

# De West-Europese Convergentielijn

Gedurende ieder voorjaar en zomerseizoen wordt het vasteland van West-Europa op een aantal dagen bezocht door een karakteristieke convergentielijn, waarachter zich een dichtheidsstroming weet uit te smeren over het verhitte continent. In veel van dergelijke situaties dringt dit fenomeen binnen 24 uur vanuit het noordwestelijk gedeelte van Frankrijk op naar Nederlands grondgebied. In enkele gevallen heeft dit verschijnsel verstrekkende gevolgen voor de korte-termijnverwachting in de operationele weerdienst.

In dit artikel beschrijf ik puur kwalitatief een opgetreden situatie (14 en 15 mei 1992).

In de dagen voor 14 mei beleefde West-Europa uitermate wisselvallig weer onder een strakke zonale hoogtostroming. De straalstroom strekte zich op 11 mei uit vanaf de Atlantische Oceaan via Frankrijk naar Midden-Europa. Op dinsdag 12 mei begon de bovenstro-

ming om te buigen, waarbij zich over het oostelijk deel van de Atlantische Oceaan een diepe trog vormde, en over het continent een sterke hoogterug. Het verder oppompen van deze hoogterug evolueerde op 13 mei in het afsnoeren van de rug tot een apart hogedrukblok dat zich op het 500 mb vlak manifesteerde boven zuid-Frankrijk. Advectie van warme lucht, gecombineerd met sterke subsidie zorgde boven West-Europa voor een niet alledaagse opwarming van de onderste kilometers. Op het Nederlandse kuststation IJmuiden bedroeg het verschil in maximumtemperatuur tussen 13 en 14 mei ruim 18 graden Celsius.

In figuur 1a en 1b is een reconstructie van de ECMWF-analyse van 14 mei 1200 utc afgebeeld. We zien een depressie ten westen van Ierland met daaraan gekoppeld een langgerekt koufront dat langzaam Frankrijk probeert in te lopen. Een aantal honderden kilometers voor het koufront uit heeft zich op

dat moment al een duidelijke convergentielijn gevormd. In sommige literatuur wordt dit een "pre-frontal squall line" genoemd, doch in deze situatie betrof het een lijn waaraan zich in eerste instantie geen buien vormde. De kwalitatieve beschrijving wil ik uiteenzetten in 4 onderdelen:

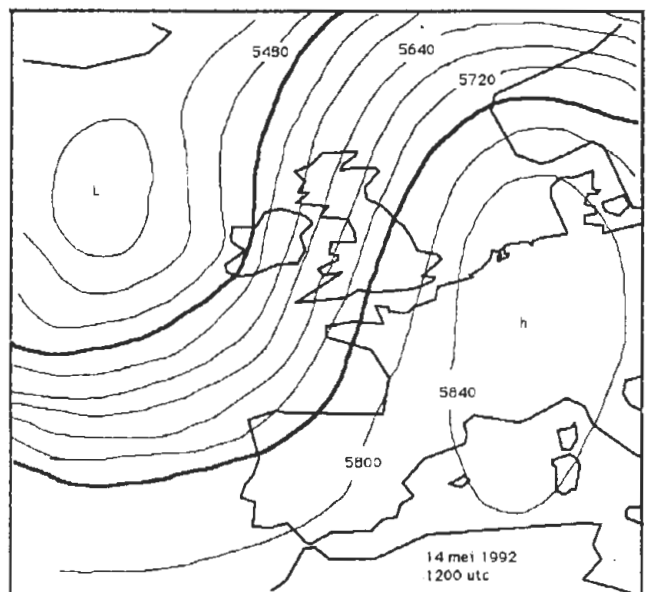
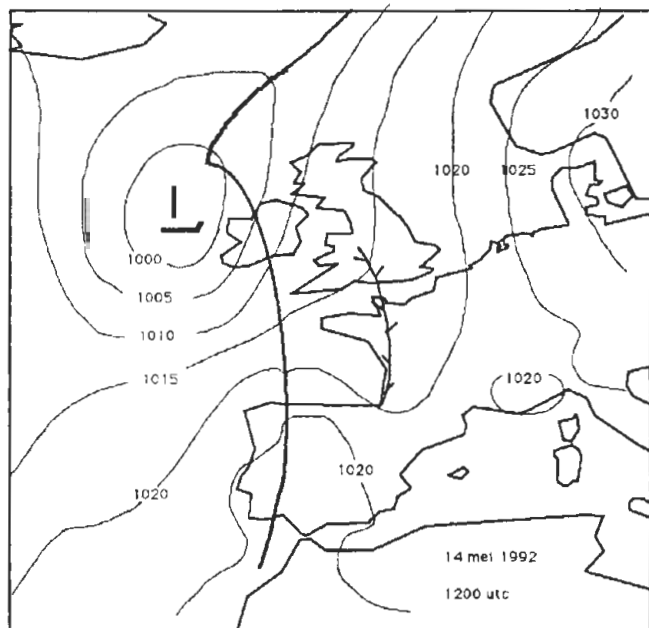
1. het ontstaan van het convergentiegebied voor het koufront uit
2. het zich verder zelfstandig ontwikkelen van de convergentielijn
3. het "overleven" van de nacht
4. het arriveren van de dichtheidsstroming boven Nederlands grondgebied

## Het ontstaan

Het ontstaan van de dichtheidsstroming boven het noordwestelijk deel van Frankrijk valt dynamisch te verklaren aan de hand van de volgende processen:

- de Jet streak boven het zuidwesten van Engeland
- het afsnoeren van de trog ten zuidwesten van Ierland
- drukstijgingen boven de ingang van het Engelse kanaal

In feite is er voor een deel interactie tussen bovengenoemde drie processen. In figuur 1b is de Jet streak op het 500 mb vlak boven het zuidwesten van Engeland terug te vinden. De streak is in wezen te herkennen aan een vernau-



Figuur 1: Reconstructie ECMWF-analyse, 1a: grondkaart 14 mei 1992, 1200 utc, 1b: 500 hpa-vlak 14 mei 1992, 1200 utc

wing in de isohypsen. In feite is het een beperkt gebied in de straalstroom waar een stroomversnelling plaatsvindt. In figuur 2 is de Jet streak afgebeeld, tesamen met zijn dwarscirculaties tussen de drukvlakken 300 mb en 850 mb. Deze dwarscirculaties zijn in principe te verklaren uit een vorm van massabehoud. In de ingang van de streak versnellen deeltjes en veroorzaken een luchttekort achter zich, dat direct door de dwarscirculatie wordt aangevuld. De versnelling wordt in feite geleverd door de corioliscomponent van de dwarscirculatie. Dezelfde redenering kan voor de vertraging in de uitgang van de streak worden gehouden.

De streak op 14 mei om 12.00 utc (zie figuur 1b) bevindt zich boven het zuidwesten van Engeland. De dwarscirculatiecomponent in de rechteringang (gekeken in de stromingsrichting) genereert aan de grond een convergentiegebied, en vormde op dat moment vermoedelijk de "trigger" voor het ontstaan van een convergentielijn boven het noordwesten van Frankrijk. De dalende tak van de dwarscirculatie, die boven de ingang van het Engelse kanaal drukstijgingen veroorzaakte, speelde daarbij waarschijnlijk een belangrijke rol.

### Zelfstandige ontwikkeling

In de middaguren van 14 mei stroomde de relatief koude lucht (achter de convergentielijn) met grote snelheid uit over het Engelse kanaal en de aangrenzende kusten. De sterke differentiele verwarming tussen land en zee kan een belangrijke rol hebben gespeeld bij de versnelling van de convergentielijn boven het koude kanaalwater. Het

mesosysteem werd zodoende voor een deel losgekoppeld van het oorspronkelijke dynamische forceringsmechanisme.

Het uitstromen van de koudere lucht laat zich het best beschrijven aan de hand van de zogenaamde "zware gassen theorie". De dichtheid van koude lucht is groter dan die van warme lucht bij dezelfde druk. Tengevolge van de zwaartekracht heeft de koude lucht, die zich achter de convergentielijn bevindt, de neiging onder de aanwezige warme lucht te kruipen. In de situatie van 14 mei was dit overdag zeker het geval, met op land langs de kanaalkust 27 tot 30 graden bij een zeewatertemperatuur van minder dan 15 graden.

In figuur 3 is een dwarsdoorsnede getekend van de dichtheidsstroming. Hierop is duidelijk te zien hoe de koude lucht als een wig onder de warme lucht probeert door de schuiven. De warme lucht wordt duidelijk opgetild, en bij voldoende vocht en potentieel voorhanden onstabielteit is het binnendringen te herkennen aan een lijn cumulus. Ook is goed het effect te zien van dit mesoschaal fenomeen op het koufrontvlak. Het grondkoufront is door het geheel vervagen van de temperatuurverschillen verdwenen, en wat overblijft is een hoogtekoufront. Door het frontolyse-effect aan de zuidzijde van de Jet-streak nam dit hoogtekoufront eveneens in betekenis af. In feite wordt dit frontolyse-effect geleverd door de dwarscirculatie onder de ingang van de streak. Deze circulatie is namelijk zodanig dat de lucht stijgt (waarbij die adiabatisch afkoelt) boven Normandie terwijl de lucht daalt (en dus adiabatisch opwarmt) boven het westelijk deel van de Golf van Biscaye. Het Kanaal fun-

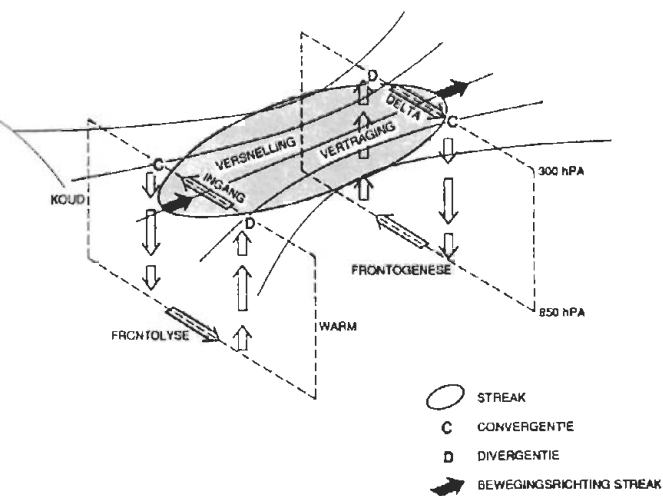
geerde waarschijnlijk als een soort trekpat, grotendeels doordat de koude lucht zich met relatief weinig weerstand over het koude water kon verplaatsen. Gezien de geringe dikte van de koude luchtlaag (zie figuur 7) kan het heuvelslandschap langs sommige stukken van de kanaalkust ook een rol hebben gespeeld.

In figuur 4 is de satellietfoto van 14 mei 13.00 utc te zien met daarop vrij duidelijk de koufrontale bewolking, enigszins verbrokken, lopende van noord-Spanje naar de westpunt van Normandie. Interessant is een flauwgebogen lijn met cumulus boven het midden van het Engelse kanaal (zie pijltjes). De convergentielijn bevond zich echter op dat moment al iets oostelijker. De cumulusband viel op dat moment niet meer samen met de convergentielijn, omdat de lucht verder oostelijk boven het kanaal te droog was voor wolkenvorming (zelfs bij geforceerde optilling).

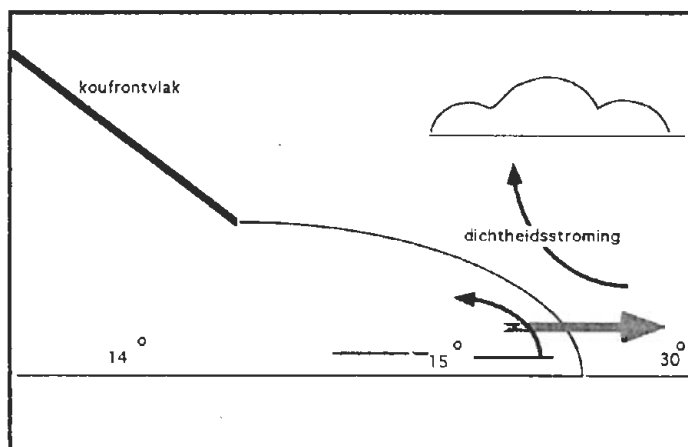
### Mesoschaalanalyse met VIMOLA

Naar aanleiding van o.a. de Hemelvaartstorm van 1983 heeft men op het K.N.M.I. een mesoschaal-model ontwikkeld, speciaal bedoeld om kleinschalige depressies eerder te ontdekken.

In figuur 5 zijn de zogenaamde APW-analyses uitgewerkt (APW staat voor Assimilation of Pressure and Wind). Bij de analyse wordt slechts gebruik gemaakt van luchtdruk- en windwaarnemingen van de grond, afkomstig van SYNOPS en METARS. De toestand in de hogere luchtlagen wordt berekend met behulp van de modelvergelijkingen van VIMOLA (Vertically Integrated Model on Limited Area). De bruikbaarheid van APW berust op het feit, dat bij de vertaling van wind naar druk de geostrofische relatie in hoge mate geldt. Bij de bestudering van squall lines of snel



Figuur 2: Afbeelding jet streak



Figuur 3: Dwarsdoorsnede dichtheidsstroming

lopende droge convergentielijnen zal de analyse er enigszins "uitgesmeerd" uitzien.

Uit de APW-analyses van 14 en 15 mei komen de volgende punten duidelijk naar voren :

- de drukstijgingen boven het Engelse kanaal;
- de vorming van een vore boven het noordwesten van Frankrijk;
- de evenwichtspositie voor de Nederlandse kust gedurende de nacht;
- de grootschalige drukstijgingen boven Engeland in de ochtend van 15 mei.

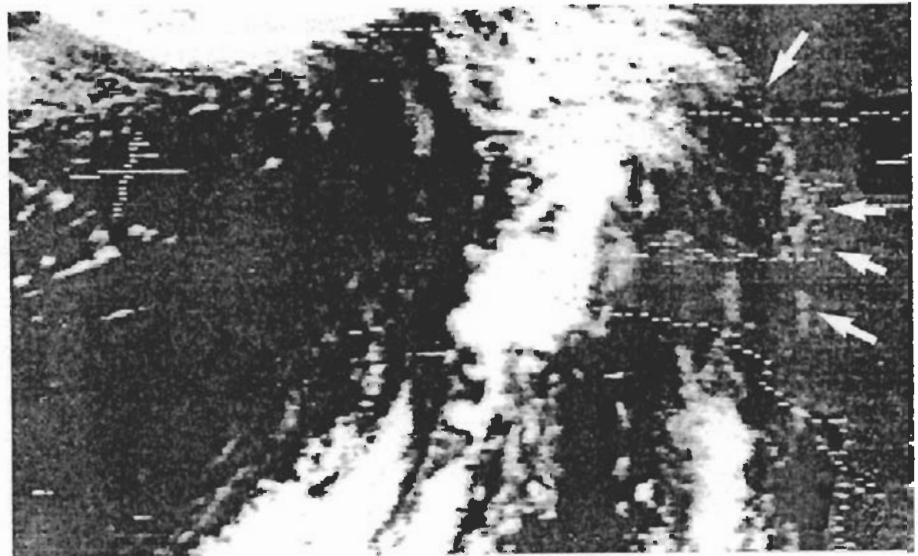
### Evenwichtspositie

In de loop van de avond, bij het langzaam dalen van de luchttemperatuur boven land, verloor het fenomeen een groot deel van zijn potentiële energie (uit te drukken in de grootte van het dichtheidsverschil aan weerszijden van de convergentielijn). De convergentielijn kwam zodoende voor de Nederlandse kust tot stilstand. Doorgaande drukstijgingen boven Engeland en het Kanaal zorgde in de nacht aan de west en zuidwestzijde voor een zekere "voeding van de lijn". Tussen 2100 en 0200 utc werden langs het strand van de Hollandse kust spectaculaire temperatuurveranderingen waargenomen. Van tijd tot tijd kwam de convergentielijn het strand op, waarbij de luchttemperatuur sterk daalde, om daarna, bij het terugtrekken van de lijn naar zee, weer met 5 tot 8 graden Celsius op te lopen.

### Het arriveren boven Nederlands grondgebied

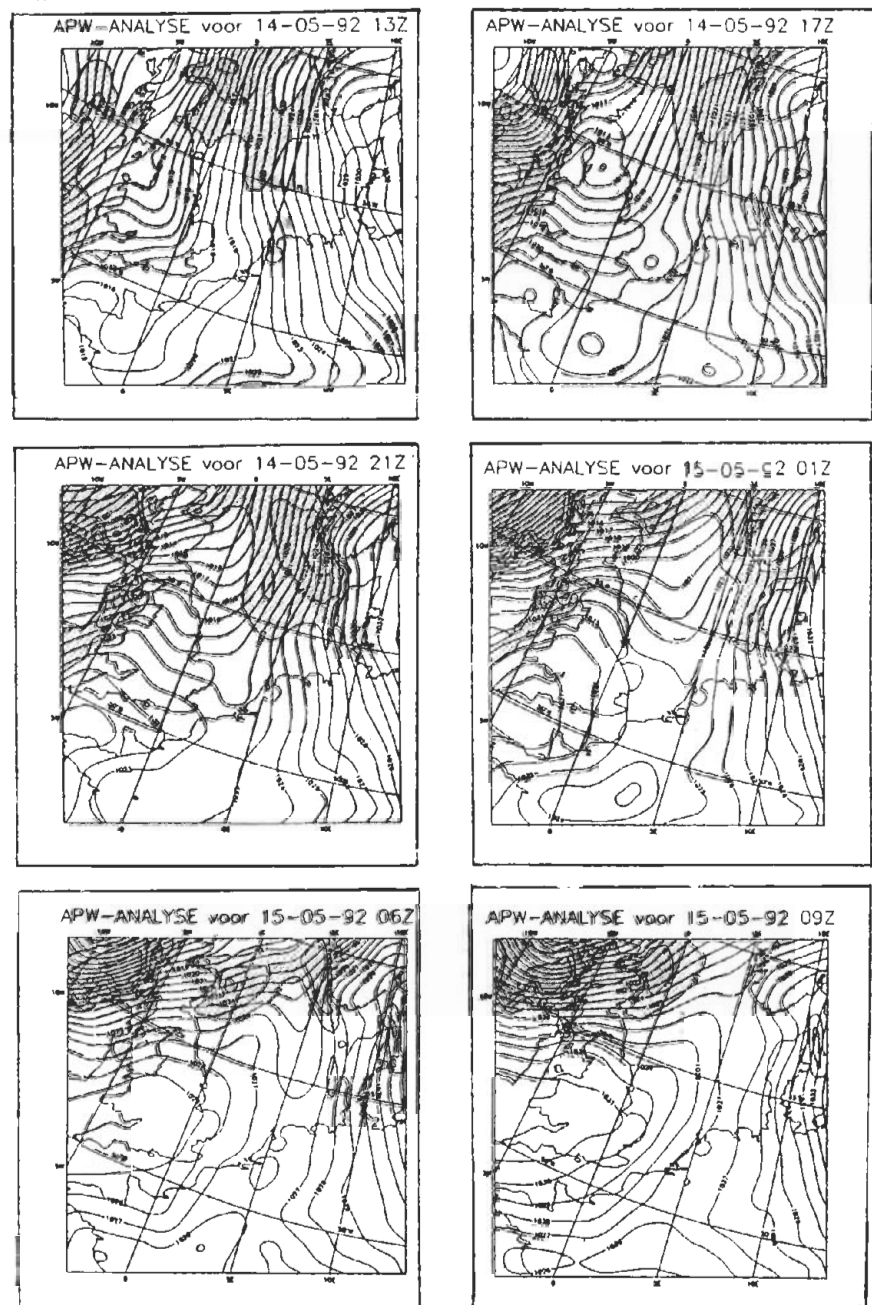
Door het oplopen van de luchttemperatuur in de ochtend van 15 mei, werd de convergentielijn opnieuw gevoed met potentiële energie. Hierdoor, en geholpen door de synoptische forcering vanuit het westen (de sterke drukstijgingen boven Engeland), kwam de convergentielijn weer in beweging. Hierbij vielen de volgende punten op:

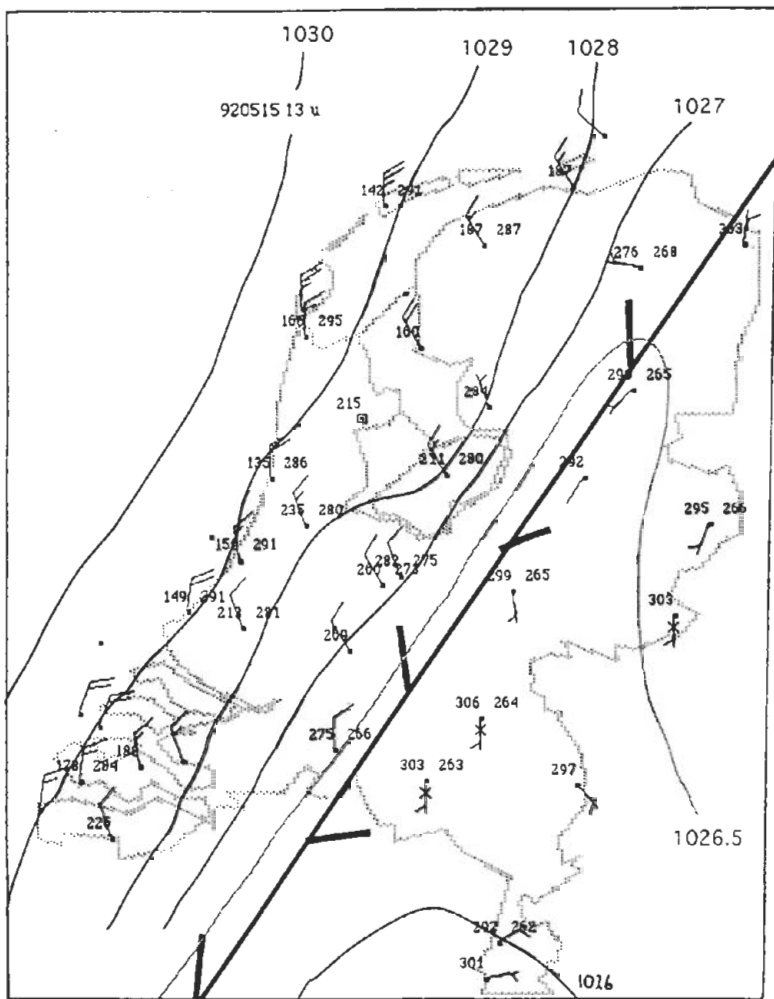
- heel West-Nederland werd in een vrij snel tempo overspoeld door de dichtheidsstroming.
- tijdens de penetratie verder landinwaarts, begon de convergentielijn geleidelijk te kantelen.
- na 1200 utc ontpopte zich langs de convergentielijn een aantal onweersbuien.
- om 1300 utc bedroeg het temperatuurverschil tussen IJmuiden en Volkel



Figuur 4: Satellietfoto (METEOSAT/VIS) 14 mei 1992 13.00 utc

Figuur 5: APW-analyses





Figuur 6: Mesoschaalanalyse 14 mei 1992 13.00 utc (het cijfer links van het plotje is de temperatuur, rechts de luchtdruk)

Figuur 7: TEMP van de Bilt 14 mei 1992 12.00 utc

maar liefst 17.1 graden Celsius ! Het kantelen van de lijn, kan voor een groot deel zijn veroorzaakt door de ligging van Nederland ten opzichte van de

Noordzee. De grootschalige drukstijgingen boven Engeland zorgde ook voor een instroming van koude lucht via de Wadden naar het zuiden. Waarschijnlijk heeft de aanwezigheid van de Ardennen en het heuvellandschap van Limburg bovendien een rol gespeeld in het kantelen van de lijn. De ondiepe laag koude lucht is gewoon om deze "bult" heen gestroomd.

In figuur 6 is de mesoschaalanalyse van 1300 utc afgebeeld. Op dat moment lag de convergentielijn dwars over Nederland. De wind was zeker in het binnenland, verre van geostrofisch.

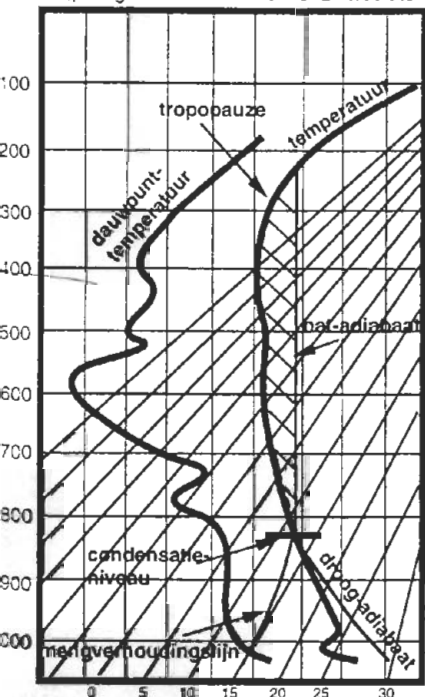
Interessant is ook het bestuderen van de verticale temperatuurprofielen (TEMPS) van deze dag. Uit de TEMP van de Bilt om 0600 utc bleek dat er pas bij een luchttemperatuur van 32 graden Celsius buien konden ontstaan.

Door het penetreren van de dichtheidsstroming gebeurde echter het volgende:

- toename van het vochtgehalte in de onderste 200 meter (oplopend dauwpunt);
- convergentie aan de grond;
- enige optilling van de warme lucht;

Door bovengenoemde drie processen kon in de middag bij 29 graden Celsius buienvorming plaatsvinden. In figuur 7 is de TEMP van 1200 utc afgebeeld. Op dat moment waren 20 tot 30 kilometer ten oosten van de Bilt de eerste cumulus congestus zichtbaar. Duidelijk zichtbaar is de "zeewind" inversie tussen de 200 en 240 meter. Deze inversie was overal ten westen van de convergentielijn aanwezig, en zorgde voor enige mate van heiligheid. Desondanks kon de Cumulonimbus wolk (Cb) boven de Veluwe vanuit een groot deel van

θs.p diagram 15 mei 1992 1200 utc



Figuur 8: Satellietfoto (NOAA/VIS) 15 mei 1992 14.00 utc (foto: university of Dundee).



Nederland worden gezien.

In de TEMP van 12.00 utc zijn enige arceringen aangebracht, die een extrapolatie naar het Veluwe-gebied voorstellen onder de volgende veronderstellingen:

- inbreng van vocht is net op gang gekomen (iets lager dauwpunt dan in de Bilt);
- het nog ontbreken van de "zeewind-inversie";
- enige optilling van de onderste vochtige laag;
- het verder in grote lijnen intact blijven van het Biltse profiel;

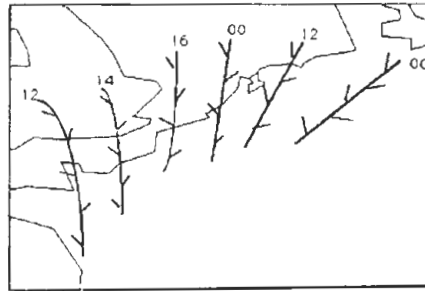
Nu is inderdaad af te lezen dat buien bij 29 graden Celsius konden ontstaan met een basis op ongeveer 2000 meter. De buien konden daarna ongehinderd door-groeien tot rond de 12 kilometer (met enige overshoot). De tropopauze bevond zich op dat moment op ruim 9 kilometer hoogte. Bij de extrapolatie naar het Veluwegebied is een lager dauwpunt verondersteld hetgeen ook uit de meteo-hollandrapporten naar voren kwam. Uit de radiosonde-optaling blijkt

dat de atmosfeer boven de 850 hPa potentieel onstabiel was. Enige geforceerde optilling zou vanaf de grond inderdaad tot buienvorming leiden.

In figuur 8 is de satellietfoto van 1400 utc afgebeeld, met daarop duidelijk de Cb's gerangschikt langs de convergentielijn. Boven het oosten van Engeland is het hoogtekoufront nog goed herkenbaar. Pas in de nacht zou dit systeem in ons land de warmere lucht boven de 250 meter verdrijven.

De volgende dag ontstonden er boven Duitsland, langs de nog steeds intacte

*Figuur 9: Positie convergentielijn op diverse tijdstippen*



convergentielijn, opnieuw onweersbui-en.

In figuur 9 is een kaartje afgebeeld, met daarop de positie van de convergentielijn op diverse tijdstippen.

Rob Groenland

Instituut voor Marine en Atmosferisch onderzoek Utrecht (IMAU) ◊

### Bronvermelding

- Aarnout van Delden, 1992: The Dynamics of Mesoscale Atmospheric Circulations. Phys.Rep. 211, 251-376

- VIMOLA model: K.N.M.I., met dank aan L.C. Heijboer.

- Meteo-Hollands: Meteo Consult, met dank aan Wim van den Berg

- Programmatuur voor mesoschaalanalyses: IMAU, met dank aan Alfons Witsiers

-Adrie Huiskamp (Meteo-Schiphol)