

PRAKTISCHE GIDS VOOR DE ONWEERLIEFHEBBER

door: Karim Hamid

PRAKTISCHE GIDS VOOR DE ONWEERLIEFHEBBER

Korte inleiding

Uiteindelijk is hij er gekomen, de korte cursus in PRAKTISCHE onweerkunde. Deze korte handleiding is er gekomen als initiatief van de Donderkopsite (<http://users.pandora.be/donderkop/>) en verloopt in samenwerking met de Vlaamse Vereniging Voor Weerkunde (<http://www.weerkunde.be>).

We gaan ons hier niet amuseren met formules, theoretische fysica en dergelijk spul. Ook de basismeteorologie laten we links liggen. Het is evident dat, hoe meer achtergrondkennis over meteo je hebt, hoe meer je aan deze tekst hebt. Wie zich wil verdiepen in algemene meteorologie kan terecht op deze site: <http://users.pandora.be/donderkop/links/cursus.htm>. Het niveau van de uitleg heb ik vrij eenvoudig gehouden om een zo breed mogelijk publiek aan te spreken met de nadruk op de weerliefhebber die één en ander reeds kent, maar nog heel veel kan leren (horen we daar niet allemaal bij?). We staan hier vooral stil bij de zeer praktische kant van het onweer met vooral veel aandacht voor weerkaarten, zoals grond- als hoogtekarten. Eveneens, op algemene aanvraag, staan we ook stil bij enkele veel gebruikte termen die gebruikt worden op de Donderkopsite. Let wel, het gaat hem wel degelijk om 'onweer'. Zoals je misschien weet ondergaat de Donderkopsite in het winterhalfjaar een transformatie naar de "Sneeuwstormsite" waar we het hebben over sneeuw, storm en onweer. Over sneeuw en storm zullen we het hier dus niet hebben.

Wie enkele casestudies van onweer wil bekijken uit ons land kan enkele KMI-publicaties daarover raadplegen die via de twee onderstaande links te downloaden zijn: http://www.meteo.be/nederlands/index.php?doc=PubDld&ref_no=rmi_pub-2003014 en http://www.meteo.be/nederlands/index.php?doc=PubDld&ref_no=rmi_pub-2003015

Vele buitenlandse casestudies zijn uiteraard te vinden via de vele zoekmachines op het internet. Deze zijn quasi uitsluitend in het Engels en dus zal je op Engelse termen moeten zoeken. De meeste van die besprekingen hebben een redelijk hoog niveau, maar dat mag je niet afschrikken. Probeer termen, die je erin terugvindt maar niet kent, opnieuw via een zoekmachine op te zoeken en zo leer je snel nieuwe termen kennen en begrijpen.

Het is duidelijk dat, met de opkomst van het internet, de informatie aan weergegevens voor de weeramateur ontzettend groot is geworden. In die mate zelfs dat de bron onuitputtelijk is geworden. Je dient echt te selecteren wat je wel en niet leest. Bovendien is het internet per definitie een dynamische schatkist vol gegevens. Gegevens die voortdurend van plaats veranderen of gewoonweg uitsterven. Een statische verzameling maken met links is dus onmogelijk, want na een jaar zal heus de helft van jouw links niet meer werken. Om recente weergegevens te vinden, zoals satellietbeelden en radarbeelden, moet je goed zoeken. Om de zoektocht te vergemakkelijken heeft de Donderkopsite de belangrijkste links op één pagina verzameld. Bovendien worden deze links in de mate van het mogelijke up-to-date gehouden. Deze pagina vind je op <http://users.pandora.be/donderkop/links/linkonline.htm>.

Als je na jouw zoektocht op internet (waar op zowat elke vraag het antwoord is te vinden) toch nog met vragen zit (of wie geen internet heeft) kan altijd terecht op onderstaand mailadres: donderkopsite@hotmail.com. Je krijgt dan zo snel mogelijk een antwoord dat, indien relevant, ook op het Donderkop-forum verschijnt. Je kan ook steeds via de adressen in Halo een brief schrijven met uw vraag over onweer en weerkunde in het algemeen. Deze handleiding wil, samen met de VVW, de verschillende forums op het internet en de Donderkopsite de onweerbeleving door de vele weerliefhebbers in de Lage Landen, zoveel mogelijk levendig houden. Wie voorstellen heeft voor nieuwe initiatieven en ideeën kan op hetzelfde emailadres zijn ei kwijt.

U kan deze cursus online downloaden op <http://users.pandora.be/donderkop/publicatie.pdf>.

Rest me enkel je veel plezier te wensen met het lezen van dit werkje!



<http://users.pandora.be/donderkop/>



Vlaamse Vereniging voor
Weerkunde

<http://www.weerkunde.be>

© 2004 Donderkopsite/VVW

Op al het in deze publicatie gepubliceerde werk, maar ook op de andere uitingen, berust copyright. Niets mag, op welke wijze dan ook, worden overgenomen of vervaelvoudigd zonder de voorafgaande schriftelijke toestemming van de auteur. Alle rechten voorbehouden aan de auteurs. Aan het gepubliceerde in deze publicatie kunnen geen rechten worden ontleend, tenzij anders weergegeven.

Enkele belangrijke begrippen

Over hoe het onweermanisme werkt op vlak van elektriciteit gaan we het hier niet hebben. Een korte bespreking daarover vind je in bovengenoemde KMI-publicaties. Hier hebben we het uitsluitend over de meteorologische kant van de zaak.

Wel definiëren we hier de term **onweer**. Met onweer bedoelen we steeds een bui waarbij minstens één elektrische ontlading voorkomt onder de vorm van een **bliksem**. Elke bliksem heeft als gevolg een akoestisch secundair verschijnsel: de **donder**. De donder is niet altijd hoorbaar voor iedereen en dat hangt af van de positie (richting en afstand) die de waarnemer inneemt t.o.v het onweer. Vanaf het moment dat er één donder of één bliksem wordt waargenomen door hetzij een waarnemer, hetzij een bliksemdetectiesysteem (zoals SAFIR), is er sprake van 'onweer'.

Onweer is per definitie een product van een bui. Met een bui bedoelen we hier neerslag die wordt gegenereerd door een verticaal ontwikkelde wolk. Dergelijke buien vallen steeds uit stapelwolken, waarvan de verticale grootte significant is t.o.v de horizontale uitgestrektheid. Het gaat hier dan meer bepaald om de wolkengeslachten **Cumulus** en **Cumulonimbus**. De wolk bestaat dus uit een verticaal gedimensioneerde wolk met de basis relatief dicht bij de grond (grootteorde 1.500m) maar kan toppen hebben die reiken tot 15km (tot aan de tropopauze). Onweer komt in principe uitsluitend voor in de laatst vermelde wolk. De Cumulonimbus (in vakjargon afgekort als 'Cb') onderscheidt zich van de Cumulus door zijn vezelachtige top. De term 'nimbus' slaat op het feit dat er onder dit wolkengeslacht neerslag valt, die de grond niet perse hoeft te bereiken. Dikwijls neemt de top van deze wolk de gedaante aan van een aambeel, t.t.z met een afgeplatte bovenkant. De vezelachtige, witte structuur van de top komt er omdat de bovenkant van de wolk (die zich in de zomer vaak boven 12km bevindt) zich bevindt in zeer koude lucht (op dergelijke hoogtes vriest het makkelijk 50 graden) en de wolkeeltjes uitsluitend bestaan uit zeer fijne ijskristallen. Als gevolg van deze configuratie (bovenin ijs en onderin nog water) krijg je net de elektrificatie die aan de basis van het onweermanisme ligt. Bovendien ligt ook de belangrijke verticale extensie aan de basis van het buiige karakter van deze wolken.

Wie zich dus wil bezighouden met onweer en wie ze wil voorspellen, moet dus in eerste instantie de Cb bekijken, want dit is het enige wolkengeslacht die in staat is onweer te produceren.

We hebben reeds aangehaald dat men van onweer spreekt vanaf het moment dat de Cb één bliksemontlading voortbrengt. Maar iedereen weet dat je onweer en onweer hebt. Het zijn dikwijls de bijverschijnselen van de Cb die opvallen. Dergelijke uitgestrekte (vooral dus verticaal) wolken kunnen immers zeer uitgesproken weersverschijnselen voortbrengen naast de bliksem. Elk zwaar onweer kan gekenmerkt worden door één van onderstaande verschijnselen of een onderlinge combinatie ervan:

- zware windstoten of typische windverschijnselen (windhoos, microburst,...)
- hagelval
- gezichtsbelemmerende regenval (en in de winter mogelijks zware sneeuwval)
- overstromingen
- hoge bliksemactiviteit met mogelijks veel blikseminslagen

Het zijn vaak deze secundaire onweersverschijnselen die de media halen en die het onweer in z'n geheel aantrekkelijk maakt voor weerliefhebbers.

Onweer in de buurlanden

Elkeen weet dat de onweersactiviteit een seizoensgebonden verloop kent. We kunnen zelfs spreken van een **onweerseizoen** dat zich uitstrekt van mei tot en met september. Niettemin komt in ons land het gehele jaar onweer voor, maar buiten het onweerseizoen is de frequentie en vooral de activiteit van het onweer aanzienlijk lager. De klimatologische omstandigheden voor wat betreft onweer zijn in onze buurlanden vergelijkbaar maar belangrijke regionale verschillen zijn de moeite om mee te geven:

Nederland

Vergelijkbare omstandigheden met ons land. Vooral de gebieden aan de Duitse grens en het zuidoosten krijgen nog wel eens zware kleppers te verduren. Buiten het zomerseizoen zijn het vooral de gebieden nabij de Noordzee en nabij uitgestrekte wateroppervlakken die met onweer te maken hebben.

Duitsland

Duitsland geniet in toenemende mate van een continentaal klimaat en de omstandigheden zijn dan ook vaker extremer dan in de lage landen. Vooral de temperatuur zal er vlotter klimmen in het zomerseizoen. Onweer, getriggerd door convergentielijnen of een koufront, pakken niet zelden fel uit. Het in toenemende mate bergachtig karakter (vooral in het zuidelijke deel) is soms gunstig voor de onweersontwikkeling (orografische triggering).

Frankrijk

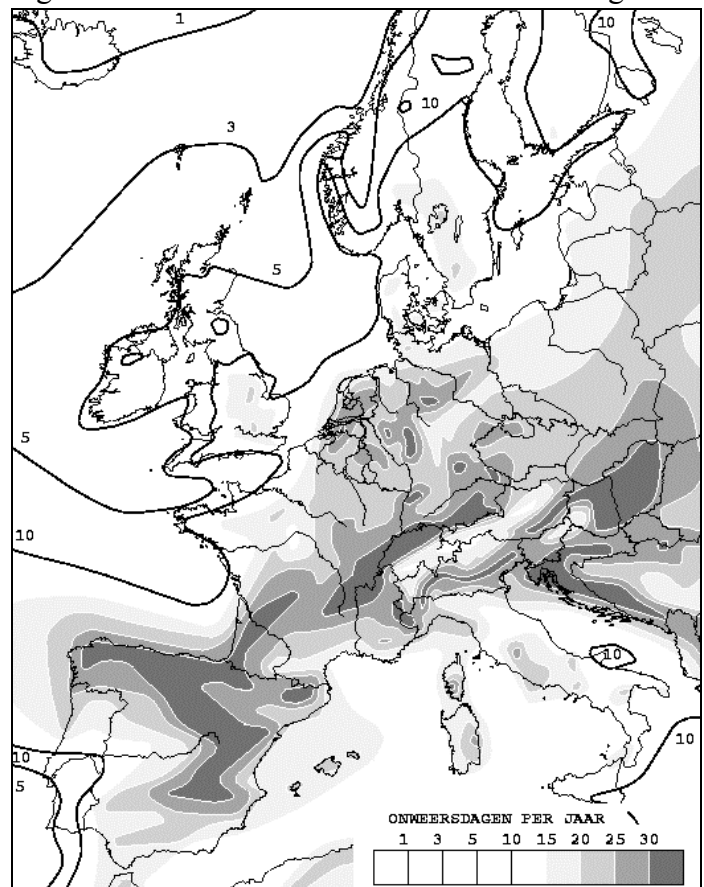
Frankrijk kent verschillende klimaatszones. In zomerse omstandigheden ontwikkelt zich boven het centrale deel van Frankrijk heel vaak een thermisch lagedrukgebied. Dit is dan dikwijls de broedkamer voor onweer die zeer hevig kan zijn. Ook het zuiden van Frankrijk is een uitgesproken gunstige regio voor het ontstaan van onweer (meest warmteonweer). Ook in de hersft kan, als gevolg van het warme water van de Middellandse Zee, de onweersactiviteit lang blijven doorgaan, vooral nabij de Middellandse kusten. Het westelijke deel van Frankrijk buiten de kuststreek is een regio waar zowel de thermische omstandigheden gunstig zijn, maar waar ook vaak dynamische triggers (fronten, straalstroom,...) het onweer in gang zetten. Merk wel op dat het uiterste westen van Frankrijk in zomerse omstandigheden dikwijls reeds in de koelere zeelucht vertoeft en dus soms minder gunstige omstandigheden kent in dergelijke situaties.

Britse Eilanden

De Britse Eilanden kennen een uitgesproken maritiem klimaat en dus is voor continentale zomerse onweers weinig plaats, wat niet wil zeggen dat men er niet mee te maken heeft. Maar het onweer dat er voorkomt wordt daar veelal getriggerd door dynamische mechanismen, zoals storingen, troggen en jetstreaks. Meer nog dan in de Lage Landen kent men er het verschijnsel 'bui' zeer goed. De eilanden liggen namelijk op de eerste rij van de vuurlinie van alles wat vanaf zee Europa komt afgestormd. Zij hebben totaal geen last van 'schaduweffecten' zoals ze er zelf één vormen voor de Lage Landen. Veel buien dus, vaak ook met onweer, maar een stuk minder vaak heeft men er met georganiseerde en uitgestrekte onweercomplexen te maken, zoals MCS's.

België

Ons land kent per definitie een maritiem klimaat, dankzij de aangrenzende Noordzee en de onmiddellijke nabijheid van de Atlantische Oceaan. Niettegenstaande ons land zich bevindt in de gematigde klimaatgordel, kent ons weerbeeld een zeer wisselend verloop. Dit wil zeggen dat ons land zowel te maken kan krijgen met uitgesproken tropische omstandigheden als van uitgesproken Noordpooltoestanden. Ons weer kan zeer vochtig zijn, doch evengoed extreem droog zijn. Wat onweer betreft vertaalt zich dat in het feit dat wij te maken kunnen hebben met verschillende soorten onweer, horende bij verschillende klimaatregio's. Straks lichten we deze verschillende types toe. Niettegenstaande de zeer beperkte omvang van ons land kennen we ook verschillende microklimaten. Eerste en vooral het zeeklimaat. Langsheen de kust zijn de omstandigheden voor onweer in het onweerseizoen een stuk minder gunstig dan verder het binnenland in. Dat heeft alles te maken met het afkoelende karakter van de aangrenzende Noordzee. Daarbij komt nog dat een zeewind zich daar in bepaalde omstandigheden vlot nestelt en voor nog extra afkoeling zorgt. Verder landinwaarts worden de omstandigheden voor onweer snel gunstig omdat het kwik er snel op niveau komt. Daar ligt men ook meer op de doorgangzone van onweerscellen die vanuit Frankrijk ons land intrekken, gezien de bovenstroming in dergelijke situaties meestal zuidwestelijk is. In het najaar en in de winter is de onweersactiviteit aan de Kust juist hoger dan in het binnenland, omdat het zeewater dan relatief warm is. Op de Kempische zandgronden wordt het in de zomer bij voldoende zonneschijn al snel iets warmer dan elders in het land, en dat kan in bepaalde gevallen zorgen dat warmteonweer zich sneller ontwikkelt of dat frontaal onweer actiever wordt. In de gebieden ten zuiden van Samber en Maas tenslotte blijft het meestal enkele graden koeler dan in de lager gelegen gebieden van het land. Aan de andere kant kan het reliëf een trigger vormen voor onweer in een potentieel onstabiele luchtmassa. In ons land komen jaarlijks gemiddeld zo'n 90 onweersdagen voor* en dat is goed voor zo'n 185.000 bliksemontladingen boven het Belgisch grondgebied*. Daarbij dient te worden opgemerkt dat deze laatste twee cijfers van jaar tot jaar sterk variëren. Op onderstaande kaart is het onweerkaartje te zien voor Europa. de cijfers geven weer hoe vaak een individu er gemiddeld de donder waarneemt (het zogenaamde keraunisch niveau). De kaart dateert uit 2001.



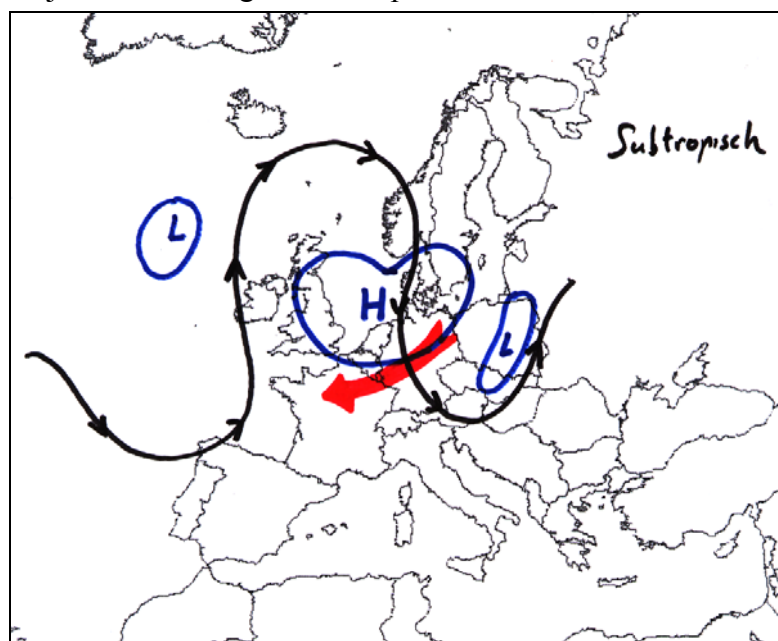
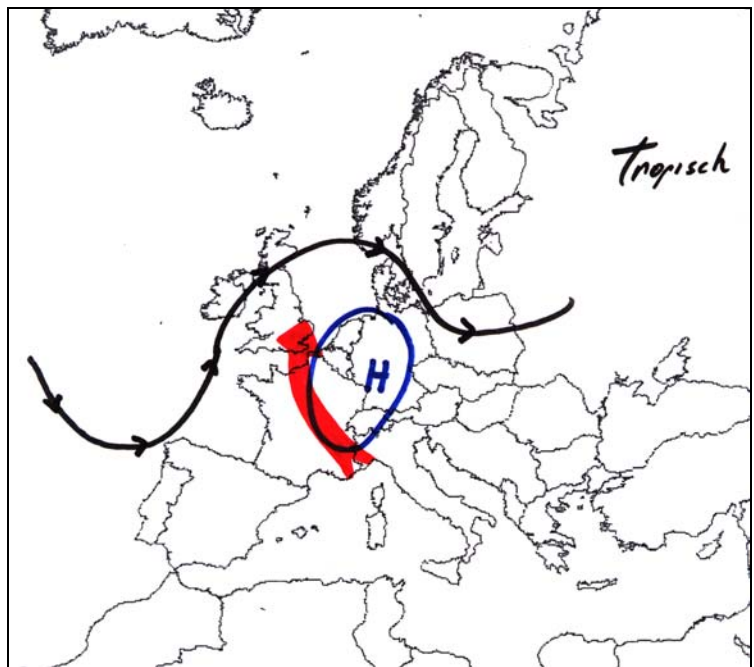
bron: KNMI

* Bron: KMI

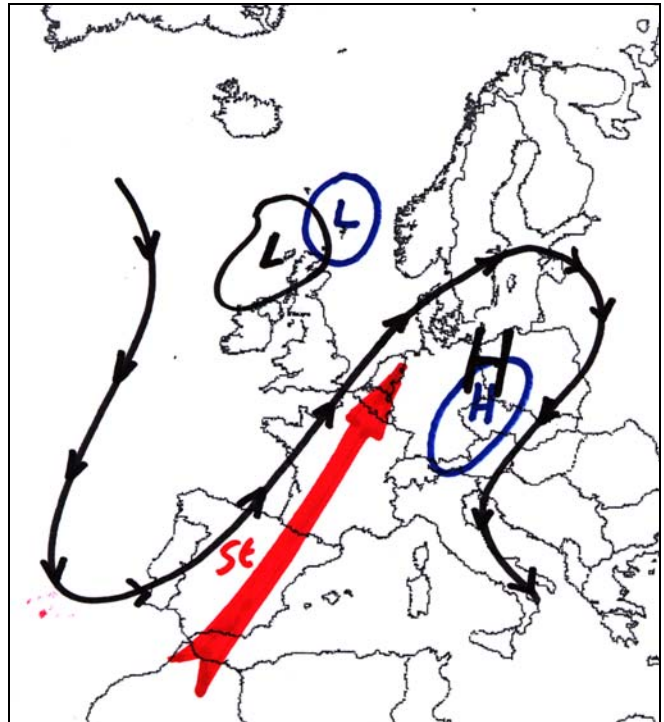
Onweertypes

We hebben jou reeds verteld dat ons land te maken kan krijgen met verschillende weertypes horende bij een bepaald klimaat, dus komen bij ons onweders voor die bij deze verschillende klimaten thuis horen. Globaal gesproken kunnen we volgende vier hoofdgroepen herkennen op basis van de luchtmassa:

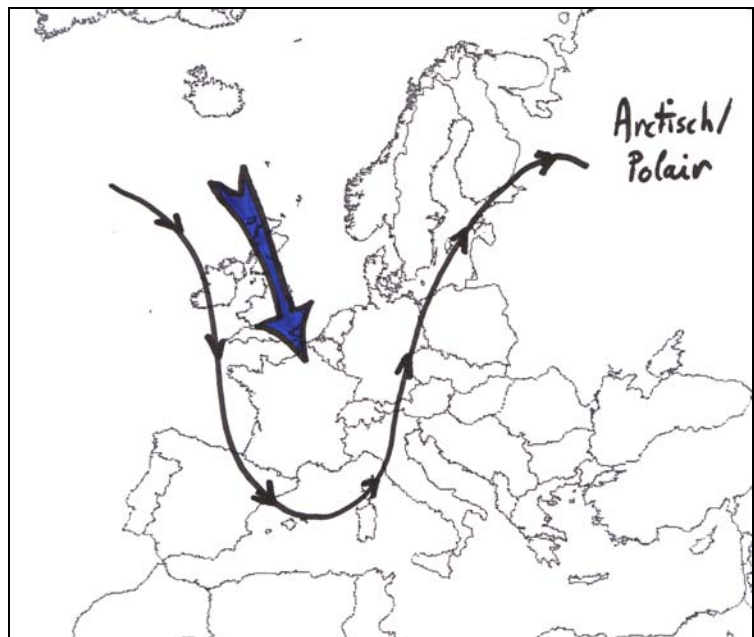
- **Tropisch onweer:** komt voor in de subtropische luchtmassa waarbij de tropopauze zich op grote hoogte bevindt. De Cb-wolken worden zeer hoog (tot 15km) en er is voldoende vocht en warmte voorhanden in de onderste lagen van de atmosfeer. De stroming in de atmosfeer is beperkt en we spreken van uitgesproken warmteonweer. De windverschijnselen zijn meestal bijzaak maar bliksemactiviteit, neerslag en eventueel hagel kunnen belangrijk zijn. Door de hoge temperaturen op enige hoogte (1-2 km) komt in deze luchtmassa vaak een stabiele luchtlaag voor (of zelfs een inversie) waardoor 'spontane onweersvorming' wordt tegengewerkt.
- **Subtropisch/Savanneonweer:** de luchtmassa is even warm als bij tropisch onweer, maar is onderin een stuk droger. Ook hier gaat het vaak om warmteonweer maar de onweders groeien minder vlot uit door het gebrek aan vocht. Dikwijls verdampt de neerslag (deels) alvorens deze de grond bereikt. Het is dan uitkijken voor windstoten t.g.v een microburst. Dit onweer is een vaak voorkomend warmteonweer bij situaties van hogedruk waarbij de subsidentie van de hogedruk op het warmste van de dag net niet voldoende is om de wolken in toom te houden. Deze onweders zijn minder heftig dan de tropische variant.



- **Midwest-onweer:** In de middenwesten van de Verenigde Staten van Amerika zijn de meteorologische omstandigheden vooral in het voorjaar dikwijls gunstig voor de ontwikkeling van onweerscellen die een combinatie zijn van zowel de gevolgen van sterke onstabiele (warmte en vocht) als ideale dynamische omstandigheden. Geheel dezelfde omstandigheden zoals in die regio kunnen hier niet worden gecreëerd, doch regelmatig doen zich gelijkaardige synoptische configuraties voor. In dergelijke omstandigheden worden zware buiencomplexen gecreëerd die vaak lang blijven leven en de nacht doorkomen. Enkele van deze cellen kunnen dan eventueel uitgroeien tot supercells. De secundaire weersverschijnselen daarbij kunnen extreme vormen aannemen en er is zo goed als altijd overlast t.g.v het onweer.



- **Polair onweer:** dit onweer komt voor in een geadvecteerde polaire luchtmassa vanuit het noorden waarbij de tropopauze per definitie niet tot grote hoogte reikt. Gevolg daarvan is dat de Cb's die zich in deze, vaak potentieel onstabiele, luchtmassa ontwikkelen tot geen al te grote hoogte uitgroeien. Organisatie zoals bij zomeronweer komt veel minder tot niet voor en de secundaire verschijnselen zijn veel minder uitgesproken. Echter, doordat deze systemen zich vaker ontwikkelen in meer gunstige dynamische omstandigheden is de kans op belangrijke windverschijnselen soms vrij reëel.



Merk op dat dit een vereenvoudigd beeld schetst van de situatie en dat tussenvormen en combinaties evengoed voorkomen.

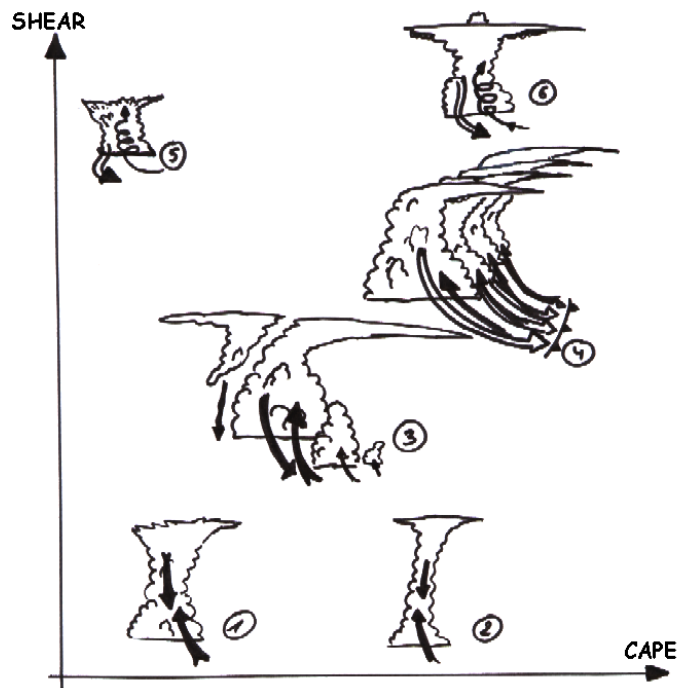
We kunnen de onweersbuien ook indelen op basis van de morfologie, t.t.z door te kijken naar de structuur van de onweersbui. Hier delen we de buien op in 3 hoofdgroepen (de cijfers duiden op onderstaande afbeelding, waarin de types in functie van de windshear en CAPE zijn ingedeeld):

- **Eén-cellig onweer (single-cell) ①**: zoals de naam reeds aangeeft hebben we hier te maken met 1 onweerscel of een gebied met duidelijk afzonderlijk onweerscellen die onderling weinig tot geen interactie kennen. Zo'n cel heeft een duidelijk afgetekende levensloop en kent een levensduur (van begin wolk tot laatste neerslag) van gemiddeld 35 minuten. De onweerscel bestaat uit één stijgstroom (updraft) die de bui de voeding levert en daarna één daalstroom (downdraft) waarin de neerslag naar beneden valt. Daaruit volgt dat na een korte tijd de daalstroom de stijgstroom zal afsnijden waardoor een einde komt aan de voeding van de cel en de bui uitsterft. De secundaire weersverschijnselen zijn meestal niet uitgesproken, en concentreren zich vooral op het domein van bliksem- en neerslagactiviteit. Bij voldoende grote CAPE kan een single-cell uitgroeien tot een kort maar zeer fel onweer ② en wordt dan aangeduid met de term 'pulse-storm'
- **Meercellig onweer (multi-cell)**: hier hebben we duidelijk te maken met een onweersgebied dat uit een reeks cellen bestaat. Deze cellen voeren invloed uit op elkaar en het geheel zorgt voor het in stand houden van de onweerszone door het aanmaken van steeds nieuwe cellen. Op die manier treffen we in zo'n gebied onweerscellen aan in verschillende stadia, van jonge tot afgestorven cel. De aanmaak van nieuwe cellen gebeurt meestal in het 4^{de} kwadrant van het complex, t.t.z in het zuidoostelijke kwadrant. Meercellig onweer kan gegroepeerd zijn langs een lijn ('squall-line' of 'buienlijn' ④) of in een 'cluster' ③. Wanneer een multicell voldoende groot wordt (wat in het zomerhalfjaar bij vele exemplaren het geval is) spreken we van een *Meso-scale Convective System* (afgekort als 'MCS').

Zo'n complex bestaat uit verschillende stijg- en daalstromen die naast elkaar bestaan. Dergelijke systemen houden zichzelf o.a daarom langere tijd in leven en hebben zo veelal een levensduur van meer dan 8 uur. Deze systemen ontstaan, net zoals de andere onweerscellen in het zomerhalfjaar, meestal in de late namiddag en overleven vaak de nacht. Meer nog, in de late avond en verder in de nacht worden ze niet zelden actiever (i.p.v minder actief t.g.v. de temperatuursdaling). Dit heeft onder meer te maken met het opsteken van de nachtelijke Low Level Jet (windmaximum).

- **Supercell ⑥**: de supercell heeft drie zaken nodig: voldoende onstabieliteit, een triggermechanisme en voldoende gunstige dynamiek. Dat laatste is niet voor elk onweer een vereiste. Deze drie ingrediënten samen zorgen er wel voor dat het onweer zeer explosief kan uitpakken. Een supercell is vergelijkbaar met een single-cell. Echter door de gunstige dynamische omstandigheden kunnen de stijg- en daalstroom naast elkaar blijven bestaan. In zoverre zelfs dat zo'n 1-cellig onweer uren kan blijven bestaan. De laatste jaren blijkt steeds meer dat we in West-Europa te maken hebben met twee types. Eerst en vooral de klassieke supercell die we enkel in het zomerhalfjaar terugvinden. Dit type lijkt het meest aan de supercells van over de grote plas, doch bereiken nooit het extreme niveau van daar. Hier is zowel een zeer grote onstabieliteit noodzakelijk alsook een geschikte dynamische configuratie van de atmosfeer. De secundaire verschijnselen kunnen voor veel overlast zorgen. Een tweede type kan in elk seizoen voorkomen, doch lijkt het meest voor te komen in het winterhalfjaar. Hier is ook een zekere mate van onstabieliteit noodzakelijk, doch in veel mindere mate als in het zomerhalfjaar. Hier is het de dynamiek die primeert. Dit type supercell wordt aangeduid als *mini-supercell* ⑤. De onweerscel is een stuk kleiner (vooral verticaal) en heeft vaak een snelle voortgang. Hier is vooral gevaar voor wind- en hagelschade. Wateroverlast en uitgesproken bliksemactiviteit zijn hier minder voorkomend. In principe wordt onderscheid gemaakt tussen twee soorten supercells: de 'low-precipitation' (LP)- en 'high-precipitation-supercell' (HP). Bij ons komt waarschijnlijk enkel de tweede vorm voor.

Opnieuw merk ik op dat dit een vereenvoudigd en erg bondige schets is van hoe het in de praktijk zit. Variaties en combinaties komen eveneens voor. De structuur van het onweer is dikwijls op satellietbeelden te herkennen (vooral NOAA en meteosat-8) maar meer nog op radarbeelden. Aan de hand van de verwachte situatie van de atmosfeer kan dus een poging gedaan worden om het type onweer te voorzien en dus het gevaar voor eventuele schade in te schatten. Het spreekt immers voor zich dat er potentieel meer schade kan worden aangericht door een supercell of MCS, dan door een klassieke single-cell.



Onweer moet gevoed worden

Niet elke bui groeit uit tot een onweersbui, dat is duidelijk. Een onweer heeft enkele zaken nodig.

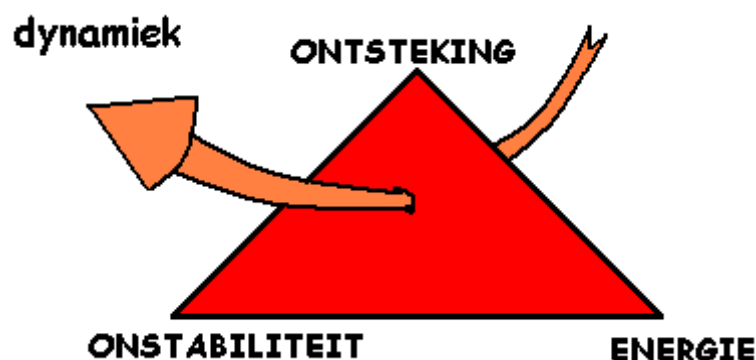
- energie: energie die bestaat uit warmte. Warmte is een relatief begrip en zowel 5°C als 35°C kan daaraan voldoen. De warmte heeft als belangrijkste doel het ontstaan van de Cumulonimbuswolk. Met warmte bedoelen we in eerste instantie een temperatuurverschil tussen de onderkant van de wolk en de lucht hoger in de atmosfeer. Warme lucht stijgt (als de temperatuur van die stijgende lucht warmer is dan de omgeving) en vanaf een bepaalde hoogte zal de erin aanwezige waterdamp condenseren en een wolk vormen. Bij voldoende onstabiele (en dus voldoende temperatuurverschil tussen grond en grote hoogte) kan de wolk uitgroeien tot op grote hoogte en zo een Cb vormen. Een Cb kan dus zowel ontstaan bij relatief grote warmte in de onderlagen van de atmosfeer, als bij relatief grote kou in de hoogte.
- vocht: zonder voldoende vocht geen onweer, hoe warm het ook wordt of hoe hoog het verticaal temperatuurverschil ook oploopt. Met voldoende vocht bedoelen we vooral de toestand in de onderste lagen van de atmosfeer. Vocht (en we bedoelen hiermee de relatieve vochtigheid) heeft de eigenschap warmte op te nemen en af te geven. Door het bijzondere karakter van water, dat 3 aggregatietoestanden kent, kan energie worden opgeslagen en bij gepaste tijd worden vrijgegeven of opgenomen. Het is juist deze subtiele eigenschap van water die aan de basis ligt van het proces dat wij 'het weer' noemen. In de wolkenvorming, maar ook in het elektrificatieproces dat leidt tot onweer speelt water en zijn aggregatieafgeleiden een cruciale rol. Het spreekt dan ook voor zich dat in de onweerstudie dat gedrag van water van dichtbij wordt bestudeerd. Het leidt ons echter te ver hier op in te gaan. Maar wat voor ons van onmiddellijk belang is, is dat voldoende vocht ervoor zorgt dat een stijgende luchtbel minder snel afkoelt dan een droge luchtbel. Op die manier blijft de luchtbel langer stijgen en kan de wolk tot grotere hoogten doorgroeien. Hogerop in de atmosfeer is het dan weer gunstig dat de lucht droog is omdat dit de atmosfeer hogerop ook destabiliseert.
- trigger: ik vergelijk een onweersituatie altijd met een 'bom'. In de bom zit een hoeveelheid springstof opgestapeld die de potentiële energie vormt. Hoe meer springstof (voeding), hoe meer energie er uiteindelijk zal vrijkomen. Echter, zolang niemand de bom aansteekt, zal er

niks, maar dan ook helemaal niks gebeuren met de energie. De bom blijft onaangeroerd liggen zonder enig gevolg voor de omgeving. Pas wanneer we de lont aansteken zal de potentiële energie omgezet worden in kinetische energie en zal de omgeving er mee te maken krijgen.

Een zeer analoge situatie vinden we terug bij onweer. Ook bij onweer wordt in de loop van de tijd (bijv. in de loop van een zwoele zomerdag) een hoeveelheid potentiële energie opgebouwd. Die energie stapelt zich op onderin de atmosfeer. In sommige gevallen zal er echter niks met deze energie gebeuren. De avond valt in en de atmosfeer koelt opnieuw af. De energie wordt opnieuw afgebouwd. Echter, in andere gevallen zal de energie wel worden omgezet. In de meeste gevallen is er immers een 'duwtje' nodig om een Cb te 'starten'. Eens de wolk ontstaat kan ze veelal ongestoord verder groeien indien aan de twee bovengenoemde voorwaarden is voldaan. Dit duwtje, of '**trigger**' zoals we ze noemen, zijn mechanische fenomenen die we ons ook goed kunnen voorstellen. De belangrijkste triggers zijn: fronten, troggen of troglijnen, droogtelijnen (bij ons niet van toepassing), convergentielijnen, koudeputten, jet-streakin-of uitgangen, reliëf,.... Belangrijk hierbij is dat je in ziet dat de trigger zowel van onderin als van bovenin kan komen. Menig onweervoorspellingen gaat de mist in omdat de verwachte trigger er niet kwam of gewoonweg onvoldoende krachtig was, ondanks het overschot aan energie (onstabiliteit). Deze triggers zijn dus minstens even belangrijk als de aanwezigheid van warmte en vocht, en dat wordt wel eens vergeten.

- dynamiek: tenslotte bekijken we kort de invloed van de dynamiek die heerst in de atmosfeer. Deze dynamiek is geen vereiste voor onweer. Ook in een volslagen rustige atmosfeer kan onweer ontstaan, bijv. midden in een thermisch lagedrukgebied of hoogtelaag. De dynamiek speelt een belangrijke rol voor het soort onweer. Het vocht en de warmte bepalen en construeren het onweer en de dynamiek boetseert dat onweer in een bepaalde en kenmerkende structuur.

Afsluiten en samenvatten doe ik dit item met een zeer belangrijke memo: de ONWEERDRIEHOEK (naar analogie van de vuurdriehoek). Wanneer één van deze 3 pijlers ontbreekt kan onweer niet worden gevormd.

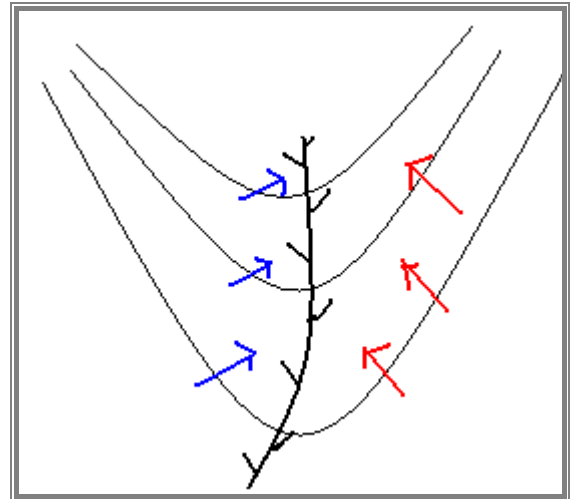


(On)weerterminologie

Regelmatig krijg ik mails van mensen die met interesse de donderkopsite raadplegen, doch regelmatig in het duister tasten wanneer ze sommige typische uitdrukkingen of termen tegenkomen in de tekst. Het vermoeden leeft dat er wel meer mensen gebaat zijn met een kort overzicht van de meest gebruikte termen. En dit op een eenvoudige manier uitgelegd. Doch wordt (en daartoe zijn we genoodzaakt) verondersteld dat de lezer de basismeteorologie min of meer machtig is. We kunnen immers natuurlijk niet beginnen uitleggen wat een koufront of sounding is.

Convergentielijn

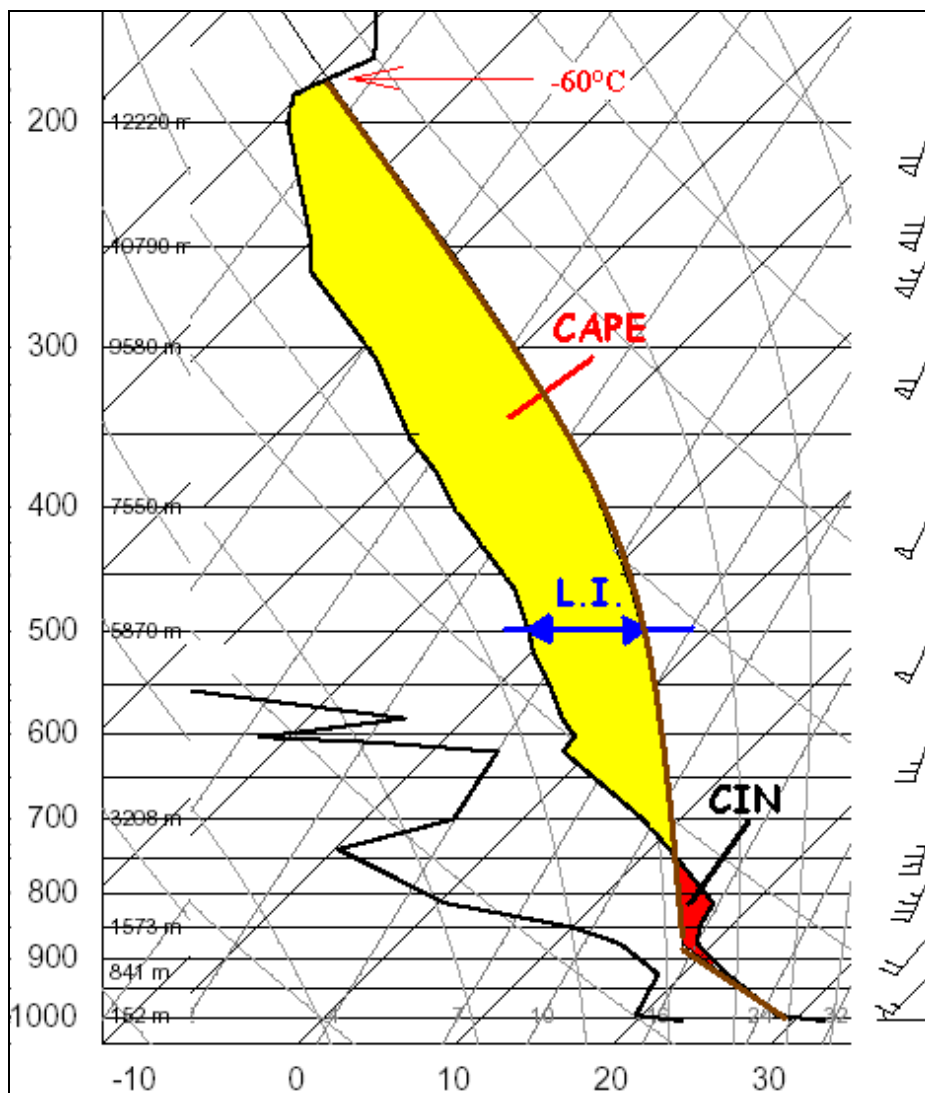
Dit is een lijn waarop de stroming samenkomt (convergeert) aan de grond. Er ontstaat op deze lijn dus een overschot aan lucht en deze zal genoodzaakt zijn verticaal te evacueren, waardoor dus een verticale beweging ontstaat boven de convergentielijn. In veel gevallen hebben wij te maken met een convergentielijn die zich manifesteert op de as van een grondtrog of lagedrukvore (zie afbeelding). Door de structuur van zo'n trog krijg je aan beide kanten van de middenas een stroming die onder een verschillende richting elkaar tegemoet komt. De stroming 'convergeert' ter hoogte van deze lijn. In feite een vergelijkbare situatie als bij klassieke fronten, doch dit verschijnsel doet zich enkel voor aan de grond en de



lijn vormt geen scheiding tussen verschillende luchtmassa's. De bespreking zoals hierboven geschetst is maar één mogelijkheid. Convergentielijnen kunnen ook op andere manieren ontstaan, zoals bijv. langs een kustlijn (waar zeewind en de landwind op elkaar botst bijv.) of door invloed van reliëf. Bij ons ontstaan de meeste convergentielijnen aan de voorzijde van een koufront in de prefrontale stuw van relatief warme lucht. Deze zone wordt ook wel de Warm Conveyor Belt (WCB) genoemd. In deze zone komen de hoogste theta-w-waarden voor (zie verder) en dergelijke convergentielijnen vormen zich dikwijls op de tong van het theta-w-veld dat noordwaarts is gericht. In het zomerhalfjaar is de convergentielijn in de Lage Landen de belangrijkste en meest voorkomende onweerstrigger. Dit in tegenstelling tot wat soms wordt beweerd, nl. dat het koufront deze rol opneemt. Echt frontaal 'zwaar' onweer op en net voor een koufront komt betrekkelijk weinig voor en het is in de meeste gevallen de prefrontale convergentielijn die de trigger is. Niet altijd echter is de convergentielijn uit de analyses te halen en daarom wordt ze soms niet op de weerkaart ingekleurd waardoor het lijkt dat het koufront de oorzaak is.

Lifted Index/Cape/CIN

Dit zijn de twee populairste stabiliteitsindexen. Helaas zeggen ze beiden enkel iets over de potentiële onstabiliteit en geven ze geen kans aan op onweer. Men gaat uit van een pakketje lucht dat stijgt (we noemen het een 'luchtbel'). Vanaf het moment dat het vocht in deze luchtbel condenseert komt er condensatiewarmte vrij en daardoor zal de temperatuur in de luchtbel minder snel afkoelen dan voorheen. Het temperatuursverloop van deze luchtbel en de daarmee gepaard gaande wolk wordt op een sounding aangeduid als een curve (bruin op de figuur). Ligt deze curve rechts van de toestandscure, dan blijft de luchtbel stijgen.



Het gebied tussen de toestandskromme en de luchtbelcurve geeft de graad aan van potentiële energie. Deze energie wordt uitgedrukt in Joule per kg lucht (J/kg) en wordt aangeduid door een index: de CAPE-index (Convective Available Potential Energy). De CAPE kan oplopen tot meer dan 7.000J/kg. In onze gematigde breedten liggen de uitersten eerder tussen 0 en zo'n 4000J/kg, maar we mogen reeds spreken van zeer hoge waarden bij een CAPE van 2.000J/kg. De CAPE is te vergelijken (om maar weer eens ons 'bom'-model boven te halen) met de hoeveelheid springstof die in een bom opgeslagen zit.

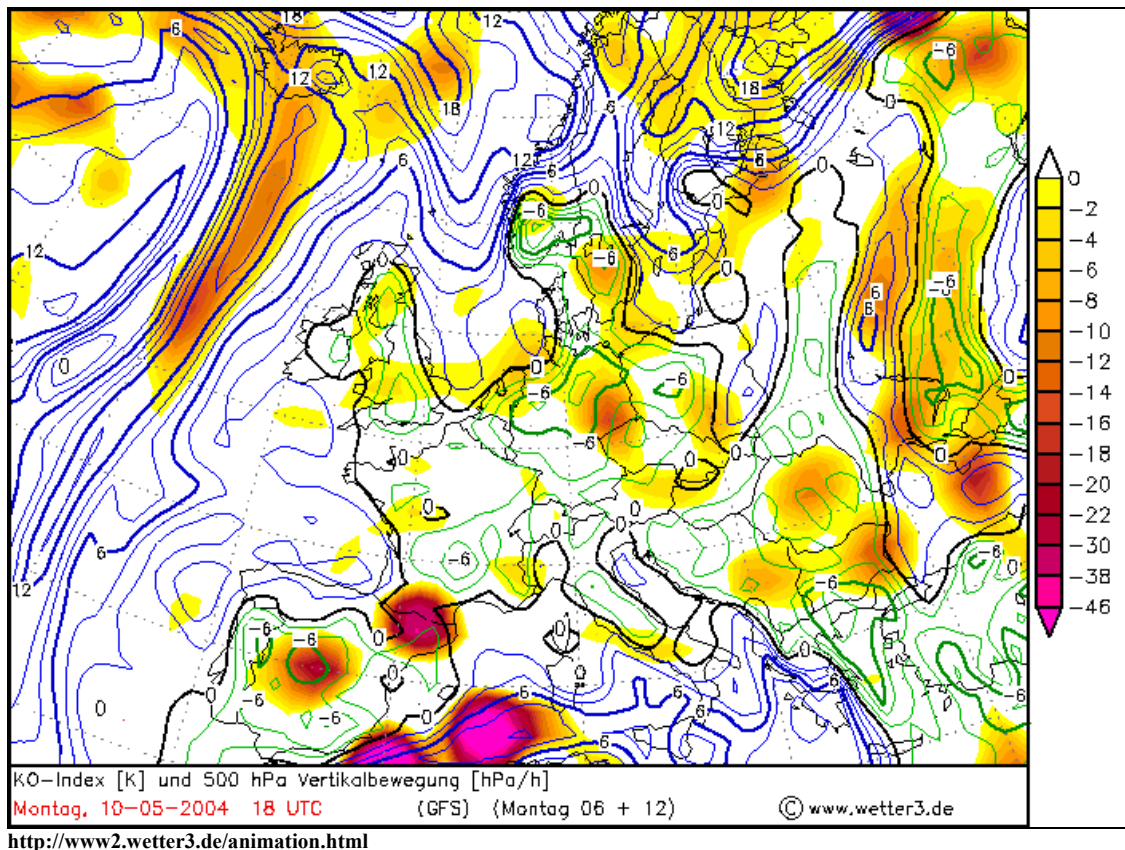
De LI is gemakkelijker te berekenen met de losse hand en is gewoon het temperatuursverschil tussen de luchtbeltemperatuur en de omgevingstemperatuur op een hoogte van ca. 5.5km (het 500hPa-vlak). Het is een eerder arbitrair gekozen hoogte maar ze kan goed worden toegepast in de praktijk. Je ziet in dat, hoe groter het verschil en dus hoe lager de waarde van de LI, hoe warmer de luchtbel op dat niveau nog is t.o.v zijn omgeving, en dus hoe meer stijgkracht de bel op dat niveau nog bezit. Werken met de LI moet voorzichtig gebeuren, want er wordt immers slechts op 1 niveau gekeken en er wordt totaal geen rekening gehouden met triggers, stabiele laagjes tussenin en dergelijke. Er is vanzelfsprekend slechts sprake van enige stijgkracht bij negatieve waarden van de LI. Waarden tot -12 komen voor maar zijn zeer zeldzaam. Bij ons zijn waarden rond -6 à -8 al zeer de moeite waard maar veelal blijft de LI boven die waarden steken.

De CIN (Convective Inhibition) is minstens zo belangrijk als de CAPE en de CIN. Deze parameter geeft juist aan hoeveel energie er moet worden **overwonnen** vooralleer de CAPE kan worden vrijgegeven. Hoe groter dus de CIN, hoe meer werk (energie) er moet worden geleverd voordat de atmosfeer daadwerkelijk onstabiel wordt. De CIN werkt dus als een soort buffer, en zorgt er voor dat niet elke wolk in elke situatie uit kan groeien tot een Cb. Op bovenstaande sounding is de CIN aangeduid in het rood.

De CIN (Convective Inhibition) is minstens zo belangrijk als de CAPE en de CIN. Deze parameter geeft juist aan hoeveel energie er moet worden **overwonnen** vooralleer de CAPE kan worden vrijgegeven. Hoe groter dus de CIN, hoe meer werk (energie) er moet worden geleverd voordat de atmosfeer daadwerkelijk onstabiel wordt. De CIN werkt dus als een soort buffer, en zorgt er voor dat niet elke wolk in elke situatie uit kan groeien tot een Cb. Op bovenstaande sounding is de CIN aangeduid in het rood.

KO-index

Deze index geeft wel de kans op onweer aan en houdt, meer dan vorige indexen, rekening met de vochtigheid op verschillende niveaus. De KO-index is de afkorting van 'Konvektiv-Index' en zoals de naam reeds verklapt is de index afkomstig uit Duitsland, nl. van de Duitse weerdienst DWD. Deze index blijkt aardig te werken voor Centraal Europa en het grootste deel van West-Europa. Waarden lager dan 2 geven kans op significant onweer. Waarden tussen 2 en 6 indiceren onweerkansen en waarden boven 6 geven aan dat de atmosfeer te stabiel is voor onweer. In onderstaande afbeelding is een voorbeeld opgenomen waarop overigens mooi de invloed van het land op de onstabieleit is te zien.



Total-Totals-Index

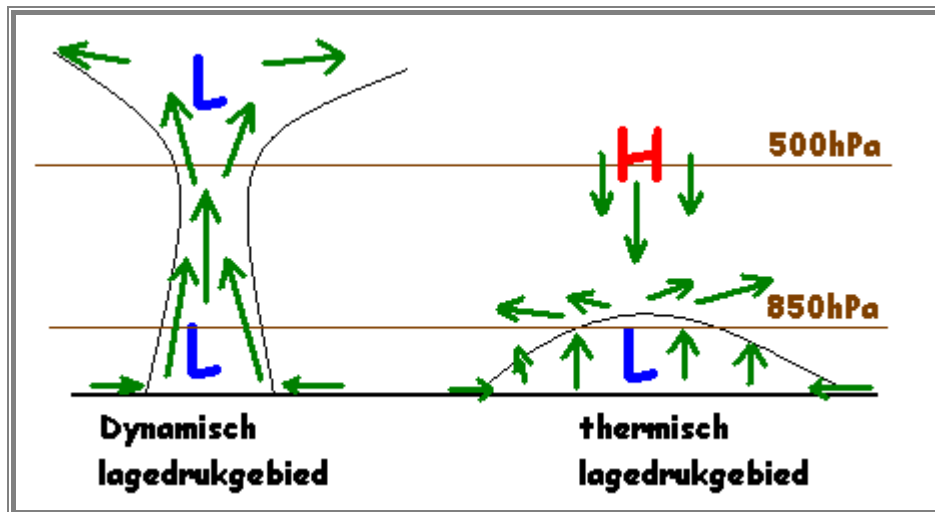
Deze index houdt zowel rekening met de temperatuur in de onderste lagen van de atmosfeer, de vochtigheid op dat niveau en de temperatuur in de hogere luchtlagen. De TT-index wordt berekend met onderstaande eenvoudige formule:

$$\text{TOTAL TOTALS INDEX TT} = T_{850} + Td_{850} - 2T_{500}$$

Waarden onder 43 houden weinig onweerkansen in. Boven de 50 is de kans op verspreide onweersactiviteit groot. Waarden boven 60 komen zelden voor in het zomerseizoen. Vooral buiten het onweerseizoen is deze index niet altijd even bruikbaar. Immers: stel dat je een T_{500} van -30 hebt (wat niet abnormaal is in de winter), dan loopt de TTI al snel op tot 60 en meer, terwijl de kans op zwaar onweer daarvoor niet speciaal groot is.

Thermisch lagedrukgebied/thermische vore

De naam zegt het zelf, het gaat om een lagedrukgebied of depressie die zich heeft gevormd ten gevolge van een thermisch oorzaak. Klassieke (dynamische) lagedrukgebieden ontstaan door mechanismen in de atmosfeer (botsing van luchtmassa's, straalstroom,...) en hun invloedssfeer strekt zich uit tot op grote hoogte.



Een thermische depressie vinden we enkel terug op de grondkaart tot ca. 850 hPa en wordt veroorzaakt doordat een uitgestrekt gebied onderin sterk wordt opgewarmd t.o.v de gebieden daar rond. Het is evident dat thermische depressies niet zullen voorkomen boven zee. Een typische streek waar thermische depressies gemakkelijk ontstaan in zomersituaties is het centrale deel van Frankrijk.

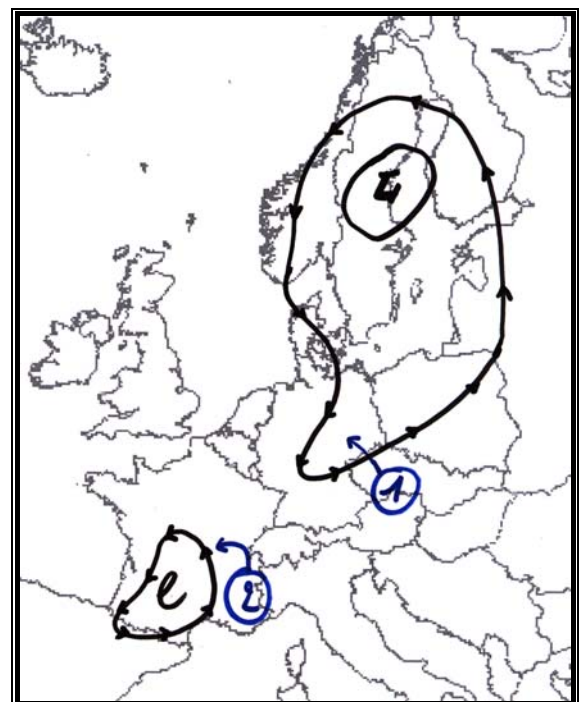
Doordat een thermisch lagedrukgebied verticaal niet is ontwikkeld (ondiep) reiken de algemene stijgbewegingen niet tot op grote hoogte. Meer zelfs, het kan goed zijn dat op enige hoogte boven de lagedrukcel daalbewegingen operationeel zijn die de groei van stapelwolken tegenwerken (zie afbeelding). Desalniettemin komen frequent onweersbuien tot ontwikkeling binnen de invloedssfeer van zo'n thermisch laag, vooral dan overdag.

Een thermische vore is in feite niks anders dan een niet volledig ontwikkeld thermisch lagedrukgebied. Het isobarenpatroon vertoont dan geen gesloten kern, maar wel een 'knik' waarin de luchtdruk lager is dan in de omgeving.

Hoogtekaarten en wat erop te zien is

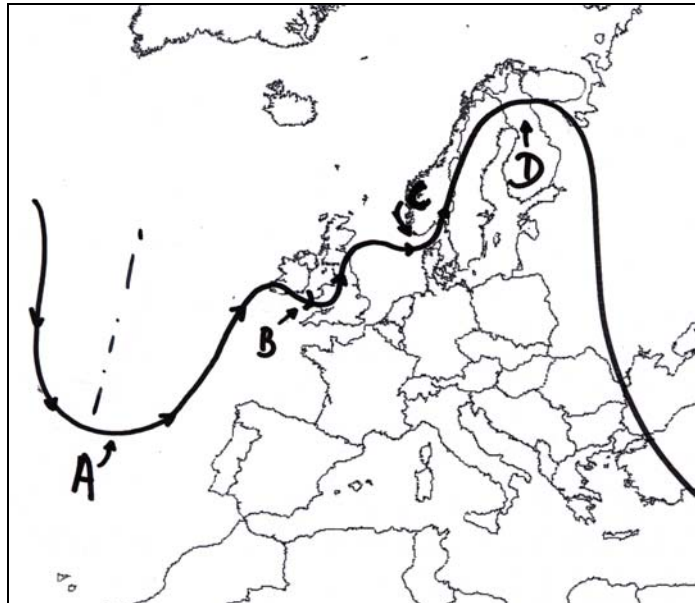
Nee, we leggen hier niet de grondbeginselen uit van de hoogtekaart. Maar voor wie toch enigszins wil mee zijn met de materie volgen hieronder enkele typische zaken die erop zijn te zien en die belangrijk zijn in de studie van onweer:

Hoogtetrog: in de hoogte (met hoogte bedoelen we standaard een niveau rond 500 hPa, t.t.z op ca. 5.5km hoogte) bevindt zich een portie koelere lucht en het stromingspatroon vertoont daar een duidelijke knik. We spreken van langgolvige troggen (A) en kortgolvige troggen (B en C). Binnen zo'n trog bevindt de tropopauze zich lager dan buiten de trog. Troggen gaan gepaard met stijgbewegingen en dus vorming van buien. Aan de voorzijde van zo'n trog zijn de stijgbewegingen het sterkst. Troggen treden vaak op als triggers voor onweer.



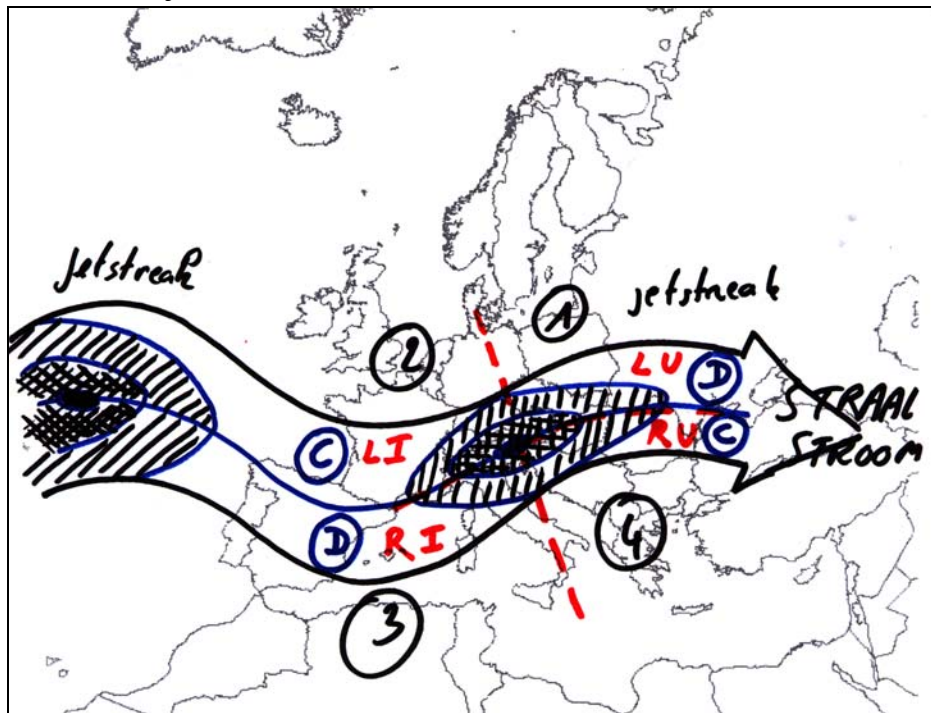
Op de grondkaart gaan troggen gepaard met depressies.

Hoogterug: op onderstaande kaart is een hoogterug te zien nabij de Baltische Zee (D). Op grote hoogte is de lucht in de rug warmer dan buiten de rug en de tropopauze ligt er een niveau hoger dan daarbuiten. De rug veroorzaakt daalbewegingen en onder de rug bevindt zich doorgaans een hogedrukgebied. Per definitie zijn de omstandigheden in de buurt van zo'n rug stabiel en ongunstig voor de ontwikkeling van onweer. Evenwel komt het voor dat in zomerse omstandigheden toch onweer voorkomt in de rug, vooral bij relatief lage gronddruk (thermisch laag bijv.).



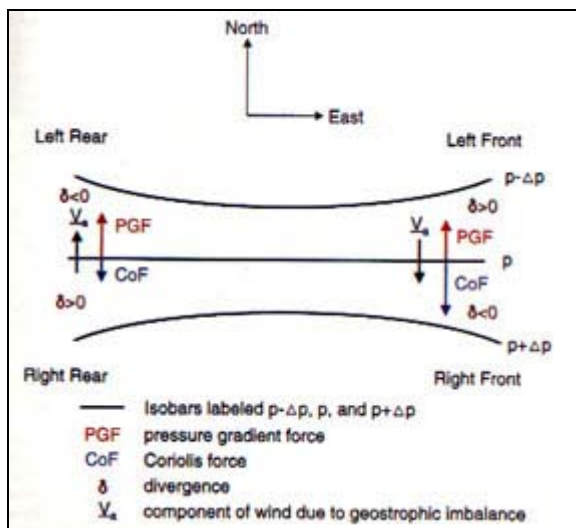
Jetstreaks: iedereen weet wat de straalstroom is. Niet iedereen weet dat de straalstroom niet één ononderbroken stroom is die zich uitstrekt omheen de halfronden. Het tegendeel is waar: de straalstroom moet men eerder zien als een luchtrivier waarin de stroming veel feller is dan buiten deze stroom en waarvan de stroming gemiddeld gezien van west naar oost loopt. Echter, wie zich de moeite troost een hoogtekaart te bekijken met daarop de straalstroom ingetekend zal zien dat die stroom in de praktijk helemaal niet zo ideaal is. Het gaat hem eerder om een luchtrivier die voortdurend in tijd en ruimte verandert van vorm en waar zich gemakkelijk meanders en afsplitsingen vormen. Binnen die stroom doen zich steeds afwisselend stroomversnellingen en vertragingen voor. Zo'n stroomversnelling noemt men een 'jetstreak'. Voor ons zijn ze zeer belangrijk, omdat deze een grote invloed uitoefenen op het weer aan de grond. Sowieso is de nabijheid van de straalstroom gunstig voor de ontwikkeling van onweer. Onweer dat ontstaat onder een straalstroom zal immers een zuigkracht ondervinden van bovenuit. Vergelijk het met een openstaand raam van een snel rijdende auto. Binnen de auto is de stroming nihil, maar net aan de andere kant van het openstaande autoraam waait het (relatief t.o.v de rijdende auto) flink. Er staat een continu stroom buiten de auto gelijk aan de snelheid waarmee de auto rijdt (als we wind buiten beschouwing nemen). Iedereen weet dat, als je binnen de auto maar niet te ver van het raam een papiertje los laat, dat papiertje naar buiten wordt 'gezogen'.

Wie oplet zal zelfs gewoon voelen dat er in gans de auto een ‘onderdruk’ heerst, omdat de lucht in de auto, net als het papiertje, naar buiten wordt gezogen en slechts gedeeltelijk opnieuw wordt aangevuld. Precies hetzelfde gebeurt onder de straalstroom. Ook hier hebben we te maken met een veel snellere stroming (straalstroom) boven een relatief veel zwakkere stroming. Als er zich onder de straalstroom een onweersbui ontwikkelt zal deze bovenin een zuigkracht ondervinden en dus zal daar een opwaartse kracht plaatsvinden. De reeds aanwezige stijgbewegingen binnen de onweerswolk zullen dus versterkt worden. Nu is de situatie nabij een jetstreak wat complexer. Bekijk de afbeelding hieronder, waarbij ik opmerk dat we kijken van boven naar beneden. Het komt erop neer dat, als we de punten met gelijke windsnelheden met elkaar verbinden, een beeld ontstaat zoals in de figuur is weergegeven. De jetstreaks zien er bijgevolg uit als ovalen met een kern waar de sterkste winden optreden. We kunnen zo’n jetstreak verdelen in 4 kwadranten: twee kwadranten die de richting aange-



ven, nl. de ingang van de jetstreak (2 & 3) en de twee kwadranten waar we de uitgang van de jetstreak situeren (1 & 4). Wanneer we kijken in de richting van de straalstroom (van west naar oost of dus hier van links naar rechts) dan kunnen we de jet ook nog eens verdelen in een linker en rechter kwadrant. Op die manier kunnen we dus 4 kwadranten onderscheiden: een linker en rechter ingang en een linker en rechter uitgang. Nu is het zo dat in de linker uitgang en de rechter ingang er de sterkste zuigkracht voorkomt (divergentie of evacuatie van lucht). Anderzijds staan de linker ingang en rechter uitgang garant voor daalbewegingen (convergentie). Kwadrant 1 en 3 zijn met andere woorden gunstig voor de ontwikkeling van onweer en bij 2 en 4 is dat net andersom. De theorie die daarachter zit is vrij diepgaand maar gezien het belang vatten we samen.

We bekijken daartoe onderstaande figuur. Het komt erop neer dat buiten de jetstreak er een evenwicht heerst tussen de corioliskracht (CoF) en de luchtdrukgradiëntkracht (PGF). Nu veronderstellen we een luchtdeeltje dat de jetstreak binnenkomt. Het spreekt voor zich dat het luchtdeeltje in eerste instantie sterk accelereert door de toenemende drukgradiënt. De eerste uren echter zal er nog geen evenwicht bereikt worden tussen de CoF en de PGF, in die zin dat eerst de PGF zal overheersen. In de ingang van de jetstreak zien we dus dat de lucht afwijkt naar links (zie afbeelding waar de rode pijl langer is dan de blauwe). Hierdoor ontstaat in de rechterkant van de ingang (3^{de} kwadrant) een luchttekort en daar is de divergentie dus maximaal. In de uitgang van de jetstreak gebeurt net het tegenovergestelde. Wanneer het luchtpakketje de uitgang nadert zal hij de eerste uren sterk onderhevig zijn aan een snelheidsafname. De PGF neemt daarbij dan sterk af t.o.v de corioliskracht. Hierdoor zal de



lucht in de uitgang vooral naar rechts uitwijken waardoor daar een luchtoverschot wordt bereikt. Maar aan de linker kan van de uitgang zal er net een luchttekort voorkomen en daar is dus sprake van divergentie.

Low Level Jet: In sommige omstandigheden komt het voor dat er sprake is van een soort straalstroom, maar dan op een veel lager niveau (ca. 1.5 km) en minder krachtig (grootteorde 45 kts). Deze jet kan zorgen voor een extra stimulans voor onweer omdat hij zich mengt met de stijg- en daalstromen in een onweercomplex en de boel levendig houdt. Zo'n jet kan het gevolg zijn van een synoptische configuratie, maar komt ook tot stand wanneer zich 's nachts een zgn. 'nachtelijke inversie' vormt. Aan de rand (aan de top) van deze in-

versie komt dan dikwijls een 'windmaximum' op gang dat vanaf het opkomen van de zon snel verdwijnt. Een MCS die de nacht intrekt kan door deze LLJ een tweede adem vinden en aan zelfs kracht winnen.

Temperatuursverdeling: op de hoogtekarten staat steeds de temperatuur op een bepaalde hoogte vermeld. Koude lucht in de hoogte zorgt voor onstabiliteit. Een gebied met koudere lucht t.o.v de omgeving noemen we een koudeput en dergelijk systeem hangt samen met een afgesnoerd hoogtelaag. Dergelijke systemen kunnen dagenlang op eenzelfde plaats operationeel blijven. Vooral de zomer van 2002 werd in Europa gekenmerkt door een hele reeks 'Upper Level Lows' zoals ze ook worden benoemd. Het onweer dat bij dergelijke systemen hoort kunnen we aanduiden als ULL-onweer en wordt gekenmerkt door weinig stroming.

Vaak gaan dergelijke onweersbuien dan ook gepaard met wateroverlast en hagel. In het winterhalfjaar concentreren de buien zich boven zee en aan de kust, maar wanneer de zon aan kracht wint en het land snel opwarmt wordt het land onder de koudeput bedolven onder de onweersactiviteit, die dan zeer typisch de dagelijkse gang volgt (overdag buien en tegen de avond uitstervende activiteit en in de nacht geen buien meer). De meest representatieve hoogtekarte om bovenstaande fenomenen te ontdekken is die van 500 hPa. Als we de hoogtekarte van enkele niveaus lager nemen, nl. deze van 850 hPa, dan hebben we een beeld van de situatie in de onderste niveaus. De temperatuursinformatie uit dat niveau kunnen we gebruiken om de voeding van onderin en de onstabiliteit in te schatten. Hier is het belangrijk dat de lucht warm en vooral vochtig genoeg is.

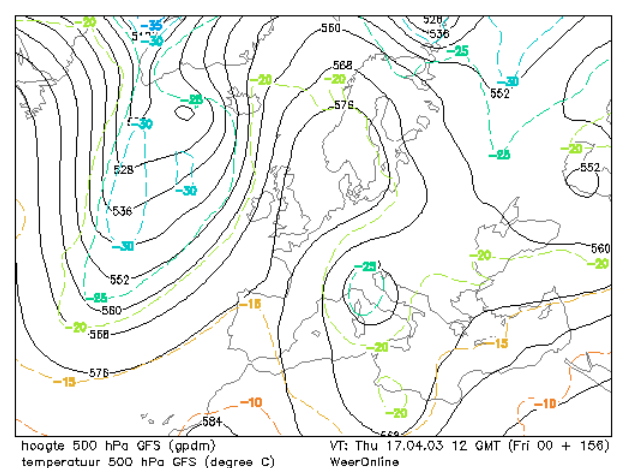
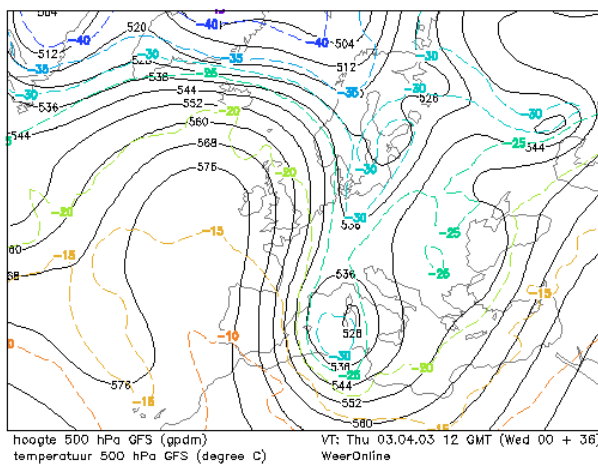
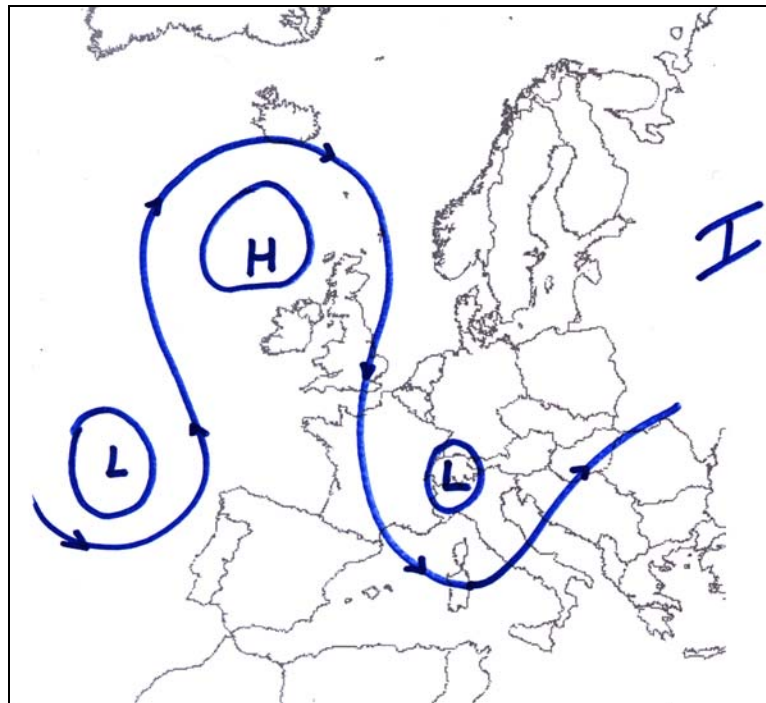
De combinatie van beide wordt weergegeven in de 'theta-w-850hPa-parameter' (de potentiële nattemboltemperatuur van 850hPa of $\theta_w 850hPa$). Als alternatief kan ook de 'equivalente potentiële temperatuur op 850hPa ($\theta_e 850hPa$) gebruikt worden, omdat deze parameter op de meeste kaartjes op internet wordt gebuikt. Plaatsen met verhoogde θ_w -waarden duiden op een hogere potentiële onstabiliteit (zogenaamde θ_w -tong). Vooral aan de voorzijde van een koufront west van ons kunnen hoge waarden optreden. Aan de voorzijde van zo'n koufront komt het regelmatig voor dat er zich een stroom bevindt van warme en vochtige lucht op enig niveau, afkomstig van over Spanje. Dit wordt aangeduid door de 'Warm Conveyor Belt' (WCB). Op de satellietbeelden is deze veelal te herkennen.

Stroming

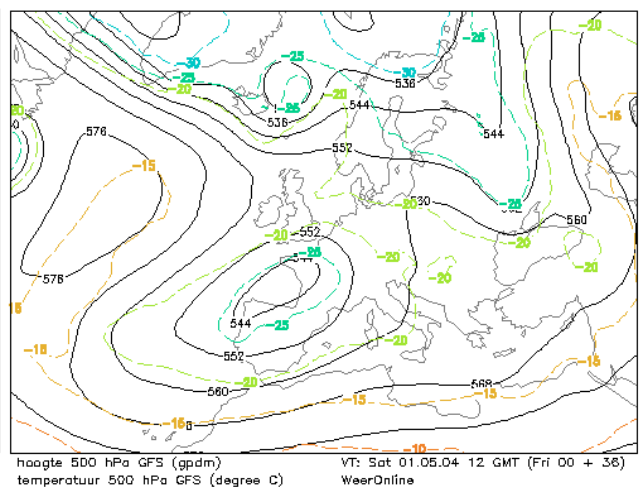
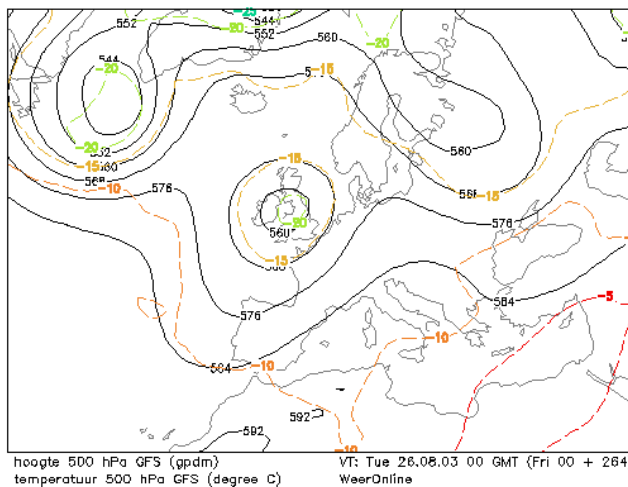
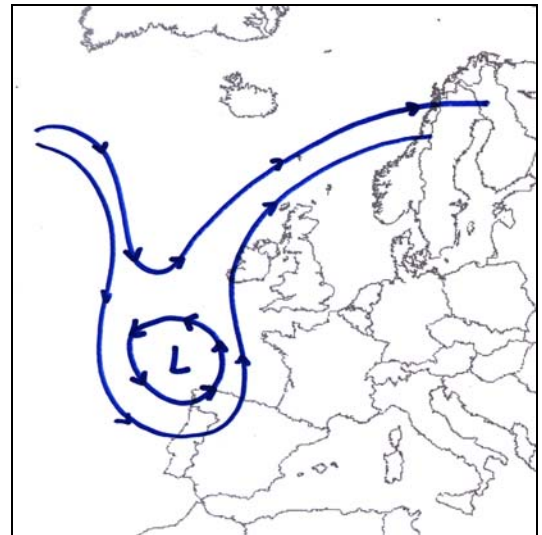
De hoogtekarten tonen steeds de heersende stroming op een bepaald niveau. In feite kennen we twee soorten: een goed doorstroomde atmosfeer en een geblokkeerde atmosfeer. In het eerste geval gaat het om een zonale stroming of een variant daarvan. Extremen voor wat betreft de temperaturen zijn in

zo'n geval minder hangbaar. Wanneer de stroming echter blokkeert (we spreken dan van een meridionale stroming), dan ontstaat er een sterke uitwisseling tussen de noordelijke koelere luchtmassa en de zuidelijke warmere luchtmassa. Afhankelijk van onze positie t.o.v de blokkade, krijgen we dan meestal significant hogere of lagere temperaturen dan gemiddeld. De warme zomersituaties en koude wintersituaties komen vrijwel enkel tot stand als gevolg van de invloed van een nabijgelegen blokkade. We onderscheiden verschillende soorten blokkade. In onderstaande figuur staan de belangrijkste afgebeeld (500 hPa-niveau) met telkens een praktisch voorbeeld erbij:

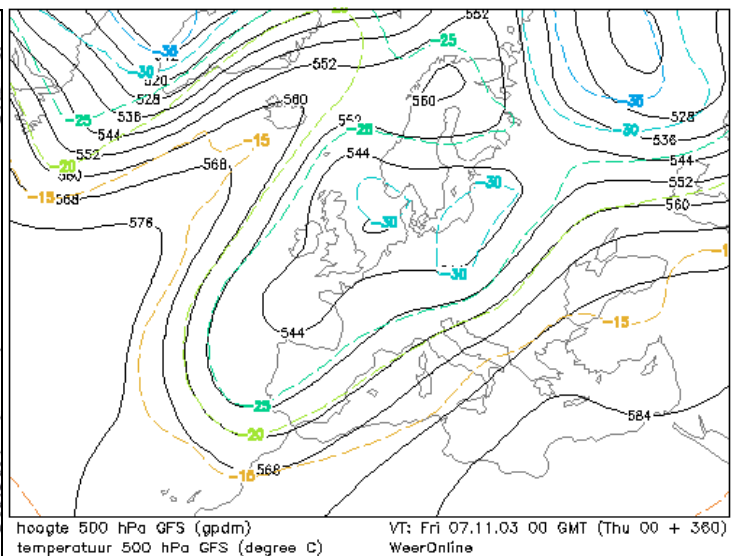
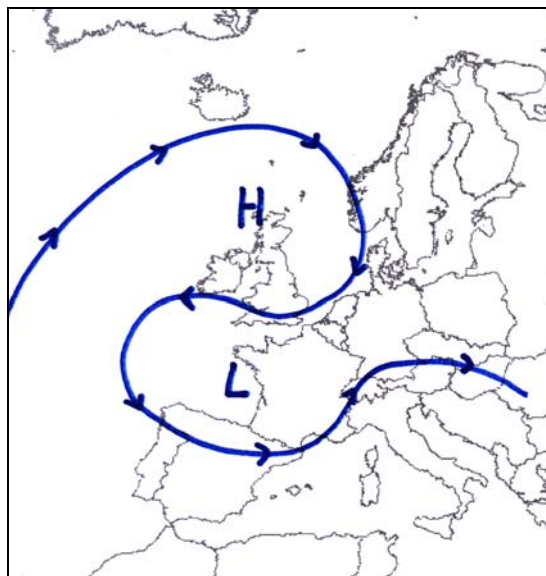
- I. **Omegablokkade:** heeft de vorm van de Griekse letter Omega (Ω). De stroming is aan beide flanken zeer meridionaal en aan beide flanken wordt de hoogterug geflankeerd door 2 okseldepessies (ULL's). Niet altijd zijn de ULL's aanwezig, maar minstens moet er sprake zijn van een min of meer goed ontwikkelde trog. Ook de gesloten hogedrukkern is niet altijd aanwezig. Een Omegablokkade kan zeer lang blijven bestaan. In de twee voorbeelden zien we links een blokkade voor de West-Europese Kust met vooral een uitgesproken rechter oksellaag. Op de figuur rechts ligt de omegablokkade over West-Europa.



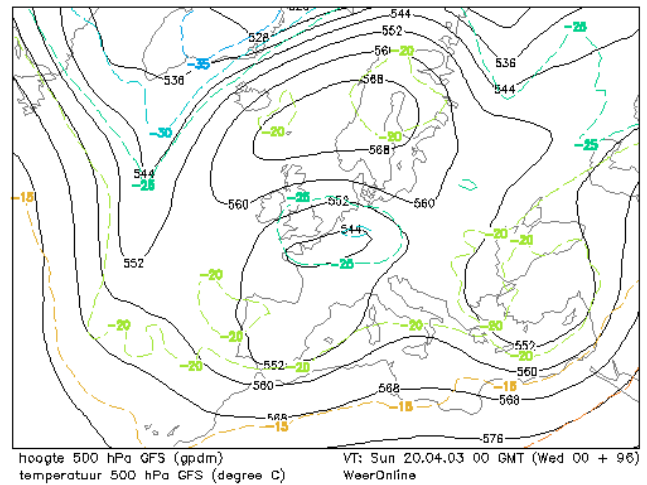
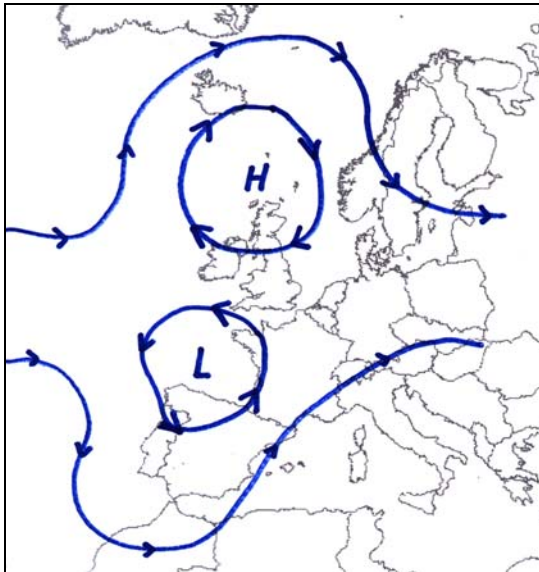
- II. **Cut-off-Low:** op zich is een ULL geen blokkade, maar kan dat wel worden bij voldoende uitgestrektheid en weinig verplaatsing. Op beide voorbeelden zien we een COL ten westen of boven de Britse Eilanden. Merk op dat de isothermen een gesloten systeem vormen ter hoogte van de COL. Dat is typisch aan zo'n systeem en dat geeft aan dat er in dat gebied weinig tot geen temperatuursadvectie optreedt, wat dan weer verklaart dat de afbouw van de COL zeer traag verloopt.



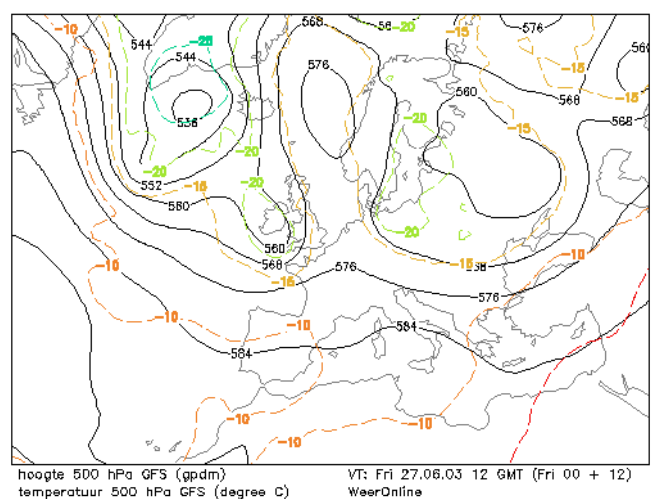
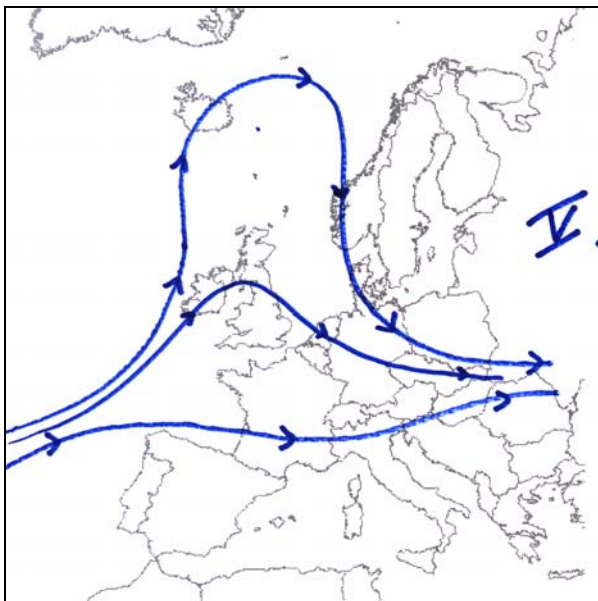
- III. **REX-blokkade:** de blokkade heeft de vorm van een S, en bestaat uit zowel een hoogte- als een hogedrukkern. Het voorbeeld toont een REX-blokkade boven West-Europa waarvan de trog is uitgegroeid tot een ULL.



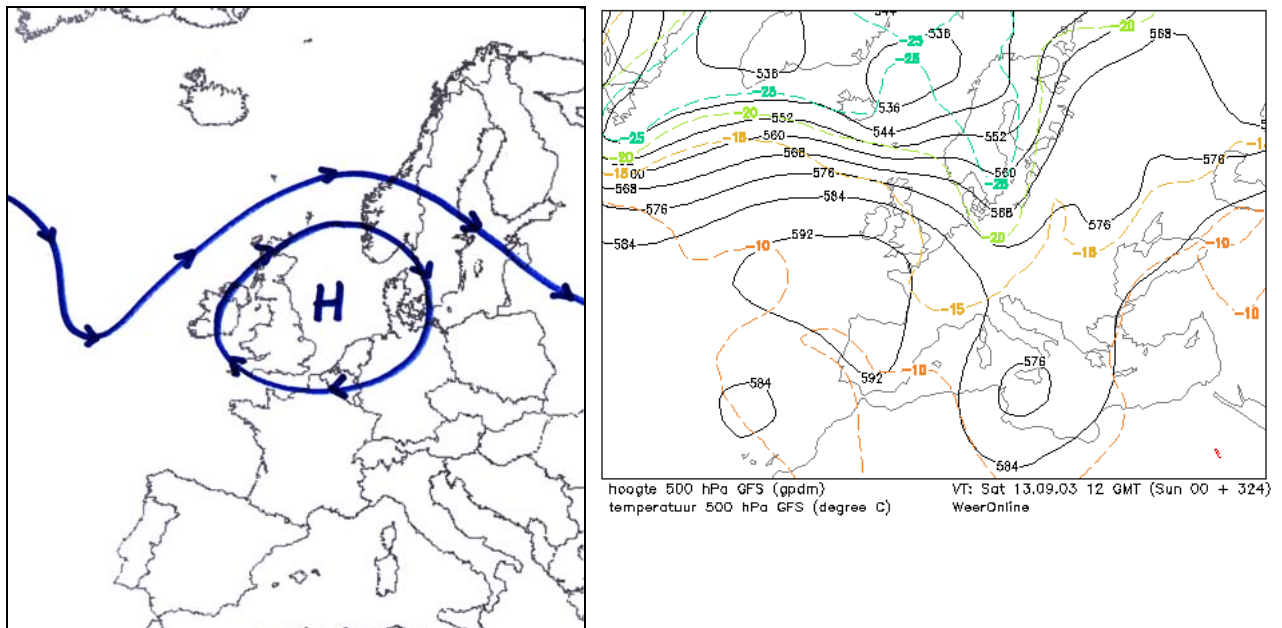
- IV. **High-over-Low-blokkade:** een gesloten anticyclonale en cyclonale circulatie bevinden zich onder elkaar en zorgen ervoor dat de stroming die van west komt in twee takken wordt gesplitst. Een mooi voorbeeld van deze blokkade in de hoogtekaart van 20 april 2003. De hoogtekern situeert zich boven de Noorse Zee en Scandinavië terwijl het ULL zich ophoudt boven onze regio.



- V. **Split-flow:** gelijkt sterk op een omegablokkade. Echter, de stroming wordt zowel omheen als onder de hoogterug doorgelaten. Bij een omegablokkade wordt de stroming vrijwel volledig omheen de hoogterug geleid. Deze blokkade is meestal minder standvastig als de omegablokkade. In ons praktisch voorbeeld is een Split-Flow opgenomen. Merk op dat de gelijkenissen met een omegablokkade sprekend zijn, doch hier is duidelijk te zien dat aan de voet van de rug een duidelijke doorstroom actief is (via Frankrijk en het zuiden van Europa, niettemin is de stroming boven de lage landen volledig geblokkeerd).



- VI. **Cut-off-high:** een gesloten hogedrukkern blijft vrijwel stationair op z'n plaats. In de winter vrij koud en rustig winterweer. In de zomer zomers en weinig kans op onweer. In het voorbeeld is deze blokkade te zien, doch deze neigt reeds naar een REX-blokkade.



Sounding

Naast de weerkaart is de 'sounding' of 'hoogtepeiling' een tweede belangrijke 'tool' in de onweeranalyse en -voorspelling. De sounding representeert de thermodynamische staat van de atmosfeer waarin de ballon is opgelaten. Dit is mogelijk omdat zowel temperatuur en vochtigheid doorheen de atmosfeer wordt gemeten. De sounding is het uitgelezen hulpmiddel om de stabiliteit van de luchtmassa te bepalen. Helaas worden minder en minder echte ballonnen opgelaten en wordt steeds meer beroep gedaan op 'berekende' soundings door modellen. Daarnaast is het waarnemingsnet voor hoogtepeilingen lang niet zo dicht als voor de traditionele grondwaarnemingen. Dit zorgt ervoor dat er meestal moet gewerkt worden met gegevens uit de buurlanden en deze moeten dan worden vertaald (vooral de grondgegevens) naar de situatie in het gewenste gebied. Het is vaak nuttig de hoogtepeiling van een plaats stroomopwaarts (van waar de stroming komt) te gebruiken bij het voorspellen. Dit omdat de luchtmassa met specifieke eigenschappen van die kant uit komt na x aantal tijd.

Naast thermodynamische eigenschappen van de atmosfeer worden de meeste peilingen ook voorzien van een verticaal windprofiel. Dit geeft zeer belangrijke informatie over de windshear die heerst in de atmosfeer en daaruit kan het gedrag en de structuur van eventuele onweersbuien worden voorspeld.

Windshear

Met de windshear wordt de verandering bedoeld van ofwel de windrichting, ofwel de windsterkte in functie van de hoogte. De stroming is immers niet overal in de atmosfeer dezelfde. De wind kan in functie van de hoogte bijv. ruimen en/of in sterkte toenemen. Bij een zeer zwakke of onbestaande windshear zullen we te maken hebben met quasi stationaire ééncellige onweersbuien. Hoe sterker de windshear, hoe meer kans op organisatie er komt en hoe sterker doorgaans (bij een zelfde mate van onstabiliteit) de onweersbuien worden. Concreet kunnen we stellen dat een directionele windshear (windrichting verandert ifv de hoogte) de organisatie en voedingstoevoer van het onweer aanwakkert. Meestal hebben we dan te maken met een windruiming i.f.v de hoogte. Bij sterke directionele windshear kan zogenaamde 'cell-splitting' optreden. Een onweercel wordt daarbij in twee gesplitst en elk

gaat daarna zijn eigen gang terwijl ze verder uit elkaar lopen. Afhankelijk van de windshear zal ofwel de linker, ofwel de rechter cel actiever worden terwijl de andere uitsterft. Bij een windruiming zal doorgaans de rechter cel flink activeren. Een windtoename ivf de hoogte zorgt ervoor dat de up- en downdraft niet recht onder elkaar lopen. De sterkere winden in de hoogte zorgen er immers voor dat de verticale stroom wat kantelt, en dus een hoek vormt met de grond. De cellen blijven op die manier langer bestaan. Wanneer de windtoename met de hoogte in de onderste niveaus (tussen 0 en ca 2km) snel toeneemt, dan is dat gunstig voor hoosvorming. Alles uiteraard wanneer de atmosfeer (potentieel) onstabiel van opbouw is.

Gustfront

Het gustfront of 'windstotenfront' is een gevolg van de grond bereikende downdraft. De neerslag verzamelt zich eerst bovenin de buienwolk en komt op een bepaald moment massaal naar beneden. Deze neerslagmassa trekt een heleboel lucht naar beneden. Lucht die een stuk kouder is dan onderin de atmosfeer. Bovendien zorgt de naar beneden vallende neerslag voor extra afkoeling omdat de neerslag deels verdampt (vooral bij droge lucht op beperkte hoogte). De luchtstroom die daarbij op hang komt richting aardoppervlak kan daarbij aanzienlijke snelheden halen. Uiteindelijk bereikt de koudere luchtstroom de aarde en wordt ze verplicht haar weg horizontaal verder te zetten. Aan de grond wordt dat ervaren als koele rukwinden voorafgaand en tijdens de inzettende neerslag. Wanneer er een redelijk continue aanvoer is van warme lucht en outflow is van de frissere lucht (bij een georganiseerd onweersysteem) zal er sprake zijn van een voorste grens van die uitstromende koude lucht. Die grens zal op termijn steeds verder van de bui verwijderd raken en kan tot 20km ver voor de bui uitkomen. Het 'gustfront' dat zo wordt gevormd kan gepaard gaan met (vrij) zware windstoten. Daarnaast is het gustfront een zone waarop nieuwe onweerscellen kunnen ontstaan, omdat het gustfront kan worden vergeleken met een minikoufront met dus bijhorende stijgbewegingen.

Downburst

De downburst is niks anders dan een gevolg van de downdraft. Het duidt op de koele luchtkolom die naar beneden komt uit de wolk voor en eventueel tijdens de neerslag. Bij het neerkomen op de grond wordt deze luchtmassa in één keer verplicht horizontaal verder te lopen. Hierdoor ontstaan horizontale wervelingen (turbulentie) aan de rand van de neerkomende luchtkolom. Dit kan zeer zware windstoten opleveren met zeer zware schade tot gevolg. Dikwijls wordt de schade verkeerdelijk toegeschreven aan een windhoos, terwijl het in werkelijkheid een downburst was. Hoe droger de lucht op enige hoogte (waardoor de neerslag moet vallen), hoe sterker de downburst kan uitpakken. Dan kan er immers meer neerslag worden verdampt terwijl deze door deze luchtlaag naar beneden valt en aanzien dat verdamping warmte nodig heeft en deze ontrekt van die lucht, zal de luchtkolom nog meer afkoelen en dus nog zwaarder worden. De valsnelheid neemt spectaculair toe en de kracht waarmee ze neerkomt wordt vernietigend.

Windverschijnselen

Dikwijls spreek ik in m'n tekst over 'windverschijnselen'. De kans daartoe wordt reëel wanneer er voldoende dynamiek in de atmosfeer aanwezig is. Onder windverschijnselen verstaan we windhozen, bow-echos, downbursts, derechoes en gewone rukwinden. Een zoektocht via Google leert u wat elke term wil zeggen.

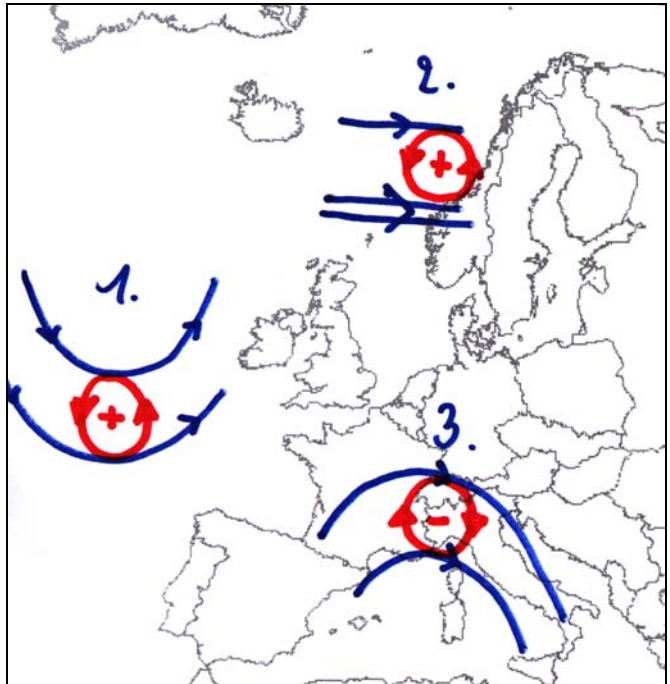
Polar Low

Een Polar Low is een buiengebied dat ontstaat boven zeewater binnen een arctische luchtmassa (T500 daalt meest onder -40°C in het ontstaansgebied). Door PVA ontstaat een buiengebied dat zich onder

bepaalde omstandigheden verder ontwikkelt tot een kommavormig systeem. De buien gaan regelmatig gepaard met onweer, maar onweer blijft veelal een ondergeschikt fenomeen. Het zijn vooral de hevige sneeuwbuien die hier van belang zijn. Een polar low is géén frontaal systeem en ontstaat ver weg van het polaire front. Een polar low ontstaat dus níét, zoals een klassiek lagedrukgebied of 'low', door de botsing van verschillende luchtsoorten.

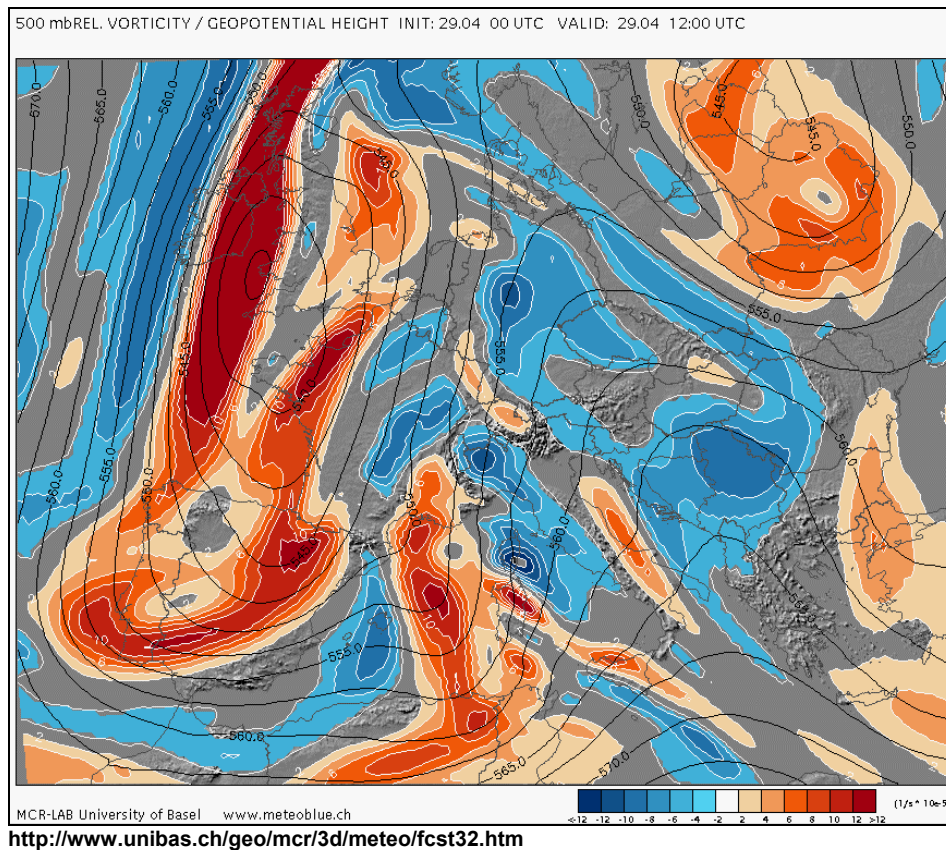
PV(A)/NV(A)

Deze term is zeer belangrijk in de meteo maar ook nogal omslachtig om uit te leggen. We proberen de essentie ervan hier kort en eenvoudig toe te lichten. Eerst en vooral wordt met vortici-teit de rotatie bedoeld in het horizontale vlak. Een tol die ronddraait vertoont dus een sterke vortici-teit. Afhankelijk van de richting waarin de tol draait spreekt men van positieve (of cyclonale) vortici-teit als de beweging linksom is en van negatieve (of anticyclonale) vortici-teit als de beweging rechtsom is. Nu komen in de atmosfeer overal PV en NV gebieden voor. Bekijken we de afbeelding hiernaast. We zien enkele stroomlijnen getekend die vrijwel parallel lopen. In het eerste geval zien we een uitzakking van de stroming. We hebben te maken met een trog. Nu zal de stroming onderin de trog sterker zijn dan bovenin de trog omdat onderin de lucht meer afstand moet afleggen in een zelfde tijd. Omdat de stroming onderin dus iets sterker is dan bovenin zal de lucht tussen beide stromingen beginnen roteren, en wel in cyclonale zin.



Situatie 2 toont geen trog, maar wel een rechte stroombaan. Echter, hier komen de stroomlijnen onderin dicht bij elkaar waardoor daar de stroming toeneemt. Het gevolg is hetzelfde, PV. In het derde voorbeeld hebben we te maken met een rugvormige stroming. Naar analogie van situatie 1 zal hier een luchtdeeltje anticyclonaal beginnen roteren en is er sprake van NV. In de praktijk komt het erop neer dat PV-gebieden staan voor stijgbewegingen en NV-gebieden voor daalbewegingen of subsidentie. Wanneer de stroming waait uit een PV of NV gebied, dan is er sprake van PV- of NV-advectie, t.t.z PVA of NVA op de plaats naar waar de stroming waait. In dit gebied komen doorgaans de sterkste stijg-, respectievelijk daalbewegingen voor en daarom zijn dergelijke gebieden gunstig voor de vorming van storingen met eventueel onweer.

Op onderstaande kaart is een praktisch voorbeeld weergegeven. Rood staat voor PV en blauw voor NV.



Shelfcloud/rollcloud

Twee termen die constant door elkaar gehaald worden. Beide structuren ontstaan doorgaans bij onweerscellen die een zekere snelheid vertonen. Een shelfcloud ziet er uit als een wig die aan de voorkant onderaan de wolkenbasis aan de wolk is bevestigd. De vorm is niet altijd duidelijk. Een rolwolk is niet zozeer aan de wolk bevestigd maar hangt er wel bij. De vorm neemt veelal de gedaante aan van een horizontale rol. Op internet staan tal van voorbeelden van beide. Deze fenomenen komen tot stand in de zone waar up- en downdraft elkaar raken.

Stabiliteitsklassen

Absoluut onstabiel/stabiel: wanneer de verticale temperatuursafname gelijk of groter is dan $0.98^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, dan is de atmosfeer absoluut onstabiel. Een luchtdeeltje dat zich onderaan bevindt zal daarin stijgen. Is de atmosfeer absoluut stabiel, dan zullen persistente luchtstijgingen niet kunnen.

Voorwaardelijk onstabiel: hier hangt het ervan af of de lucht die wil stijgen al dan niet verzadigd is. Indien dat niet het geval is, zal ze afkoelen tijdens het stijgen aan een tempo van $0.98^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. Is dat wel het geval (en wordt de waterdamp dus omgezet in water), dan komt er condensatiewarmte vrij en koelt de luchtbel minder snel af, nl aan een temp van ca $0.45^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. In een voorwaardelijk onstabiele atmosfeer is de temperatuursafname met de hoogte zo dat die atmosfeer t.o.v de stijgende luchtbel stabiel zal zijn voor een droge luchtbel (niet verzadigd), en onstabiel voor een verzadigde luchtbel.

Potentieel onstabiel: de luchtmassa is stabiel, maar dynamische processen (de trigger) kunnen deze gemakkelijk destabiliseren. Voorbeelden zijn lifting aan de voorzijde van een front of advection van droge lucht op grote hoogte.

De studie over de stabiliteit van de atmosfeer is een cruciaal onderdeel in de studie van onweer, en reikt veel verder dan hier wordt samengevat in deze 3 termen. Vooral de analyse op soundings is van belang. Het is aangeraden enige lectuur (bv. op internet) te raadplegen om meer inzicht te krijgen over de stabiliteit en de processen die invloed uitoefenen op deze stabiliteit.

Meer uitleg (ENG) vind je onder meer op <http://williams.best.vwh.net/smxgigpdf/smx2003.pdf>.

Enkele voorbeelden van soundings die de verschillende stabiliteitsklassen weergeven vind je op <http://www.mcwar.org/articles/cafe/stability/stability.html>

Embedded Cb's

Onweer wordt veroorzaakt door Cb-wolken, dat is reeds verteld. Doch kan er ook onweer voorkomen wanneer van deze wolken geen spoor te bekennen valt. De lucht is egaal grijs en toch onweert het. Hoe kan dat? Wel, er is hier dan wel degelijk sprake van een onweerswolk of Cb, enkel, die zit verstopt tussen de egale grijze wolkenmassa. Mochten we die grijze egale wolkenmassa vanuit een vliegtuig bekijken dat zich boven de wolken bevindt, dan zullen we wel degelijk die 'verscholen' Cb ontdekken (een voorbeeld is opgenomen op onderstaande afbeelding). Cb-wolken kunnen zelfs voorkomen tussen de gelaagde bewolking van een warmfront. In de zomer kan het gebeuren dat de luchtmasse bij dat warmfront onstabiel van opbouw is (wat normaalgezien bij een warmfront juist niet zo is) en dan kunnen deze verscholen Cb-wolken voorkomen. In feite kunnen ze altijd voorkomen indien de luchtmasse maar potentieel onstabiel genoeg is.



bron: http://www.ppg-panorama.cz/oblaka_cb.php

Air-mass-thunderstorm

Hiermee wordt bedoeld dat de onweersbuien ontstaan binnen een zelfde luchtmasse, en dus niet op of aan de onmiddellijke voorzijde van een frontaal systeem. Gezien het feit dat een convergentielijn geen front is dat twee luchtmassa's scheidt, behoren onweders die op een convergentielijn ontstaan tot dit type onweer. Onweer behorende tot dit type luidt meestal geen weersverslechtering in op korte termijn.

Spontane convectie - cap

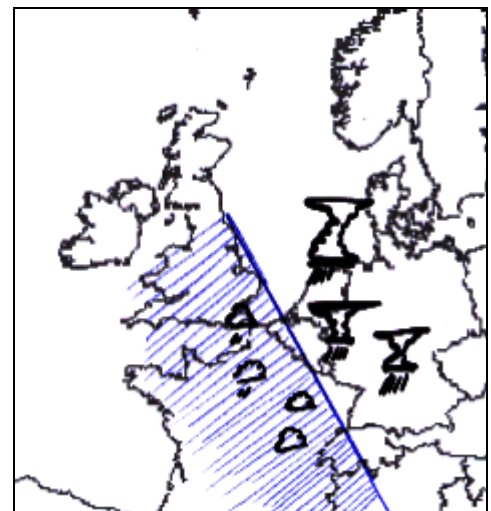
We hebben gezien dat onweer een trigger nodig heeft. Doorgaans is deze van dynamische aard, zoals bijvoorbeeld een koufront, een convergentielijn of een divergentiegebied in de hoogte nabij een jet-streak. Maar soms gebeurt het dat de luchtbellens spontaan beginnen te stijgen wanneer een bepaalde temperatuur wordt bereikt. Is de opbouw van de atmosfeer dan ook nog potentieel onstabiel van opbouw, dan kunnen veel van deze cellen uitgroeien tot buien met eventueel onweer (afhankelijk van de diepte van die onstabiele laag). De temperatuur waarbij de luchtbellens beginnen op te stijgen noemen we de “convectietemperatuur” (cT). In dergelijke situaties, waarbij overal luchtbellens uitgroeien tot buien en waarbij de RADAR lijkt op een krentenbrood, spreekt men wel eens van “popcorn-convection”.

Het is een fenomeen dat vooral voorkomt bij Air-mass-thunderstorms. Wanneer er zich op enige hoogte een stabiele luchtlaag bevindt (eventueel zelfs een inversie) zullen de opstijgende luchtbellens op die luchtlaag botsen en niet verder kunnen stijgen. Hier is geen diepe spontane convectie mogelijk. Zo’n luchtlaag (die niet dik hoeft te zijn) noemt men de CAP, en ze vormt als het ware een deksel op de onderste luchtlagen.

Een potentieel gevaarlijke situatie ontstaat wanneer gedurende de ganse dag de lucht onder dat ‘deksel’ is kunnen opwarmen en die lucht dan ook nog eens veel vocht bevat. Wanneer ‘dan’ ergens dat deksel breekt zal op die plaats de zich opgestapelde energie opeens vrijkomen en in zeer korte tijd zal zich dan een onweerswolk vormen die erg energiek kan uitpakken. Het gebeurt vaak dat in een wijde omtrek rond dat onweer er geen wolkje te bespeuren valt. Daar is dat deksel nog intact. Voor hetzelfde geld (vooral bij lifting) breekt dat deksel meer algemeen en ontstaan op verschillende plaatsen zware onweersbuien. Zo’n situatie, waarbij de sounding een ‘cap’ toont die de stoom in de ketel gevangen houdt en de druk in de ketel erg hoog wordt, noemen we ook wel een ‘loaded-gun-sounding’.

Schaduw van Engeland

Typisch fenomeen voor België. Wanneer de stroming NW is wordt van over de Noordzee lucht aangevoerd waar eventueel buien voorkomen. Echter, aan de hand van onderstaande afbeelding is gemakkelijk in te zien dat voor een deel van België de stroming nauwelijks van over de Noordzee komt, maar van over Engeland. In dergelijke situaties is het net zo dat de buien gevoed worden door het Noordzeewater. De lucht die via het Engelse vasteland ons land bereikt zal dus niet onstabiel genoeg zijn om de buien voldoende te laten groeien. Wanneer de stroming (vooral op ca. 700 hPa) genoeg doorruimt naar het noorden, zal steeds een kleiner gebied van ons land in de schaduw blijven. Wanneer de stroming pal noord is, hebben wij er geen last meer van. Veelal bevindt de schaduw van Engeland zich net ten zuiden van Gent en Brussel. Het noordoosten en oosten van het land hebben geen last van dit fenomeen.



Baroklien/barotroop

Moeilijke begrippen met een ganse achtergrond die we hier uiteraard niet uit de doeken gaan doen. We vertellen u enkel dat een barokliene zone slaat op een zone waarin de horizontale temperatuursgradiënt groot is. De dichtheid van de lucht verandert er sterk in het horizontale vlak. Uitgesproken barokliene zones vinden we vanzelfsprekend nabij fronten. Barotrope zones zijn gebieden waarin de temperatuur in het horizontale vlak nauwelijks wijzigt. Dit is onder meer het geval dieper in een bepaalde luchtmassa. Een barokliene zone wordt vaak gekenmerkt door een significante verticale

windshear. Bij een barotrope zone (waarin bv. air-mass-thunderstorms voorkomen) is dat net niet het geval.

Bow-echo/hook-echo

Patronen op de radarbeelden die te vinden zijn bij buien die ontstaan in een atmosfeer met significante dynamiek. Het is Fujita die eind jaren 70 deze patronen prachtig omschreef. Voor de weeramateur blijven dergelijke zaken vaak verborgen op de radarbeelden op het internet, omdat daar de resolutie vaak te grof is om dergelijke kleinschalige zaken te zien. Deze fenomenen duiden vaak op felle windverschijnselen en een hook-echo duidt op een reële kans op een windhoos nabij de 'hook'. De bow-echo duidt meestal op de aanwezigheid van een sterke verticale windshear binnen de onderste 3 km van de atmosfeer.

Comma

Term die ontsproten is uit de satellietmeteorologie en slaat op de gekrulde vorm die buienlijnen soms aannemen. Het gaat hem dus om een systeem met samengeklonterde buien dat meestal voorkomt in een polaire luchtmassa. Door positieve vorticititeit (of in een PVA-gebied) begint het buiengebied de vorm van een komma aan te nemen. De buien zijn meestal fel met verhoogde kans op onweer.

Doppler-beelden

Sommige RADARS, meerbepaald de Doppler-radar, hebben de mogelijkheid om, naast de intensiteit van de neerslag, ook de beweging van die neerslag te detecteren. Aan de hand daarvan is dan weer de stroming te bepalen nabij en in de bui in het horizontaal vlak. Dit maakt dan weer mogelijk dat horizontale windshear zichtbaar worden en in dergelijke zones is een verhoogde kans op windhozen aanwezig.

Helicity/SRH

De helicity is een maat voor de neiging van de updraft om te gaan roteren. Die rotatie komt er doordat de as van de horizontale rotaties (op hun beurt een gevolg van significante verticale windshear) opgetild worden naar het verticale vlak en zo een rotatie vormen in het horizontale vlak. De Helicity wordt vaak berekend tussen 0 en 3 km, maar ook tussen 0 en 1 km. De Storm Relative Helicity (SRH) is de helicity ten opzichte van (vandaar: relatief) de beweging van de onweerscel. Wanneer de SRH onder $150\text{m}^2/\text{s}^2$ blijft, zijn de kansen op een windhoos klein. Eens boven deze drempelwaarde vergroten de hooskansen, op voorwaarde dat onweerscellen zich vormen. Meer info op onder meer <http://tornado.sfsu.edu/geosciences/classes/m200/Helicity/Helicity.html>.

MCS/MCC

Een MCS is de afkorting van Mesoscale Convective System waarmee wordt aangegeven dat we te maken hebben met een georganiseerd Multicell-onweer, waarbij de omvang in de orde komt van 100-200 km. Systemen van die omvang worden in de meteorologie immers gecategoriseerd binnen de 'meso-schaal'. MCS's zijn meestal rond of ovaalvormig en zijn op de satellietbeelden (ook de meteo-sat) goed zichtbaar als een felwitte vlek (IR). De enhanced satellietbeelden tonen temperaturen boven -45°C tot -65°C . Een MCS kan vele uren actief blijven en zeer veel ontladingen produceren. De meeste zware en omvangrijke onweersituaties in West-Europa worden veroorzaakt voor MCS's. Een MCC is een MCS die aan bepaalde voorwaarden moet bestaan, onder meer voor wat betreft de omvang ervan.

Meso-cyclone

Hiermee wordt aangegeven, de plaats waar de roterende updraft van een supercell zich bevindt. Het is in feite een klein lagedrukgebiedje waarop 2 kleinschalige fronten samenkomen. Op de radarbeelden is soms een hook-echo te zien op die plaats en de Doppler-beelden tonen daar tegengestelde, naast elkaar liggende, winden.

Meso-low

Een klein lagedrukgebiedje in de orde van 100-200 km. Komt vaak voor in een zone met weinig luchtdrukgradiënt, veelal van thermische origine.

Overshooting Top

De tropopauze vormt een deksel voor de Cb-wolken. Vanaf dat niveau zal de verticale uitbouw van de wolk omgezet worden in een horizontale, waardoor het klassieke aambeeld ontstaan. Echter, bij zeer sterke stijgbewegingen (in sterke updrafts) zal de stijgende luchtkolom niet ‘opeens’ stoppen aan de tropopauze, maar er een nog een eind in dringen. Dat wordt zichtbaar als een toefje bovenop het platte aambeeld en duidt meestal op een sterk ontwikkelde updraftkollom.

Potentiële temperatuur

Dit is de temperatuur die bereikt wordt wanneer een luchtdeeltje vanaf een bepaalde hoogte, via de droog-adiabatische curve naar het 1000 hPa wordt gebracht.

Severe thunderstorm

Zwaar onweer, gecategoriseerd op basis van een aantal arbitrair gekozen regels. De onweersbui moet voldoen aan minsten één van onderstaande voorwaarden:

- er wordt een windhoos gegenereerd
- hagel tot 0.75inch (afgerond 2 cm)
- windstoten tot 75kts (afgerond 92 km/h)

Squall line

Een squall line is een meercellig onweer, waarbij de onweerscellen georganiseerd zijn op een lijn. De cellen ondervinden allen een lifting mechanisme van dezelfde oorsprong (bijv. een koufront). Een Squall line gaat dikwijls gepaard met significante windverschijnselen (vooral net aan de voorzijde van de neerslagband) en aan de voorzijde ervan komen soms bijzondere wolkenvormen voor zoals een rolwolk of shelf-cloud.

Supercell

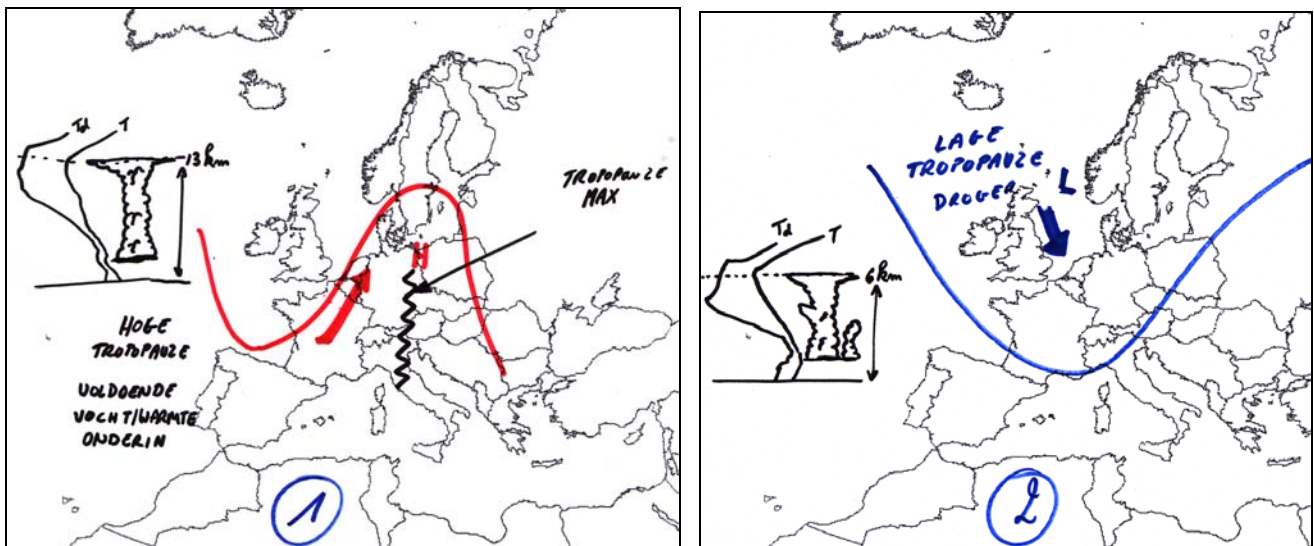
Per definitie een single-cell onweerscel waarvan de updraftstroom een duidelijke en persistente rotatie vertoont. Supercells houden altijd gevaar in voor zware windstoten of windverschijnselen.

Onweer op de weerkaarten

We bekijken hierna een hele reeks geschetste patronen op de weerkaart. Het zijn sterk vereenvoudigde schetsen van patronen die op de weerkaart zijn te herkennen.

Zoals we reeds hebben opgemerkt krijgen we zowel te maken met onweersbuien die zich voordoen in typisch polaire lucht als in tropische luchtmassa's. Onderstaande afbeeldingen geven beide situaties weer. In afbeelding 1 zien we een hoogterug boven het centrale deel van Europa. we bevinden ons in de stijgende tak (met tak bedoelen we een segment van de stroming omheen de rug) van de rug en daardoor wordt ook bij ons warme, subtropische lucht aangevoerd vanuit het SSW. Op de wigas van de rug (aangeduid met de zaagtandlijn) bevindt de tropopauze zich het hoogst, of met andere woorden, is de luchtmassa het "dikst". Onweer dat daar ontstaat zal het hoogst kunnen uitgroeien. De tropopauze kan in het zomerhalfjaar gemakkelijk stijgen tot een 13 km, een enkele keer stijgt die boven 15 km. Op dat niveau vriest het een graad of 60.

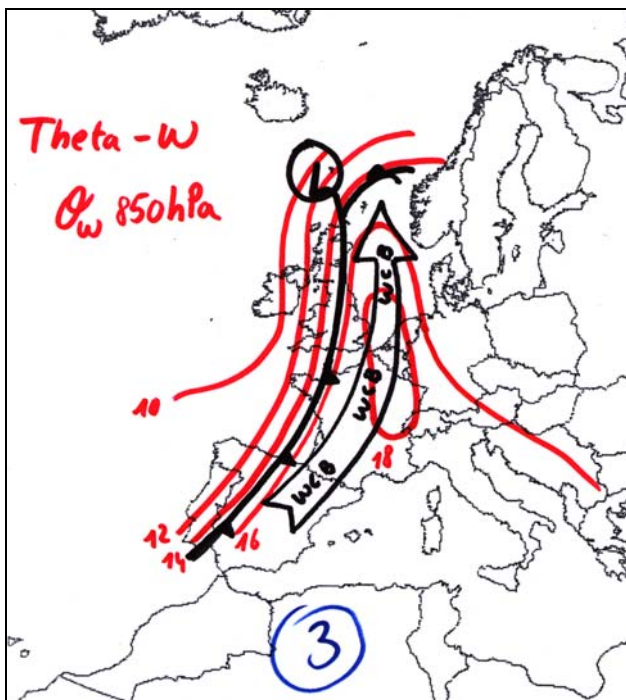
Afbeelding 2 toont een tegengestelde situatie. Tot op grote hoogte wordt koude lucht aangevoerd (polaire of arctische lucht) waardoor deze luchtmassa dunner is (koude lucht krimpt en neemt dus minder plaats in en is dus verticaal minder hoog). De tropopauze bevindt zich hier dan ook op een lager niveau. In echt koude lucht kan de tropopauze makkelijk dalen naar een hoogte van ca. 5-6 km. Het spreekt voor zich dat buien die zich daarin ontwikkelen, nooit veel hoger zullen komen dan deze waarden. Daaruit volgt dat de activiteit van de onweersbuien doorgaans een stuk lager zal zijn dan bij zomeronweer.



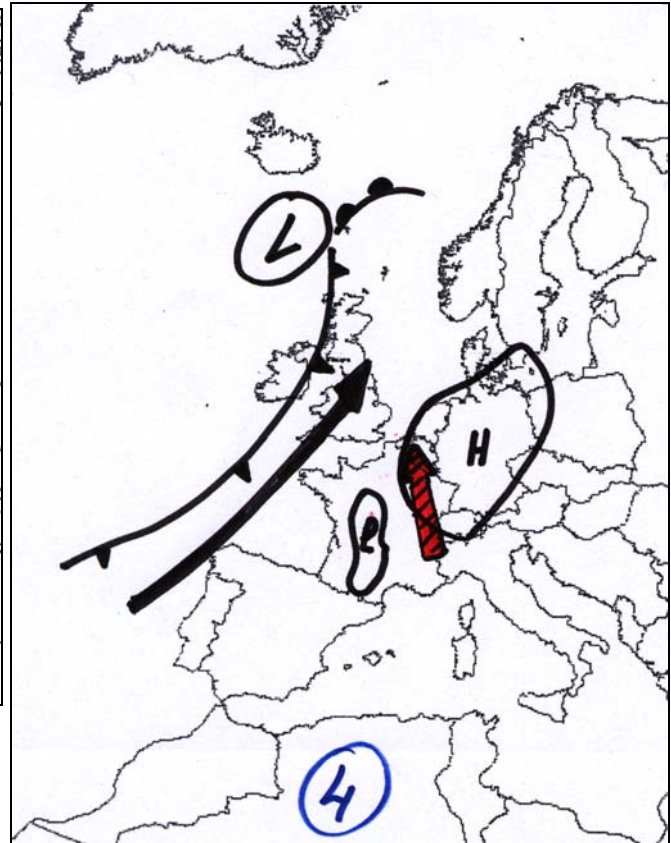
Laten we eerst de situaties bekijken die typisch zijn voor tijdens het zomerhalfjaar.

Bekijken we afbeelding 3. Een frontale depressie bevindt zich ergens ter hoogte van Ierland of Schotland. Over het westen van Europa heerst warm zomerweer en er wordt warme lucht uit het zuiden onze kant opgestuurd. De frissere zeelucht bevindt zich reeds over Brest en grote delen van de Britse Eilanden. De frissere lucht wordt voorafgegaan door een koufront. Aan de voorzijde van het koufront wordt met een iets grotere gradiënt extra warme lucht naar het noorden gestuwd. Deze stuw wordt aangeduid als de Warm Conveyor Belt. Deze zone komt in de hoogte overeen met een theta-w-rug. Voor onze streken wordt deze situatie ook nog aangeduid als "Spanish Plume", indien de situatie uitgesproken is. Dit is een typische situatie aan het einde van een zomerperiode.

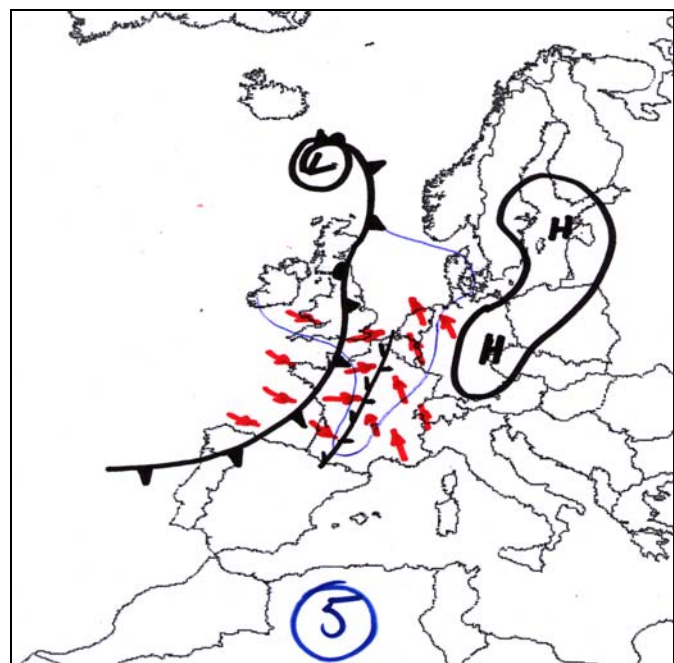
Vooral waar de theta-w-waarden het hoogste zijn is de kans op georganiseerd onweer (MCS bijv.) groot bij een voldoende doorstroomde atmosfeer. Merk op dat de theta-w-velden nabij het koufront vrijwel parallel liggen aan het koufront. Dit is logisch, gezien het koufront de grens vormt tussen de warme, vochtige lucht aan de voorzijde, en de frissere en veelal wat drogere luchtmassa achter het front.



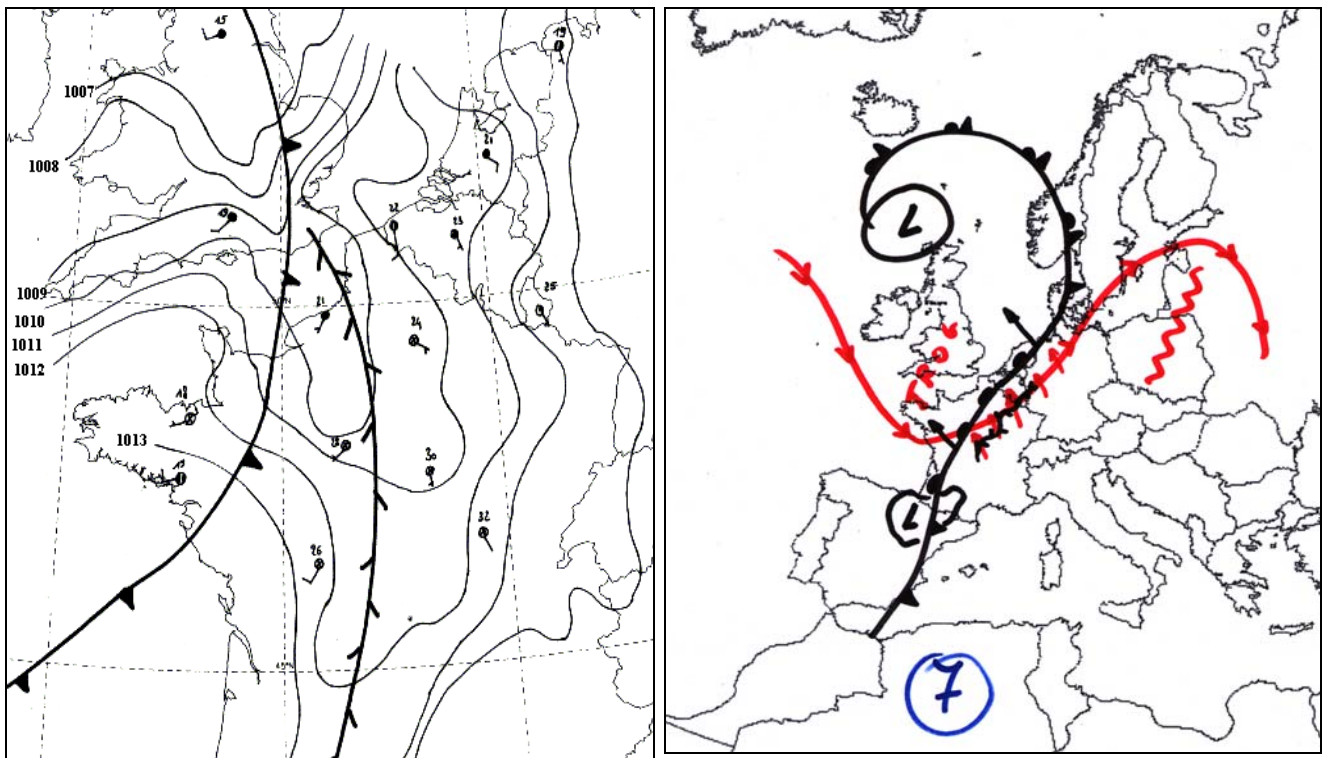
De grondkaart van afbeelding 4 laat een gelijkwaardige situatie zien. Hier hebben we in de zomer te maken met zomers weer en weinig onstabiliteit. Een hogedrukcel boven Duitsland zorgt bij ons voor continentale SE-winden en voldoende subsidentie. Eventueel komt daar nog wat Föhn-effect bij doordat de stroming de Alpen over moet. In elk geval zien we dat het koufront nog op aanzienlijke afstand van ons land ligt en ook de WCB heeft nog geen of weinig invloed op ons weer. In dergelijke situaties zien we in de warme lucht (met veel instraling van de zon) boven Frankrijk al snel een thermisch lagedrukgebied verschijnen.



De eerste dagen blijft de invloed enkel beperkt tot het Franse vasteland. Maar je kan inzien dat, wanneer het koufront naderbij komt en de hoogtestroming wat meer ruimt van SSE naar SSW, het lagedrukgebied (dat uit zichzelf enkele dagen kan overleven eens het is ontstaan) traag maar zeker naar het noorden zal sluipen, onze kant op. Dit is een frequent voorkomend scenario. Het hogedrukgebied trekt zich wat terug naar Oost- of Noord-Europa en het thermisch laag nadert ons land. De eerste warmte-onweders zijn dan ons deel en die onweersachtigheid dient zich klassiek eerst aan bij de Frans-Belgische grens. Bij het verder dichterbij komen van het koufront zal alles wat agressiever worden en komen we snel terecht in een situatie zoals beschreven onder afbeelding 3.

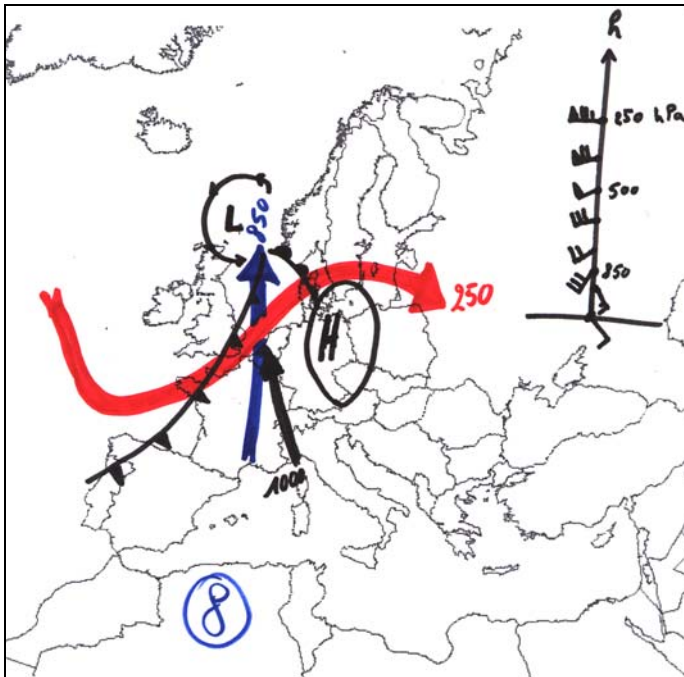


Een situatie zoals daarnet beschreven zien we ook in afbeelding 5. De hogedruk is al wat geëvacueerd naar het oosten en aan de voorzijde van het koufront is een convergentielijn ontstaan. Let op de vore van lage druk bij deze convergentielijn.



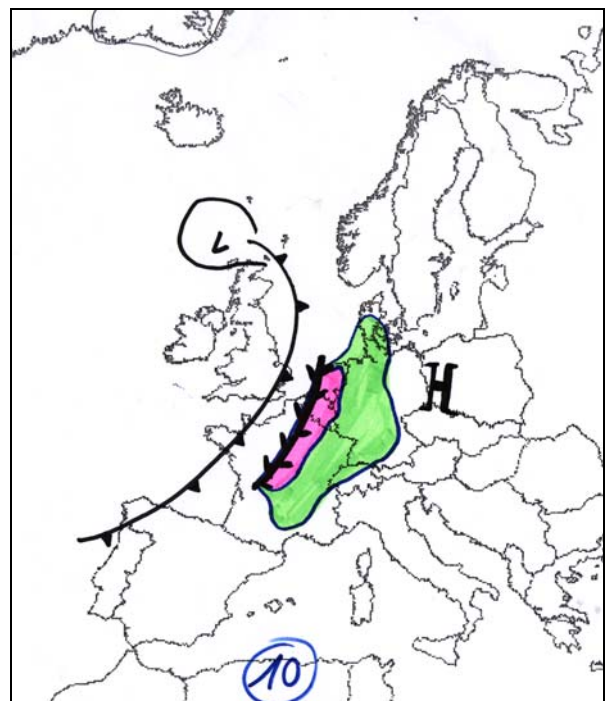
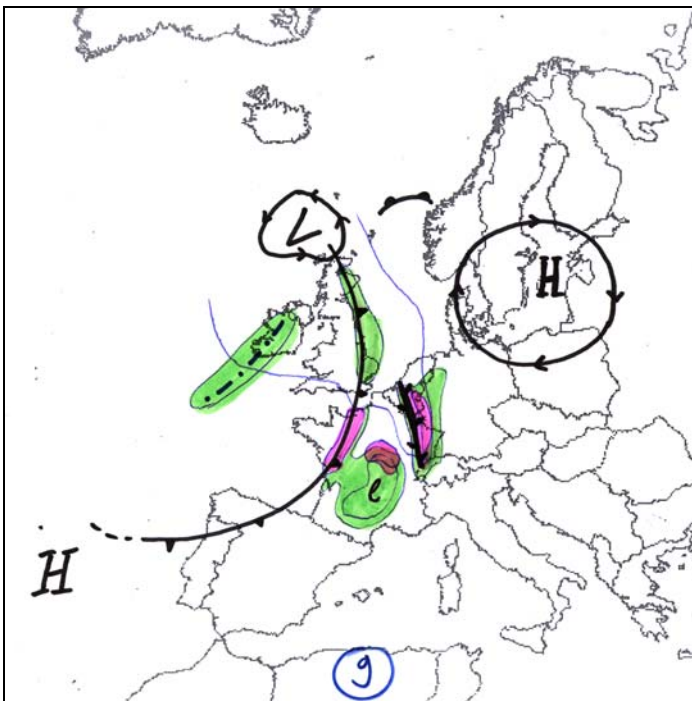
Een praktisch voorbeeld van zo'n situatie is te zien op bovenstaande afbeelding (links). Let op de windrichting nabij de vore. Dergelijke weerkaarten zijn zeer frequent verantwoordelijk voor belangrijke onweersituaties in West-Europa. In dergelijk geval mogen we het onweer geenszins omschrijven als frontaal onweer, maar als prefrontaal onweer getriggerd door een convergentielijn. Een andere situatie is geschetst in afbeelding 7. We hebben hier te maken met een golvend koufront. In de hoogte bevinden we ons op de grens tussen een trog (links) en een rug (rechts). Op de weerkaart zien we dat het koufront opnieuw naar het westen wordt geduwd. Daardoor komt al snel een advection van warme lucht op gang en destabiliseert de atmosfeer snel. De luchtmassa is in de nabijheid van de fronten vaak vochtig en dat werkt de destabilisering in de hand. Soms bevindt zich net na het warmfront een convergentielijn waarop het meeste onweer voorkomt. Ook hier zijn MCS's waarschijnlijk (gezien de barokliene situatie nabij het front). Je herinnert je misschien nog de onweersituaties van 2002, waarin enkele interessante onweersituaties van dit type voorkwamen.

Een situatie die in de literatuur staat omschreven als potentieel explosief is te zien in afbeelding 8 (bij de stromingspijlen staat het bijhorende drukniveau vermeld in hPa). Het gaat hem om een combinatie van zowel vrij ideale dynamische als thermodynamische omstandigheden. Laat ik je maar meteen teleurstellen dat dergelijke samenval niet zo vaak voorvalt in West-Europa. Aan de grond hebben we te maken met een zuidelijke stroming met aanvoer van warme lucht (veelal Spanish Plume) aan de voorzijde van een actief koufront. De stroming aan de grond is zuidoost tot zuid. De atmosfeer is sterk onstabiel van opbouw. Op middelbaar niveau staat eerder een vrij krachtige zuidwestelijke wind. Met andere woorden, de windshear is significant. Hogerop in de atmosfeer, op een hoogte tussen 10 en 15 km vinden we een sterke stroming uit westelijke richtingen, vlakbij of in de straalstroom. In dergelijke situatie vallen dus de sterke onstabieliteit en sterke dynamiek samen en de onweersbuien kunnen zowel sterk uitgroeien als zich goed organiseren. In dergelijke situaties is de kans op supercells niet onreëel.



Op de onderstaande kaartjes is weergegeven waar de meeste kans op significant onweer bestaat. Dit wordt aangeduid met de roze en groene kleur waarbij geldt dat roze staat voor de meeste kans op felle buien. Het gaat slechts om een rudimentaire schets, maar ze kunnen dienen als indicatie. In afbeelding 9 is de situatie te zien zoals we ze al uitvoerig hebben besproken. Vlak voor de convergentiële lijn, als de convergentiële lijn ver genoeg voor het koufront ligt, vlak voor en op het koufront is de kans op zwaar onweer het grootst. Felle onweersbuien komen ook veelvuldig voor aan de noordflank van het Franse thermische laagdrukgebied.

In afbeelding 10 ligt de convergentiële lijn vlak voor het koufront. Wanneer de afstand tussen

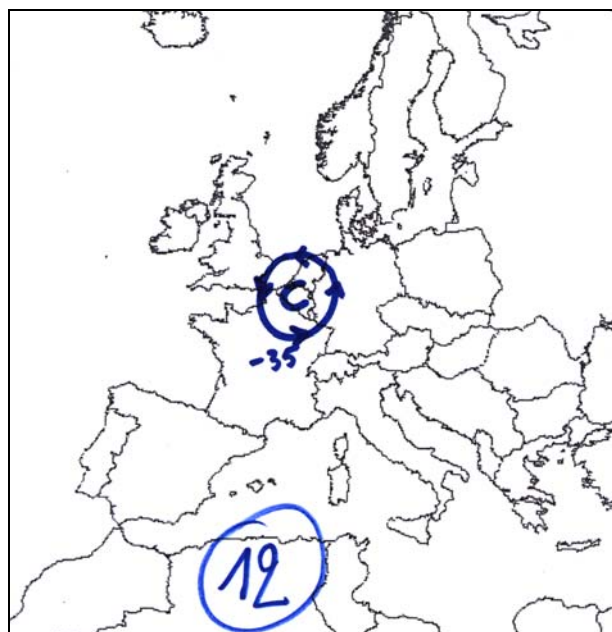
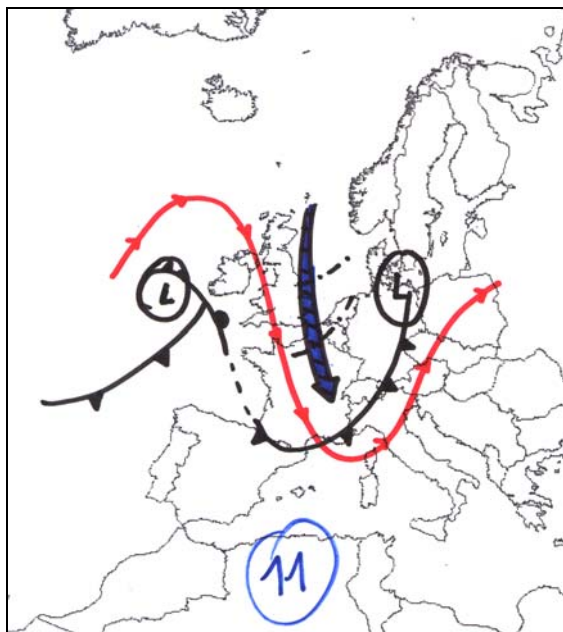


beide systemen te klein is, gebeurt het zeer vaak dat de convergentiële lijn de energie van het koufront overneemt. Niet zelden gebeurt het dan dat het koufrontsegment achter de convergentiële lijn oplost en dat er zich een nieuw koufront vormt met als nieuw segment de convergentiële lijn. In dergelijke situatie neemt de onweerskans abrupt af na doortocht van de convergentiële lijn. De wind ruimt snel en de koelere lucht valt binnen. Dit is veelal het meest uitgesproken in het westen van het land, waar de wind snel van over zee gaat waaien. De doortocht van het koufront gaat dan veelal gepaard met meer egale neerslag en eventueel nog hier en daar een verscholen onweersbui.

De situatie buiten het onweersseizoen en vooral dieper in de winter liggen de kaarten totaal anders. Daar zijn het vooral de hoogtekarten die in het oog dienen gehouden te worden. Voor onweer in het winterseizoen is steeds een koude bovenlucht nodig. Extra opwarming aan de grond helpt de zaak vooruit maar is niet steeds nodig. Dikwijls wordt als richtgetal 40°C opgegeven tussen de 2m-temperatuur (T2m of Tmsl) en de temperatuur op 500 hPa (aangeduid door T500) om een redelijke

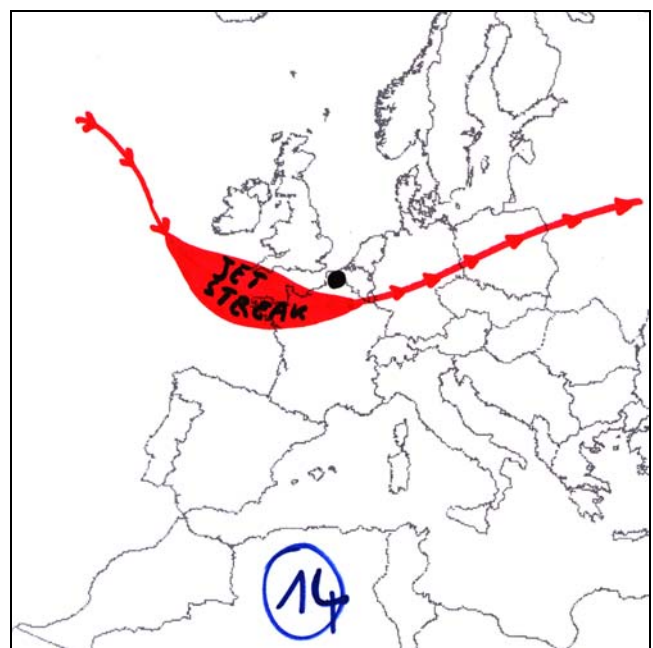
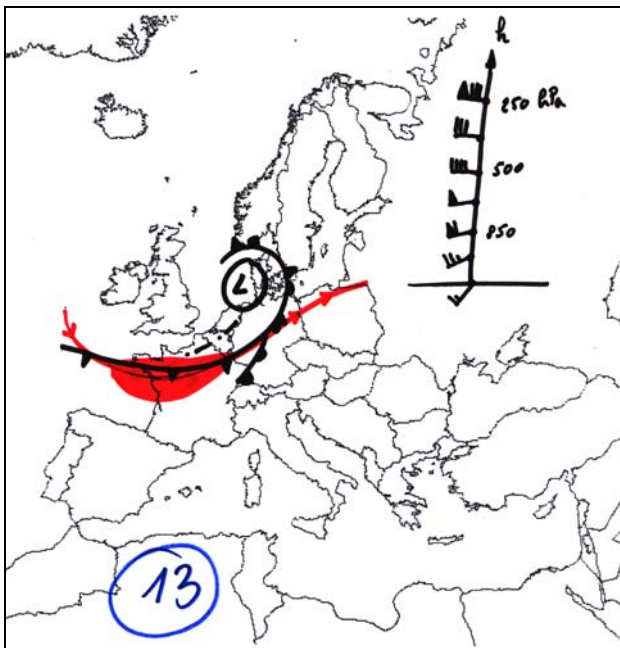
kans te maken op onweer. Dit werkt in de praktijk goed, al moet men steeds in het achterhoofd houden dat dit zeer indicatief blijft. In de winter kan de T500 in polaire lucht gemakkelijk dalen richting -30°C . Wordt het dan aan de grond een graad of $+10$, dan wordt aan deze voorwaarde reeds voldaan. Echter, in zeer koude polaire lucht kan de T500 in enkele gevallen dalen tot -40°C of zelfs nog enkele graden lager. Dan kan het dus gerust onweren bij koud weer tijdens winterse buien.

Afbeelding 11 toont dergelijke situatie. Aan de achterzijde van een koufront spoelt polaire maritieme lucht naar ons land. De luchtmassa wordt daarbij extra gedestabiliseerd doordat deze over de Noordzee strijkt. Dikwijls trekken aan de achterzijde van het front nog enkele buienlijnen mee en daarop (te vergelijken met een soort convergentielijnen) ontstaan gemakkelijk buien, eventueel met onweer. In de winter concentreren de meeste (onweers)buien zich bij dergelijke weerkaarten boven de Noordzee en vlak boven de Kuststreek. Organisatie tussen de onweersbuien komt er vooral als er zich in de stroming PVA-maxima voordoen. Er ontstaan dan zogenaamde spiraalwolken of 'Comma's' waarin geclusterde buien met onweer ontstaan. Is de luchtmassa Arctisch dan is er in dergelijke situaties steeds kans op een Polar Low.

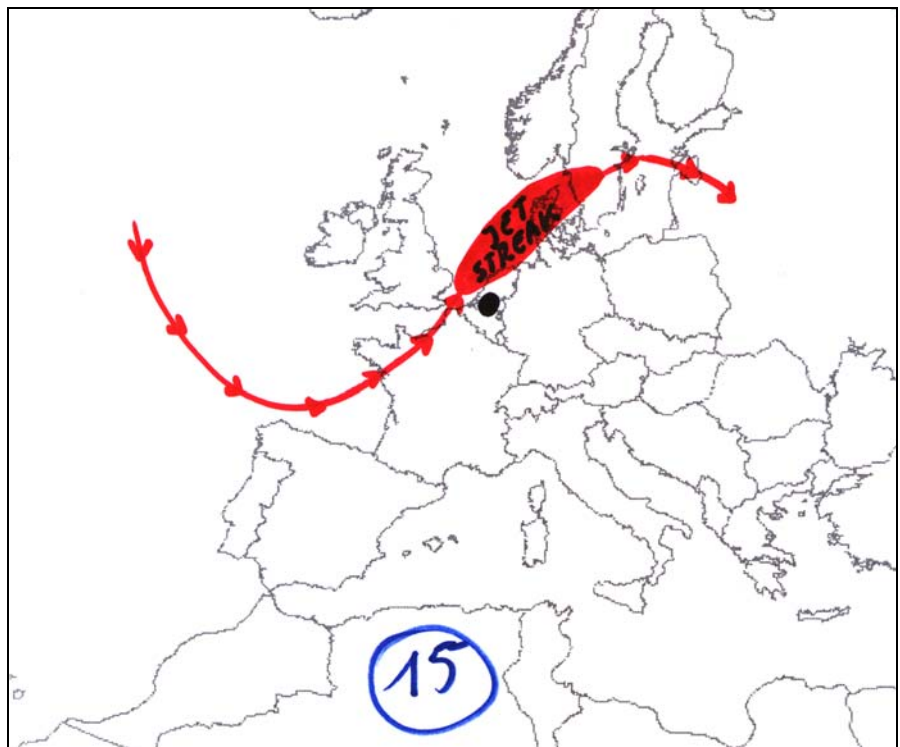


Afbeelding 12 toont een afgesnoerd hoogtelaag boven ons land. Dergelijk ULL is gevuld met koude lucht in de hoogte en men spreekt dan ook vaak van een koudeput. Dergelijke systemen kunnen lang op dezelfde plaats blijven hangen en zorgen voor een constante onstabiele. In de winter is de onstabiele vooral hoog boven Zeewater, maar doet deze situatie zich voor boven land, dan kunnen er in het zomerhalfjaar fikse buien ontstaan die de dagelijkse gang volgen. De zomer van 2002 was een voorbeeld waarin dergelijke situaties veel voorkwamen.

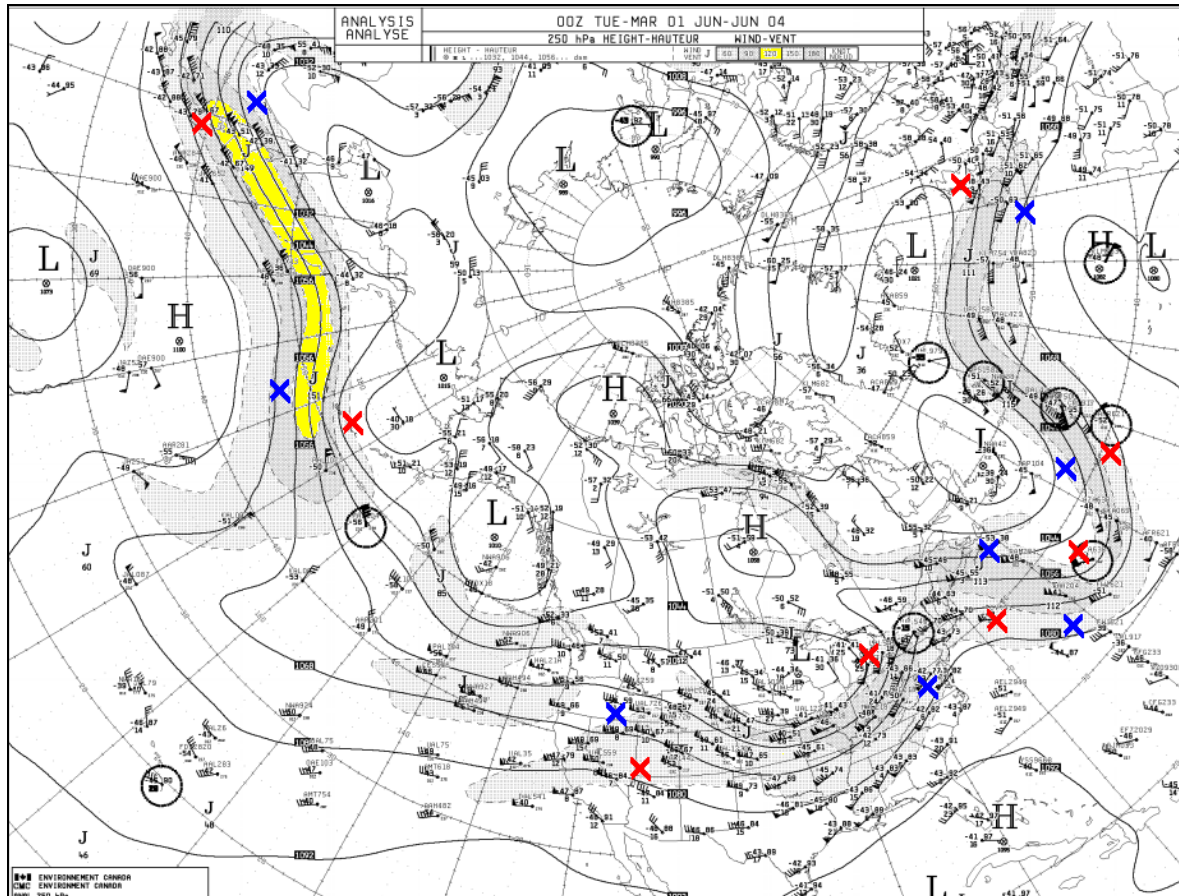
De stroming is in zo'n ULL zeer zwak en daardoor blijven de onweersbuien lang over dezelfde plaats uitregenen waardoor vooral gevaar heerst voor wateroverlast. Windschade is in dergelijke situaties minder waarschijnlijk. Heel vaak wordt het onweer ook gepaard gegaan door hagel, als gevolg van de zeer koude bovenluchten.



In afbeelding 13 is een kaart afgebeeld die in elk seizoen voor een verhoogde onweerskans inhoudt, doch vooral in het winterseizoen is het uitkijken, omdat de straalstroom (aangegeven door de rode stromingscurve met pijltjes) dan het krachtigst is. We hebben hier te maken met een depressie die van west naar oost ten noorden van ons land is getrokken. Ons land bevindt zich intussen net aan de achterzijde van het koufront. Het roodgekleurde vlak stelt een jetstreak voor. Door de onmiddellijke aanwezigheid van de straalstroom is de verticale windshear vaak erg groot, wat de aanwakkering van de buien stimuleert. Bovendien bevinden we ons op deze schets in de linker uitgang van de jetstreak waarin zijn een buienlijn voordoet. Deze situatie is vaak karakteristiek voor postfrontale felle onweersbuien, klein van gestalte maar dynamisch erg verraderlijk. Vooral mini-supercelles komen voor in dergelijke situaties. In afbeelding 14 en 15 is nog eens de positie van de jetstreak getekend zoals die vaak ligt bij zware onweersituaties en waardoor we ons ofwel in de LU (14) ofwel in de RI (15) bevinden van de jetstreak.



In onderstaande afbeelding staat een praktische analyse afgebeeld van de situatie op 250hPa (het niveau waarrond we de straalstroom mogen verwachten). De rode kruisjes geven de belangrijkste divergentiegebieden weer en de blauwe kruisjes de convergentiezones in de in- en uitgangen van de voornaamste jetstreaks.



http://meteocentre.com/analyse/navcan_250_00.html

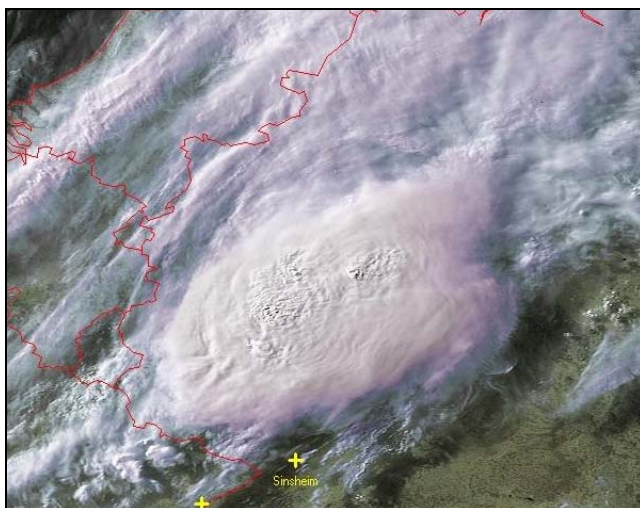
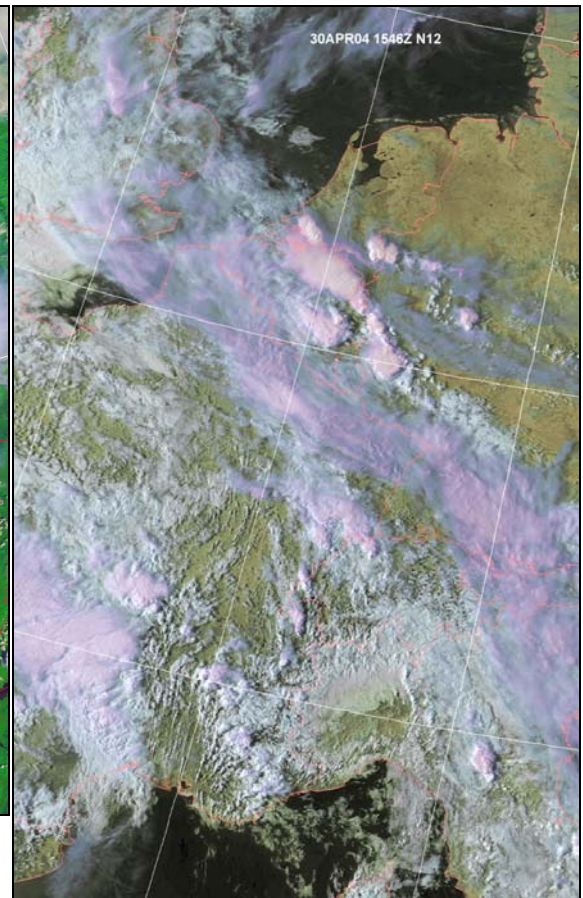
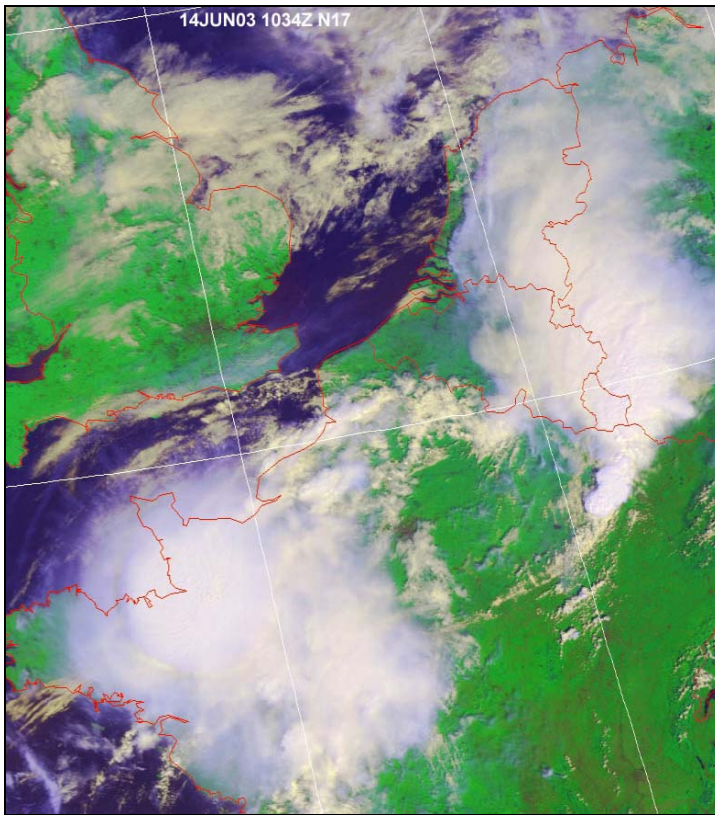
Weerkaarten op internet

Uiteraard is er niks zo dynamisch als het internet en de hieronder opgesomde links zullen dus in de loop van tijd sterven en dus onbereikbaar worden. Niettemin kiezen we ervoor enkele belangrijke kaarten af te beelden met een woordje uitleg.

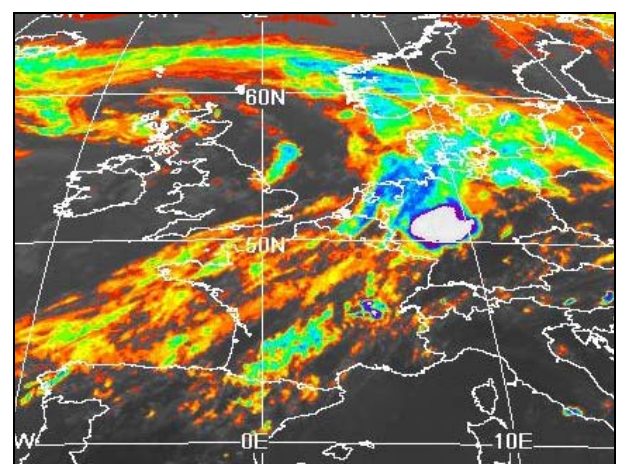
Vooreerst tonen we enkele satellietbeelden van onweersbuien. Degelijke hoge resolutiebeelden (AVHRR-NOAA) tonen zeer mooi de onweersbuien en de structuur staat in sterk contrast met andere wolken. Georganiseerde onweerscellen zijn op satellietbeelden zichtbaar als compacte structuren. Op IR-beelden gaat het om felwitte structuren, ten gevolge van het aambeeld dat zich bevindt aan de tropopauze waar het vriest tot een graad of 50. Op de VIS-beelden is meer structuur te zien, ten gevolge van de grote verticale expansie. Op bewerkte IR-beelden (de zogenaamde IR-enhanced beelden) zijn de onweersbuien nog beter te vinden, omdat daarop de temperatuur van de wolken in kleuren worden vertaald. Hieronder vindt u daarvan een voorbeeld met een groot onweercomplex (MCS) boven Duitsland.

De METEOSAT-7 satelliet kan enkel worden gebruikt voor grote onweercomplexen. De resolutie van de satelliet laat niet toe kleine geïsoleerde onweerscellen mooi in beeld te brengen. De nieuwe METEOSAT-8 (MSG) satelliet heeft een dergelijke resolutie dat de structuur van kleinere onweerscellen wel zichtbaar zijn, ondanks het feit dat deze satelliet zich op zo'n 36.000 km hoogte bevindt.

Radarbeelden zijn uiteraard erg geschikt om grote details te verkrijgen van de afzonderlijke onweercellen. Jammer genoeg zijn recente radarbeelden niet makkelijk op het internet beschikbaar zonder kostprijs.



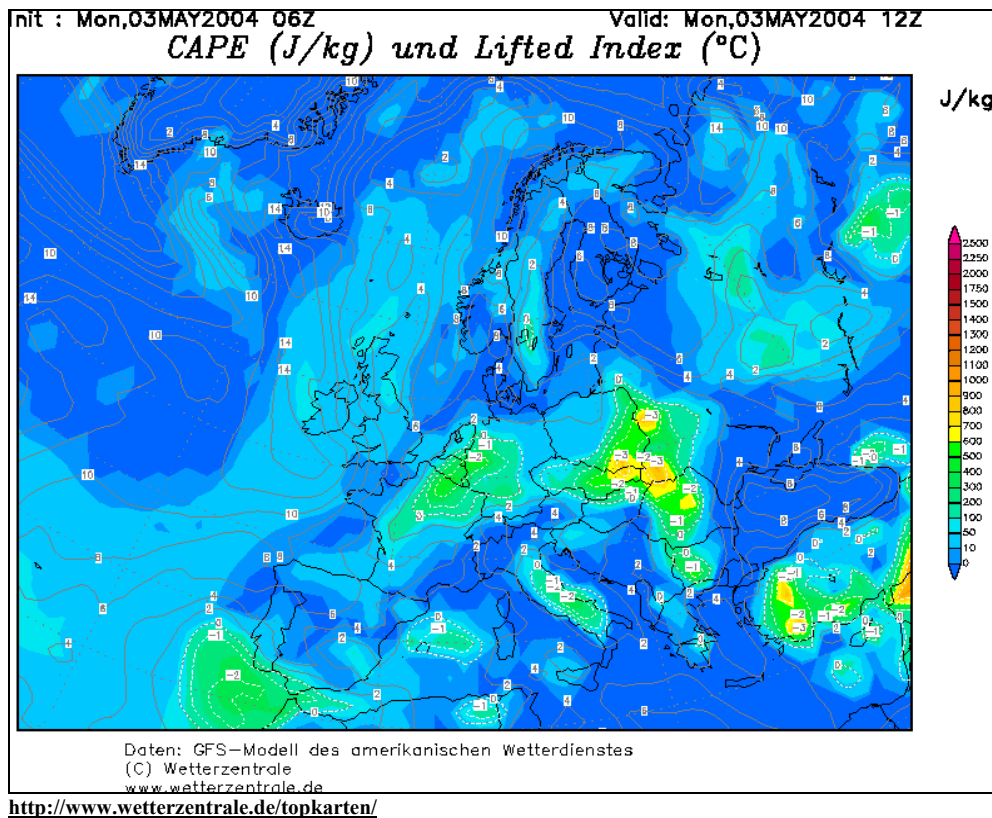
VIS-foto met een MCS boven Duitsland



IR-Enh-foto met dezelfde MCS (wit staat voor de koudste temperaturen van de wolke toppen)

Weerkaarten, analyses en berekeningen van modellen zijn er op internet in overvloed te vinden. De belangrijkste staan vermeld op de Donderkopsite. Op deze site vind je ook recente satellietbeelden, bliksemkaarten, Forums over het weer en onweer, enz...

De site vind je op <http://users.pandora.be/donderkop/links/linkonline.htm>

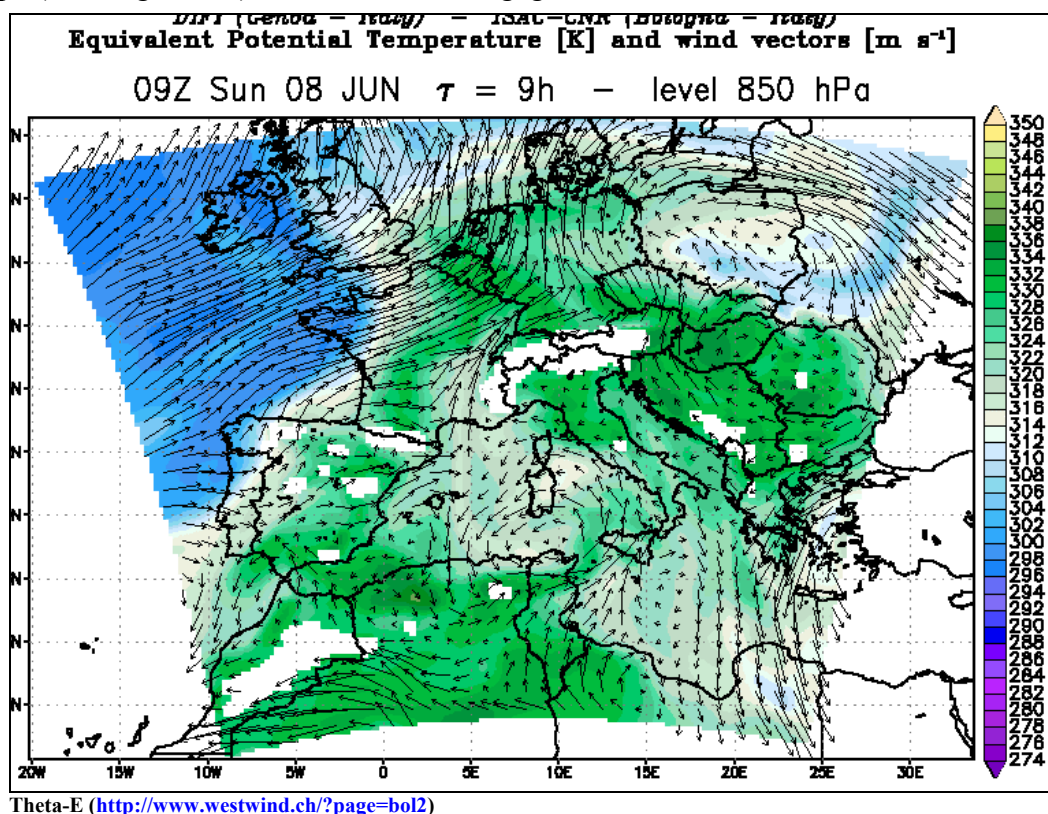


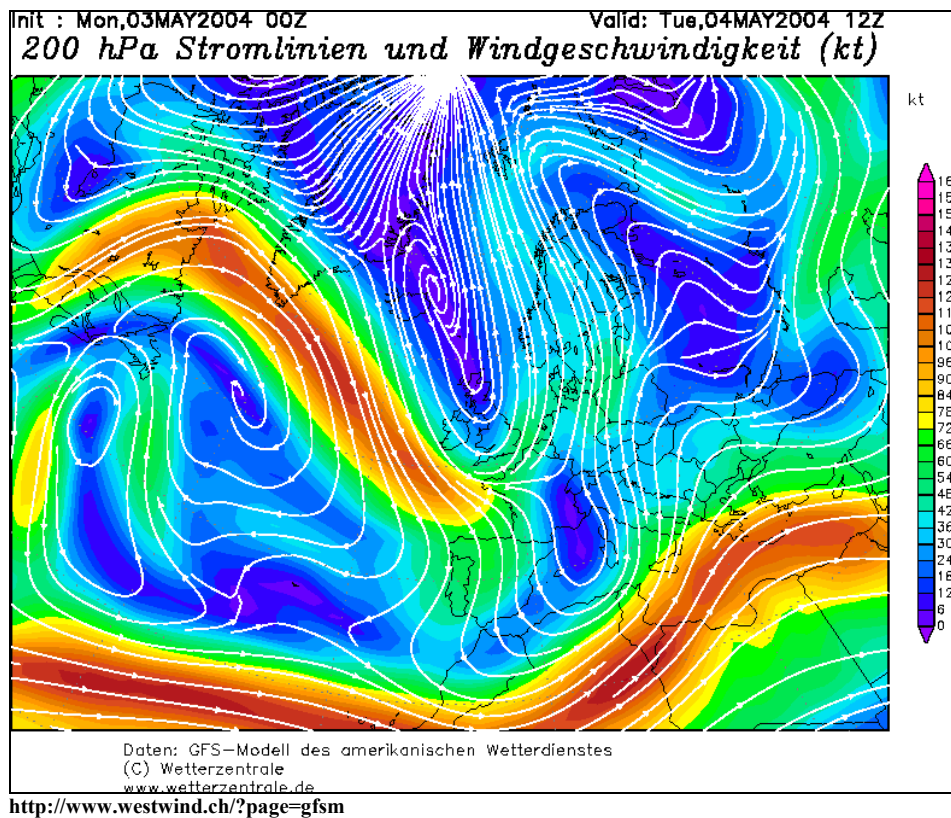
Enkele kaarten die van belang zijn voor het voorspellen van onweer, zijn in eerste instantie de kaarten die aangeven in hoeverre de onweerdriehoek wordt gerespecteerd.

Eerst en vooral de onstabiliteit en energie. Onderstaande kaarten geven de LI, CAPE en KO-index aan. Wie een idee wenst te hebben over de hoeveelheid energie die er in de atmosfeer kan vrijkomen, bekijkt de kaarten met daarop de theta-W (of theta-E) op het 850 hPa-niveau.

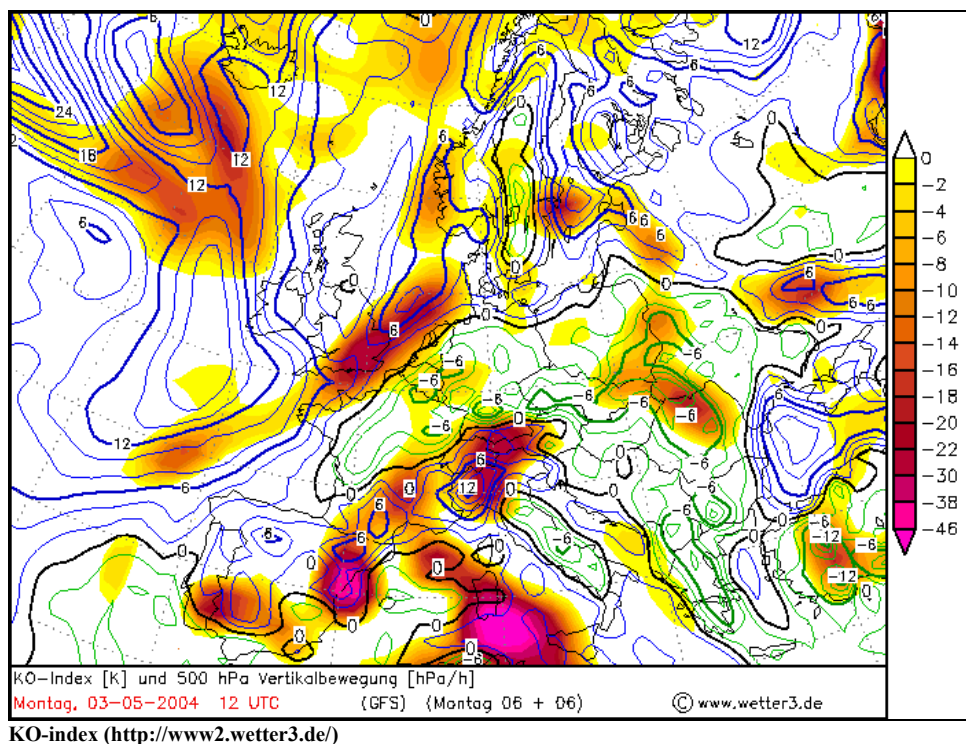
Een voorbeeld is te

zien op onderstaand kaartje van het BOLAM-model. Hoe groener de kleur, hoe warmer en vochtiger de luchtmassa is. Op dit voorbeeld zien we een advectie van hoge theta-W waarden vanuit het zuiden over ons land stromen. De scheiding tussen de groene en blauwe kleur is te situeren nabij de westkusten van Europa (wit/beige kleur). Daar situeert zich gegarandeerd het koufront.



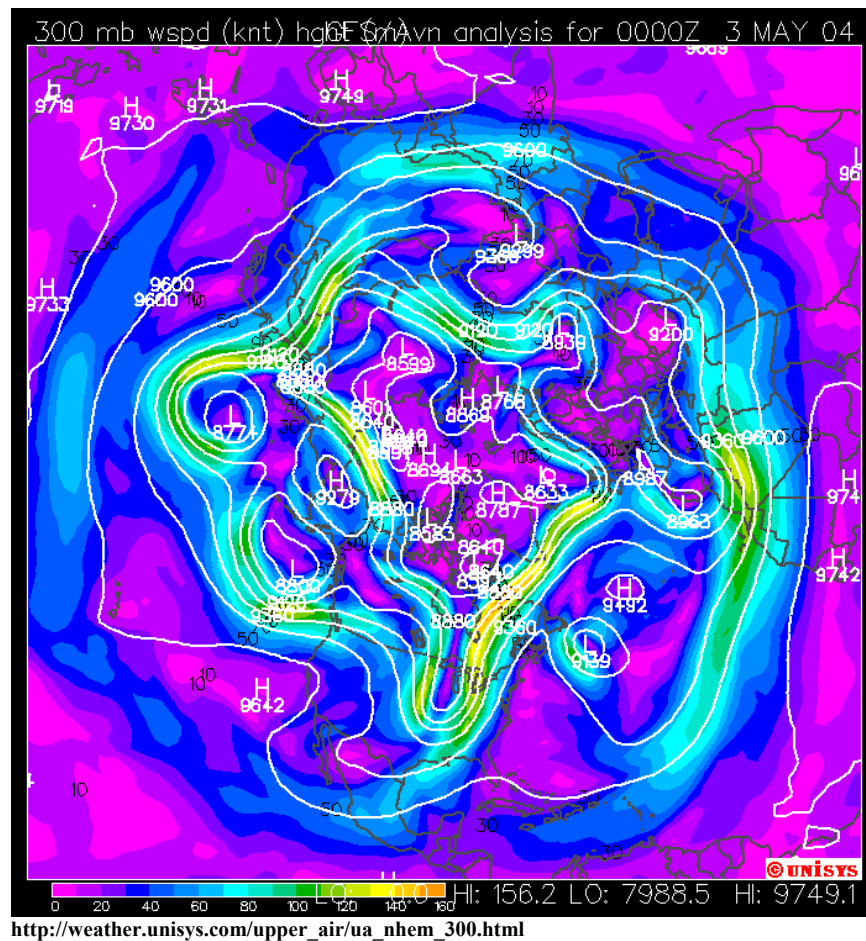


Op de onderstaande kaart is de KO-index weergegeven. In dit voorbeeld zien we negatieve waarden voor het grootste deel van de Benelux. Naast de KO-index zijn ook de verticale bewegingen te zien op 500 hPa. Stijgbewegingen zijn uiteraard zeer belangrijk bij de onweersdiscussie want ze houden belangrijke triggers in.



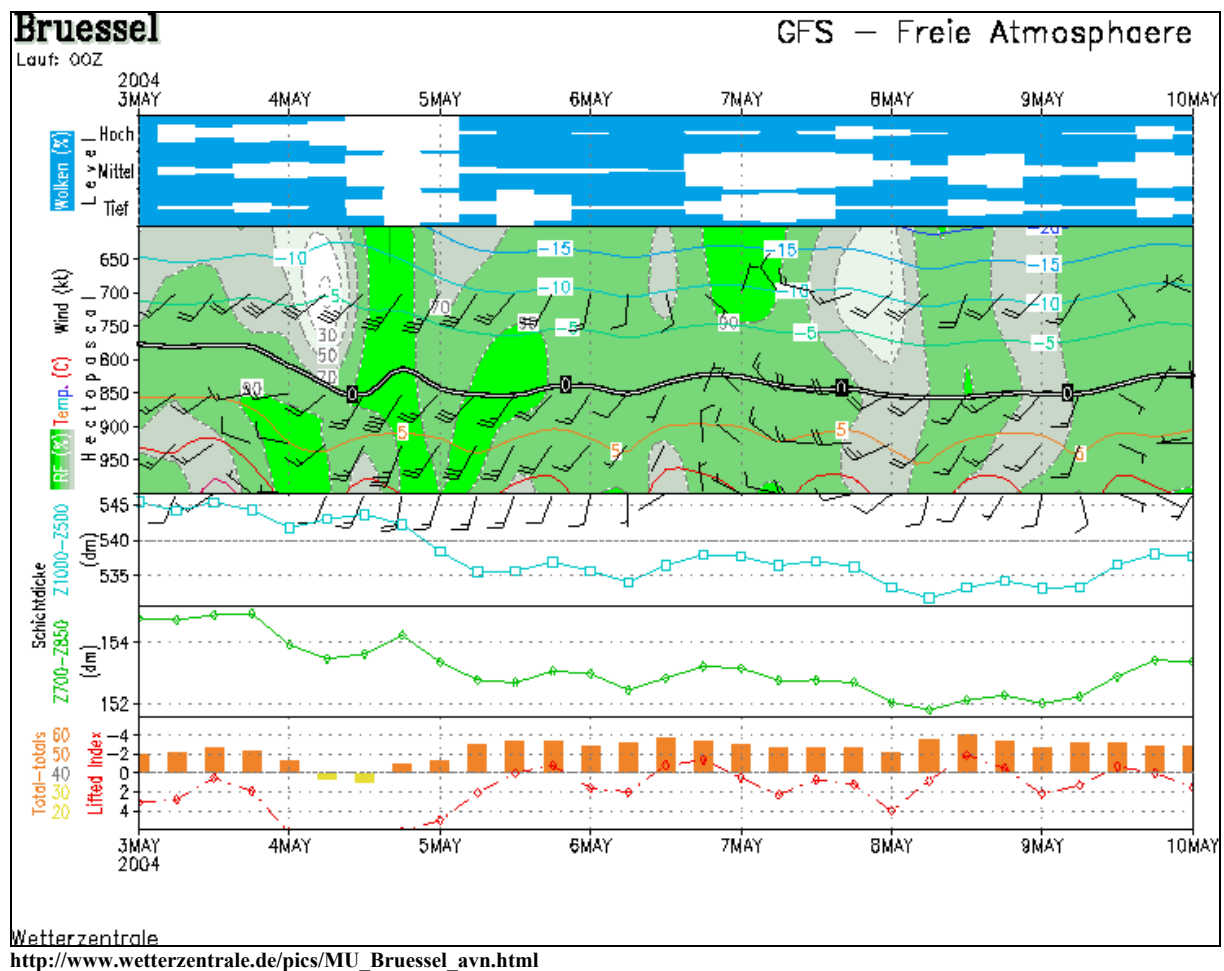
De straalstroom en voornamelijk de positie van jetstreaks t.o.v onze regio is ook op te zoeken op het internet. Je kan modellen raadplegen zoals op de afbeelding bovenaan deze pagina.

Maar je kan ook analyses bekijken van de huidige positie:



En uiteraard mogen de hoogtepeilingen niet ontbreken. Een voorbeeld daarvan kon je reeds zien onder het punt “Lifted Index en Cape”. Zowel oude peilingen zijn op het net te vinden, maar eveneens kan je aan de hand van het GFS-model (het vroegere “AVN/MRF”) voorspelde peilingen construeren via http://www.westwind.ch/w_meta.php. Naast thermodynamische kaartjes kan je er ook de evolutie van de voorspelde verticale windverdeling bekijken, wat kan helpen de evolutie van de windshear in te schatten.

Iets gelijkaardigs is ook te vinden bij Wetterzentrale (zie onderstaande afbeelding en URL). De grafiek (in dit voorbeeld, de zogenaamde “vrije atmosfeer”) geeft de evolutie weer van zowel thermodynamiek als dynamiek in de atmosfeer boven een bepaalde plaats en voor enkele dagen vooruit. De Lifted Index is hier in functie van de tijd weergegeven, maar interessant is ook om te zien op welk niveau de isothermen liggen en hoe deze evolueren (zakken of stijgen). Ook de relatieve vochtigheid en zijn evolutie is op de grafiek weergegeven, alsook de TTI.



Stormchasen in de Lage Landen?

Iedereen is vertrouwd met de Amerikaanse supercells en de jagers die ze achterna zitten met hun chase-mobiel. De uitgestrekte Plains van de Midwest nodigen inderdaad uit voor dergelijke ondernemingen. De stormchasers daar leggen op hun jacht niet zelden vele honderden kilometers af per dag om de onweercellen bij te blijven of op te zoeken.

Onweer in de USA is toch nog iets anders dan deze die we hier kennen. Vooral in gunstige situaties groeien de onweercellen er uit tot vernietigende mastodonten met hagel als honkballen en tornado's van soms wel 300m breed of meer. Maar chasen in de USA kent nog meer voordelen t.o.v hier. Het wegennet is er veel en veel minder verzadigd dan hier en dus verloopt chasen door het verkeer er doorgaans een stuk vlotter. Aan de andere kant is het wegennet ook een stuk minder vertakt en dat houdt in dat, wanneer je eenmaal een onweer volgt, je niet vaak naar links of rechts kan afslaan. Ook de zichtbaarheden zijn door het overwegend vlakke en onbebouwde landschap veel beter. Daar komt dan nog eens bij dat de luchten er vaak ook een stuk zuiverder zijn dan hier. Het fotograferen van wolken en bliksem lukt er dan ook veelal beter dan hier, getuige de vele fotosites op het internet.

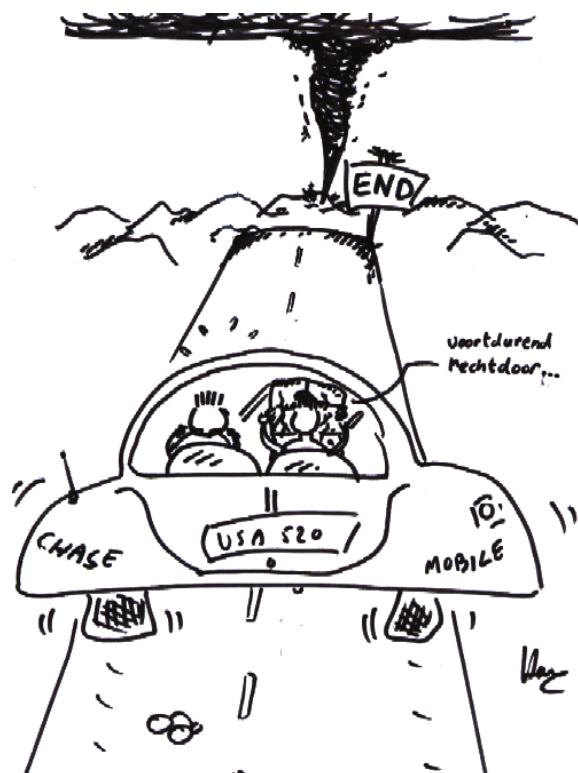
Maar niettemin loont het jagen op onweer ook hier meer dan de moeite. Om teleurstellingen te vermijden moet elke potentieel jager echter goed beseffen dat vele chase-pogingen niet het gehoopte resultaat zullen opleveren. Chasen doe je best voor een deel voor de chase zelf. Als daarbij dan ook mooie foto's kunnen genomen worden, is dat mooi meegenomen. Maar chasen, puur voor de spectaculaire foto's, prachtige wolkenluchten of die éne tornado zal vaak op niks uitdraaien. Er zijn vele redenen te bedenken waarom iemand wil chasen: voor het avontuur, om iets te leren over het onweer

in de praktijk, voor de spectaculaire beelden en lichten, om foto's te nemen van de wolken of de bliksem,...

Waarom chasen?

Wel, het is bijna een noodzaak om, wil je tijdens het zomerhalfjaar zoveel mogelijk onweersbuien te onderscheppen, je te verplaatsen. Enkele onweersbuien komen heus wel naar jou toe, maar wil je niet afhangen van het toeval en wil je niet de zoveelste cel links van jouw huis zien voorbijtrekken, dan zal je er echt zelf moeten naar toe trekken. Een auto is daarbij een noodzakelijk hulpmiddel. Maar chasen houdt per definitie enkele risico's in, die je mits het in acht nemen van enkele regels, kan beperken.

- probeer niet alleen te chasen: jouw twee ogen heb je voor de volle 100% nodig voor het besturen van de auto in de soms al moeilijke weersomstandigheden. Wil je tijdens het besturen ook nog het onweer in de gaten houden en bewonderen, de wegenkaart lezen en foto's nemen, dan ben je beslist niet goed bezig. Een alternatief is snel naar het onweer rijden en ter plaatse in de buurt alles in ogenschouw nemen. Maar in de praktijk is dat niet altijd mogelijk en bovendien verlies je daarbij veel tijd. En tenslotte, met twee of drie is het avontuur veel sterker en word je op dingen gewezen die je zelf misschien niet zag
- zonder informatie over het weer zal je moeten "blind-chasen". Dit puur visueel chasen is niet echt rendabel. Je hebt best een laptop bij met draadloze internetverbinding waarop je a.d.h.v radarbeelden en dergelijke weet waar de onweersbuien zich verbinden. Het kan verre trektochten naar uitdovende cellen vermijden. Het spreekt voor zich dat hier best iemand anders dan de chauffeur de beelden en gegevens analyseert.



- stormchasen wil per definitie zeggen dat gepoogd wordt bij de onweersbuien te komen. Afhankelijk van het vooropgestelde doel en wens (fotograferen, beleven,..) zal telkens een andere positie t.o.v het onweer moeten worden ingenomen. De fotograaf zal weinig hebben aan

een plaats in de hagelzone en zal ook het daglicht schuwen. De chaser die het onweer wil 'belevén en voelen' zal juist in de kern van het geweld willen doordringen. Meestal echter zal men proberen de neerslagkern te vermijden. Op die manier blijft de zaak onder controle, heb je het beste zicht op het opgejaagd wild en blijven de rijomstandigheden en gevaar voor schade aan de auto beperkt. Kom je toch in de neerslagzone terecht, probeer dan de snelheid aan te passen aan het weer.

Klinkt zagerig uiteraard, maar nogal wat voorbeeldige chauffeurs die anders misschien volgens de regels van de kunst rijden zullen, opgehitst door het onweer en in volle achtervolgingsdrang, onvoorzichtiger worden dan anders. Het komt er dan op aan het onweer op de tweede plaats te zetten en de veiligheid te laten primeren. Ook al trekt het onweer snel weg en zit het verkeer weer maar eens vast. Het onweer mag nooit de veiligheid van jou en de passagiers in gevaar brengen.

- zorg dat je goed voorbereid bent, de beslissing om te chasen komt soms onverwachts. Zorg dat de fotoapparatuur in orde is, zorg voor **reservebatterijen**, voor genoeg geheugen of film, zorg voor een zaklamp indien 's avonds vertrokken wordt. Eten en drinken meedoen en een volle tank kan een tussenstop uitsparen. Uiteraard ook de communicatieapparatuur (GSM, laptop) in gereedheid brengen en niet thuis laten liggen. Zorg voor wegenkaarten, eventueel ook van de buurlanden, want het onweer stopt niet aan de grens, de wegenkaart vaak wel! Zorg voor regenkledij.

Veel meer praktische vragen kan je altijd stellen op het forum van bv. de Donderkopsite (<http://groups.yahoo.com/group/donderkop/>), waarop enkele chasers actief zijn.

Stabiliteitsindexen

(op basis van <http://www.crh.noaa.gov/lx/science/CONVECTIVE%20INDICES.htm>)

Hieronder staan we even stil bij enkele veel gebruikte stabiliteitsindexen en indexen die de kans op onweer inschatten.

K Index

Formule: $(T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - T_{dd700}$

- Enkel gebruiken als maatstaf voor de onweerkans
- De index stijgt bij toenemende vochtigheid

Verspreiding van het onweer (J. J. George, 1960)	
< 20	Geen
20 to 25	Geïsoleerd
26 to 30	Hier en daar
31 to 35	Verspreid

Cross Totals

Formule: $T_{d850} - T_{500}$

Verspreiding van het onweer (Miller, 1972)	
< 18	Onweer weinig waarschijnlijk
18 to 19	Geïsoleerd tot enkele
20 to 25	Verspreid
26 to 29	Verspreid tot zeer talrijk

Vertical Totals

Formule: $T_{850} - T_{500}$

Verspreiding van het onweer (Miller, 1972)	
≥ 26	Toenemende onweerkansen

Total Totals

Formule: $(T_{d850} - T_{500}) + (T_{850} - T_{500})$

- enkel gebruiken als een voorspeller van de onweersbedekking
- houdt voornamelijk rekening met het verticale temperatuursverschil en kan de situatie nogal overschatten bij zeer koude bovenluchten. Zeker in combinatie gebruiken met CAPE, LI en KO-index.

Verspreiding van het onweer (Miller, 1972)	
< 44	Geen
44 to 45	Geïsoleerd tot enkele
46 to 51	Verspreid
52 to 55	Verspreid tot zeer talrijk

Lifted Index (LI)

Surface Based LI (degrees C)	
0 to -2	Zwakke onstabieleit
-3 to -5	Matige onstabieleit
-6 to -9	Grote onstabieleit
< -9	Extreem grote onstabieleit

SBLI....LI berekend op basis van een luchtbel die vanaf de grond vertrekt (op basis van de 2m-gegevens)

MULI....LI berekend op basis van een luchtbel die vertrekt op een luchtdrukkniveau dat uitmondt in de meest onstabiele LI (laagste LI) die mogelijk is

MLLI....LI berekend op basis van een luchtbel die de begineigenschappen bezit (gemiddelde temperatuur en vochtigheid) van de onderste luchtlaag tussen 1000hPa en 900hPa. Deze LI wordt onder meer gebruikt door (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>)

CAPE (Convective Available Potential Energy)

Formule:

$$NA_i = -\frac{g}{\theta_{v,env}} \int_i^{LFC} (\theta_{v,parcel} - \theta_{v,env}) dz$$

- deze index geeft in eerste instantie geen kans op onweer aan, maar geeft wel een idee van de hevigheid van een onweer, als die wordt gevormd.

Kan van plaats tot plaats sterk verschillen, net zoals de LI. Hangt immers voor een belangrijk deel af van de situatie (temperatuur en vochtigheid) aan de grond en deze kunnen sterke regionale verschillen vertonen.

Surface Based CAPE (J/kg)	
0 to 999	Marginale onstabieleit
1,000 to 2,500	Matige onstabieleit
2,500 to 4,000	Sterke onstabieleit
> 4,000	Extreem grote onstabieleit

SBCAPE.....CAPE berekend op basis van een luchtbel die vanaf de grond vertrekt (op basis van de 2m-gegevens)

MUCAPE....CAPE berekend op basis van een luchtbel die vertrekt op een luchtdrukkniveau die uitmondt in de meest onstabiele CAPE (hoogste CAPE) die mogelijk is

MLCAPE....CAPE berekend op basis van een luchtbel die de begineigenschappen bezit (gemiddelde temperatuur en vochtigheid) van de onderste luchtlaag tussen 1000hPa en 900hPa. Deze CAPE wordt onder meer gebruikt door (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>)

Lapse Rates (vertikaal temperatuurverval)

- grotere onstabieleit naarmate de lapse rates de droge adiabaat nadert (9.8°C/km)
- lager dan 5.5°C/km betekent een stabiele opbouw
- kijk uit voor $\geq 20^{\circ}\text{C}$ delta T's tussen 500 and 700 hPa

TQ Index

Formule: $(T_{850} + T_{d850}) - 1.7 (T_{700})$

- gebruikt bij luchtmassa's met lagere tropopauze

TQ Index (degrees C)	
> 12	Onderste luchtlagen zijn onstabiel en onweer kan zich vormen buiten gebieden met stratiforme bewolking
> 17	embeded onweer

Low Level Shear

Formule: grootte van het vectorieel verschil tussen de wind op 700 hPa en de grondwind.

- Kan gebruikt worden om de kans in te schatten van bow-echoes en de bijhorende windverschijnselen

Low Level Shear	
≤ 22 kts (11 m/s)	Zwakke Shear (weinig kans op Bow echoes)
23 to 37 kts (12 to 19 m/s)	Matige Shear (kans op Bow echoes)

Deep Layer Shear

Formule: grootte van het vectorieel verschil tussen de wind op ca. 500hPa en de grondwind.

- 0 tot 6 km shear kan worden gebruikt om de kans op supercells te bepalen.

Deep Layer Shear	
> 35 kts	Marginaal voor supercells

Energy Helicity Index (EHI)

Formule: $EHI = (CAPE \times SRH) / 160.000$

- Deze index is het ganse jaar door te gebruiken, omdat hij zowel rekening houdt met het onweer buiten het onweerseizoen (meet meestal lage CAPE maar eventueel wel hoge SRH) als binnen het onweerseizoen.

EHI (Rasmussen and Blanchard, 1998)	
> 1.5	Kans op belangrijke windhozen

Storm Relative Helicity (SRH)

Formule: Het is de verticaal geïntegreerde waarde van de horizontale vorticeitsadvectie. Het is een maat voor de hoeveelheid zgn. "streamwise vorticity" die een onweersbui ondervindt. De index geeft een idee hoe groot de kans op rotatie is.

0 -3 km Storm Relative Helicity	
$> 100 \text{ m}^2/\text{s}^2$	Kans op supercells, vaak vals alarm (Davies-Jones et al. 1990, Moller et al 1994)
$> \sim 150 \text{ to } 200 \text{ m}^2/\text{s}^2$	Kans op 'right movers' die kunnen uitgroeien tot supercells indien de CAPE groot is (Thompson, 2000)
$> 300 \text{ m}^2/\text{s}^2$	Kans op 'right movers' die kunnen uitgroeien tot supercells indien de CAPE niet te klein is (Thompson, 2000)
$> 500 \text{ m}^2/\text{s}^2$	Grote kans op windhozen en supercells wanneer buien zich vormen (Markowski et al 1998b)
0 -1 km Storm Relatvie Helicity	

Bulk Richardson Number (BRN)

Formule: $\text{CAPE}/\text{BRN Shear}$

De index probeert te voorzien welk type onweer er zal komen. Het is een vaak gebruikte index, maar met twijfelachtige resultaten (zeker bij resultaten tussen 35 and 50, gezien daar een overlapping zit).

BRN (Weisman and Klemp, 1984)	
< 10	Weinig kans op zwaar onweer, gezien de te grote windshear
10 to 50	Kans op supercells
> 35	Weinig kans op supercells, maar wel op multicells

Wet Bulb Zero

- Aan de hand van de hoogte waarop de natteboltemperatuur nul graden wordt, kan een schatting gemaakt worden van de hagelgrootte.

Grootte van de hagel (AWS/TR-79/006/Revised)	
1.500 - 2.120 m	Kleine hagelstenen
2.120 – 2.727 m	Beste situatie voor grote hagelstenen
2.727 – 3.180 m	Kans op grote hagelstenen

Lifting Condensation Level (LCL)

- Een lage LCLs betekent dat er een groter vochtgehalte aanwezig is in de atmosfeer onder de wolkenbasis dan bij een hoge LCL.
 - In een studie van bijna 3.000 studies in 1992, kwam uit dat in meer dan de helft van de gevallen de zwaardere windhozen voorvielen mij een LCL lager dan 800m, terwijl meer dan de helft van de windhoosloze gevallen, de LCL boven 1.200m lag (Rasmussen and Straka, 1998). Bemerk dat er een overlapping is.
 - Edwards en Thompson (2000) vonden geen zware windhozen in een lijst van 188 supercellen waarbij de LCL boven 1.500m.
-

Level of Free Convection (LFC)

- Dit is het niveau waarop een luchtbel 'spontaan' begint te stijgen zonder dat daarvoor externe krachten voor nodig zijn.
 - Recent onderzoek laat uitschijnen dat windhozen bij supercells waarschijnlijker worden bij een LFC lager dan 2.000m (Thompson, 2001).
-

LFC-LCL

- Het hoogteverschil tussen LFC en LCL.
- Hoe kleiner het verschil, hoe groter de kans op diepe convectie en dus hoe groter de kans wordt op felle onweersbuien

Als afsluiter staan we nog even stil bij twee praktisch voorbeelden, en daarna nog bij enkele losse beelden. Een eerste situatie komt uit de verschroeiende zomer van 2003.

8 juni 2003

Situatie in de hoogte:

Ons land bevindt zich aan de warme kant van de straalstroom, waarvan een jetstreak zich bevindt in de stijgende tak van een hoogtelaag ten westen van West-Europa. In de kern van deze jetstreak worden winden gemeten tot 115 kts. Omstreeks middernacht bevindt het noordwesten van Frankrijk zich in de rechter ingang van de jetstreak. Deze configuratie heeft dus ongetwijfeld meegeholpen bij de triggering en organisatie van het onweer. Op het beeld in afbeelding 1 is de jetstreak reeds opgeschoven naar het oosten en is het voornamelijk de Benelux die zich in deze zone bevindt.

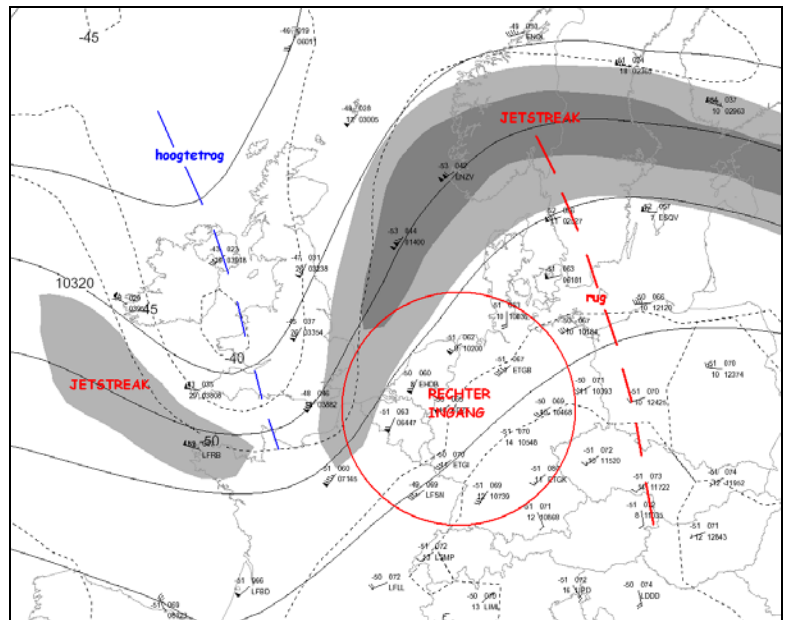


Fig. 1 Hoogtekaart van 250 hPa om 14 uur. (bron: University of Wyoming - Department of Atmospheric Science)

Situatie aan de grond en meso-analyse (afbeelding 2)

Een depressie gelegen ten zuidwesten van IJsland voert polaire lucht naar het westen. Deze koelere maritieme lucht-massa wordt voorafgegaan door een golvend koufront dat omstreeks middernacht het Europese continent bereikt. Aan de voorzijde van het front (in de warme sector) bevindt zich een duidelijke thermische laaggedruk-vore boven Frankrijk. Een convergentielijn, die tijdens de avond van 7 juni over het Noorden van Spanje was ontstaan, trekt naar het noordoosten. De meso-analyse in afbeelding 2 toont in feite mooi wat we eerder hebben gezien. Voor het koufront is een convergentielijn ontstaan in een thermische vore (trog). Terwijl ons land zich nog bevindt in de warme luchtmassa, zit het ui-

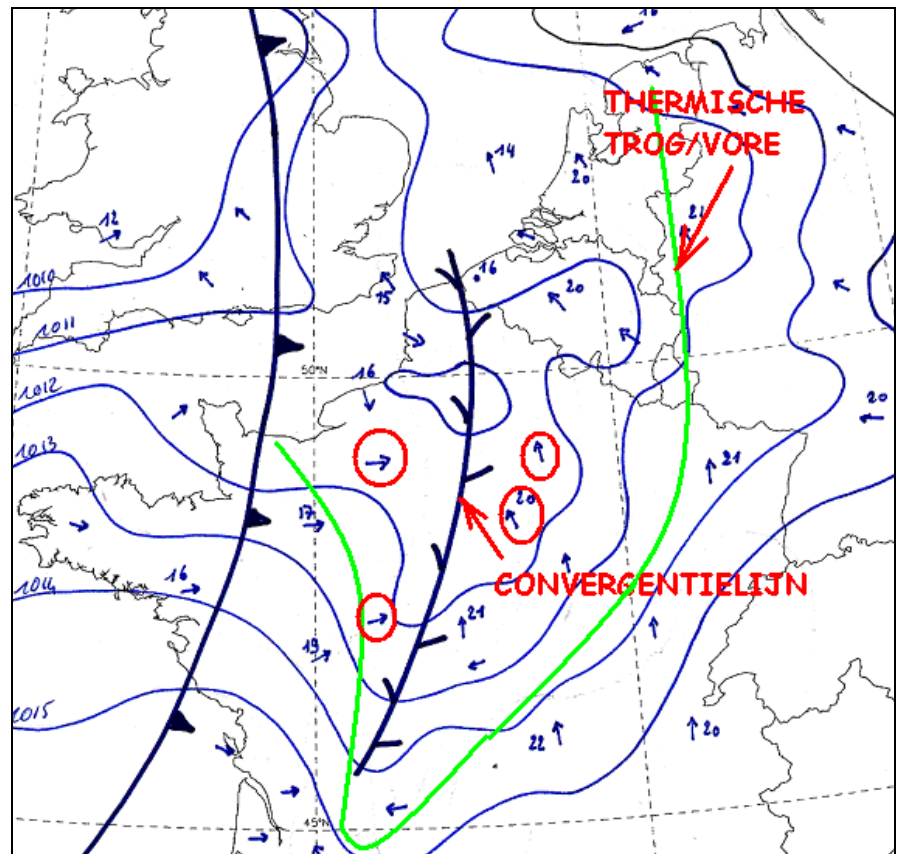


Fig. 2 Meso-analyse van 8 juni, 8 uur. De blauwe lijnen staan voor de isobaren, de pijltjes geven de windrichting aan en de cijfers staan voor de temperatuur

terste westen van Frankrijk zich reeds in de koelere oceaanolucht. Dit is ook klassiek. We zien duidelijk de convergentie nabij de convergentielijn. Aan de voorzijde komt de wind uit het SE, maar aan de achterzijde is de stroming WSW. Ook de thermische vore (zie de isobaren die een knik vertonen naar beneden nabij de convergentielijn) is goed te zien (de groene lijn geeft dat nog eens geschetst weer). In dit voorbeeld is zelfs een afzonderlijke lagedrukkern zichtbaar boven het noordwesten van Frankrijk. Dit is dus een thermisch lagedrukgebiedje.

In figuur 3 is dezelfde situatie geschetst, maar dan 6 uur eerder. U herkent deze situatie ongetwijfeld van de schets die we eerder hebben besproken. Aan de voorzijde van het golvend koufront, en hier dan ook aan de achterzijde van het warmtefrontsegment, bevindt zich ook al een convergentielijn. Deze die ons later zal bereiken (zie afbeelding 2) bevindt zich nu nog over het westen van Frankrijk. In afbeelding 3 zien we duidelijk dat er achter het warmfront onstabiele en warmere lucht ons land binnenspoelt. Aan de voorzijde van de convergentielijn (die overigens mooi ingepakt zit in een scherpe thermische trog) zien we een overheersende NE-stroming. Aan de achterzijde echter is de stroming duidelijk SE. De hoogste potentiële onstabiliteit vinden we bij de hoogste theta-w (850 hPa) die zich op dat moment boven het zuiden van het land bevinden (18°C). Boven ons land en het westen van Duitsland bevindt zich nog een convergentielijn, waarschijnlijk de restanten van een oud zeewindfront van de dag ervoor.

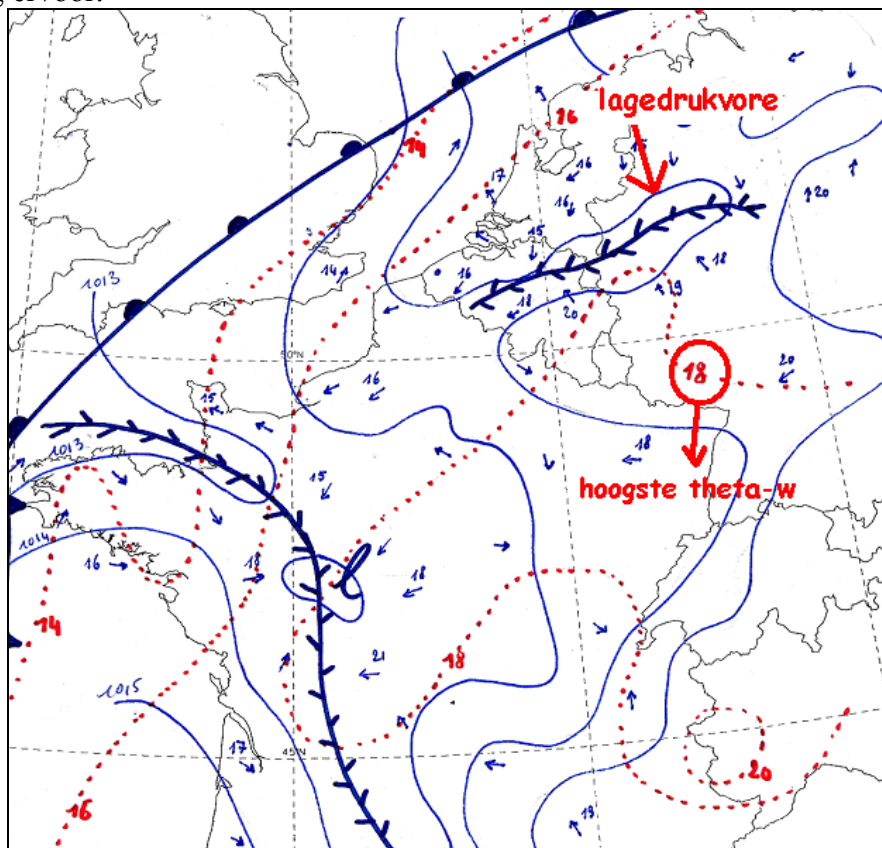


Fig. 3 Meso-analyse van 8 juni, 2 uur. De blauwe lijnen staan voor de isobaren, de rode stippellijn geven de θ_w -850 hPa velden aan en de cijfers staan voor de temperatuur

In afbeelding 4 is een hoogtepeiling opgenomen uit Trappes (nabij Parijs). We zien een nachtelijke oploping, waardoor we niet verbaasd moeten zijn van de inversie nabij de grond. Voor de rest is de opbouw van de atmosfeer vrij onstabil, ondanks enkele relatief dunne stabiele luchtlaagjes. Op 850 hPa zien we dat het dauwpunt vlakbij de gewone temperatuur ligt. Daar is de RH dus erg hoog en het is waarschijnlijk dat zich daar een wolkenlaag bevindt. Merk voor de rest ook de sterke verticale windshear op. Aan de grond is het windstil, maar op enkele honderden meters staat een SE-wind. Op enkele kilometers hoogte staat een SW-wind. Bovendien neemt de wind vrij snel toe met de hoogte.

In afbeelding 5 zien we een representatief beeld van de theta-e-velden op 850 hPa. Zoals gezegd kunnen we theta-e gebruiken voor theta-w. We zien hier duidelijk de grootste theta-e-contrasten nabij de fronten. Bovendien zien we duidelijk dat aan de voorzijde van deze fronten de stroming SW is en er vanuit het zuidwesten hoge theta-e waarden worden aangevoerd (Spanish Plume). Deze zone is aangegeven door de gele stippellijn.

We sluiten deze onweersituatie af met enkele interessante beelden. De eerste twee (afbeelding 6 en 7)

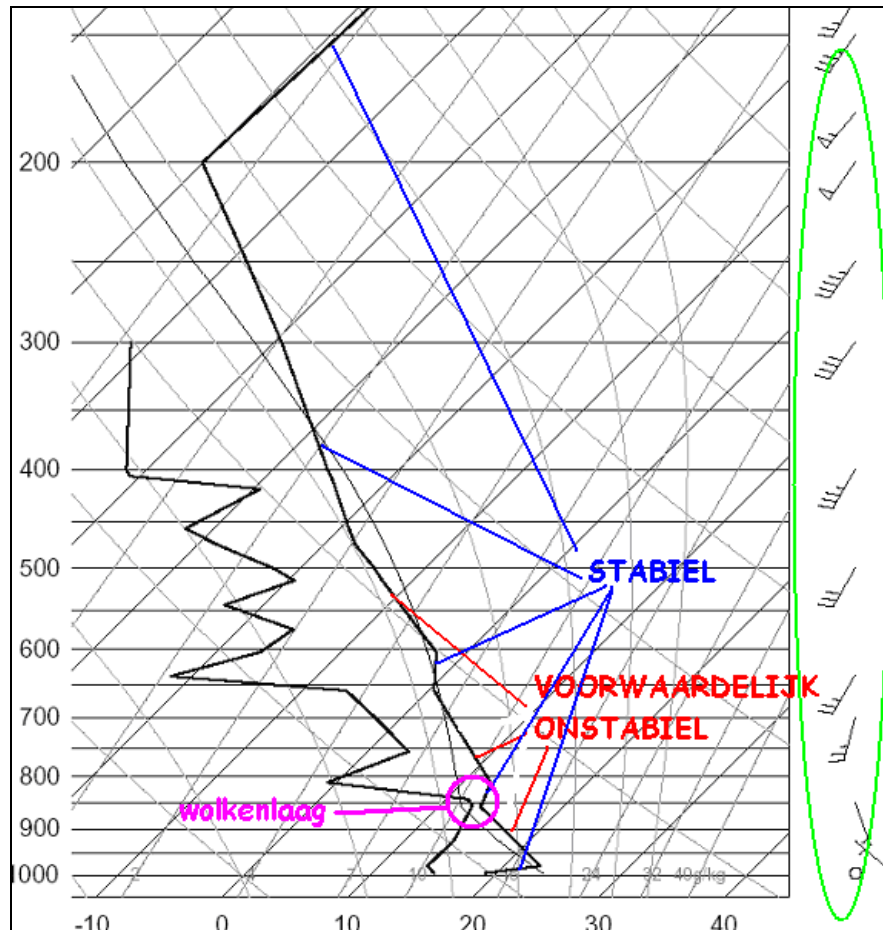


Fig. 4 Hoogtepeiling van Trappes op 8 juni om 2 uur. (bron: University of Wyoming - Department of Atmospheric Science)

tonen een satellietbeeld van het onweer waarover we het hebben. Afbeelding 6 toont het infraroodbeeld (IR-enhanced) waarbij de temperaturen door middel van kleuren zijn weergegeven. Afbeelding 7 is de visuele foto. Vergelijk je beide foto's, dan zal je zonder twijfel ontdekken dat de plaatsen met koudste wolke toppen (hier paars) op de visuele foto overeen komen met verdikkingen op het wolkenpakket. Die verdikkingen komen perfect overeen met de plaats waar de updraft zich bevindt. Het is ook de plaats waar je vanaf de grond een eventuele overshooting top zal zien. Op afbeelding 8 is een foto weergegeven van een wolkenstructuur zoals deze op vele plaatsen in Vlaanderen is gezien. Aan de voorzijde van het onweercomplex (het ging hier om een goed ontwikkelde Squall-line) had zich een zeer uitgesproken shelf-cloud gevormd.

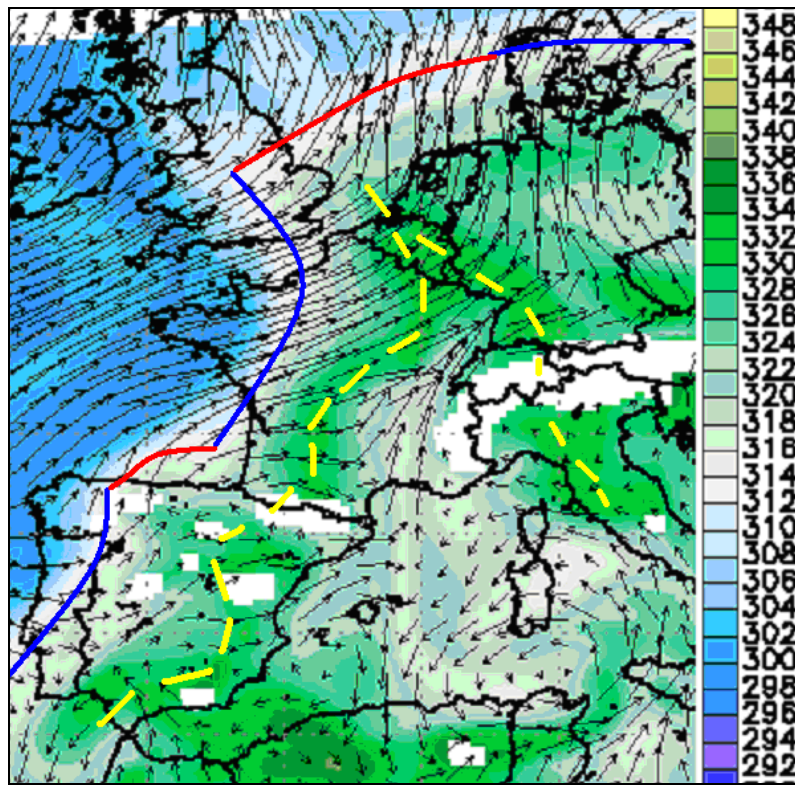


Fig. 5 Bolam-prognose van 2 uur voor wat betreft de equivalente potentiële temperatuur op 850hPa op 8 juni om 11 uur. De schaal is uitgedrukt in Kelvin. Hierop is duidelijk de vochtige en warme luchtmassa te onderscheiden van de koelere en drogere lucht boven Portugal en het westen van Frankrijk. De donkerwitte streep die beide kleurshakeringen verdeeld komt min of meer overeen met de positie van het koufront. Op het moment van de afbeelding. (Bron: ISAC-CNR, DIFI-HE, ARPAL)

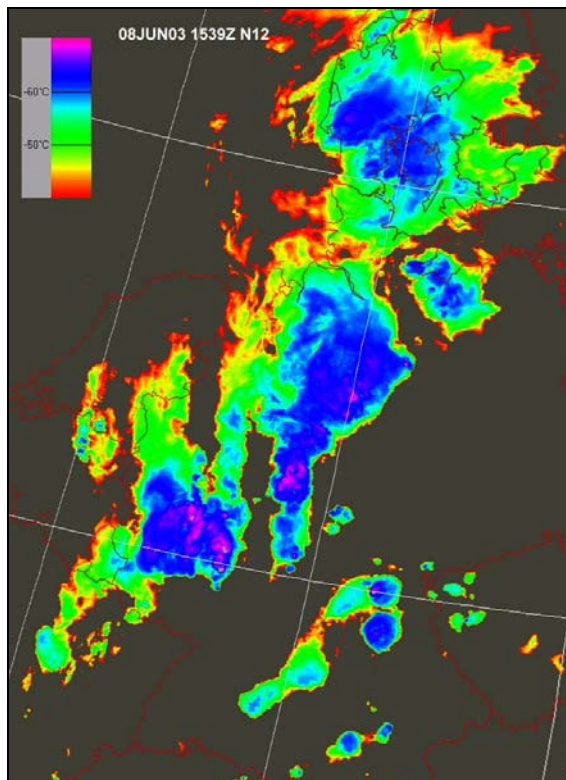


fig. 6 Temperatuuranalyse van het IR-beelden van 8 juni om 17.39 uur. De donkerblauwe kleur komt overeen met temperaturen van -60°C en minder. De paarse kleur geeft aan waar zich de meest ontwikkelde onweerskernen bevinden (hoogste toppen) (Bron: http://www.fvalk.com/day_image.htm)

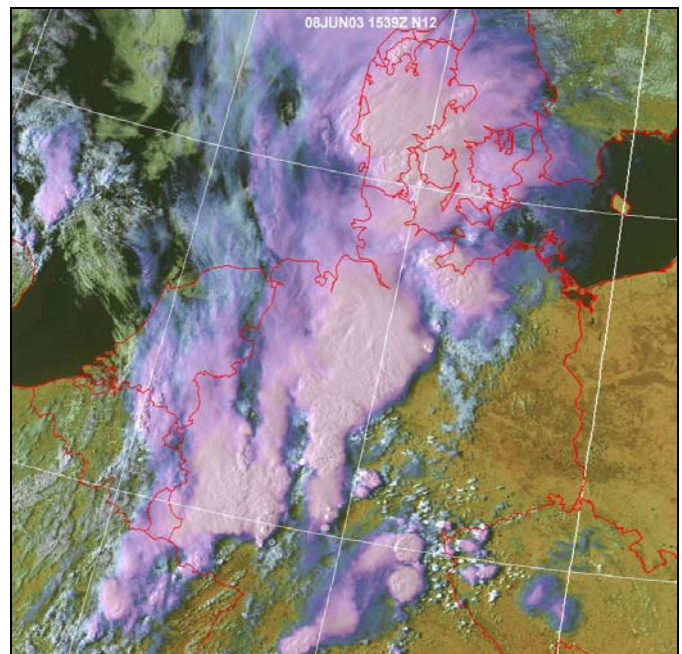


Fig. 7 Noaa-beeld van 17.39 uur (Bron: <http://www.btinternet.com/~wokingham.weather/wwp/>)



Fig. 8 Op deze foto is mooi de structuur van de shelfcloud te zien, die als een wig uit de overige bewolking steekt.(foto: Herta De Neve - Evergem)

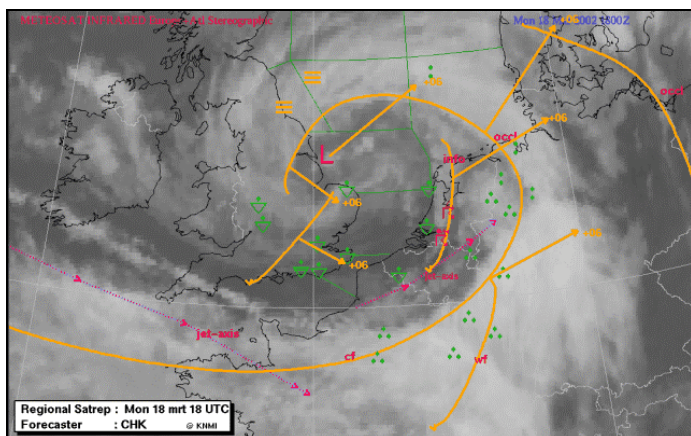


Fig. 9 Analyse van het satelliet-beeld van 18 maart (19 uur). Vlak achter de wolkenkrul trekt een actieve buienlijn mee, waarop onweer voorkomt. (bron: KNMI)

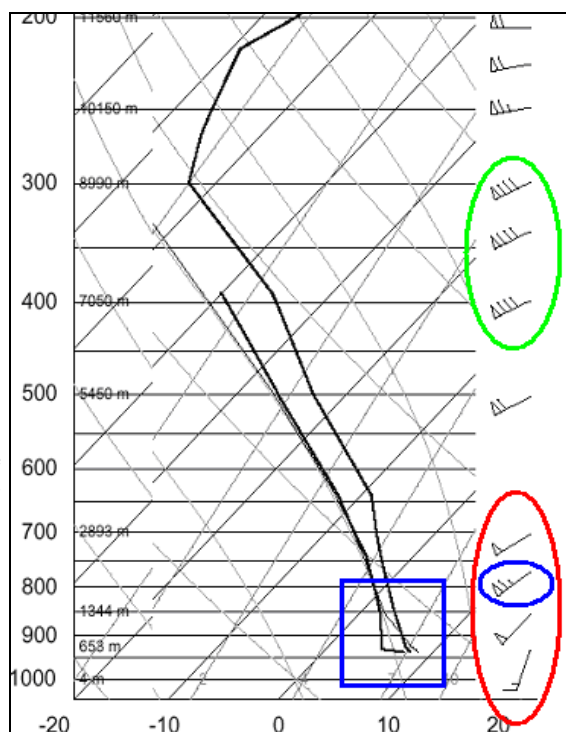


Fig. 10 Hoogtepeiling boven Saint-Hubert van 18 maart om 19 uur. Let vooral op de sterke windshear en de lowlevel-jet op ongeveer 2.000 m. (bron: University of Wyoming - Department of Atmospheric Science).

Zoals beloofd bekijken we ook nog eens een onweersituatie van buiten het onweerseizoen. Het is een situatie die meer in details staat beschreven in de KMI-publicatie (http://www.meteo.be/nederlands/index.php?doc=PubDld&ref_no=rmi_pub-2003015 - © KMI).

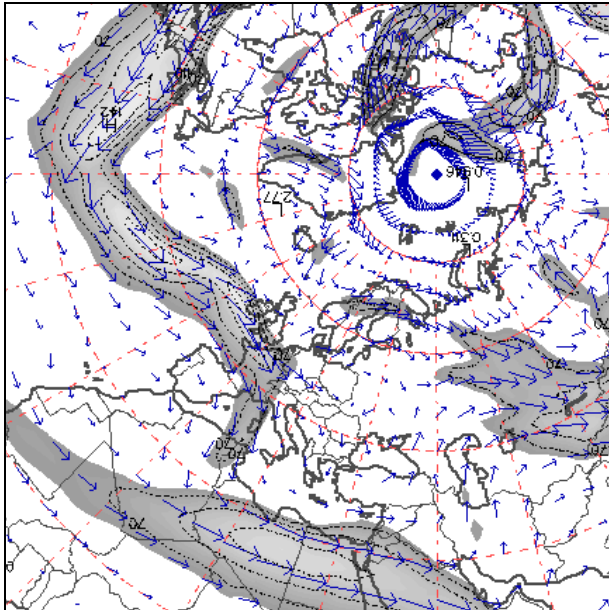


Fig. 11 De straalstroom is grijs ingekleurd.

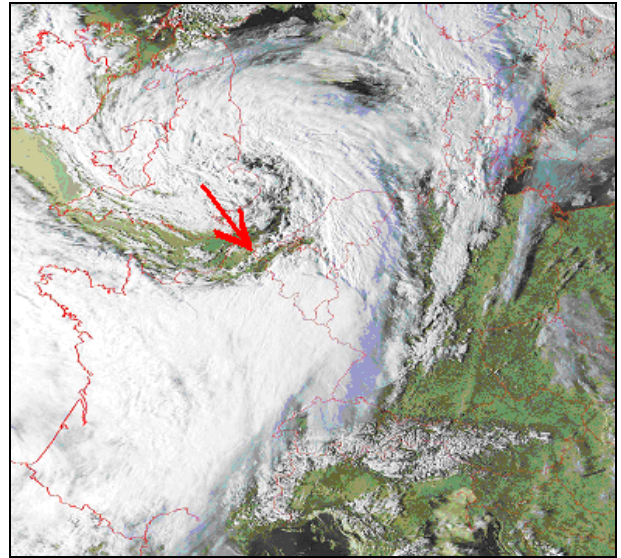


fig. 12 Satelliet-opname van 18 maart om 16.30 uur. Het gaat hem hier om de smalle actieve, buienlijn die op het moment van de opname boven de kuststreek arriveert (Bron: http://www.fvalk.Com/day_image.htm).

We bekijken de situatie van 18 maart 2002. Op de bovenstaande satellietanalyse (afbeelding 9) van het KNMI zien we dat we te maken hebben met een depressie die van de Britse Eilanden naar de Noordzee trekt. Op het beeld is duidelijk dat we terecht zijn gekomen aan de achterzijde van het koufront in de polaire luchtmassa. De straalstroom ligt vlak boven ons land en wij bevinden ons in de linker uitgang van een stevige jetstreak boven Frankrijk (afbeelding 12). Op de visuele satellietfoto (afbeelding 12) zien we de depressie zeer goed liggen. Het koufront ligt op dat moment reeds boven Nederland. Let op de buienlijn vlak achter het koufront (zie rode pijl).



fig. 13

Wat misschien nog het interessantste is om te bezien is de hoogtepeiling. Temeer we hebben gezien dat belangrijk onweer buiten het zomerseizoen meestal wordt veroorzaakt door dynamische processen. In afbeelding 10 is de ballonoplifting van Saint-Hubert opgenomen. Enkele zaken vallen meteen op: de zeer sterke low-level-shear, zowel wat betreft richting als sterkte, de sterke low-level-jet (op zo'n 2 km staat een windsterkte van maar liefst 65 kts), de diepere windshear (tussen grondniveau en 400 hPa neemt de wind met 65 kts) en de relatief sterke hoogtestroming (80 kts). Voor de rest laat het diagram een grotendeels voorwaardelijk onstabiele opbouw zien. Tenslotte moet nog worden opgemerkt dat de atmosfeer zeer vochtig is waardoor de wolkenbasis erg laag zal liggen. Alles samen zorgde dit voor een ideale situatie voor de ontwikkeling van een windhoos in Kettenis nabij Eupen. De radarbeelden toonden daar een mooie 'hook-echo'.

Laten we tenslotte even enkele losse beelden bekijken. Op afbeelding 13 zien we een waterdampfoto waarop enkele 'krullen' te zien zijn. Dergelijke krullen wijzen op positieve vorticeiteit en in dit geval hadden we te maken met een ULL boven ons land. De T500 daalt daarbij tot -20 . Op de foto in afbeelding 14 is dan ook duidelijk te zien (visueel beeld van in de namiddag) dat enkele forse onweersbuien zich ontwikkelen boven het opwarmende vaste land.

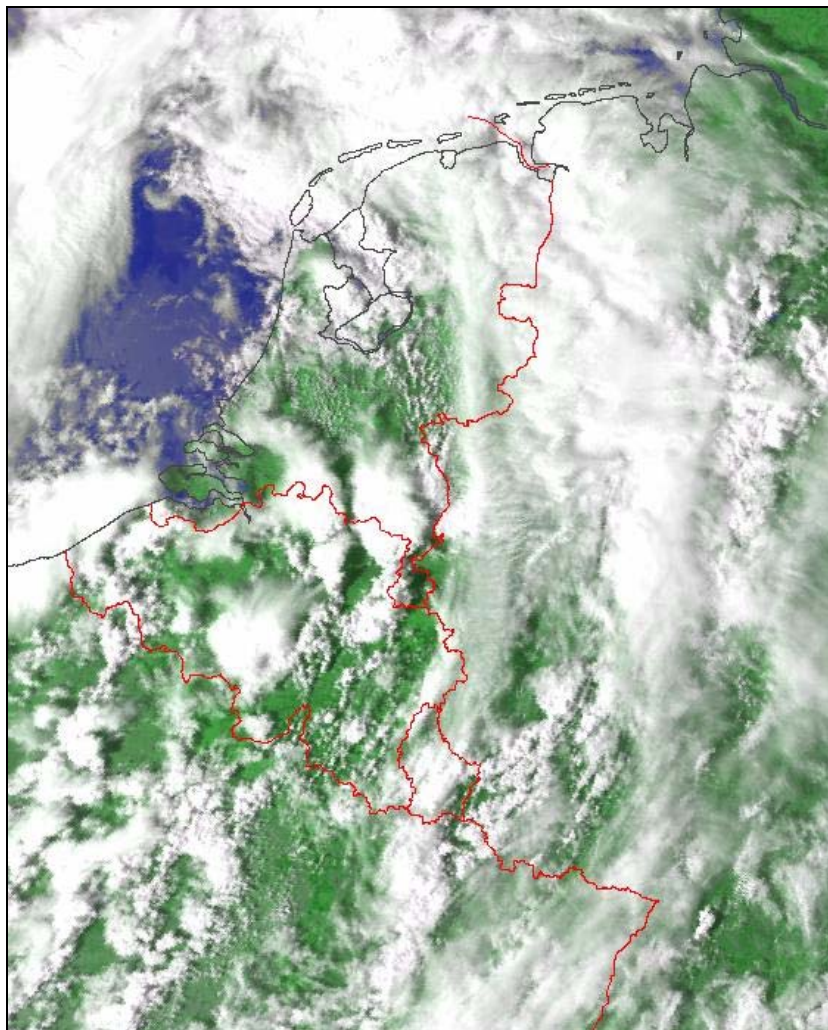


fig 14

Afbeelding 15 t.e.m 17 tonen een situatie waarbij de potentiële onstabieliteit erg groot was boven de lage landen. De CAPE bijvoorbeeld liep op tot 3000 J/kg en de LI werd plaatselijk berekend op een -10 . Niettemin werd slechts één verdwaalde pulse storm gevormd over het westen van ons land. Kijken we naar de peiling (fig. 17), dan zien we niet alleen een grote CAPE, maar eveneens een belangrijke stabiele laag tussen 850 en 800 hPa. Dit zorgt voor een significante CIN. En klaarblijkelijk ontbraken boven land de nodige triggers om deze CIN op te heffen. Ten westen van ons bevond zich een

langgerekte convergentielijn (samenvallend met de WCB) en het is duidelijk dat op deze lijn de triggering een stuk heftiger was. Langsheen de lijn ontstonden een hele reeks buien, verder noordwaarts zelfs enkele MCS's. Afbeelding 16 geeft de grondanalyse weer van dat moment, met daarop duidelijk de thermische prefrontale lagedrukvore en een thermisch lagedrukgebiedje boven het cen-

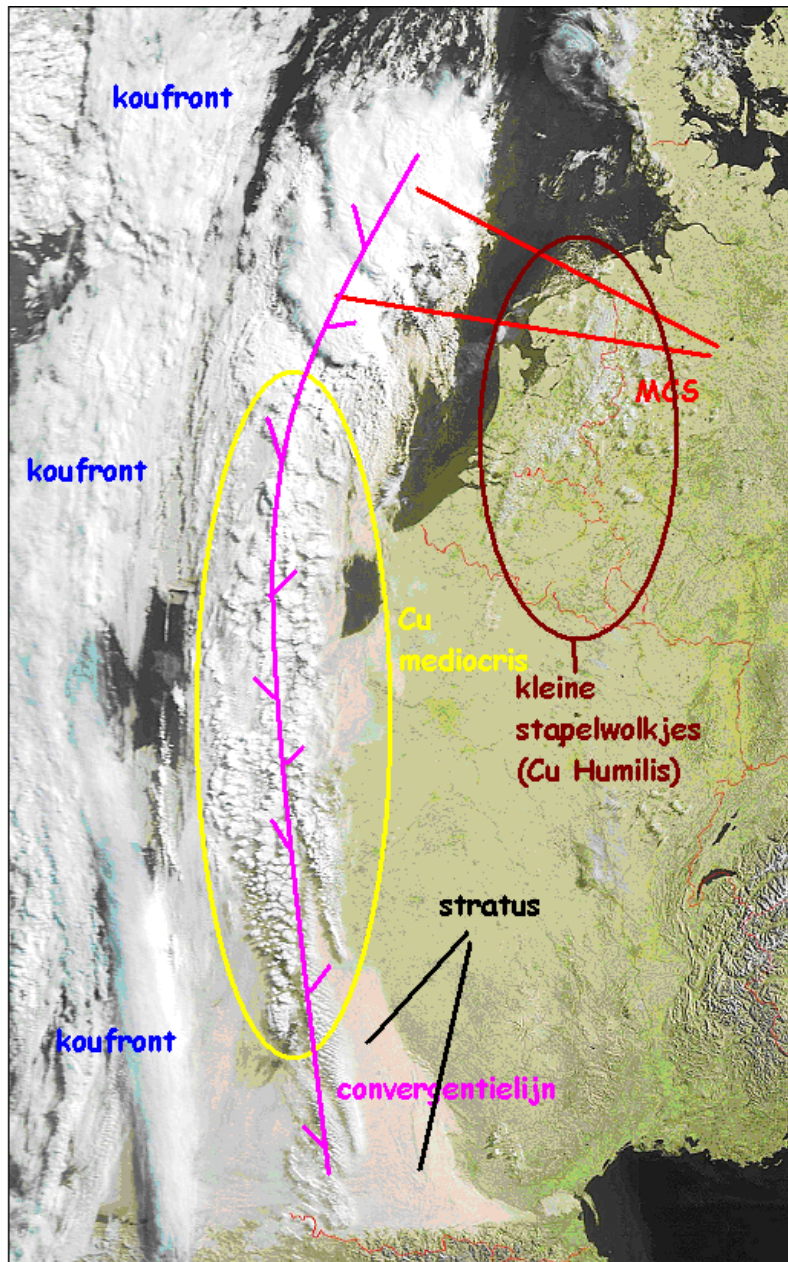
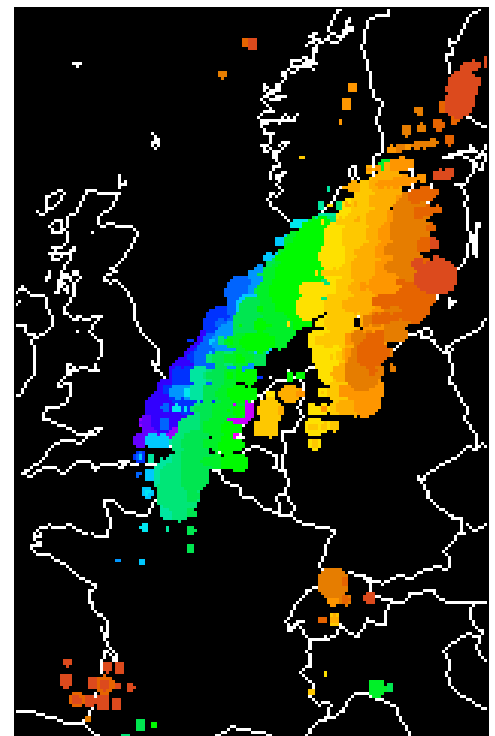


fig. 15

trale deel van Spanje. De kaart toont overigens een schoolvoorbeeld van een warme zomersituatie gevolgd door onweer.



bliksemactiviteit van die dag

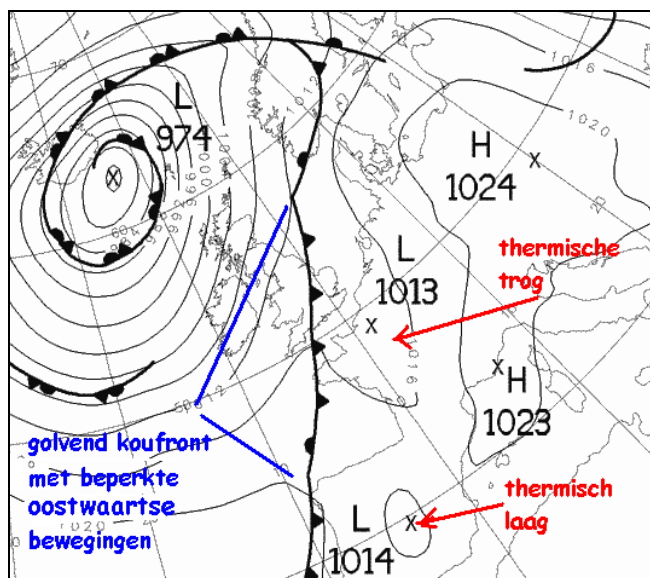


fig. 16 Bron: Met-ffice

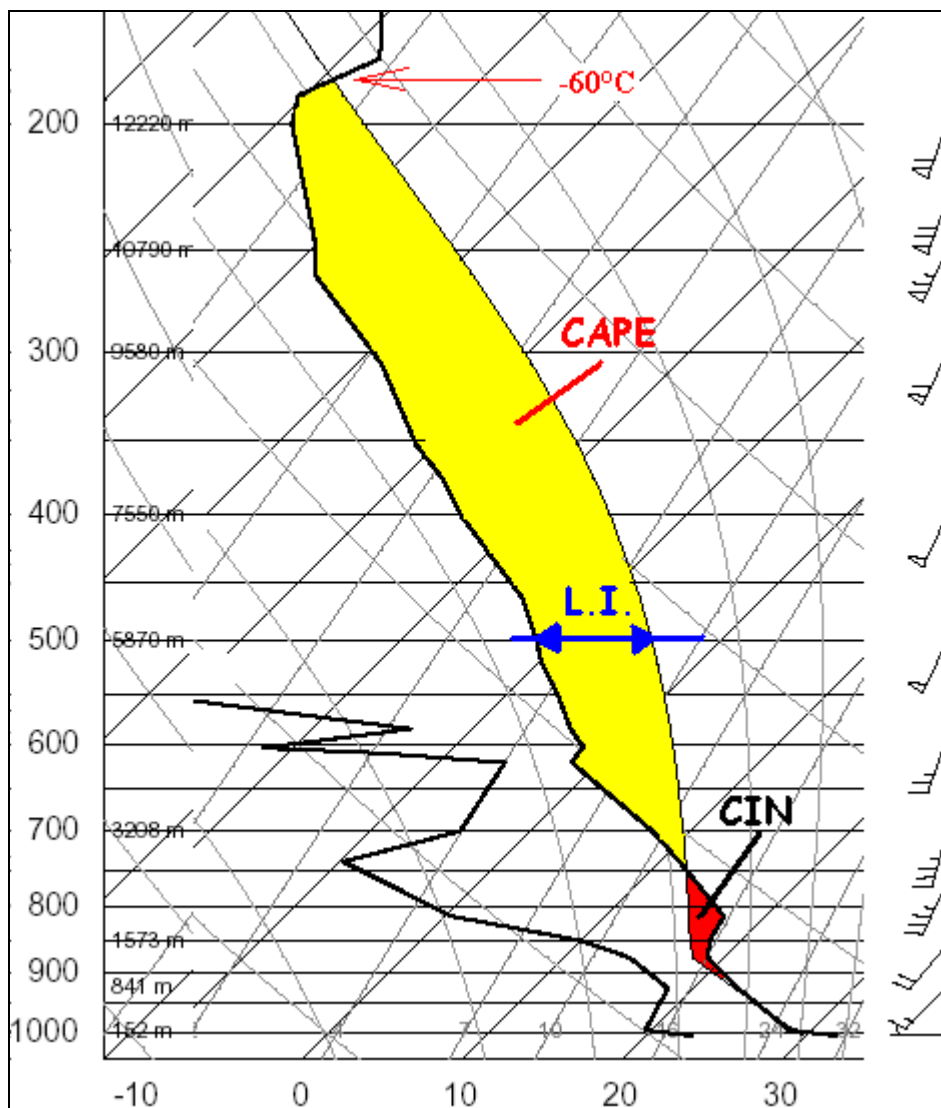


fig. 17

We werpen nog een blik op de IR-satellietfoto (enhanced) van 18 augustus 2002 (afbeelding 18). Een belangrijk deel het Europese vasteland heeft te maken met onweersbuien. Boven West-Europa krijgt duidelijk te maken met de voor ons reeds klassieke onweersituatie met aanvoer van een warme zuidelijke luchtmassa en daarin heeft zich een MCS gevormd. De gele kleuren geven aan dat de toppen erg hoog reiken (zeer koude temperaturen). Ten noorden en ten zuiden van de Pyreneeën doen zich enkele multicells voor, en dat is ook zo boven het Italiaanse vasteland. Hier is mooi te zien dat boven zee geen of nauwelijks onweer voorkomt. We zien ook dat de frontale bewolking, horende bij een koufront ten westen van het Europese vasteland lang niet de activiteit vertoont als de onweersbuien over land. Dat is af te leiden uit de temperaturen van die wolken.

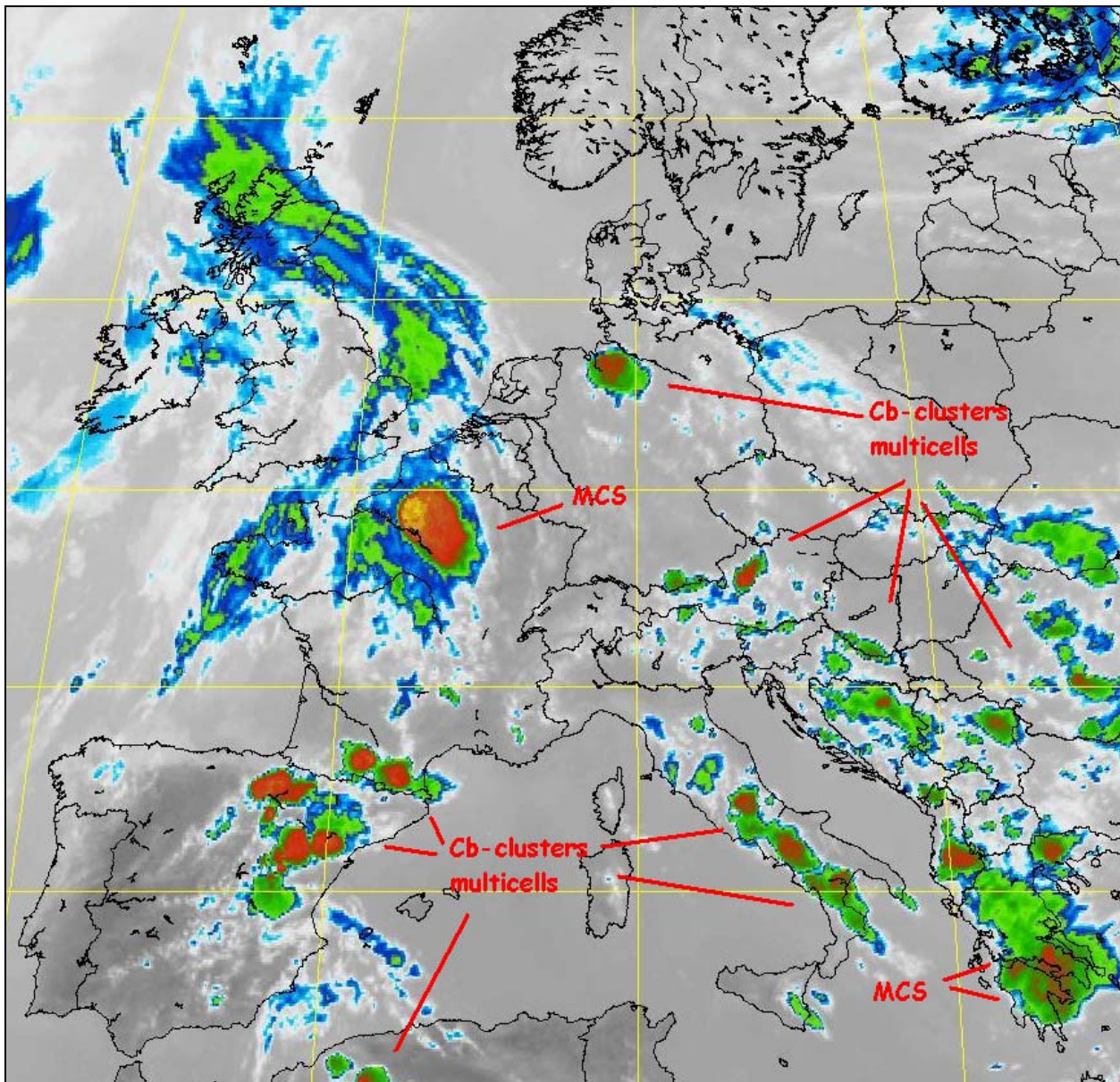


fig. 18

In onze theoretische voorbeschuwingen hebben we gezien dat onweer ook fors kan uitgroeien binnen de warme sector van een golvend koufront. Meerbepaald net ten oosten van de golftop, waar zich niet zelden ook een convergentielijn vormt. In onderstaande beelden is een praktisch voorbeeld voorgesteld van 20 juni 2002. Op de analysekaart (afbeelding 19) zien we de situatie voorgesteld. Een golf trekt dwars over de Lage Landen en uit afbeelding 20 is af te leiden dat zich nabij de golftop in de warme lucht vooraan enkele kolossale MCS's ontwikkelen. Afbeelding 21 toont dat zich op de golftop een lagedrukgebiedje heeft ontwikkeld, maar belangrijker nog zijn de grote theta-e waarden aan de voorzijde van de golftop, die oplopen tot 60°C in het zuidoosten van het land!

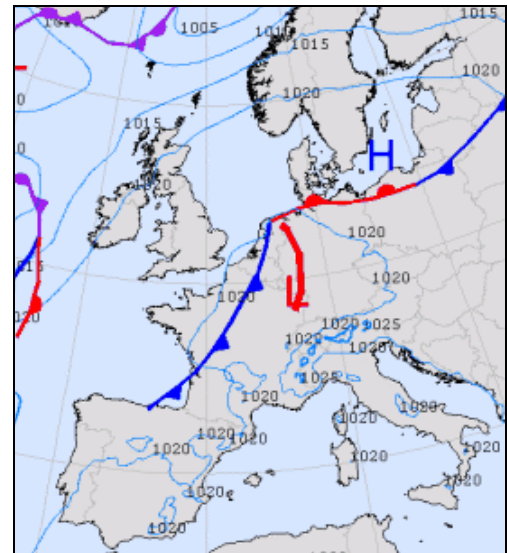


fig. 19 Bron: KNMI

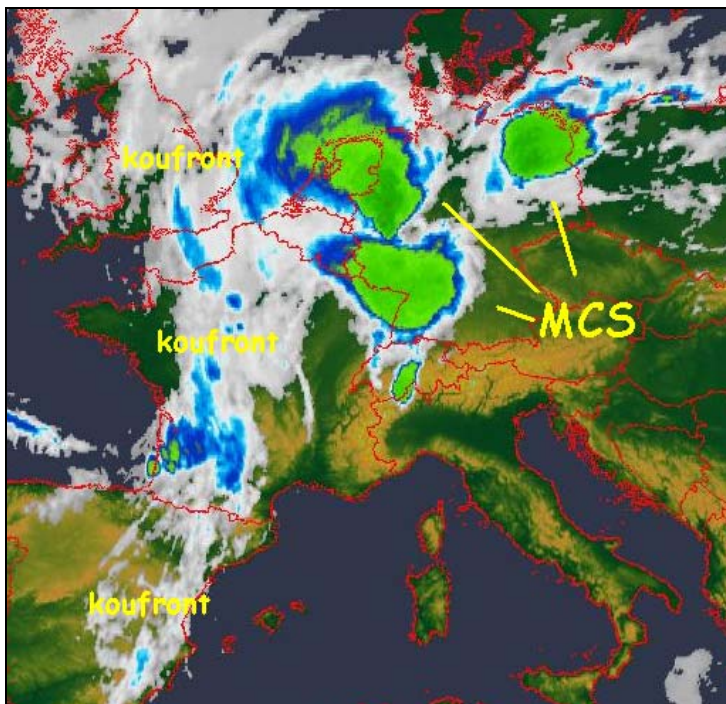


fig. 20

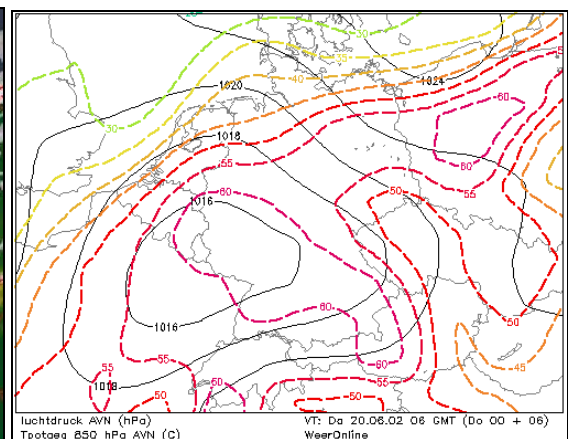


fig. 21

Een andere, zeer explosieve situatie, komen we tegen op 30 juli 2002. In afbeelding 22 zien we dat de boosdoener opnieuw maar eens een convergentielijn was. De situatie was die dan wel iets complexer dan dat, maar het volledige verhaal kan je lezen in de KMI-publicatie die in de inleiding reeds is vermeld. Op de analyse van afbeelding 23 is duidelijk te zien dat een lagedrukvore voor sterke convergentie zorgt aan de grond boven ons land. Afbeelding 24 toont mooi de onweersactiviteit boven het land. De felste buien zijn te zien boven het midden en oosten van ons land, boven het westen van Duitsland en boven het oosten van Engeland. Enkele minder goed uitgebouwde onweersbuien zijn mooi te zien boven de noordelijke helft van Nederland.

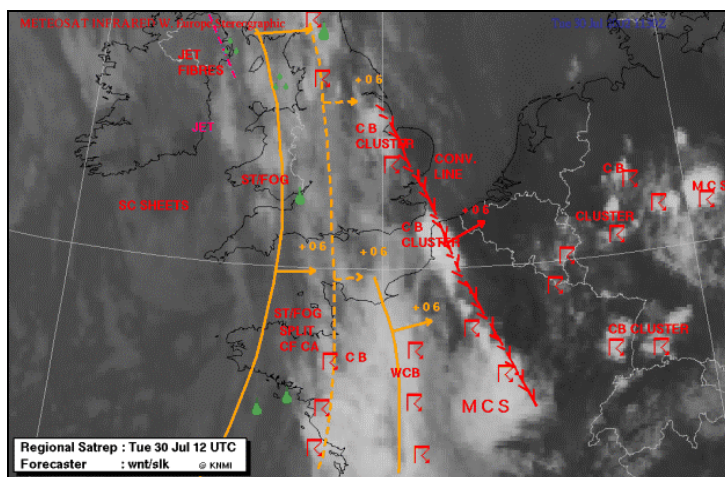


fig. 22 Bron: KNMI

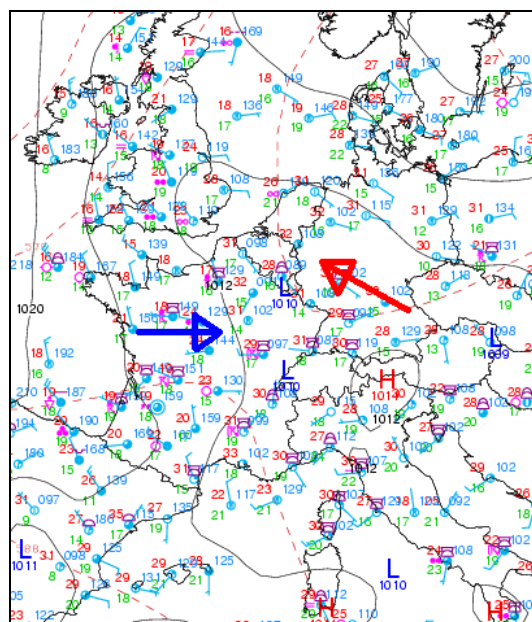


fig. 23

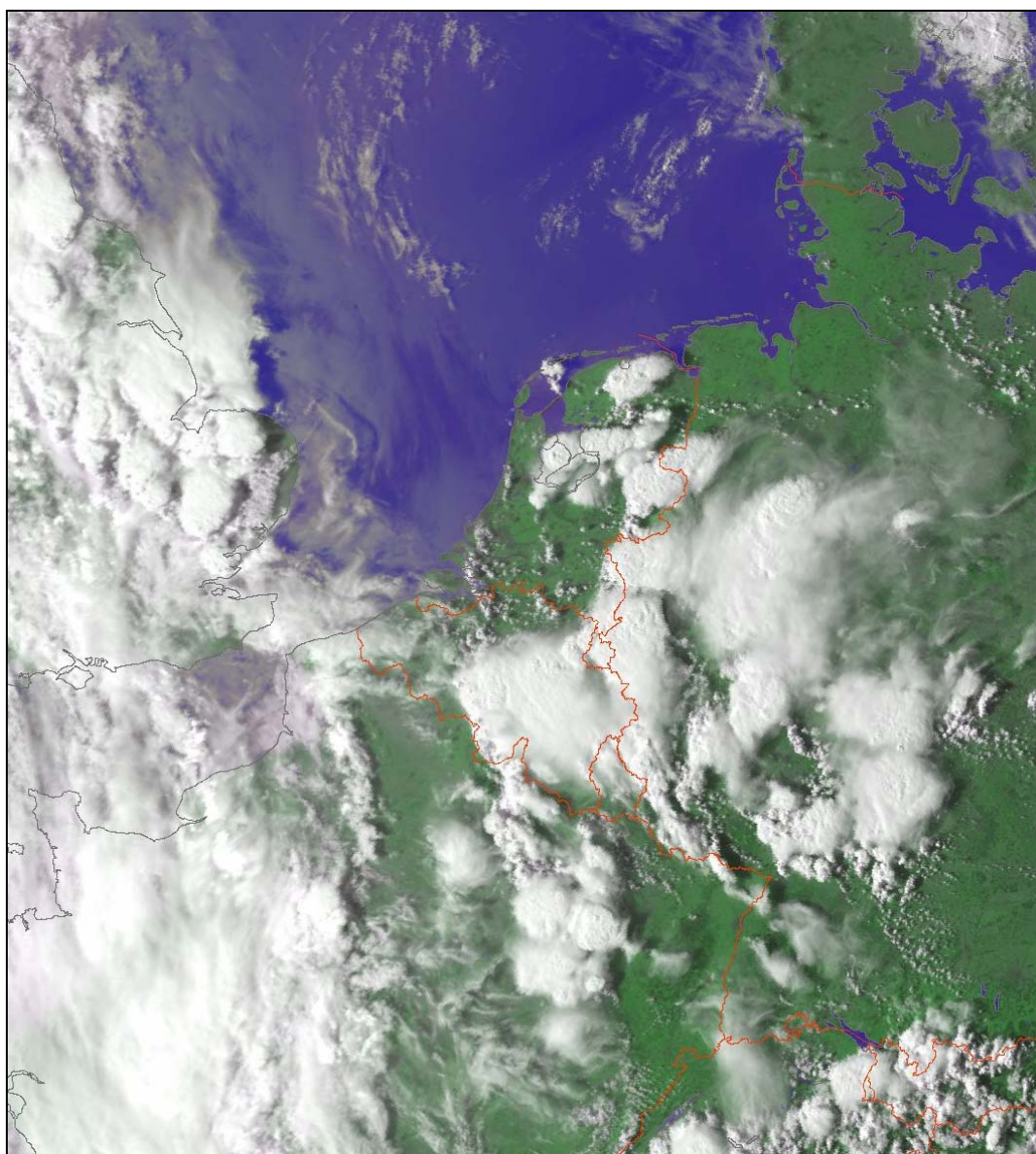


fig. 24

Afsluiten doen we met enkele zeer nuttige webadressen met cursusmateriaal (ook te vinden op <http://users.pandora.be/donderkop/links/cursus.htm>)

http://www.wdth.noaa.gov/DLCourses/dloc/ic57/ic57-screen.pdf	Meer dan 200p (PDF) met up-to-date info over onweer
http://www.cimms.ou.edu/~doswell/Web_Formalpubs.html	Publicaties van Chuck Doswell
http://ocw.mit.edu/OcwWeb/Physics/	Online VIDEO-lessen over o.a FYSICA, ELEKTROSTATICA
http://www.met.fsu.edu/Grads/sfiorin/AFW/Tn98002.pdf	Een zeer uitgebreide meteo-cursus (240p) van de Amerikaanse luchtmacht in PDF-Formaat
http://www.zamg.ac.at/docu/Manual/SatManu/main.htm	Uitgebreide cursus over Satellietmeteorologie (o.a Satrep)
http://www.auf.asn.au/meteorology/index.html	Cursus meteo voor piloten (let op: van Australië, dus circulatie andersom tov noordelijk halfrond!)
http://www.weatherwise.org/gr/grv.jetstreak.html	De invloed van een jetstreak in de bovenlucht zie je hier uitgelegd
http://geog.arizona.edu/~comrie/geog430/21vert/vert.htm - Divergence	Invloed van weer in de hoogte op onderliggende druksystemen
http://www.tpub.com/meteorology.htm	Zeer uitgebreide weercursus, oorspronkelijk bestemd voor luchtvaart
http://deved.comet.ucar.edu/mesoprim/hodograaf/print.htm	Interactive module over hodograms
http://www.hprcc.unl.edu/nebraska/the_thunderstorm.html http://www.germansevereweather.de/strugew.htm	Uiteenzetting verschillende types onweer
http://www.hpc.ncep.noaa.gov/research/amsQPF_mcs1_and_mcs2/sld001.htm	
http://www.knmi.nl/voorl/verken/	Zeer uitgebreide site met weerkaarten, satellietfoto's, enz...
http://plaza.ufl.edu/rakov/resources.htm#Lightning%20Protection	Links i.v.m. atmosferische elektriciteit
http://www.met.ed.ac.uk/calmet/	Manual over conceptuele modellen in de satelliet-meteo
http://www.meted.ucar.edu/index.htm	Manuals
http://www.germansevereweather.de/superzelle.html	Invloed van dynamische processen in de atmosfeer op een onweersbui (Duits)
http://www.srh.noaa.gov/oun/severewx/branick2.html#b	Woordenboek met weertermen
http://www.theweatherprediction.com/habyhints/index.html	Zeer uitgebreide lijst met tips voor de weervoorspeller
http://www.heliosat3.de/e-learning/METR443/	Cursus convective meteorologie
http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbase/hframe.html	Algemene fysica
http://www.meteo.be/nederlands/index.php?menu=Menu1_8	Publicatielijst van het KMI
http://www.phys.uu.nl/~ttu/estofex/html/literature.html	Onweerlandliteratuur

Contact:

In Vlaanderen is een vereniging actief die zich bezig houdt met weerkunde op alle vlakken, ook met onweer. De vereniging is een uitgerekend contactpunt voor weerliefhebbers van alle niveaus. Wil je contact opnemen met de **Vlaamse Vereniging voor Weerkunde**, dan kan dat via:

Geert Naessens
Hoetsel 1
9930 Zomergem
tel: 09/259.84.64
mail: geert.naessens@freebel.net
<http://www.weerkunde.be>

Contact opnemen met de webmaster van de van de **Donderkopsite** kan via:

Karim Hamid
Ter Goedingen 44
9881 Bellem
DonderkopSite@hotmail.com
<http://users.pandora.be/donderkop/>