Teleconnecties op het Noordelijk Halfrond

Huug van den Dool, Henk de Bruin

Een teleconnectie is een verband op (zeer) grote afstand in de atmosfeer. Het begrip (niet de terminologie) is zeker twee eeuwen oud, maar de kreet teleconnectie is voornamelijk van na 1980. Het is natuurlijk fascinerend dat het weer op twee verafgelegen plaatsen iets berekenbaars met elkaar te maken zou hebben. Er zijn twee redenen voor fascinatie in het bijzonder. De eerste reden is heel oud. Als het weer op plaats A ons iets zegt over weer in plaats B enige tijd later dan hebben we hoop op een voorspelmethode (voor plaats B). Deze gedachte speelde een grote rol bij verwoestende stormen, zoals die tijdens de Krimoorlog in 1854, die men had kunnen zien aankomen in de vorm van een depressie die over Europa daarheen trok. Dit soort rampen (vooral de Krim-storm) vormden de aanzet voor de beoefening der synoptische meteorologie en voor de oprichting van de Franse Meteorologisch Dienst (Lablans en Van der Schrier, 2011). De tweede reden, meer modern, is "systeem analyse". Als men een systeem (of elektronisch apparaat) op plaats A een impuls (klap/schop) geeft dat op plaats B enige tijd later een reactie geeft, dan zegt dat iets over de werking van het systeem dat we willen onderzoeken of repareren.

Inleiding

Er heeft sinds het begin van de NVBM (1991) nooit een artikel in Meteorologica gestaan over teleconnecties, hoewel de Noord Atlantische Oscillatie (NAO) wel vaak ter sprake is gekomen. We gaan hier in op het wezen van teleconnecties, dat wil zeggen: verbanden in de atmosfeer tussen locaties op zeer grote afstand van elkaar. Dat betekent invoering van een meer precieze definitie, een methode om teleconnecties uit te rekenen, een discussie van de meer bekende teleconnecties op gematigde breedte van het noordelijk halfrond (NH) – dat zijn er niet veel – de relatie tot orthogonale functies inclusief het verbazende resultaat dat er überhaupt lineaire correlaties bestaan in een medium dat wordt bepaald door niet-lineaire vergelijkingen.

De atmosfeer leent zich nauwelijks voor echt laboratoriumonderzoek waarbij men bijvoorbeeld een depressie van straal R plaatst op locatie A om te bestuderen wat er vervolgens ver weg te B gebeurt. We hebben slechts enkele door de natuur aangeboden meteorietinslagen die ons via standaard synoptische waarnemingen iets over zwaartekrachtsgolven in de atmosfeer vertellen, te vergelijken met golven in een vijver nadat een experimentator een steen in het water heeft gegooid. Gelukkig hebben we nu modellen waar we zoiets revolutionairs wél kunnen doen en bovendien kunnen we met heranalyse-gegevens sets (allemaal van ruim na 1990) hypothetische experimenten/simulaties uitvoeren die de werkelijkheid redelijk nauwkeurig nabootsen.

Een definitie

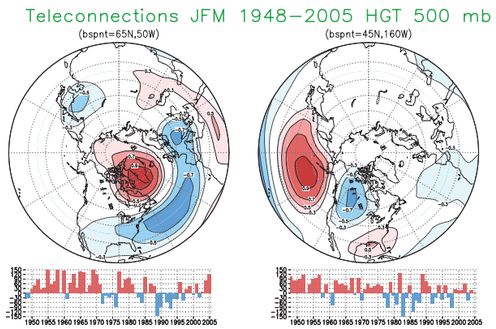
Om tot een werkbare definitie te komen moet men keuzes maken. Een 'verband' op grote afstand is vrij vaag. Is het een verband a) tussen een of meer variabelen, b) simultaan of met een nader te bepalen tijdsverschil, c) bepaald via rekenrecepten als correlatie, regressie, composieten etc., d) bewegende of staande golven (of andersoortige variaties in de tijd), of e) in instantane of tijdsgefilterde waarnemingen. Onze keuze in dit artikel is een enkele variabele, de 500 hPa hoogte (symbool *Z*), simultaan, correlatie, en 3-maands gemiddelden (JFM, het gemiddelde van januari, februari en maart) gefilterde waarnemingen. Dat legt ons voldoende beperkingen op om tot een antwoord te komen wat de verbanden zouden kunnen zijn. We kunnen het aan de gegevens overlaten (de atmosfeer spreekt ons toe) of we met zich voortplantende dan wel staande verschijnselen te maken hebben. De dataset die we gebruiken is dus *Z* op een 2.5 graads rooster voor 20° – 90° NB voor 1948 – 2005 (58 JFM seizoenen) uit de NCEP heranalyse (Kalnay et al., 1994). JFM is het beste seizoen voor zo'n studie, want dan is de variantie (en dus het signaal) het grootst en is ook de golfvoortplanting vanuit de tropen het sterkst. De ruimtelijke dimensies (eigenlijk 2) vatten we samen tot één index s: s = 1 t/m n_s, waarbij n_s het aantal roosterpunten is.

De Namias Atlas

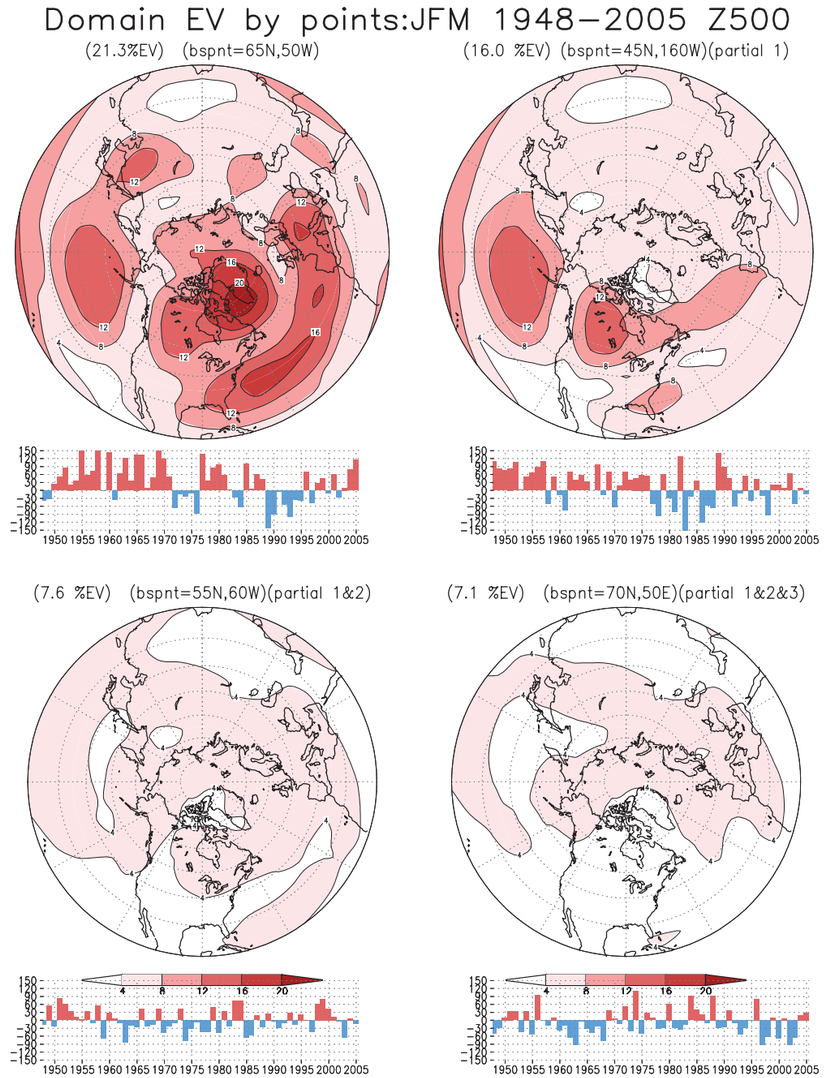
We gebruiken de volgende uitdrukking voor de correlatie coëfficiënt (ρ):

$$\rho_{ij} = \frac{\sum_{t=1}^{58} z(s_i,t) * z(s_j,t)}{\sqrt{\{\sum_{t=1}^{58} z(s_i,t)^2 \sum_{t=1}^{58} z(s_j,t)^2\}}} \quad (1)$$

dat wil zeggen, de correlatie tussen de tijdreeksen ter lengte 58 op roosterpunt i en j. Zowel i als j variëren in principe van 1 t/m n_s. Verder is kleine letter *z* gegeven door z(s,t)=Z(s,t)-C(s), dat wil zeggen de waarde van *Z* verminderd met een klimatologie die alleen van de ruimte afhangt. Meestal is *C* het lokale gemiddelde over dezelfde 58 jaren. Als men met een vaste waarde van i werkt, het zogenaamde *basispunt*, en j loopt van 1 t/m n_s dan krijgt men een kaart van correlatiewaarden tussen het gekozen basispunt en alle andere



Figuur 1. Teleconnecties gedurende JFM voor 500 hPa. De kaarten laten de correlatie van de tijdreeksen op het basispunt (genoemd boven de kaart) en alle andere roosterpunten. De tijdreeks van 500 hPa anomalieën op het basispunt staat onder de kaart. Contour interval is 0.2, en de laagste correlatie waarde is +/- 0.3. Gegevens afkomstig uit de NCEP/NCAR heranalyse, 1948-2005. Domein is 20 – 90 NB. Het patroon links (rechts) wordt vaak NAO (PNA) genoemd.



Figuur 2. DEV(i), de domein geïntegreerde variantie verklaard door de tijdreeks op roosterpunt i. Linksboven bepaald met de input gegevens z(s,t), rechtsboven met eenmaal gereduceerde gegevens $z^{(1)}(s,t)$, linksbeneden tweemaal gereduceerd, en rechtsbeneden driemaal gereduceerd. Contour interval is 4%. De tijdreeks laat de (gereduceerde) 500 hPa hoogte zien op het gekozen basispunt. Dat is de tijdreeks van EOT modes nummer 1 tot en met 4.

roosterpunten, waarden die met isolijnen geanalyseerd kunnen worden. Twee sprekende voorbeelden van zo'n kaart zijn in Figuur 1 weergegeven. Links is 65° N, 50° W het basispunt, en rechts 45° N, 160° W. We bespreken Figuur 1 pas later. Er is dus voor iedere waarde van i een kaart. Door i te laten variëren over alle punten krijgt men een atlas met n_s pagina's. Dat deed Namias in 1981, of eigenlijk al veel eerder want er was een atlas voor intern gebruik in de Amerikaanse National Weather Service (O'Connor, 1969). Namias was de vrijwel de enige die in de jaren 1950 en 1960 over teleconnecties sprak. Het Namias idee met moderne uitvoering is te zien in een door Smoliak gemaakt 'filmpje' op internet http://www.atmos.washington.edu/~bsmoliak/teleconnection.html.

Wetenschappelijke vooruitgang is zelden het resultaat van alles met alles correleren. Hoewel de atlas van Namias niet meer is dan dat, levert het in dit geval toch nieuwe inzichten op. De atlas van Namias is namelijk ook een visualisering van alle elementen van de correlatiematrix waarmee men empirische orthogonale functies (EOF) kan uitrekenen. Niet iedereen heeft namelijk het synoptisch talent van Namias om naar 1000 kaarten tegelijk te kijken. Wallace en Gutzler (1981) zetten een grote stap vooruit in het objectief identificeren van de weinige teleconnecties die de moeite van bespreken waard zijn door te eisen dat er een hoge negatieve correlatie bestaat op "grote" afstand van basis punt i (uiteraard met de mogelijkheid van een hoge positieve correlatie op nog grotere afstand.) Hierdoor wordt de Namias atlas teruggebracht tot slechts enkele pagina's, en in onze berekening tot twee. Grote positieve correlatie rondom basispunt i bestaan overal want weersystemen hebben nu eenmaal bepaalde horizontale afmetingen (zeker 1000 km), maar dat is dus niet het wezenlijke kenmerk van teleconnecties. Het gaat om correlatie op nog grotere afstand.

De twee voornaamste patronen op het noordelijk halfrond

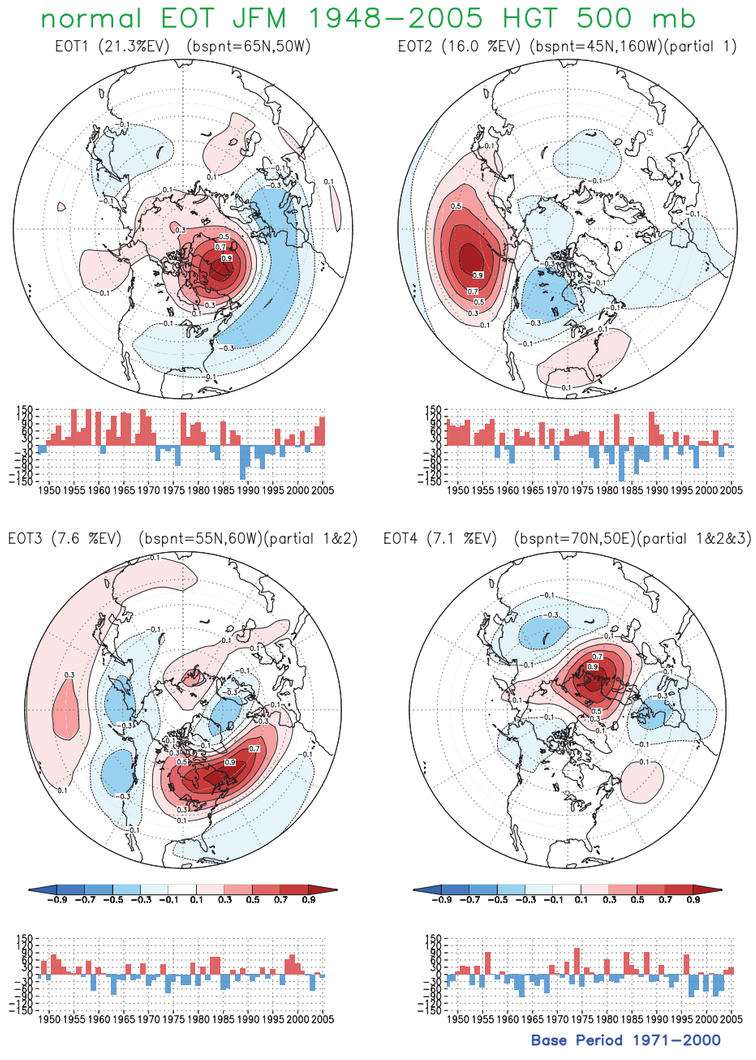
Het bovenstaande kan worden samengevat in Figuur 1, die we hier gaan bespreken. Op het NH zijn er eigenlijk maar twee teleconnecties van belang. Links zal de expert de NAO herkennen (naam bedacht door Walker, 1924) en rechts het Pacific North American patroon (PNA), waarvan de naam is bedacht door Wallace en Gutzler (1981). Hoe wij deze twee basispunten hebben gekozen wordt later uitgelegd.

Met betrekking tot Figuur 1 (links), de NAO, zien we:

1) een min of meer cirkelvormig gebied van positieve correlaties (rood) rond het basispunt 65° N, 50° W nabij Groenland.

2) negatieve correlatie (blauw, hier en daar < -0.7) in een langgerekte strook tussen 30° N en 40° N boven de Oceaan, met uitlopers van de Rockies tot de Oeral. Als 500 hPa hoger dan normaal ligt in de buurt van Groenland dan is een erg grote kans dat het 500 hPa vlak lager dan normaal ligt van de Rockies tot Oeral.

3) De sterkte van de polaire straalstroom wordt gemoduleerd door deze uit-fase relatie in het hoogteveld.



Figuur 3. Weergave van de eerste vier EOTs voor seizoensgemiddelde (JFM) 500 hPa hoogte. Op de kaartjes de regressiecoefficient tussen het basispunt gegeven boven de kaart en alle andere punten. Tijdreeksen onder de kaartjes zijn voor 0, 1, 2 en 3 maal gereduceerde data op het gekozen basispunt. De norm van alle kaartjes is hetzelfde gemaakt zodat de afnemende variantie te zien is in de tijdreeks. Contour interval 0.2. Laagste contour op +/- 0.1. Gegevens afkomstig uit NCEP/NCAR Reanalysis, 1948-2005, gebied 20 – 90 NB. De verklaarde variantie van deze eerste vier EOTs is 21.3, 16.0, 7.6 en 7.1%.

4) Nog verder naar het zuiden zien we weer positieve correlaties, ook in een lange strook van west naar oost, boven het oosten van de Atlantische Oceaan, maar vooral boven Afrika en Zuidwest Azië. Als de polaire straalstroom sterk is dan is de subtropische straalstroom in de Atlantische-Euraziatische sector juist zwak, en omgekeerd.
5) Zonder twijfel heeft dit NAO patroon te maken met een blokkade versus sterke westelijke stroming.
6) De NAO is een staande Oscillatie. Er bestaat geen patroon zoals de NAO die 90 graden verschoven is in de ruimte.
7) De polariteit van de NAO wordt bepaald door de tijdreeks (zie onderaan Figuur 1). Dit is de tijdreeks van *Z* anomalieën op het basispunt. Als de tijdreeks van *z* positief is (rood histogram staafje) voor jaar X dan zien we in dat jaar de polariteit van de NAO zoals getoond in de kaart, dat wil zeggen een zwakke polaire straalstroom. Is *z* negatief dan is er juist een sterke polaire straalstroom.
8) De NAO is 'regionaal' in de zin dat er nauwelijks correlaties zijn (de kaart is leeg) boven de Stille Oceaan en grote delen van Azië en westelijk Noord-Amerika. Alleen boven het oostelijke deel van Azië, in de buurt van Korea, vinden we negatieve correlatie.
9) Kiest men het basispunt in het blauwe gebied op de kaart dan krijgt men vrijwel hetzelfde resultaat, alleen met de kleuren omgedraaid. De Namias atlas zit in die zin vol dubbele pagina's. De kleuren van tijdreeks en kaart kunnen zonder bezwaar worden omgedraaid (vermenigvuldiging met -1).
10) De NAO manifesteert zich van zeeniveau tot aan de tropopauze, en zelfs (nee, met name) in de stratosfeer waar het verschijnsel op alle geografische lengtes te zien is, dus niet beperkt tot het Atlantisch gebied.
11) De NAO modificeert en verplaatst het klimatologische meubilair: dat wil zeggen het IJsland laag en het Azoren hoog (Tuenter en Schuurmans, 1999).

Hoe anders is het gesteld met de PNA (zie Figuur 1, rechts):
1) Er is ook hier een flink gebied van positieve correlatie rond het basispunt 45° N, 160° W.
2) PNA heeft drie correlatiecentra op afstand van het gekozen basispunt, twee negatief (< -0.7) een stroomopwaarts nabij Hawaii, de ander stroomafwaarts in West Canada, en nog verderop een positief centrum boven het Zuidoosten van de VS.
3) Deze 4 centra (-, +, -, +) zijn gerangschikt langs een boog die op een grootcirkel lijkt.
4) Omdat dit patroon vermoedelijk door Rossby-golven wordt verklaard en de groepssnelheid van Rossby-golven oostwaarts is, kunnen we vermoeden dat er een bron in de tropen ligt (buiten het kaartgebied) en dat de golfenergie van daaruit langs de grootcirkel loopt, eerst noordoostwaarts, later zuidoostwaarts.
5) Net als de NAO modificeert de PNA de subtropische jet (ten westen van 150° W); bedenk dat er klimatologisch geen polaire straalstroom is boven de Pacific.
6) De PNA hangt ook samen met blokkades in de Golf van Alaska dan wel het uitdiepen en verplaatsen van het Aleoetenlaag.
7) Net als de NAO is de PNA een staande oscillatie en verklaart de tijdreeks onder het kaartje de polariteit in een bepaald jaar.
8) Er zijn geen andere zwakkere centra gerelateerd aan PNA.
De NAO en PNA werken in gebieden die nauwelijks overlap hebben. Alleen boven het zuidoosten van de VS en aangrenzend oceaangebied concurreren ze met elkaar.

Voor wie dit wel genoeg is kan meteen door naar de conclusies. Wie meer detail wil weten leest gewoon verder.

Empirische Orthogonale Teleconnecties

Een nadeel van de tot dusver gevolgde werkwijze is dat Figuur 1 niet laat zien hoe belangrijk deze patronen zijn, bijvoorbeeld hoeveel procent van de variantie verklaard wordt door de NAO en PNA. Ook kun je niet eenduidig aangeven welk aandeel PNA en NAO in een bepaalde actuele situatie hebben, zeg in JFM van 2016. Van den Dool et al. (2000) hebben daar een oplossing voor bedacht: de Empirische Orthogonale Teleconnecties (EOT). (Zoals te lezen valt in bijvoorbeeld de Bruin (1975) hebben orthogonale functies een zeer brede toepassing in ons vakgebied.) In woorden komt het erop neer dat we een basispunt kiezen dat meeste variantie te verklaart in het 'domein' of het kaartgebied in z'n geheel (hoe meer kleur in de kaarten zoals in Figuur 1, des te beter, vooral in gebieden waar de variantie van *Z* hoog is). Om dat te begrijpen eerst iets meer over 'verklaren' met regressie. Vergelijking (1) is ook te schrijven als

$$\rho_{ij} = \frac{cov_{ij}}{sd_i sd_j} \; (1a)$$

Dat wil zeggen, een covariantie gedeeld door twee standaard deviaties. In samenhang met vergelijking (1a) bestaat er een regressie coëfficiënt a_{ij} evenredig met ρ_{ij} namelijk

$$a_{ij} = \frac{sd_j}{sd_i} * \rho_{ij} \; (1b)$$

met $z(s_i,t)$ als predictor naar $z(s_j,t)$ als predictant toe is er dan een regressieschatting $z(s_i,t)*a_{ij}$ die gegeven $z(s_i,t)$ een 'voorspelling' maakt van $z(s_j,t)$. De hoeveelheid variantie verklaard (EV) in de tijdreeks $z(s_j,t)$ wordt dan gegeven door $EV(i \rightarrow j) = \rho_{ij}^2 * sd_j^2$. Integreren we de laatste uitdrukking over de hele kaart, het domein van 20° – 90° NB, dus alle waarden van j, dan vinden we de Domein geïntegreerde EV (DEV):

$$DEV(i) = \sum_{j=1}^{n_s} \rho_{ij}^2 * sd_j^2 \; (2)$$

DEV(i) hangt alleen van i af, en kan berekend en geplot worden op ieder roosterpunt i zodat men hiervan een kaart kan maken. In Figuur 2 (linksboven) zien we een kaart van DEV(i). Er zijn punten die veel van het NH verklaren, terwijl andere punten alleen voor zichzelf en naaste omgeving van belang zijn. We zoeken nu de hoogste waarde, dat wil zeggen het eerste te kiezen basispunt i_1 waarvoor geldt $DEV(i_1) > DEV(i)$ voor alle $i \neq i_1$. Zo vinden we 65° N, 45° W als het eerste, meest geschikte basispunt, waarvoor de NAO er uitspringt. Dit bijzondere punt nabij Groenland verklaart via regressie meer van de rest van het NH dan welk andere locatie dan ook. Het teleconnecteert (nieuw werkwoord?) het meest van alle NH locaties. Het is dan ook de beste plek om waarnemingen van *Z* te hebben. Dat een enkel punt meer dan 20% verklaart is indrukwekkend, want als alle roosterpunten onafhankelijk zouden opereren verklaren ze alleen zichzelf en dat is dus veel minder dan 1% van de domein-geïntegreerde variantie. Er is dus sowieso veel 'verband' op afstand.
Maar hoe nu verder te gaan naar het tweede punt? De kunst is om de invloed van het eerst gekozen punt geheel te verwijderen want daardoor wordt het tweede gekozen punt (ongeacht welke) automatisch orthogonaal (ongecorreleerd). Dat doen we door de oorspronkelijke *z(s,t)* als volgt te "reduceren" voor iedere *j*:

$$z^{(1)}(s_j,t) = z(s_j,t) - z(s_{i_1},t) * a_{i_1 j} \; (3)$$

Hierbij is $z(s_{i_1},t)$ de tijdreeks van de eerste EOT, en de regressiecoefficient het ruimtelijk patroon van de eerste EOT. Hiermee is het effect van de eerste EOT met regressie verwijderd uit *z*, en kunnen we naar het volgende basispunt gaan zoeken in de eenmaal gereduceerde data set $z^{(1)}$. Het kaartje rechts bovenaan in Figuur 2 is de DEV(i) van de eenmaal gereduceerde data. De Atlantische Oceaan is al verbazend schoongemaakt na het 'verwijderen' van de eerste EOT. Zo vinden we i_2 en dat ligt in de Stille Oceaan, en ook dat springt er uit. Eigenlijk zie je de PNA al in dit DEV kaartje, en 45° N, 160° W is een zeer gunstig punt om waarnemingen te doen. Dit verklaart de keuze van de twee punten in Figuur 1. We verwijderen de invloed van het tweede punt door een tweede reductie voor iedere *j*:

$$z^{(2)}(s_j,t) = z^{(1)}(s_j,t) - z^{(1)}(s_{i_2},t) * a_{i_2 j} \; (3a)$$

Met de verwijdering van de tweede EOT mode wordt DEV(i), links onderaan in Figuur 2, vrijwel egaal in de ruimte. Alles van groot belang is afgeroomd. Het is lood om oud ijzer welk derde punt men nu kiest; er is enkel nog een continuüm aan modes beschikbaar van aanvankelijk 7% verklaarde variantie. Vandaar dat er naar onze mening na de NAO en PNA geen erg belangrijke teleconnecties meer zijn voor deze variabele op dit domein.
De kenner zal in de EOT methode vergezichten zien van het Gramm Schmidt procedé, van partiële correlaties om de berekening te versnellen, en van empirisch orthogonale functies a la Lorenz (1956). Gaan we met vergelijking (3a) door dan kunnen we deze uiteindelijk schrijven als:

$$z^{(m)}(s_j,t) = z(s_j,t) - \sum_{k=1}^{m-1} z^{(k-1)}(s_{i_k},t) * a_{i_k j}$$

met de afspraak dat $a_{i_k j}$ is uitgerekend uit de (k-1) keer gereduceerde data. Het linkerlid gaat naar nul want er kunnen niet meer dan 58 orthogonale functies zijn. Dan krijgen we dus

$$z(s_j,t) = \sum_{k=1}^{M} z^{(k-1)}(s_{i_k},t) * a_{i_k j} \; (4)$$

dat wil zeggen het product van M orthogonale tijdreeksen $z^{(k-1)}(s_{i_k},t)$ die met bepaalde punten in de ruimte samenhangen en M ruimtelijke patronen . M is hoogstens 58 (meer precies: de kleinste dimensie in ruimte-tijd), het aantal orthogonale basisfuncties dat nodig is om de gehele dataset compleet te beschrijven. Figuur 3 laat de eerste vier EOTs zien. De eerste twee herkennen we natuurlijk meteen ondanks enkele fundamentele verschillen met Figuur 1. Deze verschillen zijn met name het gevolg van het gegeven dat de tweede mode in Figuur 3 wordt berekend uit de gereduceerde data, terwijl in Figuur 1 beide kaarten (en alle bladzijdes uit de Namias Atlas) refereren aan de oorspronkelijke *z(t)*. Een kleiner verschil is dat in Figuur 3 de regressiecoëfficiënt is geplot (in Figuur 1 de correlatie). Boven ieder kaartje in Figuur 3 zien we naast het basispunt ook hoe belangrijk deze functie is via de verklaarde variantie. De tijdreeks onder de kaart geeft het belang voor elk afzonderlijk jaar. Voor teleconnecties zijn nummer 1 en 2 van groot belang. Nummers 3 en 4 verklaren al veel minder, maar zien er nog wel fraai uit.

De EOT procedure aldus beschreven levert orthogonale functies in het tijdsdomein op. Wat als je orthogonale functies in de ruimte wilt uitrekenen? In Van den Dool et al. (2000) is een alternatieve EOT beschreven die tijdstippen in plaats van basispunten gebruikt. Dit levert orthogonale kaarten op. Met teleconnecties heeft dit minder te maken, maar wel veel met analogen en anti-analogen, een geheel ander onderwerp. Met deze twee varianten van EOT is het een heel klein stapje naar echte EOFs die nog meer variantie verklaren maar soms minder goed fysisch te verklaren zijn en met name de teleconnectiepatronen geweld aandoen.

Conclusies en discussie

In de meest algemene zin worden teleconnecties verklaard doordat de fysische basisvergelijkingen advectietermen hebben. Daardoor ontstaat horizontale samenhang en is elk roosterpunt gekoppeld aan de buren, enzovoorts, en hangt uiteindelijk alles met alles samen. Daarom hebben we ook wereldomvattende modellen nodig voor een driedaagse verwachting. Dit verklaart dat we een verband is, maar in het geheel niet waarom er lineaire correlaties zouden zijn, en dan ook nog die enkele die we overduidelijk vinden. Het is verbazingwekkend dat er lineaire correlaties bestaan in een turbulent niet-lineair medium. Op het NH zijn twee teleconnectiepatronen het meest actief, namelijk de NAO en PNA; gezamenlijk 'verklaren' ze bijna 40% van de variantie in JFM gemiddelde 500 hPa hoogte. Een nadere verklaring voor de NAO is er nog altijd niet. Namias (1950) heeft destijds de zonal index cycle voorgesteld, een tweede-orde differentiaalvergelijking die variaties in de pool-equator temperatuur gradiënt en de sterkte van de westenwind beschrijft. Recentelijk denkt men (Franzcke et al., 2004) dat de NAO intern wordt aangeslagen door golfbreking, dus door interacties van synoptische systemen met de gemiddelde stroming die juist in het Atlantisch gebied een gunstige structuur heeft. Een verband met de tropen is niet overduidelijk. Voor wie de NAO logisch vindt: waarom boven de Atlantische Oceaan, en veel minder boven de Grote Oceaan? Waarom niet boven land, waarom niet op alle geografische lengtes zoals in de stratosfeer het geval is? Van Delden (2013) heeft onlangs in dit blad een goed lijstje onderzoeksvragen opgesteld omtrent de NAO en belendende onderwerpen. Sommige lezers zijn wellicht verbaasd niets over de Arctische Oscillatie (AO) te horen. De AO, die nieuw leven in de zonale index cyclus heeft geblazen, springt er niet uit als teleconnectiepatroon in de troposfeer; alleen in sommige maanden is dit het geval (niet JFM), als de eerste EOF. Zoals bekend: niet alle EOFs of "modes of variability" zijn echte teleconnecties, zie Ambaum et al. (2001).

De PNA wordt enigszins verklaard met modelexperimenten waarbij men een bron van warmte of vorticiteit in de tropen plaatst; we gooien een spreekwoordelijke "steen in de vijver". De PNA lijkt met z'n mooie boog van + en - kwalitatief heel veel op een stationaire response ten gevolge van een forcering in de tropen die langs een grootcirkel loopt. Dat verloopt via Rossby golven. Dit is in vrij eenvoudige modellen al goed na te doen (Opsteegh en Van den Dool, 1980; Hoskins en Karoly, 1981). De PNA ontstaat binnen enkele dagen als je de bron aanzet, en wordt stationair in minder dan twee weken. Maar waarom is er in de waarnemingen alleen een PNA in de Stille Oceaan? Waarom vinden we geen bewegende depressies onder teleconnecties? Misschien omdat we driemaands gemiddelden namen, maar op het NH krijgt men zelfs uit dagelijkse gegevens voornamelijk PNA- en NAO-achtige patronen. Men moet welbewust de data filteren (voorkoken) om depressiestructuren te krijgen. Op het zuidelijk halfrond krijgt men veel makkelijker bewegende golven en zijn staande golven minder prominent dan op het NH.

De vraag in hoeverre teleconnecties helpen bij het maken van verwachtingen en hoe ENSO zich manifesteert op gematigde breedtes is een verhaal apart. De PNA gaf destijds veel hoop maar dat is toch enigszins tegengevallen.

Natuurlijk bestaat er een seizoensafhankelijkheid, zijn er diverse andere variabelen, kan men een groter of kleiner gebied kiezen, en eventueel meerdere variabelen tegelijk beschouwen en op vele hoogten; het antwoord op sommige van deze vragen is te vinden in dit boekje (Van den Dool, 2007). Uiteraard volgt dan de eeuwige vraag: kunnen modellen dit goed nadoen? Dertig jaar geleden begonnen modellen de PNA al aardig onder de knie te krijgen, maar de NAO heeft veel langer op zich laten wachten. Op dit moment zijn de eerste 5 of 6 orthogonale functies redelijk goed beschreven, een onvoorstelbare vooruitgang, modellen zijn inmiddels wel quasi-replica's van de echte wereld, althans op gematigde breedtes. In die zin is eigenlijk alles verklaard.

Alle figuren laten analyses zien voor de periode 1948 – 2005. Updates inclusief 2016 zijn op deze site te vinden: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/people/wd51hd/ake/seasonal/. Hier kan men dus de gevoeligheid voor een jaartje erbij bekijken.

Literatuur

Maarten H. P. Ambaum, Brian J. Hoskins, and David B. Stephenson, 2001: Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation? *J. Climate* 14:16, 3495-3507

Franzke, C., Sukyoung Lee and Steven B. Feldstein. 2004: Is the North Atlantic Oscillation a Breaking Wave?. *Journal of the Atmospheric Sciences*: Vol. 61, No. 2, pp. 145—160.

Hoskins, B. J., and D. J. Karoly. 1981: The Steady Linear Response of a Spherical Atmosphere to Thermal and Orographic Forcing. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 38, No. 6, pp. 1179–1196.

Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, Roy Jenne, and Dennis Joseph, 1996: The NMC/NCAR 40-Year Reanalysis Project". *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-471.

Lablans, W en G. van der Schrier, 2011: Robert Fitz Roy: Zeeman en meteoroloog. *Meteorologica*, 20, nr 3, p7 etc.

Lorenz E., 1956, Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction. Scientific report no 1., Air Force Cambridge Research Center, Air Research and Development Command, Cambridge, Mass.

Namias, J. 1950: The index cycle and its role in the general circulation. *Journal of Meteorology*, 1950 7:2, 130-139

Namias, J., 1981: Teleconnections of 700mb height anomalies for the Northern Hemisphere. California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations (Calcofi) Atlas#29, Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, CA, 265 +vii pp.

O'Connor, J., 1969: Hemispheric teleconnections of mean circulation anomalies at 700 millibars. ESSA Tech Report WB10, U.S. Department of Commerce, Silver Spring, MD, 103 +iii pp.

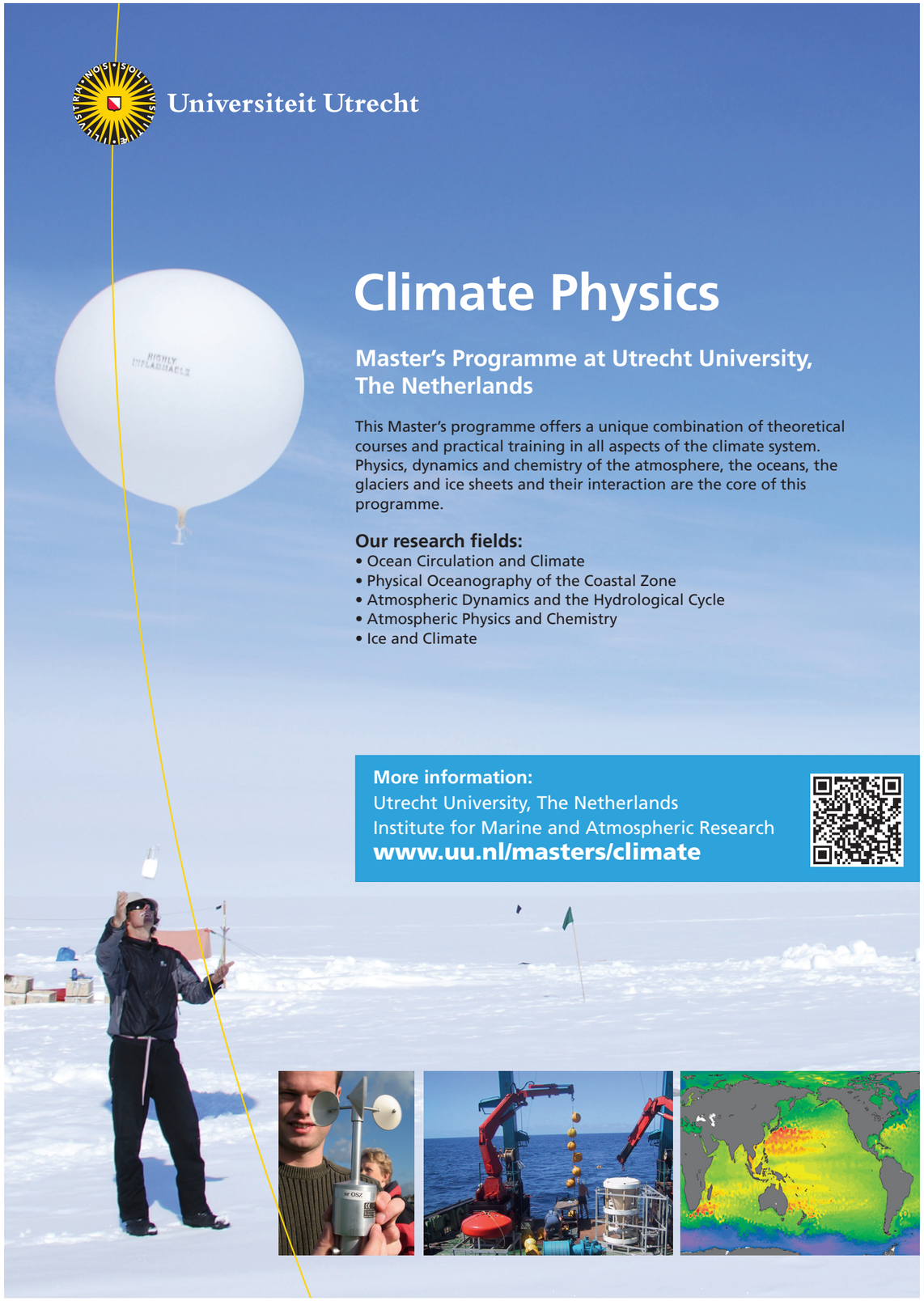
Opsteegh, J. D., and H. M. Van Den Dool. 1980: Seasonal Differences in the Stationary Response of a Linearized Primitive Equation Model: Prospects for Long-Range Weather Forecasting?. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 37, No. 10, pp. 2169–2185.

Tuenter, E. en C. Schuurmans, 1999: IJslandlaag en Azorenhoog. *Meteorologica*, 9, nr 2, pxy.

Van Delden, A, 2013: Uitzonderlijke luchtdrukverdeling in maart 2013. *Meteorologica*, 22, nr2, p4 etc.

Van den Dool, H. M., S. Saha and A. Johansson, 2000: Empirical Orthogonal Teleconnections. *J. Climate*, 13, 1421-1435.

Huug van den Dool, 2007: Empirical Methods in Short-Term Climate Prediction. Oxford University Press: 215 pages. ISBN-10: 0-19-920278-8 ISBN-13: 978-0-19-920278-2

Walker, G.T. 1924: Correlation of seasonal variations in weather IX: A further study of world weather. *Mem. Indian Meteor. Dep.*, 24, 275-332.

Wallace, J. M., and Gutzler, D. S. 1981. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter, *Mon. Weather. Rev.*, 109, 784-812.