afdeling Voorspelbaarheidsonderzoek van het KNMI worden dergelijke modellen onderzocht; zie de artikelen van Ambaum en de schrijver van dit stuk. In figuur 5 laten we de situatie zien op drie opeenvolgende dagen uit een numerieke simulatie met dit model. Het gearceerde gebied rond de Noordpool komt overeen met hoge (constante) waarden van P , het niet-gearceerde gebied met lage (constante) waarden. De figuur laat zien hoe een golf in dit P -front kan breken en afsnoeren, net zoals dit waargenomen wordt in figuur 2, linksboven. Modellen van bovengenoemd type zouden ondenkbaar zijn geweest zonder het PV-denken. Toch zijn het juist dit soort modellen waar we ons werkelijk iets bij kunnen voorstellen. Hoewel het precieze verloop van het breken en afsnoeren door de computer moet worden berekend, zijn we goed in staat ons een beeld te vormen van het gebeuren in ruimte en tijd. Zoals de onderzoekers van de Noorse School fronten ontdekten in de oppervlaktetemperatuur en op die manier leven brachten in de tot dan toe saaie grondrukkaarten, zo hoeft men alleen maar te kijken naar het P -veld op een θ -vlak om fronten in P te zien, waarmee in zekere zin de stroming in de hogere luchtlagen tot leven komt - getuige de brekende en

Figuur 5. Het potentiële vorticieteitsveld P op drie opeenvolgende dagen (a, b en c) in een numerieke simulatie met een model waarin het P -veld stuksgewijs uniform is. Het gebied met de constante hoge waarden van P rondom de Noordpool is gearceerd. Het model beschrijft een atmosfeer in hydrostatisch en geostrofisch evenwicht, bestaande uit één laag van constante potentiële temperatuur. De tijds-evolutie van dit systeem wordt beschreven door de equivalent barotrope vorticieteitsvergelijking. Omdat de gehele structuur van het P -veld is vervat in een enkele discontinue overgang (front), behoeft alleen dit front te worden geadvecteerd. De figuur laat zien hoe in dit eenvoudige model breking en afsnoering van het P -veld kan optreden.

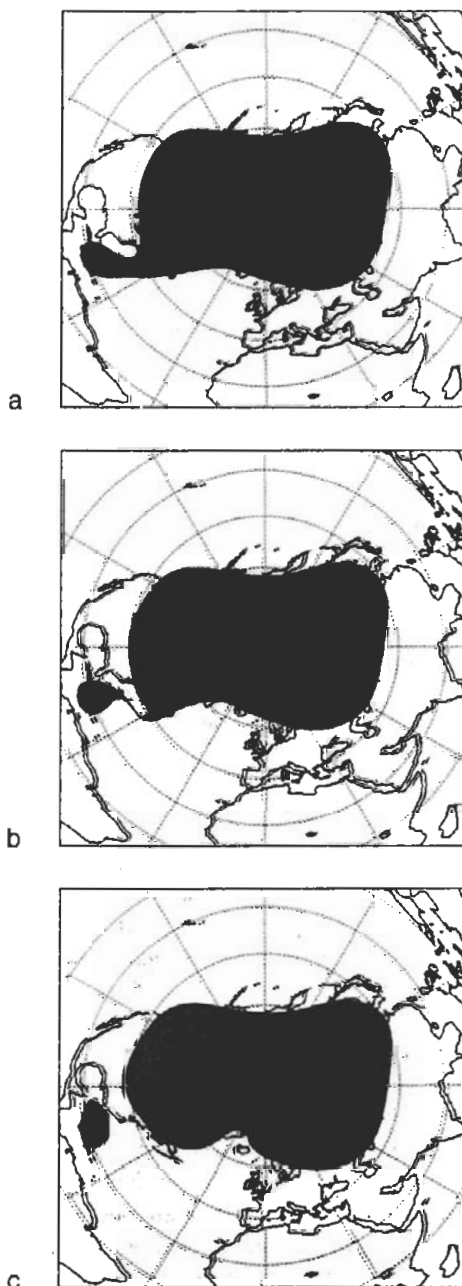
afsnorende golven die dan zichtbaar worden. We hebben gezien dat de aanwezigheid van deze fronten aanleiding geeft tot eenvoudige modellen die met behulp van de computer kunnen worden geanalyseerd. In zekere zin zijn deze modellen te beschouwen als dynamisch gefundeerde uitbreidingen van de modellen van de Noorse School. Een groot verschil is echter dat de computer ons nu in staat stelt de evolutie van deze modellen in detail te bestuderen en zichtbaar te maken. De rol van de computer is hierbij wezenlijk anders dan in de Euleriaanse modellen van de numerieke weersvoorspelling. Om te beginnen, wordt er nu niet meer gewerkt met algemene atmosferische velden, maar met herkenbare structuren zoals fronten in de potentiële vorticieteit. Voorts neemt de computer het niet geheel van ons over, maar staat ons op een interactieve manier bij in het begrij-

pen van het gedrag van deze structuren. Deze nieuwe aanpak leidt er mogelijk toe dat de rekenkracht van de computer meer optimaal wordt gecombineerd met het menselijk vermogen om structuren te herkennen en te volgen in de tijd, een vermogen waarin mensen - net zoals de meeste dieren - de computer veruit de baas zijn. Het belang van een optimale wisselwerking tussen 'mens en machine' in de toekomstige praktijk van het weersvoorspellen wordt overtuigend onder woorden gebracht door McIntyre (1994) in zijn bijdrage aan het symposium ter ere van het vijfenzeventigjarig jubileum van de Noorse School.

BESLUIT

In 1959 verscheen een herdenkingsboek 'The atmosphere and the sea in motion', ter nagedachtenis aan Carl-Gustaf Rossby, die twee jaar eerder was overleden. Het boek begint met een in 1956 geschreven verhandeling van Rossby zelf, getiteld 'Current problems in meteorology' en eindigt met een aantal bijdragen gewijd aan het weersvoorspelprobleem. De eerste van die bijdragen is van Tor Bergeron, een prominente vertegenwoordiger van de Noorse School, met als titel 'Methods in scientific weather analysis and forecasting - an outline in the history of ideas and hints at a program'. Dit zeer lezenswaardige artikel, hoewel hier en daar wat abstract en niet altijd opwekkend, bevat een historisch overzicht van de geleidelijke evolutie van de ideeën in de meteorologie. In chronologische volgorde somt hij zes verschillende methoden op om het weer te voorspellen. De vierde in deze reeks, de kwalitatief praktisch-fysische methode, is die van de Noorse School. De vijfde, de kwantitatief theoretisch-dynamische methode, is de methode waaruit de huidige numerieke weersvoorspelmethode zijn voortgekomen. Als programma voor de toekomst ziet hij de ontwikkeling van een zesde methode die bestaat uit een combinatie van de vierde en vijfde methode.

Nu, meer dan dertig jaar later, kunnen we dit waarmaken. Een gemoderniseerd data-assimilatiesysteem en krachtige computers stellen ons in staat moeiteloos en betrouwbaar velden van potentiële vorticieteit op vlakken van constante potentiële temperatuur uit te rekenen. We hebben gezien dat de beschouwing van de atmosfeer in termen van P op θ -vlakken onvermoede structuren zichtbaar maakt die aanleiding geven tot nieuwe eenvoudige modellen. Met de computer zijn we in staat het gedrag van deze modellen, die



we kunnen beschouwen als dynamisch gefundeerde uitbreidingen van de oudere modellen van de Noorse School, heel nauwkeurig te onderzoeken. Met de huidige grafische apparatuur zijn we bovendien in staat de resultaten ervan aanschouwelijk te maken. Dit kan leiden tot een meer optimale wisselwerking tussen 'mens en machine' die de weersvoorspelling nieuwe perspectieven biedt.

DANKWOORD

Een woord van dank komt toe aan Maureen Tjin, die als stagiaire enige tijd werkzaam was op de afdeling Voorspelbaarheidsonderzoek van het KNMI. Voor alle figuren uit dit artikel, waarin potentiële temperatuur en/of potentiële vorticiëteit voorkomen, heeft zij de benodigde programmatuur geschreven, met uitzondering van figuur 3a en figuur 5. Robert Mureau bedank ik voor de vervaardiging van figuur 4 en Maarten Ambaum voor het beschikbaar stellen van de coördinaten van het P-front in figuur 5.

Literatuur

- Ambaum, M.H.P and W.T.M. Verkley, 1995: 'Orography in a contour dynamics model of large-scale atmospheric flow', *J. Atmos. Sci.*, **52**, 2643-2662.
- Bergeron, T., 1959: 'Methods in scientific weather analysis and forecasting - an outline in the history of ideas and hints at a program', in 'The atmosphere and the sea in motion - The Rossby memorial volume', ed. B. Bolin, Rockefeller Institute Press, New York, 440-474.
- Bjerknes, V., 1904: 'Das Problem der Wettervorhersage, betrachtet vom Standpunkte der Mechanik und der Physik', *Met. Z.*, **4**, 1-7.
- Charney, J.G., Fjørtoft, R. and J. von Neumann, 1950: 'Numerical integration of the barotropic vorticity equation', *Tellus* **2**, 237-254.
- Van Delden, A.J. en K. Floor, 1994: 'De begindagen van de Noorse School', *Meteorologica*, **3**, 4-7.
- Eliassen, A., 1986: 'A method pioneered by Jerome Namias: Isentropic analysis and its aftergrowth'. Proceedings of the Namias Symposium, ed. John O. Roads, Scripps Institution of Oceanography Reference Series 86-17, 70-81.
- Ertel, H., 1942: 'Ein neuer hydrodynamischer Wirbelsatz', *Met. Zeitschr.*, **59**, 277-281.
- Kleinschmidt, E., 1950a: 'Über Aufbau und Entstehung von Zyklonen (1. Teil)', *Met. Rund.*, **3**, 1-6.
- Kleinschmidt, E., 1950b: 'Über Aufbau und Entstehung von Zyklonen (2. Teil)', *Met. Rund.*, **3**, 54-61.
- Kleinschmidt, E., 1951: 'Über Aufbau und Entstehung von Zyklonen (3. Teil)', *Met. Rund.*, **4**, 89-96.
- Floor, K. en A.J. van Delden, 1994: 'Modellen maken meteorologie', *Meteorologica*, **3**, 8-12.
- Hoskins, B.J., M.E. McIntyre and A.W. Robertson, 1985: 'On the use and significance of isentropic potential vorticity maps', *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **111**, 877-946.
- McIntyre, M.E., 1994: 'Numerical weather prediction: an updated vision of the future', in de proceedings van het internationale symposium 'The life cycles of extratropical cyclones', Volume **1**, 275-286, Bergen, 27 juni-1 juli 1994.
- Namias, J., 1939: 'The use of isentropic analysis in short term forecasting', *J. of the Aeronautical Sci.*, **6**, 295-298.
- Reed, R.J., 1955: 'A study of a characteristic type of upper-level frontogenesis', *J. Meteor.*, **12**, 226-327.
- Rosby, C.-G., 1932: 'Thermodynamics applied to air mass analysis', *Papers in Physical Oceanography and Meteorology*, MIT, **1**, No. 3.
- Rosby, C.-G., 1939: 'Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacement of the semi-permanent centers of action', *Jour. of Mar. Res.*, **2**, 38-55.
- Rosby, C.-G., 1940: 'Planetary flow patterns in the atmosphere', *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **66**, Suppl., 68-87.
- Rosby, C.-G., 1959: 'Current problems in meteorology' in 'The atmosphere and the sea in motion - The Rossby memorial volume', ed. B. Bolin, Rockefeller Institute Press, New York, 9-50.
- Starr, V.P., 1946: 'A quasi-Lagrangian system of hydrodynamical equations', *J. Meteorol.*, **2**, 227-237.
- Starr, V.P. and M. Neiburger, 1940: 'Potential vorticity as a conservative property', *J. Marine Res.*, **3**, 202-210.
- Thorpe, A.J., 1985: 'Diagnosis of balanced vortex structure using potential vorticity', *J. Atmos. Sci.*, **39**, 397-406.
- Verkley, W.T.M., 1994: 'Tropopause dynamics and planetary waves', *J. Atmos. Sci.*, **51**, 509-529.
- Verkley, W.T.M. and M.H.P. Ambaum, 1995: 'Multiple steady states in a contour dynamics model of large-scale atmospheric flow', te verschijnen in de proceedings 'Modern Dynamic Meteorology', van het symposium ter ere van Prof. Aksel Wiin-Nielsen, Copenhagen, 10-12 april 1995, uit te geven door het ECMWF, Reading.
- Wiin-Nielsen, A., 1991: 'The birth of numerical weather prediction', *Tellus*, **43A**, 36-52.